C P R M
BIBLIOTECA
2430

Brusque

FOLHA SG.22-Z-D-II-1

Escala 1:50.000

PHL
014398
2007

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

Escalas 1:250.000 – 1:100.000 – 1:50.000

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Inácio de Medeiros Delgado

COORDENAÇÃO TEMÁTICA

Nacional

Análises Minerais Vânia N. de Araújo Mello
Bases de Dados Ernesto von Sperling
Biblioteca Tânia R.B. de M. Freire
Editoração Afonso H. de Souza Lobo
Financeira Idelmar da Cunha Barbosa
Estratigrafia Augusto José Pedreira
Geofísica Mário J. Metelo
Geologia Estrutural Reginaldo Alves dos Santos
Geologia Econômica Ódimo Francisconi
Geoprocessamento Ricardo Moacyr de Vasconcellos
Geoquímica Carlos Alberto C. Lins
Geotectônica Atahualpa Valença Padilha
Hidrogeologia Antônio de Souza Leal
Litogeoquímica Emiliano Cornélio de Souza
Metalogenia Inácio de Medeiros Delgado
Petrologia Luiz Carlos da Silva
Processamento de Dados Gilberto G. da Vinha
Programa Grande Carajás Orlando José B. de Araújo
Sensoriamento Remoto Sérgio M.S. Guerra
Treinamento Antônio José D. Rocha

Regional

Superintendência Regional de Porto Alegre

Gerente de Recursos Minerais Luiz Fernando Fontes de Albuquerque
Gerente de Administração e Finanças João Carlos Pinto Duarte
Supervisor de Projetos Alfeu Levy da Silva Caldasso
Petrografia e Petrologia Wilson Wildner
Sensoriamento Remoto Douglas Roberto Trainini
Geoquímica Carlos Antônio Grazia
Metalogenia Gilberto Emílio Ramgrab
Estratigrafia e Sedimentologia Ricardo da Cunha Lopes
Geofísica Antônio Flávio Uberti Costa

FOLHA BRUSQUE

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

C P R M
BIBLIOTECA

BRUSQUE

FOLHA SG.22-Z-D-II-1

Estado de Santa Catarina

Organizado por
Alfeu Levy da Silva Caldasso
Antonio Silvio Jornada Krebs
Marco Aurélio Schneiders da Silva
Eduardo Camozzato
Gilberto Emílio Ramgrab

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

Serviço Geológico do Brasil

BRASÍLIA 1995

CRÉDITOS DE AUTORIA

Parte I	
Capítulo 1 e 2	Alfeu Levy da Silva Caldasso
Parte II	
Capítulo 1	
Capítulo 2	Alfeu Levy da Silva Caldasso
2.1, 2.2, 2.2.1, 2.2.2, 2.2.3	Alfeu Levy da Silva Caldasso
2.2.4	Antônio Silvio Jornada Krebs e Marco Aurélio Schneiders da Silva
2.2.5	Antônio Silvio Jornada Krebs, Andrea Sander e Ricardo da Cunha Lopes
2.2.6	Wilson Wildner
2.2.7, 2.2.8	Antônio Silvio Jornada Krebs
2.2.9	Andrea Sander e Alfeu Levy da Silva Caldasso
2.2.10	Alfeu Levy da Silva Caldasso
2.3	Alfeu Levy da Silva Caldasso, Wilson Wildner, Andrea Sander e José Leonardo da Silva Andriotti
2.4	Alfeu Levy da Silva Caldasso, Wilson Wildner, Andrea Sander
2.5	Alfeu Levy da Silva Caldasso, Wilson Wildner,
2.6	Alfeu Levy da Silva Caldasso
Capítilo 3	Adalberto de Abreu Dias, Antonio Silvio Jornada Krebs, Marco Aurélio Schneiders da Silva e Eduardo Camozzato
Capítulo 4	Alfeu Levy da Silva Caldasso e Antônio Silvio Jornada Krebs
Capítulo 5	Antônio Flávio Uberti Costa e Maria Laura de Azeredo
Capítulo 6	Carlos Alberto Kirchner
Capítulo 7	Gilberto Emílio Ramgrab
Capítulo 8	Alfeu Levy da Silva Caldasso e Marco Aurélio Schneiders da Silva
Parte III	
Capítulo 1	Antônio Silvio Jornada Krebs
Capítulo 2	Alfeu Levy da Silva Caldasso,
Capítulo 3	Antônio Silvio Jornada Krebs e Marco Aurélio Schneiders da Silva

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

PROJETO DE MAPEAMENTO GEOLÓGICO/METALOGENÉTICO

Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Superintendência Regional de Porto Alegre

Acompanhamento Técnico: João Awdziej (DNPM)

Consultoria:
Alberto Pio Fiori (UFPR)
Miguel Angelo Stipp Basei (USP)

Coordenação editorial a cargo do
Núcleo de Edições Técnicas – NUTEC
Superintendência de Apoio e Desenvolvimento Tecnológico

Caldasso, Alfeu Levy da Silva

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Brusque Folha SG.22-Z-D-II-1. Estado de Santa Catarina/Organizado por Alfeu Levy da Silva Caldasso, Antonio Silvio Jornada Krebs, Marco Aurélio Schneiders da Silva, Eduardo Camozzato, Gilberto Emílio Ramgrab.– Escala 1:50.000. – Brasília: CPRM, 1995.

272 p. il. + mapas

"Projeto de Mapeamento Mapeamento Geológico/ Metalogenético."Executado pela Companhia de Recursos Minerais – CPRM. Superintendência Regional de Porto Alegre".

1. Geologia – Santa Catarina – Mapas. I. Krebs, Antonio Silvio Jornada. II. Silva, Marco Aurélio Schneiders da. III. Camozzato, Eduardo. IV. Ramgrab, Gilberto Emílio. V. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. IV. Título.

CDD 558.11

SUMÁRIO

Resumo i

Abstract iii

PARTE I – INTRODUÇÃO 1

Capítulo 1 – Aspectos Gerais da Área 5
1.1 Localização e Acesso 5
1.2 Aspectos Sócio-Econômicos 5
1.3 Aspectos Fisiográficos: Clima, Hidrografia, Solo e Vegetação 6
1.4 Aspectos Geomorfológicos 7

Capítulo 2 – Trabalhos Anteriores 9

Capítulo 3 – Metodologia e Equipe do Projeto 19
3.1 Metodologia 19
3.2 Pessoal 21

PARTE II – GEOLOGIA 23

Capítulo 1 – Síntese Geológica Regional 25
1.1 Comentários Gerais 25
1.2 Complexo Granulítico de Santa Catarina 26
1.3 Complexo Granito-Gnáissico 30
1.4 Complexo Brusque 31
1.5 Bacia do Itajaí e Similares 35
1.6 Suítes Intrusivas Graníticas e Vulcânicas Associadas 36
1.7 Coberturas Fanerozóicas 41

Capítulo 2 – Estratigrafia 43
2.1 Coluna Litoestratigráfica 43
2.2 Complexo Brusque – PIMb 45

2.2.1 Comentários Gerais 45
2.2.2 Distribuição Geográfica 46
2.2.3 Relações de Contato 46
2.2.4 Unidades Litofaciológicas 47
2.2.4.1 Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa – PIMbmpa$_1$ e PIMbmpa$_2$ 47
2.2.4.2 Unidade Siliciclástica Arenosa - PIMbma$_1$ e PIMbma$_2$ 49
2.2.4.3 Unidade Siliciclástica Areno-Pelítica – PIMbmap 49
2.2.4.4 Unidade Carbonática – PIMbmcc 50
2.2.4.5 Unidade Vulcano-Sedimentar – PIMbmvs 50
2.2.5 Caracterização Litológica e Petrográfica das Litofácies 51
2.2.6 Caracterização Litoquímica 61
2.2.6.1 Litótipos Paraderivados 63
2.2.6.2 Litótipos Ortoderivados 75
2.2.7 Modelo Deposicional 92
2.2.8 Modelo Geométrico-Cinemático - Fases de Implantação, Preenchimento e Inversão da Bacia Brusque 94
2.2.8.1 Comentários Gerais 94
2.2.8.2 Fase de Implantação 96
2.2.8.3 Fase de Preenchimento 96
2.2.8.4 Fase de Inversão 97
2.2.9 Metamorfismo e Deformação 97
2.2.10 Idade e Correlação 103
2.3 Rochas Graníticas 105
2.3.1 Comentários Gerais 105
2.3.2 Suíte Intrusiva Valsungana/Guabiruba – Psγ 105
2.3.2.1 Distribuição Geográfica 105
2.3.2.2 Relações de Contato 106
2.3.2.3 Características Texturais e Estruturais 108
2.3.2.4 Caracterização Petrográfica 109
2.3.2.5 Caracterização Litoquímica 115
2.3.2.6 Mecanismo de Colocação dos Granitóides 127
2.3.2.7 Geocronologia 128
2.4 Rochas Filonianas Eopaleozóicas – EoPzα e EoPzβ 128
2.5 Magmatismo Mesozóico – Kλ e JKdb 133
2.6 Depósitos Cenozóicos – Qtr, Qtl e Qal 134

Capítulo 3 – Geologia Estrutural 137
3.1 Considerações Gerais 137
3.2 Fases de Deformação 140
3.2.1 Fase de Deformação – F_{t-1}: Pré-Transposição 140
3.2.2 Fases de Deformação Precoces – D_{1-2}: Transposição de Cisalhamento Dúctil de Baixo Ângulo 140
3.2.3 Fases de Deformação Tardias – D_{3-4}: Cisalhamento Frágil-

Dúctil de Alto Ângulo 143
3.2.3.1 Fase D_3 144
3.2.3.2 Fase D_4 145
3.3 Zonas de Cisalhamento Transcorrente 147
3.4 Análise e Interpretação dos Dados 157

Capítulo 4 – Evolução Geológica 157
4.1 Comentários Gerais 157
4.2 Considerações Sobre os Dados Geocronológicos 158
4.3 Quadro da Evolução Geotectônica 159

Capítulo 5 – Geofísica 167
5.1 Sistemática Adotada 167
5.2 Dados Utilizados 167
5.2.1 Aerogeofísica 167
5.2.2 Geofísica Terrestre 169
5.3 Interpretação e Correlação dos Dados 171
5.3.1 Aerorradiometria 171
5.3.2 Aeromagnetometria 177
5.3.3 Geofísica Terrestre 177
5.3.3.1 Propriedades Físicas das Rochas 177
5.3.3.2 Perfis Gravimétricos 183
5.3.3.3 Perfis Magnetométricos 186
5.4 Conclusões 191

Capítulo 6 – Prospecção Geoquímica 195
6.1 Sistemática Adotada 195
6.1.1 Planejamento 195
6.1.2 Amostragem 197
6.1.3 Análises 197
6.1.3.1 Preparação das Amostras 198
6.1.3.2 Sistemática de Análises 198
6.1.4 Controle de Qualidade 199
6.1.5 Interpretação dos Dados 199
6.1.6 Arquivo de Dados 200
6.2 Interpretação dos Resultados 202
6.2.1 Estudo Orientativo 202
6.2.2 Levantamento Regional e Detalhado 204

Capítulo 7 – Metalogenia 207
7.1 Considerações Preliminares 207
7.2 Concepção das Cartas Metalogenéticas/Previsionais, 1:100.000/1:50.000 . 207
7.3 Dados de Mineralizações 209
7.4 Dados Geoquímicos 210

7.5 Dados Geofísicos 210
7.6 Integração Metalogenética/Previsional 211
7.6.1 Mineralizações Filonianas de Au ± Sulfetos 211
7.6.2 Mineralizações de Au (Ag, Bi) + Sulfetos (Singenéticas) 211

Capítulo 8 – Geologia Econômica 213
8.1 Principais Recursos Minerais da Área 213
8.1.1 Materiais de Construção 213
8.1.2 Calcário Metamórfico 214
8.1.3 Xistos e Filitos Grafitosos 214
8.1.4 Feldspato/Caulim 214
8.1.5 Manganês 216
8.1.6 Barita 216
8.1.7 Ouro/Sulfetos Maciços 216
8.2 Projeções e Perspectivas 217

PARTE III – RESULTADOS

Capítulo 1 – Conclusões 221
1.1 Geologia 221
1.2 Geofísica 223
1.3 Prospecção Geoquímica 224

Capítulo 2 – Recomendações 227
2.1 Recomendações aos Orgãos Governamentais e Universidades 227
2.2 Recomendações à Iniciativa Privada 228

Capítulo 3 – Informações Geradas 229
3.1 Ilustrações Inseridas no Texto 229
3.2 Documentos Anexos 229
3.3 Dados Disponíveis em Arquivo Magnético 229
3.4 Dados Disponíveis no DNPM/CPRM 229

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 231

APÊNDICES:

1 – Súmula de Dados de Produção

2 – Ilustrações Fotográficas

ANEXOS

- Carta Geológica
- Carta Metalogenética/Previsional

RESUMO

O presente trabalho, integrante do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, que vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, desde setembro de 1985, se refere ao mapeamento geológico, na escala 1:50.000, da Folha Brusque (SG.22-Z-D-II-1), com área aproximada de 675 km^2 e limitada pelas coordenadas 27°00'-27°15'S e 48°45'-49°00W, situada na região centro-leste do estado de Santa Catarina. A integração dos levantamentos geológico, geofísico e geoquímico resultaram na elaboração das cartas geológica e metalogenética/previsional, com densidade de informações compatível com a escala 1:50.000.

A Folha Brusque, inserida na porção central do Escudo Catarinense, compreende rochas de um cinturão metavulcano-sedimentar e granitóides intrusivos.

Foram cartografadas e caracterizadas, duas unidades geológicas principais: Complexo Brusque do Proterozóico Inferior-Médio (?) e granitóides brasilianos, localmente cobertas por depósitos aluviais, terraços e tálus.

O Complexo Brusque é representado dominantemente por uma Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa, rítmica, que encerra níveis subordinados de metarenitos, metabásico-ultrabásicas, metacalcários e quartzo-turmalinitos bandados (exalitos). Esta unidade, depositada em ambiente marinho, presumivelmente na interfácies plataformal/bacinal, foi regionalmente metamorfizada na fácies xisto-verde e policiclicamente deformada por fases precoces tangenciais (D_{1+2}) no Proterozóico Médio (?) e tardias transcorrentes (D_{3+4}) no Proterozóico Superior.

Os granitóides, de geração essencialmente crustal, tipo "S" e quimismo calcialcalino a alcalino, são representados por monzogranitos, sienogranitos e mais raramente granodioritos, agrupados na Suíte Intrusiva Valsungana/Guabiruba e subdivididos em três fácies petrográficas (Valsungana, Guabiruba e Indaiá). Foram posicionados em níveis crustais rasos, durante o Proterozóico Superior (630-640Ma), aproveitando estruturas geradas nas fases transcorrentes (sin-tardi-cinemáticas a D_3) e imprimindo forte ação de metamorfismo de contato sobre os metamorfitos regionais encaixantes.

Além dessas unidades maiores e das coberturas quaternárias, incidem, na área, corpos filoneanos ácidos e básico-intermediários do Eo-Paleozóico e diques de diabásio e de rocha

alcalina mesozóicos, que cortam, indiscriminadamente, os metamorfitos e os granitóides.

Foram reconhecidas, quatro fases deformacionais: as duas primeiras (D_{1+2}), de regime tangencial, atuaram sobre os litótipos do Complexo Brusque, síncronas ao metamorfismo regional; e as duas últimas (D_{3+4}), relacionadas a regime transcorrente do Proterozóico Superior, afetando também, em parte, os granitóides, foram responsáveis pela atual feição morfoestrutural da área.

A interpretação de dados aerogeofísicos e de perfis gravimétricos e magnetométricos terrestres permitiu a detecção de anomalias pontuais relacionadas a rochas básicas e a corpos de sulfetos maciços e à morfologia dos maciços graníticos em profundidade.

A prospecção geoquímica regional e de detalhe, através de sedimentos ativos de corrente e concentrados de minerais pesados, revelou áreas anômalas para ouro e tungstênio (scheelita) nos domínios do Complexo Brusque e das rochas granitóides e para monazita no âmbito dos granitóides.

Foram reconhecidas e cadastradas ocorrências e indícios de Au, sulfetos maciços, Mn, U/Th, feldspato, grafita, barita e mármore, além de areia, cascalho e pedras de construção (granito), no âmbito da folha.

A integração dos dados geológicos, geofísicos e geoquímicos possibilitou a elaboração da Carta Metalogenética/Previsional, onde estão assinaladas as áreas potencialmente mais importantes para futuras ações governamentais e do setor privado.

ABSTRACT

This work is a part of the Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB that has been carried out by the Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM for the Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM since September, 1985. It reports the geological mapping, in the of 1:50,000 scale, of the Brusque Sheet (SG.22-Z-D-II-1), that covers an area of 675 sq.km limited by the 27°00'-27°15'S e 48°45'-49°00'W coordinates and which is placed in the central-eastern part of the Santa Catarina State.

The geological data were integrated together with the results of geophysical and geochemical prospection surveys to produce the geological and metallogenetic-previsional maps of the area, with a density of information compatible with the 1:50.000 scale.

The Brusque Sheet is located in the central portion of the Catarinense Shield and comprehends metavolcano sedimentary belt rocks and intrusive granitoids.

There were characterized two principal geological units: the Brusque Complex, Lower to Middle Proterozoic in age and the Brasiliano Granitoids, both locally covered by alluvial terrace and talus deposits.

The Brusque Complex is mainly represented by a siliciclastic and ritmic pelite-arenaceous unit that contains subordinate beds of metasandstones, metabasic-ultrabasic rocks, metalimestones and banded quartz-tourmalinites (exhalites). This unit was formed in a marine environment, presumingly in the platform/basin interface, was regionally metamorphised in the greenschist facies and was policyclically deformed by early tangential phases (D_{1+2}) in the Middle Proterozoic (?) and by late transcurrent phases (D_{3+4}) in the Upper Proterozoic.

The granitoids (S-type) have an essentially crustal generation and calc-alkaline to alkaline chemism and are represented by monzogranites, sienogranites and less frequently by granodiorites. They can be grouped in the Valsungana/Guabiruba Intrusive Suite and subdivided in three petrographic facies (Valsungana, Guabiruba and Indaiá). They were emplaced in shallow crustal levels during the Upper Proterozoic (630-640 m.y.) by using the structures generated in the transcurrent phases (syn- to late-tectonic to D_3) and impressing a strong contact metamorphism in the regional metamorphites which are their host rocks.

Besides these two major units and the Quaternary cover occur in the area Eopaleozoic acid and basic/intermediate dikes and Mesozoic diabase and alkaline rock dikes which cut across both the metamorphites and the granitoids.

There were recognized four deformation phases: the first two (D_{1+2}) are of tangential regime and acted on the Brusque Complex rocks along with the regional metamorphism; the last two (D_{3+4}) are related to an Upper Proterozoic transcurrent regime and also affected partially the granitoid rocks and are the responsible for the present morphostructural features of the area.

The interpretation of the airborne geophysical and ground gravimetric and magnetometric sections led to the identification of punctual anomalies related to the basic rocks and to massive sulfide bodies besides the subjacent granitic bodies.

The regional and detailed geochemical exploration by pan concentrates and active stream sediments revealed anomalous areas for gold and tungsten (scheelite) in the Brusque Complex and granitoid domains, and for monazite in the granitoid rocks.

In the mapped area there were recognized and listed occurrences and traces of Au, massive sulfides, Mn, U/Th, feldspar, graphite, barite and marble as well as sand, pebble and dimension stones (granites).

The final integration of the geological, geophysical and geochemical data produced the Metallogenetic-Previsional Map that points out to the potentially most important areas for governmental and private further investments.

PARTE I

INTRODUÇÃO

A execução das folhas Florianópolis (SG.22-Z-D) e Joinville (SG.22-Z-B), integrantes do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, conduziu à caracterização, de maneira precária, dos metamorfitos aflorantes na região de Brusque, como uma seqüência metavulcano-sedimentar similar a *greenstone belt*, a partir da integração de dados geológicos e aeromagnetométricos (Silva, 1983 a, b). Nas Cartas de Previsão para Planejamento de Ações Governamentais das aludidas folhas, foram sugeridos estudos de detalhe para melhor qualificar a seqüência, tendo em vista sua elevada potencialidade para Au, W e metais básicos. Com base nessas proposições, o Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM), incluiu em sua programação para 1985, a realização de mapeamento geológico na escala 1:50.000, das áreas de exposição dos metamorfitos do Complexo Brusque.

Esta faixa metavulcano-sedimentar, que ocupa a porção central do Escudo Catarinense, distribui-se pelas folhas Itajaí (SG.22-Z-B-V-4), Gaspar (SG.22-Z-B-V-3), Camboriú (SG.22-Z-D-II-2), Brusque (SG.22-Z-D-II-1), Botuverá (SG.22.Z-D-I-2), Apiúna (SG.22-Z-D-I-1), São João Batista (SG.22-Z-D-II-3), Aguti (SG.22-Z-D-I-4) e Vidal Ramos (SG.22-Z-D-I-3), às quais passaram a ser consideradas, originalmente, como integrantes do denominado Projeto Seqüências Metavulcano-Sedimentares de Brusque. As folhas Gaspar e Apiúna, no entanto, foram incluídas, mais adequadamente, em outro projeto por abrangerem, dominantemente, litologias do Grupo Itajaí.

Em reunião realizada no 11º Distrito Regional do DNPM, em janeiro de 1985, foram definidas as linhas gerais da programação para execução deste projeto.

Com o advento do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, no segundo semestre de 1985, esta programação teve que ser radicalmente reformulada, tendo em vista a sua adaptação às diretrizes filosóficas e metodológicas do novo programa desenvolvido pelo DNPM/ CPRM, que preconizavam a utilização e integração de métodos de pesquisa multidisciplinares nos levantamentos geológicos sistemáticos.

Desta forma, por solicitação do DNPM encaminhada à CPRM em abril de 1986, o denominado Projeto Seqüências Metavulcano-Sedimentares de Brusque teve início em maio do mesmo ano, com a elaboração do anteprojeto de mapeamento das folhas Brusque e Botuverá, consideradas prioritárias, tendo como objetivo o mapeamento semideta-lhado do Complexo Brusque e a avaliação de sua potencialidade metalogenética para Au, W e metais básicos.

A programação definitiva, correspondente ao mapea-mento das referidas folhas prioritárias de Brusque e Botuverá, foi apresentada ao DNPM em janeiro de 1987, quando já havia sido concluída a fase pré-operacional.

A fase pré-operacional, desenvolvida entre maio de 86 e janeiro de 87, constou da execução das seguintes atividades: Aquisição da Documentação; Análise, Compilação e Interpretação de Dados; Fotointerpretação Preliminar; Reconhecimento de Campo; Fotointerpretação Sistemática; Treinamento da Equipe; e Detalhamento e Análise da Programação Definitiva.

No cronograma da fase operacional do projeto foi previsto o prazo de 29 meses para o mapeamento geológico das duas folhas (Brusque e Botuverá), com o concurso de três geólogos, em tempo integral, além do pessoal auxiliar e de apoio técnico. De maneira geral, as atividades programadas foram todas cumpridas satisfatoriamente nos prazos previstos,

tendo-se iniciado a fase operacional em março de 1987 e encerrando-se os trabalhos em junho de 1989. Neste período, estão incluídos dois meses de férias e foram utilizados cerca de três meses em treinamento da equipe técnica, de modo que os trabalhos referentes à fase operacional se desenvolveram, efetivamente, em 24 meses.

1

Aspectos Gerais da Área

1.1 Localização e Acesso

A área mapeada localiza-se na região sul do Brasil, na porção centro-oriental do estado de Santa Catarina, entre as coordenadas 27°00'e 27°15' de latitude sul e 48°45'e 49°00' de longitude oeste (figura I.1.1), correspondendo à Folha SG.22-Z-D-II-1 = Brusque, escala 1:50.000, perfazendo uma superfície de cerca de 675km^2

Dentro dos limites da folha, situam-se as cidades de Brusque e Guabiruba, estando incluídas ainda partes dos municípios de Itajaí, Gaspar, Canelinha, Nova Trento, São João Batista, Tijucas e Camboriú.

A cidade Brusque de dista de Florianópolis, capital do estado, cerca de 120km. O acesso a Brusque é realizado através da estrada asfaltada SC-486 que a liga à BR-101, e pela estrada SC-411, também asfaltada, que a interliga a Gaspar, Nova Trento, São João Batista, Canelinha e Tijucas. Está ligada ainda por estrada pavimentada à Guabiruba, por trecho de terra da SC-486 à Botuverá e por outra estrada de terra à Camboriú. Além destas estradas, a área é servida por uma rede de vias secundárias em boas condições de acesso aos principais vales povoados.

1.2 Aspectos Sócio-Econômicos

A economia da região é fundamentada na atividade industrial.

A cidade de Brusque, juntamente com a cidade de Blumenau, constitui um dos principais pólos econômicos do estado de Santa Catarina, ocupando o 8º lugar entre os municípios catarinenses quanto à atividade industrial. Segundo o valor da produção, destacam-se, as indústrias têxtil e de vestuário e, subordina-

damente, as indústrias de produtos alimentares, mecânica, metalúrgica e da madeira (Santa Catarina, 1985).

Em segundo lugar, aparece a atividade comercial, conseqüência da intensa atividade industrial, ambas superando de longe os valores da atividade agropecuária.

A agricultura caracteriza-se pela policultura, destacando-se os cultivos de mandioca, fumo, milho, arroz, banana, uva e cítricos, segundo o valor de produção. O arroz é cultivado nas várzeas aluviais dos rios Itajaí-Mirim e Tijucas e no baixo curso de seus principais afluentes, enquanto que as demais culturas se desenvolvem nas encostas das elevações. Registra-se, ainda, a criação de bovinos, suínos e aves.

A explotação mineral se restringe à extração de areia do leito do rio Itajaí-Mirim, de onde também já se extraiu algum ouro, em regime de garimpagem, e de pedras para construção em diversas pedreiras de granito.

A cidade de Brusque dispõe de serviços de água, energia elétrica, DDD e Telex. Conta ainda com 168 estabelecimentos industriais e 350 comerciais, três unidades hospitalares e 50 escolas, sendo 43 do grau primário, 6 do segundo grau e uma de curso superior. É servida por agência dos Correios e Telégrafos, bem como a vizinha cidade de Guabiruba, dispondo de várias agências bancárias.

1.3 Aspectos Fisiográficos: Clima, Hidrografia, Solo e Vegetação

A área apresenta clima úmido, mesotérmico, marcado por precipitações pluviométricas abundantes (1.600 a 1.800mm/ano) e relativamente bem distribuídas durante o ano. O período mais chuvoso corresponde aos meses de verão (média máxima em janeiro de 227,0mm) e o mais seco se estende de maio a agosto (média mínima em julho de 78,9mm). A temperatura média anual situa-se em torno de 19°C, sendo julho o mês mais frio, com média de 15°C e janeiro o mês mais quente com média de 25°C. Ocorre pequena variação climática nas partes mais elevadas da região, em alguns locais com cotas superiores a 400m; no entanto, dois terços da área apresenta altitudes inferiores a 200m.

A rede de drenagem pertence ao sistema da vertente do Atlântico, quase toda incluída na bacia do rio Itajaí-Açu, aparecendo como rio mais importante o Itajaí-Mirim, que corta a porção norte da folha no sentido SW-NE. A porção SE da área é banhada pelos afluentes do rio Tijucas (figura I.1.1). O padrão de drenagem é do tipo dendrítico denso, com densidade de ordem de 1,55km/km^2, mais rarefeita nos terrenos graníticos. Os cursos principais apresentam trechos retilíneos com padrão semi-retangular, encaixados às fraturas. A drenagem da área caracteriza-se também pelo perfil longitudinal bastante acidentado dos cursos superiores. O curso inferior do rio Itajaí-Mirim e de alguns de seus afluentes maiores apresentam baixa declividade com formação de meandros. Esse contraste de declividade, associado a fatores antrópicos, como desmatamento e urbanização, têm provocado o assoreamento dos rios, facilitando a ocorrência de cheias catastróficas na região.

Cerca de 80% da área, atualmente, é ocupada por cultivos temporários, pastagens ou por vegetação secundária sem palmeiras (capoeira), desenvolvidos onde a floresta primitiva foi totalmente erradicada. No restante da área, correspondendo às partes mais elevadas, subsiste ainda parte da floresta ombrófila densa da Costa Atlântica, caracterizada por um extrato arbóreo superior, denso, com árvores medianas, onde destaca-se o palmiteiro, e pela vegetação rasteira do estrato inferior. Nestes restos de floresta primitiva, de tipo submontana, são extraídos, ainda, as espécies arbóreas ca-

nela-preta, canela-sassafrás, peroba vermelha, tainheiro, pau-óleo, aguaí e palmito, entre outras, de alto valor comercial. Em alguns locais, onde a floresta primitiva ou secundária foi cortada para fornecimento de lenha às indústrias, foram implantados projetos de reflorestamento com Pinnus sp e Eucaliptus sp.

Na maior parte da área, predomina o solo tipo Podzólico vermelho-amarelo, álico, TbA, moderado, textura média, argilosa a cascalhenta, de relevo médio a forte ondulado. Associa-se aos tipos Cambissolo álico TbA e solo Litólico distrófico A, moderado, textura média e argilosa cascalhenta, fase rochosa e não rochosa, de relevo forte ondulado e montanhoso. Ao longo do baixo curso do rio Itajaí-Mirim, desenvolve-se a associação complexa de Glei Pouco Húmico distrófico TbA, moderado e A proeminente, textura argilosa, com Glei Húmico distrófico Tb e Ta, textura argilosa, plano e Cambissolo distrófico e eutrófico TbA moderado e A proeminente, textura argilosa e média, relevo suave e ondulado (Santa Catarina, 1986).

1.4 Aspectos Geomorfológicos

O relevo da região oriental de Santa Catarina foi separado por Almeida (1948) em Planaltos Sedimentares, Serras Litorâneas e Planícies Costeiras. Na área da Folha Brusque, domina a unidade geomorfológica Serras Litorâneas e, com menor expressão, a unidade Planícies Costeiras ao longo do vale do rio Itajaí-Mirim.

As Serras Litorâneas, no âmbito da Folha Brusque, são constituídas por rochas metamórficas (xistos e filitos) e graníticas. Esta unidade geomorfológica é representada, na área pelas serras do Itajaí e do Tijucas, que dispõem-se de forma subparalela, segundo a direção geral NE-SW, atingindo altitudes superiores a 800m, que decaem para o litoral. Caracteriza-se pela intensa dissecação atual, controlada estruturalmente, resultando num modelado de cristas bem salientes desenvolvidas nos interflúvios dos rios Itajaí-Açu, Itajaí-Mirim e Tijucas. A dissecação diferencial modelou vales profundos com encostas íngremes e sulcadas, de relevo de topo convexo (foto nº 01).

Os altos cursos das drenagens apresentam vales em forma de "V", leitos atulhados de blocos e matacões, e inúmeros saltos e corredeiras. Os cursos médios têm vertentes suavizadas pela dissecação, formando um relevo colinoso, de fundo plano. Nos cursos inferiores, notadamente do rio Itajaí-Mirim, o gradiente é baixo, com desenvolvimento de meandros, permitindo a elaboração de amplas planícies aluviais que se confundem com as planícies costeiras de sedimentação marinha.

A unidade geomorfológica Planícies Costeiras caracteriza-se pelo relevo plano a plano-ondulado, com drenagem meandriforme. Na área, a feição geomórfica mais notável desta unidade, constitui-se nos terraços aluviais, formados por cascalheiras situadas em cotas variáveis de 20 a 50m, que são produtos do entalhamento, pelo rio Itajaí-Mirim e seus principais afluentes, de seus próprios depósitos mais antigos. O relevo suave desta unidade contrasta fortemente com a topografia íngreme das serras circundantes, o que propicia o assoreamento dos baixos cursos dos rios, devido ao grau de alteração das rochas e ao desmatamento generalizado que se desenvolve na região.

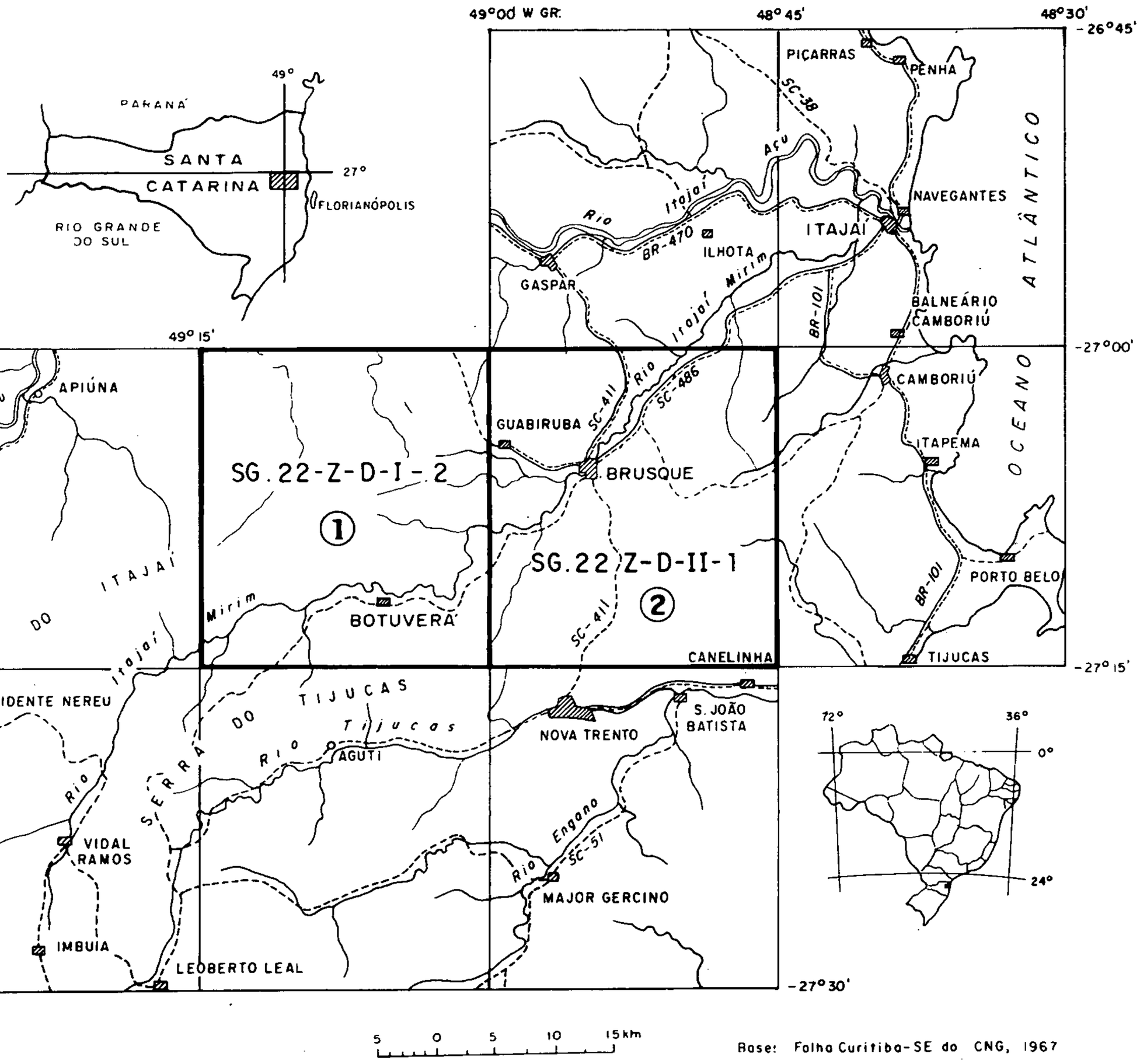


Figura I.1.1 – Mapa de localização.

2

Trabalhos Anteriores

Os primeiros trabalhos sobre a geologia regional de Santa Catarina foram o de White (1908), que versa sobre a borda oriental da Bacia do Paraná e o de Dutra (1926), que trata de um reconhecimento geológico sobre os terrenos pré-cambrianos. Este último autor designa de Série Itajaí, as seqüências de cobertura ocorrentes no vale do rio Itajaí-Açú.

Carvalho & Pinto (1938) referiram o conjunto de rochas granito-migmatíticas do litoral catarinense como integrante do Complexo Brasileiro. Separaram, deste complexo, os filitos, filitos grafitosos, micaxistos, quartzitos e calcários, para o qual propuseram a designação de Série Brusque e a qual correlacionaram com a Série Açungui do Paraná e à Série Porongos do Rio Grande do Sul. Descreveram também as rochas graníticas intrusivas na Série Brusque e foram os primeiros a correlacionarem os sedimentos da Série Itajaí com aqueles da Série Camaquã do Rio Grande do Sul.

Oliveira & Leonardos (1943) utilizaram a designação de Formação Blumenau para nominar a seqüência conglomerática da Série Itajaí, aflorante nas imediações da cidade homônima.

Freitas (1945) individualizou os conglomerados "basais" dessa série, sob a denominação de Conglomerado Baú, considerando-os de origem flúvio-piedmôntica.

Maack (1947) dividiu o relevo do estado de Santa Catarina em "litoral, paisagem da escarpa marginal e plano de declive do planalto interior". Empilhou as unidades geológicas, considerando: o Complexo Brasileiro, arqueano, como sendo constituído por gnaisses catametamórficos, gnaisses graníticos, leptinitos, migmatitos e dioritos; a Série Brusque, eo-algonquiana, subdividida em xistos inferiores e superiores; os granitos caledonianos; a Série

Itajaí, eo-paleozóica, subdividida em Formação Ibirama (inferior) e Formação Gaspar (superior), com granitos, quartzo-pórfiros e riólitos caledonianos. Da mesma forma que Oliveira & Leonardos (1943), Maack posicionou o Conglomerado Blumenau no topo da seqüência sedimentar.

Almeida (1948) separou o relevo da porção oriental do estado em planaltos sedimentares, serras litorâneas e planícies costeiras. Esse mesmo autor (Almeida, 1949) propôs a designação de Formação Campo Alegre para os vulcanitos e tufitos da região homônima, correlacionando-os com as rochas subvulcânicas das proximidades de Blumenau.

Ainda Almeida (1953) voltou a se ocupar com os aspectos do relevo da região, estabelecendo uma compartimentação geomorfológica do estado de Santa Catarina, de ampla abrangência, que mostra-se válida até hoje. Descreveu ainda alguns corpos granitóides intrusivos no Complexo Brasileiro e volta a correlacionar as vulcânicas da Série Itajaí com aquelas da região de Campo Alegre.

Takeda (1958) elaborou um esboço geológico do estado de Santa Catarina, na escala 1:2.000.000, baseado em fotointerpretação, reconhecimento geológico e compilação de mapas do DNPM, CNP e PETROBRÁS, caracterizando quatro domínios geológicos distintos: o "Embasamento Cristalino", a Faixa Sedimentar Gonduânica, o Planalto de Lavas e as Zonas de Sedimentação Recente. Delineou uma primeira tentativa de compartimentação geotectônica do Pré-Cambriano Catarinense, subdividindo-o em três blocos crustais: os blocos meridional e setentrional, constituídos por rochas graníticas, granito-gnáissicas e migmatíticas do "Embasamento Cristalino" (Arqueano), separados por um bloco central das "séries Brusque e Itajaí", respectivamente, do Algonguiano e Cambriano. Este mesmo autor (Takeda, 1960), estudando as rochas ectiníticas que afloram na região de Brusque, constatou que tais rochas sofreram metamorfismo de grau médio a elevado, com fenômenos de granitização associados, enumerando quatro tipos de granito.

Maack (1961) caracterizou como alcalinos, os granitóides do norte do estado, relacionando-os com as vulcânicas ácidas da Série Itajaí.

Salamuni *et al.* (1961) reconheceram na Série Itajaí, a Formação Gaspar de Maack (1947), superior, constituída de arenitos grosseiros e pelo Conglomerado Blumenau de Oliveira & Leonardos (1943) e Conglomerado Baú de Freitas (1945) e a Formação Garcia, correspondente à Formação Ibirama de Maack (1947), como unidade basal, mais fina.

Loczy (1966) estudando a evolução paleogeográfica e geotectônica da Bacia do Paraná e de seu embasamento, citou as direções N55° -70°E para as rochas da Série Brusque, com vergência para NW e caracterizou as rochas eo-paleozóicas como pouco ou nada metamórficas, sem intrusões graníticas e afetadas por tectônica germanótipa.

Almeida (1967) postulou que a Série Brusque poderia representar a deposição típica de um ortogeossinclíneo do Ciclo Brasiliano, com associação de granitos sin a tardi-cinemáticos.

Loczy (1968) considerou que os fraturamentos de direções NNE, SSW e NW-SE foram reativados após as principais emissões de lavas básicas na Bacia do Paraná, ocorrendo novas intrusões basálticas nos sítios dessas reativações.

No final da década de 1960, os trabalhos de mapeamento geológico sistemático, encetados pelo DNPM e, mais tarde, pelo Convênio DNPM/CPRM, passaram a fornecer dados mais significativos para o conhecimento geológico do embasamento catarinense. Assim, Schulz Jr. & Albuquerque (1969), mapeando a

quadrícula de Rio do Sul, na escala 1:250.000, redefiniram as unidades antes designadas de Complexo Brasileiro, Série Brusque e Série Itajaí, com base no Código de Nomenclatura e Estratigráfica da ACSN, respectivamente, sob as denominações de Grupo Taboleiro, Grupo Brusque e Grupo Itajaí. No Grupo Brusque, individualizaram uma seqüência metassedimentar, a qual denominaram de Formação Botuverá, e reconheceram dois granitóides alojados na mesma, os quais designaram de Granodiorito Valsungana e Granito Guabiruba. Subdividiram, o Grupo Itajaí, em Formação Garcia, posicionada inferiormente, constituída de sedimentos finos, e Formação Baú, conglomerática, situada na porção superior. Descreveram, ainda, as unidades Formação Campo Alegre, representada por vulcânicas ácidas (riólitos), e Granito Subida, de composição alaskítica, ambas intrusivas na Formação Garcia.

Teixeira (1969a) mapeou extensas áreas com rochas graníticas, localizadas, na região sul do estado de Santa Catarina, discriminando estas rochas do "Complexo Brasileiro" e incluindo-as no "Complexo Granítico Pedras Grandes".

Teixeira (1969b) realizou treze datações geocronológicas, através do método K/Ar em rochas graníticas das regiões leste e sudeste de Santa Catarina, obtendo idades muito próximas (450Ma a 550Ma). Para o "Granodiorito Valsungana" foi obtida a idade de 537,4Ma. Para os riólitos da Formação Campo Alegre, 387,3Ma e; para os diabásios Serra Geral, 88,4Ma a 131,3Ma.

Coutinho (1971) considerou que o Grupo Brusque era discordante do Complexo Cristalino, apresentava fácies metamórfica xisto-verde e condições originais de sedimentação marinha (nerítica), de ambiente geossinclinal, correlacionando-o ao Açungui.

Ebert (1971), estudando as rochas efusivas ocorrentes em torno da cidade de Campo Alegre, admitiu a concepção de Fuck *et al.* (1967), que correlacionaram estas vulcânicas com as da Formação Guaratubinha. Elevou a unidade, a categoria de grupo, subdividindo-o em Formação Rio Turvo, seqüência sedimentar superior; Formação Campo Alegre, seqüência vulcânica; e Formação Bateias, seqüência sedimentar inferior. Referiu idades da ordem de 450Ma (K/Ar) para o Grupo Guaratubinha, correlacionando-o ao Grupo Castro. Entretanto, afirmou ser inaceitável a correlação feita por outros autores com o Grupo Itajaí, considerando este último como uma unidade sedimentar mais antiga.

Albuquerque *et al.* (1971), mapeando as folhas Blumenau e Joinville, mencionaram, pela primeira vez, a ocorrência de gnaisses da fácies granulito dentro da unidade denominada "Grupo Taboleiro".

Teixeira *et al.* (1971) apresentaram cálculos de reserva dos diferentes jazimentos de rochas calcárias ocorrentes na região de Botuverá-Vidal Ramos, enquanto que Aumond *et al.* (1971) pesquisaram a jazida de Calcário do Tigre, apresentando a classificação dos diversos tipos de calcário e cálculos de reserva.

Minioli (1972), mapeando, em detalhe, as rochas do "Grupo Taboleiro" ocorrentes no litoral norte de Santa Catarina, cartografou gnaisses granulíticos e migmatíticos, incluindo núcleos ultramáficos, supostamente mais antigos. Com base em datações radiométricas (K/Ar), atribuiu uma idade de formação da ordem de 3.400Ma para as rochas dos núcleos ultramáficos, obtendo idades em torno de 2.800Ma para o metamorfismo de fácies granulito e idades próximas a 2.000Ma para o evento metamórfico da fácies anfibolito acompanhado de migmatização. Relacionou ao Evento Brasiliano, a injeção de diques e veios

de composição granítica, com idades próximas de 650Ma.

Cordani (1974) admitiu que os metaultramafitos descritos por Minioli (*op. cit.*) poderiam representar remanescentes da crosta primitiva, caracterizando um núcleo cratônico de idade pré-cambriana na região de Barra Velha.

Monaco *et al.* (1974), no texto explicativo das folhas Curitiba e Assunción (1:1.000.000), consideraram o "Grupo Taboleiro" como a unidade mais antiga (Pré-Cambriano Indiviso) e posicionaram o Grupo Brusque no Pré-Cambriano A (570Ma - 1.100Ma). Caracterizaram esta última unidade como constituída pela Formação Botuverá, predominantemente pelítica de epizona, na qual se alojaram o Granodiorito Valsungana e o Granito Guabiruba. Descreveram os contatos da Formação Botuverá com as rochas da unidade mais antiga (Grupo Taboleiro) e mais jovem (Grupo Itajaí) como de natureza tectônica, através de falhas de direção geral NE-SW. Referiram-se a presença de contatos térmicos nos metassedimentos dessa formação com os granitóides Valsungana e Guabiruba e; caracterizaram as relações de contato entre esses granitóides como de natureza gradacional.

Hasui *et al.* (1975) caracterizaram no denominado Cinturão Dobrado Ribeira, em seu segmento meridional, o Maciço Mediano Joinville, o Sistema Dobrado Tijucas e o Maciço Mediano Pelotas. O Maciço Central Joinville seria formado por seqüências gnáissico-migmatíticas, em parte de idade brasiliana, com núcleos mais antigos (Complexo Básico-Ultrabásico de Barra Velha - Arqueano), enquanto que o Maciço Mediano Pelotas seria constituído por migmatitos e granitos do Ciclo Brasiliano, correspondendo a uma zona de consolidação precoce. Entre esses dois maciços medianos situaram o Sistema Dobrado Tijucas, constituído de ectinitos e granitóides intrusivos.

Kaul (1976b), mapeando as folhas Tijucas, Brusque, Botuverá e Atafona, na escala 1:50.000, distinguiu quatro grupos litoestratigráficos: Taboleiro, Brusque, Itajaí e Tubarão. Subdividiu, informalmente, o "Grupo Taboleiro" em uma unidade basal de migmatitos e granitos de anatexia, distinta de uma unidade de gnaisses porfiríticos, que seriam derivados da primeira, através de processos de migmatização. Citou uma datação radiométrica (Rb/Sr) em granito de anatexia da primeira unidade com valor de 958 ± 86Ma. Para o Grupo Brusque (Pré-Cambriano Superior), representado pela Formação Botuverá, Granodiorito Valsungana e Granito Guabiruba, o autor aventou a hipótese da Formação Botuverá representar a porção superior do Grupo Taboleiro, poupada da migmatização. Reuniu toda a seqüência sedimentar da Bacia de Itajaí (Eo-Paleozóico) na Formação Garcia inclusive o Conglomerado Baú. Caracterizou o Granodiorito Valsungana como emplaçado por processo de *magmatic stopping*, sugerindo sua gênese como ligada a processos de anatexia dos gnaisses porfiríticos do Grupo Taboleiro.

Vergara & Machado (1976) inventariaram as jazidas de calcário do estado de Santa Catarina, enfocando algumas situadas nas áreas das folhas estudadas.

Hartmann (1976) descreveu as rochas granulíticas da região de Luís Alves.

Trainini *et al.* (1978), no relatório das folhas Biguaçu, São João Batista, Aguti, Vidal Ramos, Santo Amaro da Imperatriz e São Bonifácio, na escala 1:50.000, substituiram a designação Grupo Taboleiro por Complexo Metamórfico-Migmatítico, subdividindo-o em diatexitos e metatexitos, sobrepostos a uma porção basal indiferenciada; restringiram a denominação de Grupo Brusque aos metamorfitos da Formação Botuverá, referindo os granitóides intrusivos nesta unidade às suítes intrusivas Valsungana

e Guabiruba. Reconheceram e adotaram para a área, a compartimentação tectônica esboçada por Hasui *et al.* (*op. cit.*), com o Maciço Mediano de Pelotas, situado a sudeste e constituído de granitos e migmatitos, e o Sistema Dobrado Tijucas, a noroeste, representado pela área de exposição da Formação Botuverá, com intrusões graníticas associadas. Estes dois compartimentos seriam delimitados pelo denominado Lineamento Major Gercino (N50°E), que corresponderia a um sistema de falhas transcorrentes, ou normais por reativação posterior. Consideraram o Complexo Metamórfico-Migmatítico como um segmento do embasamento pré-brasiliano migmatizado no decorrer da orogenia brasiliana, a qual seria responsável também pela intensa atividade granítica na região, bem como pela deposição e deformação do Grupo Brusque.

Silva *et al.* (1978) determinaram seis zonas de metamorfismo para os metassedimentos do Grupo Brusque (clorita, biotita, almandina, estaurolita, andaluzita e sillimanita), com aumento da temperatura de NW para SE, em direção ao domo termal do Granito Valsungana, ficando caracterizado o metamorfismo regional de baixa P/T. Estabeleceram as relações entre metamorfismo e deformação, com identificação de três fases deformacionais associadas, sin ou pós-cinematicamente, a quatro fases metamórficas.

Hartmann *et al.* (1979b) subdividiram o Escudo Catarinense em três segmentos: o Segmento Meridional (Maciço Mediano Pelotas), constituído por terrenos granítico-migmatíticos, compondo o Complexo Metamórfico-Migmatítico de Santa Catarina, supostamente gerado durante a orogenia brasiliana; o Segmento Setentrional, correspondente à porção catarinense do Maciço Mediano de Joinville, representado pelos terrenos de alto grau (fácies granulito) e para os quais foi proposta a designação de Complexo Granulítico de Santa Catarina; e o Segmento Mediano, constituído pelos metassedimentos dos grupos Brusque e Itajaí, relacionados com o Evento Orogênico Brasiliano. O Complexo Granulítico foi ainda caracterizado como um *mobile belt* de idade arqueana, com base em datações isocrônicas Rb/Sr de 2.700Ma.

Daitx (1979) reuniu a seqüência vulcano-sedimentar da Bacia de Campo Alegre no Grupo Guaratubinha, subdividindo-o, informalmente, em três unidades: Sedimentar Inferior, Vulcano-Sedimentar Intermediária e Sedimentar Superior.

Orlandi Filho & Silva (1979) apresentaram o Mapa de Fácies Metamórficas, na escala 1:1.000.000, do estado de Santa Catarina.

Wernick (1979) descreveu as rochas metaultramáficas da região de Barra Velha, considerando-as como inseridas no contexto geotectônico dos cinturões móveis granulíticos arqueanos e correlacionando-as com aquelas de Pien (Paraná), aos maciços ultramáficos de Goiás e às de Caraíba (Bahia).

Kaul (1979), estudando os terrenos pré-cambrianos e eo-paleozóicos do nordeste de Santa Catarina e leste do Paraná, reconheceu três unidades geotectônicas na região: Cráton de Luís Alves, Faixa de Dobramento Tijucas e, Embasamento retrabalhado e rejuvenescido. Estas unidades seriam correlacionáveis, respectivamente, com o Cráton do Congo, Faixa Orogênica do Grupo Damara e Substrato Cristalino da Bacia do Cuanza (W de Angola). Os depósitos molássicos eo-paleozóicos, seriam representativos de um estágio de transição de plataforma, ocorrendo só no lado brasileiro. Este autor (Kaul, 1980) passou a interpretar o Cráton de Luís Alves como unidade geotectônica de consolidação pré-brasiliana, que teria atuado como antepaís de faixas de dobramento (Apiaí a norte e Tijucas a sul). A porção mais

setentrional do Complexo Granulítico de Santa Catarina seria um segmento rejuvenescido no Ciclo Brasiliano (migmatitos sin-tectônicos), separado da "região cratônica" mais meridional deste complexo por uma zona de descontinuidade de direção NE, que passaria entre as cidades de Corupá e Garuva.

Silva *et al.* (1980), abordando o metamorfismo do Grupo Brusque, regiões do Russo e da Catinga, apresentaram um estudo petrográfico e microestrutural bastante detalhado. Determinaram que o metamorfismo na área da Catinga atingiu a fácies anfibolito, caracterizada pela presença de andaluzita, sillimanita e cordierita, além de biotita titanífera; enquanto que na área do Russo o grau metamórfico seria mais incipiente, fácies xisto-verde, possivelmente abaixo da zona da biotita. Na área da Catinga, determinaram duas fases de dobramento, com desenvolvimento da superfície S_1 paralela a S_0 e S_2, enquanto que na área do Russo teria atuado uma terceira fase, com desenvolvimento de crenulações e *kink folds*. Neste mesmo ano, Silva & Krebs (1980) determinaram que os veios mineralizados a volframita ocupam a posição plano-axial desses *kinks* de terceira fase. Descreveram ainda com detalhes as mineralizações, apresentando uma estimativa de reserva dos jazimentos.

Silva & Dias (1981) distinguiram, no Complexo Granulítico de Santa Catarina, gnaisses granulíticos leucocráticos, ultramafitos, gnaisses calcissilicáticos, anortositos, kinzigitos, quartzitos e formações ferríferas, subdividindo o complexo em quatro unidades litoestratigráficas informais, com base na deformação: gnaisses granulíticos, blastomilonitos, milonito-gnaisses e gnaisses granulíticos cataclásticos indiferenciados. Redefiniram o Grupo Brusque como Complexo Metamórfico Brusque, reconhecendo, pela primeira vez, sua natureza vulcano-plutono-sedimentar (vulcânicas bimodais félsico-ultramáficas) e admitindo seu caráter intracratônico, ensiálico, de origem semelhante a dos *greenstone belts* arqueanos. Correlacionaram os sedimentos de cobertura do Grupo Itajaí com seus homólogos da região de Campo Alegre (Grupo Guaratubinha de Daitx, 1979) e estabeleceram uma nova evolução estratigráfica para o grupo na região do vale do Itajaí, aproximando-se bastante daquela sugerida para a Bacia de Campo Alegre por Daitx (*op. cit.*). Tal interpretação corresponde a uma inversão completa em relação às interpretações apresentadas pelos autores precedentes. Assim, a seqüência grosseira foi designada de Formação Gaspar, incluindo os conglomerados Baú e Blumenau, e representativa da base do pacote sedimentar, enquanto que a Formação Campo Alegre, de constituição fina, vulcano-sedimentar, foi posicionada no topo. Questionaram o significado geotectônico do Grupo Itajaí como representativo da cobertura molassóide relacionada ao fechamento do Ciclo Brasiliano, de idade eo-paleozóica, admitindo que, preteritamente a Bacia do Itajaí poderia estar ligada às de Corupá e Campo Alegre, constituindo uma única e contínua bacia que teria se desenvolvido como cobertura de plataforma durante o Meso-Proterozóico, sobre um embasamento granulítico. Classificaram o plutonismo alcalino associado como pós-tectônico, do tipo "Rondoniano".

Hartmann (1981) sugeriu para os granulitos de Luís Alves uma origem sedimentar, com base em exaustivos estudos de natureza litoquímica. Abordou também aspectos da evolução geodinâmica da região, onde os complexos Metamórfico-Migmatítico e Brusque seriam vinculados ao desenvolvimento do Ciclo Orogenético Brasiliano.

Horbach & Marimon (1982) denominaram de Complexo Canguçu, a extensa área de rochas migmatíticas do segmento meridional do Escu-

do Catarinense, em substituição ao até então denominado Complexo Granítico Pedras Grandes.

Issler (1982) caracterizou a porção meridional do denominado Escudo Atlântico como constituído pelas unidades geotectônicas Cráton Rio de La Plata e Cráton Dom Feliciano, que teriam colidido entre 1.000 e 680Ma. O Cráton Dom Feliciano seria constituído por duas zonas petrotectônicas: Faixa Arco-Fossa Tijucas (grupos Porongos e Brusque, com prováveis ofiolitos) e Faixa Magmática Pedras Grandes (embasamento altamente dobrado ?).

Silva (1983 a e b), na elaboração dos mapas metalogenéticos e previsionais das folhas Joinville e Florianópolis, na escala 1:250.000, integrou os dados geológicos, geoquímicos, geofísicos e metalogenéticos disponíveis para a região E-NE do Escudo Catarinense, propondo um novo modelo de compartimentação geotectônica para a região, baseado em parte, na descoberta da associação vulcano-sedimentar do Complexo Brusque (Silva & Dias, 1981). Nestes trabalhos, individualizou as seguintes unidades geotectônicas: cobertura vulcano-sedimentar dobrada; núcleo de crosta antiga remobilizada ou não; cinturão granulítico-charnokítico; e cinturão vulcano-sedimentar similar a *greenstone belt*.

Nos trabalhos sucessivos de Silva (1983 c, 1983 d; 1984 a) e Silva *et al.* (1985) foi enfatizada, a caracterização da seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Brusque como similar a *greenstone belt*, sendo apresentados como evidências, a presença de basalto variolítico com matriz *quench* (derrames komatiíticos ?), vulcanismo bimodal, metatufos máficos e ultramáficos e formações ferríferas bandadas, incluindo exalitos. Nesses trabalhos os metamorfitos do Complexo Brusque foram considerados como de idade arqueana a proterozóica inferior, intrudidos por granitóides anorogênicos; enquanto que a seqüência vulcano-sedimentar da Bacia do Itajaí seria uma cobertura plataformal, depositada no intervalo Meso-Proterozóico/Eo-Cambriano.

Macedo *et al.* (1984) determinaram, através de datações K/Ar e Rb/Sr em illitas, a idade de 550Ma para o evento de anquimetamorfismo regional dos sedimentos da Bacia do Itajaí (espessa seqüência de turbiditos), provavelmente associado ao posicionamento das rochas plutônicas do Ciclo Brasiliano.

Basei (1985), em sua tese de doutorado, com base em abundantes dados litoquímicos, geocronológicos e de análise estrutural, apresentou uma síntese geológica para a região central do Escudo Catarinense, propondo um novo modelo de evolução geotectônica para os terrenos pré-cambrianos e eo-paleozóicos. Identificou, na porção oeste, o Cráton Rio de La Plata e, na região oriental, o Cinturão Dom Feliciano, unidades geotectônicas originalmente definidas por Fragoso Cesar (1980). A região cratônica seria constituída de terrenos antigos de alto grau metamórfico, que teriam servido de antepaís para o desenvolvimento do Cinturão Dom Feliciano. Neste cinturão, foram incluídos, os terrenos formados ou intensamente retrabalhados no Ciclo Brasiliano, tendo o autor reconhecido, de SE para NW, uma compartimentação interna definida pelos domínios tectônicos Interno, Intermediário e Externo, respectivamente, das fácies meso, epi e anquizonal de metamorfismo, compatíveis com a vergência para NW do cinturão. O Domínio Interno foi caracterizado pelos terrenos migmatíticos, cortados pelas suítes intrusivas denominadas São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes; o Domínio Intermediário representado pelos metassedimentos do Grupo Brusque, deformados polifasicamente e cortados pelos granitóides Valsungana e Guabiruba; e o Domínio Externo, sendo interpretado como uma antefossa mo-

lássica preenchida por um espesso pacote sedimentar associado a rochas magmáticas ácidas da Suíte Plutono-Vulcânica Subida. Identificou, no Cinturão Dom Feliciano, quatro fases de deformação e dois eventos tectono-magmáticos, que teriam a seguinte evolução: 1ª fase - deposição do Grupo Brusque, com magmatismo complexo associado e desenvolvimento da xistosidade S_1, no intervalo 2.000-650Ma; 2ª fase - implantação da foliação dominante S_2, síncrona ao pico do metamorfismo, de direção geral NE-SW e vergência para NW, associada ao magmatismo sin-tectônico do tipo Valsungana e granitóides foliados, com a colocação tardia dos granitóides Guabiruba e São Pedro de Alcântara, de idade 650Ma; 3ª fase - levantamento regional e sedimentação do Grupo Itajaí (580Ma), com desenvolvimento de dobras normais e inclinadas (NE-SW - vergência para NW), reativação inversa dos principais lineamentos e colocação dos granitóides das suítes Subida e Pedras Grandes com vulcanismo fissural e explosivo associado (idade 560Ma); 4ª fase - desenvolvimento de grandes inflexões descontínuas, NNW-SSE, provavelmente associadas às reativações transcorrentes dos principais lineamentos, de idade 520Ma. Com base em uma estrutura sinformal da 3ª fase, subdividiu o Grupo Brusque em três unidades litoestratigráficas, respectivamente, da base para o topo: Seqüência Botuverá, Seqüência Ribeirão do Agrião e Seqüência Rio da Areia. Estas seqüências apresentariam uma diminuição da fração detrítica grosseira em direção ao topo, até atingir uma sedimentação química carbonática. Com base em dados litoquímicos, classificou a granitogênese como sendo predominantemente crustal, definindo para os granitóides foliados, Valsungana e Guabiruba uma afinidade ao tipo "S"; as suítes São Pedro de Alcântara e Pedras Grandes seriam do tipo "I" caledoniano; e a suíte Subida do tipo "A". Interpretou a evolução geotectônica para o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina, com base no modelo de subducção, tipo "A", ocorrida durante o Ciclo Brasiliano, questionando os modelos anteriores que sugeriam para o domínio interno do cinturão, a raiz de um arco magmático de idade brasiliana.

Silva (1987) reconheceu nos terrenos do Escudo Catarinense, as seguintes unidades geotectônicas: Cráton de Itapema, Cinturão Móvel Granulítico e Cobertura Dobrada de Plataforma, afetadas por Granitóides Pós-Tectônicos/Anorogênicos. O Cráton de Itapema, principal unidade geotectônica reconhecida pelo autor, ocupando a região central do Escudo Catarinense, seria constituído por quatro faixas granito-gnáissicas (Itajaí-Faxinal, Porto Belo, Garopaba e Santa Rosa de Lima/Tijucas), um núcleo migmatítico (Itapema) e um cinturão vulcano-sedimentar do tipo *grenstone belt* (Complexo Brusque). Esta estrutura arqueana teria sido retrabalhada durante os períodos Meso a Neo-Proterozóico, através da intrusão de diversos *stocks* e batólitos granitóides de caráter anorogênico. O Cinturão Móvel Granulítico, formado pelo Complexo Granulítico de Santa Catarina, separaria os terrenos do Cráton de Itapema de outro fragmento tectônico, situado a norte (Cráton Garuva/São Francisco do Sul). A Unidade Cobertura Dobrada de Plataforma seria representada pelas seqüências vulcano-sedimentares das bacias de Itajaí, Campo Alegre, Corupá e Queçaba, depositadas em *rifts*, em tempos meso a neo-roterozóicos, associadas a um vulcano-plutonismo alcalino.

Finalmente, os recentes trabalhos de Caldasso *et al.* (1988) e Krebs *et al.* (1988), com base em dados preliminares do presente mapeamento geológico (folhas Brusque e Botuverá), apresentaram novos enfoques sobre os granitóides (Valsungana, Guabiruba e Faxinal)

e sedimentos da Bacia do Itajaí, os quais serão comentados nos capítulos correspondentes deste relatório.

Além destes trabalhos, sucintamente comentados, que apresentam informações ou referências diretas sobre temas de interesse à geologia das folhas mapeadas, não podemos deixar de citar muitos outros, que direta ou indiretamente contribuíram para o conhecimento da porção central do Escudo Catarinense. Entre esses, devemos mencionar os seguintes: "Ocorrências Minerais e Prospecção" - Williams (1926), Leonardos (1942), Abreu (1945 e 1962), Barbosa (1950), Putzer & Miranda (1952), Moraes (1956), Cassedanne & Mello (1967), Piatnick & Ribeiro (1969), Nakano (1969), Kaul & Reinheimer (1974), Cassedanne & Cassedanne (1974), Trainini (1974), Silva (1977), Kotschoubey (1977), Santos & Silva (1979 a,b), Silva *et al.* (1982) e Borba (1985); "Aerogeofísica, Gravimetria e Prospecção Geoquímica" - DNPM/CPRM (1978 e 1979), Haralyi *et al.* (1982) e Horbach & Ferreira (1974); "Geologia Regional do Pré-Cambriano e Geotectônica" - Schulz Jr. *et al.* (1970), Silva & Teixeira (1970), Ferreira (1972), Carneiro *et al.* (1974), Wernick & Neves (1978), Krebs *et al.* (1978), Porada (1979), Issler (1979, 1983 e 1985), Fragoso Cesar (1980), Kaul & Teixeira (1982), Kaul *et al.* (1982), Fragoso Cesar *et al.* (1982 a,b), Borba & Lopes (1983 e 1985), Fragoso Cesar & Soliani (1984), Silva (1984 b), Santos *et al.* (1984), Fragoso Cesar *et al.* (1985) e Kaul (1985); "Geocronologia" - Cassedane & Lasserre (1969), Teixeira (1969b), Minioli (1976), Cordani (1980), Macedo (1981), Teixeira (1982), Issler (1983 e 1984), Soliani *et al.* (1984), Basei & Cordani (1984) e Basei & Teixeira (1987); "Granulitos" - Hartmann *et al.* (1979a), Hartmann & Nardi (1980), e Moreira & Marimon (1980); "Granitos" - Ferreira & Wernick (1975), Kaul (1976a e 1984), Wernick & Penalva (1978), Wernick (1982), Issler (1984) e Issler & Freire (1985).

3

Metodologia e Equipe do Projeto

3.1 Metodologia

A metodologia empregada no mapeamento geológicò é aquela preconizada pelo PLGB, com a utilização simultânea e integrada de ferramentas multidisciplinares de pesquisa geológica (cartografia geológica, geofísica, geoquímica e metalogenia), apoiadas nos mais diversos tipos de análises laboratoriais (petrográficas, mineralógicas, químicas, litoquímicas, geoquímicas, geocronológicas, etc.). Dentro da filosofia de execução do PLGB, reveste-se de especial importância, o programa de treinamento técnico das equipes, em comunhão com a comunidade geológica nacional, especialmente com os pesquisadores das universidades que têm atuado no programa como consultores nas mais diversas especialidades.

Outros aspectos relevantes na execução dos levantamentos geológicos sistemáticos em curso no país se referem à escolha das áreas prioritárias em conjunto com a comunidade geológica regional e o planejamento da programação do projeto elaborado em uma fase pré-operacional. Esta sistemática permitiu o planejamento adequado para a execução do mapeamento geológico das folhas do projeto, durante a fase operacional.

Na fase pré-operacional do projeto, foram realizadas as seguintes atividades:

– Aquisição da Documentação – nesta atividade foi adquirida toda a documentaço básica, constando de cartas planialtimétricas, fotos aéreas (escalas 1:25.000, 1:45.000 e 1:60.000), mosaicos de RADAR e imagens de satélite TM (canal 4) e, cópia da maioria dos trabalhos geológicos (mapas e textos) referentes à área;

– Análise, Compilação e Interpretação de Dados – esta atividade foi executada simultaneamente com os períodos de treinamento e

coincidindo em parte, com a atividade anterior. Constou da análise de umà centena de trabalhos, versando sobre temas de interesse da área de trabalho, bem como, recuperação de dados dos trabalhos de mapeamento anteriores e interpretação dos mapas aerogeofísicos disponíveis;

– Fotointerpretação Preliminar - nesta atividade, foram interpretadas as fotos aéreas, na escala 1:25.000, traçando-se toda a drenagem e principais acidentes topográficos, procedendo-se também uma primeira tentativa de individualização litológica, além da interpretação dos mosaicos de RADAR e de satélite, que forneceram um primeiro esboço geológico;

– Reconhecimento de Campo – foi realizado em dois períodos, sendo o primeiro utilizado na verificação da fotointerpretação preliminar e o segundo, em companhia de consultores externos, teve como objetivo equacionar os problemas geológicos das diferentes ambiências geotectônicas da área e discutir os métodos e técnicas a serem empregados para solucioná-los;

– Fotointerpretação Sistemática - nesta atividade, procedeu-se a reinterpretação das aerofotos, na escala 1:25.000, bem como das aerofotos infravermelho falsa cor 1:45.000 e pancromáticas 1:60.000, confeccionando-se os mapas de serviço, escala 1:25.000 e o mapa geológico preliminar na escala 1:50.000;

– Elaboração e Análise da Programação Definitiva – com base na execução das atividades anteriores, foi elaborada a programação detalhada, definindo-se os objetivos, o método de execução, as equipes, as viaturas e os equipamentos necessários, as estimativas orçamentárias e o prazo, constituindo o projeto definitivo do mapeamento geológico das folhas Brusque e Botuverá, o qual foi apresentado ao DNPM e à comunidade geológica de Santa Catarina, em novembro de 1986. As sugestões e críticas apresentadas, nesta ocasião, foram aproveitadas na definição das metodologias constantes na programação final encaminhada ao DNPM, em janeiro de 1987.

Durante a fase operacional, foram desenvolvidas as seguintes atividades: Mapeamento Geológico, Prospecção Geoquímica, Geofísica Terrestre, Análises Laboratoriais, Consolidação de Dados e Elaboração do Relatório Final, além da participação da equipe nos cursos e eventos de treinamento técnico.

A atividade de mapeamento geológico foi desenvolvida em três fases, de quatro meses de campo cada, intercaladas com a atividade de consolidação de dados e, simultaneamente, com a atividade de análises laboratoriais. Durante o mapeamento, os geólogos da equipe do projeto atuaram em dupla e/ou acompanhados por auxiliar técnico ou com a eventual participação de algum coordenador temático, realizando caminhamentos geológicos e descrevendo afloramentos ao longo das áreas das duas folhas (Brusque e Botuverá). Em cada ponto visitado, foram medidas a susceptibilidade magnética e a radiometria das rochas, através do Kappameter e cintilômetro, além da tomada de parâmetros estruturais, descrição do afloramento e coleta de amostras. Após cada perfil geológico realizado, era feita uma revisão da fotointerpretação e a plotação das estações visitadas nos mapas de pontos de afloramento, procedendo-se também o planejamento dos próximos caminhamentos. Nas áreas de maior complexidade litológica e estrutural, como na região do Ribeirão do Ouro (Folha Botuverá) e SE da Folha Brusque, foram adensados os pontos de afloramento, bem como dada maior atenção às estruturas, com o monitoramento das medidas tomadas ao longo dos caminhamentos.

A prospecção geoquímica foi realizada em três etapas, concomitante com a cartografia

geológica: geoquímica orientativa, geoquímica estratégica e de *follow up*. A etapa de geoquímica orientativa foi realizada em áreas com mineralização primária preservada, durante a primeira fase de campo, e teve como objetivos avaliar o grau de dispersão dos elementos úteis e estabelecer os procedimentos metodológicos para a etapa da geoquímica estratégica. Esta última foi realizada em toda a área estudada, com a coleta de amostras de sedimento de corrente e de concentrado de bateia, segundo uma densidade de um ponto de coleta para cada 2,5km^2 de área. No final, um programa de *follow up* foi realizado, visando detectar mineralizações em Au e W, em áreas anômalas reveladas pelo mapeamento geológico e prospecção geoquímica estratégica.

A geofísica terrestre constou da realização de cerca de 150km de perfis perpendiculares às estruturas, com medidas de gravimetria e magnetometria a intervalos de um quilômetro. As linhas de geofísica executadas pelo projeto, foram escolhidas com o objetivo de complementar as linhas básicas já realizadas na região pelo IAG-USP. Após a realização das medidas geofísicas, com o concurso de um técnico do IAG, todas as estações foram levantadas através de topografia de precisão.

As análises laboratoriais foram realizadas, em sua maior parte, na CPRM (petrográficas, mineralógicas, químicas, geoquímicas e litoquímicas), ficando a cargo de laboratórios especializados, as determinações geocronológicas (Laboratório de Geocronologia da USP) e a maior parte das determinações litoquímicas de elementos-traço e terras-raras (CNEN e GEOSOL). As determinações litogeoquímicas efetuadas nas rochas intrusivas ácidas e metavulcânicas básicas foram plotadas em diversos gráficos e diagramas adequados, com vistas à identificação das séries magmáticas e interpretação dos ambientes geotectônicos.

A atividade de consolidação de dados foi realizada logo após as etapas de campo, em dois períodos de dois meses cada. Nesta atividade, foram revisados, a fotointerpretação e os mapas geológicos de serviço e interpretados os resultados analíticos recebidos. Também foram revisadas, algumas lâminas petrográficas selecionadas pela equipe do projeto, com o intuito de dirimir dúvidas quanto à caracterização de alguns litótipos e interpretação de microestruturas.

A elaboração do Relatório final foi iniciada logo após o término da consolidação dos dados, consistindo na confecção do mapa geológico e da carta metalogenética/previsional, preparação de figuras, gráficos, tabelas e ilustrações fotográficas e, redação do texto explicativo. Para a confecção do mapa geológico, foi atualizada a base topográfica e selecionados os elementos estruturais e afloramentos descritos mais significativos, que juntamente com as demais informações (contatos, falhas, mineralizações, etc) passaram a fazer parte da carta geológica básica. Os dados sobre as mineralizações, anomalias geoquímica e geofísica foram acrescentados à base geológica para a confecção da carta metalogenética/previsional. A legenda desta carta fundamentou-se na adaptação da simbologia gráfica utilizada nacional e internacionalmente, tendo como modelos, as cartas metalogenéticas e previsionais, na escala 1:250.000 e 1:100.000, executadas através do convênio DNPM/CPRM desde 1982 e ajustada à escala 1:50.000.

3.2 Pessoal

A equipe técnica permanente, que atuou desde a fase pré-operacional até a elaboração do Relatório Final das folhas Brusque e Botu-

verá, foi constituída pelos geólogos Alfeu Levy da Silva Caldasso, Antônio Silvio Jornada Krebs e Marco Aurélio Schneiders da Silva, sob a supervisão dos geólogos Antônio Morgental e Eduardo Camozzato.

Na fase pré-operacional, a equipe contou com a colaboração dos então estagiários de geologia João Alberto Barths de Oliveira e Rosângela Foletto de Castro e do técnico de mineração Vilson Goulart. Na segunda viagem de reconhecimento de campo, a equipe do projeto foi acompanhada pelos consultores Leo Afrâneo Hartmann e Maria de Fátima Bittencourt, ambos da Universidade Federal do Rio Grande do Sul - (UFRGS), além do supervisor de geologia Eduardo Camozzato e dos coordenadores temáticos regionais Adalberto de Abreu Dias, Wilson Wildner e Luiz Carlos da Silva.

Na fase operacional, a equipe do projeto contou com a participação do seguinte pessoal auxiliar: Lindomar Santos (prospector); José Luís Silveira da Silva, Luiz Alberto Costa e Silva, Jorge Francisco A. Ochoa, João Hilário da Rosa Oliveira e Carlos Augusto R. Machado (auxiliares técnicos), Jonatas Quintana A. Branco, Antonio Pedro de Lima e Moacyr Antonio Goulart (auxiliares de campo). Nesta fase, colaboraram também, nos trabalhos, os então estagiários de geologia Marcelo Cardoso Matsdorf, Suzana Volkmer, João Cesar Sinch da Silva e Roger Luis Stangler.

Durante a realização dos trabalhos de campo, tiveram atuação destacada os seguintes coordenadores temáticos regionais: Adalberto de Abreu Dais (estrutural), Wilson Wildner (petrografia), Carlos Alberto Kirchner (prospecção geoquímica), Ricardo da Cunha Lopes (estratigrafia) e Gilberto Emilio Ramgrab (metalogenia). Atuaram também, na parte referente à interpretação dos mapas aerogeofísicos, os geólogos Douglas Roberto Trainini e Maria Laura Vereza de Azevedo.

A geóloga Andrea Sander participou do mapeamento, na região de Ribeirão do Ouro (Folha Botuverá), área escolhida para o desenvolvimento de sua tese de mestrado, juntamente com os geólogos da equipe do projeto.

A geofísica terrestre foi executada por uma equipe constituída pelo técnico do Instituto Astronômico e Geofísico (IAG) da Universidade de São Paulo (USP), Odilon Ferreira Miranda Filho, auxiliado por José Luis Silveira da Silva, Antônio Francisco de Souza e Moacyr Antônio Goulart e sob a supervisão do coordenador regional de geofísica Antônio Flávio Uberti Costa. O levantamento topográfico das linhas de geofísica esteve a cargo do técnico de mineração Odilon Correa, auxiliado por Antônio Francisco de Souza, Ervandil da Rosa Moreira e José Albano Luiz Lima (auxiliares de campo).

Participaram, como consultores externos, durante as etapas de campo, os geólogos Alberto Pio Fiori da Universidade Federal do Paraná (UFPr) (estrutural) e Miguel Angelo Stipp Basei da Universidade de São Paulo (USP) (estrutural e geocronologia).

As análises petrográficas foram realizadas por Andrea Sander, Maria de Fátima Bittencourt, Evandro Fernandes de Lima, José Carlos Frantz e Maria do Carmo Pinto Gastal. As determinações mineralógicas dos concentrados de bateia foram feitas por Luiz Alberto Costa e Silva.

PARTE II

GEOLOGIA

1

Síntese Geológica Regional

1.1 Comentários Gerais

Tecer considerações sobre a geologia dos terrenos pré-cambrianos de Santa Catarina envolve, necessariamente, uma análise das unidades geotectônicas já reconhecidas pelos autores precedentes, e é exatamente neste ponto que residem os maiores problemas. O Escudo Catarinense engloba unidades petrotectônicas que mostram terem sido retrabalhadas policiclicamente. Dependendo do enfoque temporal dado por cada um dos diferentes autores, uma mesma unidade pode ter sido considerada como área cratogênica ou como cinturão móvel.

Assim, por exemplo, os gnaisses granulíticos têm sido considerados como constituintes do Cráton de Luís Alves/Rio de La Plata e antepaís do Ciclo Orogênico Brasiliano, como também o cinturão móvel de um núcleo cratônico mais antigo (Cráton de Itapema). Os granitóides ora foram caracterizados como orogênicos (sin, tardi e pós-orogênicos), ora foram tomados como anorogênicos. Os sedimentos e vulcânicas associadas da Bacia do Itajaí, da mesma forma, ora foram consideradas como molassas do Ciclo Brasiliano, ora como coberturas de plataforma (*rift*).

Quanto ao emprego do modelo da tectônica de placas, alguns autores admitiram um processo de subducção tipo B, com placa oceânica mergulhante ora para leste, ora para oeste, enquanto que em outros trabalhos é visualizada uma subducção tipo A. Neste contexto, os metamorfitos do Complexo Brusque, devido também à falta de datações de sua época de deposição e de dados litoquímicos, foram considerados como similares a *greenstone belts* arqueanos ou como evoluídos no Ciclo Brasiliano.

De acordo com o exposto, nos limitaremos, neste capítulo, a descrever as grandes unida-

des litoestratigráficas incidentes na região de Brusque, referindo a interpretação geotectônica dos diferentes autores precedentes, sem no entanto nos alongarmos sobre o tema. Os dados petrográficos, petroquímicos, estruturais e geocronológicos, obtidos pelo projeto, serão apresentados nos capítulos subseqüentes, quando da caracterização de cada unidade geológica.

A caracterização geotectônica das unidades incidentes na região será apresentada no capítulo final referente à evolução geológica.

1.2 Complexo Granulítico de Santa Catarina

Sob a denominação de Complexo Granulítico de Santa Catarina, incluímos os gnaisses e outras litologias metamorfizadas na fácies granulito, retromorfizadas ou não, nas fácies anfibolito e xisto-verde, que ocorrem na porção norte do Escudo Catarinense, fazendo contato tectônico com os metamorfitos do Complexo Brusque e sedimentos da Bacia do Itajaí, situados em sua borda sul (figuras II.1.1 e II.1.2). Corresponde ao que foi definido como Complexo Granulítico de Santa Catarina por Hartmann *et al.* (1979b) e compõe quase que a totalidade do denominado "Maciço Mediano" de Joinville de Hasui *et al.* (1975).

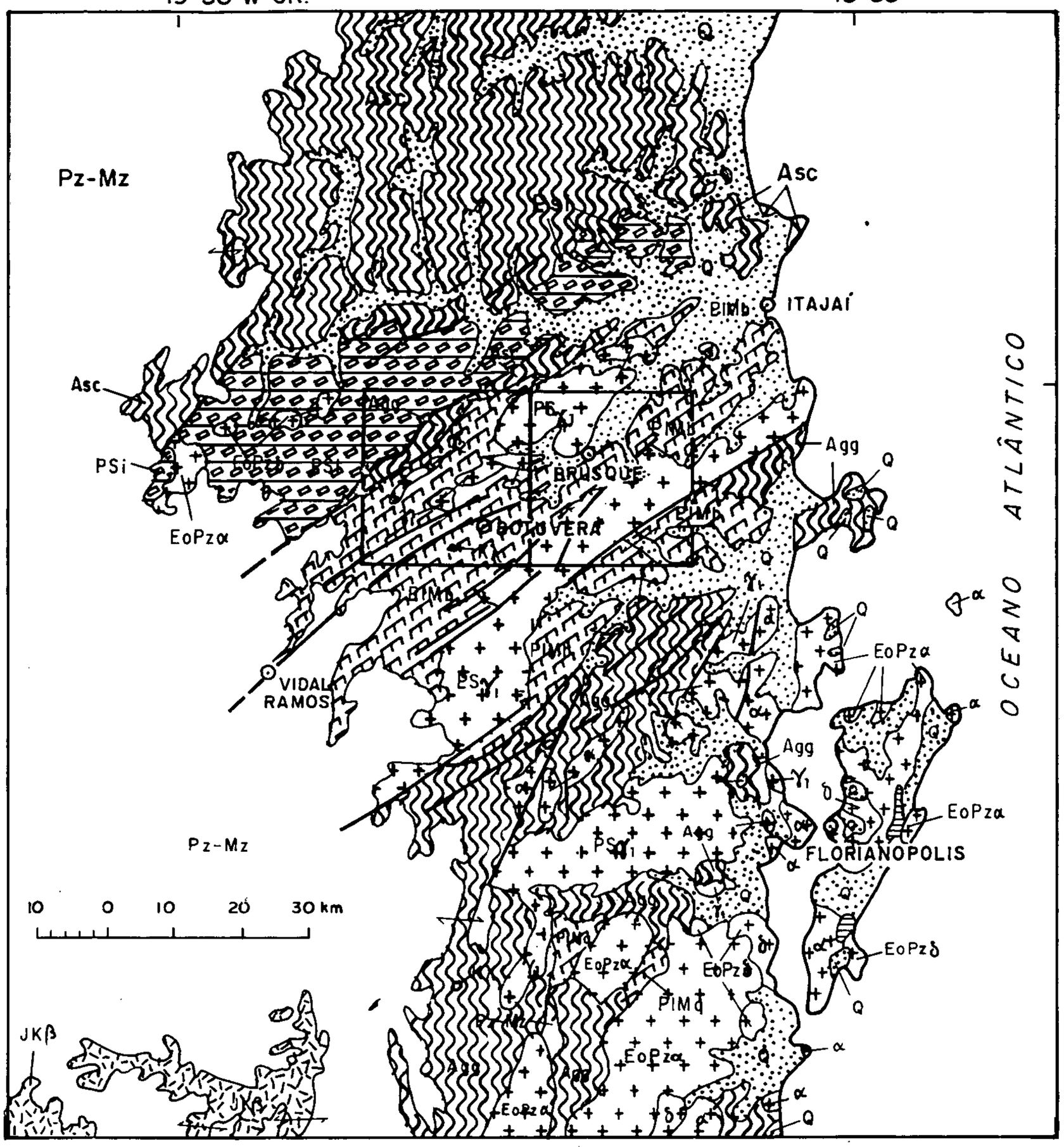
Segundo Silva (1987), esta unidade como entidade geotectônica mantém suas características estruturais e petrológicas até as proximidades de Garuva, próximo à divisa com o estado do Paraná onde, "através de extensiva zona de transcorrência, limita-se com terrenos de natureza granítico-migmatítica". Além dos limites setentrional e meridional citados, estende-se a oeste sob a cobertura da Bacia do Paraná, limitando-se a leste com o Oceano Atlântico.

Estratigraficamente, as rochas deste complexo constituem o embasamento ou antepaís das unidades mais jovens adjacentes, Complexo Brusque e Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí, com as quais faz contato geralmente tectônico. Seus contatos com os metamorfitos do Complexo Brusque se fazem através de extensa e larga faixa milonítica do denominado Lineamento Perimbó. A ação enérgica do sistema de falhas deste lineamento transformou as rochas granulíticas em termos miloníticos, desde milonito-gnaisses até filonitos, confundindo-se estes últimos com os filitos e filonitos do Complexo Brusque. A transformação destas rochas, aliada ao retrometamorfismo generalizado ao longo da Faixa do Perimbó, levou alguns autores a identificarem unidades distintas do Complexo Granulítico nessa área, como por exemplo, a suposta "Faixa de Anatexitos Ribeirão da Prata", de Borba & Lopes (1983) e a "Faixa Granito-Gnáissica Itajaí-Faxinal de Silva (1987).

Este último autor, incluiu na citada faixa, o Granitóide Faxinal (definido neste relatório), o Maciço Norte do Granitóide Valsungana e a janela do embasamento aflorante na vale do rio Antinha, a ESE da localidade de Presidente Nereu.

Também os sedimentos da Bacia do Itajaí ao longo da Faixa do Perimbó, apresentam contatos por falha com os gnaisses granulíticos retrometamorfizados, apresentando imbricações tectônicas com os mesmos, associadas aos empurrões da última fase de baixo ângulo, modificados posteriormente por intenso cisalhamento de alto ângulo.

As litologias mais comuns ocorrentes no Complexo Granulítico, são gnaisses hiperstênicos quartzo-feldspáticos e, subordinadamente, ultramafitos, gnaisses calcissilicáticos, kinzigitos, anortositos, quartzitos e formações ferríferas (Hartmann *et al.*, 1979b; Silva & Dias, 1981).



Q - QUATERNÁRIO - Depósito cenozóico

Kλ - CRETÁCIO - Rochas alcalinas

JKβ - JURÁSSICO-CRETÁCIO (Formação Serra Geral)

PE-MZ - PALEOZÓICO-MESOZÓICO Sedimentos da Bacia do Paraná

PS-EoPz - PALEOZÓICO-SUPERIOR EOPALEOZÓICO (Granitóides brasilianos)
- EoPz - Suítes-Subida/Pedras Grandes (α); Kiolitos (δ); Granitóide Faxinal (γ)
- PS - SuítesValsungana/Guabiruma/ São Pedro de Alcantara (γ)

PSi - PROTEROZÓICO SUPERIOR Sequência Vulcano-Sedimentar Itajaí

PIMq/b - PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO (REMOBILIZAÇÃO BRASILIANA) - Formação Queçaba (q); Complexo Brusque (b)

Agg/Asc - ARQUEANO (REMOBILIZAÇÕES TRANSAMAZÔNICA-BRASILIANA - Complexo Granulítico de Santa Catarina (sc)

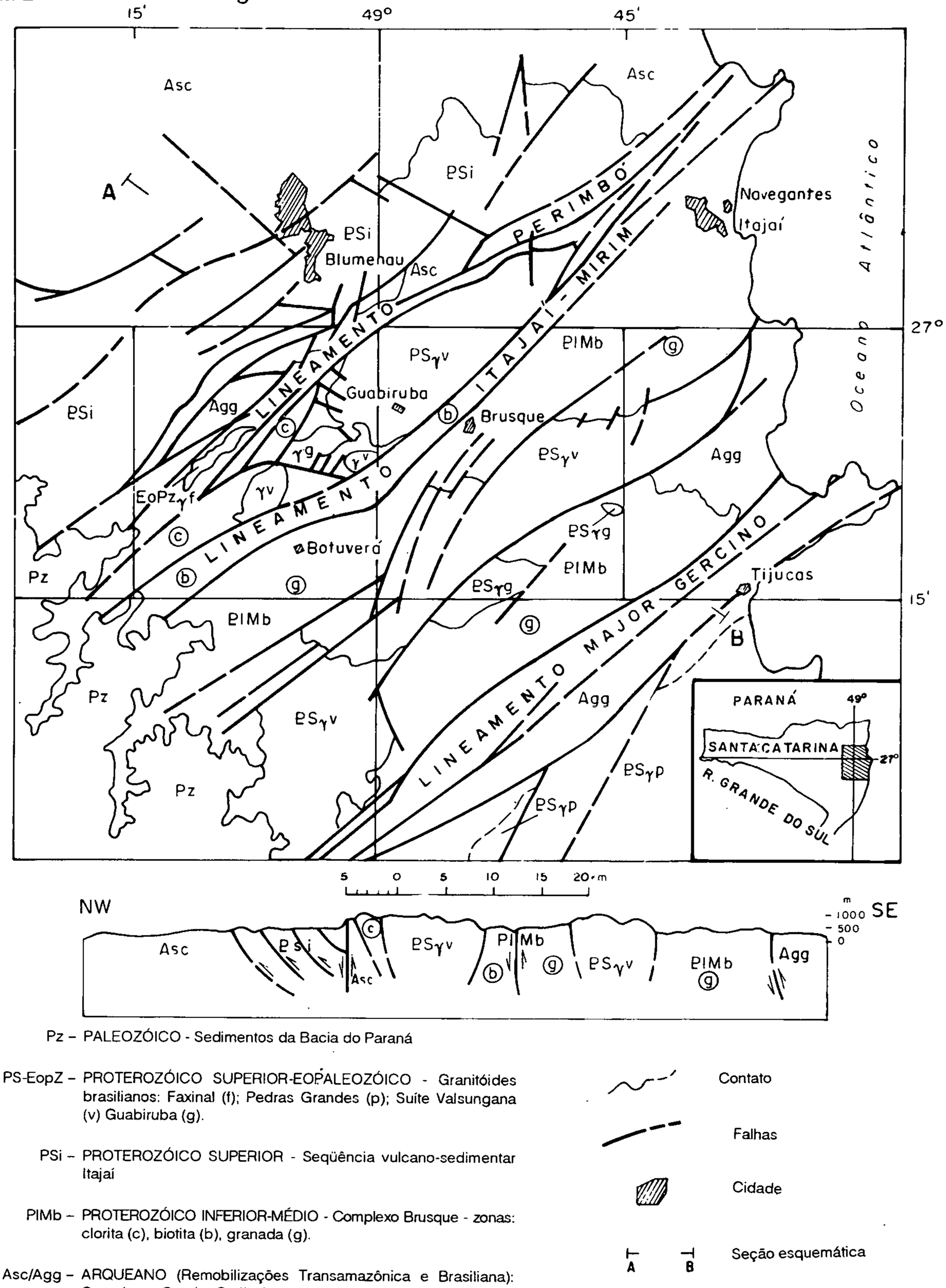
Contato

Falha

Lagoa

Cidade

Figura II.1.1 – Esboço geológico regional da porção central do Escudo Catarinense, baseado no Mapa Geológico de Santa Catarina – Silva (1987).



Pz – PALEOZÓICO - Sedimentos da Bacia do Paraná

PS-EopZ – PROTEROZÓICO SUPERIOR-EOPALEOZÓICO - Granitóides brasilianos: Faxinal (f); Pedras Grandes (p); Suíte Valsungana (v) Guabiruba (g).

PSi – PROTEROZÓICO SUPERIOR - Seqüência vulcano-sedimentar Itajaí

PIMb – PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO - Complexo Brusque - zonas: clorita (c), biotita (b), granada (g).

Asc/Agg – ARQUEANO (Remobilizações Transamazônica e Brasiliana): Complexo Granito-Gnáissico (gg) Complexo Granulítico de Santa Catarina (sc).

Contato

Falhas

Cidade

Seção esquemática A B

Figura II.1.2 – Esboço geológico da região de Brusque.

Na Faixa do Perimbó predominam diopsídio-hornblenda gnaisses quartzo-feldspáticos, onde foram observados, em algumas amostras, restos de ortopiroxênio (lamelas de exsolução), bem como transformações de piroxênio para anfibólio, de hornblenda para actinolita e anfibólio para clorita. Nos termos mais miloníticos, predominam as texturas de desequilíbrio, com aumento da quantidade de minerais de baixa temperatura. No geral, predomina a fácies anfibolito, com variações para a fácies xisto-verde.

Os filonitos derivados das rochas granulíticas, assemelhados aos xistos e filitos de Complexo Brusque, foram denominados de "xistos diaftoréticos" por Silva (1987), que os considerou como evoluídos a partir das rochas granito-gnáissicas do Complexo Granito-Gnáissico, contrariando a proposição original de Silva & Dias (1981), que já os haviam interpretado mais adequadamente como fazendo parte do limite meridional do Cinturão Granulítico de Santa Catarina.

Estruturalmente, os gnaisses granulíticos mostram uma foliação Sn, de natureza metamórfica, bem marcada pelo alinhamento dos minerais ferromagnesianos que contornam os porfiroblastos de minerais leucocráticos (textura gnáissica). Essa superfície mostra-se, em grande parte, modificada por fases mais jovens ligadas a fenômenos de cisalhamento dúctil, resultando foliações miloníticas de alto ângulo, acompanhadas de retrometamorfismo.

Pelo menos duas dessas fases de transposição milonítica foram observadas nas rochas retrometamorfizadas da Faixa Granulítica do Perimbó. No entanto, a história deformativa dos granulitos deve ser bem mais complexa, desenvolvida ao longo de toda sua evolução petrotectônica, desde a incorporação do material primitivo à crosta, passando pela fase de granulitização (arqueana) até os eventos tardios, brasilianos, que afetaram, em parte, as rochas granulíticas.

Há um consenso generalizado entre os diversos autores que se ocupam com o estudo das rochas deste complexo, quanto a sua idade arqueana e ao seu posicionamento geotectônico em relação aos metamorfitos do Complexo Brusque e unidades mais jovens. Os trabalhos de Kaul (1979, 1980, 1985) e de Kaul & Teixeira (1982) caracterizaram o Cráton de Luís Alves como uma unidade geotectônica arqueana, constituída de rochas granulíticas, de consolidação pré-brasiliana, que atuou como antepaís das faixas de dobramentos que se estabeleceram nas suas bordas. Outros autores (Issler, 1982; Fragoso Cesar & Soliani Jr., 1984; Basei, 1985) preferiram a denominação de Cráton Rio de La Plata, no entanto, com a mesma conotação geotectônica em relação às faixas de dobramento. Hartmann *et al.* (1979b) e Wernick (1979) admitiram para o Complexo Granulítico, similaridades litológicas e estruturais com cinturões móveis arqueanos. Essa mesma conotação é enfatizada nos trabalhos de Silva (1984 a, b e 1987), admitindo um cinturão móvel granulítico (Cinturão Móvel de Joinville) como envoltório de uma área cratogênica (Cráton de Itapema).

Dentro do contexto geotectônico, julgamos como mais adequada, a interpretação de que o Complexo Granulítico, de idade arqueana, tenha se comportado como uma área cratogênica, estabilizada desde o Proterozóico Inferior e servido como antepaís à Faixa de Dobramentos Tijucas (Complexo Brusque). Não obstante, consideramos que a concepção de cinturão móvel para esta unidade não está fora de propósito, se admitirmos uma área cratogênica mais antiga, que tenha sido desmantelada, restando no território catarinense apenas restos da mesma, na forma de megaenclaves

migmatíticos dentro do Cinturão Dom Feliciano, estruturado no Brasiliano.

1.3 Complexo Granito-Gnáissico

Com o intuito de sintetizar, incluímos no denominado Complexo Granito-Gnáissico, um domínio heterogêneo de rochas, situado entre a faixa de metamorfitos do Complexo Brusque e o maciço granitóide da Suíte Intrusiva Pedras Grandes (figuras II.1.1 e II.1.2). As rochas deste complexo exibem uma destacada diversidade petrográfica e estrutural, constituindo-se de granito-gnaisses e migmatitos polifásicos, submetidos a processos de deformação regional, especialmente de cisalhamento dúctil e de injeção de magmas granitóides (fotos 02 e 03). Correspondem ao que foi denominado de "Grupo Taboleiro" por Schulz Jr. & Albuquerque (1969) e redefinido como Complexo Tabuleiro por Silva (1987), abstraída da proposição original a Unidade Complexo Granulítico de Santa Catarina de Hartmann *et al.* (1979b). Neste relatório, optou-se por abandonar os termos Taboleiro e Tabuleiro, utilizando-se a denominação Complexo Granito-Gnáissico, em face da impropriedade gráfica e geográfica de uso deste topônimo. Com efeito, o termo Taboleiro vem da serra de mesmo nome, que está esculpida inteiramente sobre um granito isótropo, alcalino, de idade brasiliana, granito esse identificado na literatura geológica com essa mesma denominação.

As rochas desse complexo ocupam uma faixa de largura variável de 20km a 30km, dispostas segundo a direção geral NE-SW, desde Itapema até a sul de Santa Rosa de Lima. No geral, mostram contatos retilíneos com a seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Brusque e com o Granitóide Valsungana, a N-NW, através do sistema de falhas do Lineamento Major Gercino. Seus contatos com os granitóides da Suíte Pedras Grandes são de natureza intrusiva, destes nos granito-gnaisses. Rochas granito-gnáissicas milonitizadas, provavelmente pertencentes ao Complexo Granito-Gnáissico, ocorrem ao longo da Faixa do Perimbó (Folha Botuverá), em íntima associação com os milonito-gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Os núcleos migmatíticos mais proeminentes são o de Itapema (fotos 02 e 03) e o de Águas Mornas - Santo Amaro da Imperatriz. As relações de contato entre as rochas migmatíticas do núcleo de Itapema e os metamorfitos do Complexo Brusque mostram-se pouco claras, aparentemente do tipo normal, discordante. Basei & Teixeira (1987) admitiram que estas rochas fariam parte do embasamento do "Grupo Brusque", com base na idade arqueana obtida na localidade de Morro do Boi, a sul de Camboriú (Rb/Sr - 2.590 ± 350Ma). Os migmatitos similares da região de Águas Mornas - Santo Amaro da Imperatriz, bem como de outras localidades em que se apresentam com menor expressão, têm caráter de megaenclaves dispersos dentro dos granito-gnaisses regionais, mais ou menos foliados.

Afora os megaenclaves de natureza migmatítica (no sentido de fusão parcial de base crustal) ocorrem ainda xenólitos de rochas ígneas básicas (dioritos, tonalitos) e de restos de seqüência vulcano-sedimentar (aparentemente oriundas do Complexo Brusque) em meio aos granito-gnaisses. Estes, na maioria das vezes, podem ser caracterizados como granitóides mais ou menos cisalhados, predominando milonito-gnaisses. Os termos miloníticos apresentam estrutura de fluxo contornando os porfiroclastos de feldspato alcalino, de forma lenticular (olhos) desde milimétricos a centimétricos, constituindo verdadeiros gnaisses facoidais.

A individualização dos diferentes litótipos desta unidade torna-se quase impraticável

devido à origem polifásica de seus constituintes, que foram submetidos à ação enérgica do cisalhamento dúctil, ao longo do Lineamento MajorGercino.

Quanto à idade das rochas desta unidade, dispõe-se somente de uma datação antiga (arqueana), conforme já referida. As demais datações (Basei, 1985; Basei & Teixeira, 1987) indicam idades brasilianas para as rochas granito-gnáissicas.

De acordo com o exposto, pode-se concluir que, o Complexo Granito-Gnáissico caracteriza-se como uma unidade heterogênea, composta por rochas de origem e idades diferentes submetidas a processos de granitização, migmatização e deformação dúctil, que podem representar, no entanto, um evento geotectônico definido temporal e espacialmente. Este evento parece representar um arcomagmático gerado pela colisão de placas (subducção tipo A), conforme será descrito no capítulo de evolução geológica.

Na visão dos diferentes autores que se ocuparam da geologia da região sul do Brasil, o Complexo Granito-Gnáissico tem sido descrito e interpretado de diversas maneiras. Os autores pioneiros, como Carvalho (1937) e Maack (1947), consideram as rochas deste complexo como pertencentes ao "embasamento cristalino".

Só mais tarde, nos trabalhos de Trainini *et al.* (1978), Orlandi Fº & Silva (1979) e Horbach & Marimon (1982), esta concepção foi abandonada, passando as rochas de natureza migmatítica, incluindo corpos de granitos circunscritos, a serem consideradas como pertencentes ao "Maciço Mediano" de Pelotas de Hasui *et al.* (1975).

Kaul (1976b) considerou os "gnaisses porfiríticos" da região de Porto Belo ("Grupo Taboleiro") como a raiz migmatizada do "Grupo Brusque".

Trainini *et al.* (1978) descreveram entre Angelina e Tijucas metatexitos e diatexitos de anatexia parcial sobre paleossoma tonalítico, que teriam sido gerados no Ciclo Orogênico Brasiliano.

A maioria dos geotectonistas (Issler, 1982 e 1983; Fragoso Cesar, 1980; Fragoso Cesar *et al.*, 1982; Trainini *et al.*, 1978) consideraram as rochas desta unidade como fazendo parte da raiz de um arco magmático brasiliano, gerado pela colisão de placas (subducção tipo B). Basei (1985) caracterizou as rochas do denominado "Complexo Granítico Migmatítico", pertencentes ao domínio interno do Cinturão Dom Feliciano, como de vivência crustal, geradas pelo processo de subducção tipo A, durante a orogenia brasiliana. Mais recentemente, Silva (1987) caracterizou uma área cratogênica arqueana (Cráton de Itapema), da qual os granito-gnaisses fariam parte, juntamente com os metamorfitos do Complexo Brusque, remobilizada nos ciclos Transamazônico e Brasiliano.

1.4 Complexo Brusque

O Complexo Brusque, tal como redefinido por Silva & Dias (1981), corresponde à denominada "Série Brusque" criada por Carvalho & Pinto (1938). A maioria dos autores (Kaul, 1976b; Trainini *et al.*, 1978; Basei, 1985; entre outros) preferiram o emprego de termo "Grupo Brusque", conforme a proposição de Schulz Jr. & Albuquerque (1969), o qual incluía os granitóides intrusivos. Neste trabalho, utilizamos o termo complexo, em detrimento à conotação estratigráfica de grupo, para os epimetamorfitos para ortoderivados e polideformados ocorrentes no Escudo Catarinense. Julgamos que o termo complexo é mais adequado, em face da impraticabilidade de subdividir, estratigraficamente, os metamorfitos do Brusque, mesmo quando mapeados na escala 1:50.000, devido

às fortes transposições a que foram submetidos e ao seu demonstrado caráter alóctone.

Os metamorfitos do Complexo Brusque dispõem-se segundo uma faixa principal de direção geral NE-SW, com cerca de 40km de largura, se estendendo por mais de 75km desde Itajaí, junto ao litoral, até serem encobertos pelos sedimentos da Bacia do Paraná, nas imediações de Vidal Ramos (figuras II.1.1 e II.1.2). Esta faixa é somente interrompida pela exposição dos granitóides intrusivos nos metamorfitos e pelas coberturas quaternárias.

Separados desta faixa principal, ocorrem restos de supracrustais de baixo grau, que têm sido correlacionados com os metamorfitos do Complexo Brusque, tais como as duas áreas de exposição da Formação Queçaba, nas imediações de Águas Mornas (Trainini *et al.*, 1978; Basei, 1985). Com menores exposições, raramente ultrapassando a poucas centenas de metros, ocorrem vários pequenos corpos sob a forma de enclaves em meio aos terrenos granito-gnáissicos, nas proximidades de Porto Belo/Itapema e Anitápolis, conforme referido por Silva (1987).

Seus contatos são quase sempre por falhas, geralmente de alto ângulo, tanto com as rochas do Complexo Granulítico a norte, como com as do Complexo Granito-Gnáissico. Ao longo de seus contatos por falha são observadas, invariavelmente, espessas faixas miloníticas de atitudes quase sempre próximas da vertical. No entanto, interpretamos esses contatos como de cisalhamento de baixo ângulo, processados durante o desenvolvimento da segunda fase de dobramento, verticalizados na terceira fase e assumindo um comportamento transcorrente. Segundo Basei (1985) e Basei *et al.* (1987), a segunda fase de dobramentos seria a responsável pela aloctonia do Complexo Brusque, onde a foliação S_2 teria funcionado como superfície de transporte tectônico, com flecha de deslocamento principal para NW. Nossas observações corroboram essa hipótese; no entanto, os "empurrões" são mais evidenciados e melhor observados ao longo dos planos S_3 (plano-axial de D_3), de atitudes mais verticalizadas (ângulos maiores de 30-45°/SE), com flecha de deslocamento para NW. Assim, por exemplo, são observados "empurrões" (contatos inversos concordantes) ao longo da Faixa do Perimbó, onde os metamorfitos do Complexo Brusque "cavalgam" as rochas diaftoréticas do Complexo Granulítico e os sedimentos anquimetamórficos da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí. Esses planos de "empurrão" de D_3, embora observados em muitos locais, geralmente apresentam-se mascarados pela intensa ação do cisalhamento dúctil de alto ângulo (transcorrência final), e por falhas inversas de regime frágil, ocasionando uma retilinearidade nos contatos tectônicos entre as unidades Complexo Granulítico, Complexo Brusque e Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí.

Dentro da Faixa do Perimbó, observam-se "escamas" de sedimentos da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí sobre as rochas diaftoréticas do Complexo Granulítico, constituindo verdadeiros *klippes* residuais.

O mesmo comportamento é observado ao longo do Lineamento Major Gercino, onde os gnaisses miloníticos do Complexo Granito-Gnáissico apresentam-se concordantes com os filonitos do Complexo Brusque, segundo contatos retilíneos de direção geral NE-SW, com mergulhos subverticais a fortemente inclinados para SE. Entretanto, na região a NNW de Tijucas, observa-se uma inversão de mergulho nesses planos tectônicos de contato, jazendo os metamorfitos do Complexo Brusque (quartzitos, granada micaxistos e metabasitos) sobre as rochas do Complexo Granito-Gnáissico, segundo superfícies miloníticas de direção NE-

SW, com mergulho para NW. Essa inversão de mergulho do plano de contato entre estas unidades fez com que Silva (1987) suspeitasse de uma provável discordância entre a "seqüência supracrustal do Rio do Oliveira... sobre os gnaisses graníticos do Complexo Granito-Gnáissico". Consideramos mais provável que, também nesta região, o contato tectônico entre o Complexo Brusque e o Complexo Granito-Gnáissico esteja relacionado aos "empurrões" da terceira fase, neste caso com transporte tectônico local para E-SE, haja visto que nas proximidades os gnaisses miloníticos encerram enclaves de "xistos" cornubianitizados do Complexo Brusque, portanto mais jovens.

Os contatos entre os metamorfitos do Complexo Brusque e os migmatitos de Itapema (incluídos no Complexo Granito-Gnáissico), de provável idade arqueana (2.600Ma - Basei & Teixeira, 1987), não são bem visualizados nos mapas dos trabalhos anteriores (Kaul, 1976b), admitindo-se, no entanto, terem sido discordantes originalmente e tornados concordantes nas fases de deformação posteriores.

Até o advento do trabalho de Silva & Dias (1981), o "Grupo Brusque" era admitido como constituído somente por metassedimentos plataformais, que foram incluídos na Formação Botuverá (Kaul, 1976b; Trainini, *et al.*, 1978). Silva (1983c e d) descreveu a Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí-Mirim, similar a *greenstone belt*, que incluía, além dos termos sedimentares predominantes, formações ferríferas bandadas e vulcânicas sin-sedimentares de composição complexa (ácida, básica e ultrabásica), perfazendo estes últimos cerca de 1/3 da área de exposição dos metamorfitos do Complexo Brusque. Na realidade, o atual trabalho de levantamento mostrou que a seqüência de derivação vulcânica afigura-se bem mais restrita, ocorrendo, subordinadamente aos termos sedimentares e, principalmente concentrados nas regiões de Ribeirão do Ouro (Folha Botuverá) e no vale do rio Oliveira (Folha Brusque). Tanto a seqüência sedimentar, dominantemente pelítica com restritos níveis psamíticos e carbonáticos, quanto as plutono-vulcânicas máfico-ultramáficas, apresentam-se metamorfizadas regionalmente na fácies xisto-verde, atingindo o limite da fácies anfibolito inferior na região de Rio do Oliveira.

Registros de grau metamórfico mais elevado só foram detectados em torno dos corpos graníticos intrusivos, onde rochas cornubianíticas atingem a fácies anfibolito superior a, localmente, granulito (piroxênio *hornfels*).

Regionalmente, foi possível caracterizar e cartografar duas zonas metamórficas. A de maior extensão, ocupando mais de 2/3 na porção NW da Folha Botuverá e uma estreita faixa NE-SW na porção central da Folha Brusque, corresponde a uma seqüência dominantemente pelítica, metamorfizada ao nível da fácies xisto-verde inferior (zona da clorita e localmente biotita), encontrando-se como litótipos principais: filitos, filonitos, quartzo filitos, clorita xistos e quartzo-sericita-clorita xistos. A zona da biotita, identificada em lâminas, mas não individualizada, dispõe-se segundo uma faixa estreita (cerca de 4km de largura) entre os domínios das zonas da clorita e da granada, sendo constituída predominantemente por sericita-clorita xistos, filitos, metabasitos, grafita xistos e metacalcários. Esta zona marca o aparecimento da biotita e transiciona para a zona da clorita. A zona de granada tem limite por falha (falha de Itajaí-Mirim) com a zona da biotita e ocupa a porção SE da Folha Botuverá e a quase totalidade da Folha Brusque. Como foi dito, esta zona na região de Rio do Oliveira atinge localmente a fácies anfibolito inferior e nela estão representados os litótipos de maior grau do metamorfismo regional, ocorrendo principalmente granada micaxistos, quartzo

micaxistos a granada, calcissilicáticas e metabasitos a diopsídio. A propalada ação do batólito do Granitóide Valsungana, que teria atuado como um domo termal no desenvolvimento do metamorfismo regional do Complexo Brusque (Kaul, 1976b; Trainini *et al.*, 1978; Silva *et al.*, 1978; Basei, 1985; Basei & Teixeira, 1987), não foi confirmada.

Foi determinado, neste trabalho, que o pico do metamorfismo regional ocorreu durante o desenvolvimento das fases tangenciais precoces (D_1/D_2) de deformação e que os corpos granitóides (Valsungana/Guabiruba) intrudiram-se após a segunda fase, ocasionando, portanto, somente auréolas de metamorfismo de contato nos metamorfitos regionais do Complexo Brusque.

Confirmando, em parte, os estudos de Basei (1985), foram detectadas quatro fases de deformação regional. As duas primeiras, precoces, caracterizadas por forte transposição e, as duas últimas, menos intensas, responsáveis pelas megaestruturas a nível de afloramento e fotos aéreas. A caracterização dessas fases será melhor abordada no capítulo de Geologia Estrutural.

Nos trabalhos mais antigos (Carvalho & Pinto, 1938; Maack, 1947; Takeda, 1958), os metamorfitos do Complexo Brusque foram posicionados no Pré-Cambriano Superior (Algonquiano) e correlacionados à "Série Açungui" do Paraná e à "Série Porongos" do Rio Grande do Sul. Nos trabalhos subseqüentes, essa concepção cronológica foi mantida, passando-se, no entanto, a considerar as rochas do Complexo Brusque como geradas no Ciclo Orogênico Brasiliano (Almeida, 1967; Trainini *et al.*, 1978; Hartmann *et al.*, 1979b; Kaul, 1979 e 1980; Hartmann, 1981; Issler, 1982 e 1984), Basei, 1985). Os trabalhos de Silva & Dias (1981), Silva (1983c, d), Silva (1984a) e de Silva *et al.* (1985) passaram a admitir uma provável idade proterozóica inferior-arqueana para a associação vulcano-sedimentar do Complexo Brusque, similar a *greenstone belt.*

Mais recentemente, Caldasso *et al.* (1988) admitiram o período Proterozóico Médio para a sedimentação da seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Brusque, com base nos dados estruturais, no período de colocação dos granitóides e na interpretação do quadro geotectônico da região. Entretanto, os dados geocronológicos mais consistentes sobre a evolução desses metamorfitos estão contidos nos trabalhos de Basei (1985) e Basei & Teixeira (1987). Nesses trabalhos, com base em datações K/Ar, Rb/Sr, U/Pb em zircões e modelo Nd, é configurada uma idade mínima de 800Ma (idade mais antiga encontrada para o metamorfismo) e uma idade de 2.000Ma como valor máximo para a sedimentação do Complexo Brusque.

Do ponto de vista geotectônico, a maioria dos autores caracterizaram o Complexo Brusque como uma faixa móvel, com evolução geológica durante o Ciclo Orogênico Brasiliano (750 - 450Ma), conforme já comentado quando da análise cronológica da evolução dos conhecimentos sobre a região. A partir dos trabalhos de Silva & Dias (1981) e de Silva (1983b), o Complexo Brusque tem sido considerado como provável *greenstone belt*, fazendo parte de uma área cratogênica mais antiga.

Nos recentes trabalhos de Soares (1987; 1988), é visualizado, para as diversas seqüências supracrustais e rochas vulcano-plutônicas associadas do sul do Brasil, um quadro evolutivo policíclico de grande amplitude (do Meso-Proterozóico ao Eo-Paleozóico), segundo os modelos da tectônica global. Esta concepção nos parece mais viável por ensejar a possibilidade da evolução do Complexo Brusque ter sido iniciada no Proterozóico Médio-Inferior, extrapolando o limite de idade do Ciclo Brasiliano.

1.5 Bacia do Itajaí e Similares

O Grupo Itajaí, tal como redefinido por Schulz Jr. & Albuquerque (1969), tem sido empregado para designar as rochas sedimentares e vulcânicas associadas, anquimetamórficas, que ocorrem na bacia homônima, sobre a borda sul do Complexo Granulítico de Santa Catarina (figuras II.1.1 e II.1.2). Corresponde ao que havia sido designado como "Série Itajaí" por Dutra (1926). Silva & Dias (1981) e Silva (1987) incluíram neste grupo, as associações vulcano-sedimentares das bacias de Campo Alegre e Corupá, que fariam parte de uma bacia maior de cobertura de plataforma, além da Formação Queçaba e de diversos corpos isolados de vulcanitos félsicos ocorrentes entre essa localidade e a ilha de Santa Catarina. Neste relatório, utilizamos a denominação litoestratigráfica informal de Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí para os depósitos da bacia homônima.

A Bacia do Itajaí, cuja borda sul foi mapeada, em parte, neste projeto, apresenta uma geometria sigmoidal, com eixo maior alinhado na direção NE-SW, estendendo-se por mais de 80km, desde as proximidades de Piçarras no litoral até ser encoberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná em sua extremidade SW. Sua largura maior na porção SW atinge mais de 30km, estreitando-se para NE, onde apresenta largura média de exposição de 15km (figura II.1.2).

Os sedimentos da Bacia do Itajaí assentam-se sobre as rochas do Complexo Granulítico, através de contatos normais e tectônicos de baixo ângulo em sua borda norte e por falhas inversas subverticais ao longo de sua borda sul. Limitam-se também em sua extremidade SSW com os metamorfitos do Complexo Brusque, que os "cavalgam" segundo planos de alto ângulo, de direção NE-SW mergulhantes para SE.

Os litótipos predominantes na Bacia do Itajaí estão relacionados a três fácies sedimentares principais: proximal, transicional e bacinal (Krebs *et al.*, 1988). Na fácies proximal predominam sedimentos grosseiros, imaturos e mal classificados, iniciados comumente por conglomerados que transicionam para arenitos conglomeráticos e arenitos litofeldspáticos. Nesta fácies, ocorrem esporádicos níveis delgados (0,50m a 1,0m) de tufos félsicos, soleiras e diques riolíticos. Na fácies transicional, ocorrem ainda arenitos intercalados com pelitos e raros níveis conglomeráticos, sendo mais abundantes os níveis estreitos de tufos félsicos. Na fácies bacinal, de maior extensão, predominam pelitos rítmicos (turbiditos Tde), com delgados níveis arenosos finos. Nesta fácies são raros, ou imperceptíveis, os níveis de tufos; no entanto são freqüentes os corpos intrusivos riolíticos.

Todo o pacote sedimentar, apresenta-se metamorfizado, a nível anquizonal, com desenvolvimento mais intenso de clorita e sericita na borda sul, mais tectonizada, da bacia.

Na Bacia de Campo Alegre, segundo Daitx (1979), predominam na Seqüência Sedimentar Inferior, fácies conglomeráticas e areníticas. Na Seqüência Vulcano-Sedimentar Intermediária se intercalam, a partir da base, derrames e hipoabissais de vulcanitos básico-intermediários com sedimentos epivulcano-clásticos, gradando superiormente para vulcanitos ácidos. Na Seqüência Sedimentar Superior, predominam siltitos epiclásticos que se intercalam com tufos ácidos predominantes na base. No *Graben* de Corupá, de pequena extensão ($20km^2$), próximo à Bacia de Campo Alegre, ocorrem remanescentes vulcano-sedimentares similares aos desta bacia (Silva, 1987).

A estratigrafia do "Grupo Itajaí" tem evoluído, desde o trabalho pioneiro de Maack (1947) até presentemente, conforme pode ser visualizado no quadro da figura II.1.3. Conforme pode ser

observado nas diversas colunas estratigráficas propostas para a Bacia do Itajaí, somente a partir do trabalho de Kaul (1976b), os conglomerados passaram, coerentemente, a serem posicionados na base da seqüência sedimentar. Essas inversões estratigráficas, originalmente propostas ocorreram provavelmente devido à estruturação em homoclinal da bacia, conforme já constatada por Basei (1985), onde as camadas basais da borda sul sobrepõem-se, por fatiamento tectônico, aos estratos superiores, conforme será demonstrado no capítulo correspondente.

Basei (1985) constatou que as fases finais de deformação (D_3 e D_4) do Complexo Brusque atuaram também sobre os sedimentos da Bacia do Itajaí. A nosso ver, a formação da bacia e sua evolução estrutural estão relacionadas à terceira fase de deformação, época em que os esforços originalmente compressivos de baixo ângulo passaram a transpressivos/transtensivos e transcorrentes de alto ângulo. A estruturação geral da bacia é NE-SW com mergulhos para SE, caracterizando sua vergência para NW.

Quanto à idade da Bacia do Itajaí, há um consenso generalizado em posicioná-lo no limite do Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico (figura II.1.3). Basei (1985) considerou a idade de 580Ma para a sedimentação da Bacia do Itajaí, associada ao levantamento regional, com desenvolvimento de dobras com vergência para NW e reativação inversa dos principais lineamentos. O evento de anquimetamorfismo, foi datado por Macedo *et al.* (1984) em 550Ma, através dos métodos K/Ar e Rb/Sr em illitas. No entanto, Silva (1987) posicionou, o Grupo Itajaí, no Meso-Proterozóico.

A correlação do "Grupo Itajaí" com as rochas da Bacia do Camaquã - RS, bem como a outras bacias similares, ocorrentes no sul do Brasil e no Uruguai, vem sendo admitida desde os trabalhos pioneiros. Nos trabalhos mais modernos, como os de Fragoso Cesar *et al.* (1982a; 1987), essas bacias têm sido correlacionadas e consideradas, geotectonicamente, como depósitos molássicos, desenvolvidos no final do Ciclo Orogênico Brasiliano. No entanto, admite-se, como mais provável sua origem através de rifteamento inicial no Proterozóico Superior, com um evento de plutono-vulcanismo alcalino/peralcalino tardio (Eo-Paleozóico), que marcaria o início da reativação da Plataforma Brasileira. Essa formulação será desenvolvida no capítulo sobre evolução geológica da área.

1.6 Suítes Intrusivas Graníticas e Vulcânicas Associadas

Sob a denominação de Suítes Intrusivas Graníticas, consideramos todos os granitóides, isotrópicos ou pouco deformados regionalmente, intrusivos nas demais unidades ocorrentes no Escudo Catarinense. Esses corpos granitóides apresentam dimensões variadas, desde massas batolíticas até pequenos *stocks*. Suas características principais estão relacionadas à ausência de deformação penetrativa, a seus contatos nítidos e ao metamorfismo térmico impresso nas encaixantes.

Esses granitóides circunscritos podem ser subdivididos em duas associações principais, de acordo com suas características litoquímicas e época de colocação: suítes Valsungana/Guabiruba/São Pedro de Alcântara e suítes Faxinal/Subida/Pedras Grandes (figura II.1.4).

- Suítes Valsungana/Guabiruba/São Pedro de Alcântara – $PS\gamma v/g$ – As suítes graníticas Valsungana e Guabiruba foram definidas por Trainini *et al.* (1978), a partir das denominações "Granodiorito Valsungana" e "Granito Guabiruba", empregados originalmente, por Schulz Jr. & Albuquerque (1969). Neste trabalho preferimos englobar estas duas suítes em uma só, em

face desses granitóides apresentarem as mesmas características, como será descrito a seguir. A Suíte São Pedro de Alcântara foi nominada por Basei (1985) para designar granitóides similares ocorrentes a sul do Lineamento Major Gercino (figura II.1.4).

Os corpos que vem sendo considerados como pertencentes à "Suíte Guabiruba", dispõem-se, quase invariavelmente, nas margens das grandes massas batolíticas do Granitóide Valsungana, não raro mostrando passagem lateral gradativa entre ambos, conforme já havia sido observado por Mônaco *et al.* (1974). Esses corpos menores afiguram-se como fácies de borda ou como apófises das massas batolíticas, ocorrendo também sob forma filoniana, de segregação final, cortando o Valsungana (figura II.1.4).

As relações de contato com os metamorfitos do Complexo Brusque, seu nível epizonal e modo de colocação em relação às fases de deformação regional, bem como suas características petrográficas e petroquímicas, nos conduzem a interpretar esses granitóides (Valsungana/Guabiruba) como gerados num mesmo processo magmático, bem definido espacial e temporalmente.

Basei (1985), com base em dados petroquímicos e geocronológicos, assim se refere a esses granitóides: "Apesar dos granitóides tipo Guabiruba cortarem os da Suíte Valsungana, os dois estão intimamente relacionados temporal e espacialmente, sugerindo que ambos tenham sido originados num mesmo episódio termal...". As datações apresentadas por esse autor, bem como por Basei & Teixeira (1987), mostram a mesma época de colocação tanto para os corpos tipo Guabiruba como para os do tipo Valsungana, situando-se em torno de 630Ma a 640Ma. Segundo esses autores, ambos são granitóides crustais do tipo "S" (Chapell & White, 1974), de emplaçamento sin a tardi-tectônico com relação ao Ciclo Orogênico Brasiliano. No entanto, Silva (1987) considerou esses granitóides, bem como os das suítes Pedras Grandes e Subida, como de natureza anorogênica, produtos de extensivo magmatismo intraplaca (tipo A). Caldasso *et al.* (1988) consideraram os granitóides Valsungana/Guabiruba como sin a tardi-cinemáticos em relação aos movimentos transtensivos (fase D_3) que favoreceram sua colocação e francamente pós-cinemáticos em relação às fases precoces (D_1 e D_2) que atuaram no Cinturão Metamórfico Brusque.

- Suítes Faxinal/Subida/Pedras Grandes - O "Granito Faxinal" foi nomeado por Kaul (1976b), que o descreve como um hornblenda granito "anatéxico", com estrutura por vezes orientada, pertencente ao "Grupo Tabuleiro". Não se encontram maiores informações sobre esse granitóide nos trabalhos posteriores, talvez devido a sua ocorrência em local de difícil acesso. Silva (1987) se refere a esse granitóide com a mesma conotação dada por Kaul (*op. cit.*), posicionando-o também no Complexo Tabuleiro. Só recentemente, com dados do atual projeto, Caldasso *et al.* (1988) definiram esse granitóide como um hornblenda sienito, isótropo no centro do corpo e com estrutura de fluxo ígneo nas bordas, imprimindo intenso metamorfismo de contato sobre os filitos encaixantes do Complexo Brusque. Neste trabalho, as manifestações hipoabissais de composição quartzo-diorítica, sienítica e traqui-andesítica, que seccionam os filitos do Brusque, as rochas diaftoréticas da Faixa do Perimbó e os sedimentos da Bacia do Itajaí, notadamente na região de Gaspar Alto, foram correlacionadas ao Granitóide Faxinal. Este conjunto de rochas, que constituiria a denominada Suíte Faxinal, apresenta-se melhor definido no relatório da Folha Botuverá.

SEQÜÊNCIA VULCANO-SEDIMENTAR ITAJAÍ						
PROTEROZÓICO SUPERIOR	UNIDADES DE FÁCIES	PSiu5	PSiu5 - PELITOS E ARENITOS TABULARES: Pelitos e arenitos finos a muito finos em delgadas camadas tabulares, com laminação plano-paralela, *fining-up*, raras *climbing ripples*, *linsen* e marcas de carga. Constituem espessos pacotes rítmicos. Subordinadamente delgadas camadas de arenitos finos maciços.	MESODIAGENÉTICO A ANQUIMETAMÓRFICO	Sin-tardi D3	Marinho profundo: depósitos bacinais (leques submarinos). Turbiditos (arenitos finos).	Pb / Cu / Ag / ; Au; (fluorita)
		PSiu3	PSiu4 - CONGLOMERADOS DE LEQUE SUBMARINO: Diamictitos em camadas lenticulares, aspecto maciço, ortoconglomerados gradados, polimícticos, de grânulos e seixos de metamorfitos e vulcânicas ácidas; arenitos e siltitos deformados (dobras de *slump*) ou maciços, fluidizados.			Marinho profundo:depósitos de talude com *slump* e fluxo canalizado; turbiditos.	
		PSiu4	PSiu3 - ARENITOS E PELITOS TABULARES: Arenitos finos, às vezes médios a grossos e pelitos, em camadas tabulares com *fining-up*, marcas de carga e fluidização; nos siltitos laminação fina, plano-paralela ou lenticular, com raras *wavy* e *linsen*. Constituem pacotes rítmicos; subordinadamente arenitos sigmoidais.			Marinho plataformal: turbiditos plataformais de frente deltáica. Sigmóides de frente deltáica.	
		PSiu2	PSiu2 - ARENITOS SIGMOIDAIS: Arcóseos finos a médios, seleção moderada, algo micáceos, em camadas lenticulares sigmoidais, maciços ou com estratificação cruzada tangencial; freqüentes *climbing ripples* na base e marcas onduladas no topo. Subordinadamente pelitos, arenitos, e camadas delgadas de tufos ácidos.			Marinho transicional: leques deltáicos e turbiditos de planície e frente deltáica. Sigmóides, às vezes retrabalhados por ondas e canais fluviais.	
		PSiu3					
		PSiu2					
		Psiu1	PSiu1 - CONGLOMERADOS DE LEQUE DELTÁICO: Ortoconglomerados polimícticos, de grânulos a matacões, de metamorfito, granitóides, sedimentos e vulcânicas, subarredondados, em camadas lenticulares; intercalam lentes de arcóseos conglomeráticos ou não, com estratificação cruzada acanalada ou maciços.			Continental: porção subáerea de leque deltáico (Fluvial *braided*)). Barras Longitudinais e dunas subaquosas.	
		PSii	PSii - INDIVISA (ALTO *STRAIM*): Ortoconglomerados polimícticos, de grânulos e seixos subarredondados; arcóseos médios, às vezes conglomeráticos e pelitos imbricados tectonicamente com grau de deformação superior às demais rochas da seqüência. Metamorfismo dinâmico.	Fácies Xisto-Verde Inferior		—	
NÃO CONFORMIDADE							
COMPLEXO BRUSQUE							
PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO	UNIDADES DE FÁCIES	PIMbmpa2	PIMbmpa1/mpa2 - SILICICLÁSTICA PELÍTICA ARENOSA: ritmitos pelítico-arenosos, arenosos e pelíticos, bandados, com microgradação, estruturas de carga e fluidização, metamorfizados nas fácies xisto-verde inferior (mpa 1-filitos, filitos grafitosos) e superior (mpa2-micaxisto e quartzo-micaxistos a granada).	Regional: Fácies xisto-verde inferior (1) e superior (2) Térmico: Rochas cornubianíticas - cb Tangencial: D1 - 2 ; transcorrente D3 - 4		Marinho profundo. Depósitos bacinais turbidíticos relacionados a leques submarinos.	Au; W Mn as mcc gf cm ard
		PIMbma2					
		PIMbma1	PIMbma1/ma2 - SILICICLÁSTICA ARENOSA: arenitos maciços ou laminados, com raro acamadamento gradacional, metamorfizados nas fácies xisto-verde inferior (ma1) e superior (ma2), constituindo quartzitos e quartzitos micáceos, com ou sem granada.			Barras de costa afora(?). Cordões litorâneos (?).	
		PIMbmpa1					
		PIMbmcc	PIMbmcc - CARBONÁTICA: Calcários calcíticos, dolomíticos e margas (mcc), laminados e com fina microgradação, metamorfizados na fácies xisto-verde inferior, constituindo mármores e calcifilitos.			Marinho. Depósitos de plataforma carbonática, relacionados a ilhas vulcânicas.	
		PIMbmvs	PIMbmvs - VULCANO-SEDIMENTAR: rochas básico-ultrabásicas (mvs) microcristalinas a porfiríticas e magnesianas (gabros, basaltos finos e variolíticos), maciças e bandadas, com prováveis *pillow-lavas*, metamorfizadas na fácies xisto-verde inferior, constituindo metagabros, metabasaltos e xisto magnesianos.			Intrusões e derrames submarinos sindeposicionais. Vulcanismo toleiítico a alcalino de intraplaca.	
		PIMbmap	PIMbmap - SILICICLÁSTICA ARENO-PELÍTICA: Ritmitos arenosos, pelítico-arenosos, arenitos e conglomerados, bandados, com microgradação, raros *climbing ripples* e marcas de onda, metamorfizados: na fácies xisto-verde inferior, constituindo quartzo-filitos, filitos, quartzitos micáceos e metaconglomerados.			Marinho transicional. Depósitos de plataforma rasa (franjas deltáicas), dominantemente abaixo da ação de ondas.	
NÃO CONFORMIDADE							
FAIXA GRANULÍTICA/GRANITO-GNÁISSICA DO PERIMBÓ							
ARQUEANO		Agg	COMPLEXO GRANITO-GNÁISSICO: gnaisses félsicos, ortoderivados, de composição monzogranítica predominante, milonitizados.	Fácies Granulito Retrometamorfizado Ft-1; D1-2; D3-4	Crosta Inferior-Média		Pb; Ag; Au (fluorita)
		Asc	COMPLEXO GRANULÍTICO DE SANTA CATARINA - Gnaisses máficos, subordinadamente quartzo-felspáticos, de derivações granulítica, retrometamorfizados nas fácies anfibolito e xisto-verde; milonitizados.				

Figura II.1.3 – Quadro comparativo das colunas estratigráficas das bacias itajaí (*) e Campo Alegre (**).

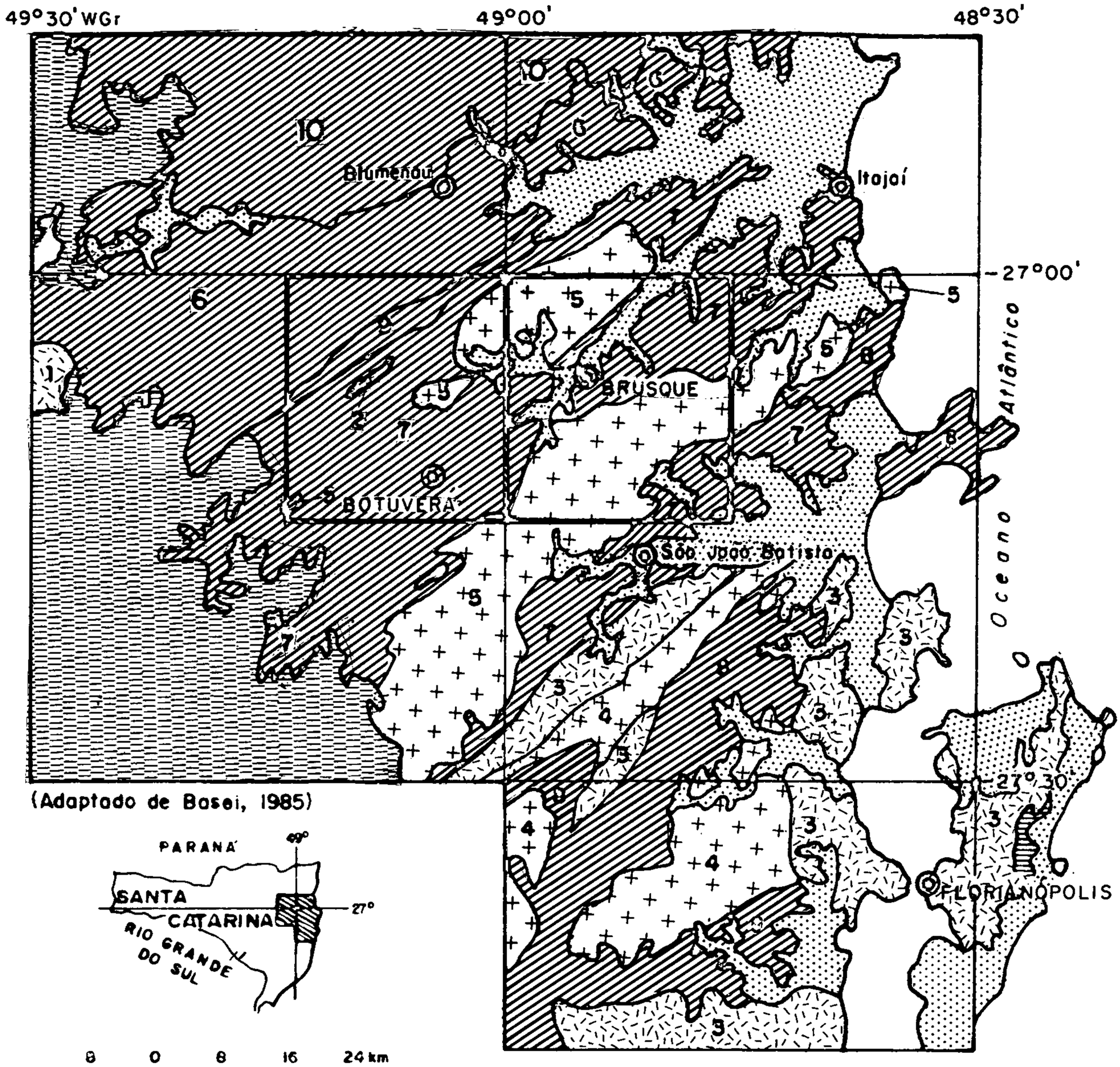


Figura II.1.4 – Granitóides da porção central do Escudo Catarinense.

O Granitóide Faxinal e as vulcânicas associadas apresentam comportamento tardi a pós-cinemático em relação aos movimentos transtensivos da terceira fase (D_3) e pós-orogênicos a anorogênicos, em relação ao Complexo Brusque. Embora não se disponha de datações absolutas, pode-se posicioná-los cronologicamente como mais jovens do que os granitos Valsungana/Guabiruba e sedimentos da Bacia do Itajaí. Os pequenos corpos quartzo-dioríticos ocorrentes entre Gaspar Alto e Vargem Grande (sul de Blumenau) foram incluídos na Suíte Plutono-Vulcânica Subida, por Basei (1985).

O Granito Subida foi nomeado por Schulz & Albuquerque (1969) e tem sido correlacionado, pela totalidade dos autores, às vulcânicas que cortam os sedimentos das bacias de Itajaí e Campo Alegre e posicionadas na parte superior da seqüência. Silva (1987) incluiu na Suíte Intrusiva Subida, seis corpos de granitóides que cortam os gnaisses granulíticos (Dona Francisca, Piraí e Morro Redondo) e também rochas relacionadas à seqüência vulcano-sedimentar do "Grupo Itajaí" (Corupá, Serra Alta e Subida). Segundo esse autor, constituem *stocks* de forma e dimensões variadas, de características intrusivas circunscritas, imprimindo metamorfismo de contato nos sedimentos do "Grupo Itajaí" (Granito Subida). A cogeneticidade entre esses granitos e as vulcânicas da Bacia de Campo Alegre foi estabelecida por Ebert (1971), determinando também o caráter peralcalino da seqüência extrusiva. Segundo Basei (1985), as idades isocrônicas obtidas para as rochas vulcânicas de Apiúna e Granito Subida (544 ± 20Ma e 546 ± 9Ma) indicam que essas atividades magmáticas estariam relacionadas a um mesmo evento ígneo e que as baixas razões iniciais Sr_{87}/Sr_{86} (0,705 - 0,702) são sugestivas de uma origem por fusão da base da crosta ou de diferenciados mantélicos para estas rochas. Resultados similares foram apresentados por Issler & Freire (1985) para os vulcanitos e plutonitos das bacias do Itajaí e Campo Alegre, confirmando sua associação genética e temporal.

A Suíte Intrusiva Pedras Grandes, nomeada por Trainini *et al.* (1978), corresponde, em parte, ao "Complexo Pedras Grandes" (Castro & Castro, 1969; *apud* Silva, 1987) e à parte granítica do "Complexo Tabuleiro" de Schulz Jr. & Albuquerque (1969). Sob a denominação de Suíte Plutono-Vulcânica Pedras Grandes, Basei (1985) englobou as rochas granitóides que ocorrem como grandes batólitos intrusivos no Complexo Granito-Migmatítico do domínio interno do Cinturão Dom Feliciano, incluindo também as rochas vulcânicas extrusivas e filonianas ácidas, como aquelas ocorrentes no Morro do Cambirella e na ilha de Santa Catarina. Segundo este autor, predominam granitos grosseiros a porfiróides, de composição granítica, quartzo-monzonítica e subordinadamente granodiorítica. As idades obtidas desses granitos variam de 516 ± 12Ma a 524 ± 68Ma, enquanto que os tufos do Cambirella forneceram a idade isocrônica de 552 ± 17Ma. Ainda segundo Basei (*op. cit.*), a idade de 550Ma representaria o valor provável para o clímax desse magmatismo.

As altas razões iniciais Sr_{87}/Sr_{86}, tanto para os granitos como para os tufos (0,728 ± 0,001 e 0,724 ± 0,006), indicariam uma origem crustal para essas rochas.

Os granitóides das suítes Subida e Pedras Grandes, bem como as vulcânicas associadas, apresentam as características petrológicas e idades compatíveis a um mesmo evento tectono-termal. Consideramos que estes granitóides podem representar, os eventos magmáticos finais, intraplaca, associados aos *rifts* da reativação da plataforma brasileira, ao término do Ciclo Orogênico Brasiliano. Os diferentes

valores para as RIs Sr^{87}/Sr^{86}, altas para o magmatismo Pedras Grandes e baixas para o Subida, podem ser explicados pela origem diferente do magma, tipicamente de fusão crustal para o primeiro e de provável derivação mantélica para o segundo.

1.7 Coberturas Fanerozóicas

As rochas do Escudo Catarinense são recobertas totalmente a oeste pelos sedimentos da borda da Sinéclise do Paraná e parcialmente, junto ao litoral, a leste, por sedimentos fluviais e marinhos quaternários (figura II.1.1).

Na região considerada, os sedimentos da borda da Sinéclise do Paraná são representados por depósitos glácio-marinhos profundos, transgressivos, constituídos por folhelhos pretos e espessa seqüência turbidítica (Tde), além de arenitos finos fluidizados, com abundantes seixos pingados, que fazem parte da Formação Rio do Sul do Grupo Itararé, de idade permiana. A superfície de deposição, apresenta-se relativamente bem aplainada, ocorrendo em cotas superiores a 700m, indicando um forte soerguimento epirogenético pós-deposicional que se manifesta, atualmente, por intensa dissecação de relevo. Esses sedimentos, bem como as rochas das unidades mais antigas, são cortados por diabásios e alcalinas, de idade mesozóica, correspondentes à Formação Serra Geral.

As coberturas quaternárias são constituídas por aluviões atuais e terraços subatuais ao longo dos principais cursos de drenagem, além de tálus junto às encostas e por depósitos praiais junto ao litoral, situando-se em cotas não superiores a 50m.

2

Estratigrafia

2.1 Coluna Litoestratigráfica

Conforme apresentado na síntese geológica regional, as unidades mais antigas, com registros de idades arqueanas, correspondem ao Complexo Granulítico de Santa Catarina e ao Complexo Granito-Gnáissico, que constituem o embasamento das seqüências vulcano-sedimentares do Complexo Brusque e da Bacia do Itajaí.

Na área da Folha Brusque não ocorrem rochas desses complexos antigos, iniciando-se a coluna litoestratigráfica pelos metamorfitos do Complexo Brusque (figura II.2.1) .

Uma tentativa de empilhamento estratigráfico das seqüências sedimentares e vulcano-sedimentares do Complexo Brusque esbarra em sérios obstáculos, intransponíveis a nível dos conhecimentos atuais sobre a geologia da região. Os primeiros obstáculos dizem respeito às fortes transposições ocorridas durante as primeiras fases de deformação (fases precoces D_{1-2}), responsáveis pelo fatiamento tectônico, espessamento das seqüências, paralelismo das foliações ($S_o = S_i = S_2$) e aloctonia generalizada de todo o cinturão metamórfico. Por essa razão só é possível estabelecer um empilhamento tectônico relativo, sem validade estratigráfica. Por outro lado, as seqüências metassedimentares do Complexo Brusque são predominantemente pelíticas, onde parecem faltar as fácies psamíticas proximais, inexistindo, portanto, níveis-guia estratigráficos de distribuição regional que possam indicar sua porção basal. Em termos regionais, os metacalcários e as rochas ortoderivadas da seqüência básico-ultrabásica se constituem nos níveis estratigráficos mais notáveis. Infelizmente, não apresentam continuidade lateral.

Na Folha Brusque, é possível estabelecer um

empilhamento estratigráfico relativo, baseado numa estrutura antiforme (D_3) cujo eixo coincide, aproximadamente, com o curso do rio do Oliveira. No núcleo dessa estrutura, afloram litótipos representantes de uma seqüência vulcano-sedimentar que é recoberta por um nível psamítico (quartzitos e quartzo micaxistos) e, sucessivamente, por pelitos (micaxistos a granada). No entanto, a posição desta seção, relativamente, a área principal de exposição do cinturão metamórfico do Complexo Brusque não permite correlação direta. Os dados litoquímicos das rochas vulcânicas, siliciclásticas e carbonáticas, todavia, permitem supor uma correlação da seqüência basal do rio do Oliveira com a seqüência aflorante no vale do Ribeirão do Ouro (Folha Botuverá). Nesta última região, entretanto, a seqüência vulcano-sedimentar encaixa-se dentro de uma sucessão regional dominantemente pelítica, sem indicações seguras sobre sua posição estratigráfica em relação ao conjunto do cinturão.

UNIDADES				LITÓTIPOS	LITOAMBIÊNCIA		METALOGENIA
DEPÓSITOS CENOZÓICOS							
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	Qtl		Depósitos de tálus: areias e cascalhos, com blocos e matacões.	Continental		—
		Qal		Aluviões e eluviões: areias e cascalhos, inconsolidados.			Au
		Qtr		Terraços aluviais: areias e cascalhos, pouco litificados.			cm
ROCHAS PLUTÔNICAS E HIPOABISSAIS							
MESOZÓICO	CRET.	Kλ	MAGMATISMO MESOZÓICO	Rochas alcalinas: em veios (ra), traquito alcalino (λ).	—	—	U/Th
	JURO-CRET.	JKdb		Diabásios (Formação Serra Geral) - db.			—
EO-PALEOZÓICO		EoPzα	ROCHAS FILONEANAS EO-PALEOZÓICAS	α - Hipoabissais ácidas (vulcanismo Campo Alegre / Suíte Subida): riolitos (rl); traquitos (tq).	Sin-Tardi D3 - 4	—	Au; Pb
		EoPzβ		β - Hipoabissais básico-intermediárias (provável associação com o Granitóide Faxinal): diorito (dr); andesito (ads); quartzo-diorito (qd).			
		EoPzα2f	ROCHAS GRANÍTICAS	GRANITÓIDE FAXINAL	EOPzγ2f - Hornblenda-quartzo sienito, granulação média, equigranular a porfirítico, mesocrático, com foliação de fluxo ígneo.	Tardi-Pós D3	Granitóide tipo A, alcalino.	Au; Gri
PROTEROZÓICO SUPERIOR		PSγ1g		SUÍTE VALSUNGANA-GUABIRUBA	PSγ1g - FÁCIES GUABIRUBA: Monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, equigranulares a inequigranulares, finos a médios, em corpos plutônicos e filonianos.	Sin -Tardi D3	Granitóides crustais de fonte mista, calcialcalinos a alcalinos.	Au; W
		PSγ1i			PSγ1i - FÁCIES INDAIÁ - Monzogranitos, sienogranitos e granodioritos inequigranulares, porfiríticos, médios a grosseiros, em corpos plutônicos periféricos.			
		PSγ1v			PSγ1v - FÁCIES VALSUNGANA - Monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, de granulação grosseira, porfiríticos, em corpos plutônicos até batolíticos.			
		cb			cb - rochas cornubianíticas. Metamorfismo térmico sobre rocha do Complexo Brusque: fácies albita-epidoto, hornblenda-hornfels e piroxênio-hornfels.			

Portanto, a subdivisão do Complexo Brusque, na folha homônima, em seqüência vulcano-sedimentar inferior e seqüência siliciclástica superior tem conotação estratigráfica apenas relativa. Essa mesma ordem de sucessão estratigráfica, foi reconhecida por Silva *et al.* (1985), onde os autores caracterizaram, petrograficamente, a Seqüência (Meta)Vulcano-Sedimentar Rio do Oliveira, similar a *greenstone belt,* de provável idade arqueana, que seria recoberta discordantemente por uma seqüência terrígena proterozóica. Essa provável discordância entre as seqüências vulcano-sedimentar inferior e siliciclástica superior não foi verificada, constatando-se que entre ambas existe uma perfeita concordância estrutural e uma passagem gradativa no trato deposicional.

Não obstante a inexistência de datações diretas sobre os eventos de deposição da seqüência vulcano-sedimentar e do desenvolvimento das fases precoces de deformação e metamorfismo (D_1 e D_2), consideramos os metamorfitos do Complexo Brusque como provavelmente evoluídos a partir do Proterozóico Inferior-Médio, baseados na correlação com seqüências similares do sul do Brasil e no quadro da evolução geotectônica regional. A determinação da idade de 1.350Ma para metavulcânica intermediária (metandesito) associada aos metamorfitos do Grupo Porongos (RS), através do método U/Pb em zircões (Orlandi Filho *et al.*, em preparação) serve de suporte a essa proposição, bem como, a determinação de idade em torno de 1.800Ma para os metamorfitos do Grupo São Roque (PR/SP) conforme Juliani *et al.* (1986). Por outro lado, Mantovani *et al.* (1987), com base em quinze análises pelos métodos Sm/Nd e Pb/Pb, obtiveram idades entre 1.400Ma e 1.700Ma para os granitóides das porções internas do Cinturão Dom Feliciano, permitindo interpretar esse intervalo como um importante período de acréscimo de material diferenciado do manto à crosta. Esses registros caracterizam, portanto, para o Proterozóico Inferior-Médio um período de atividade orogênica, que inicia, provavelmente, no final do Proterozóico Inferior com abertura de oceano (sedimentação e vulcanismo alcalino de margem passiva) e encerra com encurtamento crustal (deformações tangenciais).

O próximo evento tectono-estratigráfico, que se manifesta na área da Folha Brusque, corresponde à colocação dos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba. As relações de contato desses granitóides com os metamorfitos do Complexo Brusque, mostram que os mesmos se alojaram em níveis epizonais, imprimindo metamorfismo térmico sobre as foliações precoces (S_1 e S_2) e sobre as fácies metamórficas regionais previamente estabelecidas. A colocação desses granitóides está associada às estruturas geradas na terceira fase de deformação, tendo seus corpos sofrido manifestações da quarta fase. Interpretamos, portanto, a época de desenvolvimento dessas fases deformacionais tardias (D_{3-4}) como brasilianas, em função das idades fornecidas pelos granitóides (630Ma - 640Ma, *in* Basei, 1985; Basei & Teixeira, 1987).

Afora as rochas do Complexo Brusque e os granitóides nelas intrudidos, ocorrem na área da folha, somente manifestações hipoabissais ácidas a intermediárias, associadas a Suíte Subida (Eo-Paleozóico) e básicas correlacionadas ao vulcanismo fissural da Formação Serra Geral do Mesozóico, além de pequenos depósitos de coberturas superpostas finais (figura II.2.1).

2.2 Complexo Brusque – PIMb

2.2.1 Comentários Gerais

As características gerais do Complexo Brusque já foram genericamente abordadas no ca-

pítulo referente à síntese geológica regional, detalhando-se, neste item, os dados obtidos sobre os diferentes litótipos do complexo na Folha Brusque.

A interpretação e discussão desses dados, juntamente com aqueles obtidos na folha contígua de Botuverá e dos constantes na bibliografia sobre os metamorfitos que se expõem além dos limites das folhas mapeadas, servirão de base à interpretação da evolução geológica do Complexo Brusque no contexto do Escudo Catarinense e no quadro geotectônico do sul do Brasil.

2.2.2 Distribuição Geográfica

Os metamorfitos do Complexo Brusque distribuem-se, na folha homônima segundo duas faixas separadas pelos maciços granitóides intrusivos, constituíndo, aproximadamente, 35% a 40% da área da folha (figura II.2.2). A primeira faixa, central, de maior extensão, tem direção geral NE-SW, com largura média de 8km, limitando-se em seus bordos com os maciços granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba. Esta faixa tem prolongamento tanto para NE (folhas de Gaspar, Itajaí e Camboriú) como para SW (Folha Botuverá), onde apresenta maior área de exposição (figura II.1.2).

A outra faixa, aflorante na porção sudeste da folha, também limita-se a norte e a W-NW com rochas granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba, prolongando-se para as folhas contíguas de São João Batista e Camboriú (Tijucas), onde apresenta contato por falha com as rochas do Complexo Granito-Gnáissico. Pode-se considerar que esta faixa faz parte da borda SSE do Cinturão Metamórfico Brusque, limitado regionalmente pelo Lineamento Major Gercino.

2.2.3 Relações de Contato

Os metamorfitos da faixa central, aflorante ao longo do rio Itajaí-Mirim, limitam-se, em seu bordo norte, através de falha com o Granitóide Valsungana. Nos poucos pontos onde foi possível a verificação direta do contato entre as duas unidades, tanto os metamorfitos quanto o granitóide apresentam-se milonitizados, havendo uma concordância da foliação milonítica em ambas as litologias. A foliação milonítica dos filonitos do Brusque é subconcordante com as foliações pretéritas em sua direção geral NE-SW, verticalizando-se nos planos de contato, que caracteriza uma movimentação transcorrente dominante; enquanto que no granitóide é marcada pelo alinhamento de porfiroclastos de feldspato, variando desde termos protoclásticos até milonito-gnaisses, que atinge uma faixa de até dezenas de metros de largura.

Os contatos entre os xistos e o batólito granítico (Maciço Sul) exposto no setor centro-sul da folha, fazem-se também, na maioria das vezes, por falha, neste caso de regime dúctil-frágil, em alguns trechos apresentando milonitos e, em outros, brechas e cataclasitos. Em alguns locais, como nos arredores de Brilhante e Gavião, os contatos não se ajustam às linhas de falha. Sendo muito intensa a ação do metamorfismo térmico, com o desenvolvimento de rochas cornubianíticas, que muitas vezes intercalam-se com exposições graníticas, fica dificultado o traçado preciso do contato. Casos semelhantes ocorrem dentro do corpo granítico como, por exemplo, nos arredores de Santa Luzia, onde a quantidade de megaenclaves de xistos cornubianitizados quase equivale-se às exposições da rocha granitóide, constituindo um problema de representação cartográfica (foto 04).

Os megaenclaves de xistos cornubianitizados que ocorrem tanto na periferia dos corpos como em meio aos granitóides (*roof pendants*), mostram o registro das fases de transposição precoces (D_1 e D_2). O Granitóide Campo Novo apresenta enclaves de rochas calcissilicáticas estruturados em D_3 (foto 05).

Em vários locais, observa-se que, entre os metamorfitos do Complexo Brusque e os granitóides, ocorreu uma adaptação dos contatos da massa granítica aos planos de falha pré-existentes ou evoluídos concomitantemente à colocação dos granitóides, com o desenvolvimento de metamorfismo térmico sobre as faixas cataclásticas/miloníticas.

2.2.4 Unidades Litofaciológicas

Os trabalhos de mapeamento permitiram definir e delimitar cinco unidades de fácies, a seguir descritas, cartografáveis na escala 1:50.000, as quais estão constituídas por uma ou mais litofácies, petrograficamente caracterizadas no item II.3.5. As unidades litofaciológicas, para fins de simplificação, estão nominadas segundo seus protólitos.

2.2.4.1 Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa – PIMbmpa$_1$ e PIMbmpa$_2$

É constituída pelos seguintes litótipos: metarritmitos pelítico-arenosos, metarritmitos arenosos, metarenitos, metapelitos, quartzo turmalinitos bandados e metabásicas; sendo o primeiro dominante e os demais subordinados (tabela II.2.1).

É a unidade de maior expressão em área, constituindo uma faixa central orientada segundo NE, com largura média de 8km, além de uma porção considerável do quadrante SE, onde ocorre associada à Unidade Vulcano-Sedimentar.

As relações de contato entre seus litótipos se dão normalmente, de uma maneira transicional, raramente por falha, sendo nítido com as intercalações de metabásicas.

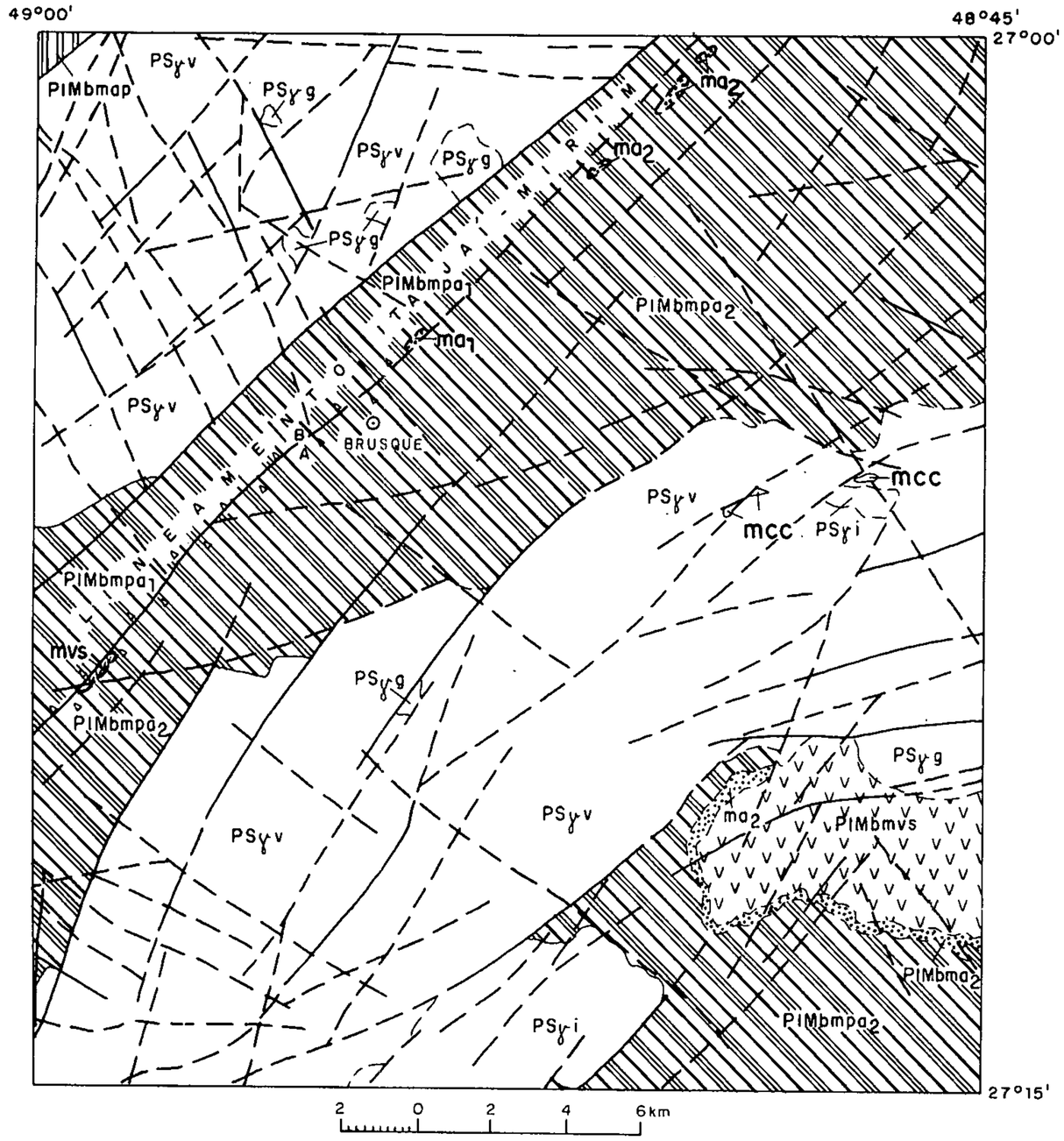
Os metarritmitos pelítico-arenosos são interpretados como depósitos distais em relação aos metarritmitos arenosos da Unidade Siliciclástica Areno-Pelítica que aflora na Folha Botuverá. São formados por processos de tração + suspensão, associados a fluxos gravitacionais desconfinados (turbiditos). O contato gradacional e a intercalação de camadas de metarritmitos arenosos reforçam esta interpretação.

Os metarenitos intercalados são interpretados como depósitos de correntes de turbidez, representando períodos de maior energia no sistema.

Os metapelitos caracterizam os depósitos de posicionamento mais distal ou a sedimentação hemipelágica, formados por decantação das lamas trazidas em suspensão para a bacia de deposição, podendo constituir, localmente, significativos níveis de metapelitos carbonosos.

As intercalações de raras camadas de metabásicas, concordantes com a estratificação original (S_o), sugerem a ocorrência de manisfetações ígneas que podem indicar um vulcanismo sin-deposicional ou, pelo menos, pré-metamorfismo.

Desta forma, a natureza predominantemente pelítica dos litótipos, a presença freqüente de camadas com geometria tabular, o tipo de associação de estruturas sedimentares (micrograda ção normal e/ou inversa, estruturas de carga e fluidização) freqüentes na Folha Botuverá, permitem interpretar esta unidade como turbiditos relacionados a leques submarinos.



PSγ — PROTEROZÓICO SUPERIOR – Suíte Valsungana/Guabiruba: fácies Valsungana (v); Indaiá (i); Guabiruba (g)

PIMb — PROTEROZÓICO INFERIOR MÉDIO – COPLEXO BRUSQUE

Unidades litofaciológicas:

map – siliciclástica areno-pelítica fácies xisto-verde infeior

mpa – siliciclástica pelítico-arenosa - fácies xisto-verde inferior (mpa_1) e xisto-verde superior-anfibolito inferior (mpa_2).

ma – siliciclástica arenosa - fácies xisto-verde infeior (ma_1) e superior (ma_2).

mcc – carbonática - fácies xisto-verde superior

mvs – vulcano-sedimentar - fácies xisto-verde superior-anfibolito inferior.

Contatos: definido, aproximado

Falhas e fraturas indiscriminadas

falha frágil, de rejeito vertical aparente: A - bloco alto, B - bloco baixo

Cidade

Figura II.2.2 – Mapa geológico simplificado da Folha Brusque (abstraídas as coberturas cenozóicas e as rochas ígneas hipoabissais), destacando as unidades litofaciológicas do Complexo Brusque.

Tabela II.2.1 – Unidades de fácies e litofácies do Complexo Brusque.

Unidades de Fácies Cartografadas	Litofácies	
	Dominantes	Subordinadas
Siliciclástica areno-pelítica	Metarritmitos arenosos	Metarritmitos pelítico-arenosos Metarenitos
Siliciclástica pelítico-renosa	Metarritmitos pelítico-arenosos	Metarritimitos arenosos Metarenitos Metapelitos Quartzo turmalinitos bandados Metabásicas
Siliciclástica arenosa	Metarenitos	–
Carbonática	Metacalcários	–
Vulcano-sedimentar	Rochas calcissilicáticas	Anfibolitos, metagabros e metabasitos Metapelitos Metarritmitos pelítico-arenosos Quartzo turmalinitos bandados

2.2.4.2 Unidade Silicicíclástica Arenosa – PIMbma$_1$ e PIMbma$_2$

A principal característica desta unidade é a de ser constituída por metarenitos, dominantemente quartzosos a ortoquartzíticos, micáceos ou não, maciços ou laminados.

As relações de campo indicam um contato gradacional com os metarritmitos pelítico-arenosos. No entanto, não foram encontradas estruturas sedimentares que pudessem indicar com maior clareza a natureza deste litótipo.

Em lâmina delgada, foi observada a presença de níveis de concentração de minerais pesados e a natureza detrítica do quartzo.

Assim, pode-se admitir várias possibilidades para explicar a origem destes litótipos: lobos de suspensão; barras de costa-afora; turbiditos e; cordões litorâneos.

2.2.4.3 Unidade Siliciclástica Areno-Pelítica – PIMbmap

É constituída pelos seguintes litótipos: metarritmitos arenosos, metarritmitos pelítico-arenosos e metarenitos; sendo o primeiro dominante e os demais de ocorrência subordinada.

Abrange uma estreita e alongada faixa segundo NE-SW, com exposição restrita no canto NW da folha, tendo maior representação na folha contígua de Botuverá. Faz contato a SE, através de falha, com o Granitóide Valsungana.

Os metarritmitos arenosos devido à sua natureza composicional, a interlaminação areia/silte, à geometria das camadas com boa tabularidade, bem como, às estruturas sedimentares presentes (laminação plano-paralela, acamamento gradacional, *climbing ripples*), permitem interpretar a sua deposição por processos de tração + suspensão, associados a fluxo gravitacional (turbiditos) desconfinado.

Os metarenitos são interpretados também como gerados por processos de tração + suspensão (*climbing ripples*), mas a presença de marcas onduladas permite supor condições de lâmina d'água mais rasa, com retrabalhamento parcial por ação de ondas conforme evidências encontradas na Folha Botuverá.

De acordo com o exposto é permitido interpretar essa unidade como fazendo parte de um depósito de uma plataforma rasa, dominantemente abaixo do nível de ação das ondas e, eventualmente sujeito a ação das ondas.

2.2.4.4 Unidade Carbonática – PIMbmcc

Esta unidade está constituída de metacalcários, que ocorrem sob a forma de enclaves, no Granitóide Valsungana, na região de Limeira Alta.

Estes enclaves de metacalcários, em meio aos granitóides, com continuidade para leste além da área mapeada (Folha Camboriú), mostram que se tratava de um horizonte estratigráfico com uma maior distribuição geográfica anteriormente à colocação dos granitóides.

O bandamento rítmico dado pela alternância de níveis centimétricos contínuos, evidenciada pela alternância de cores claras e escuras, bem como a boa tabularidade dos estratos, permitem relacionar estes litótipos a depósitos turbidíticos.

2.2.4.5 Unidade Vulcano-Sedimentar – PIMbmvs

Esta unidade é constituída pelos seguintes litótipos: calcissilicáticas, metarritmitos pelítico-arenosos, anfibolitos, metagabros e metabasitos, quartzo turmalinitos bandados e metapelitos.

Ocorre exclusivamente na porção sudeste da folha, na região de rio do Oliveira, formando um conjunto litológico que ocupa o núcleo de uma antiforme, delineada por um nível de metarenitos que constituem a Unidade Siliciclástica Arenosa (serra do Cobre).

Os litótipos siliciclásticos, calcissilicáticos e ortoderivados, desta unidade, intercalam-se quase nas mesmas proporções, com possanças não ultrapassando a algumas dezenas de

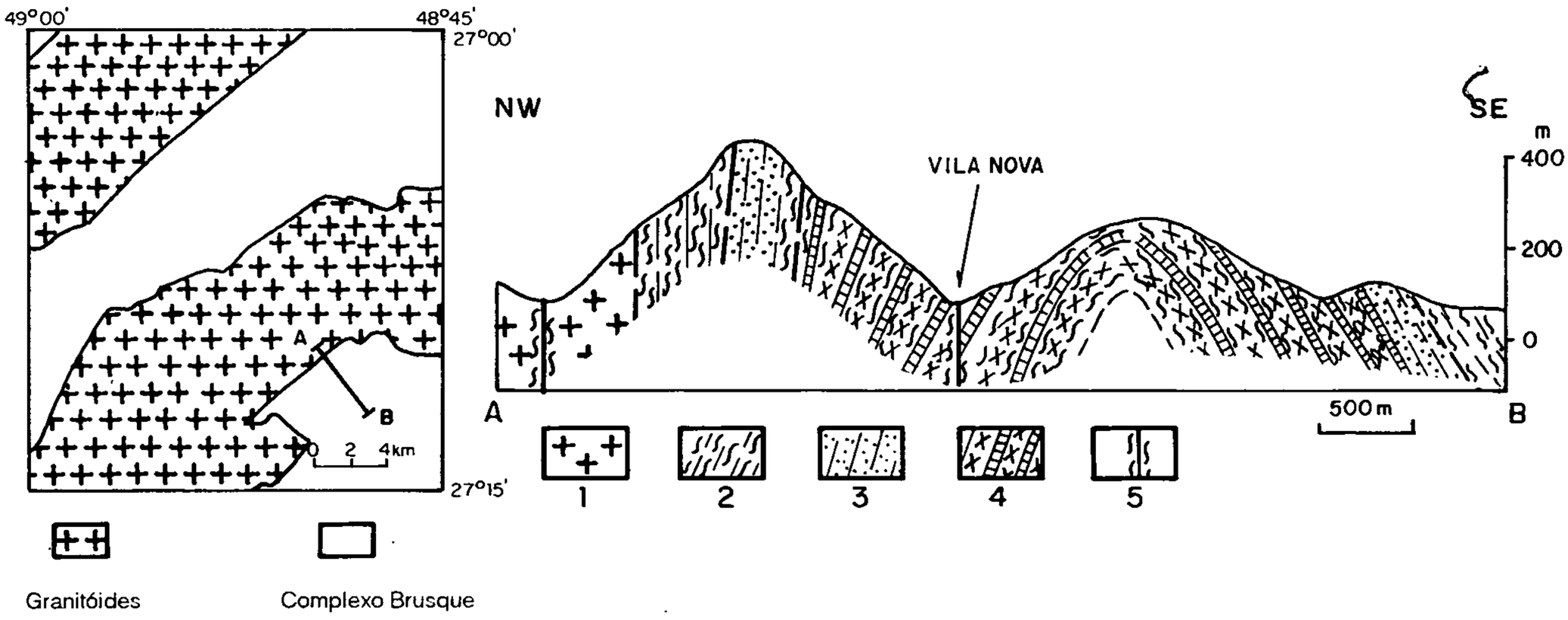


Figura II.2.3 – Secção geológica esquemática através da antiforme Rio do Oliveira, SE da folha. 1 - Granitóide Valsungana; 2 - Unidade Siliciclástica Arenosa (quartzitos e quartzo mica-xistos); 4 - Unidade Vulcano-Sedimentar: intercalações decimétricas a decamétricas de calcissilicáticas com níveis exalíticos, metabásicas e metapelitos rítmicos; 5 - Falha transcorrente dúctil.

metros. No entanto, nota-se uma predominância dos níveis calcissilicáticos, principalmente na parte mais externa da estrutura que a delimita, logo abaixo do nível psamítico da serra do Cobre. Mais para o interior desta, ocorrem intercalações de metarritmitos pelítico-arenosos, metapelitos, metabásicas e calcissilicáticas, com delgados níveis turmaliníticos associados (figura II.2.3).

De uma maneira geral, observa-se uma passagem gradativa entre os litótipos dessa unidade. No caso das metabásicas, seus contatos com os demais litótipos são concordantes, mais ou menos nítidos. A nível de afloramento tais rochas se assemelham, devido a estruturação bandada rítmica e a coloração cinza-esverdeado a cinza-escuro.

Este conjunto de rochas assim individualizado, foi enfatizado do ponto de vista metalogenético e estudado em detalhe por Silva et al. (1985), os quais identificaram, na área de rio do Oliveira e nas áreas contíguas a leste (Folha Camboriú), metatufos máficos, metatufos ácidos e exalitos (*BIF's* fácies óxido, carbonato, etc).

Os litótipos desta unidade foram submetidos a metamorfismo regional, atingindo a fácies xisto-verde superior, no limite da fácies anfibolito inferior, em contraste com o restante do Complexo Brusque que, nitidamente, não ultrapassa a fácies xisto-verde superior (zona da granada). Acredita-se que tal metamorfismo mais elevado, possa estar relacionado ao metamorfismo térmico dos granitóides que circundam a unidade nas porções oeste e norte.

Os dados litoquímicos dos litótipos ortoderivados contidos nesta unidade, demonstraram um magmatismo básico-ultrabásico, de quimismo toleiítico a alcalino, que são compatíveis com processos vulcânicos em regime de *mid plate*.

A presença de basaltos com estruturas, tais como varíolas e *pillow lavas* (Folha Botuverá) evidenciam a ocorrência de derrames submarinos concomitantes com a sedimentação.

Na unidade em questão não foi verificada uma associação com calcários característicos de águas rasas (estruturas estromatolíticas), relacionadas a uma plataforma carbonática como ocorre na Folha Botuverá. No entanto, por analogia com essa folha e baseado nas suas características litoquímicas, pode-se admitir que este vulcanismo tenha ocorrido junto ao talude ou rampa de uma plataforma continental desenvolvida sobre uma crosta continental.

Este talude ou rampa provavelmente seria o reflexo de uma fratura profunda que atingiu a interfácies manto/crosta, por onde ascenderam magmas que construíram ilhas vulcânicas (tipo *Sea Mount*), que serviram de substrato para a plataforma carbonática.

Por outro lado, Silva *et al.* (1985), estudando em detalhe esta mesma seqüência vulcano-sedimentar, na área da folha e em áreas contíguas, identificaram uma associação litofaciológica de tufos máficos, félsicos e exalitos associados com depósitos vulcano-químicos. Tal associação poderia ser interpretada como sendo de um ambiente relacionado ao preenchimento inicial da bacia (fase *rift*). No entanto, esta hipótese necessita de dados mais consistentes, uma vez que não foram identificadas fácies clásticas areno-conglomeráticas, típicas da fase inicial de deposição da bacia, com preenchimento rápido e grandes taxas de subsidência.

2.2.5 Caracterização Litológica e Petrográfica das Litofácies

As oito litologias, constituintes das unidades litofaciológicas caracterizadas no item 2.2.4, são a seguir descritas, na ordem de incidência, no que se refere às características petrográficas e estruturais.

I - Metarritmitos Pelítico-Arenosos

Constituem a principal litofácies da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa. Dominam quartzo mica-xistos e mica-quartzo xistos (com muscovita e/ou biotita), com ou sem granada, da fácies xisto-verde superior. Na faixa de Itajaí-Mirim, ocorrem subordinadamente filitos da fácies xisto-verde inferior.

Estes xistos têm coloração cinza-escuro, cinza-azulado a esverdeado, com tons castanhos devido a alteração. Apresentam um forte bandamento composicional (foto 06), contínuo e de espessura centimétrica a milimétrica, dado pela alternância de níveis escuros de filossilicatos e níveis claros de quartzo. O grão é médio a grosso e a textura é granolepidoblástica, desenvolvendo uma xistosidade marcante, com ocasionais porfiroblastos de granada de até 1cm de diâmetro. As melhores exposições destas litologias, embora alteradas, são encontradas ao longo da estrada Brusque-Itajaí, no centro-noroeste da folha.

A ritmicidade possivelmente reflete, a estratificação (So) da rocha original (figura II.2.4). Cabe salientar que esta ritmicidade foi descrita, em áreas similares (*e.g.* Hobbs *et al.* 1981) como produtos de diferenciação metamórfica, estando aqui possivelmente combinadas. As inúmeras estruturas sedimentares primárias, descritas na folha contígua de Botuverá, não foram encontradas nos litótipos correspondentes nesta folha, pois com o progressivo ingresso nas zonas da biotita e granada e substituição dos filitos por xistos, há obliteração parcial a total destas feições (com exceção do bandamento), em função da recristalização metamórfica. Observa-se também o aumento do tamanho dos grãos, que passam de muito fino para fino a médio, com diâmetro dos cristais em torno de 1mm.

Os filitos apresentam uma coloração cinza-escuro, cinza esverdeado, às vezes cinza-prateado, tornando-se amarelo-avermelhados quando intemperizados. Ocorrem desde termos maciços até aqueles fortemente bandados (figura II.2.5), mostrando uma alternância de níveis milimétricos a centimétricos lateralmente contínuos e de cores claras (quartzosos) e escuras (filossilicáticos). A granulação é fina

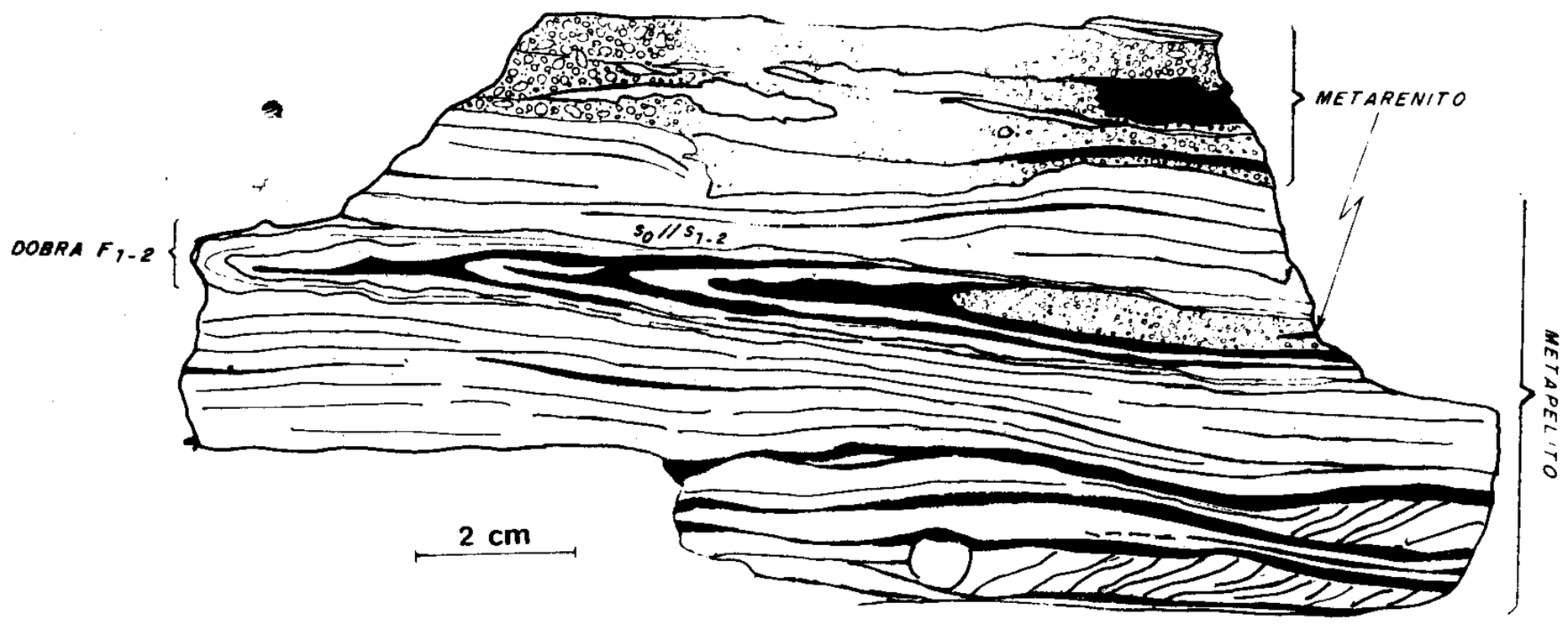


Figura II.2.4 – Filito do Complexo Brusque, laminado, com níveis de metarenito, apresentando estratificação primária (S_0) e estruturas de carga. Dobra F_{1-2} intrafolial evidencia transpofição parcial das estruturas. Ribeirão do Ouro, SW da Folha Botuverá. Afloramento AC-53.

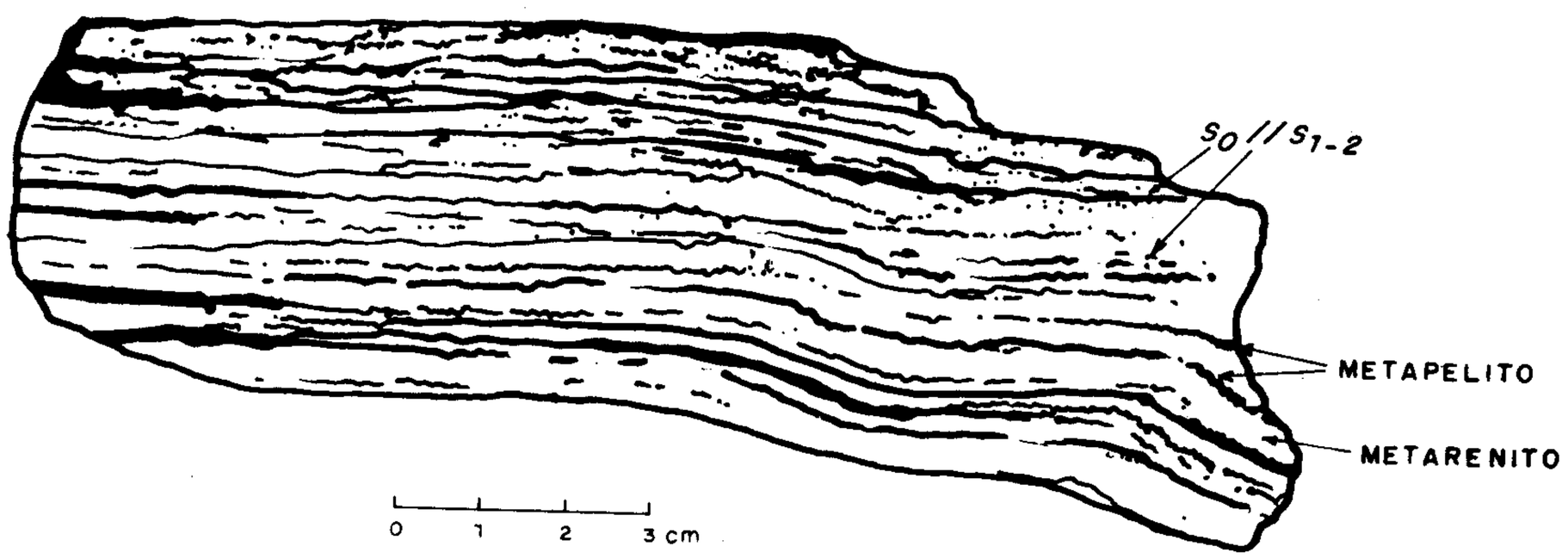


Figura II.2.5 – Filito do Complexo Brusque com estratificação primária (S_0) paralela a foliação metamórfica S_{1-2} evidenciada pela alternância de tonalidade de níveis escuros (pelitos) claros (arenosos). Região do Ribeirao do Russo, centro da Folha Botuverá. Afloramento AK-474.

com textura lepidoblástica, onde finas lamelas de mica branca (sericita) e clorita intercalam-se com raros leitos de quartzo granoblástico ou, raramente, blastopsamítico. Os leitos de quartzo têm cor cinza-amarelado, castanho-escuro quando alterados, finamente laminados e que se desagregam com facilidade. Ocasionalmente, identifica-se uma textura microporfiroblástica, dada por: cristais de opacos (pirita, magnetita e hematita) de 1,5mm; cristais de biotita com diâmetro de até 3mm; e cristais de cloritóide de até 3,5mm.

O conteúdo mineralógico das rochas da fácies xisto-verde superior (zona da granada) define a seguinte associação mineral: quartzo, biotita vermelha, muscovita, granada (almandina), minerais opacos e, ocasionalmente, plagioclásio; zircão, turmalina e apatita são acessórios.

A textura é granolepidoblástica, com forte orientação planar e desenvolvimento de uma xistosidade marcante, observando-se porfiroblastos de granada de até 2cm (foto 07).

É reconhecida em lâmina, uma estratificação composicional, dada pela alternância de níveis centimétricos a submilimétricos, contínuos ou lentiformes. Os níveis de coloração clara têm composição quartzosa e nos níveis escuros predominam filossilicatos (fotomicrografia nº 01).

Estruturalmente, nos xistos é marcante uma foliação, dada pelo alinhamento de minerais (quartzo *ribbon* e filossilicatos lepidoblásticos), anastomosada ou deformada, em estilo policlinal desarmônico, mostrando dobras fechadas com charneira angulosa que, localmente, evoluem para uma clivagem de crenulação.

Os filitos da fácies xisto-verde inferior, constituem-se de: clorita, mica branca, biotita, quartzo, minerais opacos e, mais raramente, cloritóide (foto 08). Como acessórios, estão presentes: zircão, turmalina, apatita e rutilo.

No baixo grau, a clorita é o filossilicato dominante; mistura-se à sericita, sempre fínissima (diâmetro dos cristais em torno de 0,01mm a 0,25mm), formando uma espécie de matriz que engloba grãos de quartzo, opacos e feldspatos ocasionais, sendo muito comum as cloritas *stacks*. Perfaz cerca de 10% a 80% das rochas.

A mica branca (provavelmente fengita na zona da clorita e muscovita na zona da granada) apresenta diâmetro dos grãos variável, de

acordo com o grau metamórfico, indo de fino (menor que 0,01mm), quando forma uma massa com a clorita, a médio (2mm). Estão presentes, em quase todas as litologias desta unidade, podendo somar até 90% da mineralogia.

A biotita difere dos demais filossilicatos pelo pleocroísmo médio a forte, variando de incolor ou castanho pálido a castanho-escuro, adquirindo tons avermelhados com o ingresso na zona da granada. Ocasionalmente, apresenta-se microporfiroblástica, com inclusões de quartzo, mostrando S_i diferente de S_e. Mostra sombras de pressão assimétricas de quartzo, estando rotacionadas dentro da foliação principal (fotomicrografia nº 02). Podem constituir intercrescimentos epitaxiais com a muscovita ou formam agregados xenomomórficos. É comum sua cloritização parcial a total, dificultando o reconhecimento preciso do grau metamórfico. Quando presente, soma de 10 a 40% da mineralogia.

Nos filossilicatos de uma forma geral, são comuns as *kink bands* (foto 09) impostas pelas fases tardias (D_{3-4}).

O cloritóide é pouco freqüente, apresentando-se xenoblástico a hipidioblástico prismático, com grão fino (0,35mm) a médio (3mm) e, neste caso, porfiroblástico (fotomicrografia nº 03). As relações com a foliação principal variam de pré a pós-cinemáticas, cortando a xistosidade em agregados fibrorradiados ou cristais de orientação aleatória. Nas rochas fortemente bandadas, limita-se aos níveis filossilicáticos indicando claramente as restrições químicas para sua cristalização. Perfaz até 2% do conteúdo mineral das rochas (AC-132a, AC-109b, MA-49).

O quartzo, quando preservada a textura psamítica, é granular, arredondado a xenoblástico, de grão fino com diâmetro dos cristais de 0,01mm a 1mm, podendo ser circundado por filmes de opacos ou filossilicatos que representam a matriz argilosa reliquiar. Com aumento do grau metamórfico, a textura passa a granoblástica isogranular, formando domínios elipsoidais de subgrãos com contatos serrilhados. O quartzo soma desde menos de 5% até 70% da composição modal destas rochas.

Os minerais opacos são: pirita, hematita, magnetita, limonita e grafita amorfa. Os três primeiros são euédricos a subédricos com formas cúbicas a octaédricas, podendo ocorrer na forma de microporfiroblastos euédricos de 0,4mm a 0,5mm, com franjas de pressão de quartzo. A limonita e a grafita ocorrem como finos cristais pulverulentos e na forma de filmes. Localmente, formam níveis de continuidade lateral centimétrica e espessura milimétrica. Os opacos estão presentes em proporções variáveis somando desde traços à 50% em rochas bandadas e filitos grafitosos.

A granada, classificada como almandina em função da coloração rosada e da composição geral das rochas, apresenta-se hipidioblástica, com formas arredondadas a xenoblástica, com dimensão dos cristais desde 0,2mm até 2,0cm, sendo que a média dos grãos é em torno de 1mm a 3mm. Apresenta-se freqüentemente poiquilobástica, exibindo inúmeras inclusões espiraladas de quartzo e opacos de grão fino, resultantes da rotação do porfiroblasto sin-cinematicamente à foliação principal (fotomicrografias nºs 04 e 05). Este mineral perfaz até 5% da rocha.

O feldspato presente é o plagioclásio; ocorre hipidio-blástico a granoblástico, com diâmetro do grão em torno de 0,5mm e, invariavelmente, acompanha os níveis de quartzo. Mostra as maclas da Albita bem desenvolvidas, mas mesmo assim, não foi possível determinar o teor de An. Soma até 2% da mineralogia.

A mineralogia acessória constitui-se de zircão, apatita e turmalina, em proporções próximas a unidade. O zircão é incolor a turvo,

freqüentemente zonado, diâmetro inferior a 0,1mm, com formas variáveis, desde aciculares com faces bem formadas até formas arredondadas, feições indicativas de origem tanto metamórfica como detrítica. A apatita é incolor, com formas arredondadas e diâmetro em torno de 0,05mm. A turmalina, provavelmente schorlita, mostra cristais prismáticos onde o diâmetro não ultrapassa 0,07mm.

II - Metapelitos

Esta litofácies ocorre intercalada nos metarritmitos da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa e, com menor freqüência, nas demais unidades.

Afloram, sob a forma de camadas, com possança decimétrica a decamétrica, que exibem contato gradacional com os litótipos com os quais se intercalam. Suas ocorrências mais importantes situam-se nas proximidades da cidade de Brusque (estações AC-134 e AC-238).

A composição é dominantemente siliciclástica. No entanto, algumas camadas exibem teores bastante elevados de matéria orgânica, sendo classificadas como filitos grafitosos (figura II.2.6) e suas ocorrências mais significativas estão registradas no mapa geológico. Apresentam invariavelmente cor cinza a cinza-chumbo azulado a preto, avermelhados quando intemperizados. Na fácies xisto-verde inferior mostram-se com brilho acetinado e tato sedoso, constituindo filitos laminados devido ao maior desenvolvimento de sericita e clorita, enquanto que, na fácies xisto-verde superior, os minerais filitosos transformam-se em muscovita e biotita, aumentando sua granulação, constituindo-se em micaxistos.

A mineralogia dos filitos grafitosos resume-se a clorita, mica branca, opacos e quartzo combinados, em proporções variáveis. Devido a grande proporção de opacos (maior que 45%) apresentam baixo poder de resolução ao microscópio ótico. Pode ser reconhecida uma textura lepidoblástica de grão fino com diâmetro médio dos grãos em torno de 0,2mm. Os minerais opacos são normalmente xenomórficos, na forma de filmes ou agregados de grãos pulverulentos dificultando seu reconhecimento.

Estruturalmente, destaca-se um bandamento composicional, dado pela alternância de níveis opacos e níveis silicatados (quartzo e filossilicatos), bem como uma foliação dada por uma clivagem ardosiana ou de crenulação, marcada por filmes de opacos (figura II.2.6).

III- Metarenitos

Os metarenitos são os litótipos predominantes na Unidade Siliciclástica Arenosa, estando presentes subordinadamente nas demais unidades. Podem intercalar-se com níveis milimétricos a centimétricos de filitos e xistos, podendo ser gradacionais entre si. Excepcionalmente, ocorrem como cristas individualizadas no extremo nordeste da faixa do rio Itajaí-Mirim e na região do rio do Oliveira, a sudeste da folha. Constituem-se de quartzitos e quartzitos micáceos, sendo que o quartzo é o constituinte essencial somando mais de 80% da rocha. Subordinadamente, ocorrem micas, granada e opacos, em proporções variáveis.

Mostram cores brancas, cinza-esverdeado a cinza-amarelado, com tons avermelhados quando intemperizados. Possuem aspecto maciço ou estratificado e tem grão fino a grosso, com textura granoblástica. Com o aumento do grau metamórfico regional, ocorre o espessamento dos níveis filossilicáticos e quartzo-feldspáticos, resultantes da combinação do acamadamento original com a segregação metamórfica.

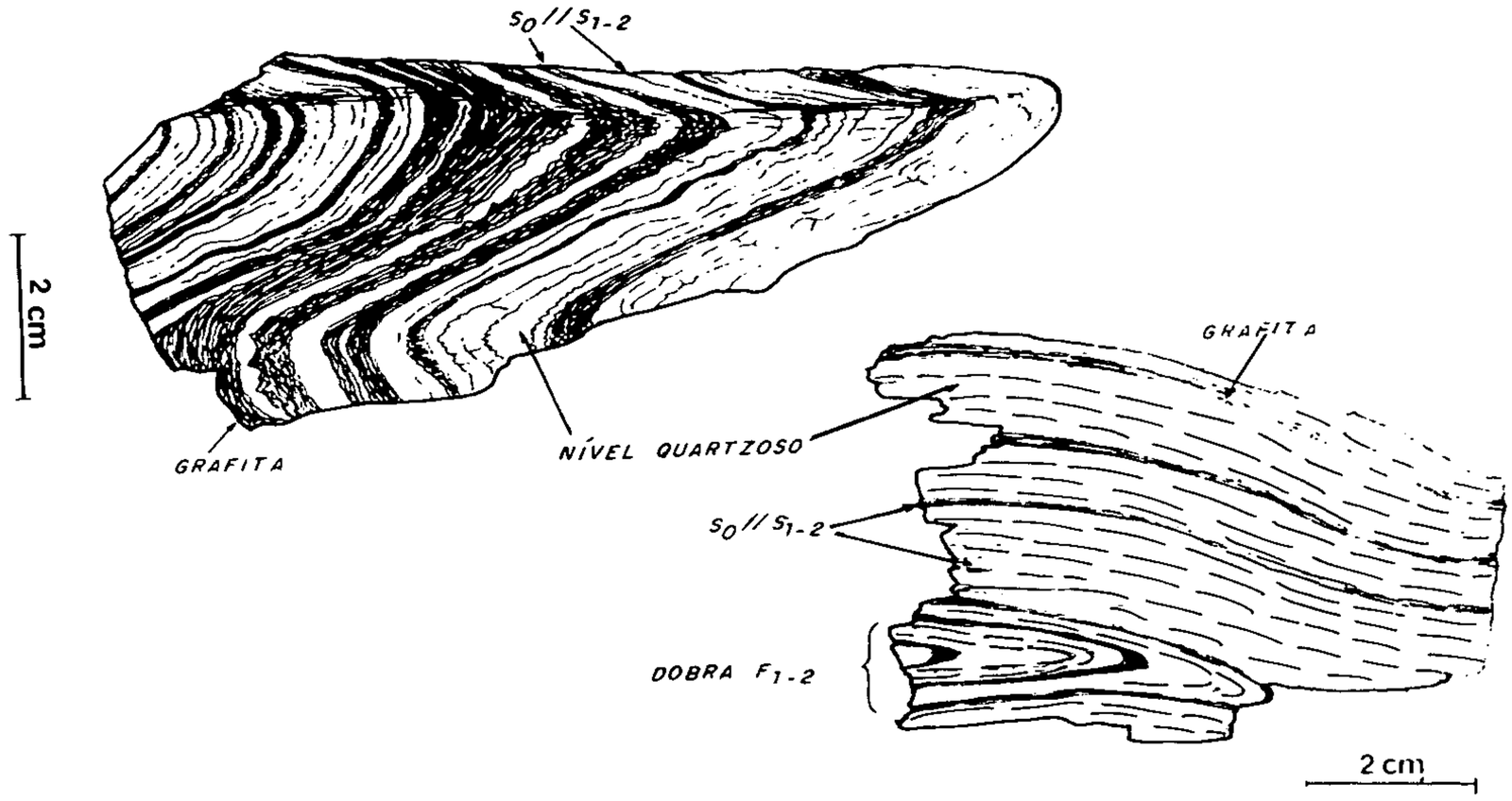


Figura II.2.6 – Filito grafitoso do Complexo Brusque, bandados com alternância rítmica de níveis claros quartzosos e níveis escuros grafitosos (Estrafitificação primária S_0), paralelos a foliação metamórfica S_{1-2}. Na figura da direita isoclinal (F_{1-2}) com transposição das estruturas. Barra da Areia, SW da Folha Botuverá. Afloramento MA-88.

A foliação é muito fraca ou está ausente e, quando ocorre, é dada pelo alinhamento de raras palhetas de mica e/ou estiramento do quartzo. Nos litótipos atingidos por cisalhamento, a textura é brechóide a milonítica, com quebra e estiramento dos grãos.

A textura granoblástica isogranular fina mostra um mosaico de grãos com contatos serrilhados ou interlobados. Subordinadamente, ocorrem mica branca, clorita, granada, opacos e acessórios (zircão e turmalina). Mais raramente observam-se fragmentos à base de sílica, formados por agregados de grãos idioblásticos de quartzo. Assim como nos metarritmitos, os efeitos das deformações, variam de intensidade, ocorrendo texturas brechóides e miloníticas. Nas zonas de maior *strain* é comum o quartzo fitado.

IV - Metarritmitos Arenosos

Os metarritmitos arenosos constituem-se de quartzo filitos e filitos, sendo os litótipos dominantes da Unidade Siliciclástica Areno-Pelítica e de ocorrência subordinada na Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa.

Estas litologias apresentam coloração cinza-esverdeado a cinza-chumbo, tornando-se avermelhadas quando intemperizadas. Ocorrem termos maciços a bandados, estes mostrando camadas arenosas de espessura centimétrica, com intercalações rítmicas de lâminas milimétricas de metapelitos. A granulação da fração areia é fina a média, com textura blastopsamítica; enquanto que a fração metapelítica exibe textura lepidoblástica.

A mineralogia consta de quartzo, feldspatos, clorita e mica branca: como acessórios estão presentes: opacos, zircão, turmalina, esfênio e biotita.

Microscopicamente, o bandamento composicional é marcado pela alternância de níveis ricos em quartzo e feldspatos, blastopsamíticos a localmente granoblásticos poligonais, e níveis de mica branca e clorita, lepidoblásticos que, muitas vezes, formam um intercrescimento fino. O tamanho de grão varia desde muito fino, com diâmetro dos cristais em torno de 0,06mm até médio, com diâmetro dos cristais atingindo 1,2mm em texturas microporfiroblásticas (blastos de clorita e/ou muscovita) ou microporfiroclásticas (relictos de feldspatos).

Estruturalmente, destaca-se uma foliação dada por domínios lentiformes de quartzo e feldspatos recristalizados, com uma pequena quantidade de micas amoldadas aos domínios mais rígidos, ou uma forte clivagem de crenulação marcada por filmes de opacos e/ou filossilicatos.

O quartzo, mineral mais abundante, perfaz até 80% da contagem modal. Tem grão fino, com diâmetro médio de 0,15mm, e preserva, na maioria das amostras, a textura psamítica pretérita. Associa-se intimamente aos feldspatos (alcalinos e plagioclásio), os quais não ultrapassam 5% na contagem modal; mesmo assim, a presença de feldspatos nessas rochas é mais freqüente que nas demais litofácies, sugerindo um protólito subarcoseano a quartzo-arenítico.

As micas, clorita e mica branca, normalmente ocorrem em intercrescimentos muito finos, com diâmetro dos grãos em torno de 0,05 mm, como uma matriz que envolve os demais minerais. A clorita pode ocorrer isolada e melhor desenvolvida na forma de *stacks*. A sericita forma um crescimento sintaxial em rede. Esta porção fina reflete a fração final de uma microgradação (fração síltico-argilosa). Somam até 40% do conteúdo mineralógico das rochas.

V - Metacalcários

Os metacalcários são restritos à Unidade Carbonática e ocorrem como enclaves no Granitóide Valsungana, na região de Limeira Alta, porção leste da folha. Apresentam dois tipos composicionais principais: um rico em carbonato; e outro mais impuro. Ambos os tipos, sofreram enérgica ação do metamorfismo térmico (AC-309a, 309b, 309c).

Os tipos ricos em carbonatos, inicialmente descritos por Kaul (1976b) como mármores, mostram cor cinza-esverdeado com bandamento rítmico dado pela alternância de níveis contínuos, centimétricos, claros (carbonáticos) e escuros (minerais ferromagnesianos). A textura é granoblástica média a grossa.

Os termos mais impuros têm coloração esverdeada e granulação grosseira com mineralogia típica de metamorfismo de contato (escapolita, diopsídio) e onde a recristalização mascara as possíveis estruturas sedimentares primárias. Algumas feições do metamorfismo regional, como dobras desarmônicas, encontram-se preservadas, indicando que o processo deformacional é anterior à colocação dos granitóides.

VI - Rochas Calcissilicáticas

As rochas calcissilicáticas são constituídas de gnaisses e xistos calcissilicáticos com bandamento marcante. Apresentam cor cinza-esverdeado e aspecto rítmico, dado pela alternância de níveis claros de quartzo, feldspatos e carbonato e níveis escuros de ferromagnesianos e filossilicatos, com espessuras desde milimétricas a centimétricas (fotomicrografia nº 06). Mais raramente, alguns níveis claros car-

bonáticos se sobressaem, caracterizando um metacalcário impuro como aquele encontrado em Limeira Alta. Quando alterado, adquire cor amarelada, ressaltando o bandamento, o que constitui um critério de reconhecimento em campo, pois sua distinção macroscópica dos quartzo turmalinitos bandados nem sempre é possível.

As rochas calcissilicáticas interdigitam-se, freqüentemente, com níveis centimétricos a métricos de quartzo turmalinitos bandados e parecem passar gradativamente para níveis metapelíticos e metapsamíticos. Ocorrem também na forma de megaenclaves, em meio ao Granitóde Campo Novo, SE da folha. De forma pontual, aparece ainda na região de rio do Oliveira, uma rocha bandada (MA-17) que alterna, em proporções iguais, níveis de quartzo com níveis de granada incolor fracamente anisotrópica (oticamente hidrogrossulária) com alguma tremolita subordinada.

A textura é granular fina a média, com fábrica anisotrópica, onde a foliação é dada pelo alinhamento mineral. Aqui, devido ao aumento do grau metamórfico e a intensa recristalização, não são encontradas estruturas sedimentares preservadas como as descritas para os litótipos semelhantes na Folha Botuverá, mas muito possivelmente, o bandamento contínuo e persistente represente em parte uma estrutura de S_o original combinada ao efeito de diferenciação metamórfica (fotomicrografia nº 06). A associação mineral dominante é representada por: feldspatos (microclínio e plagioclásio), carbonato, diopsídio, quartzo, epídoto (clinozoisita) e esfênio; quantidades subordinadas de flogopita, actinolita, hornblenda, tremolita, talco e clinocloro estão presentes; turmalina e scheelita são os principais acessórios. Esta minera-logia indica um protólito designado genericamente como margas, mas que pode abranger calcários e dolomitos impuros, ardósias calcíferas, etc (Silva *et al.*, 1985). O tratamento dos dados litoquímicos, adiante apresentado, corrobora, enfaticamente, esta proposta.

A textura é hipidioblástica a xenoblástica, de grão fino a médio; ocasionalmente, o microclínio e o quartzo formam domínios granoblásticos poligonais, enquanto os piroxênios, anfibólios e filossilicatos apresentam uma orientação preferencial, caracterizando a textura nematolepidoblástica.

Os feldspatos presentes são plagioclásio e microclínio, hipidioblásticos, de grão médio a fino, com diâmetro médio dos grãos de 0,3mm a 1,0mm, localmente fusiformes, ambos apresentando as maclas características. O quartzo xenoblástico de grão fino (0,3 mm) associa-se invariavelmente a estes minerais.

Os minerais cálcicos carbonato (dominantemente calcita), esfênio e epídoto, ocorrem tanto poligonalizados, como idioblásticos de grão médio (calcita com 0,7mm), a fino (esfênio e epídoto com 0,3mm).

O piroxênio, definido como diopsídio em função das propriedades óticas, ocorre como porfiroblastos de até 2,5mm ou como cristais de grão médio (7,0mm), em ambos os casos xenomórficos a hipidiomórficos, poiquiloblásticos com inclusões arredondadas de quartzo e, muitas vezes com manchas, mostrando transformação parcial para anfibólios do tipo actinolita e tremolita. O diopsídio apresenta uma forte orientação planar, mas não linear.

A hornblenda, ocasionalmente, está presente, associada ou não ao diopsídio; é xenoblástica a hipidioblástica de grão médio (0,5mm) a porfiroblástica (1,0mm), com inclusões de epídoto e substituição parcial para actinolita segundo os bordos do mineral.

Os demais minerais têm importância subordinada, sendo que os filossilicatos, de um modo geral (talco e flogopita), mostram-se afe-

tados por *kink bands* e os anfibólios de baixa temperatura (actinolita e tremolita) são fibrosos, nematoblásticos ou então fibrorradiados.

A provável origem vulcanogênica para essas rochas calcissilicáticas foi preconizada por Silva *et al.* (1985), que utilizaram a denominação de tufo máfico bandado para alguns litótipos desta associação. No entanto, em função da íntima relação desta com pelitos e devido a sua passagem gradativa para calcários impuros, julga-se mais compatível uma evolução a partir de sedimentos pelítico-carbonáticos (margas).

VII - Anfibolitos, Metagabros e Metabasitos

Estes litótipos, pertencentes à Unidade Vulcano-Sedimentar, ocorrem associados a rochas calcissilicáticas, metarritmitos pelítico-arenosos, metapelitos e níveis de quartzo turmalinitos bandados. Ocorrem também, de maneira pontual, fora da Unidade Vulcano-Sedimentar, em meio da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa. De um modo geral, são rochas escuras, de cor verde a preta, maciças ou bandadas, onde as diversidades texturais e mineralógicas condicionam a sua subdivisão em dois tipos, a despeito da composição básica uniforme para todos os termos.

O primeiro tipo, constitui-se por rochas pouco foliadas, maciças, com fábrica cristaloblástica média a grossa, constituídas de mais de 70% de anfibólios, recebendo a designação geral de anfibolitos (fotomicrografia nº 07). Localmente, ocorrem como enclaves no Granitóide de Valsungana, na região de Limeira Alta-Braço do Camboriú e em meio aos granada micaxistos, na região de Pedras Grandes, a sudoeste de D. Joaquim.

Dentre os anfibolitos, existem alguns, que se distinguem dos demais por exibirem-se maciços a anisotrópicos, com relictos de fábrica e mineralogia ígneas, dados por um arranjo intergranular, hipidiomórfico fino a médio (diâmetro médio dos grão em torno de 0,5mm a 1mm) de plagioclásio e anfibólio, que receberam designação geral de metagabros.

Em um segundo grupo, foram reunidos, sob a designação geral de metabasitos, litótipos de grão fino, foliados e com notável bandamento composicional, milimétrico a centimétrico, contínuo a descontínuo, dado pela alternância de níveis claros quartzo-feldspáticos e escuros de anfibólio (foto 10). O bandamento apresenta-se, isoclinalmente dobrado, mostrando uma foliação plano-axial dada pelo alinhamento dos anfibólios. Os enérgicos processos de deformação a que foram submetidas estas rochas não permitem um reconhecimento seguro do protólito, mas em virtude da semelhança com aquelas encontradas na Folha Botuverá, na região de Ribeirão do Ouro, é provável uma origem extrusiva. Em outras amostras (AC-171, AC-381), o bandamento conspícuo e a íntima associação com metapelitos, sugerem uma origem tufácea epiclástica para o protólito (figura II.2.7). Interpretações neste sentido, foram preconizadas por Silva *et al.* (1985) em litótipos semelhantes aos da área mapeada.

Em observação microscópica, a mineralogia essencial compreende anfibólio verde (50% a 90%), plagioclásio (até 40%), quartzo (15%) e opacos (5%); como acessórios ocorrem biotita, esfênio, epídoto (clinozoisita), clorita e apatita.

O anfibólio apresenta-se subidioblástico alongado, com arranjo textural nematoblástico quando a rocha é foliada. Nos tipos isótropos forma arranjos radiados ou está distribuído aleatoriamente, sem orientação preferencial. Os cristais tem diâmetro médio de 1mm a 0,3 mm, o pleocroísmo é variável: incolor, verde-pálido a verde (np); e verde-azulado, verde-escuro a castanho-esverdeado (ng) e, juntamente com as demais características óticas, define o anfibólio como pertencente às séries da ac-

tinolita e hornblenda, em função da variação do grau do metamorfismo regional.

O plagioclásio varia de hipidiomórfico fino (nos metagabros) a granoblástico fino a médio (nos anfibolitos e metabasitos), com o diâmetro médio dos grãos de 0,7mm a 0,25mm. Foram identificados, pelo método das maclas, como oligoclásio e mais raramente albita. A presença de duas fases de plagioclásio (oligoclásio e albita) indica a transição entre as fácies xisto-verde e anfibolito. Já a presença de um único plagioclásio (oligoclásio), mostra o amplo domínio da fácies anfibolito (Turner, 1981), o mesmo ocorrendo com os anfibólios (actinolita para a fácies xisto-verde e hornblenda para a fácies anfibolito).

O quartzo é granoblástico fino (diâmetro dos cristais está em torno de 0,35mm) e ocorre associado ao plagioclásio.

Os opacos são anédricos e resultam da transformação parcial dos anfibólios. Formam finos níveis descontínuos e estão grosseiramente orientados.

Da mineralogia acessória biotita, esfênio, epídoto, clorita e apatita, as fases que apresentam importância são a biotita e o epídoto. A biotita é lamelar muito fina, pleocróica, em tons castanho-avermelhados. O epídoto é globuloso, com cores de interferência anômalas, indicando a presença de clinozoisita. Ambos os minerais, marcam a transição da fácies xisto-verde superior para anfibolito.

VIII - Quartzo Turmalinitos Bandados

Este litótipo ocorre, principalmente, na forma de lentes e níveis de espessura centimétrica a métrica na Unidade Vulcano-Sedimentar da região de rio do Oliveira, onde foram descritos por Silva *et al.* (1985), associando-se intimamente às rochas calcissilicáticas e metabásicas, com as quais são gradativas. De forma pontual e rara, é também encontrado na Unidade Siliclástica Pelítico-Arenosa, como por exemplo, na região de Limeira (foto 11).

São rochas de coloração escura, tornando-se amareladas a ocre quando alteradas, devido a grande quantidade de pirita presente. Ocorrem maciças ou com marcante bandamento composicional (MA-21), dado pela alternância de níveis de espessura milimétrica e lateralmente contínuos de quartzo e turmalina em proporções volumétricas semelhantes, perfazendo em torno de 90% da composição global (foto 12).

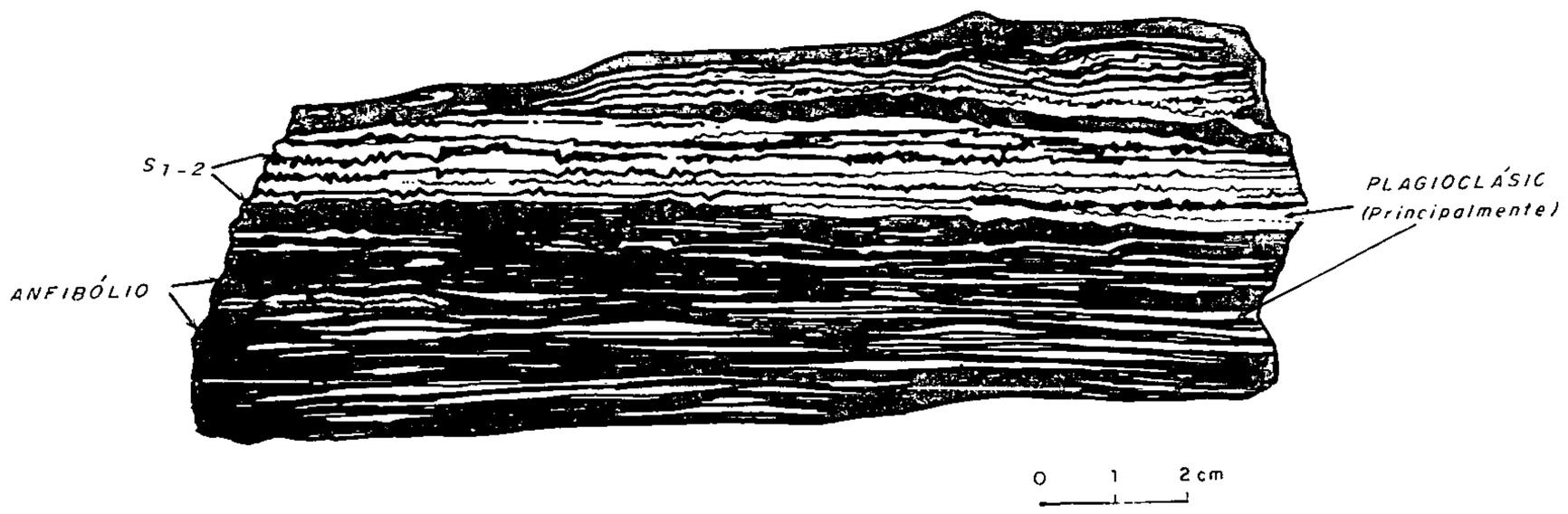


Figura II.2.7 – Metabasito do Complexo Brusque de suposta origem vulcanogênica (tufito ?) com nítido bandamento metamórfico (S_{1-2}) ressaltado por níveis escuros ricos em anfibólio e claros ricos em plagioclásio. Região do rio do Oliveira, SE da folha. Afloramento AC-381.

Estruturalmente, observa-se uma forte foliação de transposição, evidenciada pelo alinhamento dos prismas de turmalina, concordante com o bandamento composicional.

Petrograficamente, os turmalina-quartzo xistos (turmalinitos) têm textura geral equigranular fina a média e são formados por quartzo, turmalina e quantidades subordinadas de opacos, muscovita, biotita, anfibólio, zircão e epidoto.

Apresentam bandamento fino, descontínuo, dado pela alternância de níveis poliminerálicos claros e escuros, localmente crenulados e interdigitados (fotomicrografia nº 08).

Os níveis claros têm espessura de 0,5 a 3mm, onde predomina o quartzo de grão fino a médio (0,1 a 1,5mm) com o diâmetro preponderante dos cristais entre as frações 0,2 a 0,5mm. A textura é granoblástica isogranular, desenvolvendo contatos serrilhados entre os grãos, a poligonal. A extinção é ondulante e alguns grãos estão estirados. Em menor proporção, observa-se a muscovita intimamente associada aos níveis de quartzo (MA-21), sendo de grão fino, com tamanho médio em torno de 0,3mm, e hábito fusiforme.

Os níveis escuros têm espessuras variáveis de 0,5 a 5mm, sendo formados por turmalina e, em menor quantidadè, minerais opacos. A turmalina tem grão fino; o diâmetro dos cristais varia desde submilimétrico até 0,7mm, com intervalo de tamanho dominante de 0,2 a 0,4mm, raramente alcançando 3mm (MA-21). As texturas principais são a nematoblástica e a poiquiloblástica, onde a turmalina apresenta inúmeras inclusões de quartzo e opacos finos. É comum, o fraturamento em *echelon*. A variedade da turmalina não foi identificada, mas o pleocroísmo é forte a moderado e varia de incolor, amarelo-pálido e verde-pálido a verde, verde-azulado e amarelo-dourado, ocasionalmente zonada.

Os minerais opacos (pirita, calcopirita, ilmenita e hematita) têm grão fino a submicroscópico, quando adquirem um aspecto pulverulento. São euédricos a intersticiais e associam-se preferencialmente aos níveis de turmalina. Estão permanentemente extintos ou apresentam cor avermelhada (limonita?). Esporadicamente, mostram bordos de esfênio.

Ocorrem ainda: zircão de grão fino e de forma arredondada como inclusão no quartzo e na turmalina; palhetas de biotita cloritizada associada aos níveis de turmalina; zoisita e clinozoisita associadas tanto ao quartzo quanto a turmalina; e esfênio euédrico a globuloso associado aos opacos.

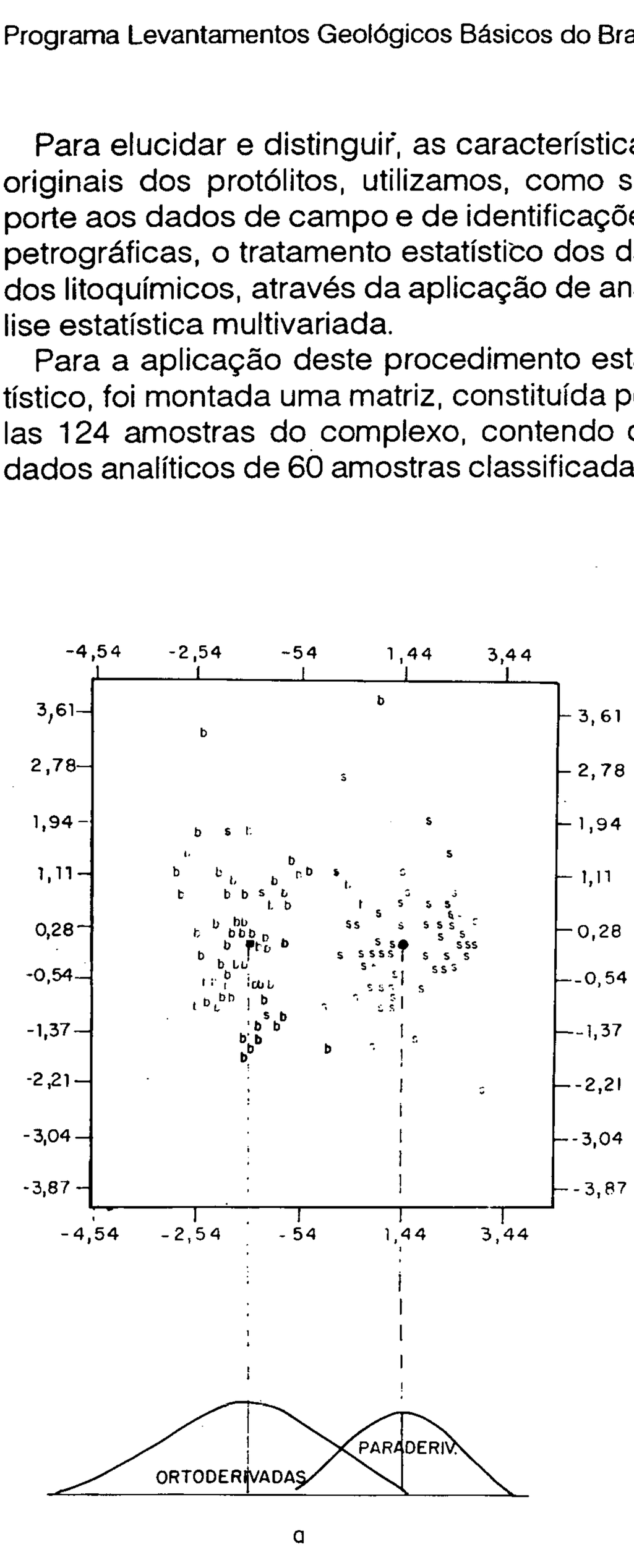
2.2.6 Caracterização Litoquímica

A caracterização litoquímica do Complexo Brusque foi embasada nos resultados analíticos de 124 amostras, provenientes de diversos litótipos distribuídos nas duas folhas mapeadas. Estas amostras, foram analisadas para os principais óxidos (SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, TiO_2, MnO, CaO, MgO, Na_2O, K_2O e P_2O_5) e elementos-traço (Co, Cr, Cu, Y, Zn, Zr, Ba, Hf, Nb, Rb, Th e Sc), além de 19 determinações de ETR para a fração metassedimentar. Adicionalmente, na fração metaígnea básico-ultrabásica foram obtidas 13 determinações de ETR, além de Sr e V.

A confirmação das características ortoderivadas para os protólitos vulcano-plutônicos (metagabros, metabásicas porfiríticas e xistos magnesianos, metabasaltos, anfibolitos e metabasitos em geral) e da procedência sedimentar para os protólitos paraderivados (metarritmitos, metarenitos, metaconglomerados, metapelitos, metacalcários, rochas calcissilicáticas e quartzo turmalinitos bandados) foi uma das primeiras definições a serem atingidas.

Para elucidar e distinguir, as características originais dos protólitos, utilizamos, como suporte aos dados de campo e de identificações petrográficas, o tratamento estatístico dos dados litoquímicos, através da aplicação de análise estatística multivariada.

Para a aplicação deste procedimento estatístico, foi montada uma matriz, constituída pelas 124 amostras do complexo, contendo os dados analíticos de 60 amostras classificadas, petrograficamente, como metaígneas e 64 amostras como metassedimentares. Foram obtidas, através deste método, as expressões gráficas da 1ª variável canônica *vs* a 2ª das duas populações de amostras consideradas (figura II.2.8a), onde verifica-se o grau de confiabilidade existente entre os agrupamentos obtidos para cada população e o afastamento destas em relação a média obtida para cada agrupamento. Também foram identificados os



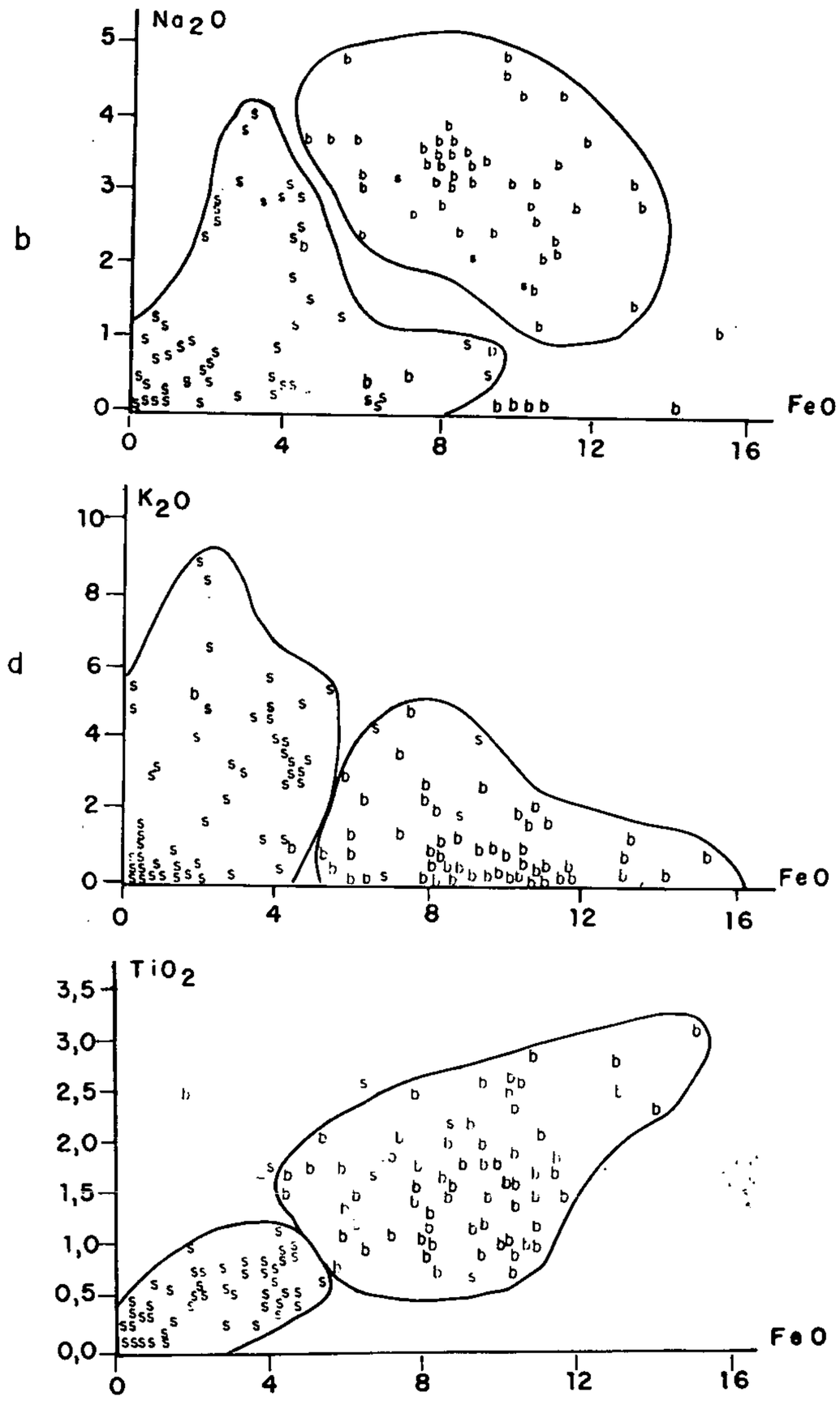


Figura II.2.8 – a: Diagramas discriminantes, com pontos de análise litoquímica, para rochas ortoderivadas (b) e paraderivadas (s) do Complexo Brusque; b, c, d: Principais elementos discriminantes e os agrupamentos

elementos mais significativos na interpretação e identificação de posicionamento das amostras, tendo sido apontados os óxidos FeO, MgO, Na_2O, TiO_2 e K_2O, em ordem decrescente de prioridade, como aqueles que melhor definem a relação entre as matrizes (figura II.2.8b,c,d).

Através de procedimento estatístico, algumas amostras trocaram de posição, sendo encaixados no agrupamento mais favorável, enquanto outras foram descartadas por não atingirem o grau de confiabilidade estabelecido (95%).

Como resultado final do emprego da análise discriminante, temos:

1 – Obtenção de duas matrizes de dados, com 61 amostras na fração ortoderivada e 61 amostras na fração paraderivada.

2 – Um grau de confiabilidade mínimo de 95% para cada amostra considerada, quanto à sua procedência, se ígnea ou sedimentar.

3 – A definição dos elementos maiores FeO, MgO, Na_2O, TiO_2 e K_2O, como os mais significativos na caracterização de cada população.

Alguns problemas remanescentes da caracterização petrográfica puderam ser identificados e esclarecidos, assim como o referente às rochas constituídas por bandas calcissilicáticas (gnaisses calcissilicáticos), discutidos anteriormente. Estes horizontes haviam sido identificados por Silva *et al.* (1985), como sendo metatufos bandados, reconhecendo "algumas variedades ricas em amígdalas submilimétricas, classificando-os como albita-actinolita anfibolitos, de maneira muito semelhante aos metabasaltos xistificados". A íntima relação destas rochas com os metarritmitos pelítico-arenosos, a alternância rítmica de bandas leucocráticas e mesocráticas, a variação regular no tamanho de grãos em cada horizonte, principalmente nos níveis claros, é aqui interpretada como acamadamento gradacional e, a identificação em perfil de campo, da passagem gradual destes horizontes para metamargas e metacalcários, apontam para uma procedência paraderivada para estes níveis. Acrescentamos a estes parâmetros, os dados obtidos com o tratamento da análise estatística multivariada, a qual, comparando a constituição química das duas associações, reforça a interpretação para uma evolução a partir de rochas sedimentares, tendo provavelmente sido gerados a partir de margas.

2.2.6.1 Litótipos Paraderivados

A população analisada representa os principais grupos litológicos constituintes deste complexo, ocorrentes nas folhas Brusque e Botuverá, descritos e caracterizados petrograficamente. Estão representados: 1) metarritmitos; metarenitos; metapelitos; metaconglomerados (Folha Botuverá); 2) metacalcários (região do Ribeirão do Ouro, Folha Botuverá); 3) rochas calcissilicáticas (região de Rio do Oliveira); e 4) quartzo turmalinitos bandados (região de Rio do Oliveira). A distribuição das amostras por litótipo e os resultados obtidos estão expressos na tabela II.2.2.

Na população analisada, devem ser ressaltados, os resultados analíticos obtidos para as rochas carbonáticas, principalmente os que dizem respeito aos metacalcários, os quais, devido a sua constituição mineralógica fundamentada em carbonatos do tipo calcita-dolomita, apresentam elevados teores em voláteis (principalmente CO_2). A implicação direta reflete-se nos valores de perda ao fogo, os quais são da ordem de 9% a 42% da constituição total das amostras, contrastantes com o restante da associação, a qual demonstra uma perda ao fogo em torno de 3%. No recálculo dos teores obtidos sobre a fração carbonática a

100%, como forma de reconstituição do peso original das amostras, temos uma distribuição anômala dos teores de CaO, SiO_2 e MgO, seus constituintes principais. Assim sendo, os resultados devem ser observados com relativa cautela, pois apresentam a composição estimada alterada para mais nestes óxidos, não devendo ser utilizados como forma de classificação, mas como indicação da variabilidade litoquímica.

A caracterização litoquímica dos litótipos metassedimentares teve como finalidades auxiliar nos processos de caracterização da tipologia de cada um dos depósitos; fornecer indicações quanto ao ambiente de deposição; indicar as condições tectônicas de evolução da bacia e a constituição das áreas-fonte. A união de dados entre as informações obtidas em campo, as considerações obtidas através dos estudos petrogenéticos e o apoio litoquímico, nos forneceram uma série de subsídios, os quais nos levaram a tecer algumas considerações a respeito do ambiente geológico de deposição deste cinturão metavulcano-sedimentar. Alguns dos pontos levantados para discussão, referem-se às possibilidades de posicionamento estrutural da bacia, a constituição litológica do seu substrato, as distâncias relativas das áreas-fonte e o retrabalhamento sofrido pelos sedimentos, implicando nos tipos e modelamentos deposicionais que atuaram nesta que é uma das mais importantes coberturas metavulcano-sedimentares dobradas do sul do Brasil.

Para possibilitarmos uma visualização geral da constituição litoquímica, elaboramos uma série de diagramas triangulares, interajustados, de forma a apresentar uma visualização geral das seqüências litológicas constituintes deste complexo. Constam nos vértices, os teores de $Na_2O + K_2O$, $SiO_2/20$, Al_2O_3, CaO e MgO, posicionados de forma a representar a variabilidade existente entre os litótipos. Observando-se estes diagramas (figura II.2.9), verificamos a distribuição dos diferentes litótipos segundo campos bem definidos. No extremo da sílica, reduzido em 20 vezes para evitar o achatamento em direção aos outros vértices, posicionam-se os metamorfitos que caracterizam uma fração siliciclástica (metarritmitos arenosos; metarenitos e metaconglomerados), detendo baixos teores em CaO, Al_2O_3 e algo mais elevado em álcalis. Estes litótipos, demonstram uma predominância de fragmentos félsicos clásticos sobre os termos ricos em cálcio. Em direção ao vértice Al_2O_3, posicionam-se as frações ricas em argilas, também da fração siliciclástica, onde situam-se os metarritmitos pelítico-arenosos, ricos em matriz argilosa e grãos de feldspatos e metapelitos, sendo mais enriquecidos em álcalis e alumina. Em direção ao vértice CaO, destacam-se tanto os sedimentos mistos calcissilicáticos (metamargas) quanto os metacalcários, posicionados junto ao extremo do triângulo. Associando-se a este, o vértice CaO-MgO, verificamos que alguns dos metacalcários apresentam teores relativamente elevados em MgO, apontando para uma parcela constituída por frações dolomíticas. Os agrupamentos, assim traçados, refletem o espectro de variações composicionais esperadas para esta seqüência sedimentar.

A classificação químico-mineralógica das frações detríticas, elaborada para esta seqüência, baseou-se no diagrama proposto por Petijohn (1971). Neste diagrama (figura II.2.10) o autor utiliza como parâmetros fundamentais, para a diferenciação entre os diversos litótipos, as razões SiO_2/Al_2O_3 e Na_2O/K_2O. A primeira é indicativa da maturidade dos sedimentos, servindo para individualizar arenitos ricos em quartzo de sedimentos arenosos menos evoluídos, detendo maiores quantidades de matriz ou feldspatos, como grauvacas, arenitos felds-

Tabela II.2.2 – Resultados analíticos das amostras de metassedimentos do Complexo Brusque, provenientes das folhas Brusque e Botuverá,

	MA-0036a	AC-0045	AC-0132b	AK-0107	MA-0036b	MA-0037a	MA-0039d	MA-0040a	MA-0041	MA-0042	MA-0052a	MA-0052b	MA-0083	AC-0292	AC-0294c	MA-0064d	MA-0063b	AS-0030q	AS-0030r	MA-0303a
	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○
SiO_2	95,50	78,30	78,80	62,70	64,90	60,90	63,40	52,00	63,60	70,80	65,50	77,30	59,00	60,60	60,30	92,80	95,70	90,80	81,20	67,10
Al_2O_3	0,71	10,40	10,40	16,10	16,10	17,90	17,00	21,30	17,50	13,70	16,10	10,40	17,40	13,80	13,20	2,40	1,10	3,70	9,40	16,70
Fe_2O_3	1,50	1,30	4,90	2,60	2,60	2,40	7,50	3,40	1,80	2,10	1,40	1,00	0,16	2,60	2,80	0,10	0,10	1,80	0,82	1,40
FeO	0,33	2,20	0,00	4,60	4,20	3,80	0,00	5,50	4,20	2,80	4,40	2,00	9,30	3,40	3,80	0,44	1,50	0,74	0,88	2,20
TiO_2	0,25	0,62	0,33	0,94	0,83	0,83	1,00	0,73	0,73	0,83	0,94	0,52	0,72	0,81	0,82	0,49	0,30	0,05	0,37	0,72
MnO	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06	0,09	0,26	0,08	0,12	0,14	0,04	0,01	0,04	0,06	0,04
CaO	0,07	0,35	0,07	0,05	0,10	0,56	0,14	0,56	0,25	0,49	1,40	5,00	0,64	4,70	4,70	1,10	0,18	0,09	0,11	0,17
MgO	0,21	0,99	0,12	2,30	1,50	2,10	1,20	2,30	1,80	1,30	1,80	0,83	3,40	3,80	4,30	0,08	0,08	0,24	0,83	0,58
Na_2O	0,48	2,70	0,40	1,60	2,40	0,94	0,94	1,40	1,90	3,20	2,60	0,68	0,60	2,90	3,00	0,42	0,48	0,77	1,20	0,83
K_2O	0,08	1,70	2,70	2,90	2,90	5,80	4,80	5,60	3,90	2,40	3,40	0,60	4,10	4,70	4,90	1,30	0,19	0,08	3,30	6,70
P_2O_5	0,05	0,17	0,12	0,24	0,12	0,18	0,18	0,42	0,22	0,18	0,19	0,07	0,10	0,50	0,47	0,05	0,05	0,05	0,05	0,06
P,Fogo	0,50	1,20	1,90	5,60	3,70	3,80	3,20	6,10	3,30	1,90	1,80	0,10	3,60	1,41	1,33	0,90	0,35	1,53	1,55	3,31
H_2O^+	0,20	0,10	0,10	1,50	0,40	0,40	0,10	0,70	0,30	0,20	0,20	0,10	0,10	0,08	0,08	0,04	0,03	0,50	0,08	0,18
Ba	45,00	580,00	600,00	1.060,00	880,00	1.720,00	1.540,00	960,00	1.000,00	580,00	1.220,00	320,00	0,00	2.750,00	2.950,00	270,00	80,00	105,00	940,00	2.700,00
Co	5,00	10,00	5,00	5,00	5,00	15,00	10,00	40,00	15,00	10,00	15,00	5,00	0,00	15,00	20,00	5,00	5,00	5,00	20,00	30,00
Cr	75,00	50,00	75,00	100,00	125,00	150,00	125,00	150,00	125,00	100,00	125,00	75,00	0,00	175,00	150,00	75,00	75,00	50,00	50,00	50,00
Cu	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00	35,00	25,00	10,00	15,00	30,00	15,00	25,00
Hf	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	200,00	0,00	10,00	24,00	12,00	12,00	10,00	10,00	10,00
Nb	20,00	10,00	13,00	11,00	23,00	12,00	18,00	10,00	10,00	20,00	10,00	13,00	0,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Ni	5,00	25,00	15,00	35,00	15,00	50,00	40,00	60,00	25,00	15,00	30,00	10,00	0,00	55,00	50,00	15,00	10,00	15,00	45,00	65,00
Rb	20,00	140,00	130,00	194,00	264,00	264,00	289,00	363,00	284,00	224,00	269,00	115,00	0,00	239,00	240,00	23,00	10,00	10,00	208,00	351,00
Th	10,00	12,00	8,00	12,00	18,00	23,00	25,00	4,00	16,00	14,00	20,00	12,00	0,00	22,00	22,00	5,00	2,00	0,50	6,00	0,50
Y	19,00	42,00	47,00	52,00	32,00	48,00	54,00	34,00	45,00	50,00	38,00	45,00	0,00	33,00	38,00	10,00	10,00	10,00	25,00	48,00
Zn	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	1,00	0,00	80,00	105,00	20,00	10,00	30,00	35,00	70,00
Zr	678,00	451,00	294,00	397,00	266,00	531,00	999,00	190,00	233,00	518,00	295,00	378,00	0,00	254,00	268,00	999,00	960,00	222,00	641,00	669,00
Sc	5,00	5,00	5,00	12,00	14,00	9,00	10,00	20,00	16,00	10,00	13,00	12,00	0,00	22,00	24,00	1,00	1,00	1,00	5,00	10,00

CONVENÇÕES:
○ – Metarritmitos, metarenitos, metapelitos e metaconglomerados
● – Quartzo turmalinitos bandados
Δ – Rochas calcissilicáticas
▲ – Metacalcários

Tabela II.2.2 – Continuação

	MA-0303f	Ma-0303b	MA-0090	MA-0293c	AK-0292	AC-0083n	AC-0083x	MA-0246	AK-0206a	AS-0030x	MA-0065j	MA-0301a	AS-0030m	AC-0083c	AK-0052	MA-0021	AC-0187f	AC-0189g	AC-0189r	MA-0025
	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	O	●	●	●	●	●	Δ
SiO_2	80,00	59,10	84,10	68,30	67,30	63,90	54,80	84,70	59,20	81,30	94,40	90,90	57,90	94,60	50,10	64,30	60,00	66,20	60,10	55,40
Al_2O_3	9,20	19,50	5,90	13,20	16,00	14,30	22,20	6,00	16,50	9,20	1,90	3,70	12,90	2,20	21,70	18,40	13,50	18,10	15,70	12,30
Fe_2O_3	1,20	2,80	0,49	0,41	1,30	4,70	3,20	0,28	5,90	0,98	0,12	1,30	2,20	0,10	10,50	4,80	6,80	4,50	,58	1,30
FeO	1,90	2,10	3,70	4,40	2,90	2,20	1,90	2,90	3,80	0,74	0,88	0,44	3,10	0,44	,00	1,40	2,10	1,00	4,70	4,00
TiO_2	0,46	0,76	0,29	0,93	0,63	0,75	1,00	0,28	0,90	0,37	0,44	0,05	0,59	0,30	1,20	,62	,58	,67	,56	,52
MnO	0,04	0,07	0,05	0,09	0,10	0,02	0,02	0,21	0,02	0,04	0,01	0,01	0,10	0,01	,06	,05	,06	,05	,12	,29
CaO	0,22	0,14	0,13	1,80	0,65	0,10	0,05	3,80	1,70	0,09	0,11	0,05	4,30	0,47	,24	,63	,38	,59	8,40	11,20
MgO	0,69	2,00	1,60	1,70	1,10	0,49	0,82	0,31	1,70	1,00	0,58	0,88	3,70	0,09	2,00	2,90	3,80	4,30	2,60	9,00
Na_2O	0,06	0,48	0,54	3,00	3,90	2,90	2,40	0,24	0,34	1,30	0,25	0,06	4,10	1,00	1,60	,88	,72	,84	1,60	,40
K_2O	4,10	8,50	1,30	3,10	3,40	4,90	8,90	0,16	4,70	3,10	0,72	1,60	3,20	0,21	5,60	,54	,05	,13	3,20	4,10
P_2O_5	0,09	0,05	0,05	0,13	0,09	0,05	0,06	0,05	1,20	0,05	0,05	0,05	0,26	0,05	,11	,05	,05	,05	,09	,15
P, Fogo	1,68	4,21	1,43	2,50	1,98	5,45	4,05	0,64	3,46	1,51	0,40	0,90	7,24	0,46	6,60	1,80	11,70	3,40	1,89	1,20
H_2O^+	0,02	0,20	0,09	0,07	0,19	0,46	0,13	0,16	0,03	0,09	0,08	0,04	0,12	0,06	,10	,10	2,93	,53	,18	,10
Ba	1.250,00	2.500,00	420,00	1.500,00	1.450,00	1.900,00	3.000,00	260,00	2.150,00	940,00	200,00	320,00	1.900,00	125,00	860,00	160,00	65,00	280,00	1.250,00	1.140,00
Co	15,00	35,00	10,00	10,00	10,00	20,00	5,00	5,00	10,00	10,00	5,00	5,00	20,00	5,00	60,00	5,00	40,00	5,00	20,00	10,00
Cr	50,00	75,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	175,00	50,00	150,00	125,00	50,00	50,00	75,00	100,00
Cu	30,00	20,00	25,00	50,00	20,00	80,00	25,00	70,00	55,00	15,00	15,00	15,00	25,00	15,00	1,00	1,00	420,00	130,00	10,00	1,00
Hf	16,00	10,00	10,00	30,00	16,00	12,00	20,00	10,00	10,00	15,00	35,00	10,00	18,00	16,00	200,00	200,00	15,00	12,00	15,00	200,00
Nb	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	25,00	21,00	10,00	10,00	10,00	14,00
Ni	25,00	95,00	20,00	20,00	10,00	55,00	5,00	10,00	60,00	40,00	5,00	5,00	45,00	10,00	100,00	15,00	25,00	10,00	45,00	20,00
Rb	179,00	427,00	77,00	173,00	230,00	199,00	414,00	10,00	190,00	149,00	12,00	64,00	112,00	10,00	413,00	90,00	10,00	10,00	177,00	214,00
Th	8,00	4,00	4,00	7,00	20,00	2,00	3,00	2,00	9,00	5,00	7,00	4,00	11,00	3,00	19,00	7,00	3,00	2,00	2,00	12,00
Y	43,00	35,00	18,00	74,00	49,00	51,00	59,00	26,00	83,00	32,00	10,00	10,00	37,00	10,00	37,00	24,00	16,00	18,00	29,00	26,00
Zn	60,00	110,00	70,00	90,00	90,00	45,00	65,00	45,00	115,00	35,00	15,00	10,00	95,00	15,00	1,00	1,00	30,00	30,00	65,00	1,00
Zr	829,00	498,00	278,00	628,00	475,00	866,00	400,00	515,00	315,00	671,00	999,00	246,00	265,00	768,00	265,00	319,00	274,00	329,00	200,00	144,00
Sc	5,00	20,00	8,00	17,00	15,00	11,00	23,00	3,00	34,00	26,00	6,00	1,00	21,00	1,00	12,00	15,00	14,00	19,00	23,00	13,00

Tabela II.2.2 – Continuação,

	AC-0233c	MA-0029c	AC-0226a	MA-r-011	MA-0056a	AC-0051h	AC-0219	MA-0056x	MA-0086b	AS-0014m	AS-0020i	AS-0020H	AS-0020h	AS-0020m	AS-0020n	AS-0033g	AC-0051i	AC-0051f	AC-0051g
	Δ	Δ	Δ	Δ	▲	▲	Δ	▲	▲	Δ	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲
SiO_2	50,60	46,50	55,70	53,40	4,80	10,80	55,40	5,20	19,20	42,40	1,80	6,60	15,80	5,70	1,80	11,50	1,60	1,60	5,90
Al_2O_3	14,00	13,40	15,10	12,30	1,20	0,12	8,50	0,31	5,00	12,80	0,44	1,50	3,10	1,20	0,17	2,90	0,42	0,44	0,05
Fe_2O_3	4,00	9,60	1,60	1,30	0,63	0,10	1,90	0,10	0,62	2,50	0,10	0,10	0,46	0,10	0,10	0,42	0,10	0,10	0,10
FeO	7,80	4,10	4,40	4,20	0,22	0,29	4,70	0,59	4,30	6,50	0,44	0,44	1,30	0,29	0,29	0,88	0,29	0,44	0,29
TiO_2	2,50	1,80	0,57	0,47	0,05	0,05	0,44	0,05	1,20	2,60	0,05	0,05	0,14	0,05	0,05	0,06	0,05	0,05	0,05
MnO	0,18	0,22	0,17	0,32	0,05	0,01	0,38	0,01	0,23	0,09	0,01	0,01	0,07	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,01
CaO	6,50	7,10	7,40	13,00	51,10	28,90	10,80	53,30	36,10	9,90	54,10	50,10	42,90	51,00	54,60	47,70	32,40	33,00	31,30
MgO	3,80	1,70	7,50	9,80	0,99	18,10	9,70	0,06	6,20	5,00	0,24	0,86	1,00	0,92	0,17	2,40	19,10	18,80	19,00
Na_2O	3,60	3,10	1,20	0,39	0,15	0,05	0,26	0,11	0,38	0,21	0,06	0,04	0,91	0,03	0,06	0,05	0,05	0,09	0,04
K_2O	2,80	0,51	3,30	3,70	0,48	0,01	5,10	0,09	1,30	4,50	0,11	0,69	0,85	0,59	0,16	0,13	0,19	0,24	0,01
P_2O_5	1,40	0,44	0,15	0,14	0,06	0,05	0,13	0,09	0,35	0,34	0,11	0,08	0,09	0,08	0,08	0,15	0,06	0,05	0,05
P.Fogo	1,86	10,90	2,39	1,20	40,20	41,50	2,24	40,10	24,80	13,00	42,70	39,60	33,00	40,10	42,60	33,60	46,00	46,00	44,00
H_2O+	0,27	0,34	0,06	0,20	0,20	0,05	0,09	0,04	0,10	0,13	0,04	0,04	0,09	0,07	0,08	0,12	0,08	0,06	0,05
Ba	2.200,00	1.950,00	1.300,00	0,00	720,00	400,00	700,00	900,00	1.000,00	1.050,00	700,00	0,00	900,00	900,00	600,00	800,00	200,00	500,00	200,00
Co	25,00	35,00	20,00	0,00	5,00	5,00	15,00	5,00	35,00	30,00	5,00	0,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Cr	50,00	50,00	75,00	0,00	50,00	50,00	50,00	50,00	200,00	50,00	50,00	0,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00	50,00
Cu	55,00	50,00	5,00	0,00	1,00	10,00	10,00	10,00	45,00	115,00	10,00	0,00	15,00	10,00	10,00	10,00	15,00	20,00	10,00
Hf	19,00	10,00	10,00	0,00	200,00	10,00	19,00	10,00	10,00	10,00	10,00	0,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Nb	10,00	10,00	10,00	0,00	10,00	10,00	10,00	10,00	12,00	21,00	10,00	0,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Ni	20,00	20,00	35,00	0,00	5,00	5,00	15,00	5,00	130,00	15,00	5,00	0,00	10,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00
Rb	10,00	10,00	228,00	0,00	20,00	10,00	191,00	10,00	10,00	132,00	10,00	0,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00	10,00
Th	5,00	0,50	12,00	0,00	4,00	2,00	9,00	3,00	3,00	4,00	3,00	0,00	3,00	2,00	3,00	4,00	5,00	3,00	3,00
Y	62,00	48,00	40,00	0,00	25,00	10,00	32,00	10,00	14,00	39,00	10,00	0,00	28,00	10,00	10,00	26,00	10,00	10,00	10,00
Zn	130,00	200,00	65,00	0,00	1,00	20,00	100,00	15,00	75,00	100,00	10,00	0,00	25,00	25,00	5,00	25,00	20,00	20,00	15,00
Zr	424,00	257,00	160,00	0,00	34,00	30,00	148,00	30,00	75,00	301,00	30,00	0,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00	30,00
Sc	30,00	38,00	24,00	0,00	12,00	0,50	18,00	7,00	13,00	35,00	5,00	0,00	5,00	6,00	5,00	4,00	1,00	3,00	0,50

páticos e líticos e que, por conseqüência, apresentam maiores teores em Al_2O_3. No vértice oposto do diagrama, está plotada a razão Na_2O/K_2O, a qual tem sido utilizada na identificação entre grauvacas ricas em Na e sedimentos arcoseanos de procedência continental e, conseqüentemente, enriquecidos em K_2O.

Ao verificarmos os resultados expressos no diagrama (figura II.2.10) constatamos a concentração de pontos junto aos termos relacionados a grauvacas, com frações no campo dos arenitos líticos e arcóseos, espalhando-se o restante em direção aos sublitoarenitos e subarcóseos. De uma forma geral, posicionam-se na porção superior do diagrama, demonstrando teores mais elevados em Na_2O, na direção da constituição de grauvacas. Tendo-se em vista os parâmetros utilizados neste processo classificatório, retiramos todos os pontos referentes às amostras ricas em carbonatos.

Partimos desta classificação, expressa pelas razões maturidade *vs* procedência, para uma forma de expressão complementar utilizada para pelitos, a qual está embasada também na relação de maturidade SiO_2/Al_2O_3, mas agora em contraposição a uma expressão de estabilidade em assembléias minerais, retratadas na razão Fe_2O_3/K_2O, assim como definida por Herron (1988). Este autor acredita que esta razão seja efetiva na identificação entre constituintes detríticos, materializados por fragmentos líticos, da de feldspatos, onde fases minerais mais estáveis como K-feldspato, quartzo e muscovitas apresentam baixos teores em ferro, enquanto que fases menos estáveis, comumente associadas a fragmentos líticos, tendem a deter teores mais elevados neste elemento, acrescendo a razão Fe_2O_3/K_2O. Ao verificarmos este diagrama (figura II.2.11), observamos a concentração de pontos no campo das grauvacas e argilitos, com dispersão de pontos em direção aos arcósios, subarcósios e quartzo arenitos. Nota-se que a concentração da maior fração detrítica, detém valores elevados em argilas. Destacam-se, também, os baixos teores em ferro, concentrando-se os pontos, ao longo da metade inferior do diagrama, a qual

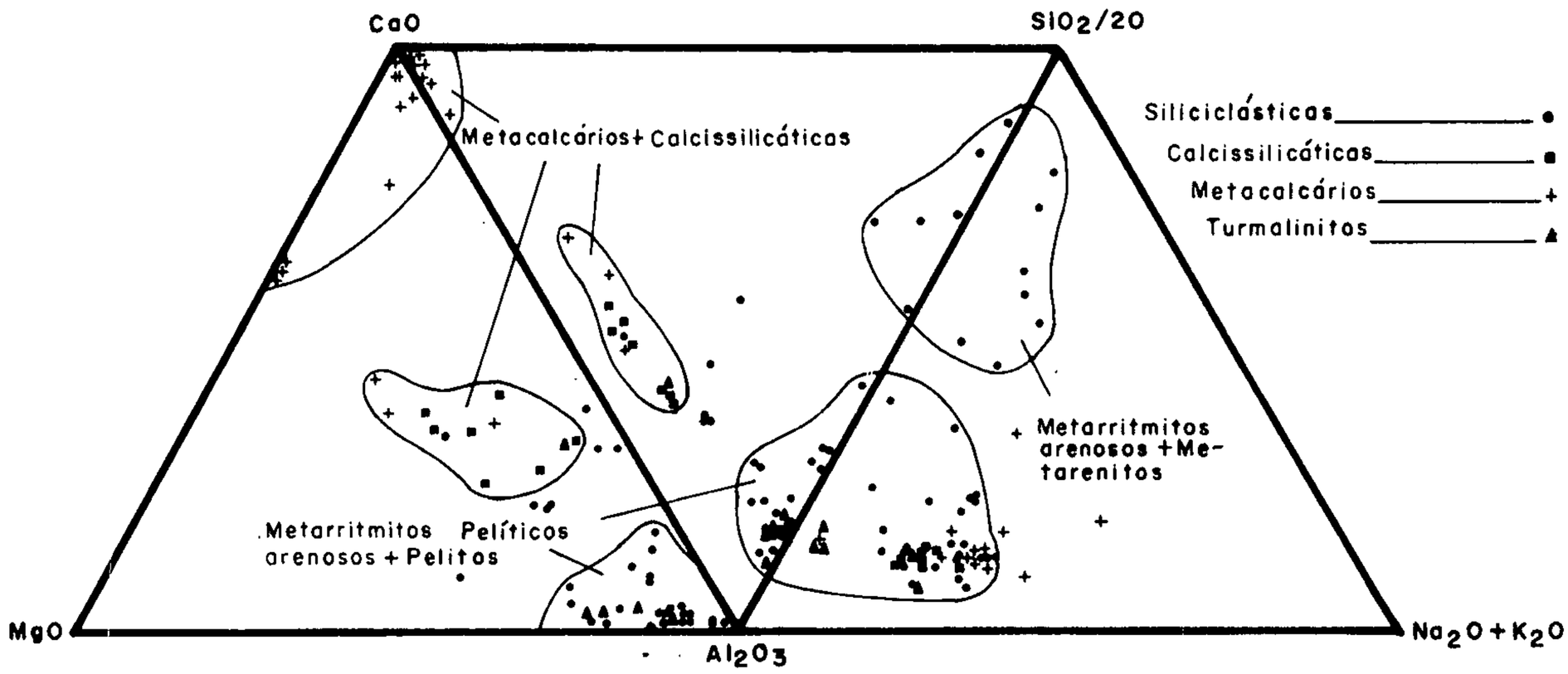


Figura II.2.9 – Diagramas triangulares interajustados com a distribuição dos diferentes litótipos metassedimentares segundo campos bem definidos em relação a alguns óxidos principais.

sugere assembléias minerais relativamente estáveis, detendo altos teores em argilas e maiores em sódio do que potássio. Destacam-se algumas amostras concentradas, no campo dos sedimentos argilosos ricos em ferro, as quais correspondem àquelas associadas a ambiente de precipitação detrítico-química, equivalentes aos turmalinitos (exalitos ?).

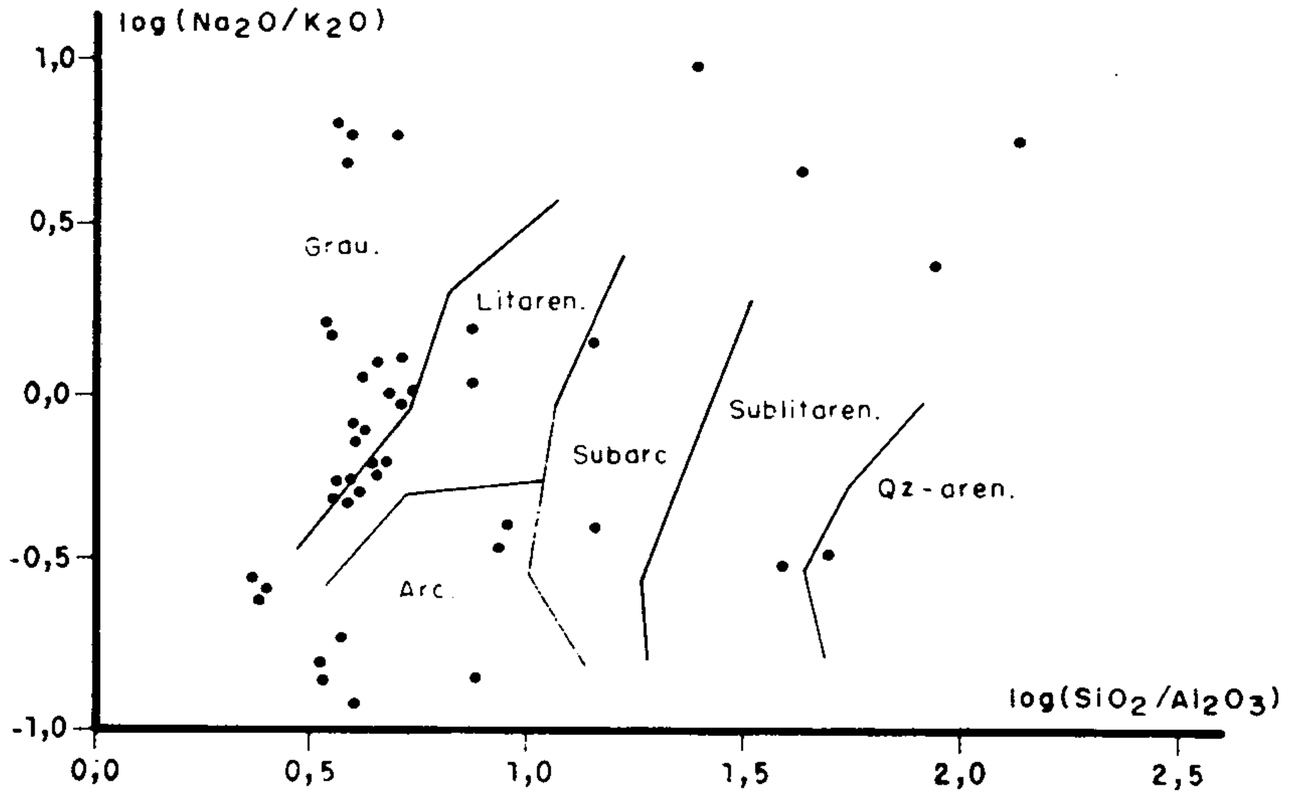


Figura II.2.10 – Diagrama de classificação química-mineralógica e distribuição dos metassedimentos segundo Pettijohn (1971).

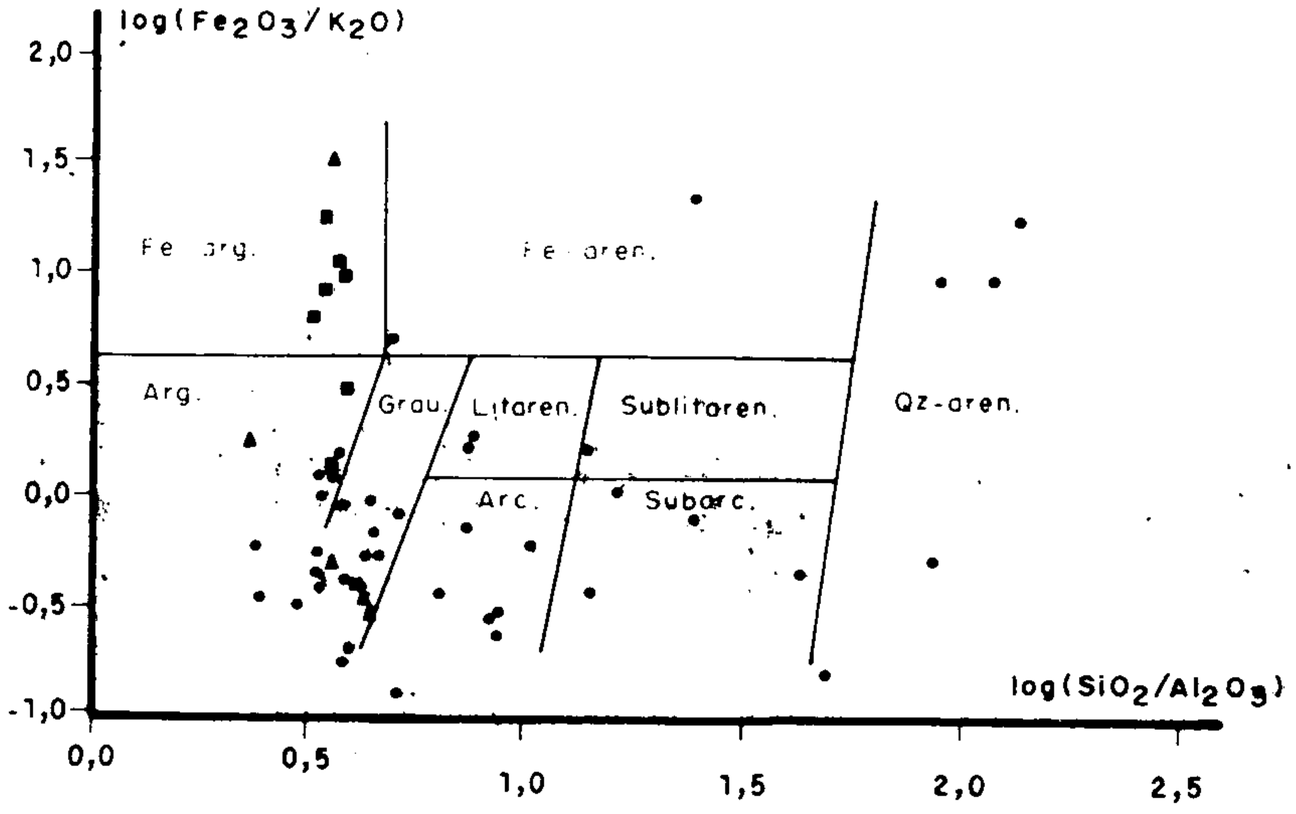


Figura II.2.11 – Diagrama de Herron (1988) para os metassedimentos maturidade (SiO_2/Al_2O_3) versus estabilidade mineral (Fe_2O_3/K_2).

Acrescentamos, como forma de caracterização do ambiente de deposição, o diagrama proposto por Moine & La Roche (1968), o qual utiliza as razões existentes entre Al + Fe + Ti/3, subtraídas dos álcalis K e Na (figura II.2.12), estando plotados, entre outros, os campos de estabilidade para arcóseos, grauvacas, precipitação química e espilitos. Verificando-se a expressão das amostras plotadas, neste diagrama, constatamos uma concentração de pontos no campo das grauvacas e sedimentos espilíticos, próprios de sedimentos sódicos. O agrupamento maior de pontos, concentra-se abaixo da linha An - Qz, divisória do campo definido como próprio para sedimentos finos, argilosos e argilo-carbonáticos, normalmente associados à deposição em meio próprio para geração de carbonatos, aqui representados pelos metacalcários. Uma série de pontos, reúne-se sobre a linha Carb + Ca + Mg + Qz, representando os dois extremos do processo sedimentar, os arenitos quartzíticos e os metacalcários, restando uma pequena parcela enriquecida em potássio, abaixo da linha Musc-Qz, própria dos arcóseos.

Para expressarmos a variabilidade litoquímica entre os quatro grupos litológicos caracterizados como paraderivados, realizamos alguns diagramas binários, para verificarmos as correlações existentes entre SiO_2, Al_2O_3, TiO_2, em relação direta com o restante do Complexo (figura II.2.13).

Ao verificarmos as relações existentes entre SiO_2 e CaO (figura II.2.13a), constatamos que a fração siliciclástica detém teores muito baixos em CaO, enquanto a fração de metamargas demonstra teores moderados, destacando-se a fração de metacalcários, os quais posicionam-se como um grupo perfeitamente individualizado, detendo os maiores teores neste elemento e os menores em SiO_2, dentro do agrupamento, conforme o esperado.

A razão SiO_2 *vs* FeO (figura II.2.13b), demonstra teores muito baixos em FeO para os metacalcários, e um *trend* de diferenciação entre os termos intermediários (metamargas) e os metarenitos quartzíticos, constituintes finais da variação composicional. Esta relação, possivelmente, esteja relacionada com a perda constante em frações detríticas ricas em elementos ferromagnesianos, dando origem a sedimentos gradativamente mais maturos, quartzosos e conseqüentemente isentos tanto de detritos máficos, quanto de fragmentos de rochas.

Verificou-se nos estudos petrográficos que, quando ocorrem fragmentos líticos, estes apresentam uma composição metapelítica (quartzitos, filitos), enquanto que os fragmentos de metabásicas, caso tenham existido, já se transformaram em pseudomatriz.

Fragmentos líticos, assim como descritos por Herron (1988), acham-se constituídos por fases minerais menos estáveis, submetidas a processos de alteração química acentuada devido a sua constituição física, mantendo uma

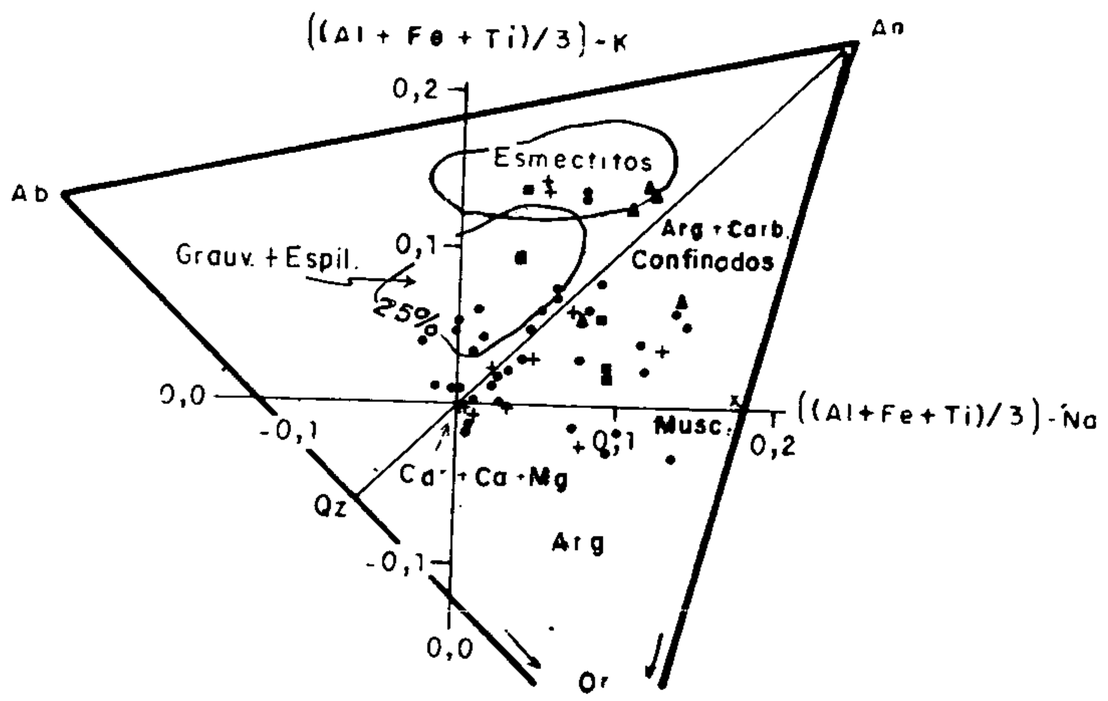


Figura II.2.12 – Diagrama de Moine & Roche (1968) – Ambiente de deposição dos metassedimentos.

mineralogia normalmente rica em ferromagnesianos, enquanto que fases minerais mais estáveis, como K-feldspato, muscovita e quartzo, apresentam baixos teores em FeO.

No diagrama SiO_2 *vs* TiO_2 (figura II.2.13c), verificamos que os metacalcários apresentam teores em TiO muito baixos, posicionando-se junto ao vértice do diagrama, enquanto que a fração siliciclástica, apresenta uma forte relação negativa, aparecendo os sedimentos quartzíticos como os que detêm os maiores valores neste elemento. Algumas das principais fases minerais portadoras de titânio, são o esfênio, ilmenita e rutilo, as quais normalmente concentram-se nos sedimentos detríticos, pela sua elevada resistência aos processos de

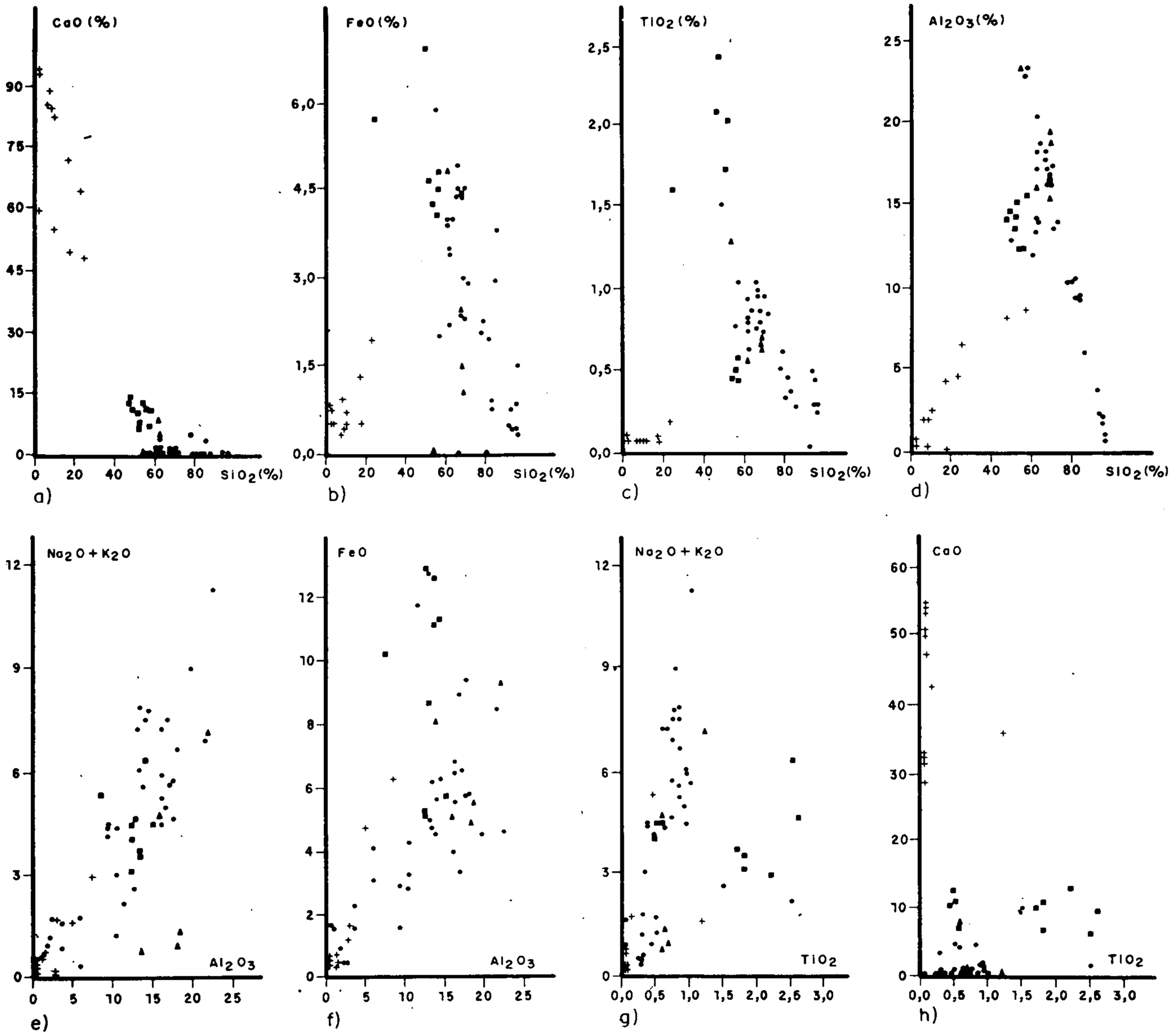


Figura II.2.13 – Diagramas binários de correlação entre os óxidos principais relativos às rochas paraderivadas siliclásticas (•), calcissilicáticas (■), metacalcários (+), turmalinitos (s).

oxidação e abrasão. Verificamos, nas análises petrográficas, com um relativo grau de confiabilidade, que os sedimentos que demonstram os maiores graus de seleção e maturidade, expressos nas frações de arenitos e quartzo arenitos, não correspondem aos maiores teores nas fases detríticas mais estáveis, parecendo não corresponder a depósitos do tipo *placer* ou associados a regime fluvial. Esses arenitos afiguram-se como depositados em sítios de sedimentos maturos, retrabalhados, com concentrações de fases detríticas importantes, mas sim associados a depósitos de transporte acentuado, com selecionamento de grãos, por meio de baixa densidade e alta energia, com a conseqüente concentração de fases de menor densidade, bem selecionadas, ao longo de processo constante de deposição. Depósitos semelhantes a estes são próprios de ambientes marinhos de costa afora. Corroborando estas considerações, observamos pontos extremos no diagrama detendo os maiores teores em TiO_2, representados por amostras associadas a margas ou sedimentos calcissilicáticos, os quais podem estar detendo os teores neste elemento através da cristalização de fases minerais como o esfênio (Ca, Ti (SiO_4), comum a estes litótipos, reunindo os teores de Ca e Ti em uma mesma fase mineral.

No diagrama SiO_2 *vs* Al_2O_3 (figura II.2.13d), podemos observar a distinção entre cada um dos litótipos constituintes deste complexo sílico-carbonático. Os metacalcários, posicionados no extremo inferior do diagrama, apresentam um *trend* bem definido em direção a termos mais enriquecidos em Al_2O_3, indicando que estes apresentam-se misturados a uma fase rica em argilas, refletindo uma contaminação com detritos síltico-argilosos durante o processo deposicional. Quanto à fração siliciclástica, verificamos que a relação SiO_2 *vs* Al_2O_3 permite distinguir uma maturidade crescente dentro da fração arenosa, onde os arenitos quartzíticos detêm teores desprezíveis em alumina, enquanto as rochas com composição de grauvacas e arenitos líticos apresentam valores crescentes em uma razão inversa com a maturidade do sedimento. A razão SiO_2/Al_2O_3 caracteriza-se assim como uma importante ferramenta da indicação da maturidade dos sedimentos, fator este já apontado por Herron (*op.cit.*) e que obteve suporte nesta associação.

No diagrama Al_2O_3 contra o total em álcalis ($Na_2O + K_2O$) (figura II.2.13e), podemos constatar uma razão direta entre estes, os quais apresentam um acréscimo constante no conteúdo em álcalis, representados pelos constituintes félsicos, seguido pelo acréscimo em argilas, expresso pelo teor em Al_2O_3. Assim, os sedimentos menos maturos, menos evoluídos mineralógica e texturalmente, representados na seqüência pelos metarritmitos enriquecidos em matriz argilosa, também são aqueles que detêm os maiores teores em frações detríticas feldspáticas, principal portadora dos teores de álcalis. Entre os álcalis, destaca-se, especialmente, o teor em sódio, principal característica distintiva entre sedimentos arcoseanos e grauvacas, classificando estes como sedimentos imaturos, ricos em matriz argilosa e de composição correspondente a grauvacas. As considerações petrográficas, já apontavam nesta direção, onde a predominância dos detritos, concentrava-se no quartzo, secundariamente no plagioclásio, aparecendo o K-feldspato como eventual. Estes dados nos sugerem uma fonte para os sedimentos, constituída principalmente por rochas granito-gnáissicas "básicas", sendo subordinada, como fonte, as rochas graníticas *stricto sensu*.

Por outro lado, verificamos a concentração dos metacalcários junto aos sedimentos quartzosos, os quais detêm as constituições químicas mais simples (sílica-carbonato), eviden-

ciando as menores contaminações com argilas e frações detríticas, mesmo que estas ocorram em proporções reduzidas como verificados no diagrama SiO_2 *vs* Al_2O_3.

Relação semelhante a anterior (SiO_2 *vs* Al_2O_3), pode-se verificar no diagrama Al_2O_3 *vs* FeO (figura II.2.13f), onde os sedimentos ricos em alumina também são aqueles que detêm os maiores teores em ferro total. Destacam-se os extremos entre os metacalcários, metarenitos quartzosos e rochas gnáissicas calcissilicáticas no extremo oposto, confirmando-se a relação verificada no diagrama anterior.

No diagrama definido com base nos teores em TiO_2, elemento retido por excelência dentro de minerais resistatos, assim como discutido acima, *versus* álcalis total ($Na_2O + K_2O$) (figural. 2.13g), verificamos que os metacalcários detêm os menores teores em ambos os parâmetros, assim como os metarenitos quartzosos. Entretanto, os metarritmitos destacam-se pelos elevados teores de álcalis e baixo TiO_2. Novamente, verificamos que os maiores teores em TiO_2 estão detidos na fração calcissilicática, apontando para fases minerais como o esfênio, como uma das prováveis fontes para este elemento, evidenciando processos de acumulação não detrítica.

Na relação TiO_2 *vs* CaO (figura II.2.13h), verificamos os baixos teores em CaO da fração siliciclástica, a qual detém valores médios aproximados de 0,35%, definindo sedimentos não calcários (CaO<4%). Os sedimentos síli-co-carbonáticos detêm teores mais elevados, em torno de 5,8% CaO, plotado no campo dos arenitos calcíticos, onde 4% <CaO<15%, enquanto que os metacalcários detêm valores médios da ordem de 40,7%, campo dos carbonatos (CaO>15% - valores calculados sem correção de perda ao fogo). É importante salientar que as estruturas sedimentares primárias presentes mostram que os metacalcários são clásticos. Para a maior parte dos arenitos, concentrações em CaO>1% indicam fortemente uma cimentação carbonática, apontando para condições de aporte associadas a uma fase diagenética com a precipitação de carbonatos na forma de cimento. O bandamento mineralógico-composicional, identificado como característico dos horizontes calcissilicáticos, aponta para a possibilidade de acumulações através de processo misto entre seqüências de fases detrítico-químicas.

Padrões de ETR das Rochas Siliciclásticas

Elementos de terras-raras (ETR) têm sido considerados como virtualmente insolúveis durante os processos sedimentares, exibindo somente pequenas modificações durante os ciclos de transporte e deposição (Bhatia, 1985).

Portanto, assim como as considerações de Figueiredo (1985), o conteúdo de ETR das rochas sedimentares clásticas, é considerado como representativo dos padrões de ETR da crosta continental superior, ou seja, da mistura física dos diferentes padrões de ETR das rochas submetidas ao intemperismo e erosão. Este fator de homogeneização e caracterização crustal, através de rochas sedimentares e/ou metassedimentares, tem sido utilizado por vários pesquisadores, como Naqvi (1976), McLennan & Taylor (1984) entre outros, na identificação da constituição e evolução dos terrenos cristalinos, durante o desenvolvimento do tempo geológico.

As curvas de ETR estão representadas (figura II.2.14) pelos resultados de 19 análises de ETR, distribuídas e apresentadas em três padrões, normalizados a condritos, segundo Evensen *et al.*(1978), *apud* Henderson (1984).

Os padrões apresentados, pertencem aos principais litótipos metassedimentares constituintes deste complexo, correspondendo a alguns das fácies caracterizados acima. Estão re-

presentados: 1) metarritmitos e/ou metarenitos de matriz argilosa (metagrauvacas); 2) a fração arenosa (metarenitos quartzíticos); 3) a fração carbonática (metacalcários) e; 4) turmalinitos.

Dadas as características apresentadas pelos termos descritos como turmalinitos, acrescentamos as curvas obtidas para esta fração aos padrões dos metapelitos finos e grauvacas, cujas características são ressaltadas no decorrer do texto.

Os padrões de ETR obtidos para os metarritmitos, apresentam uma estreita semelhança com os padrões de sedimentos terrígenos clássicos descritos na Austrália (PAAS), Europa (ES) e América do Norte (NASC), como comparadas na figura II.2.14, e expressos em McLennan & Taylor (1984). Esta comparação nos leva a concluir que, de acordo com aqueles pesquisadores, o padrão médio em ETR obtido para esta fração detrítica, representa a média da crosta continental superior desta área cratônica, a qual serviu como embasamento para a deposição da Bacia Brusque.

A regularidade encontrada na composição da crosta, expressa pelos valores de ETR da fração detrítica, parece ter se mantido como uma constante, desde os sedimentos acumulados no Proterozóico Inferior até o Recente, porém, parece não ser típica do Arqueano, cujos sedimentos apresentam distribuição própria e características distintivas marcantes. Sedimentos arqueanos caracterizam-se, segundo McLennan & Taylor (1984), pelos baixos teores em ETR, baixa razão La/Yb e, principalmente, pela ausência de anomalias negativas em európio.

Segundo Figueiredo (1985), existe uma notável diferença entre os padrões de ETR dos sedimentos clásticos arqueanos e pós-arqueanos, indicando uma importante variação composicional durante a evolução da crosta continental superior. Estas modificações estariam relacionadas a uma mudança episódica da crosta continental, devido a volumosas intrusões de granitos potássicos ocorridos durante o final do Arqueano, marcando um importante evento crustal.

A comparação dos dados aqui obtidos, com os expressos para outras áreas semelhantes, assim como os descritos por Taylor & McLennan (1981), posicionam a fração terrígena como compatível com sedimentos provenientes da erosão de crosta continental pós-arqueana, de constituição granítica, cujas características assemelham-se a terrenos proterozóicos, ou mais jovens que 2.000Ma.

Associam-se a esta fração terrígena, duas amostras de turmalinitos, as quais demonstram o mesmo comportamento litoquímico que o apresentado pelas 11 amostras de sedimentos terrígenos restantes (figura II.2.14). A distribuição destes turmalinitos dentro desta fração, a qual corresponde a sedimentos essencialmente detríticos, de procedência continental, nos parece ser sugestivo de que estes possam ter sua origem a partir de processos detríticos, a semelhança dos estipulados para o restante do pacote.

Levemente distoantes do padrão descrito acima, estão duas amostras representativas de sedimentação siliciclástica, descritas como metarenitos quartzíticos. Estes litótipos apresentam teores em ETRL iguais aos descritos acima, anomalias em európio acentuadas e um acréscimo nos teores de ETRP. A constituição grosseira da fração acumulada, aponta para um transporte dominado por tração, em substituição a tração + suspensão dominante no restante dos litótipos, levando como conseqüência a uma seleção por densidade e tamanho de grãos mais significativa nesta fração. O acréscimo em ETRP, vê-se devido a concentração de fases minerais mais densas, normalmente mais compatíveis com a concentração desta parcela de ETR e que estaria alterando o padrão de distribuição destes elementos.

O terceiro e mais distante dos padrões obtidos, refere-se à fração constituída pelos metacalcários e rochas calcissilicáticas. Estes litótipos apresentam uma distribuição semelhante aos padrões anteriores e um ETR mais baixo que a fração terrígena, mantendo um fracionamento na razão La/Lu mais baixo, anomalias em Európio bem definidas e de amplitude semelhante às já descritas.

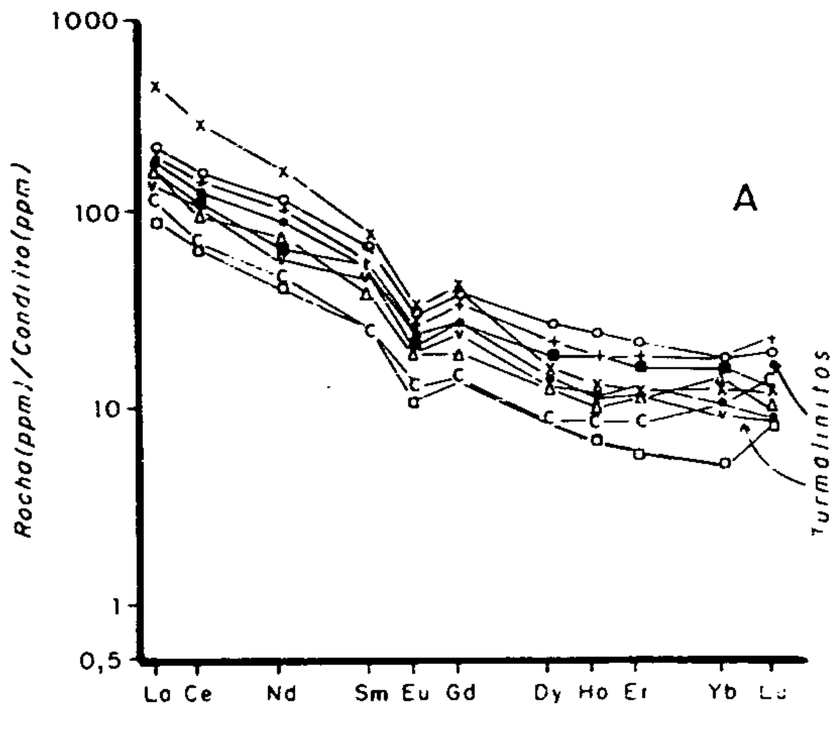
Lottermoser (1989), trabalhando sobre seqüências de rochas constituídas por metassedimentos, calcissilicáticas e exalitos (turmalinitos e rochas a quartzo-gahnita), em região semelhante, classificou as rochas calcissilicáticas, baseando-se nos teores de ETR e W, em três diferentes tipos litológicos. A comparação dos resultados obtidos com os descritos pelo autor, possibilita o enquadramento das amostras dentro dos tipos I e II (figura II.2.14c). Equivaleriam ao tipo I, as duas amostras de turmalinitos somados à fração terrígena descrita acima (figura II.2.14a), e ao tipo II, as frações calcissilicáticas bandadas agora descritas (figura II.2.14c). As considerações do autor são, de substancial importância, pois este apresenta uma série de potencialidades metalogenéticas para os litótipos do tipo III, ainda não detectados mas potencialmente viáveis de ocorrerem associados aos litótipos descritos. O referido autor, descreve mineralizações a scheelita *strata bound* na região de Broken Hill, na Austrália, onde foram cartografados horizontes calcissilicáticos contínuos, intercalados por turmalinitos e rochas a quartzo-gahita, interpretados como sendo o produto de precipitação química associada à sedimentação pelítico-psamítica e ao vulcanismo submarino básico. As correlações feitas através de estruturas primárias identificadas, minerais acessórios e detríticos, as inter-relações entre os diversos extratos e a continuidade lateral, assemelham-se aos litótipos aflorantes na região de rio do Oliveira e de Ribeirão do Ouro (Folha Botuverá), as quais vêm-se assim acrescidas, por similaridade, de suas potencialidades metalogenéticas. Referências às potencialidades em mineralização, através da identificação de horizontes de *cherts* turmalínicos bandados, rochas calcissilicáticas e *BIF's*, foram feitas por Silva (1983c), Silva *et al.* (1985) e, Silva & Orlandi Filho (1990), os quais reconhecem uma alta potencialidade destes horizontes, principalmente com relação a depósitos de ouro e sulfetos polimetálicos.

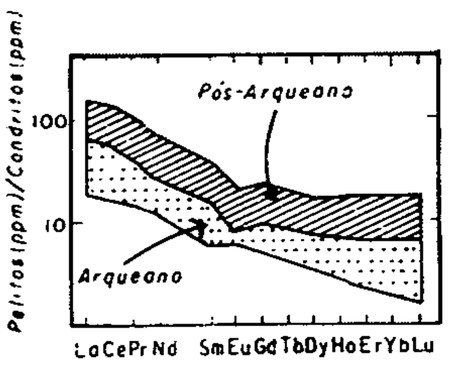
2.2.6.2 Litótipos Ortoderivados

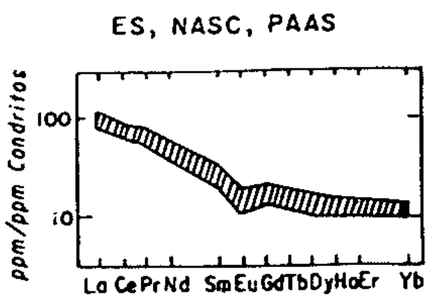
A caracterização litoquímica dos litótipos ígneos da Unidade Vulcano-Sedimentar do Complexo Brusque baseia-se nos resultados analíticos obtidos para 61 amostras analisadas para os principais óxidos formadores de rochas, elementos menores e para nove elementos-traço (Co, Cr, Cu, Ni, Sr, V, Y, Zn e Zr), além de 13 curvas de ETR.

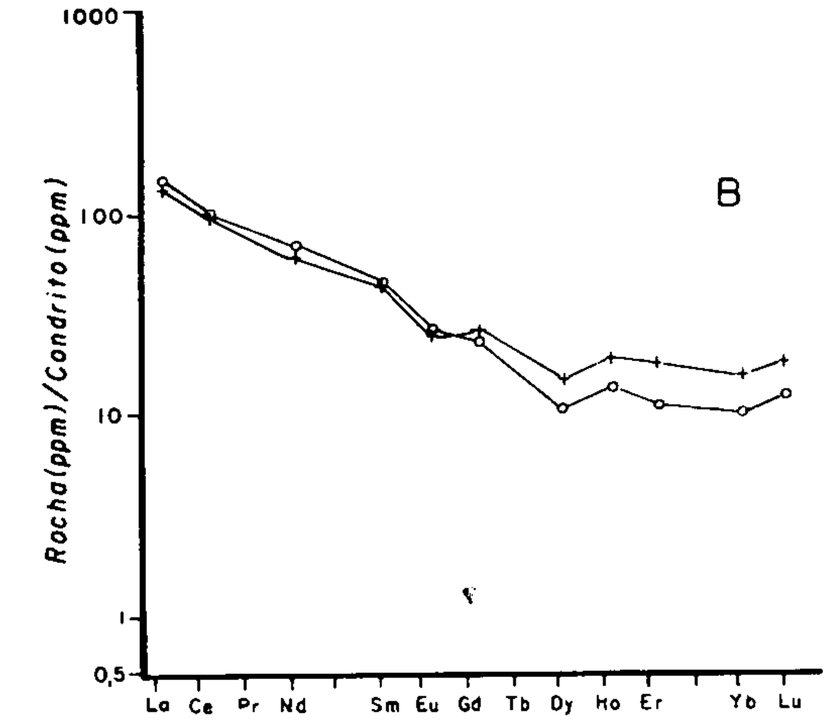
A população analisada representa os principais tipos litológicos caracterizados petrograficamente neste complexo, tendo sido quimicamente individualizadas em duas associações máfico-ultramáficas, uma alto MgO (média de 21,1%) e baixo álcalis (média de 0,58%), em um total de 15 amostras, representando os metagabros e as metabásicas porfiríticas; e uma associação de basaltos e basaltos variolíticos, com MgO médio de 7,83% e alto álcalis (média de 4,03%), em um total de 46 amostras. A constituição química média de cada uma das associações está expressa na tabela II.2.3.

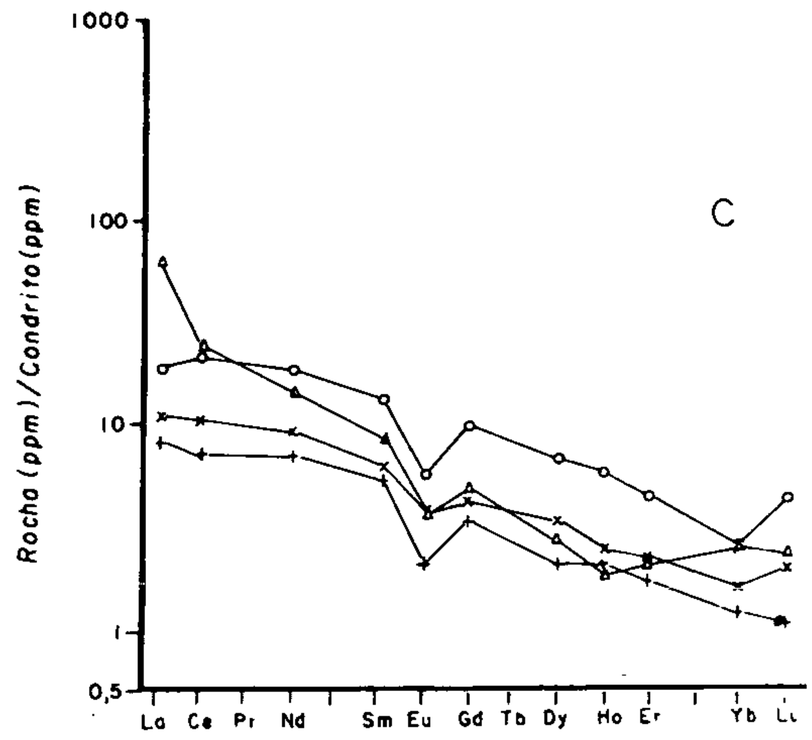
Para visualizarmos a variação química de toda a associação, realizamos alguns diagramas tipo Harker, fixando os teores de MgO no eixo das ordenadas e variando os elementos restantes no eixo das abcissas. Ao verificarmos estes diagramas (figura II.2.15), podemos constatar as seguintes variações:











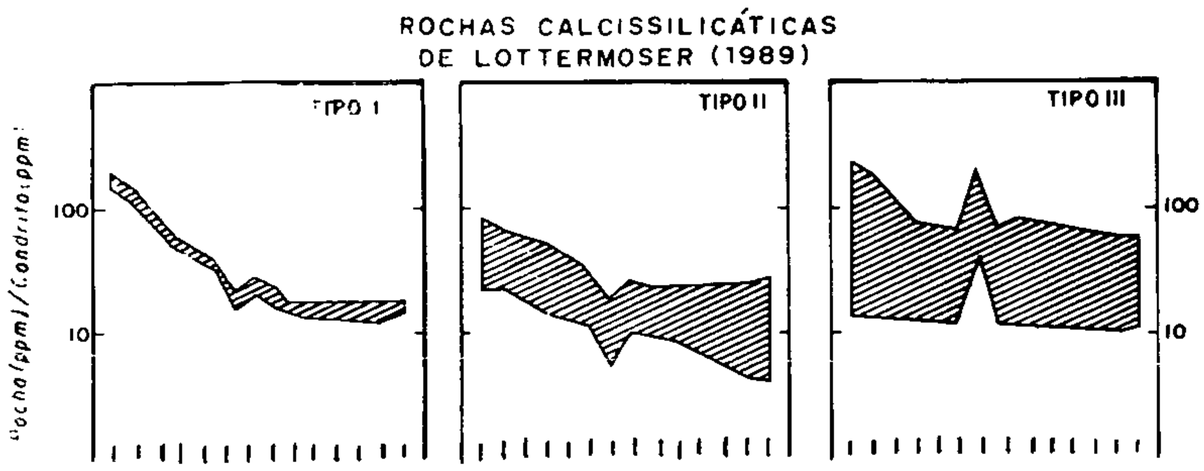


Figura II.2.14 – Curvas de ETR – Rochas Siliciclásticas normalizadas a conderitos segundo Evensen et al. (1979. A - Metarenitos com matriz argilosa e Turmalinitos, comparados com padrões NASC, PAAS e ES e padrões de pelitos arqueanos e pós-arqueanos; B - Metarenitos grosseiros; C - Metacalcários e calcissilicáticas, comparadas com as rochas calcissilicáticas (tipos I, II e III) de Lottermoser (1989).

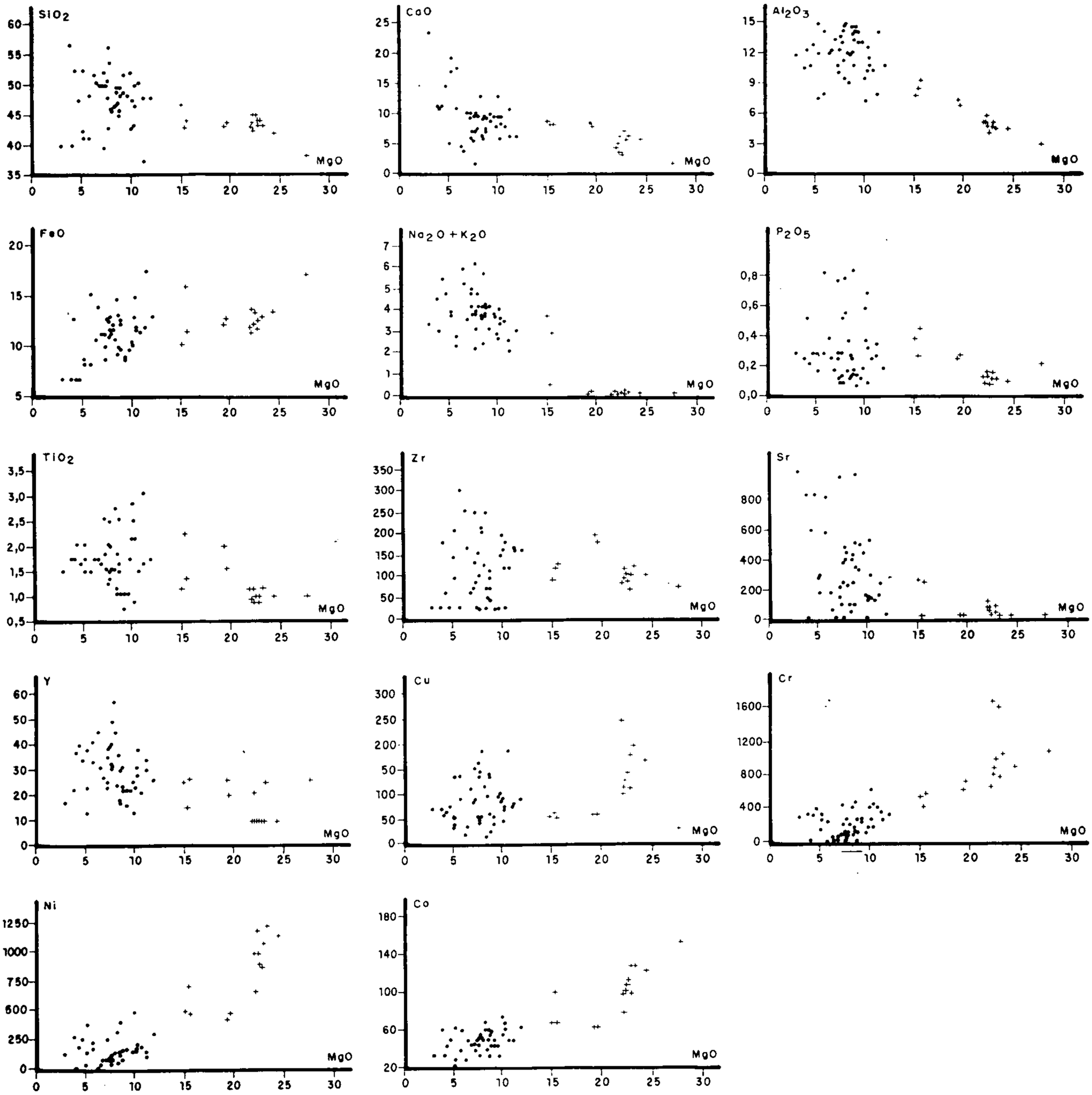


Figura II.2.15 – Diagramas com as variações dos elementos maiores, menores e traços em relação de MgO, para-metagabros (+) e metabasaltos (O).

Tabela II.2.3 – Resultados analíticos com valores dos óxidos principais, elementos-traço e terras-raras para as rochas ortoderivadas do Complexo Metamórfico Brusque, provenientes das folhas Brusque e Botuverá.

	MA-037c	MA-029d	AC-187e	MA-056u	MA-0036c	MA-0039a	AK-0205	MA-0056r	MA-0070	AC-0083j	AC-0083m	AC-0171c	AC-0171e	AC-0182x	AC-0218x	AS-0029	AS-0036a	AS-0041t	MA-0056t	MA-0064e
SiO_2	56,60	40,40	50,10	43,10	37,50	45,00	51,70	50,10	48,60	46,90	48,30	51,10	53,80	46,40	50,40	48,10	52,30	43,10	43,40	49,90
Al_2O_3	11,30	12,30	13,40	7,40	14,20	14,20	14,10	10,80	8,00	11,90	8,20	13,00	9,60	14,80	13,70	10,90	9,60	14,70	12,50	13,90
Fe_2O_3	1,70	1,60	5,00	1,70	2,50	1,50	,83	1,10	2,60	1,90	1,30	3,30	6,00	3,50	5,80	6,00	1,60	2,30	2,20	2,40
FeO	10,30	11,50	6,80	8,80	15,30	8,60	8,40	10,30	13,10	13,10	11,00	8,20	6,00	8,70	7,80	7,90	9,10	11,00	13,20	8,10
TiO_2	2,50	1,80	1,70	2,20	3,10	1,70	0,75	2,60	4,40	2,80	1,70	1,30	1,40	2,00	1,60	1,80	1,80	1,50	2,50	1,20
MnO	0,10	0,18	0,25	0,11	0,18	0,12	0,24	0,17	0,17	0,20	0,18	0,16	0,16	0,19	0,27	0,15	0,14	0,27	0,16	0,14
CaO	1,80	11,00	10,40	13,20	6,30	7,20	8,90	9,50	11,10	6,30	10,90	9,60	10,10	7,80	7,40	6,60	8,30	7,50	6,00	6,20
MgO	7,70	4,00	6,80	9,90	11,20	8,80	9,20	7,10	5,70	8,30	11,10	7,60	7,80	7,90	7,40	11,90	9,80	7,70	10,20	8,50
Na_2O	1,90	2,90	3,30	1,00	1,20	3,60	2,60	2,90	1,60	3,20	2,30	3,80	3,20	3,50	3,80	2,90	3,50	3,50	2,90	3,60
K_2O	0,32	0,24	0,42	2,00	0,97	0,22	0,60	2,00	0,78	0,46	0,36	0,06	0,06	1,40	0,11	0,17	0,30	0,51	1,30	2,20
P_2O_5	0,14	0,52	0,17	0,60	0,36	0,25	0,07	0,77	0,82	0,37	0,27	0,10	0,09	0,80	0,13	0,20	0,19	0,52	0,69	0,13
P,Fogo	0,00	0,00	0,00	0,00	6,90	8,70	1,29	1,97	1,55	3,12	3,28	0,80	1,04	2,04	0,60	2,64	2,44	6,33	3,64	2,75
H_2O^-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,30	0,10	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Co	35	35	45	75	50	35	50	45	60	60	50	45	50	55	50	65	35	55	70	50
Cr	275	50	75	425	300	125	250	100	250	100	375	125	150	125	225	350	200	75	275	150
Cu	140	65	115	90	85	65	45	90	95	120	80	165	150	60	365	95	105	50	50	100
Ni	135	20	90	500	120	95	175	90	250	80	170	90	95	95	110	310	155	110	185	140
Sr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	260	520	346	954	600	63	175	398	403	459	102	40	179	490	541	261
V	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	360	220	200	240	200	340	240	340	320	200	380	260	240	160	200	200
Y	31	37	27	13	30	31	16	23	41	36	34	32	32	57	39	26	25	49	31	17
Zn	120	175	90	115	140	90	100	130	180	170	125	85	85	120	140	150	125	130	175	85
Zr	636	186	65	199	169	118	25	78	304	255	172	32	30	216	90	165	154	109	123	53

Tabela II.2.3 – Continuação,

	MA-0065g	MA-0065h	MA-0065n	MA-0082b	MA-0303g	AC-0083d	AC-0083h	AC-0083s	AK-0030y	AS-0041b	AS-0041y	AS-0999y	MA-0038y	AC-0084	WW-0005a	MA-0038d	MA-0039c	AC-0066	AC-0067b	AC-0218
SiO_2	49,10	48,50	49,00	46,60	51,90	41,60	57,00	40,10	41,50	52,80	39,80	47,60	52,50	47,20	48,40	47,60	50,50	50,60	52,20	49,60
Al_2O_3	13,10	13,20	14,70	9,20	12,10	14,10	10,50	11,90	12,10	10,90	10,20	12,80	14,80	12,20	14,60	10,40	10,40	12,30	12,30	13,40
Fe_2O_3	1,80	2,00	3,90	2,50	1,50	2,40	2,10	2,70	3,30	1,70	1,80	2,70	1,70	3,40	1,80	2,40	2,00	4,60	0,53	0,70
FeO	7,20	8,10	5,90	8,70	9,60	6,20	5,10	4,40	5,90	5,40	7,20	4,40	7,40	10,40	8,20	11,00	9,80	10,00	9,60	11,70
TiO_2	1,10	1,10	1,10	1,60	1,80	1,50	1,80	1,50	1,80	2,10	1,90	1,70	2,10	1,90	1,10	2,90	1,50	1,80	2,60	1,50
MnO	0,12	0,13	0,12	0,15	0,20	0,16	0,09	0,12	0,13	,09	0,14	0,10	0,11	0,16	0,12	0,14	0,15	0,17	0,12	0,28
CaO	10,10	10,00	9,50	13,10	4,60	17,80	11,40	23,40	17,40	11,50	10,40	14,80	5,10	9,60	9,20	9,70	8,00	4,00	6,00	7,60
MgO	9,20	9,60	8,40	8,20	6,30	5,70	3,80	3,00	5,20	4,40	7,30	4,70	5,10	8,60	8,90	10,10	10,70	6,50	7,30	8,80
Na_2O	,54	3,20	3,30	3,30	4,90	0,37	3,80	2,30	2,50	4,90	2,80	3,70	3,70	1,80	3,30	2,40	3,20	4,40	4,70	3,80
K_2O	3,70	0,72	0,93	0,46	1,10	2,50	0,79	1,20	1,50	,59	1,50	1,20	5,10	0,70	1,00	0,35	0,33	0,94	0,36	0,11
P_2O_5	0,15	0,12	0,12	0,17	0,39	0,29	0,26	0,29	0,29	,22	0,26	0,29	,29	0,27	0,17	0,37	0,26	0,25	0,30	0,15
P.Fogo	3,16	2,29	2,27	5,01	4,65	7,42	2,93	0,00	8,37	4,73	17,00	5,87	2,14	2,61	1,99	2,30	2,80	3,36	2,05	0,68
H_2O^-	,00	,00	0,00	0,00	0,00	0,17	0,10	0,00	0,11	,04	0,18	0,06	0,16	0,52	0,20	0,30	0,20	0,00	0,00	0,00
Co	45	45	40	70	30	40	60	35	30	45	40	50	25	60	45	55	50	50	50	60
Cr	275	150	200	450	75	n.a, 350	325	300	350	475	400	175	500	150	650	450	50	100	275	
Cu	60	100	20	120	25	140	75	75	45	70	95	80	40	100	30	95	190	40	155	145
Ni	185	200	160	335	15	175	285	150	155	200	280	270	55	425	180	185	215	45	100	105
Sr	516	454	409	110	189	817	839	999	311	608	217	837	295	436	356	145	145	76	160	109
V	220	220	200	200	160	200	200	180	200	200	200	200	220	200	180	340	260	300	280	380
Y	22	22	18	24	45	33	22	17	23	40	25	34	38	30	22	23	21	31	35	24
Zn	75	360	70	125	150	85	100	65	60	75	90	80	105	125	75	105	95	125	130	125
Zr	30	30	30	132	260	30	30	30	214	69	138	30	146	76	49	164	127	170	251	102

Tabela II.2.3 – Continuação,

	AK-0075	AC-0083a	MA-0056v	MA-0056j	MA-0067b	MA-0084a	MA-0063c	MA-0064c	MA-0065c	MA-0065m	MA-0302b	MA-0302c	MA-0302d	MA-0302f	MA-0302i	AC-0053b	AS-0030d	MA-0036d	MA-0091	MA-0056s	MA-0056i
SiO2	42,70	46,20	50,40	46,10	48,00	46,90	43,50	44,00	43,50	42,20	44,10	42,90	43,60	44,10	45,20	45,10	44,50	38,70	43,00	46,80	44,30
Al2O3	7,70	12,00	10,80	10,90	14,10	11,60	7,30	6,90	4,60	4,50	4,80	5,90	5,00	5,20	4,40	4,90	5,10	3,10	8,50	7,90	9,40
Fe2O3	0,53	2,20	1,70	2,50	1,60	3,20	3,10	2,80	7,70	7,90	4,20	3,40	2,90	0,89	3,20	3,00	2,90	8,40	2,30	1,20	1,40
FeO	7,80	10,40	10,40	10,70	11,10	9,30	9,60	10,30	6,30	6,50	8,10	10,90	9,60	10,90	10,70	9,60	10,20	10,00	14,20	9,40	10,50
TiO2	1,50	1,60	0,95	2,60	2,10	2,20	2,00	1,60	1,20	1,00	0,95	1,20	1,20	0,99	1,00	0,93	1,00	1,00	2,30	1,20	1,40
MnO	0,15	0,17	0,16	0,16	0,13	0,14	0,15	0,18	0,16	0,18	0,21	0,15	0,40	0,17	0,71	0,13	0,15	0,17	0,15	0,16	0,15
CaO	19,20	9,60	8,70	9,80	5,80	9,70	8,50	8,30	6,60	6,10	7,20	3,90	4,90	5,20	3,40	6,60	6,00	1,90	8,70	8,90	8,50
MgO	5,20	8,00	10,30	8,80	7,60	10,30	19,30	19,50	23,20	24,40	22,70	22,20	22,00	22,10	22,50	22,30	22,90	27,70	15,30	15,00	15,50
Na2O	3,60	3,20	2,70	2,20	4,40	2,60	0,07	0,08	0,09	0,12	0,07	0,07	0,10	0,04	0,05	0,04	0,06	0,08	0,17	0,97	1,20
K2O	0,20	1,10	0,75	2,20	1,80	1,10	0,04	0,05	0,06	0,05	0,04	0,03	0,03	0,07	0,07	0,02	0,05	0,08	0,31	2,80	1,80
P2O5	0,18	0,56	0,09	0,84	0,29	0,32	0,25	0,27	0,13	0,11	0,13	0,14	0,14	0,10	0,10	0,16	0,16	0,23	0,27	0,40	0,46
PF	10,40	3,89	2,01	1,78	2,37	1,50	5,17	5,01	5,96	6,39	6,50	7,88	9,21	9,21	7,51	5,90	5,76	8,40	4,20	4,26	4,20
Óxido 1	0,00	0,00	0,00	0,21	0,21	0,19	0,00	0,00	,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,27	0,24	0,40	0,50	0,00	0,30
Co	65	50	60	55	50	65	65	65	130	125	100	105	100	,80	115	110	130	155	100	70	70
Cr	350	225	200	50	50	475	650	725	1.075	925	1.650	825	675	1.700	1.000	900	800	1.100	450	550	600
Cu	140	190	80	140	60	75	65	65	200	170	115	115	250	105	145	130	180	35	65	60	60
Ni	410	160	220	90	65	175	435	480	1250	1.150	900	1.200	1.000	680	925	1.000	1.100	1.700	720	500	490
Sr	199	240	309	978	252	153	48	46	38	38	100	75	133	99	51	62	56	35	40	278	261
V	200	200	220	220	260	220	200	180	140	140	160	160	140	140	160	100	100	120	220	180	160
Y	13	45	28	23	40	38	26	20	25	10	10	10	2 1	10	10	10	10	26	15	25	26
Zn	120	130	140	140	135	140	120	125	100	105	110	140	135	100	120	110	115	115	175	115	135
Zr	103	206	30	80	162	186	199	181	123	107	75	120	90	97	89	101	108	81	127	98	134

1 – Os basaltos apresentam uma faixa de variação dos teores em MgO entre 3,0 e 11,9%, enquanto que os gabros variam entre 15,0 e 27,7%.

2 – Os óxidos SiO_2, CaO, Al_2O_3, P_2O_5, TiO_2 e $Na_2O + K_2O$ apresentam uma relação inversa com relação ao MgO, enquanto o FeO^* apresenta uma relação direta.

3 – Os teores em Al_3O_2 médios são de 11,97% para os basaltos e 5,83% para os gabros.

4 – Os teores em álcalis são extremamente baixos para os gabros e detém uma média de 4,02% para os basaltos, sendo mais significativos os teores em Na_2O.

5 – Os teores em TiO_2 são moderados a altos, com uma média de 1,26% para os gabros e 1,86% para os basaltos.

6 – Os elementos-traço calcófilos Co, Ni, Cr, Cu apresentam uma relação direta com os teores em MgO.

7 – Os elementos-traço litófilos, Zr, Sr e Y, apresentam uma relação inversa com os teores em MgO.

8 – A primeira visualização dos dados nos sugere, de antemão, um agrupamento único de rochas, parecendo tratar-se de uma série contínua, saindo de termos máficos alto MgO no extremo inicial e terminando com termos mais evoluídos. Estes dados confirmam a análise microscópica realizada, a qual permitiu o reconhecimento de diversos tipos petrográficos como descritos acima, cujas composições mineralógicas apontavam para uma variação gradacional entre si.

Durante os últimos anos, tem sido uma constante, nos trabalhos sobre a evolução de cinturões vulcano-sedimentares semelhantes a este, a ênfase dada a inter-relação existente entre as características químicas de uma determinada seqüência e o seu posicionamento tectônico. Estas características, também tem sido utilizadas para a determinação da profundidade e natureza da rocha-fonte e o grau de fusão envolvido na formação do magma parental.

Tem sido demonstrado que a maioria das suítes de rochas vulcânicas que tenham sofrido, em algum grau, processos de metamorfismo, alteração hidrotermal ou metassomatismo, mostram uma redistribuição de seus constituintes, principalmente nos teores dos óxidos fundamentais.

Considerando-se os fatores acima como sendo um dos limitantes para o tratamento litoquímico sobre seqüências vulcanogênicas que tenham sofrido processos de alteração e metamorfismo, julgamos que a compreensão destes fatores seja fundamental nas interpretações petrogenéticas e petrotectônicas sobre cinturões com rochas metavulcânicas como estas. Assim, a utilização de parâmetros litoquímicos somente será válido se, juntamente com os dados químicos, possa ser demonstrado que a composição atual ainda reflete, mesmo que parcialmente, as características primárias da associação.

Partindo-se da distinta mobilidade dos elementos alcalinos e alcalino-terrosos, têm-se indicações dos diferentes coeficientes de alteração pelos quais tenha passado uma seqüência de rochas. Beswick & Soucie (1978), trabalhando sobre o tema, desenvolveram um procedimento gráfico onde os dados de análises de elementos maiores de seqüências metavulcânicas podem ser testados para detectar e corrigir as modificações metassomáticas pelas quais tenham passado uma dada associação.

As rochas máfico-ultramáficas do Complexo Brusque, foram testadas, assim como em Glikson & Hickman (1981), nestes diagramas LRPM (Beswick & Soucie, 1978), com a finalidade de identificar o quanto estas estariam afastadas da sua composição original.

Pela observação dos diagramas LRPM obtidos para a associação (figura II.2.16), verifica-

mos que estas demonstram um certo grau de espalhamento assimétrico em relação ao *trend* original, concentrando-se em direção ao lado convexo dos *trend lines*. Segundo as considerações de Beswick & Soucie (*op. cit.*), este espalhamento deve ser devido a efeitos metassomáticos ocorridos durante os processos metamórficos, pelos quais tenha passado a associação, enquanto que a direção e o grau de afastamento podem indicar a natureza do metassomatismo.

O afastamento dos pontos em relação aos *trend lines* originais nos leva a considerar os dados baseados em elementos maiores com cautela, dada a mobilidade demonstrada nestes diagramas.

Apesar do espalhamento detalhado, verificamos que o afastamento não foi tão drástico e de mobilização tão intensa que não possam ser interpretados, a fim de que forneçam um panorama geral da associação, principalmente considerando-se a concordância de aproximadamente 55% dos pontos naqueles diagramas, onde os teores não consideravam a relação de máficos, os quais parecem demonstrar as maiores trocas composicionais.

As variações de interpretação geradas pelas modificações composicionais ficam sujeitas à confirmação através da utilização dos dados referentes aos elementos-traço e ETR. Alguns elementos-traço, principalmente os incompatíveis, são considerados como imóveis e têm sido utilizados para as considerações quanto à classificação química, procedência e posicionamento geológico, os quais têm sido discutidos por uma série de autores, como Beswick & Soucie (1978); Biondi (1979); Floyd & Winchester (1977); Beswick (1982); Arndt & Nisbet (1982); Ludden *et al.* (1982) entre tantos outros. Neste texto, tentaremos utilizar os parâmetros mais representativos e de maior aceitação entre os vários pesquisadores.

Dados Normativos

Análises químicas, combinadas com composições normativas, tem sido utilizadas como uma importante ferramenta na definição das características de rochas básicas, principalmente quanto ao enquadramento nas séries alcalinas ou subalcalinas. Entretanto, assim como apontado por Wilkinson (1974), rochas básicas, principalmente alcalinas; são muito suceptíveis a alterações à baixa temperatura, freqüentemente associadas com uma lixiviação seletiva, como resultado da oxidação e hidratação de olivinas e oxidação de opacos como titanomagnetita. Segundo aquele autor, um olivina basalto rico em analcima, contendo nefelina e clinopiroxênio normativos, pode demonstrar um substancial acréscimo em hiperstênio, devido à alteração da olivina original.

Como constatamos acima, através dos diagramas LRPM, existe um espalhamento dos pontos em torno do *trend* ígneo original, o qual deverá influir nos resultados obtidos através dos cálculos normativos realizados. Entretanto, as alterações indicam ser no sentido de rochas alcalinas para subalcalinas, através da alteração de olivinas e indução do cálculo da norma no sentido dos óxidos de ferro, tomando maior consistência os dados que apontam para rochas alcalinas, visto persistirem as características de alcalinidade, mesmo após um processo parcial de alteração. Utilizando-se da divisão inicial entre rochas básicas alcalinas e subalcalinas, baseada na presença normativa de quartzo ou nefelina, verificamos que das 40 amostras de basaltos, 16 apresentam nefelina, variando de 0,67% a 17,01%, com um teor médio de 5,49%, cinco apresentam quartzo com teor médio de 9,63%, além de três amostras com teor médio em leucita de 7,87%. Considera-se que um teor de 5% em nefelina nor-

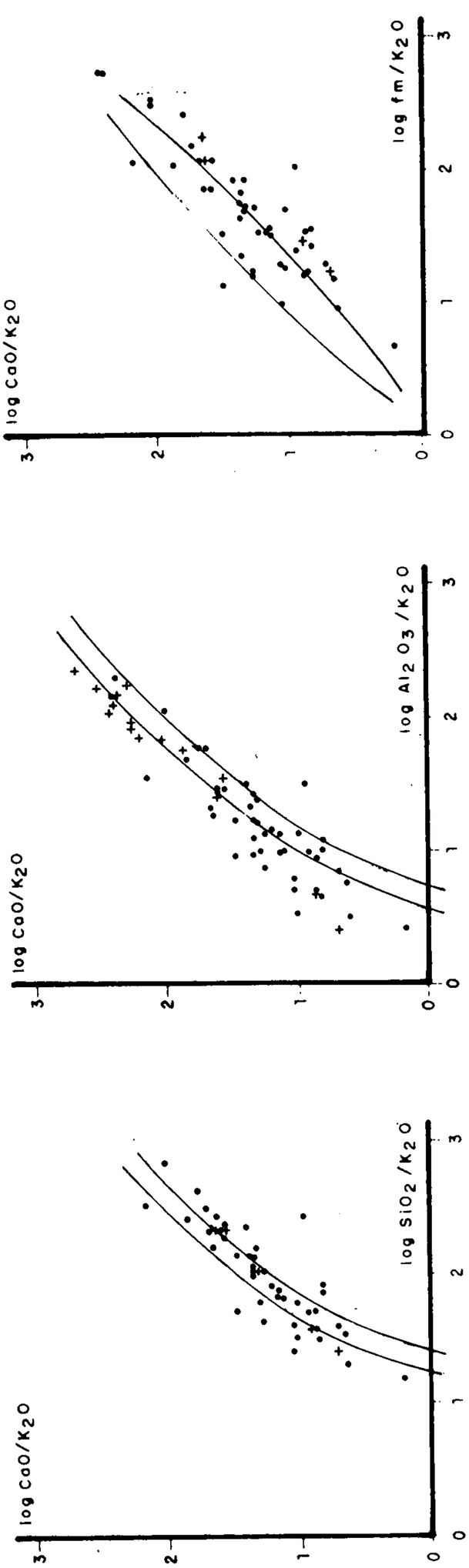


Figura II.2.16 – Diagrama LRPM, segundo Beswick & Souce (1978, demonstrando o posicionamento dos pontos em relação aos trend lines originais, para metabasaltos (●) e metagabros (+).

mativa delineia os basaltos subsaturados sódicos levemente alcalinos e traquibasaltos sódicos, dos termos mais subsaturados como os basanitos e traquibasaltos ricos em feldspatóides. Consideramos os basaltos aqui tratados como transicionais a termos levemente alcalinos.

Segundo Chayes (1966) (*in* Wilkinson, 1974), rochas com ausência total de nefelina e quartzo, compreendem cerca de 25% do total dos basaltos. Ainda, segundo aquele autor, muitos basaltos ricos em hiperstênio posicionam-se em um *trend* transicional entre rochas toleíticas a alcalinas, sendo classificados como basaltos ricos em hiperstênio, levemente alcalinos, designados como *Mildly Alkaline*. Estes basaltos distingüem-se dos toleiíticos através da razão Hy/(Hy + 2Di) ou I.R., onde os *Mildly Alkaline Basalts* apresentam uma variação de I.R. entre zero e 0,38, enquanto os toleiíticos variam em torno de um valor de 0,65 a 0,20. Os da área em apreço, apresentam um valor médio de 0.16, concordando com os padrões de alcalinidade mediana, transicionais, assim como definidos por Chayes (*op. cit.*).

O plagioclásio normativo, expresso por (An x 10)/(Ab + An), aponta valores médios de 41,63% para os basaltos e 88,62% para os gabros.

A razão K_2O/Na_2O nos *trends* levemente subsaturados, apresenta valores variando entre 0,16 e 0,78 e para os basaltos aqui enfocados um valor médio de 0,33 e de 1,76 para os gabros. Corrobora-se a informação de que lavas com razão em álcalis (K_2O/Na_2O) entre 1:3 e 1:2, podem ser transicionais entre os basaltos alcalinos sódicos e traquibasaltos.

A comparação dos dados aqui obtidos, assemelha-se aos descritos para os basaltos *Mildly Alkaline* levemente subsaturados, descritos para a província de Hebridean, constituída por alcalibasaltos - hawaiítos - mugearitos - benmoreitos - alcalitraquitos, assim como descrito em Wilkinson (*op. cit.*) Em nível de comparação, colocamos na tabela dada a seguir, os dados médios dos basaltos e gabros aqui tratados, a média dos basaltos de Hebridean e uma média de basaltos alcalinos havaianos, além dos dados médios normativos CIPW e os diversos índices utilizados.

	Hebridean	Alcalinos avaianos	Basaltos	Gabros
Sio_2	45,73	47,9	47,95	43,70
TiO_2	3,36	3,40	1,86	1,26
Al_2O_3	16,30	15,90	11,97	5,83
Fe_2O_3	3,87	4,90	2,40	3,69
FeO	11,45	7,60	9,98	9,78
MnO	0,20	0,20	0,15	0,21
MgO	5,25	4,80	7,84	21,11
CaO	7,42	8,00	9,61	6,31
Na_2O	4,33	4,20	3,02	0,21
K_2O	0,50	1,50	1,01	0,37
P_2O_5	0,33	0,70	0,31	0,20

A plotagem destas rochas, em diagramas tradicionais de classificação, os quais expressam o total em álcalis ($Na_2O + K_2O$) em um dos vértices *vs* o total em sílica em outro, de acordo com os campos definidos por Le Bas *et al.* (1986), diagrama TAS de classificação de rochas vulcânicas, expressos na figura II.2.17, apontam para uma concentração no campo dos basaltos, espalhando-se ao entorno deste, no campo dos basaltos tefríticos, basaltos traquíticos e traquitos, posicionando-se alguns dentro do campo definido para rochas ricas em feldspatóides. A própria linha limítrofe entre o campo dos traquitos e basaltos tefríticos foi definida como sendo o equivalente ao limite de 10% na quantidade de feldspatóides expressa na análise modal normativa.

Quanto a fração gabróica, verificamos que todas as amostras concentram-se no campo dos picrobasaltos, refletindo os baixos índices detectados em álcalis, como descrito acima.

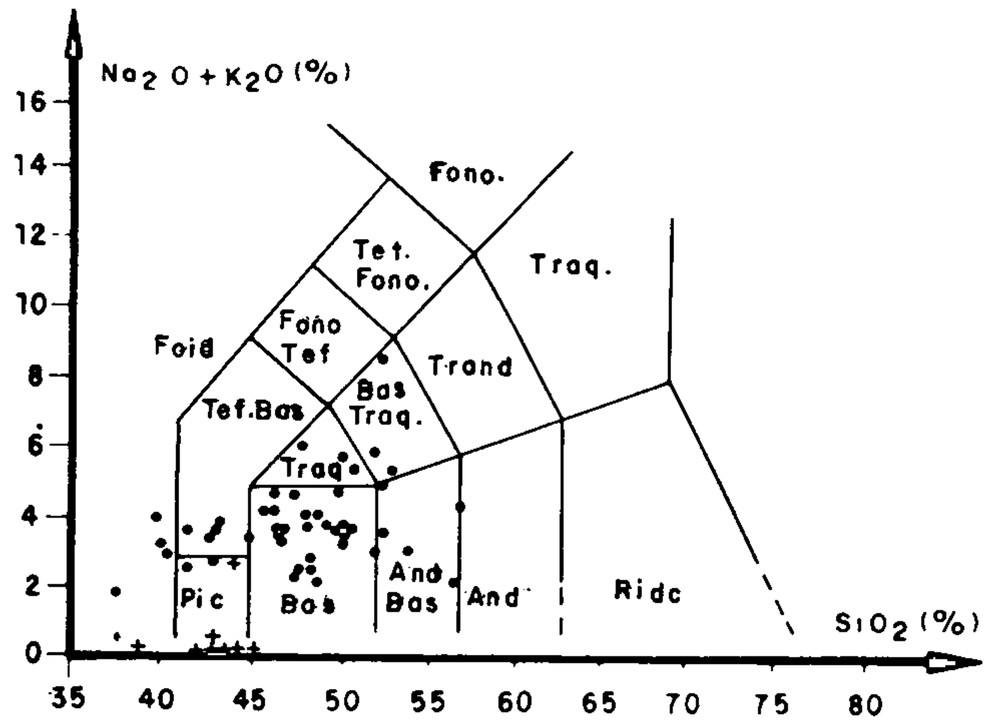


Figura II.2.17 – Diagrama TAS de classificação das rochas ortoderivadas, segundo Le Bas et al. (1986), com $Na_2O + K_2O$ vs SiO_2. Metagabros (+) e metabasaltos (I).

Utilizando-se uma plotagem de pontos semelhante a obtida no diagrama álcalis *vs* sílica, agora contendo os limites empíricos definidos por Carmichael *et al.* (1974), entre rochas com afinidade toleiítica (toleiítos) e rochas de afinidade subalcalina (alcalibasaltos e nefelinitos) (figura II.2.18), verificamos que existe um espalhamento praticamente simétrico entre a população de basaltos, passando dos toleiítos em direção ao campo de estabilidade das rochas alcalinas. A nível de comparação, colocamos neste diagrama dois pontos médios de toleiítos havaianos e três pontos médios de basaltos alcalinos, retirados de uma compilação feita por Hughes (1982). Verificamos, apesar do espalhamento, uma fina concordância com os termos toleiíticos e alcalinos, para uma mesma fração considerada. Quanto aos gabros, posicionam-se no campo dos toleiítos, junto ao limite mínimo em álcalis, campo já estimado para rochas pícríticas, ou picrobasaltos. Como já identificado por Sörensen (1974), basaltos alcalinos formando pequenas intrusões, tipo *plugs* discordantes, ou de formas concordantes, tipo *sheets*, podem desenvolver uma fase picrítica.

Considerando-se ainda os teores de elementos maiores, elaboramos o diagrama AFM, conforme os limites de Kuno (1967), expressando os teores de MgO *vs* o total em álcalis $Na_2O + K_2O$ e *vs* o total em $[Fe_2O_3 \times 0,89 + FeO) = FeO]$. A plotagem das amostras dentro deste espaço (figura II.2.19) mostra a concentração dos pontos no campo das rochas pertencentes à série hiperstênica, o qual equivaleria ao campo da série subalcalina, enquanto a fração gabróica demonstra, novamente, a característica extremamente baixa nos seus teores em álcalis, plotando sobre a linha MgO-FeO.

Dada a mobilidade dos elementos utilizados nas classificações como a de Le Bas *et al.* (*op. cit.*), assim como discutido anteriormente, utilizamos uma classificação baseada em uma razão de elementos incompatíveis, Zr/TiO_2 (ppm) *vs* os teores em sílica, assim como pro-

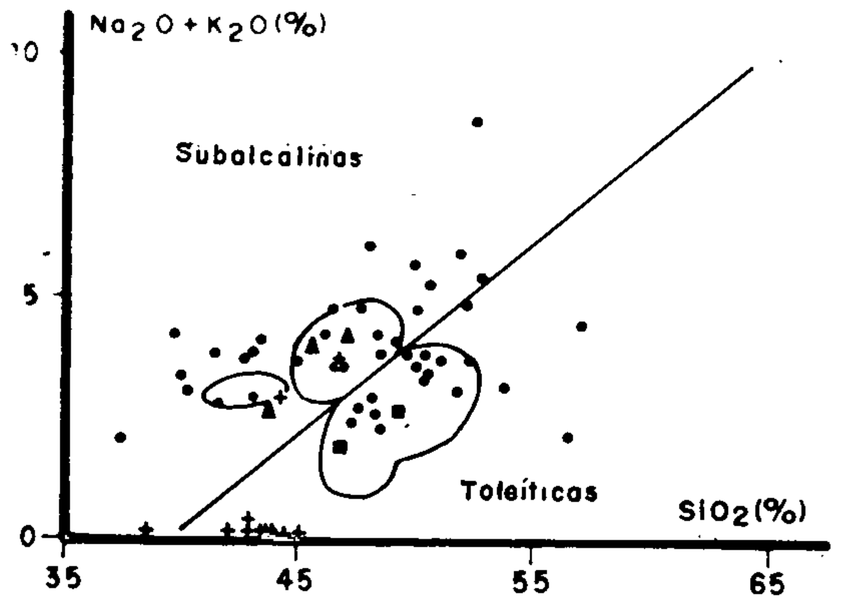


Figura II.2.18 – Diagramas álcalis-sílica, contendo os limites entre as rochas com afinidades toleiíticas e subalcalinas para metagabros (o) e metabasaltos (+) do Complexo Brusque, e médias de toleiítos havaianos (□) e de basaltos alcalinos (Δ), conforme Hughes (1982). Limites extraídos de

posto por Floyd & Winchester (1977). Como podemos verificar na figura II.2.20, os pontos situam-se entre os campos dos basaltos e alcalibasaltos, apontando para características semelhantes àquelas obtidas através dos cálculos normativos, sugerindo uma associação transicional entre basaltos toleiíticos a levemente alcalinos. Salientamos que, através destes elementos incompatíveis, verifica-se um agrupamento único de pontos reunindo tanto as frações de basaltos quanto gabros, em um único campo de distribuição composicional, reforçando a cogeneticidade entre as frações.

A utilização de elementos-traço na indicação da cogeneticidade entre os termos picríticos com os basaltos transicionais *Mildly Alkaline* tem sido aplicada através da indicação da possibilidade de uma fonte magmática única, a qual poderia ter uma constituição a base de granada peridotitos, em distintos graus de fusão parcial. A plotagem do agrupamento de amostras no diagrama Ce *vs* K_2O, utilizando um elemento imóvel *versus* alcalino (figura II.2.21), demonstra a afinidade dos basaltos com o espaço definido para os termos alcalinos, enquanto que as quatro amostras referentes aos picritos concentram-se junto ao limite inferior do diagrama. A afinidade dos termos

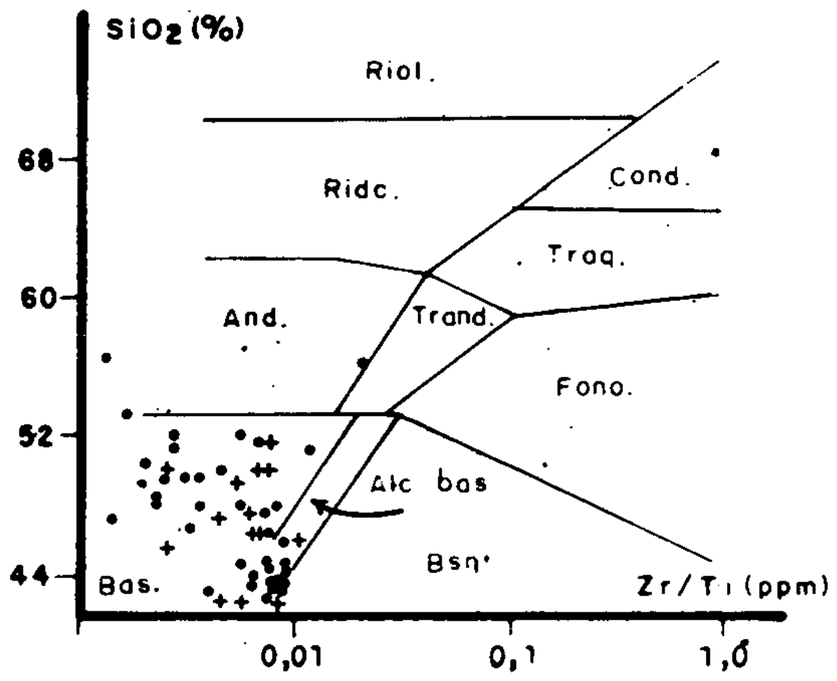


Figura II.2.20 – Diagrama de classificação de rochas vulcânicas, baseada na razão de elementos incompatíveis Zr/Ti vs SiO_2, proposto por Floyd & Winchester (1977) para metagabros (+) e metabasaltos (I)

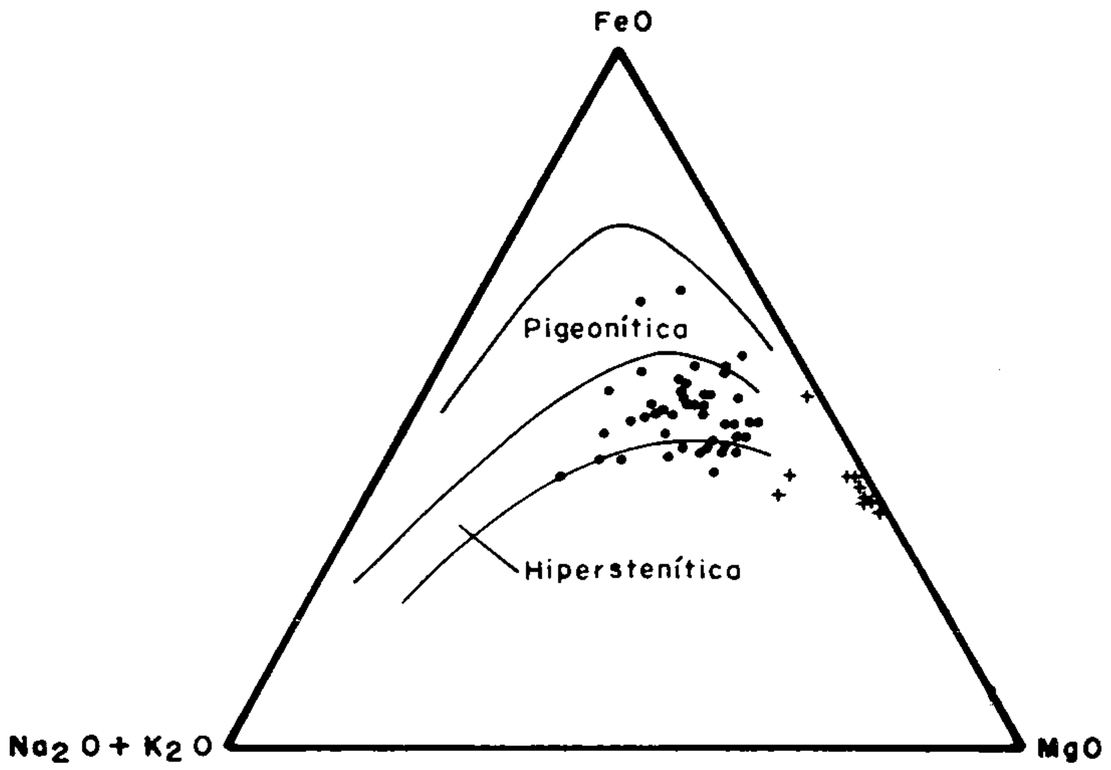


Figura II.2.19 – Diagrama AFM, com os limites das séries Pigeonítica - Hiperstenítica - Alcalina, assim como definido por Kuno (1979) para metagabros (+) e metabasaltos (I).

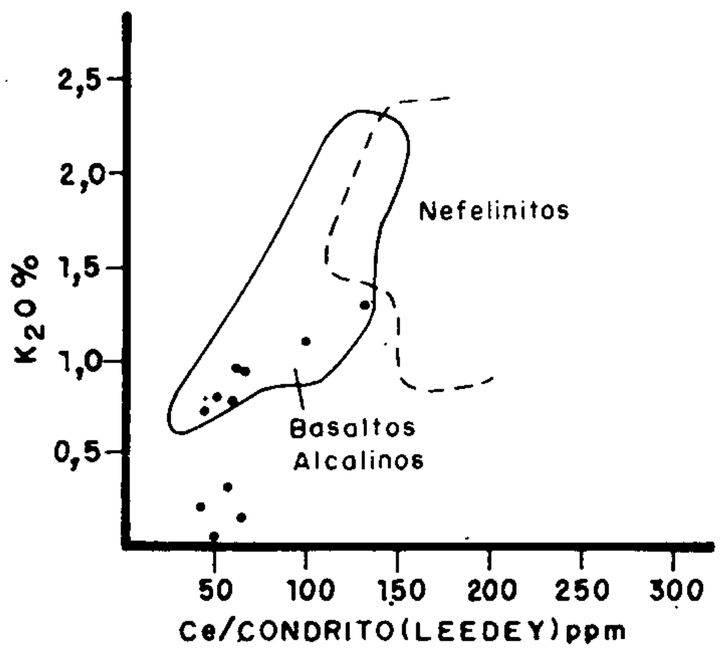


Figura II.2.21 – Diagrama Ce vs K_2O mostrando a afinidade dos metabasaltos (I)com os termos alcalinos.

basálticos com rochas da série alcalina demonstra uma fina concordância, enquanto que destaca-se a característica dos baixos teores em álcalis para os picritos. Entretanto, os teores de Ce podem ser utilizados como em Sun & Hanson (1975), na determinação da extensão da fusão parcial e da cogeneticidade magmática. Segundo estes autores, a plotagem dos teores de elementos considerados como imóveis (P_2O_5 e Ce) tem demonstrado que estes são covariantes entre distintas frações de magma (no caso estudado de basaltos alcalinos e nefelinitos), quando estes vêm-se como produto de fusão parcial em distintas proporções a partir de uma mesma fonte magmática. A utilização dos mesmos critérios, nas amostras referentes aos basaltos e dos picrobasaltos (figura II.2.22), demonstra a mesma forma de linearidade encontrada pelos autores acima, reforçando a sugestão de que todos os litótipos considerados correspondem a uma mesma fonte, diferindo a partir de distintos níveis ou proporções de fusão parcial do líquido original.

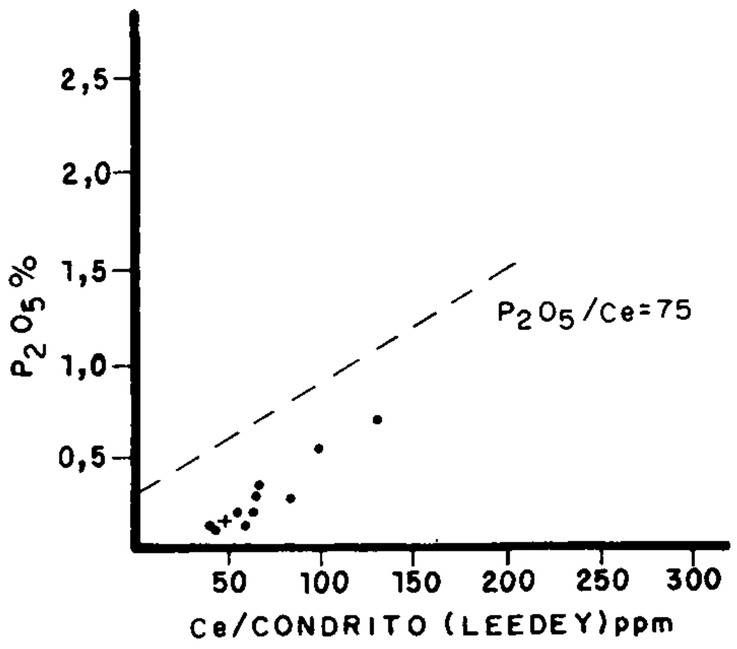


Figura II.2.22 – Diagrama Ce vs P_2O_5 de Sun & Hanson (1975), indicando uma mesma fonte para os metabasaltos (I) e metagabros (+).

A comparação sistemática da composição de basaltos alcalinos, assim como as realizadas por Sun & Hanson (1975), Feigenson *et al.* (1983), Jamieson (1977), Skewes & Stern (1979) entre outros, tem demonstrado que os basaltos alcalinos têm suas principais manifestações ao longo de ilhas oceânicas, em áreas de plataformas continentais, ou atrás de arcos -de-ilhas, normalmente representando magmas primários, com implicações quanto ao posicionamento tectônico semelhante.

Parece ser de um certo consenso entre os pesquisadores, que através do estudo das concentrações de ETR, Ba, Rb, Sr, em rochas alcalinas básicas, de que estas resultam de percentagens distintas de fusão parcial de um manto rico em granada (pirolítico) ou piroxenítico, a profundidades maiores que 60km. As diferenças químicas detectadas entre os termos mais ou menos alcalinos podem ser explicadas, através de diferentes graus de fusão parcial, a partir de uma mesma constituição de manto.

A fonte dos basaltos alcalinos pode ser atribuída à fusão do manto ao longo da zona de baixa velocidade, junto a plumas profundas, ou porções menos depletadas de células atuais de convecção.

A fusão parcial em equilíbrio, seguida por cristalização fracionada tipo Rayleign, teria sido o processo identificado por Feigenson *et al.* (1983), demonstrando que a variação da composição do magma pode ser explicada por fusão parcial em equilíbrio, a partir de pulsos de magma provindos de material-fonte idêntico.

Dentre os ambientes sugeridos como compatíveis com transição entre os magmas toleíticos e alcalinos, está o da instalação de processos vulcânicos em regime *Mid-Plate*, sem qualquer interação com a crosta oceânica. A transição do magmatismo toleiítico a alcalino estaria demarcada pelo decréscimo gradual e

uniforme no grau de fusão, sem trocas no material-fonte, na afinidade magmática e com a formação de toda a suíte, a partir da presença de clinopiroxênio residual. Os cumulados piroxeníticos poderiam estar presentes, na forma de megaenclaves imersos nos horizontes basálticos, representando o resíduo do processo de evolução do magma toleiítico através da cristalização fracionada. Teríamos a evolução do magmatismo, a partir de um manto com características de magma toleiítico, evoluindo a partir da retirada de clinopiroxênio, com percentagens de líquidos cada vez menores, aproximando-se gradativamente de termos mais alcalinos. Basaltos, mineralógica e quimicamente semelhantes, foram descritos por Skewes & Stern (1979), os quais descrevem a presença de xenólitos de rochas ultrabásicas piroxeníticas, similares aos ocorrentes em outros derrames do mundo, apontando para uma origem a partir do manto, possivelmente a profundidades entre 60-70km, estimada através da avaliação de geotermômetros e geobarômetros.

Como discutido anteriormente, nenhum elemento de concentração normal em fases feldspáticas ou na matriz (*e.g.* Ba, Sr, Rb) pode ser assumido como representando a constituição química original. Por outro lado, elementos que ocupam posição em fases minerais mais estáveis (*e.g.* Zr, Y, Ti, Cr, ETR), como apontado por Sullivan & Keen (1975), podem estar presentes em abundâncias próximas à da rocha original. A utilização de alguns destes elementos, ou razões de elementos incompatíveis, pode nos auxiliar na definição das características deste magmatismo básico-ultrabásico. Utilizando os diagramas propostos por Pearce & Gale (1977), das razões Ti/Y *vs* Zr/Y (figura II.2.23), temos a indicação de que o agrupamento de rochas básicas, afasta-se dos basaltos gerados em regimes internos de placa, afastando as possibilidades de contaminação por crosta diferenciada. Esta indicação vem de encontro com os baixos valores da razão Zr/Y, apontados por Pearce (1982) como detendo valores inferiores a 20% para associações de rochas, com características de regime oceânico e teores em TiO_2 médios de 1,96%, os quais, segundo Sörensen (1974), na maioria dos basaltos oceânicos ultrapassam a 1,75%.

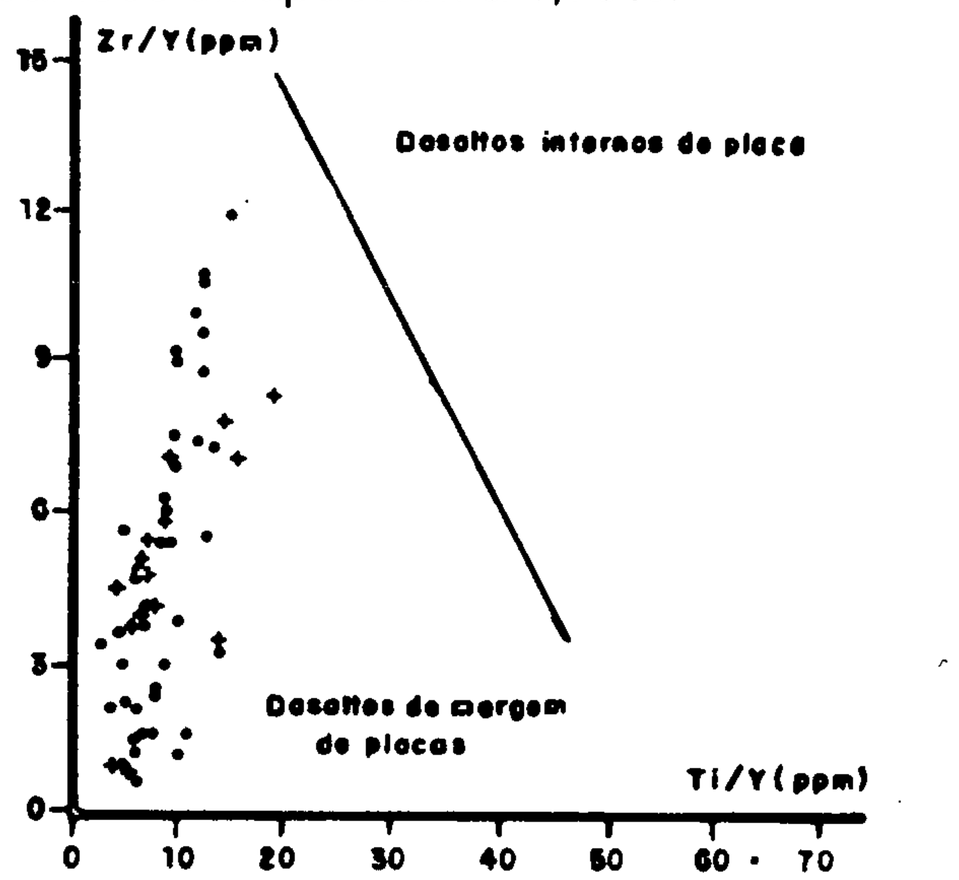


Figura II.2.23 – Diagrama de Pearce & Gale (1977) das razões Zr/Y vs Ti/Y, demonstrando a afinidade da associação ortoderivada com basaltos dissociados de áreas cratônicas-metabasaltos (○) e metagabros (+).

Associamos a estes, o diagrama do log Ti *vs* log Cr, assim como proposto por Pearce & Gale (1977) (figura II.2.24), onde verifica-se a concordância das amostras com o campo dos basaltos gerados em regime oceânico e ao diagrama do log Y *vs* log Cr, como proposto por Pearce (1982) (figura II.2.25), demonstrando a afinidade da associação com basaltos sem contaminação crustal, ou com uma afinidade maior com os basaltos do tipo *MORB*, do que com os toleiítos associados a arcos de ilhas. A reunião destes fatores, nos leva a tecer algumas considerações sobre a forma de po-

sicionamento desta unidade vulcano-sedimentar, onde a utilização de elementos maiores, menores, ETR e traços, apontam para um ambiente tectônico onde a participação de magma gerado diretamente no manto é uma das características principais da associação. A interação crosta *vs* manto parece ser reduzida, prevalecendo uma constituição próxima ao assoalho oceânico.

Magmas basálticos, emplaçados por processo vulcânico, de características transicionais entre toleiítos e alcalinos, semelhantes a *Mildly Alkaline Basalts*, tem sido descritos por Sullivan & Keen (1975), Sun & Hanson (1975), Sörensen (1974), entre outros, como estando relacionados a *Spreading Ridge Crest, Oceanic Islands, Hot Spots ou Inter Arc Basins.*

A interação dos processos vulcânicos, associada a uma sedimentação marinha plataformal e a horizontes de sedimentação detrítico-química, nos levam a sugerir um vulcanismo plataformal, do tipo *Sea Mount,* em um regime vulcânico semelhante aos identificados como associados a lineamentos estruturais profundos, e que podem estar relacionados a *rifts* estabelecidos sobre plataforma oceânica, de margem continental.

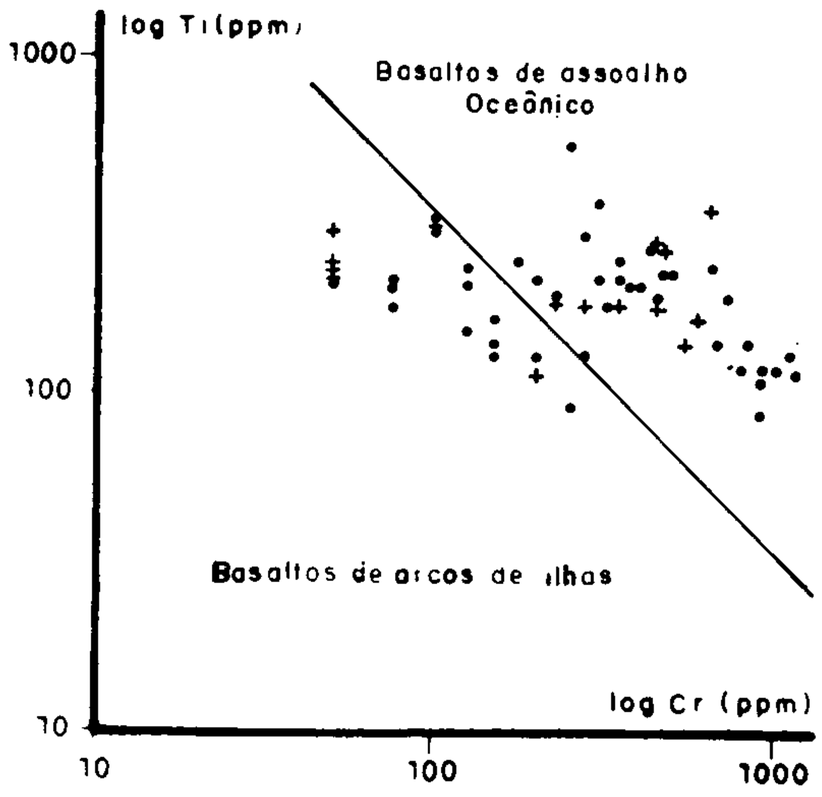


Figura II.2.24 – Diagrama log Ti vs log Cr de Pearce & Gale (1977), demonstran a afinidade das rochas ortoderivadas (metabasaltos (●) e metagabros (+) com basaltos de assoalho oceânico.

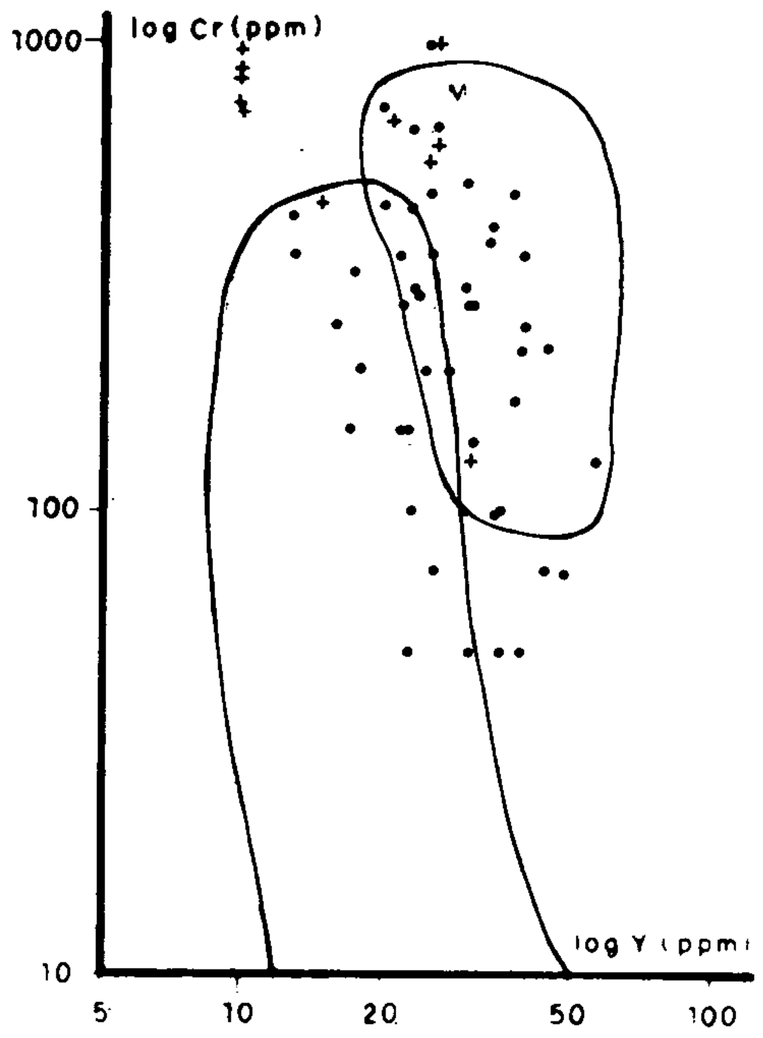


Figura II.2.25 – Diagrama log Y vs log Cr de Pearce & Gale (1982), demonstram a afinidade das rochas ortoderivadas-metabasaltos (●) e metagabros (+) com basaltos sem contaminação crustal ou do tipo MORB

Padrões de ETR das Rochas Metabásico-Ultrabásicas

A abundância em elementos maiores e a maior parte dos elementos-traço podem variar continuamente entre toleítos oceânicos e basaltos alcalinos, dificultando a caracterização destes litótipos. Estes elementos, portanto, não são inteiramente diagnósticos da afinidade dos basaltos com as diversas suítes descritas e suas respectivas posições tectônicas. Padrões de ETR, normalizados a condritos, refletem as diferenças primárias do material-fonte e as variáveis que atuaram durante o desenvolvimento deste processo, po-

dendo fornecer algumas evidências confiáveis quanto à natureza dos basaltos. Os padrões de ETR refletem ainda, com a maior fidelidade, os padrões primários obtidos, sem que estes sejam afetados pelas interações com o assoalho oceânico.

As análises de elementos de terras-raras (ETR), disponíveis para a seqüência de rochas metabásico-ultrabásicas, estão representados pelos resultados de 13 curvas de ETR, distribuídos em dois padrões. Os empacotamentos apresentados, pertencem a termos interpretados como em distintos graus de evolução pelos quais passou o magmatismo básico-ultrabásico. Os dois padrões apresentam uma série de semelhanças, expressas fundamentalmente pela inclinação da curva,a qual distribui-se de forma homogênea tanto na fração dos ETRP quanto ETRL. A distribuição dos ETR mostram uma fração $Ce/Yb_{(n)}$ de 7,81, com valores de $La_{(n)}$ da ordem de 83,35 e os de $Lu_{(n)}$ da ordem de 8,21 para as rochas menos diferenciadas (figura II.2.26b), enquanto que para os termos mais evoluídos (figura II.2.26a), obtivemos valores médios para a razão $Ce/Yb_{(n)}$ de 5,30, com valores de $La_{(n)}$ da ordem de 93,01 e os de $Lu_{(n)}$ da ordem de 9,33. Como pode-se notar, os valores gerais de distribuição dos ETR são muito semelhantes. Como observado anteriormente, o acréscimo sistemático nos teores obtidos para a razão Al_2O_3/CaO, de acordo com o decréscimo em MgO e o acréscimo na razão $Ce/Yb_{(n)}$, pode ser indicação, assim como discutido por West *et al.* (1988), de uma atuação significativa do clinopiroxênio durante a evolução do magma, podendo as diferenciações ser explicadas, ao menos em parte, pelo fracionamento destes durante o seu emplaçamento.

As diferenças existentes entre os dois pacotes de curvas fazem-se evidentes apenas em dois pontos, os quais materializam-se por anomalias negativas em európio e em sutil acréscimo nos teores de lutécio. Ambas as características distintivas, apresentam-se nos termos magmáticos considerados como mais evoluídos. Destacam-se as anomalias em európio, as quais apresentam-se de pequena amplitude, com valores médios na razão Eu/Eu* da ordem de 0,79.

O comportamento do Sr, como expresso na figura II.2.15, apresentada anteriormente, o qual vê-se acrescido em direção aos teores mais baixos de MgO, sugerem o fracionamento de plagioclásio, o qual pode ser o responsável por estas leves anomalias em európio.

Padrões de ETR muito semelhantes aos aqui descritos foram apresentados por Feigenson *et al.* (1983), a partir de um processo vulcânico estudado na região de Kohala, tendo obtido tais padrões através do estudo da transição e evolução existente entre um magma toleiítico na direção de magmas alcalinos. O processo descrito pelos autores demonstra que a variação de composição do magma pode ser explicada através da fusão parcial em equilíbrio, a partir de pulsos de magma provindo de material-fonte idêntico.

A transição entre um magma toleiítico em direção a termos alcalinos estaria demarcada pelo decréscimo gradual e uniforme do grau de fusão onde, segundo Sun & Hanson (1975), a fusão de cerca de 7% a 15% de um manto enriquecido em granada, geraria um líquido compatível com basalto alcalino, enquanto que uma fusão de 3 a 7%, de um manto de composição idêntica, geraria um líquido com a composição de nefelinitos.

Os padrões de ETR apresentados por Sun & Hanson (*op. cit.*) (figura II.2.26d), correspondem a uma comparação entre os basaltos alcalinos primários de Ross Island (Antártica), e basaltos alcalinos de outras regiões, extraídos

tanto de ilhas oceânicas, quanto continentais, assim como St. Paul Rocks, New South Wales, Samoa e Oahu entre outros. A observação e comparação com os dados obtidos, nos levam a considerar como de razoável precisão, os dados desta associação máfico-ultramáfica, com os relacionados a basaltos alcalinos.

O processo de evolução que pode ser sugerido, através da observação do comportamento das curvas de ETR, demonstra que os teores

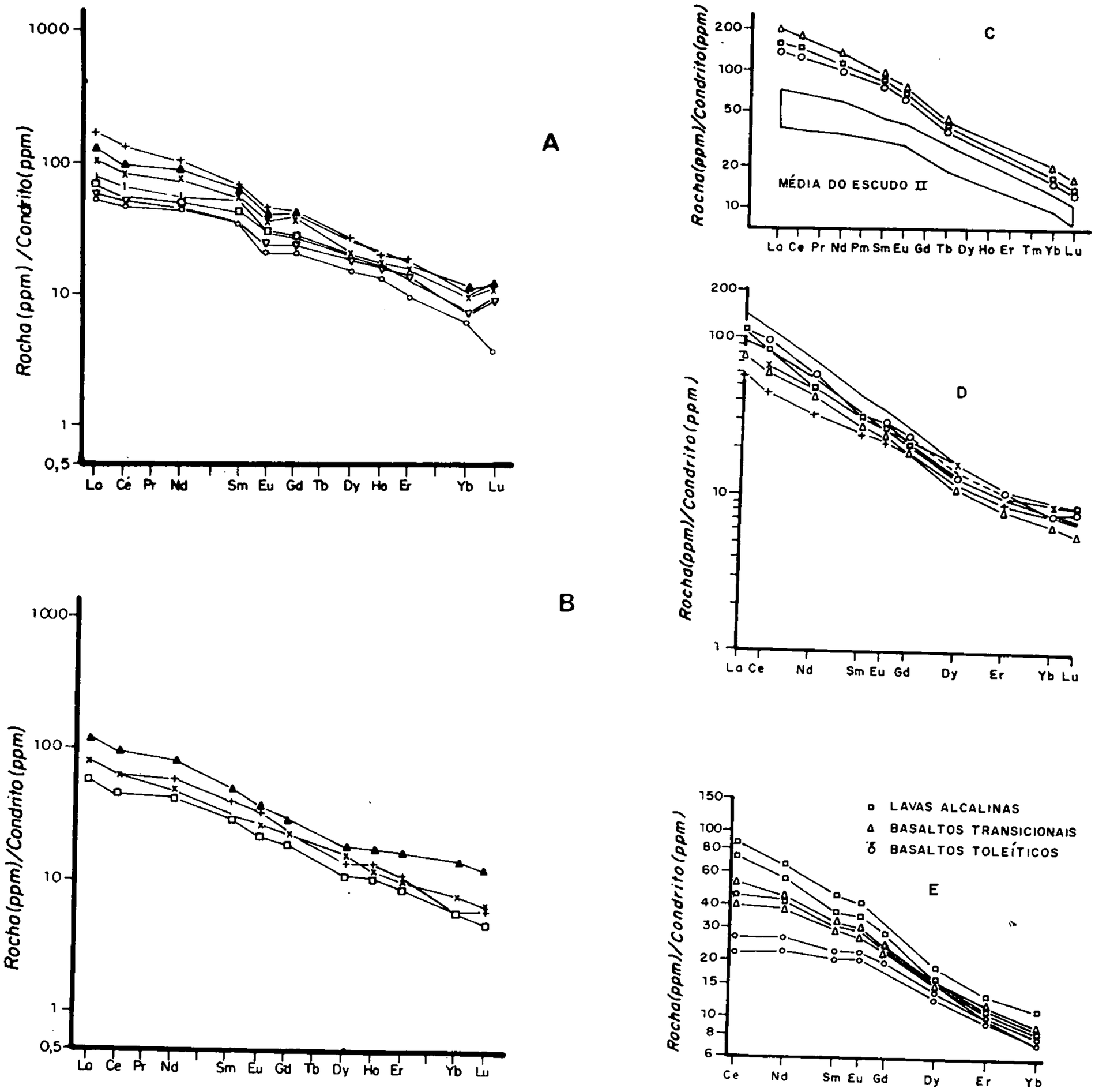


Figura II.2.26 – Padrões de ETR para as rochas ortoderivadas divididas em termos mais evoluídos (A) e termos menos evoluídos (B), em comparação com os padrões obtidos para basaltos alcalinos de outras regiões do mundo como: (C) - Mauna Kea (in West et al., 1988); (D) - basaltos alcalinos em distintas posições tectônicas (in Sun & Hanson, 1975); (E) - basaltos transicionais entre toleiítos e alcalinos (in

em ETRP permanecem relativamente constantes ao longo da evolução de toda a série, havendo apenas um pequeno decréscimo nos ETRP, fazendo com que estas apresentem-se como uma série de linhas paralelas e agrupadas densamente. Comparativamente, os teores em ETRL apresentam um acréscimo mais acentuado nos seus teores, gerando uma leve forma em leque, ocasionada pelo acréscimo constante e gradual da fração leve naquelas amostras com maior SETR e, conseqüentemente, posicionadas acima do pacote geral de curvas. Comparando-se os valores aqui obtidos com os expressos por Feigenson *et al.* (1983) para basaltos toleiíticos, transicionais e lavas alcalinas, vemos retratado um processo que nos parece muito semelhante ao encontrado para a região (figura II.2.26e).

2.2.7 Modelo Deposicional

A formulação de um modelo deposicional para uma bacia pré-cambriana antiga tipo Brusque é difícil, devido a intensa deformação tectônica, nível atual de erosão, carência de paleocorrentes e outras estruturas sedimentares diagnósticas que permitam um melhor entendimento a respeito do preenchimento inicial da bacia.

No entanto, a utilização de critérios faciológicos, aliada aos dados petrológicos e litoquímicos, permitiu a elaboração de um modelo deposicional para o Complexo Brusque. Desta forma, foram individualizadas cinco unidades litofaciológicas distintas, cuja interpretação paleoambiental permite supor um modelo deposicional relacionado a depósitos plataformais e de leques submarinos.

Os dados provenientes dos estudos litoquímicos (ETR, óxidos principais e elementos-traço) indicam como área-fonte uma crosta continental, em época pós-arqueana, de natureza granítica e granítico-gnáissica para a sedimentação siliciclástica.

Desta forma, a Unidade Siliciclástica Areno-Pelítica corresponderia às porções distais de uma plataforma, de deposição dominantemente abaixo do nível de ação das ondas normais e de tempestades e, que deve representar depósitos de franja deltaica, onde as frações areno-pelíticas provindas das áreas deltaicas interdigitavam-se com as lamas do prodelta.

A persistência lateral e vertical de depósitos areno-pelíticos indica condições de plataforma com lenta subsidência e área-fonte mais ou menos estável. A distribuição geográfica das unidades siliciclásticas Areno-Pelítica e Pelítico-Arenosa, que representam fácies mais proximais e distais, respectivamente, dentro deste contexto permite supor o posicionamento de um dos bordos da bacia a N-NW do atual limite do Complexo Brusque.

Períodos de maior energia e áreas de pouco aporte de sedimentos deltaicos estão representados por camadas de metarenitos e de metapelitos, respectivamente, bem como eventuais exposições locais ao nível de ação de ondas estão registrados por laminações onduladas e/ou truncadas em metarenitos.

Dentro deste enfoque, os depósitos arenosos da Unidade Siliciclástica Arenosa, constituiriam as barras de costa afora originadas durante épocas de grandes tempestades.

A ocorrência de litofácies de paraconglomerados na Unidade Siliciclástica Areno-Pelítica (Folha Botuverá), bem como a interdigitação desta com depósitos turbidíticos predominantemente pelíticos mais a sudeste, pode marcar o limite externo desta plataforma, onde situava-se uma rampa ou tálude em que eram freqüentes fluxos gravitacionais, ocasionados pela fluidização e escorregamento das porções distais destes depósitos plataformais.

Por outro lado, a presença de camadas de ortoconglomerados, intercaladas na sedimentação desta rampa, leva-nos a registrar a ocorrência de períodos de oscilação do nível relativo do mar, propiciando que o sistema fluvial recortasse a plataforma, quando o nível estivesse baixo, deixando como registro conglomerados e arenitos.

A partir deste talude ou rampa, as correntes de turbidez geravam extensos depósitos turbidíticos que constituiam os leques submarinos. Na área mapeada, estão representados pela Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa, dominante.

Os metarenitos intercalados, sugerem períodos de maior energia no sistema, ou, quando associados a metaconglomerados, podem representar as porções mais distais dos depósitos de canais alimentadores. Havia também grande contribuição de material trazido em suspensão, que originavam significativos depósitos de metapelitos carbonosos, que representam a sedimentação hemipelágica.

As rochas básicas e ultrabásicas da Unidade Vulcano-Sedimentar e, principalmente, a identificação de basaltos com típicas texturas quench, estruturas variolíticas e de *pillow* lavas, evidenciam a ocorrência de derrames submarinos sin-deposicionais.

O posicionamento dessas rochas ígneas básico-ultrabásicas em meio as rochas da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa, que correspondem a sedimentação mais distal, indica que este vulcanismo se deu a uma distância considerável da costa.

A interdigitação de metarritmitos com lentes de metacalcários e metamargas conduz à suposição da existência de uma plataforma carbonática em direção ao centro da bacia. Esta sedimentação carbonática, considerada por alguns autores como resultado de precipitação química, é aqui assumida como dominantemente produzida por atividade biodetrítica. Para tanto, necessita-se de águas rasas, quentes, com bom aporte de nutrientes e boa luminosidade. Tais condições, para a situação de águas relativamente profundas admitidas para a Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa, estão relacionadas à presença de rochas vulcânicas básicas, aqui interpretadas por seu quimismo toleiítico a alcalino, como um vulcanismo intraplaca, submarino, podendo ter atingido a superfície, de modo a construir um substrato raso, sobre o qual teria sido possível o desenvolvimento de rochas carbonáticas, à semelhança de um atol ou conjunto de ilhas vulcânicas margeadas por uma plataforma carbonática.

Desta forma, obtêm-se, longe do aporte de siliciclásticas, condições propícias à deposição de carbonatos associados à atividades biogênicas. Os calcários com alternância de tonalidade, de níveis centimétricos, com coloração cinza-escuro, onde predominam depósitos orgânicos e níveis mais claros, sugerem a possibilidade destes litótipos serem constituídos em parte por laminitos algais, que representariam um ambiente calmo de supramarés.

Os depósitos de inter e submarés rasas, que podem corresponder aos depósitos lagunares, estariam representados pelos metacalcários com estruturas estromatolíticas pseudocolunares e calcários pretos com aspecto maciço, enquanto que os calcarenitos oolíticos representariam as fácies de alta energia junto ou mesmo constituindo as barreiras.

Os depósitos de águas profundas, que corresponderiam aos leques submarinos ou plataforma aberta, estão representados pela grande maioria dos metacalcários, os quais exibem estruturação em camadas tabulares, microgradação, algumas estruturas de carga (*flame structure*) e foram interpretados como turbiditos.

Todavia, não se afasta a possibilidade da geração de rochas carbonáticas e de exalitos a partir de emanações vulcânicas. Èsta hipótese poderia estar representada na área pelos quartzo-turmalinitos bandados, embora sua origem sedimentar seja sugerida pelos estudos litoquímicos.

Os dados litoquímicos caracterizaram os termos ortoderivados como produto de uma única fonte magmática, de natureza transicional entre magmas toleiíticos e alcalinos, compatível com regimes vulcânicos de intraplaca (*mid-plate*), gerada diretamente no manto, sem contaminação crustal, em regime oceânico.

Desta forma, pode-se especular que estas manifestações ígneas tenham ocorrido na porção correspondente a rampa ou talude. Esta descontinuidade representaria o reflexo em superfície de uma falha profunda, provavelmente relacionada ao rifteamento inicial da bacia, através da qual teriam extravasado o magma básico-ultrabásico. Como conseqüência teriam se formado várias ilhas vulcânicas (*sea mounts*), que propiciaram condições restritas para implantação de uma plataforma carbonática.

Na figura II.2.27 pode ser observado um modelo esquemático para a proposta do ambiente deposicional do Cinturão Metavulcano-Sedimentar Brusque.

Embora a deformação muito intensa tenha imbricado, tectonicamente, os conjuntos rochosos, fazendo com que a estruturação atual em leque imbricado, bem como a distribuição espacial dos conjuntos faciológicos não correspondam a sua distribuição geográfica inicial, as observações de campo em muitos casos mostraram um *thinning-fining up* desde os metarritmitos arenosos até os metapelitos, sugerindo a hipótese de um grande ciclo transgressivo para a sedimentação da área estudada.

2.2.8 Modelo Geométrico-Cinemático – Fases de Implantação, Preenchimento e Inversão da Bacia Brusque

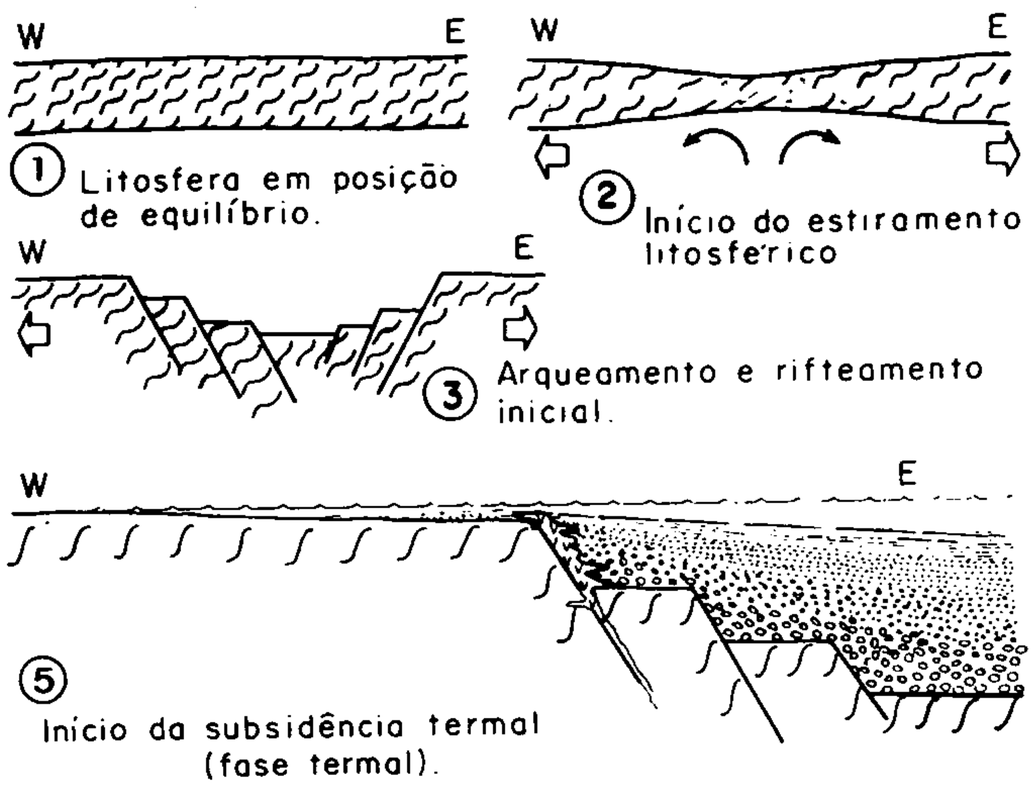
2.2.8.1 Comentários Gerais

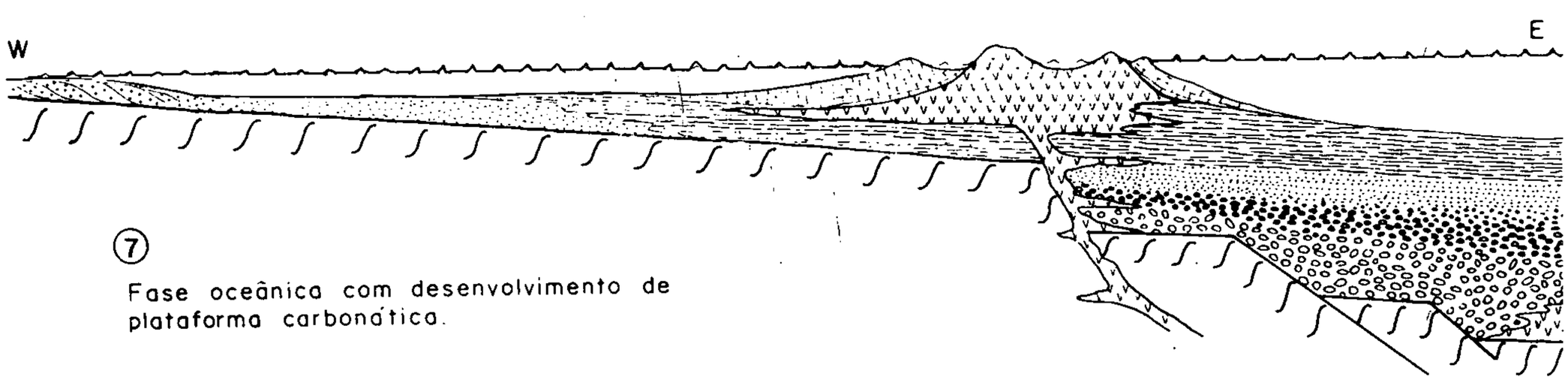
Bacias sedimentares pré-cambrianas ocorrem em diferentes sítios tectônicos, envolvendo os mais variados mecanismos de geração, e têm sido objeto de estudo por diversos autores.

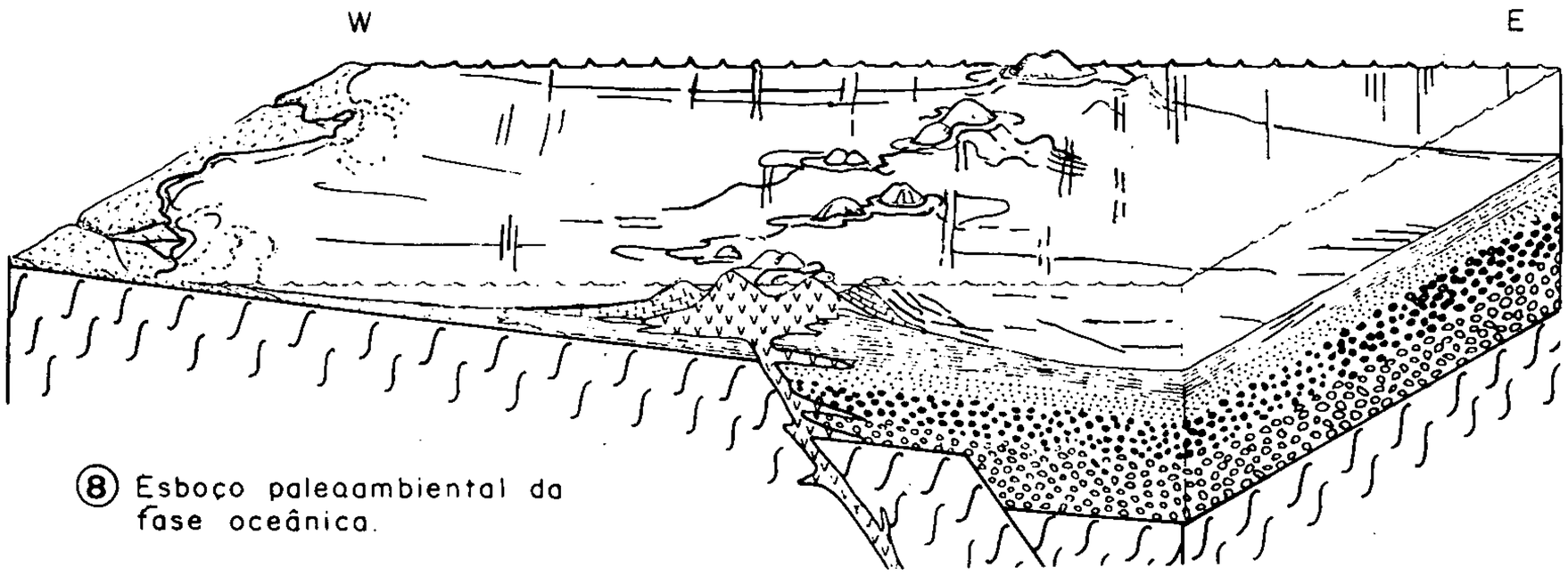
Em relação ao sul do Brasil, Porada (1979), baseado nos princípios da tectônica de placas, admite que a fragmentação do megabloco do qual faziam parte os cinturões Ribeira (sul do Brasil) e Damara (SW da África) dando origem ao Proto-Oceano Atlântico, teria acontecido durante o Ciclo Brasiliano.

Existem vários trabalhos com enfoque para a Bacia Brusque que propõem mecanismos distintos para explicar sua origem e evolução. Dentre esses, Fragoso Cesar (1982a), considerando os trabalhos de Porada (*op. cit.*) e Jost (1981), admitem que o "Grupo Brusque" corresponda a uma seqüência depositada sobre uma margem continental passiva do tipo Atlântica, cujo desenvolvimento se deu no Ciclo Brasiliano. Esta idéia é compartilhada por Almeida & Hasui (1984), os quais admitem que no início do Proteozóico Superior houve um processo de rifteamento de uma massa continental (Proto-Gondwana), composta por rochas formadas desde o Arqueano, originando uma margem continental do tipo passiva, com prisma sedimentar voltado para leste em direção ao provável Proto-Oceano Atlântico.

Soares (1988) menciona um evento de estiramento litosférico global que teria acontecido no início do Proterozóico Médio, ocasionando a fragmentação de um megacontinente, dando origem a um mosaico constituído de blocos continentais e oceânicos.







arenitos sigmoidais de frente deltaica.

pelitos predominantes, plataformais, distais, turbidíticos, gradando para pelitos de leque submarino.

rochas vulcânicas principalmente, básico-ultrabásicas, de quimismo toleítico e alcalino.

arenitos tabulares plataformais, turbidíticos na parte mais distal.

calcários plataformais relacionados a ilhas vulcânicas.

arenitos e conglomerados relacionados a leques aluviais - fase "rift" inicial.

Figura II.2.27 – Modelo esquemático de evolução tectônico-deposicional para a Bacia Brusque.

Por outro lado, Trainini *et al.* (1978) admitem que o ambiente tectônico que originou o "Grupo Brusque", relaciona-se ao desenvolvimento de um arco magmático que se estabeleceu na margem de uma crosta siálica, através de uma evolução tipo Cordilheirana ou Andina.

Issler (1982) caracterizou o denominado Escudo Atlântico como constituído pelas unidades geotectônicas Cráton Rio de La Plata e Cráton Dom Feliciano que teriam colidido entre 1.000 e 680Ma. O Cráton Dom Feliciano seria constituído por duas zonas petrotectônicas: Faixa Arco-Fossa Tijucas, com prováveis ofiolitos (da qual faria parte o "Grupo Brusque") e Faixa Magmática Pedras Grandes (embasamento altamente dobrado).

Silva (1983 a, b, c e d; 1984 a) enfatiza a caracterização da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Complexo Brusque como similar a *greenstone-belt*, cujo desenvolvimento remonta ao Arqueano/Proterozóico Inferior.

Basei (1985) interpretou a evolução do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina com base no modelo de subducção tipo "A", ocorrida durante o Ciclo Brasiliano, questionando alguns dos modelos anteriores que sugeriam para o domínio interno do cinturão, a raiz de um arco magmático de idade brasiliana.

2.2.8.2 Fase de Implantação

Os dados obtidos durante o desenvolvimento deste trabalho, no que se refere a distribuição geográfica das unidades litofaciológicas presentes, aos ambientes de sedimentação, a caracterização petrológica e litoquímica do vulcanismo básico-ultrabásico associado, a ausência de magmatismo granítico calcialcalino comprovadamente da época de deposição na Bacia Brusque, juntamente com as informações obtidas dos trabalhos acima citados, permitiu propor para a implantação da Bacia Brusque um mecanismo relacionado a uma rápida subsidência inicial (fase *rift*) devido a estiramento ou sobrecarga crustal, seguida por um prolongado estágio termal, onde a litosfera retorna à espessura de equilíbrio, tal como propõe o modelo idealizado por Mckenzie (1978).

Durante a fase *rift* inicial teria havido o desenvolvimento de *grabens* com falhas profundas que evoluíram para margens continentais.

Nesta ótica, a Bacia Brusque configura-se como uma resposta sedimentar para a cobertura de uma margem passiva, de uma bacia aberta durante o Proterozóico Inferior-Médio.

Sua forma, dimensão e limites iniciais são desconhecidos devido ao nível atual de erosão e intensa deformação, mas a ocorrência isolada de pequenas calhas tectônicas, distantes do domínio principal, preenchidas com metassedimentos, levam a supor que suas dimensões iniciais eram bem maiores.

Seus limites atuais controlados por dois importantes lineamentos tectônicos com orientação NE-SW (Perimbó a norte e Major Gercino a sul), que poderiam representar o reflexo em superfície de falhas lístricas iniciais, bem como a distribuição geográfica das unidades litofaciológicas e o zoneamento metamórfico, permitem admitir que sua estruturação inicial era ENE-WSW.

2.2.8.3 Fase de Preenchimento

A persistência de espessos pacotes rítmicos de natureza turbidítica, a ocorrência subordinada de rochas vulcânicas, bem como a presença restrita de rochas areno-conglomeráticas, levam a supor que, na área estudada, tais depósitos relacionam-se à fase termal ou estágio final de preenchimento da bacia.

Desta forma, as seqüências predominantemente vulcânicas, que representariam a fase *rift* inicial, não afloram ou não estão presentes

na área. Por outro lado, caso haja ocorrência de rochas vulcânicas representativas da fase *rift*, estas seriam restritas e possivelmente estariam imbricadas tectonicamente, não invalidando a hipótese acima.

O modelo deposicional descrito no subitem anterior (2.2.7), mostra como teria sido o preenchimento desta porção da bacia.

2.2.8.4 Fase de Inversão

Seguindo este modelo, após a fase da subsidência termal que culminou com o preenchimento total da bacia, a litosfera resfriada teria retomado a espessura de equilíbrio. Este estágio da evolução da bacia é suposto como processado através de uma subducção tipo A, com intenso encurtamento crustal, retrabalhamento do embasamento e intensa deformação, com desenvolvimento de *thrust-nappes* e plutonismo granítico associado (?).

A época em que se deu este evento não está ainda bem estabelecida. Dados geocronológicos recentes obtidos por Basei (1990) em metabásicas pertencentes a este complexo, na região de rio do Oliveira e ribeirão da Velha (sul de Nova Trento), indicaram idades de 1650Ma e 2.030 ± 140Ma respectivamente, bem como, a idade proterozóica média sugerida por Caldasso *et al.* (1988) para o metamorfismo deste complexo, permitem admitir que a fase de inversão tenha se dado no Proterozóico Médio. Esta hipótese torna-se viável, se considerarmos que a duração total de um ciclo evolutivo completo para bacias mais jovens, varia de 300Ma a 800Ma.

O mecanismo da subducção continental teria se dado em conseqüência da delaminação e afundamento do manto litosférico, de acordo com o que propõe Kröner (1981), conforme esquematizado na figura II.2.28. A parte delaminada é arrastada para baixo causando forte convergência dentro do manto litosférico. O encurtamento crustal é intenso, com subducção intracontinental, resultando no retrabalhamento das rochas do embasamento, cujos registros na região estudada poderiam estar representados por parte dos migmatitos do Complexo Granito-Gnáissico, como os que afloram na localidade denominada Morro do Boi, próximo ao Balneário Camboriú.

Os metassedimentos foram submetidos à intensa deformação, causada por cisalhamento tangencial em regime dúctil, com transposição de estruturas em todas as escalas, desenvolvimento de foliações miloníticas e de xistosidade.

Também nesta fase, haveria colocação de granitos sin-tangenciais, na região provavelmente representados por alguns granito-gnaisses da região de Águas Mornas (Folha de Florianópolis) e alguns corpos graníticos muito deformados que afloram na região de Tijucas.

Como resultado desta inversão, todo cinturão configurou uma estrutura tipo flor positiva, cuja zona de subducção estaria posicionada a leste do atual limite de exposição do Complexo Brusque.

2.2.9 Metamorfismo e Deformação

As seqüências sedimentares do Complexo Brusque, nas folhas mapeadas, apresentam-se metamorfizadas na fácies xisto-verde, gradando desde a zona da clorita até a zona da granada; localmente, na região de rio do Oliveira, atingem a fácies anfibolito inferior. No mapa geológico, foi cartografado somente o limite entre as fácies xisto-verde inferior (zona da clorita + zona da biotita) e xisto-verde superior (zona da granada). Trata-se de um limite de fácil reconhecimento e com uma certa continuidade na região, compatível com a escala do trabalho.

Em todo o cinturão constata-se um incremento no metamorfismo de NW para SE, com as isógradas se desenvolvendo paralelas às superfícies dominantes $S_0/S_1/S_2$. Essas isógradas tiveram seus traçados posteriormente modificados por efeito das deformações tardias ($D_3 + D_4$), mas o detalhe alcançado no mapeamento não foi suficiente para defini-los com precisão. Entretanto, de maneira geral, as isógradas estão estruturadas segundo a direção geral ENE-NSW, paralela aos grandes acidentes tectônicos NE-SW (figura II.2.29).

A fácies xisto-verde inferior, amplamente dominante na Folha Botuverá e de ocorrência subordinada na Folha Brusque, está marcada pela presença de filitos com grão muito fino e pela preservação quase total das estruturas primárias de seus protólitos, sejam sedimentares ou ígneos.

Nas rochas paraderivadas, os minerais neoformados incluem clorita-mica branca-quartzo-minerais opacos (± cloritóide). Nas rochas onde predominam os carbonatos a paragênese geral envolve: calcita-quartzo-opacos. Nas rochas ortoderivadas básicas, caracteriza-se pela transformação do piroxênio e do plagioclásio do protólito em uma paragênese de mais baixo grau: clorita-epídoto-calcita-quartzo-albita. Nos metaultrabasitos a paragênese geral é serpentina (antigorita)-talco-tremolita-clorita magnesiana-minerais opacos.

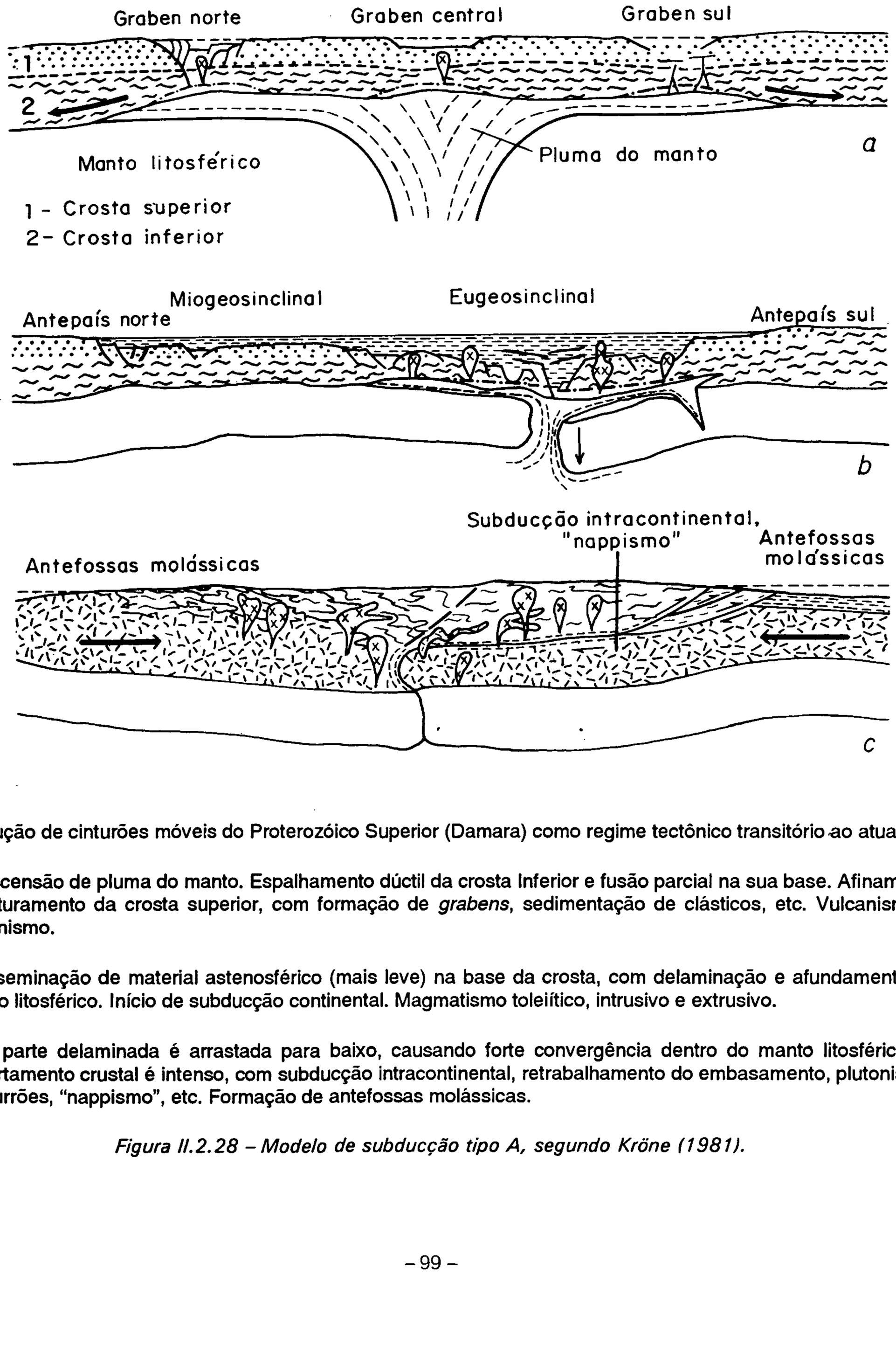
A entrada na zona da biotita é marcada pelo primeiro aparecimento deste mineral nos metassedimentos e, possivelmente, pela formação de actinolita nos metabasitos. O reconhecimento preciso da possança desta zona é dificultado pelos eventos retrometamórficos, de alteração hidrotermal e mesmo intempéricos de transformação da biotita em clorita. Neste caso, um dos critérios empregados foi o sensível aumento no tamanho dos minerais metamórficos. Algumas estruturas primárias dos protólitos ainda se preservam, embora em menor proporção do que na zona da clorita.

Nos metassedimentos, a paragênese envolve biotita-clorita-mica branca-quartzo-minerais opacos (± cloritóide). Nas rochas onde predominam carbonatos, a associação mineral é carbonato-quartzo-opacos (± epídoto ± esfênio). Nas rochas metabásicas, há formação de anfibólio verde (actinolita)-albita-quartzo-epídoto-esfênio-opacos-biotita.

A isógrada que limita a zona da granada acompanha, a grosso modo, a linha de falha do rio Itajaí-Mirim. Esta falha é do tipo inversa e alçou o bloco SE de mais alto grau metamórfico. Esta zona abrange toda porção a SE da falha, nas folhas Botuverá e Brusque, sendo dominante nesta última (figura II.1.2).

A entrada nesta zona é marcada pelo primeiro aparecimento da granada do tipo almandina e pela mudança radical da textura da rocha. Os cristais têm grão grosso, são bem formados e a rocha mostra uma xistosidade bem desenvolvida.

Nos metassedimentos, há obliteração das estruturas primárias com exceção do bandamento que, em parte, reflete a estratificação sedimentar original. A principal paragênese para as rochas desta fácies é biotita vermelha-muscovita-quartzo-granada-minerais opacos-plagioclásio. Nas calcissilicáticas, a associação calcita-grossulária-tremolita-quartzo marca a fácies xisto-verde superior/anfibolito inferior. Os metabasitos mantém, de um modo geral, a paragênese apresentada na zona da biotita, mas com a transformação da actinolita em hornblenda e da albita em oligoclásio, indicando também já o limite entre fácies xisto-verde superior e anfibolito inferior.



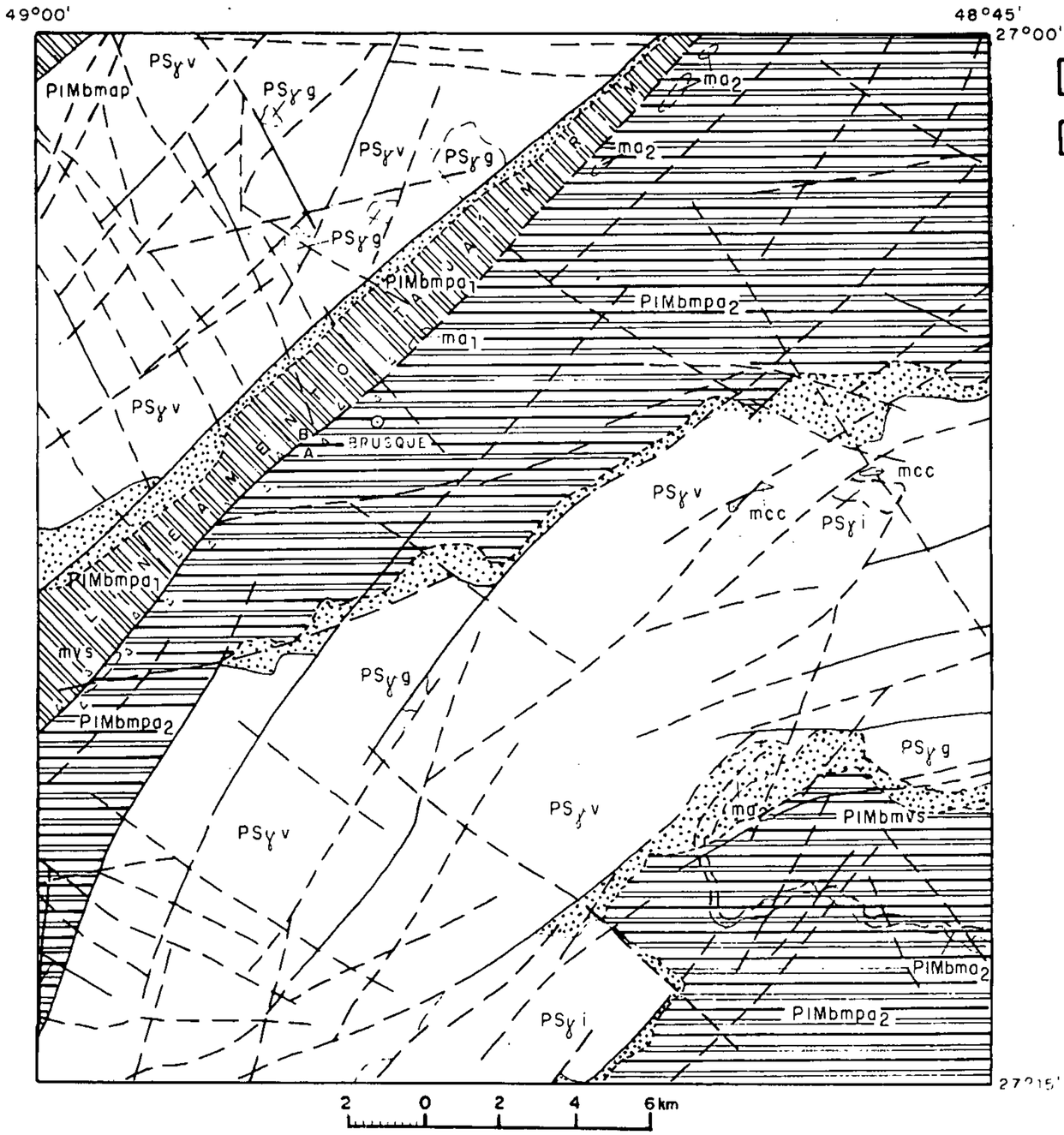
Evolução de cinturões móveis do Proterozóico Superior (Damara) como regime tectônico transitório ao atual.

a) Ascensão de pluma do manto. Espalhamento dúctil da crosta Inferior e fusão parcial na sua base. Afinamento e fraturamento da crosta superior, com formação de *grabens*, sedimentação de clásticos, etc. Vulcanismo e plutonismo.

b) Inseminação de material astenosférico (mais leve) na base da crosta, com delaminação e afundamento do manto litosférico. Início de subducção continental. Magmatismo toleiítico, intrusivo e extrusivo.

c) A parte delaminada é arrastada para baixo, causando forte convergência dentro do manto litosférico. O encurtamento crustal é intenso, com subducção intracontinental, retrabalhamento do embasamento, plutonismo, empurrões, "nappismo", etc. Formação de antefossas molássicas.

Figura II.2.28 – Modelo de subducção tipo A, segundo Kröne (1981).



PSγ — PROTEROZÓICO SUPERIOR – Suíte Valsungana/Guabiruba: fácies Valsungana(v); Indaiá(i); Guabiruba(g)

PIMb — PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO-COMPLEXO BRUSQUE

Unidades litofaciológicas:

map – siliciclástica areno-pelítica, fácies xisto-verde inferior

mpa – siliciclástica pelítico-arenosa, fácies xisto-verde inferior (mpa_1) e xisto-verde superior-anfibolito inferior (mpa_2)

ma – siliciclástica arenosa, fácies xisto-verde inferior (ma_1) e superior (ma_2)

mcc – carbonática, fácies xisto-verde superior

mvs – vulcano-sedimentar – fácies xisto-verde superior-anfibolito inferior

Contatos: definido, aproximado e transicional

Falhas e fraturas indiscriminadas

Falha frágil, de rejeito vertical aparente: A – bloco alto, B – bloco baixo

Cidade

METAMORFISMO REGIONAL E DE CONTATO NO COMPLEXO BRUSQUE

Fácies xisto-verde inferior (zonas de biotita e clorita)

Fácies xisto-verde superior -- anfibolito inferior

Aréola de contato (fácies albita-epidoto a piroxênio-"hornfels").

Figura II.2.29 – Mapa geológico simplificado da Folha Brusque (abstraídas as coberturas cenozóicas e as rochas ígneas hipoabissais), destacando o metamorfismo regional e de contato no Complexo Brusque.

Cabe salientar que a distinção entre as fácies xisto-verde superior e anfibolito inferior é subjetiva, sendo baseada na fórmula pleocróica do anfibólio para distinção entre actinolita (fácies xisto-verde superior) e hornblenda (fácies anfibólio) e no teor de An do plagioclásio.

As paragêneses minerais e a ausência de cianita em toda a porção estudada do cinturão caracterizam o tipo bárico de metamorfismo como de baixa pressão (Miyashiro, 1975), indo de encontro às conclusões de Silva *et al.* (1985). Esta classificação estende-se também para o metamorfismo de contato.

Ratificando em parte, os estudos de Basei (1985), foram identificadas quatro fases de deformação regional, reunidas em dois grupos, que se comportam como pulsos incrementais contínuos dentro de dois ciclos deformacionais distintos, marcados por mecanismos, padrões estruturais e condições de metamorfismo específicos.

O primeiro grupo envolve as fases D_1-D_2 precoces, marcadas por processos de deformação tangencial em regime dúctil, concomitantes com o pico tectono-termal que atingiu a fácies xisto-verde superior – anfibolito inferior.

Ao segundo grupo, relacionam-se as fases D_3-D_4 simultâneas às grandes cisalhas transcorrentes e desenvolvidas em um contexto dúctil-frágil. Estas fases tardias marcam condições tectono-termais mais brandas, onde a reorientação de minerais foi mais importante que o metamorfismo, este discreto (zona de clorita) e localizado.

A fábrica das fases precoces está marcada pela orientação das estruturas de S_0, S_1 e S_2, sua lenticularização e fatiamento em conseqüência da transposição sofrida pelos litótipos. O padrão que melhor define estas fases é o recumbente observado na região de Águas Negras e Botuverá e na porção NE da Folha Brusque (foto 13).

A superfície S_1 nas zonas de grau baixo de metamorfismo, pode ser definida como uma clivagem ardosiana e, em rochas com quantidades crescentes de quartzo, como uma clivagem ardosiana em domínios (Ramsay, 1962b). Esta superfície está interceptada por uma clivagem de crenulação S_2, plano-axial de dobramentos isoclinais apertados F_2, que atingem amplitudes métricas a milimétricas (fotomicrografias nºs 09 e 10). Esta clivagem de crenulação é materializada por finos filmes opacos e sombras de pressão de quartzo em porfiroclastos pré-cinemáticos a S_2 (opacos e biotita). Com o aumento do grau metamórfico S_2 passa a uma xistosidade bem definida, marcada pelo alinhamento dos filossilicatos (biotita e muscovita) e geração de porfiroblastos de granada com inclusões espiraladas de quartzo sin-cinemáticos a S_2.

O metamorfismo M_1 é pré-cinemático a S_2, uma vez que as biotitas envelopadas por esta fase apresentam inclusões helicíticas de quartzo e opacos com S_1 diferente de SE (fotomicrografia nº 02). O metamorfismo posterior M_2 é responsável pela formação de: sombras e franjas de pressão de quartzo, respectivamente em porfiroblastos de biotita e opacos; e porfiroblastos de granadas rotacionados pela própria xistosidade S_2 dominante na área (fotomicrografias nº 04 e 05).

A biotita, por sua vez, cresceu estaticamente em relação a S_1, pois como demonstram as inclusões helicíticas de quartzo, anteriormente descritas, o metamorfismo M_1 foi tardi a pós-cinemático em relação a S_1 e pré-cinemático em relação a S_2. M_2 corresponde ao pico do metamorfismo, o qual alcançou a zona de granada; M_1 atinge, no máximo, a zona da biotita.

As fases deformacionais D_3-D_4, desenvolvidas em regime frágil-dúctil, deram origem a estruturas pouco penetrativas, as quais não são encontradas em todos os pontos da área.

A fase D_3 está representada por dobras abertas de amplitudes métricas a quilométricas. Em lâmina delgada, conferem um aspecto anastomosado à foliação S_2, ocasionalmente, desenvolvendo-se uma clivagem de fratura plano-axial às dobras F_3, onde a rotação dos filossilicatos ou a recristalização de cloritas permitem caracterizar um evento metamórfico M_3, localizado e muito brando (fotomicrografias nºs 11 e 12).

O último evento deformacional materializa-se por dobras em caixa e *kink bands* de amplitude milimétrica a métrica (F_4). Seus eixos apresentam caimento variável tendendo a verticalização.

As fases tardias são geralmente responsáveis pelas fábricas miloníticas D_3 e brechóides D_4, que por vezes obliteram as feições anteriores.

Metamorfismo de contato

As zonas de metamorfismo regional estão cortadas por isógradas de graus metamórficos mais elevados e que contornam os corpos granitóides. Estas relações, embora presentes na Folha Brusque, são particularmente nítidas na Folha Botuverá, onde o metamorfismo regional de fácies xisto-verde inferior (zona da clorita) está seccionado por rochas que gradam em direção às intrusões ígneas desde a fácies albita-epídoto até a fácies piroxênio-*hornfels*, dando origem a xistos e gnaisses cornubianíticos. Estas auréolas de metamorfismo térmico raramente ultrapassam algumas dezenas de metros, mas em alguns locais (Limeira e Brilhante, Sertão do Moura e Gavião) atingem até centenas de metros. Nestes locais, o processo de *magmatic stopping* conduziu a interação das encaixantes com a massa granítica nas bordas e na cúpula dos corpos (*roof pendants*), com freqüentes feições de assimilação magmática e transformação dos metamorfitos em rochas híbridas.

As litologias paraderivadas foram as mais afetadas pelo metamorfismo de contato, registrando-se, nestas rochas, as seguintes paragêneses minerais: quartzo-muscovita-andaluzita-biotita, caracterizando a fácies albita-epídoto; quartzo-muscovita-andaluzita-biotita-plagioc lásio (± microclínio) para a fácies hornblenda-*hornfels*; quartzo-andaluzita-fibrolita/sillimanita indicando a fácies piroxênio-*hornfels*. Ocasionalmente, observa-se a transformação do cloritóide para estaurolita.

São comuns, porfiroblastos de cloritóide, andaluzita, muscovita, biotita, estaurolita e, raramente, granada poiquiloblástica e helicítica, com orientação aleatória sobre as foliações anteriores (fotomicrografias nºs 03, 13 e 14). As inclusões mais comuns são quartzo e finos opacos e, demonstram o caráter pós-cinemático destes minerais, uma vez que S_i=S_e. A sillimanita e fibrolita são aciculares e não mostram orientação preferencial. Outras texturas observadas são quartzo granoblástico poligonal e textura nodulosa.

Embora o metamorfismo de contato tenha sido atuante na área, afetando principalmente os metapelitos, os cornubianitos típicos são raros, na maioria das vezes estão caracterizados como gnaisses ou xistos cornubianíticos.

Estes fatos, aliados à disposição das isógradas, contornando e com grau crescente em direção aos corpos intrusivos, tornam claro que a colocação dos granitóides processou-se após o evento de metamorfismo regional. Desta forma, a propalada ação do Granitóide Valsungana como domo termal, defendida por

alguns autores precedentes (Trainini, 1978, p. ex.), não tem sentido em âmbito regional, muito embora possa ter sido responsável pelo grau metamórfico mais elevado (fácies anfibolito) registrado na região de rio do Oliveira, SE da folha.

2.2.10 Idade e Correlação

Diferentes litótipos do Complexo Brusque foram datados, através de diferentes métodos radiogênicos. Basei (1985), em sua tese de doutorado enfocando os metamorfitos do Complexo Brusque, datou os filitos da região do Russo (porção centro-leste da Folha Botuverá) e os biotita gnaisses da região da Catinga, através dos métodos Rb/Sr e K/Ar. Datou também os xistos dos arredores de Nova Trento, utilizando os métodos Rb/Sr e U/Pb em zircões. A partir de amostras de metavulcânicas, coletadas conjuntamente com o pessoal deste projeto, tentou ainda determinar a idade da sedimentação (magmatismo sin-sedimentar) da Seqüência Brusque, pelo emprego do método U/Pb em zircões.

Basei & Teixeira (1987) citam ainda o emprego do modelo Nd, utilizado na determinação da idade dos metassedimentos da Formação Queçaba (Região de Santo Amaro da Imperatriz, a sul da área mapeada), que são relacionados aos metamorfitos do Complexo Brusque.

A seguir, são comentados e, em parte, reinterpretados os dados referentes a essas determinações geocronológicas.

Para os filitos da região do Russo, Basei (*op. cit.*), empregando o método Rb/Sr, obteve a idade isocrônica de 808 ± 96Ma. Idade compatível, de 706 ± 50Ma, também isocrônica, foi obtida por esse autor nos biotita-gnaisses da região da Catinga, sendo interpretada como correspondente ao evento do primeiro metamorfismo. No entanto, esses gnaisses situam-se na parte SW do Batólito Valsungana (Maciço Sul) e afiguram-se como produto do metamorfismo de contato produzido pelo corpo granítico sobre a seqüência de metassedimentos do Brusque, previamente metamorfizada regionalmente ao nível da fácies xisto-verde. Portanto, a nosso entender, essaidadebrasilianaseria,maisacertadamente, relacionada ao metamorfismo de contato, evento tardio em relação ao metamorfismo regional, impresso durante as fases tangenciais precoces (D_1 + D_2). A idade de 599 ± 22Ma obtida por Rb/Sr nos granada-biotita xistos de Nova Trento marcaria também uma re-homogeneização isotópica dos metamorfitos pela ação da granitogênese brasiliana.

As idades situadas entre 540Ma e 600Ma obtidas, através do método K/Ar (biotita), para os metamorfitos de Nova Trento e da Catinga respectivamente, podem corresponder à época do resfriamento regional do Batólito Valsungana. Basei (*op. cit.*) relacionou a idade de 545Ma a um evento tectono-termal ocorrido durante a fase D_3 e a idade de 592Ma ao resfriamento da D_2.

Quanto aos dados obtidos através dos métodos geocronológicos Sm/Nd e U/Pb em zircões, refratários ao metamorfismo xisto-verde, algumas considerações devem ser feitas em relação à evolução do quadro geotectônico regional. Segundo Basei (*op. cit.*), foram obtidos nos xistos de Nova Trento duas populações de zircões, que foram datadas separadamente por U/Pb. Para os zircões menores arredondados, foi obtida a idade de 3.000Ma e para os zircões maiores facetados e com arestas definidas 1.700Ma. Ambas as idades, segundo esse autor, seriam de rochas-fonte da Seqüência Brusque, sendo interpretadas como detríticas, as duas populações de zircões. No quadro geológico regio-

nal ocorrem rochas reconhecidamente arqueanas e com determinações de idades até mais antigas do que 3.000Ma, como por exemplo os constituintes máfico-ultramáficos do Complexo Granulítico de Santa Catarina (Minioli 1972 e 1976; Kaul & Teixeira 1982), que poderiam constituir a área-fonte da sedimentação do Complexo Brusque. No entanto, desconhece-se seqüências metamórficas, no quadro regional, com idades em torno de 1.700Ma, que remontam ao Proterozóico Médio, a não ser a própria seqüência vulcano-sedimentar do Brusque, presumivelmente evoluída neste período. Portanto, achamos possível interpretar a idade de 1.700Ma como referente à época do metamorfismo do Complexo Brusque.

A tentativa do projeto, de datar pelo método U/Pb, os metabasaltos na região de Ribeirão do Ouro, sin-sedimentares da Seqüência Brusque, não foi bem sucedida devido ao pequeno número e qualidade inadequada dos zircões obtidos (informação verbal de M. A. S. Basei). Quanto a idade U/Pb em zircões de 2.030 ± 140Ma, obtida para uma rocha meta-ácida da região de Ribeirão da Velha (sul de Nova Trento), parece também não ser definitiva na opinião de Basei (informação por carta). Segundo esse pesquisador, os zircões extraídos dessa metavulcânica apresentaram "formas arredondadas, diferentes tamanhos, arestas aparadas", além de outras "feições indicativas de que esse material pode ser detrítico"; devendo "ser entendido este resultado como a idade da área-fonte de vulcanismo que foi datado". As mesmas considerações feitas sobre a idade de 1.700Ma, obtida para os xistos de Nova Trento, nos parecem válidas também para este valor recentemente obtido. Ou seja, se os zircões são detríticos, provenientes de um magma gerado em base crustal (tipo "S", por exemplo), deveriam existir rochas metamórficas ou ígneas do Proterozóico Inferior-Médio, que pudessem servir de fonte para esse vulcanismo sin-orogênico. As relações de campo e os dados obtidos pelo estudo petrográfico, permitem caracterizar esta rocha datada como uma subvulcânica porfirítica, com matriz ígnea reliquiar, de composição traquítica a dacítica, metamorfizada regionalmente ao nível da zona da granada e que foi submetida às mesmas fases precoces da deformação tangencial que afetaram os metamorfitos do Complexo Brusque. Portanto, acreditamos que, mesmo a despeito de pretensas feições detríticas apresentadas pelos zircões datados, não devemos excluir esse valor de 2.030 ± 140Ma como idade possível para a sedimentação dos metamorfitos do Complexo Brusque.

Uma publicação recente de Basei (1990) apresenta uma idade de 1.670Ma (Sm-Nd) para uma rocha básica, localizada na folha vizinha de Tijucas, pertencente à Seqüência Metavulcano-Sedimentar de Rio do Oliveira (SE da folha). Esta datação reforça nossa idéia de uma idade mais antiga para a sedimentação das rochas do complexo em estudo.

Os resultados obtidos por Mantovani *et al.* (1987), através dos métodos Sm/Nd e Pb/Pb, utilizando litologias das seqüências supracrustais e dos terrenos graníticos de Santa Catarina e Rio Grande do Sul, indicam também para o Proterozóico Inferior-Médio, um importante período de incorporação de material mantélico à crosta. Portanto, afigura-se como coerente, a hipótese de ter ocorrido no Escudo Catarinense/Sul-Rio-Grandense, um evento orogênico, formador de rochas nesse período. Por outro lado, cada vez são mais freqüentes, os registros de idades meso-proterozóicas para as supracrustais incidentes na porção meridional do Brasil (Juliani *et al.* 1986, Pires, 1988; Vitório Orlandi Filho, em preparação). Esses dados permitem, grosso modo, uma cronocorrelação entre seqüências metamórficas de São Paulo

(Grupo São Roque), do Paraná (Grupo Açungui), de Santa Catarina (Complexo Brusque) e do Rio Grande do Sul (Grupo Porongos), evoluídas a partir do final do Proterozóico Inferior e estabilizadas antes do Evento Tectono-Termal Brasiliano (750 - 450Ma).

2.3 Rochas Graníticas

2.3.1 Comentários Gerais

Na área da Folha Brusque, ocorrem vários corpos de granitóides, desde dimensões batolíticas até pequenos *stocks* de insignificante representação superficial. Esses pequenos corpos, de granulação mais fina, ocorrem, geralmente, na periferia ou imersos nas grandes massas de granitóides grosseiros porfiróides.

Os granitóides grosseiros, porfiríticos, vêm sendo incluídos na Suíte Valsungana, enquanto que os granitóides de granulação mais fina e quase equigranulares têm sido denominados pelos autores anteriores de Granito Guabiruba (Schulz Jr. & Albuquerque, 1969; Kaul, 1976b; Trainini *et al.*, 1978; Basei, 1985). Essa distinção tem sido baseada exclusivamente, nos aspectos texturais, uma vez que as relações de contato com os metamorfitos, idades e características petrográficas e litoquímicas são praticamente idênticas. Por outro lado, é possível individualizar entre esses granitóides, três fácies principais, com base nos aspectos texturais: fácies fina equigranular, fácies mediana inequigranular e fácies grosseira porfirítica. As fácies fina equigranular e grosseira porfirítica, passaremos a denominar de Guabiruba e Valsungana, respectivamente, mantendo os nomes já consagrados na literatura geológica sobre a região. Para a fácies mediana inequigranular será empregada a designação de Indaiá, por ocorrer tipicamente representada nesta localidade. O conjunto dessas três fácies permite caracterizar uma suíte intrusiva, com características geoquímicas próprias, idades próximas e geradas num mesmo ambiente geológico, conforme será descrito a seguir.

Além desses maciços granitóides, ocorrem, ainda na área, corpos filoneanos ácidos a intermediários (riólitos, traquitos, dioritos e traquiandesitos), provavelmente relacionados às suítes plutono-vulcânicas Subida e Faxinal.

Os granitóides aflorantes nas folhas Brusque e Botuverá estão representadas na figura II.2.30, nomeados segundo a toponímia local e com a indicação da fácies a que pertencem.

Grande parte do texto a seguir apresentado, está baseado no trabalho de Caldasso *et al.* (1988), elaborado previamente a partir dos dados deste mapeamento.

2.3.2 Suíte Intrusiva Valsungana/ Guabiruba – PSγ

2.3.2.1 Distribuição Geográfica

Os granitóides dessa suíte geralmente apresentam-se alterados, notadamente os corpos da Fácies Valsungana, devido ao intemperismo químico, dificultando a tomada de amostras adequadas ao estudo petrográfico e litoquímico. As áreas de exposição das rochas graníticas, comumente apresentam-se, com relevo arrasado, somente configurando elevações quando da mudança composicional (fácies mais finas), na presença de acidentes tectônicos ou abundância de enclaves alinhados.

A distribuição geográfica dos corpos granitóides desta suíte na Folha Brusque pode ser visualizada na figura II.2.30. Os corpos da Fácies Valsungana têm dimensões batolíticas, ocupando a porção NW (Maciço Norte) e quase toda a porção centro-sul da folha (Maciço Sul).

O corpo da serra da Batéia (Maciço Norte) estende-se para SW, na folha contígua de Botuverá e para NE (Folha Gaspar), perfazendo um comprimento de cerca de 30km e uma largura média de 10km. O corpo da serra do Moura (Maciço Sul), estende-se também para SW e para ENE, além dos limites da área mapeada, perfazendo uma superfície total de aproximadamente 450km^2, da qual mais da metade ocorre na Folha Brusque.

Os dois corpos da Fácies Indaiá ocorrem em torno da localidade-tipo, junto à margem SSE do Maciço Sul, e próximo à sua margem norte, localidade de Limeira.

Suas dimensões são reduzidas, não ultrapassando poucas dezenas de quilômetros quadrados. O maior deles, denominado de São João Batista (Basei, 1985), prolonga-se para SW para a folha contígua homônima.

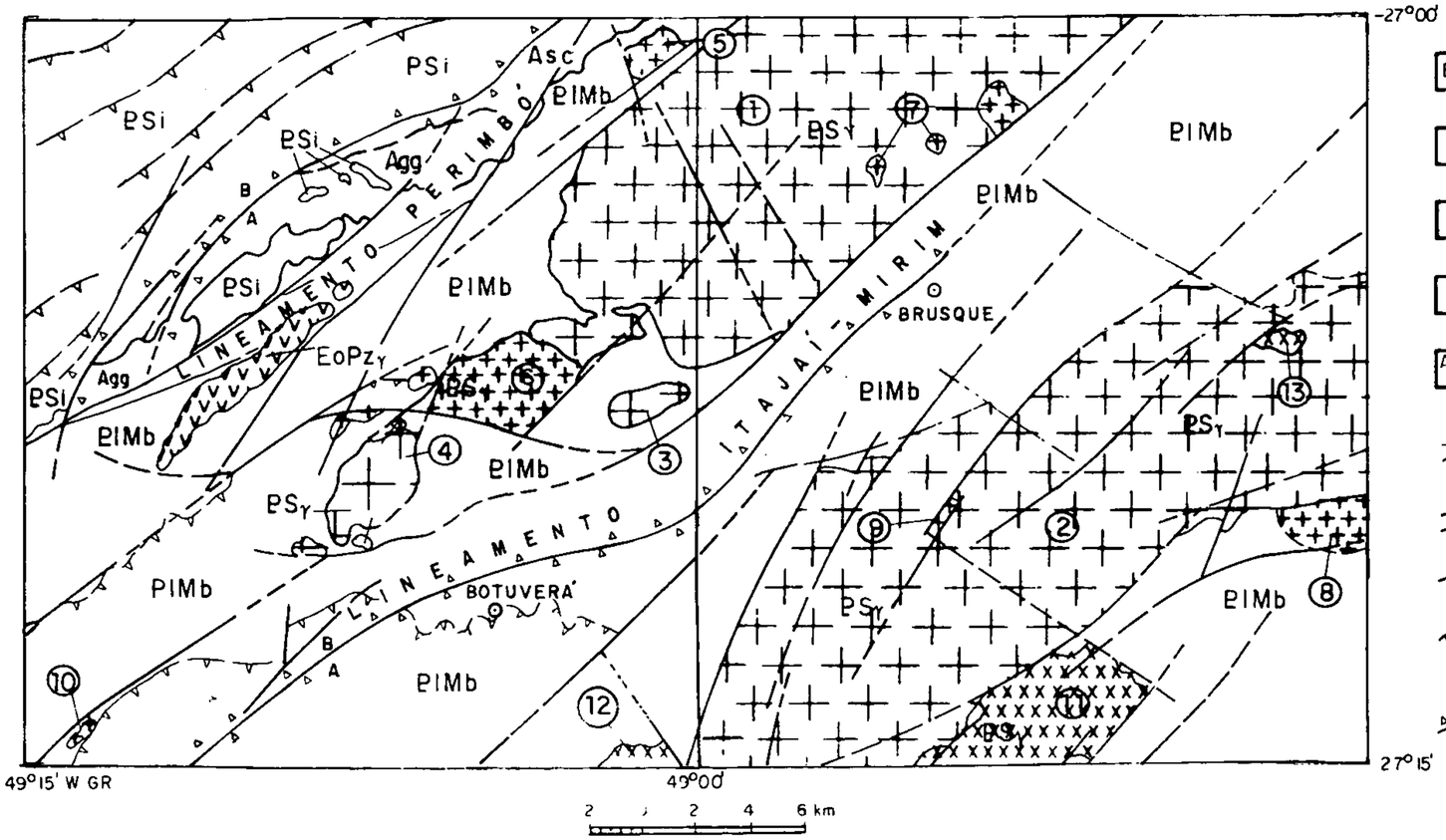
Os corpos da Fácies Guabiruba são geralmente pequenos, ocorrendo na forma de bossas, *stocks* e filões dentro das massas de fácies grosseira porfiróide; apenas o Granitóide Campo Novo situa-se em posição marginal, na borda sul do Maciço Serra do Moura, com extensão superficial maior do que 5km^2.

2.3.2.2 Relações de Contato

Os corpos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba, no âmbito da folha enfocada, apresentam-se sempre intrusivos nos metamorfitos do Complexo Brusque, com os quais têm contatos geralmente por falhas, de direção geral NE-SW, ao longo de seus flancos, ocorrendo contatos normais nas bordas dos corpos menores e nas extremidades dos corpos maiores.

Quando o contato é normal com os xistos e filitos, este apresenta-se discordante e nítido, caracterizando a intrusão de forma passiva para os granitóides dessa suíte. Tanto nos contatos normais como nos tectônicos, no entanto, é intenso o desenvolvimento de metamorfismo térmico. O desenvolvimento de rochas cornubianíticas também ao longo dos contatos por falha é devido à ascensão do magma concomitantemente com a reativação dos falhamentos transcorrentes preexistentes, como será explicado no capítulo referente ao mecanismo de colocação dos corpos granitóides.

O grau do metamorfismo de contato varia desde a fácies anfibolito superior (zona da sillimanita) até a fácies xisto-verde (zona da biotita). A intensidade do metamorfismo térmico está na dependência direta da proximidade da massa ígnea com os metamorfitos encaixantes. As rochas junto ao contato e os enclaves imersos nos granitóides, apresentam-se recristalizados, com o aparecimento de minerais de alto grau (sillimanita, estaurolita-cordierita), perdendo em parte sua foliação metamórfica pretérita e não raro apresentando assimilição granítica, configurando verdadeiras rochas híbridas que denominamos de "misturito". A partir da borda do corpo granítico, em direção à encaixante, a intensidade do metamorfismo de contato decai rapidamente, sucedendo-se as isógradas desde a zona de sillimanita até a zona da biotita/cloritóide, numa extensão de poucas dezenas de metros, não representáveis na escala do mapa. Em lâmina, observa-se que os minerais-índices se sobrepõem à foliação metamórfica preexistente (fotomicrografias nºs 13 e 14), indicando que sua cristalização é posterior à principal fase de deformação regional (S_2). Nas faixas miloníticas reativadas pelos falhamentos transcorrentes, observa-se rotação de porfiroblastos, evidenciando a formação sin-cinemática de minerais de metamorfismo de contato durante a movimentação dessas falhas.



EoPzγ EOPALEOZÓICO – Granitóide Faxinal

PSγ PROTEROZÓICO SUPERIOR – Suíte Valsungana/Guabiruba

PSi PROTEROZÓICO SUPERIOR – Seqüência Vulcano Sedimentar Itajaí

PIMb PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO – Complexo Brusque

Agg/Asc ARQUEANO – Complexo Granito-gnáissico/Granulítico de Santa Catarina

Contatos: definido e aproximado

Falhas: indiscriminadas

Falhas de empurrão -- regime frágil

Falhas de empurrão -- regime dúctil

Falha frágil, de rejeito vertical aparente: A – bloco alto, B – bloco baixo

⊙ Cidade

GRANITÓIDE FAXINAL

SUÍTE VALSUNGANA/GUABIRUBA

Fácies Guabiruba

5 – Gaspar Alto
6 – Santo Antônio
7 – Bairro Batéia
8 – Campo Novo
9 – Nova Itália
10 –Rio de Areia

Fácies Indaiá

11 –Indaiá (São João Batista)
12 –Serra do Tijucas
13 –Limeira Alta

Fácies Valsungana

1 – Serra da Batéia (maciço Norte)
2 – Serra do Moura (Maciço Sul)
3 – Lajeado de Guabiruba
4 Lajeado de Botuverá

Figura II.2.30 – Esboço geológico destacando a distribuição das rochas graníticas (Suíte Valsungana/Guabiruba e Granitóide Faxinal) nas folhas Brusque e Botuverá.

A presença de xenólitos nos corpos do Granitóide Valsungana é uma constante, notadamente próximo de suas bordas. No entanto, no Maciço Sul, eles são mais abundantes e de maiores dimensões, constituindo megaxenólitos de supracrustais do Complexo Brusque, até mesmo na parte central do corpo, à semelhança de *roof pendants* (fotos nºs 04 e 14). Os enclaves são principalmente constituídos de metassedimentos cornubianitizados, onde a presença de andaluzita e sillimanita (fibrolita) é bastante comum, aparecendo também com freqüência fragmentos de rochas calcissilicáticas, metabásicas, mármores e quartzitos. Em alguns locais, como nas proximidades de Santa Luzia (borda oeste do Maciço Sul, próximo de Brusque), os megaxenólitos são muito numerosos e de dimensões superiores a 100m, o que torna quase impossível a cartografia do granitóide. Estes megaenclaves dispõem-se, muitas vezes, alinhados segundo o traçado de falhas, evidenciando que a colocação da massa granítica foi precedida de um intenso fraturamento das rochas do teto, fazendo com que blocos das supracrustais tenham afundado na masssa magmática ascendente, caracterizando a feição de contato tipo *magmatic stopping*. Esta feição já havia sido observada e caracterizada por Kaul (1976a), configurando mais uma vez o caráter passivo da intrusão.

Os contatos dos granitos das fácies Guabiruba e Indaiá com o Granitóide Valsungana são sempre nítidos, quando não encobertos ou por falha, principalmente nos pequenos *stocks* e corpos filoneanos. Nos corpos maiores, da ordem de dezenas de km^2, como o de São João Batista, esses contatos são por falha. No entanto, parece haver uma gradação na granulação, aumentando a quantidade de pórfiros da borda em direção ao Batólito Valsungana.

A presença de enclaves de metamorfitos nos granitóides tipo Guabiruba é sempre insignificante, sendo raros até mesmo aqueles de natureza autolítica (nódulos de concentrações de máficos); não apresentando o caráter de *magmatic stopping* característico dos maciços da Fácies Valsungana. O corpo granítico de Campo Novo encerra, excepcionalmente, diversos enclaves de calcissilicáticas, que parecem não ter sido digeridos no processo de granitização (foto 05).

2.3.2.3 Características Texturais e Estruturais

Os granitóides da Fácies Valsungana caracterizam-se pela sua textura porfirítica, grosseira a muito grosseira, cor dominantemente cinza-mosqueado (biotita) a localmente róseo, onde os fenocristais de feldspato costumam atingir comprimentos superiores a 5cm. Sua matriz é fanerítica média a grosseira, onde os fenocristais de feldspato alcalino e de plagioclásio sobressaem e dispõem-se aleatoriamente, ou alinham-se grosseiramente segundo a orientação do fluxo ígneo (foto 15). Apresentam, portanto, uma textura sem orientação tectônica, onde os pórfiros têm formas euédricas a subédricas, salvo nas bordas dos corpos.

A textura dos granitos da Fácies Guabiruba é fina a média, quase sempre equigranular e isótropa. Apresentam cores cinza-claro, passando por cinza-róseo até fracamente róseo. Suas orientações de fluxo ígneo são difíceis de serem observadas; quando presentes são assinaladas pela orientação de enclaves e por trilhas de *schlieren*. Assim como na Fácies Valsungana, não apresentam foliações/lineações tectônicas, salvo nos contatos por falha, onde desenvolvem-se, também, milonitos.

A textura desses granitos e suas relações de contato, sugerem que os mesmos tiveram uma época de colocação posterior ao posicionamento dos maciços Valsungana. No entanto,

os corpos da Fácies Transicional Indaiá, com texturas mais grosseiras e mais porfiríticas, ocupando a margem dos maciços Valsungana, sugerem uma certa contemporaneidade e, talvez, cogeneticidade, caracterizando, provavelmente, um processo polidiapírico (foto 16).

Nos contatos por falha, os granitóides podem adquirir uma foliação milonítica concordante com a foliação das encaixantes (filonítica). Esta foliação, restrita às zonas de falha, varia desde uma estruturação protomilonítica até o desenvolvimento de porfiroblastos ovóides de domínio francamente dúctil. Neste último caso, é comum o desenvolvimento de lineação mineral no granitóide, que mostra-se concordante com as lineações (*slicken lines*) das rochas miloníticas encaixantes. Como já foi mencionado, quando o contato é por falha, as rochas miloníticas encaixantes apresentam também metamorfismo térmico, evidenciando que a colocação dos corpos granitóides se processou ao longo de falhamentos preexistentes e concomitante com suas reativações; daí a natureza concordante destes contatos. De acordo com o exposto, pode-se depreender que a colocação dos granitóides se processou sin a tardi-tectonicamente à movimentação das falhas transcorrentes regionais (foto 17). Por outro lado, a colocação dos corpos desta suíte, deu-se após o estabelecimento de, pelo menos, duas das principais fases de deformação e de metamorfismo que afetam as rochas encaixantes do Complexo Brusque. Isto é facilmente verificado pela análise estrutural dos enclaves, que apresentam-se, embora recristalizados, com padrões de deformação e metamorfismo já impressos previamente.

No geral, pode-se caracterizar o nível crustal de colocação dos granitóides desta suíte, entre a mesozona superior e a epizona. A textura muito grosseira, característica da Fácies Valsungana, indica que sua ascenção à crosta superior processou-se de modo lento, dando condições de recristalização em meio topoquímico, inclusive favorecendo o aparecimento esporádico de feldspatização em alguns enclaves.

2.3.2.4 Caracterização Petrográfica

Conforme já abordamos anteriormente, os granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba foram individualizados em três fácies (Valsungana, Indaiá e Guabiruba), em função de seus aspectos texturais e estruturais mesoscópicos.

As descrições petrográficas, apresentadas a seguir, se referem às características gerais de cada uma destas fácies, particularizando-se as diferenças apresentadas pelos corpos granitóides incidentes na folha mapeada.

Fácies Guabiruba – PSγg

Os granitóides da Fácies Guabiruba apresentam textura heterogranular seriada, de grão fino a médio, com o tamanho dos cristais variando de 0,4 a 4,0mm (foto 18). Ocasionalmente, apresentam tendência porfirítica, com o feldspato alcalino de grão grosso (5 a 6mm) destacando-se do restante da mineralogia.

A mineralogia primária inclui plagioclásio (35%-65%), quartzo (25%-30%), feldspato alcalino (15%-35%) e biotita (10%). Eventualmente, como nos *stocks* da serra da Batéia, o anfibólio está presente em pequenas porções (até 2%). A mineralogia acessória desta associação é: allanita, esfênio e apatita. De forma subordinada, ocorrem zircão e opacos primários.

Um evento hidrotermal tardi a pós-magmático gera importante mineralogia secundária: sericita/muscovita, clorita, epídoto, carbonatos e opacos secundários.

Composicionalmente, o grupo grada no intervalo de monzogranitos -a granodioritos e, raramente, sienogranitos. A variação se dá na proporção de feldspato alcalino e plagioclásio, sendo que os teores de quartzo e ferromagnesianos permanece constante.

O plagioclásio é subédrico a anédrico, com tamanho de grão em torno de 1 a 4mm. Apresenta maclas da Albita bem desenvolvidas que permitem a sua classificação como oligoclásio sódico. Tem aspecto turvo devido a alteração intensa, principalmente, sericitização/muscovitização, epidotização e hematização. A substituição parcial por mica branca e epídoto é comum e ocorre na forma de um crescimento segundo planos de clivagem do plagioclásio. Os contatos intergranulares com os demais minerais são interpenetrados. Ocorrem feições de desestabilização do plagioclásio, sendo este corroído pelo feldspato alcalino, com o desenvolvimento de bordos mirmequíticos. As inclusões mais comuns são de allanita e quartzo de alta temperatura.

O feldspato alcalino presente é tanto o microclínio com a combinação das maclas da Albita e Periclina e, mais raramente, o ortoclásio com a macla de Carlsbad. O feldspato alcalino é intersticial, com forma anédrica a subédrica e diâmetro dos grãos em torno de 1mm. Eventualmente, é porfirítico, com diâmetro de grão em torno de 5 a 6mm. Neste caso, desenvolve uma zonação e textura poiquilítica com inúmeras inclusões de quartzo de alta temperatura e plagioclásio. Ambas as feições, indicam que a cristalização dos feldspatos iniciou-se após a formação do quartzo de alta temperatura e do plagioclásio e se estendeu até as fases finais, gerando zonação e feldspatos intersticiais. As micropertitas em filetes e barras são freqüentes, bem como a sericitização.

O quartzo é anédrico e podem ser individualizadas duas fases distintas de cristalização. A primeira corresponde ao quartzo de alta temperatura. Tem forma arredondada e diâmetro em torno de 0,5mm e está incluso em feldspatos. A segunda fase de geração corresponde ao quartzo normal. Apresenta-se anédrico, de aspecto intersticial, com tamanho de grão em torno de 0,5 a 1,5mm. Localmente, estão mais desenvolvidos (até 3mm), envolvendo parcialmente cristais de plagioclásio e biotita. O quartzo pode apresentar golfos de corrosão, preenchidos por feldspato alcalino intersticial. Nos termos mais diferenciados (sienogranitos) o quartzo pode constituir agregados.

A biotita apresenta o pleocroísmo de castanho-escuro a castanho-claro característico. É subédrica, na forma de lamelas, ou então é anédrica e intersticial. Em ambos os casos, a dimensão dos grãos é de 0,6mm a 2,0mm. Nos tipos granodioríticos, a biotita é precoce, tornando-se tardia nos tipos mais evoluídos. A cloritização, parcial a total, é o processo de alteração dominante, mas a muscovitização também está presente e forma um crescimento epitaxial com a biotita.

O anfibólio está restrito aos *stocks* da serra da Batéia. Tem grão fino, com tamanho médio dos cristais em torno de 0,4mm, e é intersticial; raramente mostra-se subédrico. O pleocroísmo varia de castanho-amarelado pálido a verde-azulado e, o ângulo de extinção máximo obtido foi de 20°. Estas características permitem a classificação do anfibólio como hornblenda comum (Deer *et al.*, 1981). O aspecto intersticial e a associação freqüente com a biotita, indicam o caráter tardio do anfibólio, durante a cristalização magmática.

O acessório mais importante é a allanita. Este mineral é diagnóstico para a associação e está invariavelmente presente em todos os corpos (Nova Itália e Campo Novo). É euédrica, com tamanho máximo de grão de 0,35mm. Apresenta coloração castanho-pálido a castanho-

avermelhado. Feições como zonação, maclas simples e coroas de epídoto são muito freqüentes.

Outro acessório marcante é o esfênio. É euédrico, com tamanho máximo de grão de 0,5mm, e formas losangulares. Mostra clivagens bem desenvolvidas e cor castanho-escuro.

Os outros minerais acessórios presentes são a apatita, zircão e minerais opacos.

A mineralogia secundária é clorita, mica branca, epídoto, carbonato e opacos secundários.

A clorita é a principal alteração da biotita e do anfibólio, quando este está presente, podendo substituir parcial a totalmente estes minerais.

A mica branca ocorre na forma de finas palhetas, de baixa resolução ao microscópio (sericita), evoluindo para grãos mais grosseiros, normalmente com crescimento orientado, substituindo parcial a totalmente o plagioclásio.

O epídoto presente é tanto do tipo pistacita como clinozoisita. Como a mica, o epídoto é produto de alteração do plagioclásio, crescendo sobre este de forma orientada. Também ocorre ao redor da allanita formando coroas.

O carbonato preenche venulações no plagioclásio e os minerais opacos secundários são resultado de processo de oxidação dos minerais ferromagnesianos.

A cristalização magmática se inicia com a formação da mineralogia acessória: allanita, esfênio, zircão, apatita e opacos primários. Logo após, desenvolve-se o quartzo de alta temperatura seguido pelo plagioclásio. O feldspato alcalino parece iniciar a cristalização após o plagioclásio, estendendo-se até fases finais. A biotita é concomitante com o feldspato, estando por vezes inclusa neste (termos menos diferenciados), mas normalmente é intersticial; neste caso pode estar acompanhada de hornblenda também tardia. O quartzo normal pertence às fases finais de cristalização e localmente mostra-se corroído pelo feldspato.

Além das texturas descritas anteriormente, existem feições típicas de deformação frágil, indicando níveis crustais rasos para o corpo de Campos Novos. Neste corpo, são comuns as *kink bands* segundo planos de macla de plagioclásio e planos de clivagem das micas. Quartzo e feldspatos apresentam redução mecânica dos grãos ao longo das bordas, formando a textura mortar. O quartzo está fitado. Desenvolvem-se intercrescimentos gráficos e mirmequíticos. De um modo geral, a recristalização não atinge mais de 20% da rocha permitindo sua classificação como um protomilonito. Ocorrem modificações na mineralogia, como a diminuição na proporção de allanita, esfênio e biotita. Em uma amostra, foi observada a presença de granada, turmalina e muscovita, que parece ser o resultado da assimilação parcial das rochas pelíticas encaixantes.

Fácies Indaiá – PSγi

O conjunto de corpos graníticos, que compõem esta fácies, apresenta textura heterogranular com pequeno contraste entre o tamanho dos grãos. A granulação é média a grossa, com tamanho dos cristais de 2mm a 4mm, e maior desenvolvimento do feldspato alcalino, que atinge 5mm a 6mm, indicando uma tendência porfirítica. Ocasionalmente, o quartzo destaca-se chegando até 7mm (foto 19). São observadas texturas equigranulares finas (diâmetro médio dos grãos de 0,5mm), representativas dos bordos e apófises relacionadas a estes corpos.

A mineralogia principal é: quartzo (21% a 30%), feldspato alcalino (39% a 57%), plagio-

clásio (22% a 31%) e biotita (até 5%). A mineralogia acessória inclui zircão, apatita e opacos primários. Eventos tardi a pós-magmático geraram minerais secundários como mica branca (sericita/muscovita), epídoto, clorita, opacos secundários e, subordinadamente, calcita, turmalina e fluorita. A composição modal classifica estas rochas como sieno a monzogranitos.

O plagioclásio é subédrico a euédrico, com formas tabulares e tamanho do grão em torno de 3mm. Apresenta macla da albita e eventualmente a combinação albita e Carlsbad permitindo a identificação do oligoclásio sódico. Os cristais, na maioria, estão zonados e, intercrescimentos mirmequíticos são comuns. O plagioclásio mostra um grau variável de alteração, onde a sericitização/muscovitização predomina, seguida da epidotização e incipiente carbonatização. Em amostra, foi encontrada fluorita sobreposta ao plagioclásio. As inclusões de biotita são comuns, ocorrendo contatos interpenetrados entre este mineral e o plagioclásio.

Podem ser distinguidas duas fases de cristalização de feldspato alcalino: uma precoce, que se estende até as fases finais da cristalização, e outra tardia. O feldspato alcalino precoce apresenta grão grosso (5mm a 7mm), com tendência porfiróide. É subédrico com hábito tabular. Mostra textura poiquilítica com inúmeras inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo arredondado. Está presente a macla xadrez ou a associação desta com a macla de Carlsbad, identificando a inversão parcial do ortoclásio para microclínio, quando da passagem de uma estrutura monoclínica para triclínica (Pinto e Coelho, 1987). O feldspato alcalino tardio tem grão médio (1 a 2mm) ou fino nas fácies de borda. É anédrico com aspecto intersticial. A combinação das maclas Periclina e Albita identifica o mineral como microclínio. Ambos os tipos são micropertíticos embora as micropertitas sejam mais comuns e melhor desenvolvidas nos cristais precoces.

O quartzo está presente tanto na forma precoce como normal. O quartzo de alta temperatura tem grão fino (0,5mm) e é arredondado, ocorrendo como inclusão no plagioclásio e no feldspato alcalino. O quartzo normal é subédrico a anédrico, de grão médio (2mm a 4mm), freqüentemente interpenetrado com o feldspato alcalino, e com inclusões de biotita e plagioclásio. Localmente, constitui fenocristais bem desenvolvidos (7mm)com feições de corrosão preenchidas por feldspato alcalino.

No granito de São João Batista (Indaiá), a biotita apresenta pleocroísmo castanho-escuro ou castanho-avermelhado a incolor ou castanho-amarelado pálido. A cloritização é bastante intensa, podendo haver substituição total da biotita, dando a cor verde ao pleocroísmo. Os cristais são lamelares ou anédricos com aspecto intersticial e grão fino a médio (0,5 a 2mm). No bordo dos cristais, pode desenvolver-se um intercrescimento simplectítico de biotita e minerais opacos. Inclusões de zircão, com formação de halos pleocróicos, são comuns.

O principal mineral acessório é o zircão. É subédrico a euédrico, com dimensão submilimétrica, e está zonado. É inclusão comum em biotita, plagioclásio e quartzo.

Outros acessórios presentes são a apatita, os opacos primários e raramente, allanita.

Um evento tardi-magmático, relacionado, possivelmente, às fases finais de cristalização, alterou significativamente a mineralogia original da rocha.

No corpo de Indaiá, a transformação mais marcante é a cloritização da biotita, associada a epidotização, sericitização e oxidação do plagioclásio e biotita.

A ordem de cristalização para todos os corpos desta fácies é a mesma: minerais acessórios, plagioclásio e biotita, quartzo e feldspato alcalino. Este último mineral, quando porfirítico, inicia precocemente a cristalização, gerando fenocristais com inclusões de biotita, plagioclásio e quartzo de alta temperatura. O quartzo de alta temperatura precede o plagioclásio. As relações texturais entre biotita e plagioclásio indicam uma cristalização simultânea, com as porções mais cálcicas do plagioclásio se formando anteriormente.

Em todas as amostras, são evidentes as feições de deformação frágil, em maior ou menor grau; são mais desenvolvidas no corpo de Indaiá. São observados, estiramento de grãos de quartzo, recristalização em mosaico na borda do quartzo e feldspatos (textura mortar), *kink bands* nos planos de macla do plagioclásio e fraturamento em *echelon* dos cristais prismáticos de plagioclásio e feldspato alcalino. A recristalização atinge no máximo 20% da rocha, classificando-a como um protomilonito.

Fácies Valsungana – PSγv

Os granitóides do tipo Valsungana são texturalmente homogêneos. Apresentam-se hipidiomórficos, porfiríticos, com fenocristais de feldspato alcalino de grão grosso (7mm a 3cm), imersos em matriz de grão médio (1mm a 4mm).

A mineralogia é análoga para todos os corpos e constitui-se de quartzo (23%-39%), feldspato alcalino (30%-63%), plagioclásio (15%-50%) e biotita (0-7%). Os minerais acessórios somam cerca de 1% da rocha e estão representados por allanita, esfênio, apatita, zircão e opacos primários. Processo tardi a pós-magmáticos geram uma importante mineralogia secundária: clorita, epídoto, mica branca (sericita/muscovita), carbonato, fluorita e opacos secundários.

A relação de feldspato alcalino/plagioclásio e a proporção de máficos permite a distinção de dois grupos: sienogranitos, correspondentes ao Corpo Valsungana Sul (Maciço Serra do Moura); e biotita monzogranitos a granodioritos dos corpos Valsungana Norte (Maciço Serra da Bateia), Carneiro Branco e Lajeado de Botuverá, estes últimos na folha vizinha de Botuverá.

O plagioclásio é subédrico a euédrico e apresenta dimensões variáveis (0,5 a 4mm), predominando o intervalo de grão médio. As maclas polissintéticas são nítidas e bem desenvolvidas, classificando o plagioclásio como oligoclásio cálcico. Uma feição textural freqüente são os mirmequitos e bordos albíticos, onde a zonação é rara. O quartzo de alta temperatura é a inclusão mais comum, seguida dos minerais acessórios (allanita, esfênio e zircão). A alteração atinge o plagioclásio em graus variáveis. Ocorre a formação de finas palhetas de mica branca (sericita/muscovita) orientadas sobre o cristal, podendo substituí-lo parcialmente. O epídoto se comporta de forma semelhante, crescendo orientado sobre o plagioclásio. Subordinadamente, estão presentes a oxidação e carbonatização, esta com fluorita associada.

O feldspato alcalino ocorre na forma de fenocristais ou como grãos intersticiais, identificando duas fases distintas de cristalização: uma precoce e a segunda tardia.

O feldspato alcalino porfirítico tem grão grosso (7mm a 3cm) e forma subédrica. Apresenta macla de Carlsbad combinada com Periclina e Albita, indicando uma inversão da simetria monoclínica (ortoclásio) para simetria triclínica (microclínio). Nestes megacristais, as inclusões comuns são: plagioclásio, quartzo de alta temperatura, biotita e acessórios. As inclusões de biotita podem estar orientadas paralelamente às faces do cristal (inclusões de Frasl).

Alguns desenvolvem zonação. As pertitas estão presentes e são do tipo *patch*. Os bordos destes fenocristais são irregulares, de caráter intersticial, e muitas vezes mostram coroas albíticas.

O feldspato alcalino tardio tem grão médio (0,7mm a 3mm) e aspecto intersticial. Somente a combinação das maclas Periclina e Albita está presente, identificando o mineral como microclínio. As pertitas são pouco freqüentes e os cristais são límpidos.

O quartzo está presente tanto na forma precoce como tardia. O quartzo precoce, de alta temperatura, é arredondado e tem grãos finos (0,3mm a 0,5mm), ocorrendo como inclusão no plagioclásio e feldspato alcalino. O quartzo normal tardio tem forma subédrica a anédrica e tamanho de grão em torno de 1mm a 4mm. São freqüentes os golfos de corrosão, preenchidos por feldspato alcalino intersticial. Nos tipos menos evoluídos (monzogranitos e granodioritos), o quartzo pode constituir agregados com textura consertal.

A biotita apresenta pleocroísmo em tons castanho-pálido a castanho-escuro e cor verde, quando cloritizada. Tem grão fino a médio (0,7mm a 3mm) e forma variável. Nos corpos sienograníticos, a biotita é intersticial, enquanto nos corpos granodioríticos a monzograníticos ocorre tanto subédrica, interpenetrada com o plagioclásio, indicando contemporaneidade na cristalização de ambos, como anédrica e intersticial. Esta variação reflete uma modificação do conteúdo de água do líquido inicial durante a diferenciação. A biotita apresenta um importante processo de alteração, que resulta na substituição parcial a total de alguns cristais por uma mistura de clorita, epídoto, minerais opacos secundários e, subordinadamente, muscovita.

Os principais minerais acessórios são a allanita e o esfênio, presentes com abundância em todos os corpos. A allanita é euédrica, prismática, com tamanho de grão inferior a 0,5mm, mostrando uma orla de epídoto secundário (pistacita). O esfênio é euédrico, de grão fino (menor que 0,7mm), e está frequentemente alterado para leucoxênio ou substituído por opacos secundários. Os outros acessórios são apatita, zircão e raros opacos primários.

A mineralogia secundária parece ser resultado de um importante evento hidrotermal tardi a pós-magmático. Os principais processos são a cloritização e epidotização da biotita e muscovitização e epidotização do plagioclásio. Neste último caso, os minerais secundários crescem de forma orientada e dendrítica. Estão presentes ainda, a oxidação, carbonatização e albitização.

A ordem de cristalização, de um modo geral, é a mesma para todos os corpos da Suíte Valsungana/Guabiruba. Em fases iniciais, forma-se a mineralogia acessória, seguida de plagioclásio e quartzo de alta temperatura. Nos tipos granodioríticos e monzograníticos, a biotita inicia sua cristalização simultaneamente ao plagioclásio, estendendo-se até as fases finais. O quartzo normal e fenocristais de feldspato alcalino são contemporâneos, sendo que o feldspato alcalino prolonga sua cristalização, podendo corroer o quartzo e, posteriormente, desenvolver cristais intersticiais.

As fácies de borda exibem feições de metamorfismo dinâmico, com geração de brechas para o Corpo Valsungana Sul e milonitos no Corpo Valsungana Norte, indicando que estas litologias estão em níveis crustais diferentes.

As brechas apresentam uma recristalização fina a afanítica (menor que 0,2mm) de cerca de 20% da rocha. Os clastos são angulosos e atingem diâmetro de até 7mm. São comuns, as *kink bands* em planos de macla do plagioclásio, recristalização mortar em quartzo e feldspato e, extinção ondulante. As modificações mineralógicas são incipientes, salvo uma intensa muscovitização.

Tabela II.2.5 (Continuação)

	MA-236a	AK-118b	MA-216	JS-04b	MA-230e	MA-230h	AK-247	AC-210	MA-181a	MA-126	MA-182x	MA-044	MA-305e	MA-305h	MA-305i
	●	●	●	●	●	●	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	▲	▲	▲
SiO_2	65,20	66,40	64,60	63,00	66,70	67,80	69,00	71,50	69,20	71,10	72,40	72,10	74,90	73,60	73,10
Al_2O_3	14,80	14,80	16,10	16,50	15,90	15,30	14,30	14,00	14,60	14,40	13,10	13,60	13,80	14,40	14,00
Fe_2O_3	0,53	1,50	1,70	2,30	1,20	1,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,10	0,32
FeO	1,50	2,00	2,30	1,50	0,88	1,20	2,30	1,90	2,90	1,90	1,70	1,60	1,00	1,00	0,88
MnO	0,06	0,07	0,08	0,11	0,03	0,04	0,05	0,06	0,09	,05	0,05	0,03	0,02	0,03	0,03
MgO	0,99	1,80	0,45	1,20	,47	0,71	1,30	0,11	0,23	0,18	0,86	0,14	0,02	0,01	0,07
CaO	3,90	3,40	4,20	2,90	2,10	3,00	1,50	1,10	1,60	1,20	1,30	1,00	0,70	0,75	0,86
Na_2O	5,00	3,70	4,10	4,80	3,90	4,60	3,80	4,10	3,90	4,20	4,00	3,80	4,00	4,20	4,40
K_2O	4,10	4,20	3,80	6,30	6,60	4,40	5,80	5,60	5,40	5,60	5,40	5,90	4,80	5,20	5,30
TiO_2	0,32	0,60	0,67	0,41	0,50	0,57	0,27	0,14	0,29	0,22	0,11	0,11	0,05	0,05	0,05
P_2O_5	0,14	0,29	0,40	0,16	0,15	0,28	0,19	0,06	0,13	0,11	0,06	0,07	0,05	0,05	0,05
H_2O-	0,08	0,10	0,10	0,14	0,07	0,08	0,11	0,12	0,07	0,13	0,07	0,09	0,06	0,05	0,10
P. Fogo	3,15	0,81	0,93	0,75	0,99	0,63	0,82	0,71	0,83	0,67	0,65	1,03	0,33	0,38	0,58
Ba	1.260,00	1.100,00	1.700,00	3.750,00	2.900,00	1.800,,00	640,00	2.800,00	400,00	360,00	150,00	200,00	0,00	0,00	0,00
F	1.200,00	1.100,00	1.100,00	830,00	758,00	1.100,00	2.300,00	2.100,00	3.750,00	2.100,00	1.900,00	1.600,00	0,00	0,00	0,00
Li	10,00	61,00	25,00	10,00	1,00	21,00	68,00	34,00	4,00	64,00	45,00	60,00	0,00	0,00	0,00
Mo	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00	0,00	0,00	0,00
Nb	10,00N	17,00	14,00	14,00	21,00	24,00	10,00	10,00N	10,00L	10,00N	24,00	10,00N	0,00	0,00	0,00
Rb	139,00	344,00	119,00	289,00	179,00	125,00	536,00	485,00	487,00	562,00	527,00	634,00	0,00	0,00	0,00
Sn	1,00L	1,00	1,00L	1,00L	1,00L	1,60	4,20	4,60	7,40	3,60	4,20	5,80	0,00	0,00	0,00
Sr	1.000,00G	697,00	1.000,00G	278,00	1.000,00G	1.000,00G	154,00	82,00	118,00	110,00	46,00	78,00	0,00	0,00	0,00
W	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00	3,00	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	0,00	0,00	0,00
Y	10,00L	31,00	35,00	56,00	10,00L	16,00	110,00	120,00	120,00	237,00	113,00	122,00	0,00	0,00	0,00
Zr	193,00	309,00	391,00	743,00	335,00	331,00	657,00	437,00	677,00	577,00	436,00	358,00	0,00	0,00	0,00

Tabela II.2.5 (Continuação)

	MA-305j	MA-311a	MA-311b	MA-311c	MA-311d	MA-311e	MA-311f	MA-311g	AC-268x	AC-268b	AC-268c	AC-268d	MA-244	MA-122b	MA-217a
	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲
SiO_2	69,60	70,80	70,00	70,60	71,60	70,70	71,20	71,20	67,90	69,10	68,10	67,10	67,60	63,40	66,50
Al_2O_3	16,40	14,90	14,70	14,80	14,10	14,60	15,30	13,80	15,80	15,10	16,10	15,90	14,80	15,70	16,70
Fe_2O_3	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,10	0,12	0,10	0,99	0,92	1,10	1,80	,65	1,40	0,99
FeO	0,73	1,80	1,50	1,90	2,00	1,60	1,60	2,00	0,73	1,60	0,88	0,73	2,20	2,50	0,73
MnO	0,03	0,06	0,04	0,05	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,06	0,04	0,07	0,05	0,08	0,03
MgO	0,72	0,39	0,23	0,27	0,35	0,25	0,26	0,28	1,20	0,81	1,60	0,85	0,39	2,10	0,41
CaO	0,78	1,40	1,30	1,50	1,50	1,20	1,50	1,90	2,20	1,70	2,00	2,40	1,90	4,20	1,90
Na_2O	0,01	3,30	3,20	3,80	2,90	3,20	2,90	3,40	4,60	4,30	3,90	4,70	3,70	4,00	4,50
K_2O	5,70	5,50	7,60	5,60	5,70	7,00	5,60	5,70	4,90	4,90	4,70	4,40	6,80	4,20	6,80
TiO_2	0,05	0,22	0,13	0,18	0,22	0,16	0,19	0,20	0,29	0,28	0,39	0,39	0,44	0,63	0,39
P_2O_5	0,05	0,11	0,06	0,12	0,09	0,07	0,11	0,09	0,10	0,12	0,13	0,14	0,20	0,47	0,12
H_2O-	0,16	0,12	0,07	0,12	0,11	0,09	0,12	0,08	0,08	0,19	0,11	0,13	0,13	0,11	0,09
P, Fogo	0,55	0,90	0,82	0,69	0,89	0,66	0,65	0,80	0,78	0,72	0,80	0,88	0,65	0,90	0,47
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3.050,00	2.600,00	2.60,00	2.800,00	1.900,00	1.900,00	3.050,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	840,00	870,00	560,00	900,00	1.950,00	1.000,00	770,00
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	40,00	6,00	55,00	29,00	33,00	26,00	14,00
Mo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00	5,00N
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	23,00	24,00	44,00	21,00	10,00N	10,00	11,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	214,00	145,00	224,00	181,00	319,00	119,00	193,00
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1,20	1,40	1,20	1,00L	1,40	1,00	1,00L
Sr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1.000,00G	1.000,00G	1.000,00G	1.000,00G	267,00	1.000,00	1.000,00G
W	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00	3,00L
Y	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	22,00	29,00	10,00L	39,00	167,00	38,00	19,00
Zr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	120,00	166,00	146,00	219,00	904,00	414,00	264,00

Os milonitos pertencentes ao Valsungana Norte mostram cerca de 30% de porfiroclastos ovóides de feldspato alcalino (microclínio), com diâmetro de 1mm a 6mm, imersos em uma matriz fina, fortemente orientada. A composição da matriz é quartzo-feldspática com epídoto e biotita e o quartzo está fitado.

2.3.2.5 Caracterização Litoquímica

A caracterização litoquímica dos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba está baseada em determinações de óxidos principais (SiO_2, Al_2O_3, FeO, Fe_2O_3, MnO, MgO, CaO, K_2O, Na_2O, TiO_2 e P_2O_5) e de elementos-traço (Ba, Li, Mo, Sm, W, Y, Rb, Nb, Zr e Sr) de um total de 60 amostras coletadas nos diferentes corpos graníticos ocorrentes na área das duas folhas mapeadas (Brusque e Botuverá). A tabela II.2.4 indica o número de amostras analisadas para cada um dos corpos graníticos distribuídos na área das folhas Brusque e Botuverá, cujos resultados estão relacionados na tabela II.2.5.

O estudo litoquímico baseado nestes resultados, foi precedido de um tratamento estatístico, através do emprego da técnica multivariada (análise discriminante), a qual mostrou que as fácies Indaiá e Guabiruba são indiferenciáveis do ponto de vista litoquímico. Portanto, no tratamento apresentado a seguir, os dados referentes a essas duas fácies foram considerados como de uma única unidade.

Os granitóides pertencentes a Suíte Valsungana/Guabiruba foram classificados inicialmente a partir de análises modais, efetuadas diretamente sobre as amostras de rocha, perfazendo um total de 51 amostras (26 da Fácies Valsungana e 25 da Fácies Guabiruba), sendo os dados lançados no triângulo classificatório QAP de Streckeisen (1973) (figura II.2.31). Esta classificação petrográfica foi comparada com uma classificação químico-mineralógica, onde os dados normativos CIPW foram plotados neste mesmo diagrama QAP (figura II.2.32). Verifica-se, neste último diagrama, que as amostras concentram-se nos campos dos sienogranitos e quartzo sienitos e, subordinadamente, nos campos dos granitos e quartzo sienitos a feldspato alcalino. Quando comparado com a classificação petrográfica modal, constata-se que os pontos normativos claramente deslocam-se em direção à aresta A-Q, sugerindo que parte dos plagioclásios apresentam uma composição rica em Na.

Tabela II.2.4 – Distribuição das análises litoquímicas dos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba

	Fácies	Corpo(s) Principal(is)	Folhas		Nº de Amostras
			Brusque	Botuverá	
Suíte Valsungana/Guabiruba	Valsungana	Maciço Norte	X	X	11
		Maciço Sul	X		08
		Lajeado de Guabiruba		X	–
		Lajeado de Botuverá		X	02
	Indaiá	São João Batista	X		04
		Limeira Alta	X		02
		Serra do Tijucas		X	02
	Guabiruba	Campo Novo	X		11
		Stocks da Serra de Batéia	X		02
		Stocks de Nova Itália	X		02
		Santo Antônio		X	06
		Corpos Filonianos	X		05
		Barra da Areia		X	–
		Gaspar Alto		X	05

Tabela II.2.5 – Composição química dos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba, provenientes das folhas Botuverá e Brusque.

	MA-145b	MA-144j	MA-144e	MA-144i	MA-144k	MA-144g	MA-144f	MA-144m	JS-03a	JS-04d	AC-294	AC-353a	MA-93d	MA-228b	MA-230a
	○	○	○	○	○	○	○	○	○	○	●	●	●	●	●
SiO_2	69,40	6610	66,30	65,60	68,30	66,90	66,10	64,60	67,30	67,30	57,00	67,90	65,70	67,30	67,30
Al_2O_3	14,20	14,40	15,50	15,00	14,50	14,70	14,60	14,70	15,70	16,00	15,80	15,20	15,80	16,40	15,80
Fe_2O_3	0,10	0,29	0,10	0,51	0,10	0,45	0,42	0,62	0,86	1,20	2,30	0,83	0,85	0,92	0,43
FeO	1,60	3,70	3,20	3,50	2,10	3,10	3,40	4,30	1,30	1,00	3,90	1,50	2,20	0,88	1,50
MnO	0,03	0,07	0,06	0,07	0,04	0,04	0,07	0,08	0,03	0,04	0,12	0,04	0,06	0,02	0,03
MgO	0,12	1,10	0,47	0,55	0,27	0,50	0,59	0,73	0,54	0,57	4,50	1,30	1,30	0,91	1,50
CaO	1,70	2,80	2,50	2,70	2,00	2,90	2,90	3,00	3,00	2,50	5,00	2,20	2,40	2,70	2,70
Na_2O	3,90	3,40	3,60	3,70	3,70	3,40	3,60	3,70	4,40	4,80	3,30	4,40	4,60	4,90	4,70
K_2O	7,20	5,80	6,30	6,00	7,00	5,60	6,00	5,70	5,10	4,80	4,10	4,50	4,80	4,60	4,30
TiO_2	0,15	0,66	0,53	0,69	0,28	0,55	0,63	0,77	0,56	0,48	0,75	0,40	0,44	0,45	0,46
P_2O_5	0,13	0,55	0,42	0,51	0,20	0,49	0,54	0,52	0,28	0,20	0,47	0,18	0,27	0,21	0,20
H_2O-	0,09	0,06	0,05	0,07	0,09	0,06	0,07	0,07	0,10	0,09	0,10	0,21	0,19	0,11	0,09
P. Fogo	0,88	0,54	0,51	0,47	1,01	0,59	0,52	0,61	0,59	0,69	2,15	0,94	0,99	0,50	0,58
Ba	720,00	1.120,00	1.340,00	1.040,00	720,00	960,00	940,00	940,00	2.150,00	1.900,00	1.750,00	1.900,00	2.150,00	2.000,00	2000,00
F	1.500,00	1.700,00	1.050,00	1.250,00	1.900,00	1.700,00	1.400,00	1.550,00	1.650,00	1.100,00	1.000,00	1.450,00	1.400,00	770,00	815,00
Li	24,00	31,00	32,00	32,00	31,00	26,00	28,00	37,00	16,00	16,00	38,00	31,00	16,00	19,00	17,00
Mo	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00	10,00	5,00	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N
Nb	10,00N	10,00N	10,00L	10,00N	10,00N	10,00N	10,00L	10,00L	22,00	19,00	10,00N	10,00N	18,00	19,00	10,00N
Rb	388,00	239,00	256,00	240,00	360,00	232,00	233,00	260,00L	141,00	142,00	209,00	179,00	122,00	145,00	122,00
Sn	1,00	1,00N	1,00L	1,00L	1,00L	1,00L	1,00L	1,50	1,60	1,40	1,00L	1,00L	1,00L	1,00L	1,00L
Sr	175,00	209,00	223,00	209,00	166,00	226,00	212,00	264,00	1.000,00G	1.000,00G	736,00	1.000,00G	1.000,00G	1.000,00G	1000,00G
W	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L
Y	109,00	08,00	86,00	96,00	89,00	98,00	98,00	98,00	10,00N	18,00	66,00	14,00	13,00	10,00L	20,00
Zr	515,00	1.000,00G	1.000,00G	1.000,00G	807,00	1.000,00G	1.000,00G	1.000,00G	350,00	291,00	260,00	334,00	330,00	287,00	274,00

CONVENÇÕES:
○ – Granitóide Valsungana Sul
● – Granitóide Valsungana Norte
Δ – Granitóide Indaiá
▲ – Granitóide Guabiruba

Tabela II.2.5 (Continuação)

	MA-243	MA-178j	MA-178h	MA-178g	MA-178e	AC-299b	AC-268g	AC-315	MA-154i	MA-178i	AC-352b	AK-269a	AK-269b	AK-270a	AK-219
	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲	▲
SiO_2	68,00	67,50	67,30	64,70	67,90	68,70	69,40	69,60	62,00	66,80	64,60	67,60	72,20	69,20	65,90
Al_2O_3	14,20	14,10	14,10	14,10	13,60	14,10	14,80	14,90	18,10	14,20	15,80	15,90	14,10	16,70	13,70
Fe_2O_3	0,98	1,00	1,60	1,40	1,10	0,86	0,72	0,69	0,75	1,50	0,53	0,89	0,18	0,83	2,20
FeO	2,00	2,70	2,10	2,70	2,50	1,30	0,88	1,00	2,20	2,50	1,50	1,80	0,44	1,50	3,40
MnO	0,05	0,06	0,05	0,06	0,05	0,04	0,04	0,04	0,06	0,06	0,03	0,02	0,01	0,02	0,10
MgO	0,58	0,97	1,00	2,30	0,86	1,40	0,35	0,87	0,44	0,98	1,70	1,30	1,50	0,63	0,85
CaO	2,10	1,90	2,00	2,70	2,00	1,30	2,10	1,40	2,10	2,00	2,40	1,30	0,64	1,70	2,10
Na_2O	3,30	3,20	3,30	3,20	2,30	3,40	4,70	3,60	4,70	3,30	4,40	5,30	5,30	3,20	3,50
K_2O	7,00	6,50	6,60	6,50	6,70	7,60	5,20	6,70	8,00	6,60	5,50	4,00	5,00	4,20	4,90
TiO_2	0,48	0,47	0,48	0,55	0,43	0,24	0,28	0,17	0,32	0,53	0,29	0,24	0,05	0,38	0,72
P_2O_5	0,20	0,19	0,21	0,28	0,20	0,08	0,09	0,07	0,08	0,18	0,12	0,12	0,05	0,18	0,39
H_2O-	0,10	0,12	0,13	0,07	0,07	0,07	0,04	0,08	0,07	0,07	0,12	0,14	0,07	0,17	0,14
P. Fogo	0,80	0,85	0,88	0,87	0,85	0,64	0,87	0,58	0,92	0,72	2,53	1,20	0,30	0,83	1,72
Ba	2.050,00	1.900,00	1.900,00	1.850,00	1.750,00	1.600,00	2.650,00	1.360,00	1.020,00	1.850,00	1.950,00	2.050,00	100,00	1.460,00	2.350,00
F	1.500,00	1.300,00	1.400,00	1.800,00	1.800,00	540,00	700,00	540,00	483,00	1.700,00	1.050,00	870,00	245,00	650,00	1.200,00
Li	25,00	36,00	33,00	34,00	33,00	28,00	44,00	28,00	30,00	40,00	27,00	20,00	2,00	19,00	6,00
Mo	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N	5,00N
Nb	10,00N	10,00N	10,00N	10,00L	10,00N	10,00L	28,00	10,00L	10,00L	25,00	10,00N	10,00N	10,00N	10,00N	10,00N
Rb	296,00	281,00	284,00	302,00	282,00	340,00	222,00	354,00	601,00	150,00	299,00	112,00	263,00	90,00	518,00
Sn	1,40	1,00L	1,00L	1,20	1,00	1,00L	1,00L	1,00L	1,00	1,00L	1,00	2,00	1,00L	1,00	1,00L
Sr	267,00	266,00	278,00	287,00	272,00	286,00	1.000,00G	260,00	212,00	1.000,00G	948,00	837,00	205,00	1.000,00G	227,00
W	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L	3,00L
Y	85,00	142,00	169,00	84,00	81,00	39,00	10,00L	76,00	70,00	69,00	10,00L	23,00	10,00N	10,00L	10,00N
Zr	759,00	828,00	927,00	908,00	863,00	583,00	43,00	335,00	474,00	357,00	255,00	310,00	95,00	669,00	1.000,00G

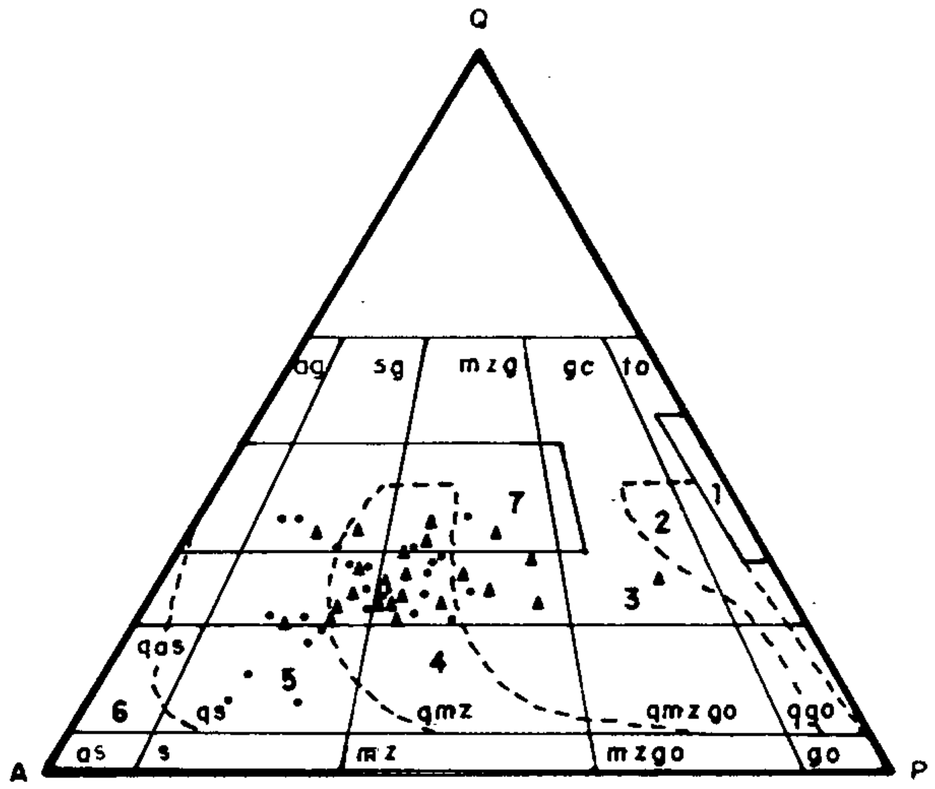


Figura II.2.31 – Diagrama QAP de Streckeisen (1973) com a plotagem dos dados modais relativos às fácies Guabiruba (○) e Valsungana (△). Campos das séries graníticas segundo Lameyre & Bowden (1982): 1. toleiítica; 2. calcialcalina baixo K; 3. calcialcalina médio K; 4. calcialcalina alto K; 5 granitóides aluminosos de províncias alcalinas; 6. alcalinas; 7 granitóides de fusão crustal.

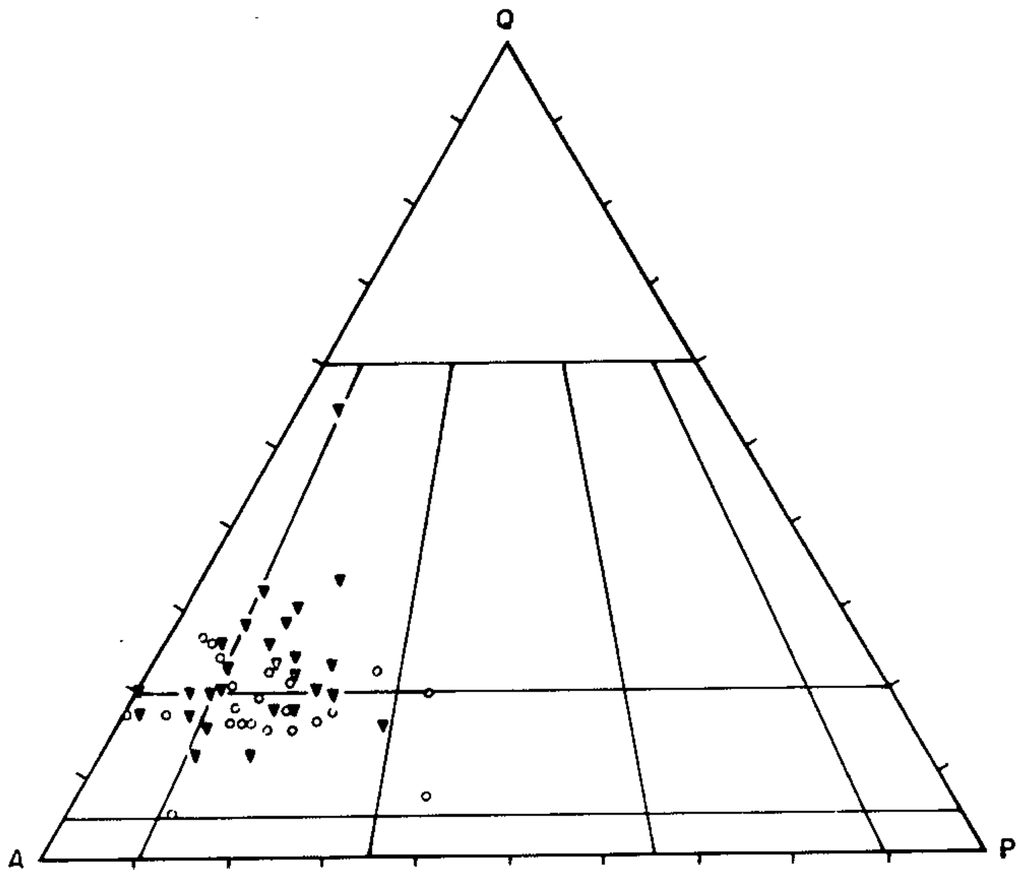


Figura II.2.32 – Diagrama QAP de Streckeisen (1973) com plotagem e dados normativos referentes às fácies Guabiruba (▽) eValsungana (o).

A comparação entre as amostras constituintes das fácies Guabiruba e Valsungana e suas variações composicionais foi realizada através de uma série de diagramas tipo Harker. O sumário destes diagramas, expresso na figura II.2.33, destaca prontamente uma nítida correlação negativa entre os teores de SiO_2 e os teores em CaO, TiO_2, além dos íons, ou associações de íons, como Mg + Ca + Fe* e Al + Fe* + Ti. Por outro lado, verifica-se uma correlação direta com a soma dos álcalis (Na_2O + K_2O_3).

Esses resultados podem ser interpretados como decorrentes de um declínio na cristalização de plagioclásio, acompanhado pelo gradativo processo de diferenciação magmática em direção a termos mais ácidos, com um empobrecimento constante em máficos (pela retirada dos elementos ferromagnesianos) e um enriquecimento relativo nos teores de álcalis mais alumina. Estas considerações, parecem compatíveis com sistemas normais de cristalização de magmas graníticos. Observando-se em detalhe, a distribuição das fácies Valsungana e Guabiruba dentro de cada um dos diagramas, verifica-se que, de uma maneira geral, os termos mais diferenciados são os que detêm os maiores teores em sílica e álcalis e mais baixos em MgO, Fe*, P_2O_5 e TiO_2; além do CaO, o qual já foi balizado pela análise estatística multivariada, como o principal elemento de distinção entre as duas fácies, onde os granitóides mais diferenciados, relacionados à Fácies Guabiruba detêm teores médios de 1,76% em CaO contra teores de 2,88% para os da Fácies Valsungana.

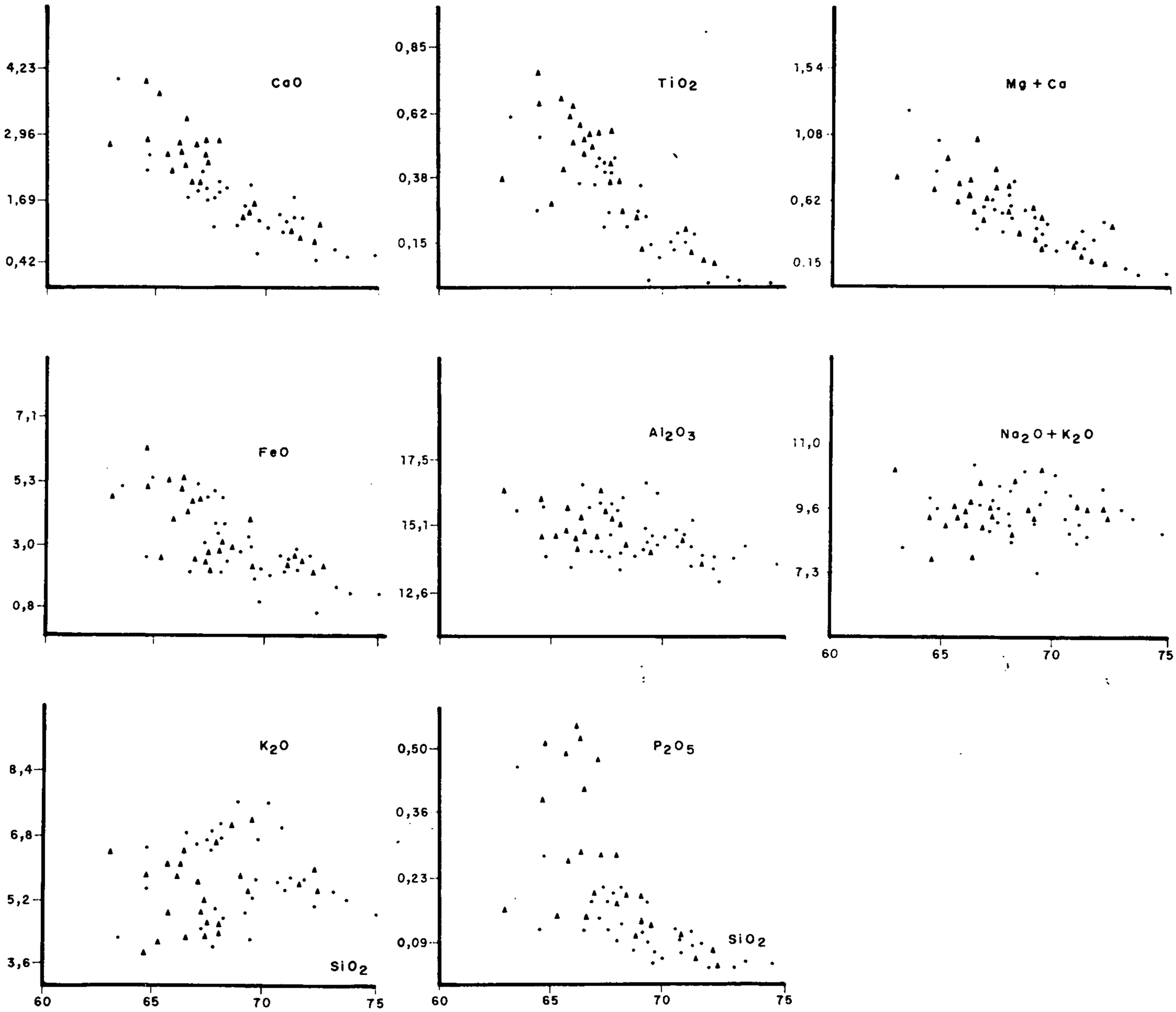


Figura II.2.33 – Diagramas tipo Harker de correlação entre SiO_2 e óxidos principais. Fácies Valsungana (▲). Fácies Guabiruba (●).

Os *trends* obtidos demonstram a existência de uma nítida concordância entre as amostras das duas litofácies, dentro de um processo evolutivo único para todo o agrupamento, onde os granitóides tipo Guabiruba representariam os termos finais de cristalização do magma granítico, em estágio evolutivo iniciado com o *emplacement* dos batólitos graníticos tipo Valsungana.

A caracterização tipológica dessas rochas graníticas foi baseada nas propostas de Debon & Le Fort (1983), com os dados analíticos de elementos maiores sendo plotados em diagramas químico-mineralógicos. A classificação, feita a partir do diagrama Q x P (figura II.2.34), evidencia que a suíte está representada por granitos, quartzo sienitos e quartzo monzonitos, com ocorrência subordinada no campo dos adamelitos. As amostras referentes à Fácies Guabiruba, apresentam os maiores valores para os índices P e Q, significando pertencerem aos termos mais diferenciados da associação.

No diagrama A x B (figura II.2.35), constata-se que as amostras concentram-se nos campos IV e V do domínio metaluminoso, predominantemente no último. Os granitóides tipo Valsungana são os que detêm maiores teores em máficos, os quais chegam a atingir cerca de 27% do conteúdo total, enquanto que a Fácies Guabiruba demonstra uma concentração em direção ao campo IV, próximo do vértice de origem A x Q, onde predominam rochas leucocráticas quartzo-feldspáticas. Cerca de 13% das amostras desta fácies, ultrapassam o limite do domínio peraluminoso, concentrando-se próximo aos campos II e III, nos leucogranitóides.

Assim, as amostras dispostas no domínio metaluminoso (campos IV e V) caracterizam uma associação magmática intermediária entre os termos da série cafêmica e alumino-cafêmica, sugerindo um *trend* semelhante ao do Complexo de Bavella-Sabucco (Córsega), de afinidade cafêmica, descrito por Bonin (1980), *apud* Debon & Le Fort (1983). Estas associações magmáticas têm suas origens definidas tanto a partir de uma fonte magmática provinda diretamente do manto, ou como forma mais comum, a partir de uma fonte híbrida, onde participam partes de uma crosta siálica e contribuições do manto, em proporções não bem definidas.

As proporções entre o quartzo, os minerais máficos escuros e os feldspatos (+ muscovita) nas rochas plutônicas comuns podem ser facilmente estimadas com a aplicação simultânea dos parâmetros de La Roche (1980) (*apud* Debon & Le Fort, 1983), quais sejam: Q= Si/3 - (K + Na + 2Ca/3), B= Fe + Mg + Ti e F= 555 - (Q + B), dispostos no diagrama triangular Q x B x F. Neste diagrama, representado na figura II.2.36, a natureza da associação cafêmica pode ser identificada nos seus subtipos (calcialcalino, subalcalino, alcalino, toleiítico, etc), onde podemos enquadrar a Suíte Valsungana/Guabiruba dentro da associação cafêmica, no subtipo subalcalino (monzonítico).

Adicionalmente, nota-se a concordância na disposição geral de pontos entre as séries alumino-cafêmica e alcalina, confirmando o *trend* anteriormente sugerido pelo diagrama A x B. Verifica-se ainda que 50% das amostras são subleucocráticas a leucocráticas, com os 50% restantes caindo no campo da associação mesocrática.

A dualidade no padrão de alcalinidade do agrupamento granítico em pauta é corroborado pelo diagrama de Wright (1969), expresso na figura II.2.37, onde as amostras posicionam-se junto à linha intermediária entre os campos alcalino e calcialcalino, situando-se os pontos correspondentes à Fácies Guabiruba ao longo dos extremos do agrupamento.

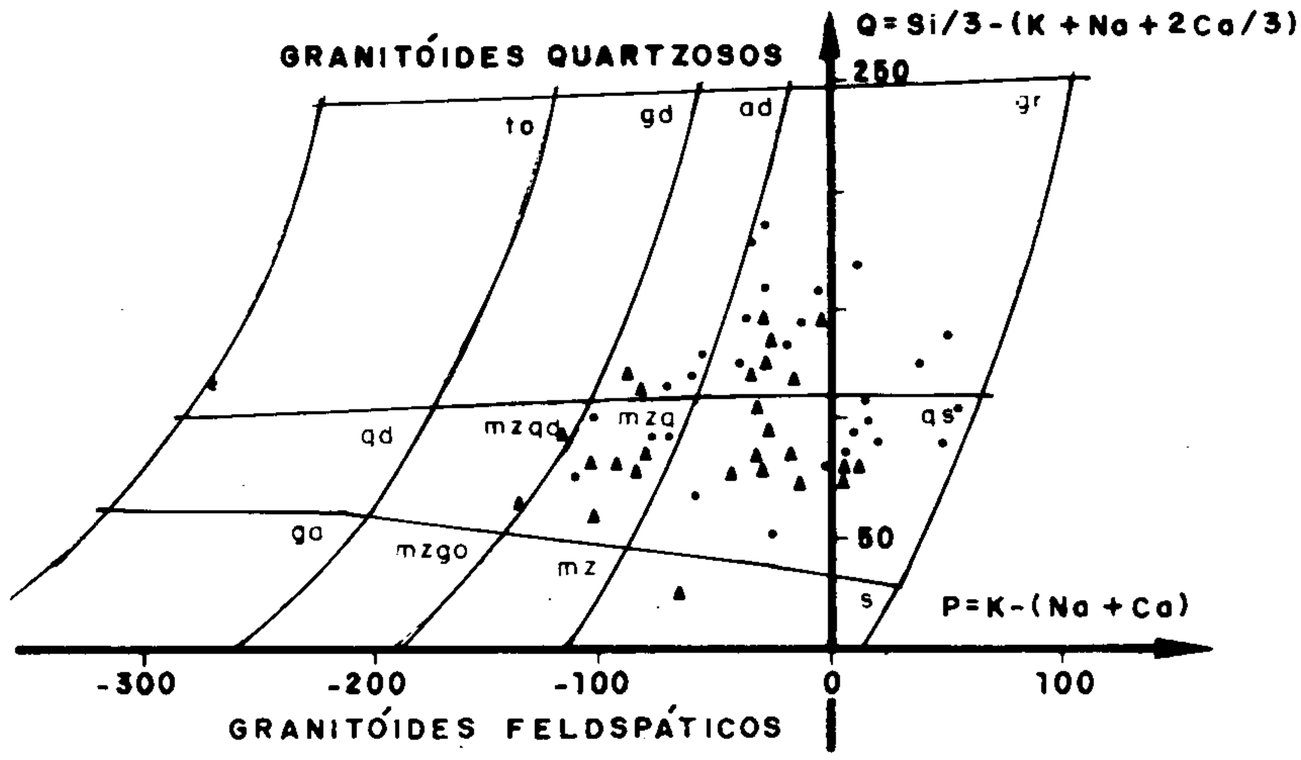


Figura II.2.34 – Diagrama classificatório Q x P de Debon & Le Fort (1983), com a distribuição da Suíte Valsungana (▲). /Guabiruba (●).

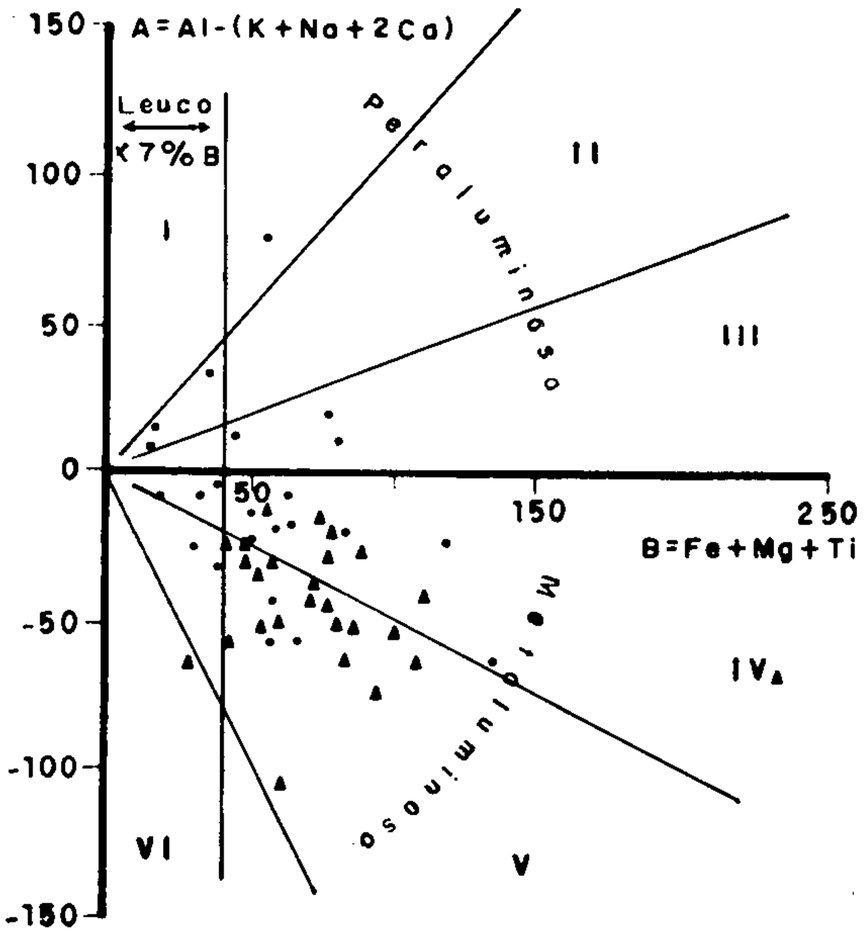


Figura II.2.35 – Caráter metaluminoso das rochas da Suíte Valsungana/Guabiruba, expresso no diagrama A xB de Debon & Le Fort (1983). Convenções como acima.

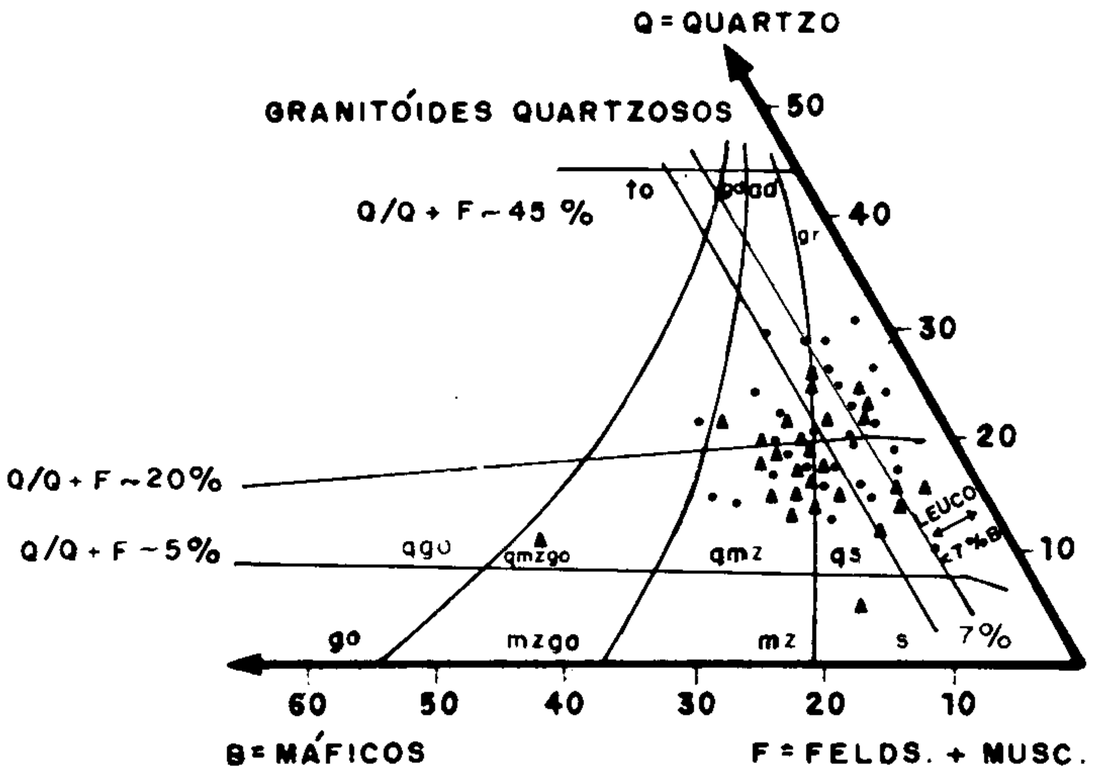


Figura II.2.36 – Diagrama Q-B-F de Debon & Le Fort (1983) com os pontos referentes as fácies Valsungana (▲) e Guabiruba (●). Para comparação destaca-se o trend demarcado para o Complexo Bavello-Savucco (Córsega) descrito por

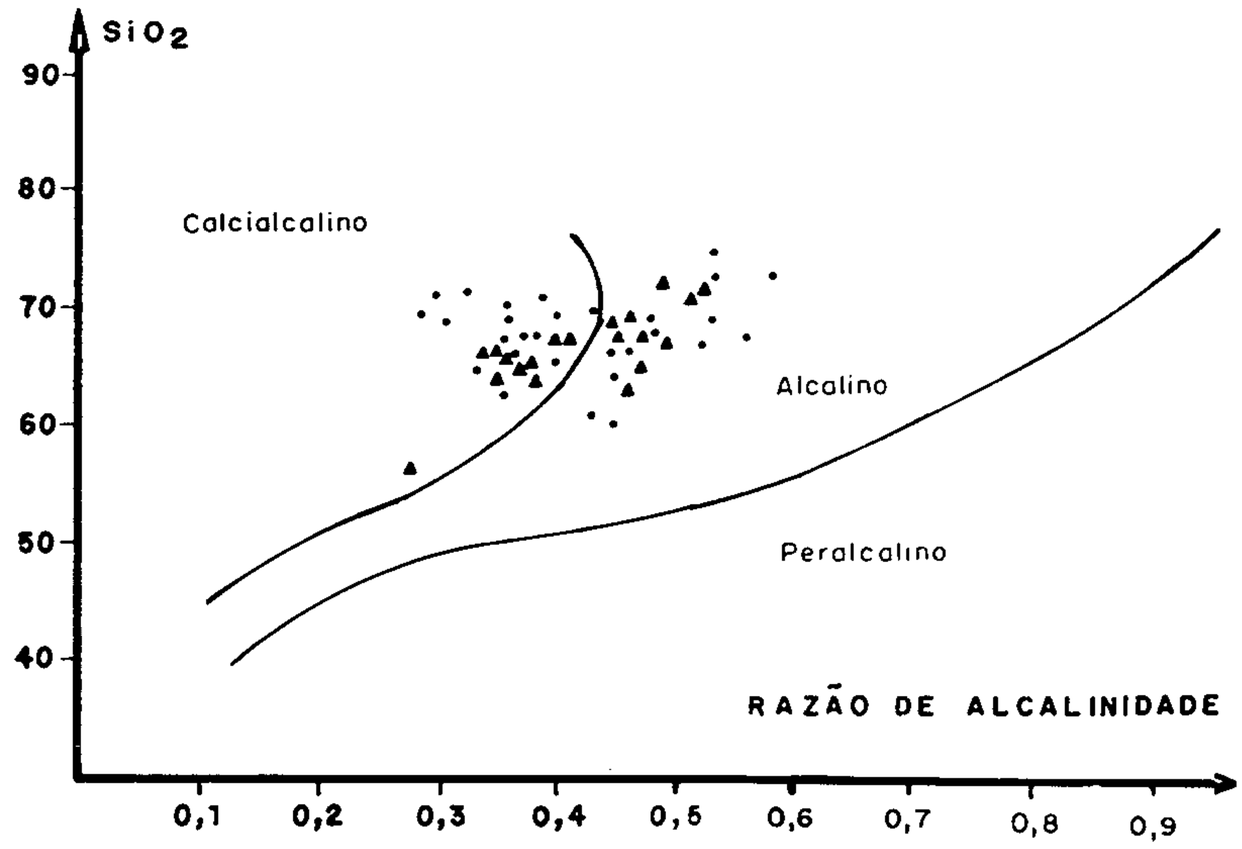


Figura II.2.37 – Diagrama de alcalinidade de Wright (1969) – Fácies Valsungana (Δ); Fácies Guabiruba (O).

O diagrama de Rapela & Caminos (1987), apresentado na figura II.2.38, que relaciona álcalis e alumina, evidencia que as amostras dispõem-se no campo metaluminoso, ocorrendo uma concentração dos granitóides Guabiruba em direção ao campo peraluminoso.

Calculando-se o valor mol de Al/(Na + K + Ca/2), a partir da composição química média determinada para as duas fácies principais da Suíte Valsungana/Guabiruba (tabela II.2.5), obteve-se um índice de 1,06 para a Fácies Guabiruba e de 1,01 para a Fácies Valsungana. Por outro lado, a razão Fe^{+3}/Fe^{+2} para essas duas fácies é de 0,43 e 0,39 respectivamente, o que evidencia uma fugacidade de oxigênio relativamente baixa, caracterizada também pelos baixos teores em magnetita presentes nas duas fácies.

Esses dados, quando comparados aos parâmetros de classificação de granitóides quanto ao seu ambiente tectônico, expressos por Pitcher (1982), são compatíveis com aqueles esperados para granitóides do tipo "S"; muito embora os teores de Na_2O sejam superiores a 3,2%, neste caso posicionando-se em 3,57% e 4,10% respectivamente, para as duas fácies estudadas. Associando-se essas características litoquímicas com os dados obtidos através das análises petrográficas, quais sejam: caracterização de uma fácies porfirítica dominante, representada pelos corpos Valsungana; ocorrência constante de xenólitos de metassedimentos; predominância de monzogranitos; e de processos de colocação dos granitóides segundo diápiros controlados em zonas de *shear belts*; conclui-se que os granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba correspondem a granitóides do tipo "S", gerados, possivelmente, de uma fonte mista, onde a participação de uma fonte de constituição básica mantélica, rica em Na_2O e em elementos ferromagnesianos, se associaria a uma maior contribuição de crosta siálica, rica em Al_2O_3 e K_2O.

Elementos Terras-Raras – a variação dos elementos terras-raras (ETR) na Suíte Valsungana/Guabiruba foi definida através da análise

de doze amostras, distribuídas segundo suas duas principais fácies, sendo cinco da Fácies Valsungana e sete da Fácies Guabiruba.

Os padrões obtidos, expressos pelas curvas das figuras II.2.39a e b, registram uma distribuição homogênea, um traçado uniforme e anomalias de Eu de intensidade comparável para ambas as fácies. Características distintivas estão expressas pelo conteúdo total em ETR, o qual se apresenta mais elevado na Fácies Guabiruba ($SETR_{(n)}$= 1.147,90) do que na Fácies Valsungana ($SETR_{(n)}$= 717,48).

Os teores em ETR vêm-se acrescidos na fração de ETRL, com valores de $La_{(n)}$ de 499,89 para a Fácies Guabiruba e 170,13 para a Fácies Valsungana, contra valores médios em $Yb_{(n)}$ de 15,22 e 15,92, respectivamente, para cada uma das fácies. Como conseqüência, a Fácies Guabiruba apresenta um inclinação mais acentuada das curvas, com uma razão $Ce/Yb_{(n)}$ de 22,28. Na Fácies Valsungana, esta razão é da ordem de 10,62, e a distribuição ETRL-ETRP é linear.

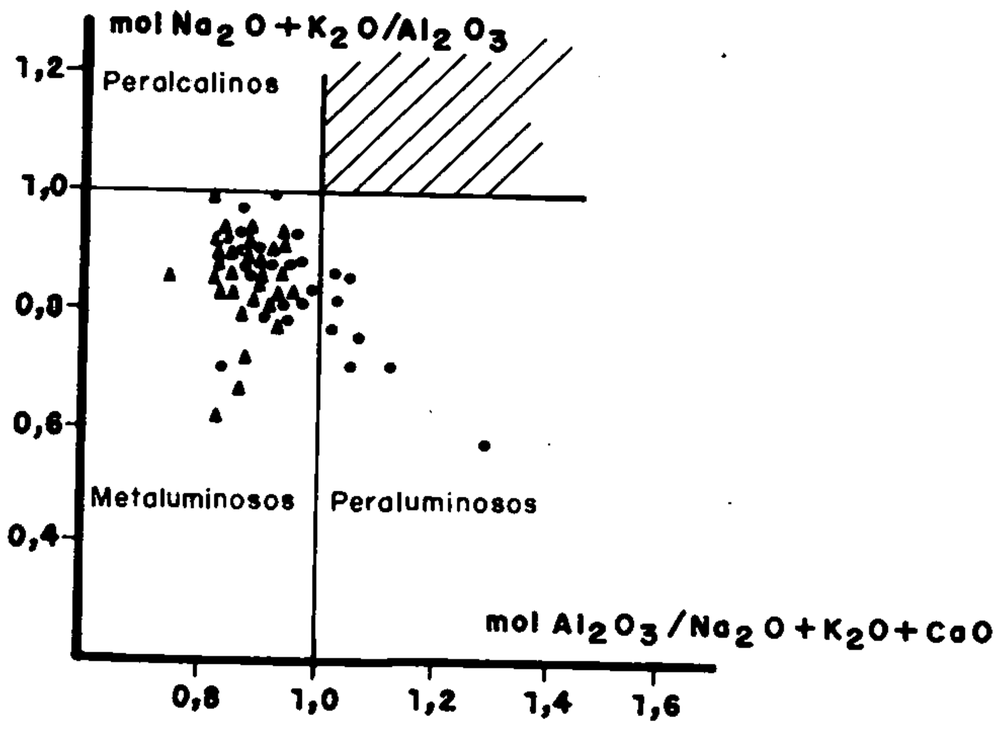


Figura II.2.38 – Diagrama Al_2O_3 x (Na_2O + K_2O) de Rapela & Caminos (1987) com a distribuição de pontos referentes a Suíte Valsungana (Δ);

As anomalias em Eu são idênticas em ambas as fácies, com uma razão média Eu/Eu^* de 0,40.

A utilização de modelos de distribuição de ETR, que possam explicar os processos petrogenéticos atuantes em rochas ácidas e suas potencialidades metalogenéticas, normalmente esbarra em fatores como a variedade de padrões de cristalização, composição dos materiais geradores de magmas graníticos, influência dos processos de assimilação, efeitos de diferenciação e metassomatismo, que afetam a distribuição geral dos ETR (Nardi, 1989; Cullers & Graf, 1984; Muecke & Clark, 1981).

Para posicionar a Suíte Guabiruba/Valsungana em relação às séries de granitóides, através da distribuição dos teores de ETR e, assim, avaliar as suas potencialidades metalogênicas, recorreu-se à simplificação da classificação elaborada por Kequin *et al.* (1980). Esses autores definiram três séries graníticas (sintexia, transformação e mantélica) reconhecíveis através das seguintes considerações: 1) o material-fonte, do qual o granitóide se derivou; 2) os principais modelos de formação; 3) posicionamento tectônico; e 4) características petrogenéticas e metalogenéticas.

As características anteriormente apontadas para a Suíte Valsungana/Guabiruba quanto à sua fonte, baseada num protólito misto com participação reduzida do manto e substancial contribuição da crosta siálica, permitem enquadrá-la na série de granitóides gerados por transformação de crosta continental, como definido por Kequin *et al.* (*op. cit.*).

Considerações quanto ao ambiente de geração desses granitóides, posicionamento tectônico e potencial metalogênico, através de assinaturas de ETR foram apresentados por Chiodi Filho *et al.* (1987) para os granitóides do Escudo Paranaense. Esses autores, reconhe-

ceram para os granitóides da série de transformação dois padrões de ETR, correspondendo a um padrão T_1 as fases mais tardias, metalogeneticamente especializadas; e a um padrão T_2, as fases precursoras menos diferenciadas e não especializadas (figura II.2.39c).

A comparação dos padrões obtidos na Suíte Valsungana/Guabiruba, com aqueles determinados por Chiodi Filho *et al.* (*op. cit.*) para os granitóides paranaenses, sugere seu enquadramento no padrão T_2, característico dos termos precursores metalogeneticamente não especializados.

As seguintes conclusões gerais, podem ser extraídas para a Suíte Valsungana/Guabiruba:

a) A suíte resulta de um processo genético único, com variações faciológicas relacionadas com a evolução do sistema de *emplacement* e de diferenciação em câmara magmática;

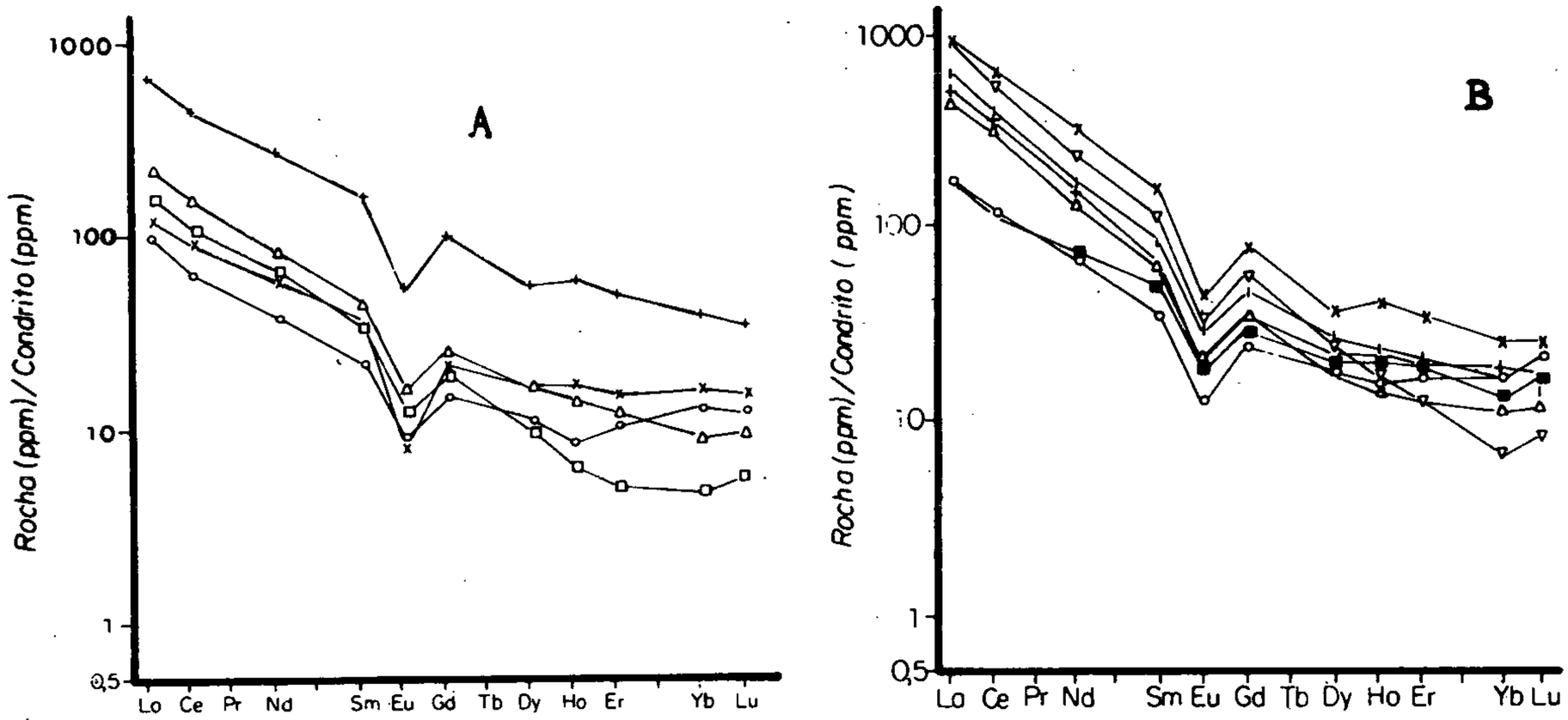


Figura II.2.39 – Padrão de distribuição dos ETR normalizados a condrito segundo Evensen et al. (1978) para os granitóides da Fácies Valsungana (A)/Guabiruba (B). Padrões T_1 e T_2 para granitóides da série de transformação (C), segundo Chiodi Filho et al. (1989).

b) define um *trend* de cristalização de magmas ácidos, com fracionamento em fases máficas e enriquecimento relativo em álcalis e alumínio, o qual parece ter iniciado com a cristalização da Fácies Valsungana, tendo como termos finais os corpos relacionados a Fácies Guabiruba;

c) litoquimicamente, compreende quartzo monzonitos e quartzo sienitos, com ocorrências subordinada de adamelitos;

d) pertence ao domínio das rochas metaluminosas (campos IV e V);

e) posiciona-se junto aos limites dos campos calcialcalino-alcalino;

f) apresenta uma alcalinidade variável entre termos sódicos e potássicos;

g) é constituída por granitóides do tipo "S", gerados a partir de fonte mista, com substancial participação de crosta siálica;

h) enquadra-se na série de granitóides de transformação da crosta continental, em suas fases precursoras.

2.3.2.6 Mecanismo de Colocação dos Granitóides

Na região considerada, abrangendo também as folhas vizinhas, situam-se importantes sistemas de falhamentos trancorrentes, que seccionam as rochas proterozóicas e eo-paleozóicas do Escudo Catarinense, sendo os mais importantes, os chamados lineamentos Perimbó e Major Gercino. Entre estes, já amplamente divulgados na bibliografia, desenvolve-se outro sistema de falhas, associado aos primeiros, que denominamos de Itajaí-Mirim.

Estes falhamentos principais apresentam intensa faixa milonítica, comumente cataclasada por reativações posteriores, indicando uma história evolutiva complexa. Os dados estruturais disponíveis sugerem que são falhamentos profundos e antigos, tendo participado na estruturação do Complexo Brusque e das rochas de seu presumível embasamento (complexos Granulítico e Granito-Gnáissico).

A análise regional destes falhamentos mostra uma importante fase de reativação transcorrente, durante o Proterozóico Superior, responsável pela implantação das fases deformacionais tardias D_{3-4}. Estas fases atuaram sobre os metamorfitos do Complexo Brusque, gerando condições de emplaçamento de corpos graníticos ao longo dos lineamentos e, provavelmente, nas zonas axiais de grandes dobramentos.

Esta importante fase de reativação processou-se, notadamente, em condições mais rígidas da crosta, e a ela sucedeu-se uma nova reativação eminentemente frágil, propiciando o desenvolvimento de brechas e cataclasitos. A linha de falha principal do Sistema Itajaí-Mirim, a exemplo dos demais sistemas, alçou o bloco SE dos metamorfitos do Complexo Brusque, com intenso desenvolvimento de brechas, colocando em contato xistos da zona da granada com filitos da zona da biotita, caracterizando um rejeito inverso em plano de alto ângulo (maior de 50°).

Os dados petrográficos têm mostrado o desenvolvimento de minerais de metamorfismo de contato (cordierita-andaluzita-fibrolita) sobre a foliação S_{1-2}, impressa nos xistos e filitos encaixantes. Por outro lado, porfiroblastos de biotita, granada e andaluzita, do metamorfismo de contato, mostram-se, às vezes, rotados no plano de foliação milonítica (S_{3-4}. Esse fato, já assinalado anteriormente, indica que a colocação dos granitóides, principalmente da Suíte Valsungana/Guabiruba, processou-se sin-tardi a fase de movimentação transcorrente dos principais falhamentos. Os dados referentes a natureza dos contatos, texturas e estruturas também conduzem a esta interpretação.

Por outro lado, as formas elípticas a sigmoidais dos corpos granitóides e suas posições em relação às principais linhas de falha sugerem a colocação desses corpos vinculada ao desenvolvimento da transcorrência. Acreditamos que os magmas graníticos ascenderam à crosta como resultado de esforços distensionais associados a transcorrência (transtensão), de modo semelhante ao proposto por Guineberteau *et al.* (1987) para o plúton granítico de Montagne, França. A ação destes esforços teria sido facilitada pela não retilinearidade das linhas de falha (figura II.2.30). Assim, nos sítios de maior encurvamento das falhas, como por exemplo, a sul de Guabiruba, o mecanismo de transtensão teria sido incrementado, dando origem à criação de espaços na crosta. A ação de penetração do magma nos espaços inicialmente gerados e a continuidade da movimentação das falhas, teria propiciado a ascenção de enormes massas graníticas. Como conseqüência, segundo este mecanismo, o tamanho dos corpos graníticos estaria na dependência da maior sinuosidade e intensidade dos falhamentos, aliado à disponibilidade de magma (também relacionada à profundidade da ação do falhamento).

Neste mecanismo de colocação (transtensão-transcorrência em regime distensional), os corpos do Granitóide Valsungana teriam se posicionado em primeiro lugar, sucedendo-se os corpos das fácies Indaiá e Guabiruba *sensu strictu*, por suas características sin a tardi-cinemáticas.

2.3.2.7 Geocronologia

Para os granitóides da Fácies Valsungana, os dados disponíveis, apresentados no trabalho de Basei (1985), se reportam exclusivamente ao Maciço Sul,inexistindo determinaçõ-es para o Maciço Norte. Segundo esse autor, os resultados obtidos pelos diferentes métodos podem ser assim sintetizados: Rb/Sr (isócrona) - 622 ± 64Ma ; U/Pb - (em zircões) - 647Ma ± 12Ma; K/Ar - entre 500 e 640Ma.

Quanto às idades dos granitóides das Fácies Guabiruba e Indaiá, são somente disponíveis, as determinações radiométricas do granito de São João Batista (continuação do Granito Nova Trento) e do granito de Nova Itália (pequeno *stock* que corta o Valsungana). O granito de São João Batista (Fácies Indaiá) acusou idade isocrônica Rb/Sr de 644 ± 19Ma , enquanto que o granito de Nova Itália (Fácies Guabiruba) mostrou valores entre 601 ± 40Ma (Rb/Sr) e 562 æ 8Ma (K/Ar em biotita; Basei 1985 e Basei & Teixeira, 1987).

Esses dados nos permitem posicionar a idade dos granitóides dessa suíte entre 600 e 650Ma , sendo portanto classificados, brasilianos. Os corpos das fácies Valsungana e Indaiá teriam se posicionado sob forma de grandes batólitos e massas periféricas (Fácies Indaiá) um pouco mais cedo em relação aos pequenos corpos graníticos da Fácies Guabiruba. As idades K/Ar, mais jovens, indicam, provavelmente, a época do "resfriamento regional" das massas graníticas.

Com base em idades similares, pode-se correlacionar os granitóides dessa suíte com aqueles da Suíte São Pedro de Alcântara, incidente mais a sul (Folha Florianópolis – escala 1:100.000) e, também, com grande parte dos granitóides incidentes na porção leste do Escudo Sul-Rio-Grandense.

2.4 Rochas Filonianas Eo-Paleozóicas – EoPZα e EOPZβ

Na área estudada, ocorrem vários corpos de rochas filonianas que seccionam os maciços granitóides e, em parte, os metamorfitos do

Complexo Brusque. Incidem, notadamente, na porção noroeste da folha (região da serra da Bateia), onde as rochas encaixantes foram sujeitas mais intensamente aos processos de fraturamento.

Apresentam-se sob a forma de diques pouco espessos, de possança decimétrica até poucas dezenas de metros e de comprimento variável até centenas de metros, que preenchem fraturas de direções entre N30°W e N30°E.

Estas rochas filonianas apresentam dois *trends* composicionais distintos: um de caráter básico-intermediário e outro francamente ácido. As primeiras se destacam pela sua coloração cinza-escuro a cinza-esverdeado, com pontuações claras dos pórfiros de feldspato, enquanto que as ácidas apresentam-se quase sempre de coloração rósea.

Infelizmente, não foram encontradas evidências de contato direto entre elas, embora em alguns afloramentos tenham sido detectadas manifestações dos dois tipos composicionais. No entanto, ambas são cortadas por diques de diabásio mais jovens, temporalmente relacionados aos derrames basálticos da Formação Serra Geral.

As rochas filonianas não apresentam evidências de metamorfismo, estando suas estruturas ígneas preservadas, tendo sofrido no máximo alguma alteração hidrotermal. Igualmente, estão pouco ou nada deformados, evidenciando-se em alguns corpos, efeitos de cisalhamento, principalmente nas suas bordas.

Composicionalmente, as rochas filonianas do *trend* básico-intermediário constituem-se de termos andesitóides (andesitos, traqui-andesitos, quartzo andesitos) e dioríticos (dioritos, quartzo dioritos e quartzo gabros). Apresentam texturas dos tipos porfirítica, glomeroporfirítica, *quench*, fluidal e amigdaloidal. Os termos andesitóides mostram uma mineralogia bastante uniforme, constituída, no geral, de plagioclásio, clinopiroxênio, hornblenda (actinolita), feldspato alcalino, clorita, biotita, quartzo, esfênio, apatita, além de opacos e outros minerais acessórios e/ou secundários. O plagioclásio, variando de oligoclásio cálcico a andesina sódica, é o mineral dominante; o piroxênio só ocorre na forma de relictos, não sendo identificável; ao passo que a clorita, pseudomorfa com piroxênio ou anfibólio, preserva as seções laterais prismáticas e basais equidimensionais. O processo de alteração hidrotermal é intenso, envolvendo sericitização e oxidação dos feldspatos e cloritização da biotita.

Os termos dioríticos apresentam a mesma mineralogia dos termos andesitóides sendo, no entanto, mais enriquecidos em máficos (augita e hornblenda) em detrimento do plagioclásio. A composição média envolve plagioclásio (70%), piroxênio (25%); além de biotita, hornblenda, quartzo e feldspato alcalino. A mineralogia acessória está representada por: esfênio, apatita e opacos em quantidades-traço, enquanto os produtos secundários incluem epídoto, carbonato, clorita e sericita.

A textura geral dessas rochas é intergranular fina a média (diâmetro dos cristais de 1,5 a 0,35mm), onde o plagioclásio subédrico forma uma trama com os espaços intersticiais ocupados por piroxênio. Localmente, esta textura evolui para ofítica, com o plagioclásio incluso no piroxênio, e intersertal, com os espaços entre os cristais preenchidos por minerais de baixa temperatura (clorita, epídoto, carbonato).

O plagioclásio é a andesina carbonatizada e epidotizada. O piroxênio é a augita e mostra bordas de reação, transformando-se em hornblenda e esta em biotita. O quartzo e o feldspato alcalino pertencem a uma fase residual, constituindo intercrescimentos gráficos.

As rochas filonianas do *trend* ácido compõem-se principalmente de riólitos, e subordinadamente dacitos e sienitos. Apresentam textura porfirítica fina, em alguns termos sobressaindo pórfiros centimétricos de feldspato. A sua mineralogia essencial é composta, em proporções variáveis, de quartzo (tridimita), feldspato alcalino (sanidina, anortoclásio), plagioclásio, biotita e clinopiroxênio, além de acessórios e minerais de alteração.

A análise modal de três amostras de riólito, com base nos fenocristais, indicou a seguinte composição média: quartzo (50%), feldspato alcalino (35%) e plagioclásio (15%). Nestas amostras, o quartzo apresenta-se euédrico, de forma aproximadamente hexagonal, a intensamente corroído, indicando sua cristalização precoce. O feldspato alcalino tem forma prismática, dominando as maclas Carlsbad e Baveno, indicativas de sanidina; a combinação albita e periclina também ocorre, indicando o anortoclásio. O plagioclásio, prismático, está intensamente sericitizado e/ou carbonatizado, impedindo sua classificação pelo método das maclas. No entanto, a associação paragenética sugere tipos sódicos (oligoclásio). Sua inclusão no feldspato alcalino indica sua cristalização anterior.

A matriz destas rochas é extremamente fina e mostra um intenso crescimento esferulítico e, mais raramente, micrográfico. Os esferulitos têm formas circulares a elípticas, com diâmetro máximo de 0,5mm, e são típicos de resfriamento rápido.

Os dados litoquímicos destas rochas filonianas, incluindo amostras das duas folhas mapeadas (Brusque e Botuverá), estão representados por treze análises químicas: oito do *trend* básico-diorítico, uma do *trend* intermediário-traquítico e quatro do *trend* ácido-riolítico, os quais estão expressos na tabela II.2.6.

A representação gráfica destes litótipos pode ser vista no diagrama classificatório de Le Bas *et al.* (1986), onde as amostras do *trend* diorítico posicionam-se no campo estimado para os tefrita-basanitos e traquibasaltos, enquanto que o *trend* intermediário está representado por uma rocha de composição dacítica (figura II.2.40).

Sobre a amostra de dacito, foi obtida uma curva de ETR, cuja configuração pode ser vista na figura II.2.41.

Comparando-se a distribuição dos ETR, juntamente com a constituição mineralógica e a composição química, pode-se sugerir, assim como Basei (1985) e Caldasso *et al.* (1988), a possibilidade destas rochas básico-intermediárias se relacionarem à Suíte Subida e/ou ao Granitóide Faxinal, descritos na Folha Botuverá (Caldasso *et al.*, em preparação) como termos subvulcânicos desses granitóides tardios. No entanto, os dados litoquímicos disponíveis são ainda insuficientes para associá-las com segurança a esses corpos plutônicos.

Quanto aos termos ácidos, sua distribuição concentra-se no campo dos riólitos, francamente destacados do restante da população (figura II.2.40). Sobre estes litótipos, foram obtidas duas curvas de ETR, expressas na figura II.2.42, cuja configuração ajusta-se perfeitamente ao padrão esperado para um vulcanismo de características alcalinas desenvolvido sobre crosta continental.

As filonianas ácidas ocorrentes na Folha Brusque, podem ser correlacionadas com os riólitos de Apiúna, datados por Basei (1985) em 541 ± 26Ma., que cortam os sedimentos anquimetamorfizados da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí, bem como às vulcânicas ácidas da Bacia de Campo Alegre (Episódio Campo Alegre).

Tabela II.2.6 – *Dados analíticos de elementos maiores (% em peso) e traços (ppm) de amostras de rochas filonianas eo-paleozóicas, ocorrentes nas folhas Brusque e Botuverá.* Δ *– trend diorítico;* ▲ *– trend intermediário;* ⊛ *– trend ácido (riolítico),*

	AC-0355a	AK-0270c	JS-005	MA-0230s	MA-0230u	MA-0233c	AC-0353b	AC-0355	MA-0222	AK-216	MA-0230r	AK-0101b	AK-0138b
	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	Δ	▲	⊛	⊛	⊛	⊛
SiO_2	42,40	46,80	45,80	48,80	46,70	49,20	43,20	43,20	63,10	71,40	71,10	73,80	72,10
Al_2O_3	12,70	15,80	14,90	14,50	17,20	14,50	13,10	13,50	15,10	13,60	13,90	14,20	13,00
Fe_2O_3	5,80	3,10	4,90	3,60	2,80	3,20	5,80	4,40	1,40	0,66	0,82	1,00	0,10L
FeO	9,80	8,90	9,20	8,30	7,60	7,50	9,60	10,40	4,40	1,30	0,88	0,88	1,90
TiO2	3,00	2,10	2,30	2,10	1,20	1,90	3,10	2,90	0,65	0,05L	0,11	0,15	0,05L
MnO	0,19	0,22	0,19	0,16	0,15	0,15	0,21	0,19	0,12	0,08	0,12	0,02	0,05
CaO	9,90	7,90	7,70	6,70	8,50	7,50	8,40	8,90	1,20	0,88	0,90	0,06	0,88
MgO	5,40	6,70	5,40	5,10	3,50	5,20	6,00	6,30	3,40	0,15	0,18	1,40	1,30
Na_2O	3,20	4,00	3,90	3,80	3,50	3,60	3,30	3,20	2,20	4,30	4,80	0,51	3,40
K_2O	1,20	1,00	1,10	2,30	0,55	1,90	1,50	1,20	4,80	5,30	5,30	5,20	5,30
P_2O_5	3,20	0,58	0,99	1,20	0,21	1,60	1,90	2,40	0,11	0,05L	0,05L	0,05L	0,05L
P, Fogo	2,17	0,00	2,34	2,36	1,50	2,76	2,76	2,24	2,90	1,72	1,46	2,67	1,68
H_2O	0,23	0,00	0,26	0,27	0,17	0,35	0,25	0,25	0,00	0,17	0,21	0,57	0,15
Ba	780,00	640,00	700,00	1.140,00	280,00	820,00	2.100,00	1.450,00	0,00	125,00	165,00	440,00	60,00
F	1.750,00	840,00	855,00	1.100,00	298,00	1.500,00	1,500,00	1.350,00	0,00	2.950,00	400,00	1.400,00	2.700,00
Li	24,00	34,00	28,00	22,00	22,00	24,00	40,00	21,00	0,00	7,00	5,00	9,00	11,00
Mo	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00	5,00N	5,00N	0,00	5,00	5,00	5,00N	5,00N
Nb	10,00N	10,00N	10,00N	10,00L	10,00N	10,00L	10,00N	10,00N	0,00	25,00	51,00	12,00	22,00
Rb	10,00L	10,00L	10,00L	18,00	10,00L	16,00	10,00L	10,00L	0,00	251,00	316,00	458,00	226,00
Sn	1,00N	1,00N	1,00N	1,00N	1,00N	1,00N	1,00N	1,00N	0,00	1,20	2,00	4,80	4,00
Sr	519,00	534,00	565,00	503,00	529,00	581,00	544,00	556,00	115,00	21,00	57,00	34,00	17,00
Y	88,00	58,00	71,00	62,00	28,00	80,00	87,00	84,00	57,00	111,00	115,00	92,00	105,00
Zr	388,00	201,00	248,00	422,00	56,00	474,00	348,00	354,00	310,00	303,00	293,00	487,00	285,00
Co	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	20,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	75,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Cu	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	55,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Ni	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	50,00	0,00	0,00	0,00	0,00
V	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	120,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Zn	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	115.00	0.00	0.00	0.00	0.00

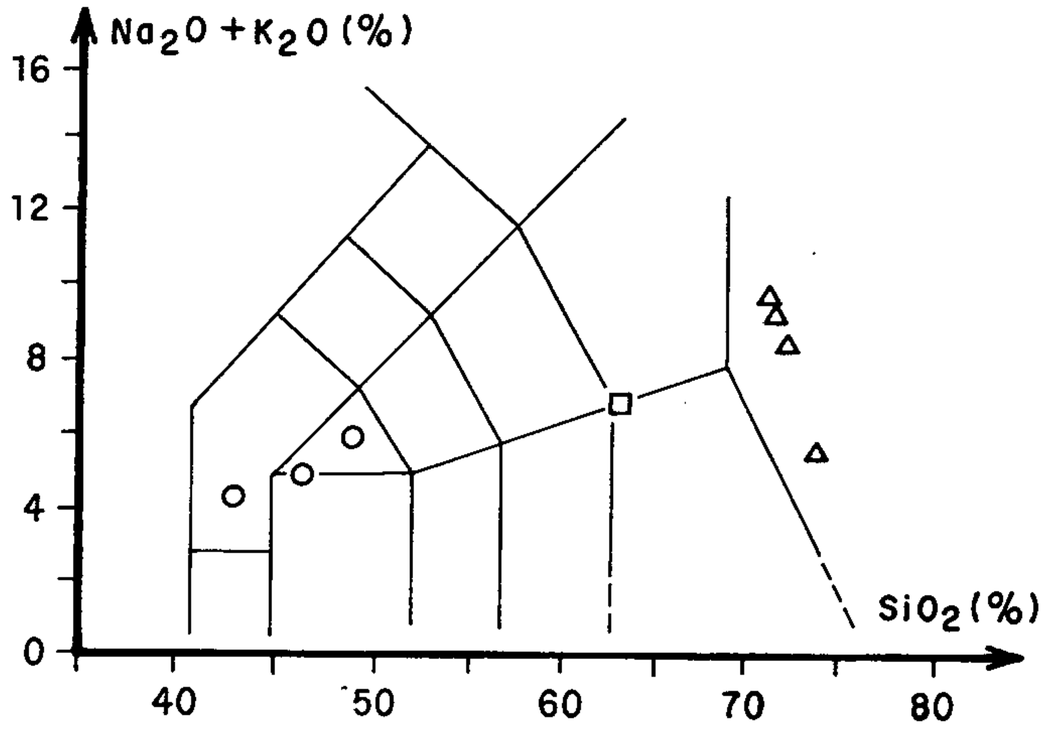


Figura II.2.40 – Diagrama TAS de classificação de rochas vulcânicas (Le Bas et al., 1986). (o) trend diorítico; (■) trend intermediário; (▲) trend ácido.

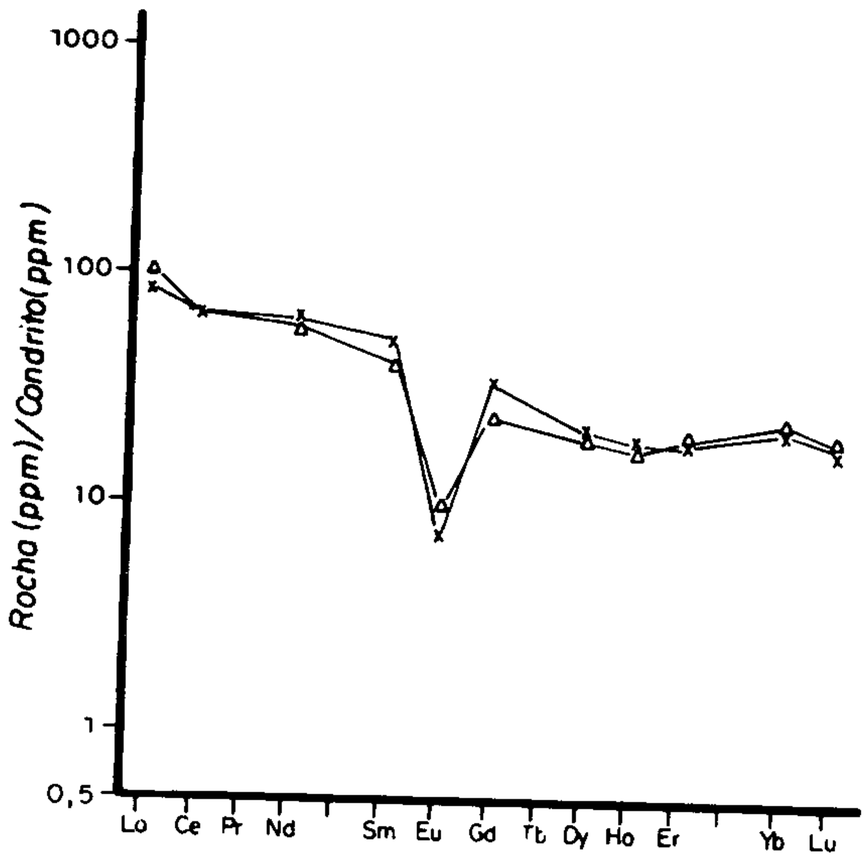


Figura II.2.42 – Padrão de distribuição dos ETR em amostras de diques riolíticos.

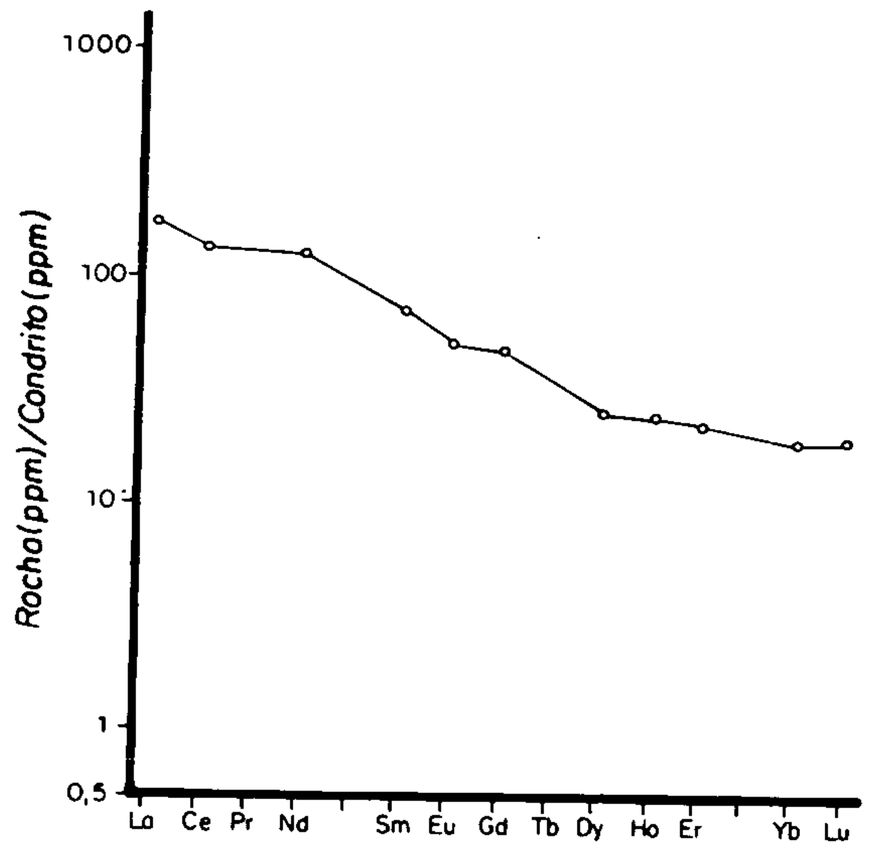


Figura II.2.41 – Padrão de distribuição dos ETR normalizados à condrito, obtido em rocha dacítica (trend intermediário) da região da serra da Batéia (Folha Brusque).

Quanto à idade das rochas do *trend* básico-intermediário, não se dispõe, até o presente, de datações radiométricas, embora várias amostras dos diferentes termos subvulcânicos tenham sido coletadas e encaminhadas para datação pelo método K/Ar. As relações com as encaixantes e o preenchimento de fraturas relacionadas aos eventos tardios das fases transcorrentes (D_{3-4}) permitem posicionar estas rochas no Eo-Paleozóico. Com efeito, na folha contígua de Botuverá (Caldasso *et al.*, em preparação), essas rochas subvulcânicas ocorrem preenchendo as fraturas do sistema N30°W a N30°E, que constituem-se em fraturas plano-axiais de D_4, que cortam além dos granitóides e metamorfitos do Complexo Brusque, também as rochas sedimentares da Bacia Itajaí já dobradas em D_3 e anquimetamorfizadas.

2.5 Magmatismo Mesozóico – Kλ e JKdb

O magmatismo mesozóico está representado, na área da Folha Brusque, por inúmeros diques de diabásio, que seccionam as unidades mais antigas, e por uma pequena manifestação filoniana de rocha alcalina.

Os diques de diabásio, com possanças métricas e comprimentos de centenas de metros, incidem em todos os quadrantes da folha, sendo melhor observados quando cortam as rochas granitóides. Apresentam-se, comumente, bastante alterados, principalmente quando alojados nos metamorfitos do Complexo Brusque. Ocorrem preenchendo fraturas, principalmente do sistema de direção geral NW-SE.

Cortam as rochas filonianas básico-intermediárias eo-paleozóicas e delas se distinguem por sua coloração mais escura, granulação fina a afanítica e ausência de tectonismo.

Microscopicamente, estas rochas apresentam granulação fina a média, com tamanho máximo dos cristais atingindo 4,0mm. A textura é, em geral, equigranular hipidiomórfica, com formas microporfiríticas, onde fenocristais de plagioclásio de grão médio (2 a 4mm) estão imersos em matriz fina. Ocasionalmente, ocorrem texturas amigdaloidal, glomeroporfirítica e subofítica, sendo esta última, mais freqüente, marcada pelo arranjo do plagioclásio intergranular, formando uma trama com máficos intersticiais e sua inclusão parcial nos piroxênios.

Sua mineralogia essencial e avaliação modal estimada, incluindo os produtos secundários, compreende: plagioclásio (anortita) – 70%-80%, piroxênio (titano-augita) – 20%-30%, opacos até 5% e, quando presentes, quartzo-2%, biotita-2%, apatita-traços, esfênio-traços e anfibólio (hornblenda)-traços, além de epídoto (pistacita), calcita e clorita.

Não se dispõem de datações desses diabásios, sendo sua correlação com os derrames e subvulcânicas da Formação Serra Geral baseada apenas na similaridade composicional e textural.

A manifestação alcalina ocorrente na região de Limeira (MA-257), porção centro-leste da folha, está representada por pequenos diques, bastante alterados, que cortam os micaxistos à granada do Complexo Brusque. Sua detecção só foi possível através do emprego do cintilômetro, quando acusou valores igualmente elevados em minerais radiogênicos (1.400cps), a exemplo de outros pequenos corpos encontrados na folha contígua de Botuverá (região de Águas Negras). Essa pequena ocorrência, de possança decimétrica, só adquire importância por ensejar a possibilidade de estender o raio de incidência desse tipo litológico, potencial de mineralizações uraníferas na região (Silva, 1977).

Os dados litoquímicos disponíveis sobre o magmatismo mesozóico restringem-se a cinco amostras dos diques de diabásio, das duas folhas mapeadas, e uma amostra de rocha alcalina da Folha Botuverá (tabela II.2.7). A plotagem destas amostras no diagrama de classificação de Le Bas *et al.* (1986), posiciona todas as amostras de rochas básicas no campo dos basaltos, enquanto que a amostra de rocha alcalina plota no campo dos traquitos, junto ao limite dos fonolitos (figura II.2.43). Estes mesmos pontos, dentro do espaço AFM contendo os limites propostos por Kuno (1967), demonstram a afinidade dos basaltos com rochas da série toleiítica, enquanto que o dique de traquito posiciona-se junto ao extremo dos álcalis (figura II.2.44). O total em álcalis deste traquito é de 12,6%, contra um teor em Al_2O_3 de 10,4%, reforçando a característica de enriquecimento nestes elementos, posicionando esse dique como peralcalino, onde $Na_2O + K_2O > Al_2O_3$ é característico das série de rochas alcalinas, conforme proposto por Shand (1927).

Tabela II.2.7 – Dados analíticos de rochas vulcânicas mesozóicas,com elementos maiores (% em peso) e traços (ppm). Folhas Brusque e Botuverá.

	AC-0182c	MA-0132c	AC-0083e	MA-0095b	MA-0230b	AK-0004
	O	O	O	O	O	Δ
SiO_2	48,60	49,40	43,10	50,10	46,80	60,30
Al_2O_3	15,20	14,80	14,80	13,40	12,40	10,40
Fe_2O_3	2,40	3,40	3,70	4,10	4,90	3,20
FeO	9,10	8,30	10,90	8,70	11,50	1,10
TiO_2	2,10	2,00	1,90	2,40	3,20	,94
MnO	0,18	0,19	0,20	0,21	0,22	0,06
CaO	8,10	7,70	5,80	5,80	7,20	2,90
MgO	5,50	6,20	9,00	5,60	3,90	6,40
Na_2O	3,60	3,00	3,30	2,80	3,30	2,00
K_2O	1,20	1,10	1,10	1,70	1,50	10,60
P_2O_5	,75	,47	,68	1,10	1,30	,98
P.Fogo	2,02	2,48	4,13	3,00	2,03	0,90
H_2O^-	0,00	0,00	0,00	0,00	0,40	0,30
Ba	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	1.520,00
F	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	4.800,00
Li	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	63,00
Mo	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00N
Nb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	46,00
Rb	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	654,00
Sn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	5,00
Sr	539,00	437,00	446,00	509,00	540,00	620,00
Y	42,00	42,00	57,00	65,00	68,00	80,00
Zr	201,00	194,00	239,00	420,00	342,00	800,00
Co	60,00	50,00	70,00	35,00	50,00	0,00
Cr	75,00	75,00	50,00	75,00	50,00	0,00
Cu	75,00	55,00	65,00	50,00	50,00	30,00
Ni	75,00	40,00	120,00	25,00	25,00	0,00
V	200,00	200,00	200,00	200,00	260,00	0,00
Zn	125,00	135,00	155,00	170,00	205,00	45,00

O– diabásios; Δ – rocha alcalina

2.6 Depósitos Cenozóicos (Qtr, Qal e Qtl)

As coberturas sedimentares cenozóicas ocorrem, na área, ao longo dos cursos principais das drenagens. Na maioria das vezes, tratam-se de depósitos coluviais e aluviais de pequena espessura que mal recobrem as rochas subjacentes.

Para efeito de cartografia, foram distinguidos os depósitos coluviais de encosta (tálus), os aluviões pouco espessos e os níveis de terraços subatuais.

Terraços Subatuais – Qtr – são representados por níveis de cascalho que ocorrem de 20 a 50m acima da superfície das aluviões atuais. Esses níveis de cascalho, que podem atingir uma dezena de metros de espessura, devido ao entalhamento das drenagens, não são contínuos, deixando aflorar as rochas subjacentes. São constituídos principalmente por seixos de quartzo, de diâmetro médio em torno de 5cm, mas que podem atingir tamanho de matacões, com diâmetro superior a 20cm (foto nº 20). Não raro, intercalam lentes arenosas de pequena espessura (menor que 1m).

Deve-se salientar que, devido ao intenso entalhamento dos níveis de terraços subatuais, sua representação em mapa corresponde mais adequadamente a uma superfície de erosão esculpida nos metamorfitos, localmente coberta por restos de cascalheiras. Estas cascalheiras adquirem um significado especial por constituírem os únicos depósitos de cascalho na região, utilizado na construção civil, e como *placers* potenciais para ouro.

Aluviões Atuais – Qal – esta unidade, de maior representatividade, é formada pelas aluviões recentes, depositadas nas calhas dos baixos cursos dos rios Itajaí-Mirim, do Moura e de seus principais afluentes. É constituída dominantemente por depósitos de areias e siltes, suficientemente espessos para encobrir as ro-

chas subjacentes. Sua espessura máxima, no entanto, não deve ultrapassar uma dezena de metros, salvo mais próximo à foz dos rios citados, haja vista que, nos trechos meandriformes, afloram, de vez em quando, os xistos e filitos subjacentes.

As areias desses depósitos aluviais são largamente empregados na construção civil, tendo ocorrido também uma tentativa de extração de ouro.

Tálus – Qtl – é constituído de material coluvial grosseiro que atulha os vales em forma de "V" da porção montante dos cursos d'água. Tanto quanto os terraços subatuais, não têm espessura suficiente para encobrir totalmente as rochas subjacentes.

Os depósitos de tálus são formados por blocos de rocha e de agregados inconsolidados, carreados por gravidade para o fundo das drenagens, ocorrendo principalmente nas proximidades de terrenos montanhosos. Os blocos, às vezes com diâmetros de vários metros, são rolados pela ação das correntes d'água por vários quilômetros. É comum, na área, encontrar-se blocos arredondados de granitos, vários quilômetros distantes de sua área-fonte, dificultando sobremaneira a identificação e delimitação de alguns corpos dessas rochas.

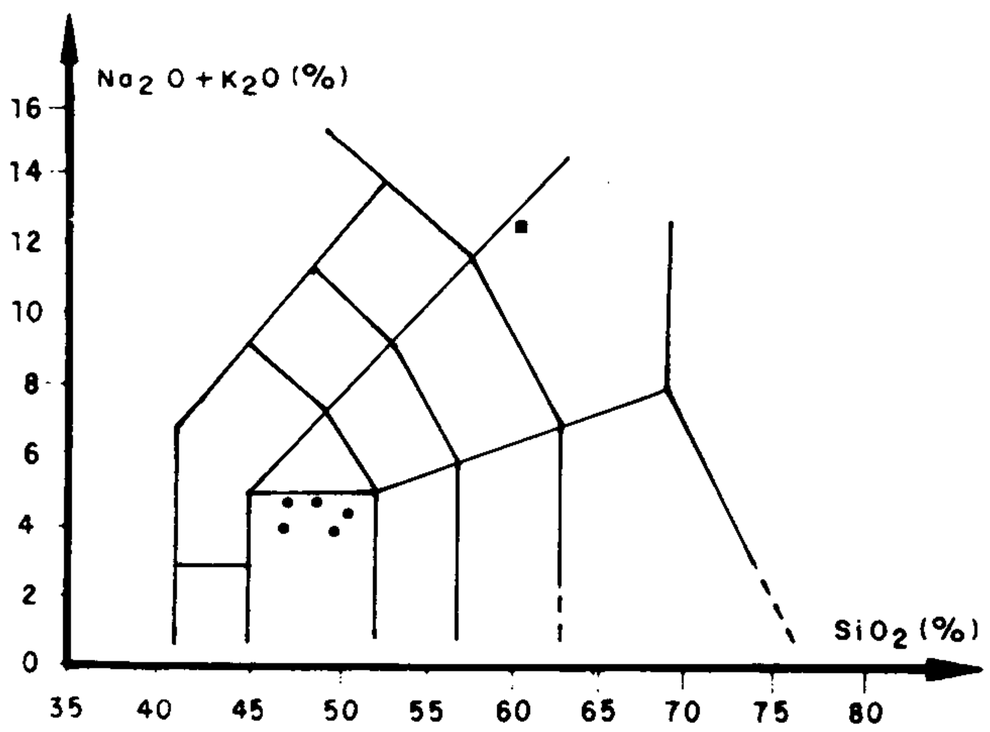


Figura II.2.43 – Diagrama TAS de classificação das rochas vulcânicas (Le Bas et al. 1986), com a plotagem das rochas do Magmatismo Mesozóico. (●) diabásios; (■) rocha alcalina.

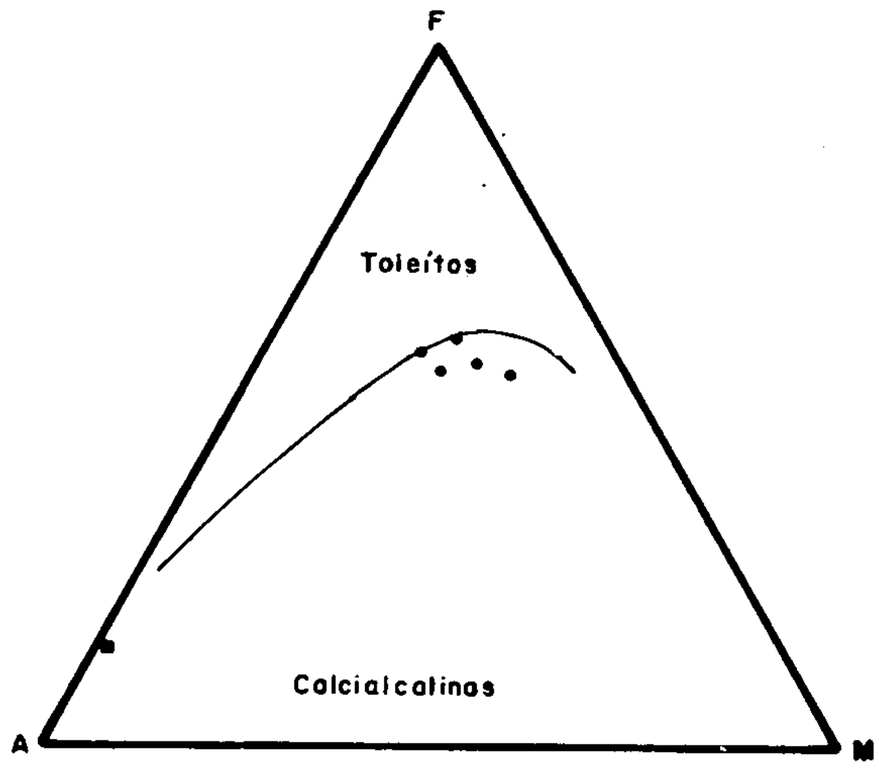


Figura II.2.44 – Triângulo AFM com os limites de Kuno (1969, entre as séries toleiítica e calcialcalijna. (●) diabásios; (■) rocha alcalina.

3

Geologia Estrutural

3.1 Considerações Gerais

A área das folhas Brusque e Botuverá situa-se quase inteiramente dentro dos domínios geológicos Complexo Brusque, Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí (Bacia do Itajaí) e Rochas Graníticas (Suíte Valsungana/ Guabiruba – Granitóide Faxinal), tal como considerados na Folha Botuverá (Caldasso *et al.*, em preparação). Exposições de rochas mais antigas, do presumível embasamento cratogênico, ocorrem sob forma de uma estreita e alongada cunha tectônica, situada entre os metamorfitos do Complexo Brusque e os sedimentos da Bacia do Itajaí. Esta cunha tectônica constitui o domínio geológico – denominado Embasamento Granulítico/ Granito-Gnáissico –, de exposições restritas ao longo do lineamento (Caldasso *et al.*, *op. cit*). Esses domínios geológicos não se comportam, necessariamente, como domínios estruturais homogêneos.

O estudo desses diferentes domínios geológicos, no que se refere ao controle, tratamento estatístico e interpretação dos dados estruturais, desenvolveu-se naqueles afloramentos que, por razões de acesso, qualidade e continuidade de exposição, aliada às relações regionais importantes, pudessem melhor caracterizar e fornecer elementos para o entendimento, geometria e relações angulares das várias fases deformacionais, bem como do caráter penetrativo das mesmas nos diferentes segmentos de rocha.

A análise cumulativa, filtragem e correlação dos dados foram progressivamente efetuadas, de tal maneira que se pudesse ter uma representação confiável para o universo dos vários elementos, lineares e/ou planares, para as distintas fases detectadas.

Este estudo permitiu caracterizar três diferentes conjuntos de fases deformacionais, de cronologia bem distinta, conforme esboçado no quadro da figura II.3.1. O evento deformacional mais antigo (F_{t-1}) está impresso exclusivamente nas rochas do Embasamento Granulítico/Granito-Gnáissico (Folha Botuverá), especialmente nos litótipos de derivação granulítica, onde o bandamento gnáissico original ainda pode ser reconhecido. Nos litótipos da unidade granítica deste domínio (Folha Botuverá), também de natureza milonítico-gnáissica, a foliação S_{t-1} foi totalmente transposta pelas foliações miloníticas das fases subseqüentes ou talvez não tenha sido impressa.

O segundo conjunto de fases deformacionais (D_1/D_2) está relacionado a movimentos compressivos cisalhantes de baixo ângulo, desenvolvidos provavelmente no Proterozóico Médio, e é responsável pelo estabelecimento das foliações de transposição S_1 e S_2. Essas fases de dinâmica tangencial manifestaram-se sobretudo nos litótipos do domínio do Complexo Brusque, não afetando rochas dos domínios mais jovens.

As fases D_{1-2} marcam o pico tectono-termal de um processo de deformação em regime dúctil, supostamente relacionado a *thrust nappe*, atingindo o grau de xisto-verde inferior a superior (zonas da clorita à granada).

O conjunto de fases deformacionais mais jovens (D_3/D_4 está relacionado a movimentos cisalhantes de alto ângulo, correspondendo a um importante evento transcorrente desenvolvido a partir do Proterozóico Superior até o Eo-Paleozóico (Evento Tectono-Termal Brasiliano – 750Ma - 450Ma). Os domínios geológicos da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí (Folha Botuverá) e das Rochas Graníticas, foram afetados exclusivamente por essas fases tardias de dinâmica transcorrente.

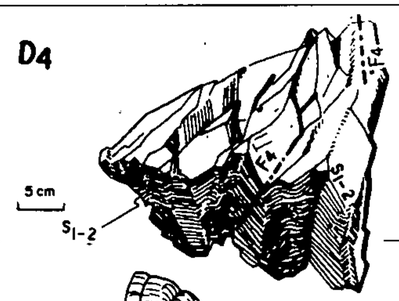
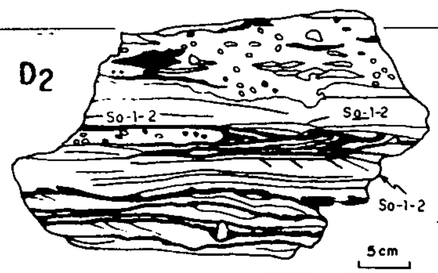
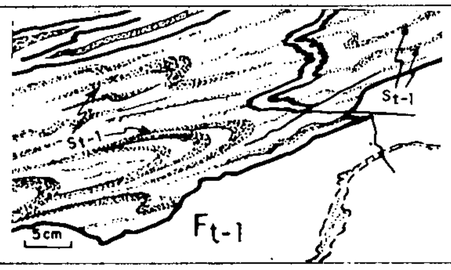
Essas fases (D_{3-4}), características de um contexto dúctil-frágil, segundo um processo progressivo, marcam condições tectono-termais mais brandas do que aquelas atingidas em D_{1-2}. Alcançando a fácies xisto-verde (zona da clorita), representam, possivelmente, uma atividade de amplo soerguimento do cinturão pós-D_{1-2}, refletido no distinto comportamento mecânico das rochas, e associada, ao que tudo indica, a um evento regional de retrometamorfismo.

Anomalias térmicas, sin a tardi-D3, estão representadas, na área, pela colocação dos corpos granitóides, os quais elevaram, localmente, o grau metamórfico para a fácies da andaluzita-sillimanita, produzindo efeitos de metamorfismo de contato nas rochas do Complexo Brusque.

Assim, as quatro fases de deformação que afetam o domínio do Complexo Brusque, podem ser agrupadas como pulsos incrementais contínuos dentro de ciclos deformacionais distintos, marcados por mecanismos, padrões estruturais, metamorfismo e condições de PT próprios.

Alguns litótipos menores, principalmente as subvulcânicas ácidas e básicas mais jovens (riólitos e quartzo dioritos, eo-paleozóicos, e diabásios e rochas alcalinas, mesozóicos), mostram-se pouco ou não afetados pelos eventos tectônicos das fases retromencionadas. Após a cessação dos movimentos transcorrentes brasilianos, a área somente foi afetada por falhamentos de gravidade.

As fases de dinâmica tangencial, bem como as fases tardias relacionadas à transcorrência brasiliana, atuaram diferentemente sobre as distintas associações litológicas dos diversos domínios geológicos, em função de suas posições reológicas e/ou cronológicas. Assim, por exemplo, no Complexo Brusque, o estilo das dobras das fases D_1/D_2, desenvolvidas em litótipos da fácies xisto-verde superior difere daquelas impressas nos filitos da fácies xisto-verde inferior. Da mesma forma, tipos de granitóides e porções de sedimentos de cobertura, diferenciam-se entre si dentro de seus respectivos domínios geológicos maiores. Os sedimentos, presumivelmente basais, da borda SE da Bacia do Itajaí (Folha Botuverá) apresentam deformações em regime dúctil-frágil (milonitização), enquanto os do interior da bacia apresentam feições de regime predominantemente frágil. Por outro lado, o Granitóide Faxinal (Folha Botuverá), embora encaixado ao longo de falhas transcorrentes, não se mostra afetado pela ação dúctil dessas falhas, em contraste com alguns corpos da Suíte Valsungana/Guabiruba que têm suas bordas milonitizadas.

Idade	Fases de Deformação	Regime	Primcipais Estruturas Associadas	Fácies Metamórfica	Eixos Médios	Principais Afloramentos-Chave Monitorados
PROTEROZÓICO SUPERIOR EOPALEOZÓICO		RÚPTIL-DÚCTIL	Dobras tipo "kink", "chevron" e "box fold" Clivagem de crenulação, localmente penetrativa com transposicão parcial de S_{1+2}.	xisto verde inferior	42/207	AK-442, 453, 472, AC-61, 62, AC-81, 85 *MA-86, *87, MA-77, 78, 79, *AK-473
			Zonas de cisalhamento transcorrente, com padrão anatomótico com desenvolvimento de milonitização, cataclase e brechação Amplas dobras abertas e fechadas assimétricas escalonadas Dobras concêntricas ou paralelas, geradas por mecanismos flexurais e de empurrão associados Forte lineação de intersecção L_{S1+S2} X_{S3} "Mullions" paralelos dos eixos das dobras	xisto verde inferior	23/284	AK-150, 151, 152, AK-155, 1'56, *AK-191 *AK-199, *AK-178, *AK354, AC-39, 40 AC-163, 164, 166, 168, AC-14, 15 AC-185, 186, 187, 188, *MA-44, *AK-200 MA-108, 109, 110, 111
PROTEROZÓICO MÉDIO		DÚCTIL	Dobras isoclinais intrafoliares, disruptas em todas as escalas Raras dobra em bainha Transposição generalizada de acamamento So, com foliação de plano axial Lineação de estiramento mineral e bastonetes de quartzo	xistos verdes inferior a superior	22/104	AK-193, AK-199, *AC-24, AC-39, 40, 41 MA-363, 364, AC-319, 320, 321
PROTEROZÓICO INFERIOR-ARQUEANO		DÚCTIL	Bandamento gnáissico com dobras isoclinais com charneiras rompidas e dobras ptigmáticas Foliação milonítica dom forte estiramento mineral	granulito retromorfisado à fácies xisto verde e anfibolito	–	AK-363, 364, AC-319, 320, 321

Obs.: * afloramento isolado
_____ afloramento contínuo

RELAÇÕES GEOMÉTRICAS ENTRE AS FASES DE DEFORMACÃO

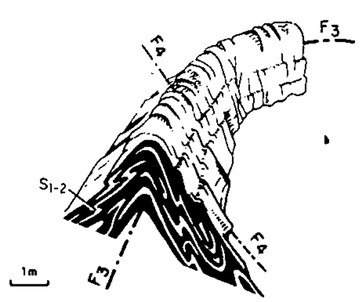
PEDREIRA VOTORANTIM ENTRADA (ESTAÇÃO MA-56)	FASES	RELAÇÕES GEOMÉTRICAS
	F_4 com F3	Padrão de interferência tipo 2 (bumerangue) segundo a charneira e tipo 1 (domo e bacia) em seus flancos
	F_3 com F2	Padrão de interferência tipo 3 (coaxial ou em laços)
	F_2 com F1	Padrão de inteferência tipo 3
	F_{t-1} com as demais	Não se verificou nenhuma relação

Figura II.3.1 – Quadro seqüencial dos eventos de deformação.

De acordo com o exposto, os quatro domínios geológico-reológicos maiores, incidentes nas folhas Brusque e Botuverá foram subdivididos em subdomínios, conforme mostrado na figura II.3.2.

A figura II.3.3. mostra, esquematicamente, as principais estruturas desenvolvidas nas diferentes rochas dos quatro domínios geológicos maiores, incidentes nas folhas mapeadas.

3.2 Fases de Deformação

3.2.1 Fase de Deformação – F_{t-1} Pré-Transposição

Essa fase, foi impressa somente nas rochas que compõem o embasamento do Complexo Brusque, representadas na Folha Botuverá pelos litótipos do Complexo Granulítico de Santa Catarina e do Complexo Granito-Gnáissico.

Na Faixa do Perimbó, são freqüentes, os termos miloníticos originados a partir de granulitos básicos, entre os quais resultam gnaisses facoidais, com estrutura e mineralogia granulítica parcialmente preservadas. O bandamento gnáissico e a foliação milonítica antiga, são mascarados pela superposição das fases transcorrentes mais jovens. No entanto, essas feições pré-transposição, podem ser observadas em lâminas delgadas ou em afloramentos isolados, principalmente quando as rochas apresentam-se parcialmente alteradas.

A sul de Balneário Camboriú, os migmatitos do Complexo Granito-Gnáissico mostram também um bandamento gnáissico antigo, pré-transposição D_1-D_2, que foi intensamente dobrado, onde são freqüentes dobras isoclinais com charneiras rompidas e dobras ptigmáticas (foto 02). Essas estruturas foram geradas em regime dúctil, numa cinemática de baixo ângulo, relacionável às fases de transposição precoces D_1/D_2, que deformaram as rochas do Complexo Brusque, conforme já tinha sido observado por Basei (1985).

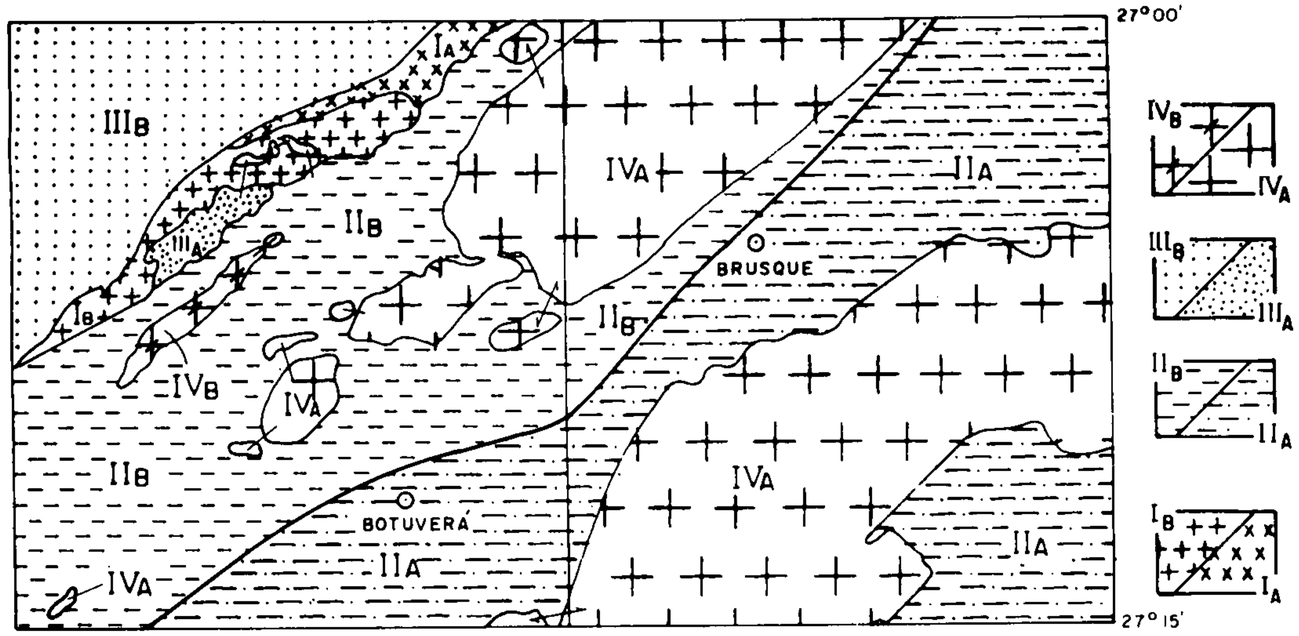
Os valores obtidos, através de estereogramas (figura II.3.4), para essa foliação milonítica antiga (F_{t-1}) indicaram um valor médio de N75°E - 35°NW. Embora tenha direção concordante com a foliação S_{1-2}, verifica-se que o mergulho da S_{t-1} é para NW (254°/38°), sendo incompatível com a foliação S_{1-2}, que regionalmente mergulha para SE.

3.2.2 Fases de Deformação Precoces – D_{1-2}: Transposições de Cisalhamento Dúctil de Baixo Ângulo

A fábrica S_{1-2}, penetrativa em todo o pacote metassedimentar do Complexo Brusque, é o registro remanescente de um ciclo deformacional de grandes proporções, envolvendo basicamente uma mecânica de cisalhamento tangencial. A presença de dobras isoclinais recumbentes, associadas a possíveis *nappes*, determinou um processo ativo de transposição do acamamento e o desenvolvimento de uma foliação plano-axial.

A evolução desse quadro, com a geração de dobras apertadas a isoclinais, com inversão das estruturas primárias, até um extremo de transposição e deslizamento, possivelmente tenha ocorrido de maneira progressiva, segundo pulsos (D_{1-2}), sem grande acirramento das condições tectono-termais, as quais se mantiveram relativamente uniformes.

A foliação S_1, caracterizada a nível de microscópio como uma *slaty cleavage* na fácies da clorita, é uma tênue impressão que se desenvolve paralelamente a um *layering* definido pela alternância de delgados leitos claros e escuros, rítmicos, de composição areno-pelítica. Este parece representar o acamamento primário (S_o) preservado, permitindo que, lateralmente às faixas transpostas, se faça o empilhamento local dos estratos, particularmente em seqüências turbidíticas.



CROSTA SUPERIOR

B: Tardi-pós-cinemáticos
A: Sin-tardicinemáticos

COBERTURA VULCANO-SEDIMENTAR

B: Pouco deformado
A: Fortemente deformado

CINTURÃO METAVULCANO-SEDIMENTAR

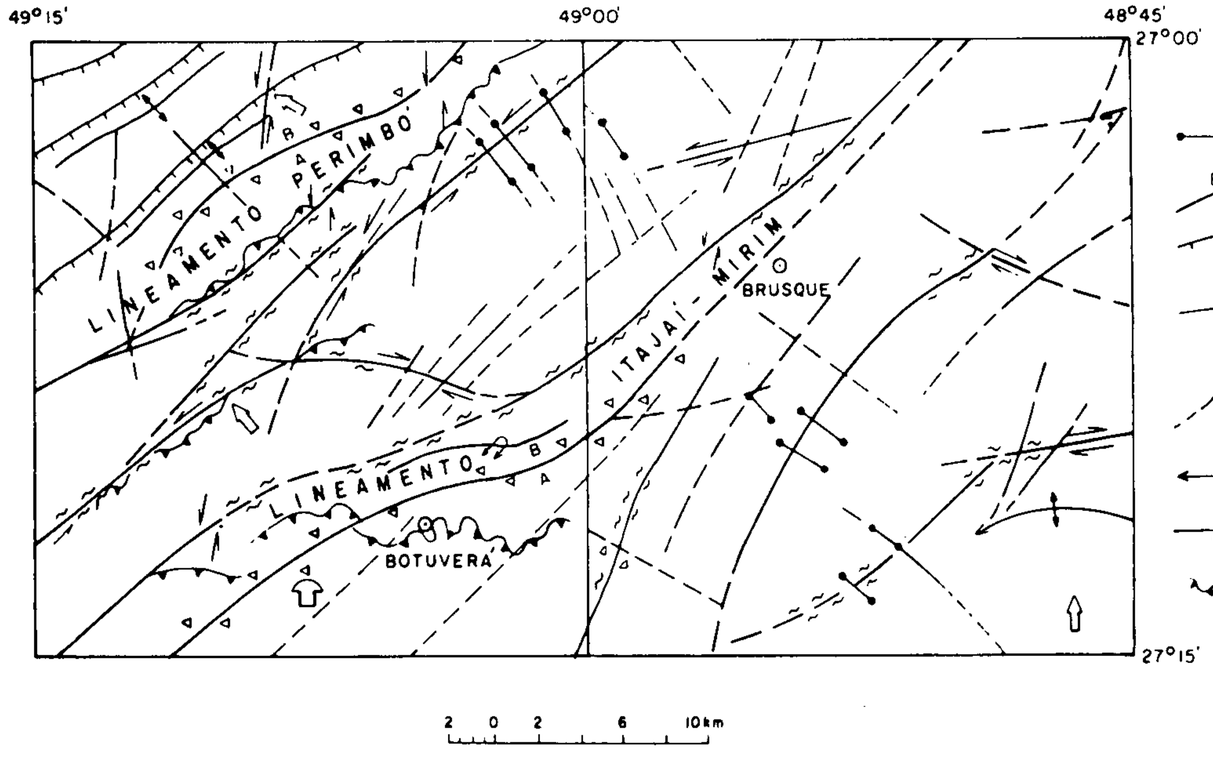
B: Xistos-verdes inferior
A: Xistos-verdes superior

CROSTA INFERIOR-MÉDIA

EMBASAMENTO GRANITO-GNÁISSICO/GRANULÍTICO

B: Milonito - gnaisses de derivação granítica
A: Milonito - gnaisses de derivação granulítica

Figura II.3.2 – Domínios geológicos/reológicos nas folhas Brusque e Botuverá



Fratura antitética do sistema transcorrente preenchida por diques ácidos ou básicos.

Falha frágil; reativação pós-transcorrência. A = bloco alto B = bloco baixo

Falha inversa de médio a alto ângulo tardi D_3

Anticlinal assimétrico tardi D_3 (fase de inversão da bacia)

Sistema de falhas transcorrentes sin D_{3-4}

Antiforme assimétrica mergulhante e antiforme invetida, sin D_{3-4}

Falha de empurrão sin D_{1-2}

Sentido de transporte tectônico de médio a alto ângulo, tardi D_3

Provável sentido de transporte tectônico de baixo ângulo, tardi D_3

Zona de falha com brecha

Zona de falha com milonito

Figura II.3.3 – Principais elementos estruturais nas folhas Brusque e Botuverá.

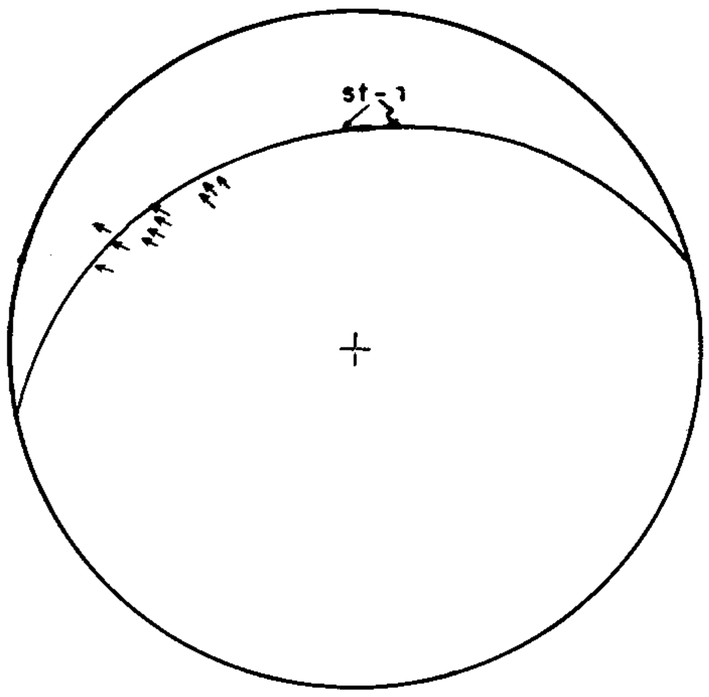


Figura II.3.4 – Valor médio da foliação S_{t-1} de um gnaisse milonitizado do embasamento – 255°/35°.

Uma retomada progressiva, em episódio subseqüente, provocaria uma refoliação (S_2) do pacote, num processo de transposição mais acentuado, conduzindo a gradativa obliteração da anterior S_1. Ao microscópio, a foliação S_2 (fotomicrografias nºs 09 e 10), definida como uma clivagem de crenulação no baixo grau evolui, por pressuposto, para uma xistosidade no grau superior, já que não se dispõe de nenhum registro completo dessa passagem. Uma das raras evidências dessa continuidade de dobras isoclinais sendo redobradas segundo padrões apertados, está impressa em mobilizados quartzo-feldspáticos, ocasionando uma interferência tipo 3 (coaxial) de Ramsay (1962a). A ruptura e *slip* dessas estruturas se manifestam sob a forma de isoclinais intrafoliares (fotos 21 e 22), evidenciando inversão do acamamento primário, eventualmente, com preservação de outras feições sedimentares como sets de microlaminação cruzada, fluidização e ondulação (?). Localmente, no domínio dos calcários, constata-se a presença de dobras em bainha, indicando condições de *strain* elevado.

Particularmente, na região compreendida entre Águas Negras e Botuverá e suas adjacências, observa-se com alguma regularidade um padrão geral recumbente de dobramento (foto 13), o qual parece definir um provável domínio para essa fase D_{1-2}. Admite-se, entretanto, para efeito de interpretação, a possibilidade dessas F_{1-2} estarem fortemente rotacionadas, em conseqüência do efeito que as fases cisalhantes terminais imprimiram, localmente, no cinturão.

A transposição materializada por uma foliação paralela ao acamamento ($S_{1-2}//S_o$) é acompanhada em diferentes graus, por uma acentuada lenticularização e fatiamento dos litótipos, resultando por vezes, num arranjo de trama milonítica.

Com amplitude oscilando entre o centímetro e o metro, essas feições de F_{1-2}, no geral, sugerem em afloramento uma relação homoaxial (foto 23) com a fase D_3. Contudo, há locais onde os eixos b_{1-2} têm mergulhos mais acentuados se comparados com b_3, indicando que esta relação talvez não seja assim tão transparente.

O caráter acilíndrico dessas dobras (interferência da fase D_4) está manifesto pela distribuição em guirlanda de seus eixos (figura II.3.5). Freqüentes inversões de vergência constatadas, sugerem, por outro lado, a influência direta provocada pela superposição da fase D_3.

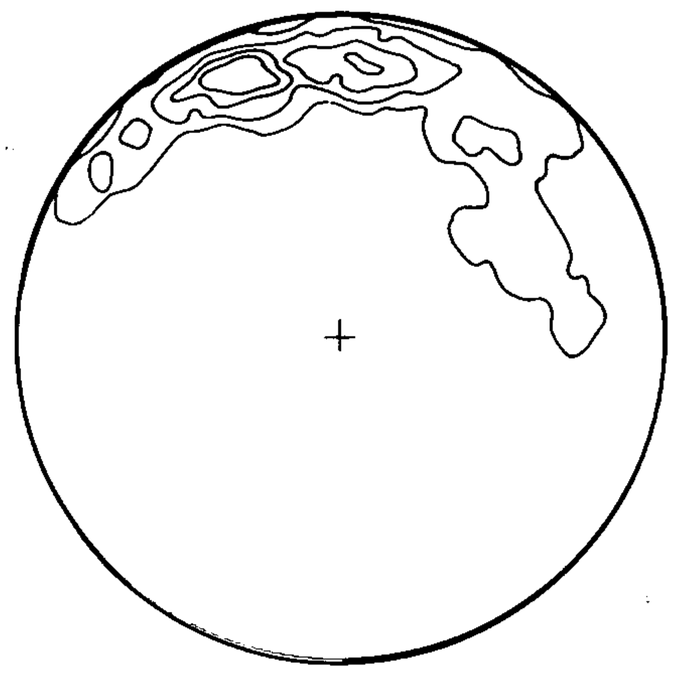


Figura II.3.5 – Diagrama para eixos de b_{1-2} com interferência de D_4.

3.2.3 Fases de Deformação Tardias – D_{3-4}: Cisalhamento Frágil-Dúctil de Alto Ângulo

3.2.3.1 Fase D_3

Fundamentalmente, a fase D_3 caracteriza-se por determinar a modificação de toda a fábrica anteriormente impressa nos metamorfitos. A superfície suborizontalizada ($S_{1-2}//S_o$) passa a sofrer a ação de um campo de tensões relacionado a um sistema cisalhante de alto ângulo, o qual modela o Cinturão Brusque e, por extensão, os sedimentos da Bacia do Itajaí (Folha Botuverá), segundo um padrão grosseiramente homoclinal, com direção NE dominante e caimento para SE.

São amplas dobras abertas a fechadas, apresentando assimetria e um comprimento de onda que atinge a grandeza do quilômetro. Essa assimetria evolui, geralmente, com um flanco sul mais alongado e de caimento menos acentuado, para um flanco norte curto, vertical a subvertical, indicando uma vergência para N-NW. Com charneiras curvilineares, segundo Turner & Weiss (1963), assemelham-se aos tipos conhecidos como dobras acilíndricas não planas, com superfície axial cilíndrica ou, principalmente, com superfície axial acilíndrica.

No geral, podem ainda ser caracterizadas como dobras concêntricas ou paralelas (Ramsay, 1962b), geradas preferencialmente por mecanismos flexurais com ruptura e empurrão associados.

A nível de afloramento, são materializadas por dobras menores, com charneiras centimétricas a decimétricas, marcadas por uma forte lineação de intersecção ($L_{S1-2}X_{S3}$ e, mais raro, por *mullions*. No geral, apresentam eixos suborizontalizados, porém com uma variada disposição espacial, sugerindo um arranjo em guirlanda (figuras II.3.6a e b); contudo, a média que melhor os caracteriza é 23°/284°.

A rigor, a fase F3 se define por uma clivagem de fratura com distribuição em leque, a qual, com o avanço da deformação, pode ter sido plano preferencial de deslizamento.

Raros são os cortes que permitem o desenho de uma megadobra F_3, dada a sua amplitude. Um desses cortes é o da Pedreira de Votorantim, na região do Ribeirão do Ouro (Folha Botuverá), onde se pode ter uma idéia de suas dimensões. Contudo, uma das maiores estruturas relacionadas a esta fase está localizada no SE da Folha Brusque, o Antiforme Rio do Oliveira (figura II.3.7), cuja envergadura somente pode ser observada em sua plenitude, em fotografias aéreas.

Este episódio impôs ao cinturão metamórfico e à Bacia do Itajaí toda uma rede de fraqueza, a qual, no decorrer do processo, tornou-se via preferencial de cisalhamento e escamação, determinando o imbricamento tectônico do cinturão com a cobertura e, desta, com os granulitos, conforme sugerem algumas relações na Faixa do Perimbó, a NW da Folha Botuverá.

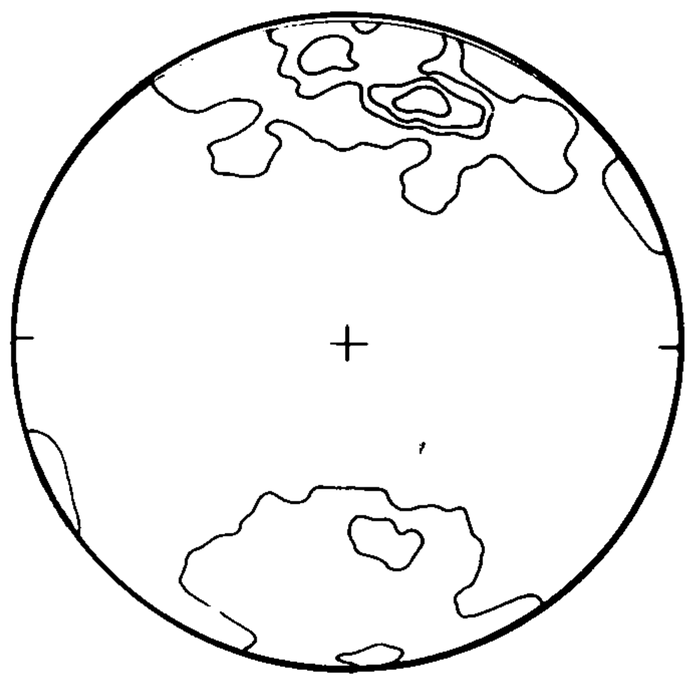


Figura II.3.6a – Diagrama geral de freqüência para eixos b_3 no Complexo Brusque. $b_3 = 23°/284°$

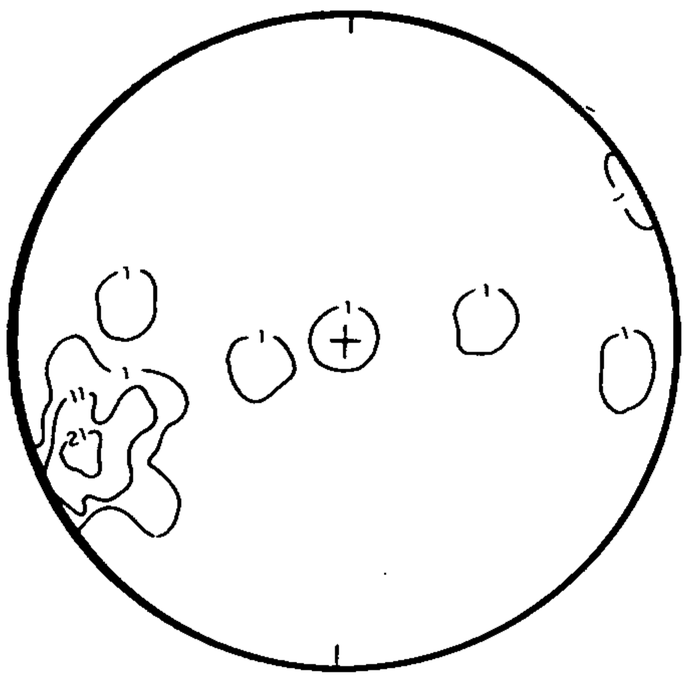


Figura II.3.6b – Diagrama geral de freqüência para eixos b_3 nos sedimentos da Bacia do Itajaí. $b_3 = 11°/243°$ (média).

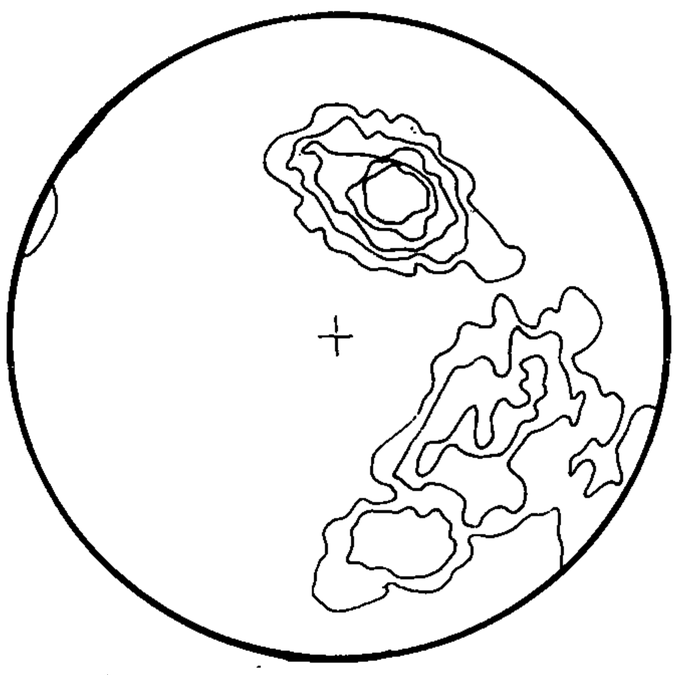


Figura II.3.7 – Diagrama geral de freqüência de S_{1-2} e obtenção do eixo b_3, evidenciando a antiforme de Rio do Oliveira.

3.2.3.2 Fase D_4

Impressa nos metamorfitos do Complexo Brusque e nos sedimentos da Bacia do Itajaí (Folha Botuverá), sob forma geral de flexuras monoclinais, com variações do tipo *box fold* e *chevron* (figura II.3.8; foto 09) a fase D_4 é visível desde micro a macroescala, podendo, não raro, ser detectada em fotografias aéreas.

Determina uma clivagem de crenulação, excepcionalmente desenvolvida nos metapelitos, a ponto de mascarar, em certos locais, a S_{1-2} dominante, transpondo-a.

A sua relação geométrica com as dobras F_3 determina um padrão de interferência tipo 2 ("bumerangue") de Ramsay (1962a), segundo a charneira dessas, e feições do tipo domo e bacia desenhada em seus flancos.

Quando as *box folds* são simétricas, com eixos se cruzando em ângulo de 35°, apresentam charneiras arqueadas e se aproximam de dobras acilíndricas não planas com superfície axial cilíndrica, segundo Turner & Weiss (1963). O caimento dos seus eixos é, sensivelmente, influenciado pelo caráter assimétrico herdado pelos flancos das dobras de F_3, variando desde 20°-25° até subverticais.

A simples presença de *kinks* conjugados não decreta, a rigor, a presença sistemática de duas direções de clivagem de crenulação, mas, no geral, de apenas uma, embora dois eixos cruzando-se em ângulo de 35° sejam constatados. Há locais, no entanto, como na Pedreira da Votorantim (Folha Botuverá), onde se observa o pleno desenvolvimento de duas direções bem delineadas de clivagem de crenulação, cortando-se em ângulo médio de 30°-35°, uma delas, inclusive, sendo preenchida por dique de metandesito.

Nos sedimentos da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí (Folha Botuverá), sua presença se dá sob a forma de discretos *drags* do acamamento (S_0) rotados para o interior de cisalhas (S_3).

Em relação aos granitóides, constata-se tanto o desenvolvimento de cataclase segundo *trends* compatíveis com a clivagem de crenulação, como finas apófises de rochas graníticas injetadas nos metamorfitos do Complexo Brusque e sincronicamente dobradas em D_4.

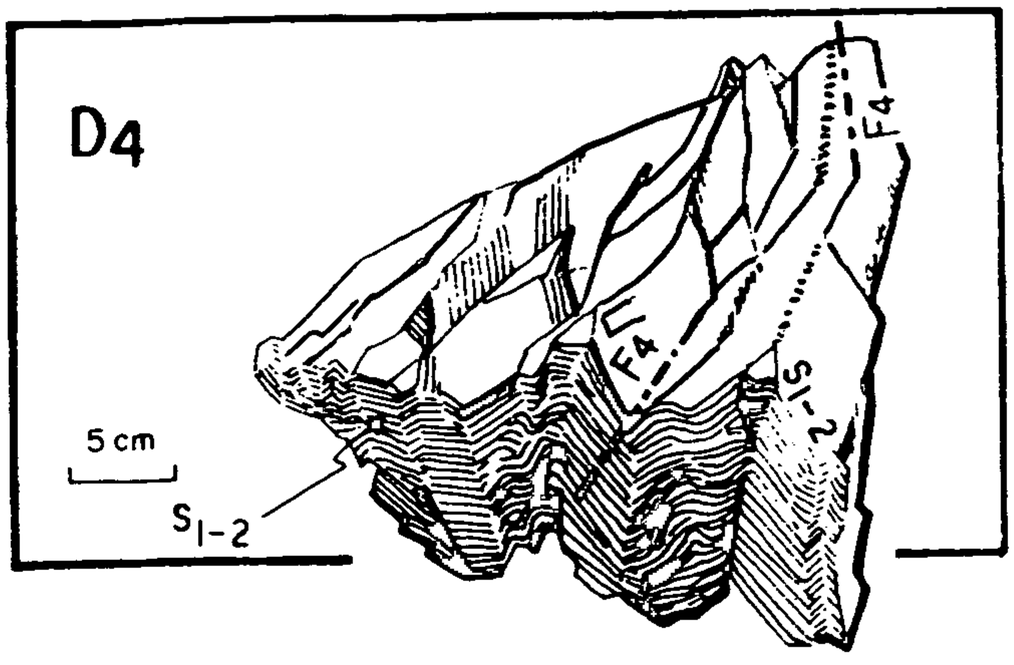


Figura II.3.8 – Dobras kink - F4 - Região de rio da Areia, sw da folha.

3.3 Zonas de Cisalhamento Transcorrente

Os dados de campo, indicaram a existência de faixas essencialmente transcorrentes e de zonas de cavalgamento oblíquo associadas.

As zonas transcorrentes caracterizam-se por apresentar intensa milonitização, cataclase e brechação, com desenvolvimento de padrões lenticulares ou anastomosados, estricções, microzonas de cisalhamento e cominuição de grãos. Essas zonas mascaram ou destroem as estruturas pretéritas; ajustam-se às direções preferenciais 50°-60° e, subordinadamente, 035°-045° e 335°-345° (figura II.3.9). Delimitam blocos tectônicos de dimensões expressivas que correspondem às zonas de baixo *strain* com camadas dobradas, estratos tabulares basculados ou não e quebramento simples, normalmente preservando as estruturas sedimentares.

As superfícies de cavalgamento associadas, mergulham para SE e são caracterizadas por forte lenticularização dos corpos rochosos. Normalmente, se ajustam aos planos de estratificação da rocha (Folha Botuverá) ou, no caso dos metassedimentos, à foliação dominante, onde desenvolvem delgadas faixas miloníticas (regime dúctil-rúptil) e planos de falha com *gouge*.

Fora da área estudada, ao longo da estrada antiga que une as cidades de Gaspar e Blumenau, verifica-se localmente, a existência de dobras em caixa ou do tipo *kink*, que podem refletir a existência de planos de movimentação em escada (*duplex*) em profundidade.

Os principais sistemas de falhas transcorrentes (50°-60°), que seccionam as rochas proterozóicas e eo-paleozóicas na região mapeada, são os lineamentos Perimbó, Itajaí-Mirim (Caldasso *et al.*, 1988) e Major Gercino (Schulz Jr & Albuquerque, 1969; Trainini *et al.*, 1978) (figuras II.3.3 e II.3.9). Para os dois primeiros, interpreta-se uma movimentação sinistral, com estruturas transtensivas e transpressivas associadas, como será adiante discutido.

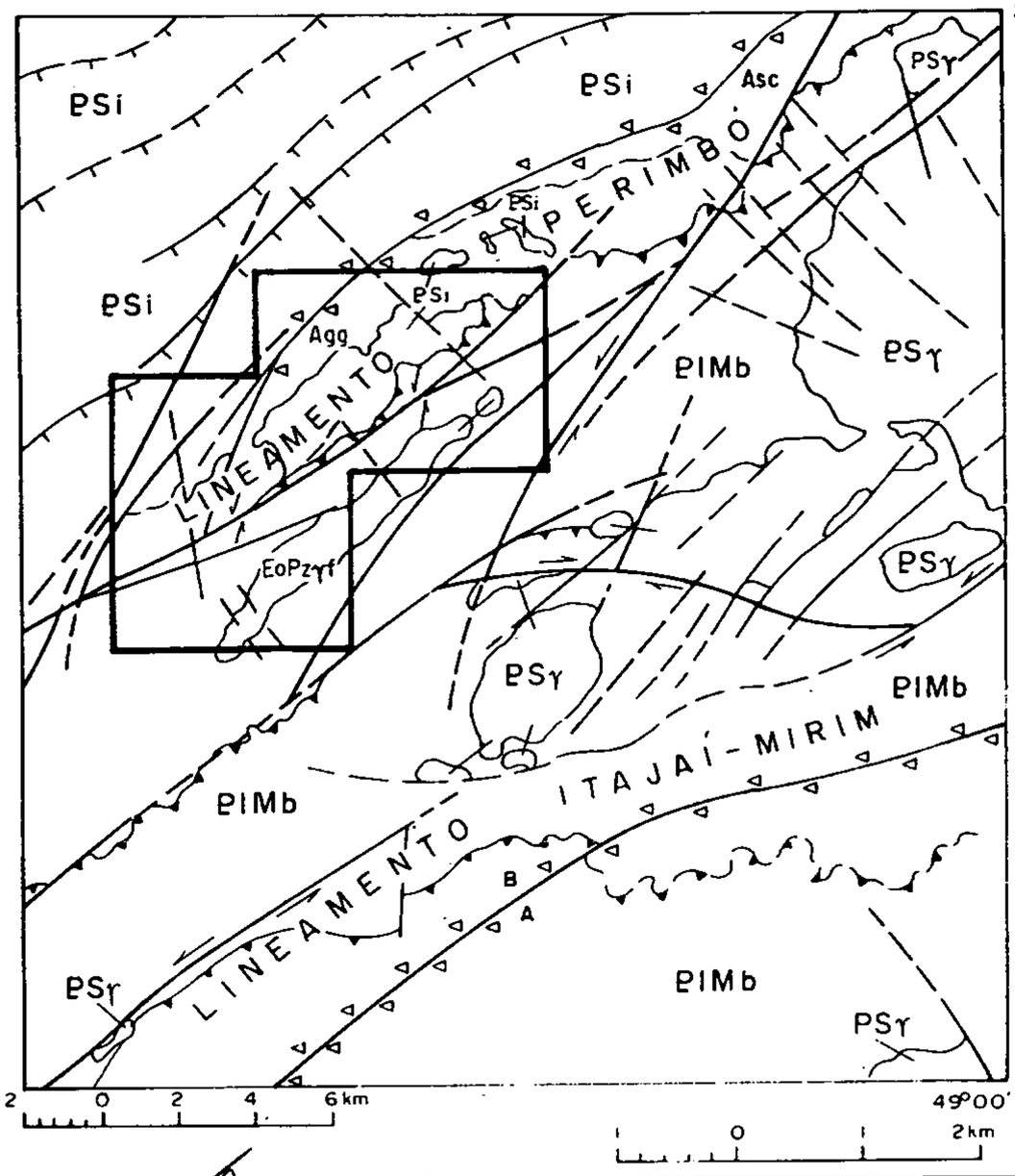
Os lineamentos Perimbó e Major Gercino, estendem-se por distâncias superiores a 50km; possuem zonas de falha, de largura bastante variável, desde 200m a até mais de 3km, e constituem, respectivamente os limites NW e SE do Complexo Brusque.

A idade de implantação dessas falhas é bastante discutível; Kaul (1976b), Trainini *et al.* (1978) e Basei (1985) atribuem-lhe idade brasiliana.

Fiori (1985a e b), em áreas similares no estado do Paraná, concluiu que esses traços transcorrentes N40°-60°E, correspondem a cicatrizes já impressas no embasamento desde épocas muito antigas, pré-Açungui.

Kaul (*op. cit.*) definiram essas falhas N40°-75°E, como série de falhas de contato, por constituírem os contatos entre as unidades mais importantes nessa região.

As lascas de rochas milonitizadas do embasamento granulítico, na Faixa do Perimbó, representam frações da crosta inferior em meio a supracrustais, indicando importantes taxas de movimentação associadas a essas zonas de cisalhamento.



EoPzγf EOPALEOZÓICO – Granitóide Faxinal

PSγ PROTEROZÓICO SUPERIOR – Suíte Valsungana/Guabiruba

PSif PROTEROZÓICO SUPERIOR – Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí

PIMb PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO – Complexo Brusque

Agg/Asc ARQUEANO – Complexos Granito-gnáissico/Granulítico de Santa Catarina

Contato

Falha transcorrente de componente contracional

Falha transcorrente

Falha de movimento vertical aparente: A - alto; B - baixo

Falha de empurrão provável

Falha ou fratura indiscriminada

Falha de empurrão frágil

Brecha milonito

Provável direção de esforços regionais

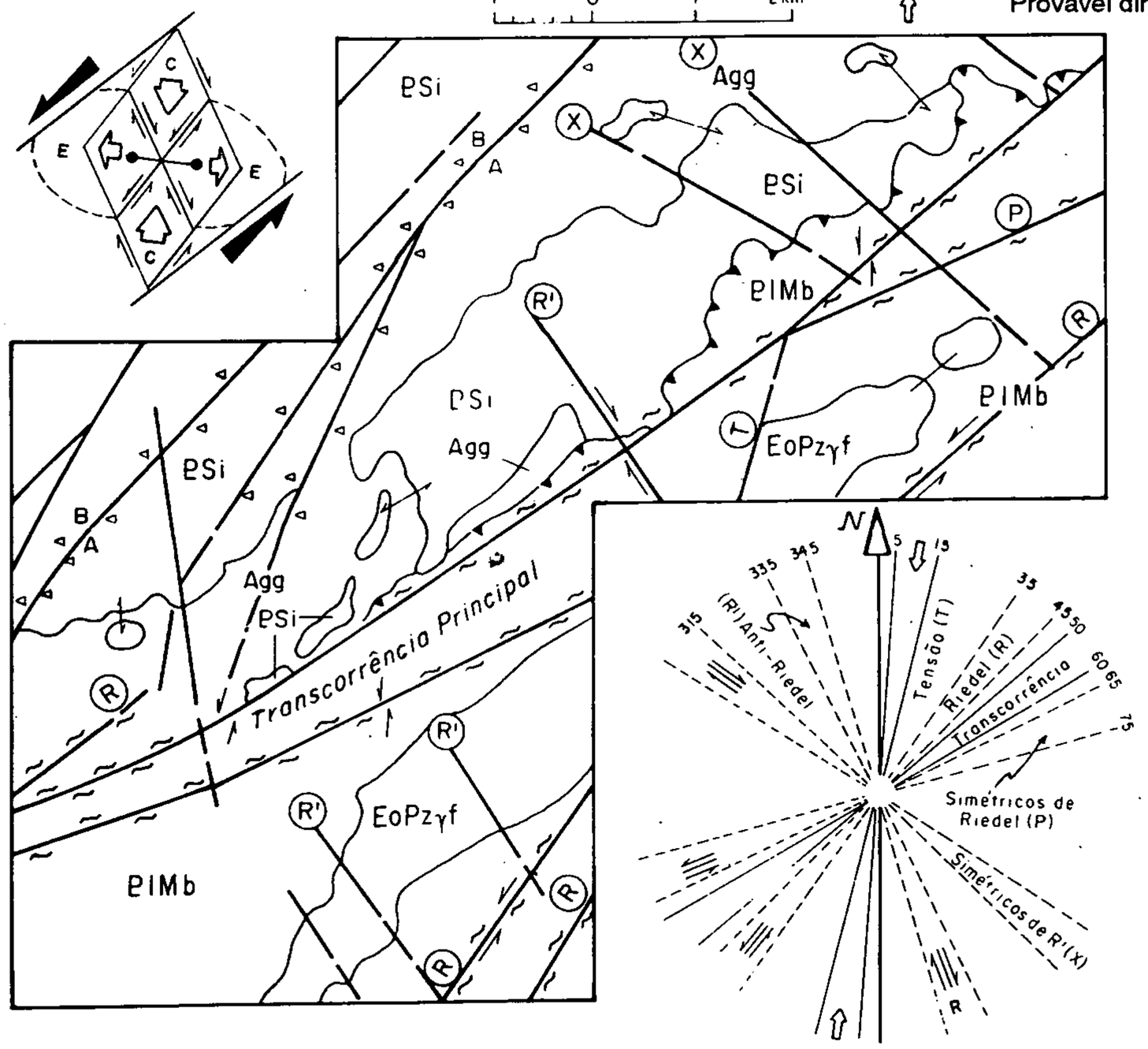


Figura II.3.9 – Detalhe da geometria dos falhamentos da região do Faxinal – Zona Transcorrente do Perimbó (Folha Botuverá).

Chiodi Filho *et al.* (1987), estudando áreas do Paraná, citam importante fase de reativação ocorrida no Eo-Paleozóico (450Ma-500Ma). No SE da Folha Botuverá, essa reativação se manifesta claramente ao longo do Lineamento Itajaí-Mirim, com desenvolvimento de potente zona de brecha sobre milonitos pretéritos, alçando o bloco SE e colocando em contato rochas de diferentes graus metamórficos.

Esse lineamento é muito importante, porque baliza as ocorrências de calcário na região compreendida entre Ribeirão do Ouro e Vidal Ramos. Algumas ocorrências de manganês nas proximidades de Lajeado de Botuverá são também constatadas.

Fraturas/Falhas Sintéticas (Riedel-R)

Ocorrem com bastante freqüência, tanto no domínio das rochas sedimentares da Bacia do Itajaí (Folha Botuverá), como dos metassedimentos do Complexo Brusque. Definem um padrão, segundo 35°-45° (figura II.3.9).

Nos sedimentos da Bacia do Itajaí, no trecho compreendido entre os ribeirões Caçador e Garcia (Folha Botuverá), constata-se a movimentação levógira dessas falhas. O controle sistemático das atitudes de S_o mostra, nitidamente, o dobramento (*drags*) das camadas junto a essas zonas de falhas.

Apresentam rejeitos horizontais de até 500m e assumem importância no que diz respeito à estruturação geral dos pacotes rochosos.

Constituem uma faixa de falhas ou fraturas dispostas subparalelamente à falha principal, imprimindo um aspecto anastomosado ao conjunto rochoso.

Fraturas/Falhas Antitéticas (Anti-Riedel-R')

Além de terem um papel importante na estruturação das rochas da Bacia do Itajaí e do Complexo Brusque, esse sistema 335°-345°, após sua reativação, serviu de conduto à penetração dos diques básico-intermediários, de ocorrência comum na região de Guabiruba, na porção NE da Folha Botuverá.

Fraturas de Extensão (T)

Possuem direções compreendidas entre 05°-15° e se distribuem uniformemente ao longo de toda área.

Na porção centro-leste da Folha Botuverá (região do Ribeirão do Russo), essas fraturas extensionais condicionam importantes ocorrências de volframita.

Fraturas Simétricas de R(P)

Esse sistema possui direções compreendidas entre 65°-75°, sendo de ocorrência restrita na área. Do ponto de vista metalogenético, é um sistema importante, porquanto condiciona os principais veios quartzo-auríferos da região, tais como os do Carneiro Branco, Braço da Cristalina, José Ébel e outros (Folha Botuverá).

Fraturas Simétricas de R'(X)

Apresentam direções compreendidas entre 305° e 315°, constituindo-se de fraturas de pequena extensão e de ocorrência restrita na área estudada.

3.4 Análise e Interpretação dos Dados

A evolução estrutural dos metamorfitos do Complexo Brusque teve um caráter polifásico e, possivelmente, policíclico, com pelo menos dois pulsos episódicos iniciais de maior intensidade, geradores de xistosidade (Mattauer, 1976). Intenso achatamento, acompanhado

por estiramento mineral, em regime dúctil de nível estrutural inferior, numa cinemática preferentemente de baixo ângulo relacionada a supostos grandes *thrusts*, caracteriza os primórdios deste contexto deformacional.

Embora em caráter precário, face ao universo estatisticamente pouco consistente e localizado dos registros, a existência de varíolas estiradas em D_{1-2} (metabasaltos variolíticos da região de Ribeirão do Ouro – Folha Botuverá) permite algumas indagações quanto ao transporte tectônico dessa fase tangencial. Observadas isoladamente em diagrama, constata-se uma dispersão bastante grande dessas varíolas (figura II.3.10). Todavia, quando se superpõem às mesmas, a distribuição espacial dos eixos de F_{1-2} (figura II.3.11) rotados para sua posição de origem, verifica-se que ocorre alguma identidade entre parte desses dois conjuntos, os quais tendem a um paralelismo em torno da E-W ($F_{1-2}Lx_{1-2}$). Esta relação de subparalelismo entre estiramento e dobras apertadas invertidas, pode significar uma posição em rampa oblíqua, relativamente às rampas frontais e laterais de um lençol de *thrust*.

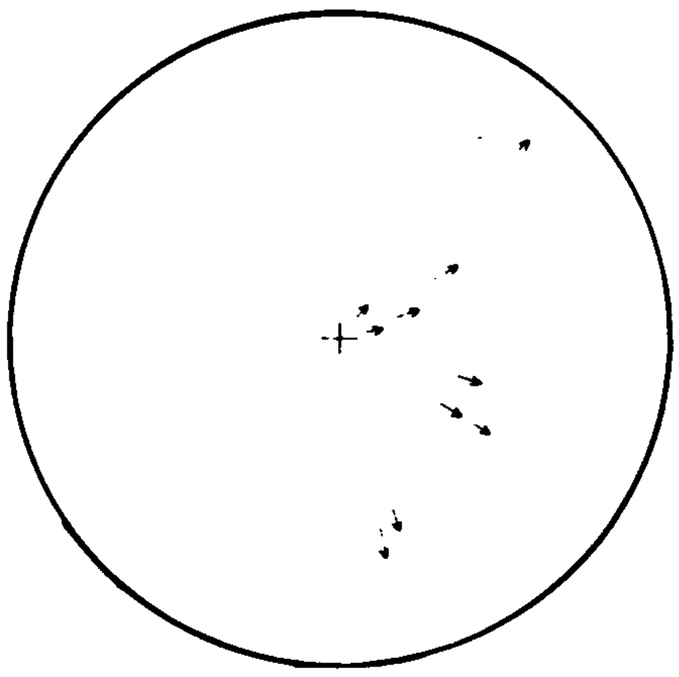


Figura II.3.10 – Diagrama de dispersão das varíolas. Lineação mineral medida em basalto variolítico Fase D_2.

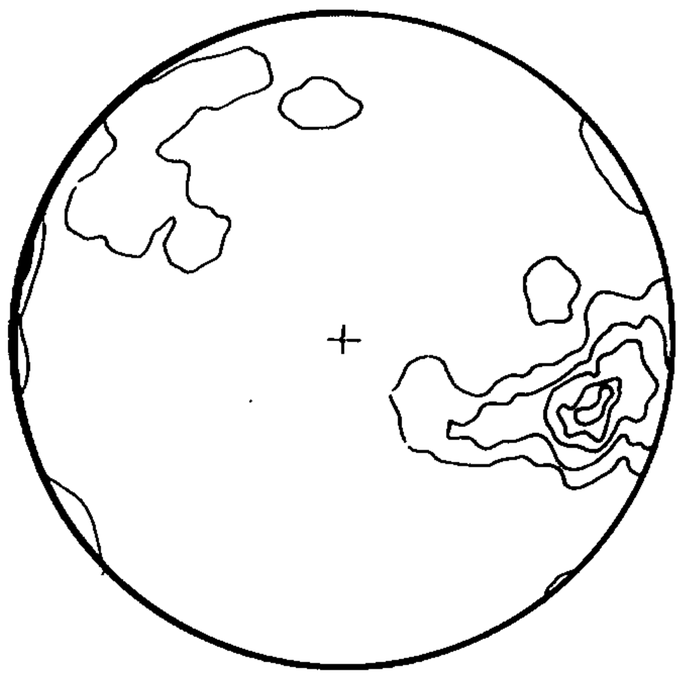


Figura II.3.11 – Eixos b_{1-2} rotados para posição original. Eixo b_{1-2} médio = 22°/104°.

A este propósito, Ridley (1986), afirma que: "Uma rocha deformada pela combinação de *thrust shear* paralela ao acamamento e *wrench shear*, pode mostrar uma fábrica com eixos de dobras e lineações de estiramento paralelos. Ainda, se a razão *wrench shear/thrust shear é* alta, as dobras podem aparecer como crenulações verticais da fábrica. Se esta razão é baixa, e se a rocha é anisotrópica com camadas débeis em cisalha paralela ao acamamento, dobras com uma aparente lineação de estiramento paralela, podem formar um significativo ângulo (40É) em relação a direção de transporte do cisalhamento".

O subparalelismo $F_{1-2}Lx_{1-2}$ pode refletir uma situação similar, o que somado à análise de perfis de dobras F_{1-2}, sugere uma direção provável de transporte do cinturão para 324°-346° indo de encontro ao Cráton de Luís Alves, à semelhança do que ocorre no Maciço de Rahama (Marrocos), segundo modelo de *thrust* idealizado por Lagarde & Michard (1986) (figura II.3.12). Significativamente ortogonal ao *trend* 324°, acontecem as principais zonas de cisalhamento transcorrente, admitidas como responsáveis pelo aparecimento das F_3. Esta aparente coincidência, deixa margem a que se

especule, de terem sido essas antigas rampas de *thrust*, as anisotropias que viabilizaram o escoamento das tensões cisalhantes quando do incremento deformacional gerador da fase D_3, sob a forma de dobras escalonadas. Dentro desta mesma linha de raciocínio, uma segunda alternativa possível para o transporte em D_{1-2}, considerando-se a carência de dados quantitativamente mais expressivos, seria segundo as direções 64°-244° e 86°-266°, as quais se aproximam de 110°-290°, cinemática esta obtida a partir de granadas rotacionadas sin a tardi D_{1-2}.

Duas outras fases de deformação, separadas por um lapso de tempo significativo dos primeiros episódios, notadamente menos penetrativas e, geradas num domínio estrutural médio a superior, de zona dúctil a frágil, identificam esses eventos tardios. Mecanismos flexurais e cisalhamento de alto ângulo, estão intimamente envolvidos em seus processos de formação.

A leitura estatística dos elementos estruturais relacionados à fase de dobramento D_3, quando analisada em conjunto com sua geometria e distribuição espacial, tanto a nível do Complexo Brusque como em relação aos sedimentos da Bacia do Itajaí e aos granitóides, nos leva a associar essas estruturas com os grandes sistemas transcorrentes que seccionam esses vários segmentos e determinam o seu modelamento final.

A espessura constante dos leitos acamadados, desenhada nos perfis dessas dobras, aliada a presença de *slicken lines* interestratais, sugerem processos de deslizamento flexural associados. Planos axiais subverticalizados, perpendiculares ao acamamento, admitem, por outro lado, componentes de esforços paralelos às camadas segundo mecanismos de flambagem. Isto é reforçado, em parte, pelo fato da fase D_3 encontrar a fábrica herdada de D_{1-2} em posição suborizontal.

Detalhe observado em charneira de F_3, evidencia um acentuado arqueamento desta, característica que é comum à geometria de periclinais cônicas encontradas em dobras escalonadas adjacentes às faixas de cisalhamento transcorrente.

A nível dos estereogramas, constata-se que a clivagem de fratura S_3 apresenta uma ampla distribuição em leque, fato que é corroborado também pelos eixos b_3, os quais definem uma dispersão em guirlanda (figuras II.3.13a,b,c). Esta distribuição provavelmente, representa o efeito da rotação imposta a esses eixos e planos por aquelas zonas de cisalhamento identificadas com direções 50°-60°. Compatíveis com esses *trends* são os valores obtidos, por construção, para estruturas como as antiformes do Ribeirão do Ouro, Águas Negras (Folha Botuverá) e Rio do Oliveira, nos metamorfitos do Complexo Brusque (figuras II.3.14a e b) e em sedimentos da Bacia do Itajaí (figuras II.3.14c e d), os quais assinalam o progressivo paralelismo a que são levadas essas dobras F_3 e aquelas cisalhas transcorrentes.

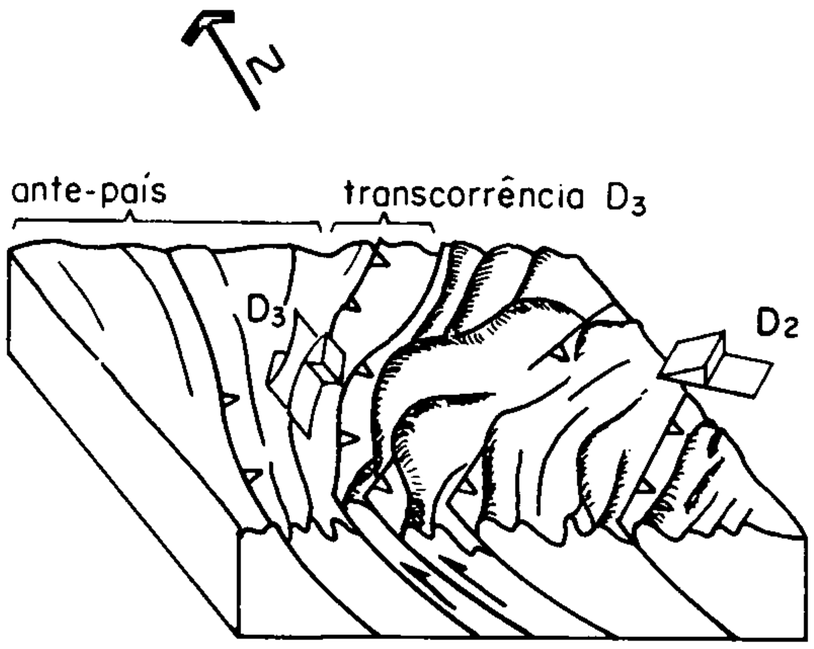


Figura II.2.12 – Modelo de frente de thrust (D_{1-2}) reativado, originando zona de transcorrência - D_3. Adaptação a partir do esquema do Maciço de Rahama, Marrocos, idealizado por Lagarde &

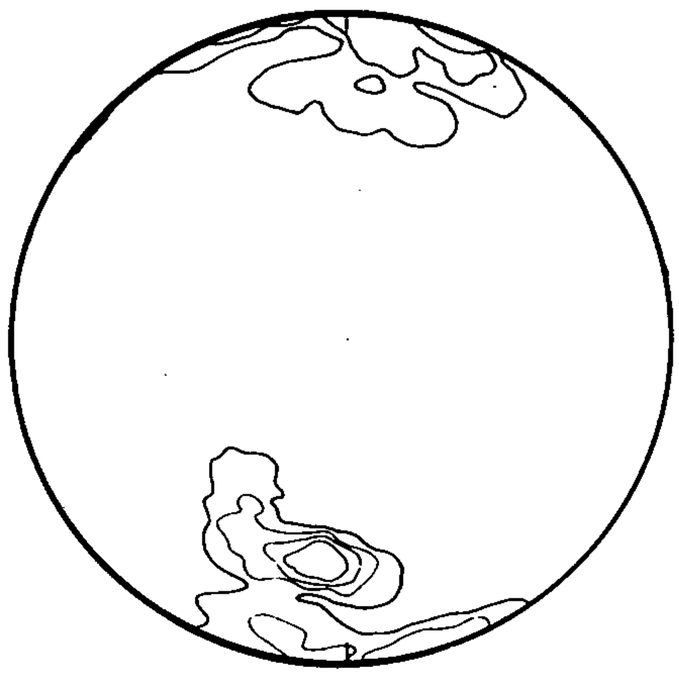


Figura II.3.13a – Comportamento dos planos S_3 no Complexo Brusque, área do Agrião da Barra Areia. $S_3 = 277°/58°$ (média).

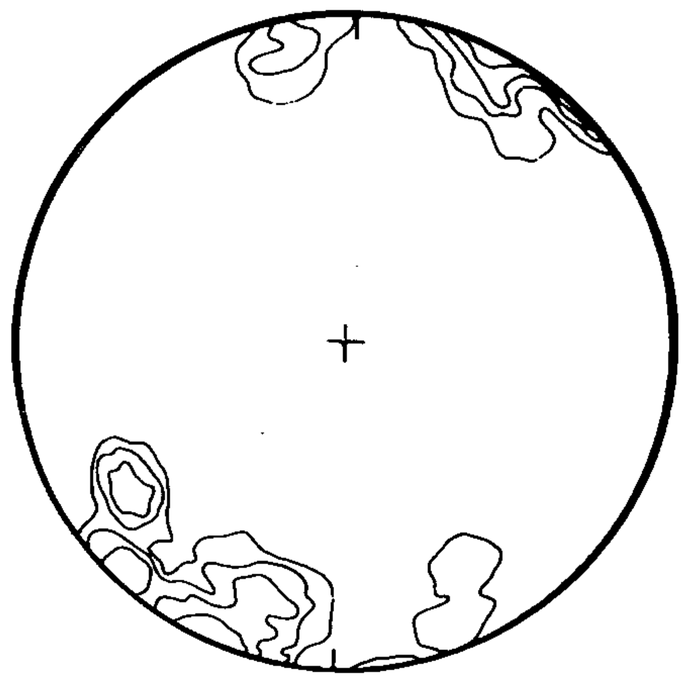
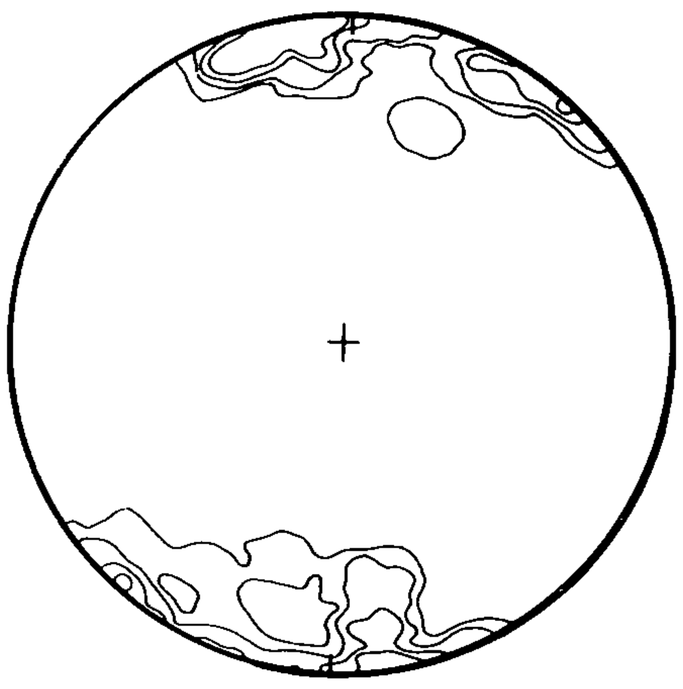


Figura II.3.13b – Comportamento dos planos S_3 no Complexo Brusque, área de Ribeirão do Ouro/Lageado. $S_3 = 293°/86°$ (média).



Fgura II.3.13c – Comportamento dos planos S_3 no Complexo Brusque, área de Botuverá/Águas Negras. $S_3 = 76°/82°$ (média).

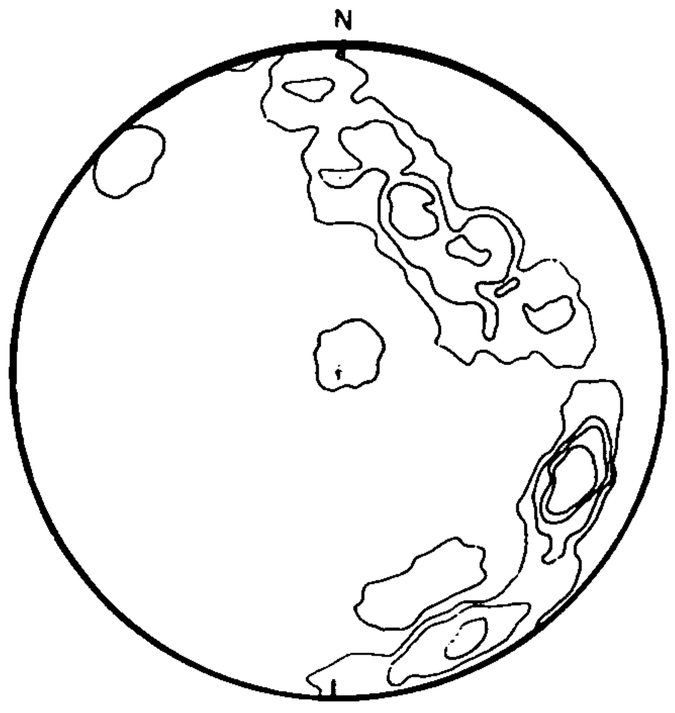


Figura II.3.14a – Orientação dos eixos b_3, a partir da foliação S_2 no Complexo Brusque, área de Ribeirão do Ouro. Valor médio de $b_3 = 43°/227°$.

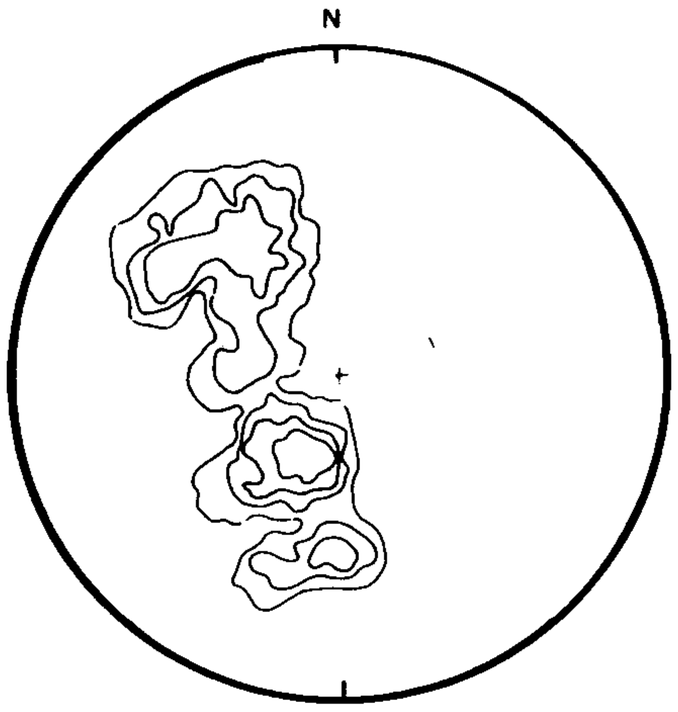


Figura II.3.14b – Orientação dos eixos b_3, a partir da foliação S_2 no Complexo Brusque, área de Águas Negras. Valor médio de $b_3 = 17°/72°$.

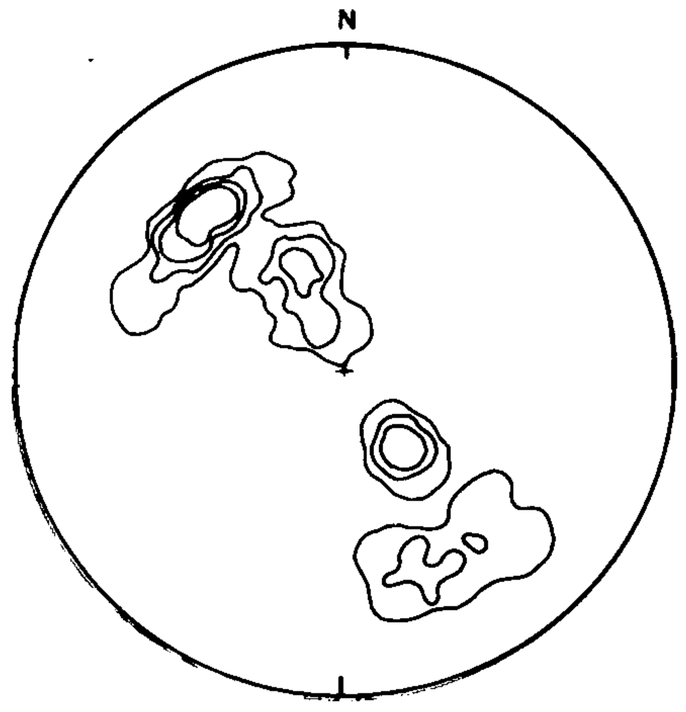


Figura II.3.14d – Orientação dos eixos b_3 a partir da atitude S_0 nos sedimentos da Bacia de Itajaí, Área de rio Quati $b_3 = 1°/50°$.

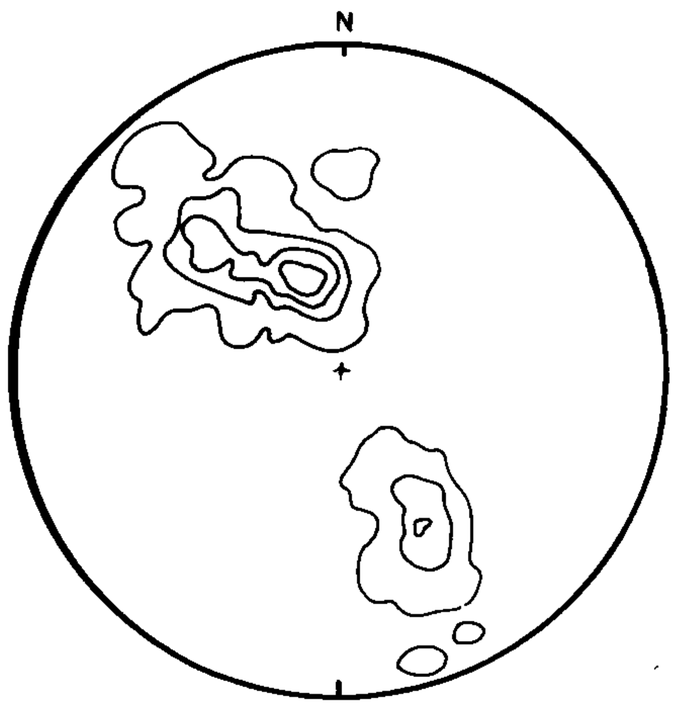


Figura II.3.14c – Orientação dos eixos b_3, a partir da atitude S_0 nos sedimentos da Bacia do Itajaí, área do ribeirão Encanto Alto. Valor médio de $b_3 = 1°/244°$.

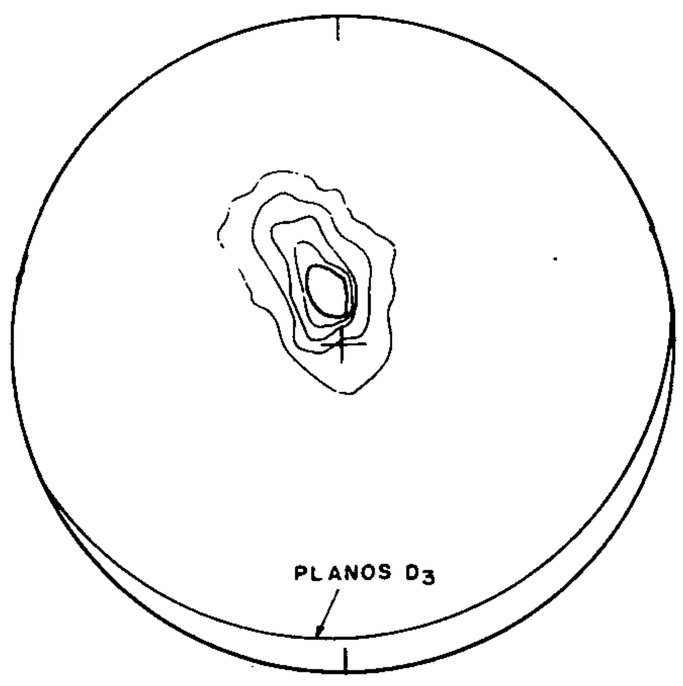


Figura II.3.15 – Diagrama dos planos de empurrão (D_3) verificados nos metamorfitos Brusque, gnaisses do embasamento e nos sedimentos da Bacia do Itajaí.

Considerando-se, ainda, como valor estatístico para b_3, 23°-284°, e ao analisarmos frente às superfícies S-C observadas, a nível dos estratos sedimentares, nos granulitos e metamorfitos Brusque, segundo 79°/15° (figura II.3.15), pode-se admitir que a composição dos esforços quando do pulso transpressivo (D_3 situava-se próximo de N-S (350°/15°) com uma diferencial de compressão (*up deep*) dirigida de sul para norte.

O giro dessas estruturas escalonadas, induzido pelas zonas móveis, identifica um movimento lateral esquerdo associado e admite um arranjo de vetores componentes dos esforços, bem como, dos eixos cinemáticos e das fraturas de segunda ordem, em relação ao elipsóide de deformação, conforme sugerido na figura II.3.16.

De outra parte, essas cisalhas transcorrentes, tiveram uma participação ativa na colocação das grandes massas de granitóides, seja como geradoras de espaços, seja no controle da geometria final desses corpos. Além deste contexto tectônico, também tiveram influência importante, as características petroquímicas dos granitóides e a natureza e comportamento reológico dos xistos encaixantes.

A morfologia dos corpos maiores, alongados, aparentemente concordantes com a foliação regional (S_{1-2}), subparalelos aos lineamentos transcorrentes, registra o efeito dessa tectônica. A forma, por exemplo, do Granitóide Valsungana Sul, Folha Brusque, expressa em planta por uma seção elíptica, com extensão lateral de 8 a 10km, superior àquela em profundidade de 3km, obtida pela gravimetria, modela uma configuração achatada. A este respeito, Vigneresse (1988) considera que um plutão com eixo pequeno vertical é totalmente deformado por um cisalhamento transcorrente: o eixo pequeno resta vertical e a seção horizontal do plutão se deforma numa elipse por interferência entre cisalhamento e intumescimento.

Evidências, como: fluxo ígneo materializado por prismas de K-feldspato, xenólitos da encaixante com as fases D_{1-2} impressas, estiramento mineral restrito e condicionado, não raro, às faixas limítrofes de parte dos plútons e, também, ausência de feições de *balooning*, sugerem todavia, que mecanismos de intrusão passiva foram co-autores do processo de colocação, ocorrido dentro de um quadro de *strain* regional abrandado, tardio em relação ao pico tectono-termal. Há granitóides, como o de Campo Novo, cujas relações com os metamorfitos indicam, de forma sugestiva, que o seu

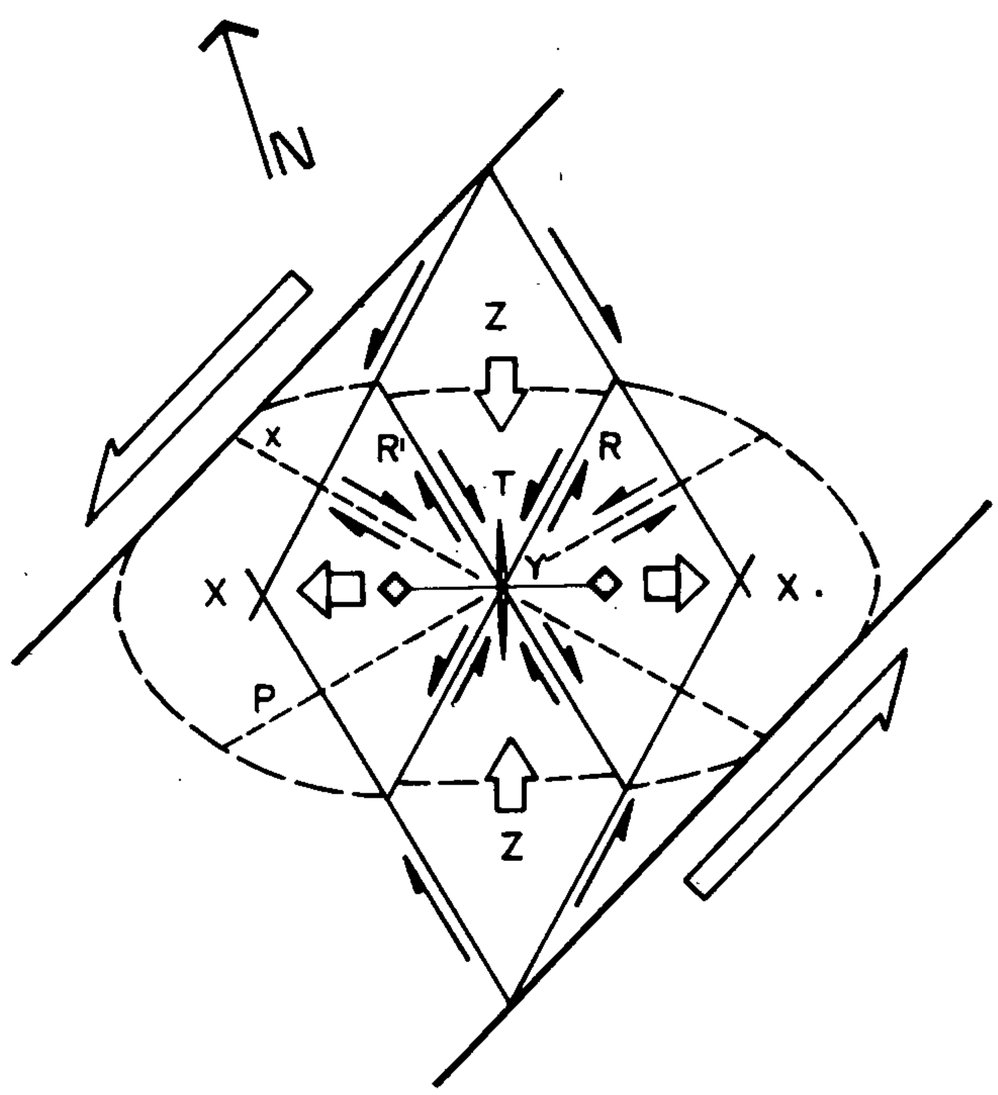


Figura II.3.16 – Elipsóide de deformação relativa ao sistema transcorrente (D_3) e fraturas associadas. Modelo de Vialon et al. (1976), adaptado a tectônica da área.

posicionamento se deu pela ocupação dos espaços gerados no seio de antiformes D_3, lateralmente em alguns locais, injetando-se segundo a fábrica S_{1-2}. Eventualmente, mostram o desenvolvimento de uma foliação milonítica, cuja direção é compatível com a trama S_3 da região (foto 17).

De igual forma, a Bacia do Itajaí (NW da Folha Botuverá) manifesta também, na sua geometria sigmoidal, toda a sua evolução e organização faciológica sob um efetivo controle tectônico, o qual é responsável pela coexistência de estruturas de transtensão e transpressão, comuns às cisalhas transcorrentes. Estruturas tipo flor positiva, materializadas por dobras recumbentes de grande porte, podem ser encontradas nas adjacências desses grandes lineamentos. Outros parâmetros, como taxa de sedimentação, assimetria das fácies, preenchimento longitudinal dominante e razão comprimento/largura, corroboram esta interpretação.

O efeito da componente extensional, relacionada à tectônica de cisalhamento transcorrente, é o responsável maior pela abertura e instalação da bacia. Como parte deste sistema, desenvolve-se todo um padrão de falhamentos normais, tipo leque lístrico (Gibbs, 1984), controlados por uma zona de *detachment*.

Esta estruturação em flor, gerada por mecanismo definido como rifteamento passivo (McKenzie, 1978; Wernicke, 1985; e Coward; 1986), foi possivelmente reativada quando da fase compressiva de fechamento, a qual determinou a ascensão desses leques imbricados por empurrão desenhando, em conseqüência, a atual geometria dos blocos.

Parte integrante dessa dinâmica transcorrente, a fase D_4, se insere no contexto deformacional como uma cisalha secundária. Conforme Anderson (1951), McKinstry (1953) e Moody & Hill (1956) (*apud* Ramsay, *op. cit.*), seu aparecimento se dá às expensas do sistema principal, num processo progressivo, pelo rearranjo das componentes do *stress* na faixa de cisalhamento, sob condições frágeis, gerando todo um conjunto de fraturas ditas de segunda ordem.

Em diagrama (figura II.3.17a,b e c), a freqüência geral dos eixos de F_4 acontece segundo um leque entre 150°-220°, com um eixo b_4 médio de 42°-207° (figura II.3.18), e uma clivagem de crenulação média em torno de 197°-220°, responsável pela rotação dos eixos b_{1-2} e b_3 anteriores, para direções que se confundem com aquelas de F_4, conforme pode ser observado em esquema semelhante ao exposto na figura II.3.19.

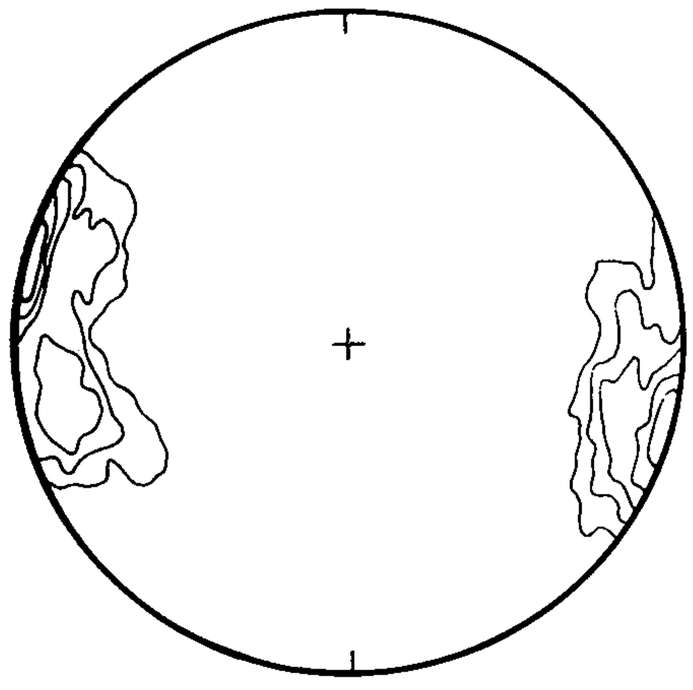


Figura II.3.17a – Comportamento das superfícies S_4 no Complexo Brusque na área de Agrião/Barra da Areia. S_4 = 197°/87° (média).

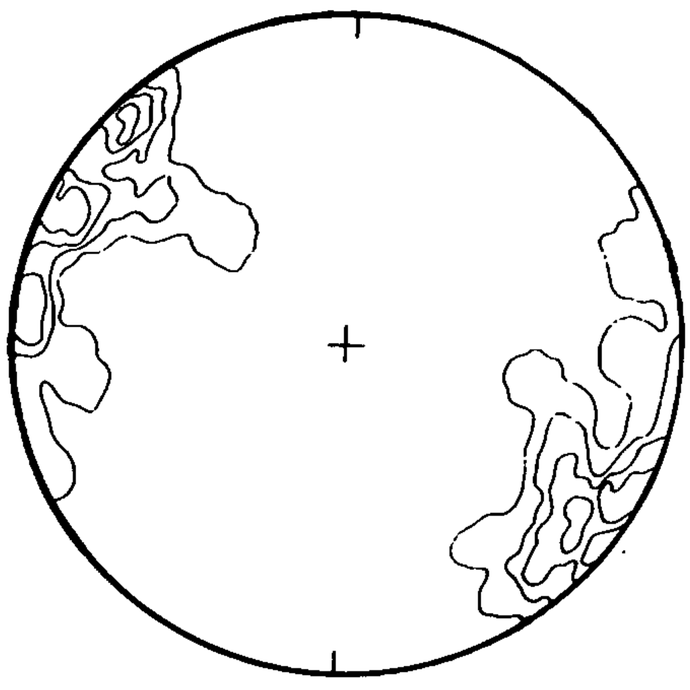


Figura II.3.17b – Comportamento das superfícies S_4 no Complexo Brusque, na área de Ourinho/Lageado. $S_4 = 23°/82°$(média).

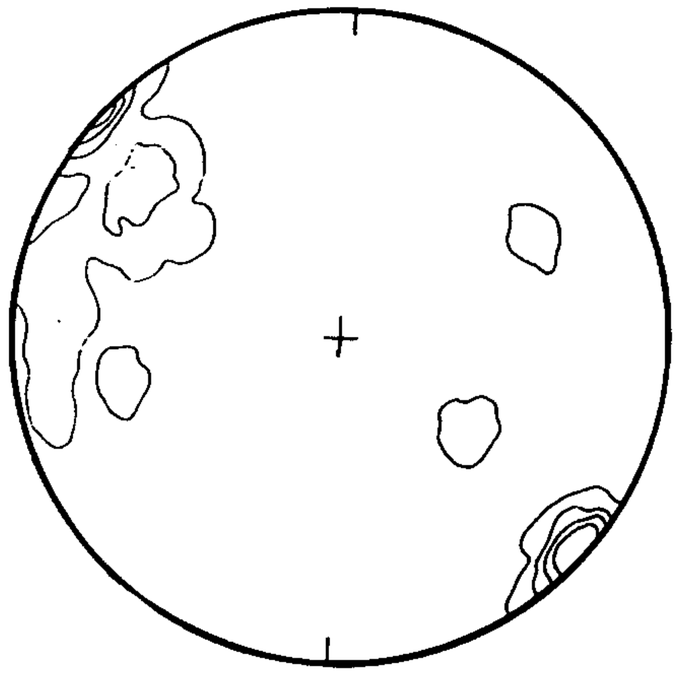


Figura II.3.17c – Comportamento das superfícies S_4 no Complexo Brusque, na área de Botuverá/Águas Negras. $S_4 = 220°/88°$ (média).

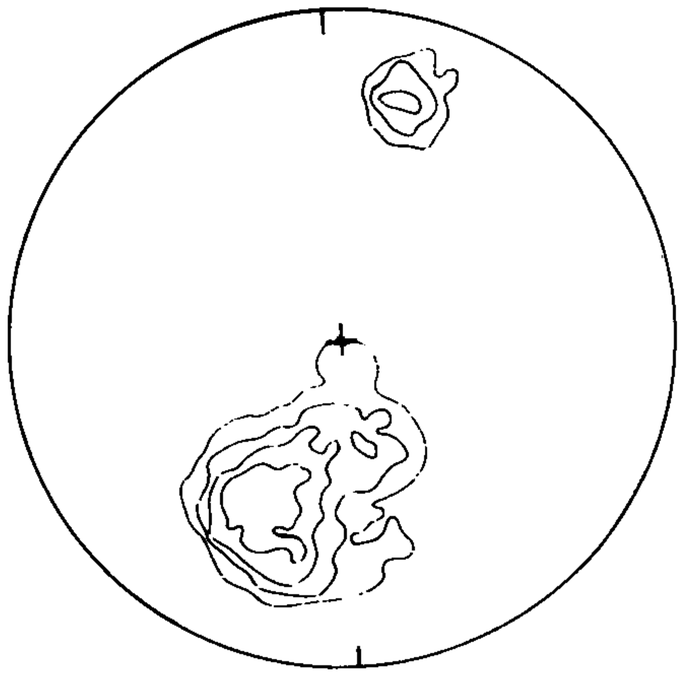


Figura II.3.18 – Diagrama geral de freqüência para eixos b_4. $b_4 = 42°/207°$ (média).

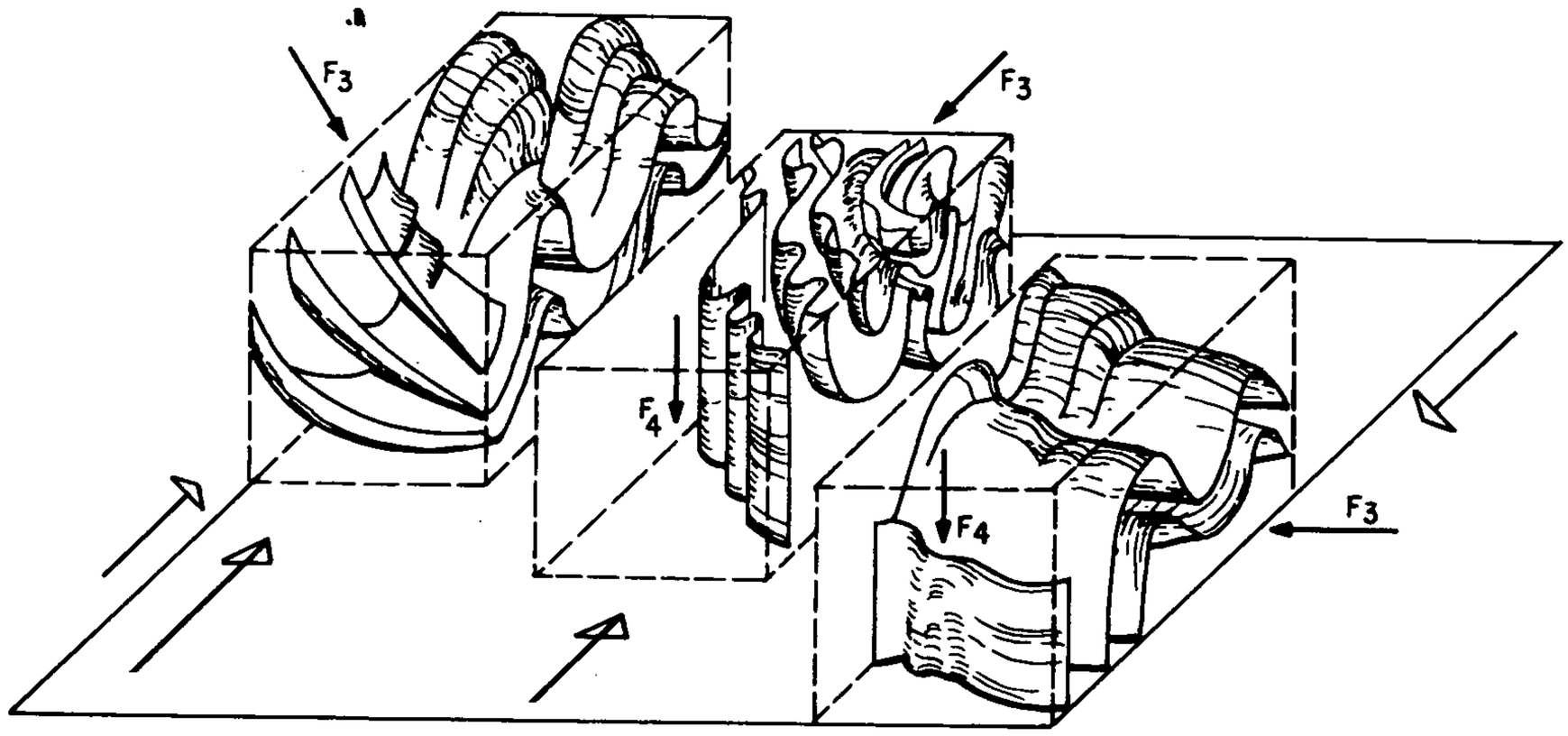


Figura II.3.19 – Bloco-diagrama mostrando sistema de interferência F_3/F_4 – transcorrência, à semelhança do que ocorre na área mapeada. Adaptado de J.P. Richert (1967) (in Henry, 1983).

4

Evolução Geológica

4.1 Comentários Gerais

A elaboração de um modelo geotectônico para a área estudada requer a análise de dados geológicos de abrangência de escala, no mínimo, regional. Dessa forma, seria impossível compor a história evolutiva da área, embasado tão somente nos dados obtidos no âmbito das folhas de Brusque e Botuverá.

De acordo com o exposto, se faz necessário um estudo bastante detalhado de áreas representativas dos diferentes segmentos cartografados neste trabalho, com o apoio de técnicas multidisciplinares (geocronologia por diversos métodos simultâneos, litoquímica, petrologia e estrutural), integrando-as com os dados regionais existentes, de forma a testar a aplicabilidade e consistência do modelo. A não observância dessas condições mínimas conduz a proliferação de modelos imprecisos, muitas vezes divergentes entre si, apesar de coerentes e concordantes com os dados colhidos. Assim, quanto menor o número de informações sobre uma área e quanto menor a confiabilidade nos dados disponíveis, maior o número de modelos passíveis de explicar sua evolução geológica. Mesmo em áreas bem estudadas do Proterozóico Superior ou Fanerozóico, onde ocorrem os clássicos orógenos, à medida que avançam os conhecimentos geológicos, mecanismos adicionais se tornam necessários para descrever sua história.

Os vários modelos geotectônicos propostos para explicar a compartimentação do Escudo Catarinense, são discordantes entre si.

Assim, uma mesma área tem sido considerada ora como área cratogênica ora como cinturão móvel. Os gnaisses granulíticos têm sido considerados como constituintes do Cráton Rio de La Plata (Almeida, 1967, Fragoso Cesar, 1980) e do Cráton de Luís Alves (Kaul, 1980), como também do cinturão móvel de um núcleo cratônico mais antigo denominado Cráton de Itapema (Silva, 1987). Hartmann *et al.* (1979b)

caracterizam o Complexo Granulítico de Santa Catarina como um *mobile belt* de idade arqueana.

Quanto ao Complexo Brusque, alguns autores admitiram um modelo tectônico envolvendo subducção tipo "B" (Issler, 1982), outros um modelo tectônico com subdução tipo "A" (Basei, 1985), enquanto para outros sua evolução está relacionada a um arco magmático (Trainini *et al.*, 1978). Todos esses autores admitem que sua evolução teria se dado no Brasiliano. Em contrapartida, Silva (1987) admite para esse complexo uma idade arqueano-proterozóica inferior e uma evolução semelhante a seqüências tipo *greenstone belt*.

Atualmente, também não se dispõe de dados precisos que permitam estabelecer com segurança uma simples correlação direta entre as unidades geológicas similares aflorantes nos escudos vizinhos de Santa Catarina e Rio Grande do Sul. Alguns dados importantes, principalmente geofísicos, litoquímicos e geocronológicos, mostram-se conflitantes, como por exemplo a idade dos granulitos de Luís Alves – SC (arqueana) e do Complexo de Santa Maria-Chico – RS (transamazônica).

De acordo com o exposto, qualquer tentativa de formulação de um modelo evolutivo, que contemple a porção meridional do Brasil, está fadada ao insucesso sem antes se resolver os problemas de correlação entre as unidades geológicas similares que ocorrem nessa região e de definição de seus ambientes geotectônicos.

4.2 Considerações sobre os Dados Geocronológicos

O Escudo Catarinense tem sido objeto de estudos geocronológicos enfocando os compartimentos geotectônicos, através de diversos métodos. Aos resultados, em parte já conhecidos anteriormente, somou-se os decorrentes desta fase do PLGB, nas folhas Brusque, Botuverá, Florianópolis e Lagoa. A partir dos novos dados, objetivou-se fornecer subsídios adicionais para a compreensão do esquema evolutivo geotectônico.

Dentre as datações geocronológicas disponíveis para essa região, pode-se citar os trabalhos de Minioli (1972), o qual, através de datações radiométricas K/Ar, atribui idade de formação em torno de 3.400Ma para as rochas dos núcleos ultramáficos, obtendo idades de 2.800Ma para o metamorfismo da fácies granulito e idade aproximada de 2.000Ma para o evento metamórfico da fácies anfibolito, acompanhado de migmatização.

Hartmann *et al.* (1979b), estudando essa região, caracterizou o Complexo Granulítico como um *mobile belt* de idade arqueana, com base nas datações isocrônicas Rb/Sr de 2.700Ma.

Datações radiométricas K/Ar e Rb/Sr, em illitas da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí, realizadas por Macedo *et al.* (1984), revelaram idades de 550Ma para o evento do anquimetamorfismo regional dos sedimentos da Bacia do Itajaí.

A área foi estudada em maior detalhe, sob o ponto de vista geocronológico, por Basei (1985), em sua tese de doutorado sobre o Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina.

Recentemente, as datações geocronológicas obtidas especificamente em rochas do Complexo Brusque foram analisadas por Basei (1990), destacando dois intervalos de idades: 500-700Ma (métodos Rb-Sr, K-Ar, U-Pb) e 1600-2000Ma (métodos U/Pb e Sm-Nd), sendo o primeiro intervalo relacionado com a granitogênese e o metamorfismo da seqüência, e o segundo com a possível idade da sedimentação, propondo uma evolução monocíclica para essa faixa dobrada. A interpretação, em síntese, sugere que a sedimentação teria ocorrido no Proterozóico Médio e que, somente após um

longo período de tempo, durante o Proterozóico Superior, teriam ocorrido as transformações polifásicas metamórficas e deformacionais, sem contudo estabelecer a idade das primeiras fases dessas transformações dentro da evolução monocíclica sugerida.

De reconhecida importância, são também os trabalhos de Mantovani *et al.* (1987) e Basei & Teixeira (1987), aos quais acrescentou-se datações complementares realizadas durante o levantamento geológico das folhas Brusque e Botuverá.

No referido contexto foram realizados estudos através dos métodos Rb/Sr, K/Ar, U/Pb e Sm/Nd, utilizando-se os três primeiros para o conhecimento das idades das rochas (isocrônicas e convencionais) e o último para a determinação das idades-modelo de Nd com a aplicação das relações isotópicas de Nd (SNd), permitindo avaliar a possível área-fonte do material analisado, seja de origem crustal ou mantélica.

A análise das diversas datações geocronológicas, que contemplam todo esse domínio de rochas compartimentadas no Pré-Cambriano, revela um amplo período de vivência crustal para o arcabouço dos granitóides que compõem o escudo. A exceção das rochas do embasamento arqueano, reconhecidas, por exemplo, nos granulitos de Luís Alves e migmatitos de Camboriú, que constituem restos ou porções de blocos cratônicos retratados por valores de SNd positivos, as demais unidades, além de mais jovens, apresentam valores negativos para o referido parâmetro, indicando uma origem crustal.

A complexidade da interpretação e, em conseqüência, o entendimento dos estágios da evolução polifásica e policíclica a que foi submetido o Escudo Catarinense, são ressaltados quando se analisa os diferentes valores obtidos para as idades-modelo T(Dm) de alguns intervalos. Assim, as idades de 3.300Ma - 2.400Ma configuram uma herança arqueana para os terrenos granulíticos e o intervalo compreendido por idades em torno de 2.200Ma - 1.300Ma refere-se aos granitóides e ao Complexo Brusque (Cinturão Dom Feliciano – Mantovani *et al.*, *op. cit.*).

Embora Basei (1990) admita uma evolução monocíclica para o Complexo Brusque, as idades-modelo de Nd, condizentes com o intervalo em torno 2.200Ma - 1.300Ma, abrangem um conjunto de rochas cuja origem é de derivação crustal (SNd negativo), que se formaram em diferentes períodos nesse intervalo, possibilitando variados graus de retrabalhamento nos ciclos Transamazônico, Uruaçuano e Brasiliano, e sugerindo uma evolução policíclica para o referido complexo.

A sucessão destes ciclos magmáticos-metamórficos, na ausência de registros litológicos devidamente testados, somente pode ser detectada através das determinações via Sm/Nd referidas, acusando um *gap* entre as idades arqueanas e a grande incidência de idades brasilianas obtidas generalizadamente por outros métodos para as rochas do cinturão móvel.

4.3 Quadro da Evolução Geotectônica

Com as informações obtidas neste projeto, no que diz respeito a petrologia, geofísica, litoquímica e principalmente aos aspectos estruturais, foi possível compor um quadro evolutivo, visando fornecer novos subsídios para uma ampla discussão sobre a origem e evolução do Escudo Catarinense.

No âmbito da área estudada (folhas Brusque e Botuverá), ocorrem unidades litoestratigráficas desde o Arqueano até o Quaternário.

O Complexo Granulítico de Santa Catarina e o Complexo Granito-Gnáissico são as unidades geotectônicas mais antigas da área estudada.

Ambos os complexos, afloram ao longo da denominada Faixa do Perimbó, que representa um dos importantes traços tectônicos responsáveis pela compartimentação do Escudo Catarinense. Esse lineamento, de direção geral N50°-60°E, secciona diagonalmente o quadrante norte da Folha Botuverá. Na Folha Brusque, essas duas unidades estão ausentes, sendo que o Complexo Granito-Gnáissico aflora a SSE da referida folha, onde apresenta contatos por falha, através de outro importante traço tectônico (Lineamento Major Gercino), com o Complexo Brusque (figura II.4.1).

O Complexo Brusque é, sem dúvida alguma, a unidade petrotectônica mais importante da área estudada. Está presente em ambas as folhas e encontra-se intensamente injetada pelos granitóides brasilianos da Suíte Valsungana/Guabiruba. Localmente, na Folha Botuverá, é intrusionada pelos granitos anorogênicos da Suíte Subida/Granitóide Faxinal.

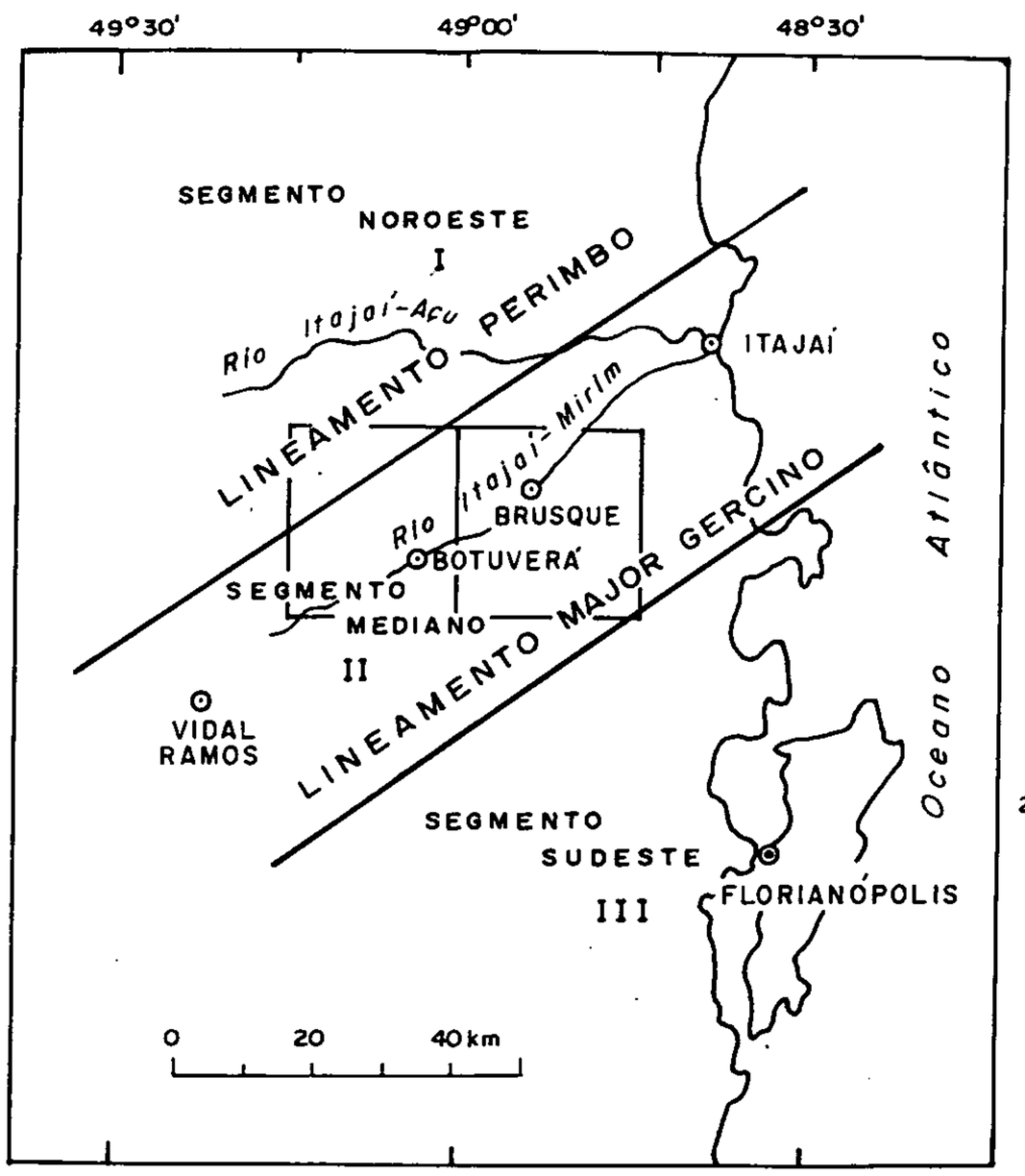


Figura II.4.1 – Compartimentação geotectônica do Escudo Catarinense.

Ainda na Folha Botuverá, se faz presente uma outra importante unidade geológica que corresponde à Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí.

A história geológica da área remonta ao Arqueano-Proterozóico Inferior, com a evolução e estabilização de um megabloco do qual faziam parte o Complexo Granulítico de Santa Catarina e o Complexo Granito-Gnáissico.

Para a maioria dos autores, o Complexo Granulítico representa uma área cratogênica consolidada no Arqueano, remobilizada no Transamazônico (retromorfose na fácies anfibolito) e localmente afetada pela granitogênese brasiliana.

A presença de rochas supracrustais como quartzitos, formações ferríferas bandadas, gnaisses calcissilicáticos, kinzigitos e ultramafitos, descritos por Silva (1987), em meio a essa unidade, permite admitir a existência de uma seqüência tipo *greenstone belt* anterior à fase de granulitização.

O embasamento dessa provável seqüência *greenstone belt* é de natureza desconhecida, pois com certeza, sua composição original foi modificada por processos de migmatização e granulitização em episódios subseqüentes. Nessa ótica, as rochas do embasamento da seqüência *greenstone belt* poderiam estar representadas atualmente pelos granulitos derivados de rochas infracrustais do tipo granitos e migmatitos, reconhecidos por Silva (1984b), que poderiam constituir estruturas do tipo "domo manteado".

Dessa maneira, o Complexo Granulítico de Santa Catarina configura-se hoje como uma unidade consolidada em 2.800Ma (fase de granulitização), que encerraria "restos" de associações supracrustais do tipo *greenstone belt*,

como também restos do seu presumível embasamento granito-gnáissico.

Quanto à borda SE do Complexo Brusque, esta apresenta-se constituída, predominantemente, por granitóides brasilianos deformados, que dispõem-se em faixas subparalelas de direção NE-SW, nas quais estão englobados restos migmatíticos polideformados e enclaves de supracrustais, provavelmente pertencentes ao Complexo Brusque.

O significado dessa provável crosta siálica antiga, sua configuração geográfica pretérita e sua inter-relação com os complexos granulíticos circunvizinhos ainda não estão bem compreendidos, devido em parte às suas pequenas exposições ao longo dos escudos Catarinense, Sul-Rio-Grandense e Uruguaio, motivados por seu desmantelamento ocorrido nos ciclos orogênicos, proterozóicos.

Outras datações foram realizadas em ortognaisses dessa unidade, localizados na região de Presidente Nereu. Os resultados acusaram uma idade de 2.390Ma. Segundo Basei (1985), "este valor de 2.390Ma deve representar a época do metamorfismo da fácies anfibolito. O alto valor de m (de 8,61) indica que este material já teria uma atividade crustal em épocas anteriores à idade obtida, reforçando a interpretação de uma colocação de material ígneo, provavelmente no Arqueano, com posterior metamorfismo há 2.400Ma".

Também foram datados, ortognaisses desse complexo, na Faixa do Perimbó (quadrante norte da folha). A idade obtida foi de 1.823 ± 37Ma. Nessa mesma faixa, foram datados gnaisses miloníticos que acusaram uma idade de 708Ma.

O acréscimo de material granítico, verificado no bloco representado pelo Complexo Granito-Gnáissico, permite aventar a hipótese do mesmo ter sido gerado em zona de intensa granitogênese (arco magmático ?) ocorrida durante o Arqueano-Proterozóico Inferior, cujas demais evidências teriam que ser verificadas em outras porções, fora da atual área do Escudo Catarinense.

Dessa forma, pode-se admitir que desde épocas que remontam ao final do Arqueano, o bloco SE do Escudo Catarinense, constituído pelo Complexo Granito-Gnáissico, teve um comportamento mais ativo que o bloco NW, onde posicionava-se o Complexo Granulítico, o qual reagiu como bloco passivo (figura II.4.1). Essa situação parece ter se repetido sucessivamente desde a implantação da Bacia Brusque (Proterozóico Inferior-Médio) até a abertura da Bacia do Itajaí (Proterozóico Superior), corroborada ainda pela distribuição dos corpos graníticos brasilianos, os quais apresentam nítida zonação composicional e estrutural, de SE para NW.

Qualquer que seja o inter-relacionamento entre esses restos de crosta siálica com as rochas granulíticas, o conjunto dessas associações petrotectônicas devia estar consolidado sob forma de uma placa continental estável durante o Proterozóico Inferior. A reativação dessa plataforma, no final deste período ou durante o Proterozóico Médio, teria favorecido a instalação da bacia de deposição do Complexo Brusque (Caldasso & Ramgrab, 1989).

O bandamento gnáissico e a existência de uma marcante foliação S_n de natureza metamórfica, discordante das foliações S_1 e S_2 dos metamorfitos do Complexo Brusque, bem como a identificação em ambas unidades (Complexo Granulítico e Complexo Granito-Gnáissico) de litótipos arqueanos, reforçam a hipótese de que essas duas unidades geotectônicas serviram de substrato para a Bacia Brusque.

De acordo com o exposto, fica evidente que essas duas unidades arqueanas tiveram uma evolução policíclica e polifásica, cujo entendi-

mento requer trabalhos detalhados fora da área de abrangência e dos objetivos do atual trabalho.

Os dados geocronológicos retroassinalados indicam que, a região em pauta comportou-se como área de notável estabilidade tectônica no intervalo compreendido entre 2.400 - 2.200Ma, correspondendo a consolidação de um megabloco siálico, do qual faziam parte o Complexo Granulítico e o Complexo Granito-Gnáissico.

Essa estabilidade tectônica teria sido quebrada com a fragmentação desse megabloco, no final do Proterozóico Inferior ou início do Proterozóico Médio, dando início à implantação da Bacia Brusque, através de um mecanismo relacionado a uma rápida subsidência inicial (fase *rift*), devido a estiramento ou sobrecarga crustal, seguida por um prolongado estágio termal de desenvolvimento da bacia (figura II.2.27).

Esta fase *rift* evoluiu para o desenvolvimento de uma margem continental de forma que os sedimentos da "Bacia Brusque" correspondem a uma seqüência de margem passiva desenvolvida no Proterozóico Inferior/Médio.

O preenchimento inicial dessa bacia, através de seqüências vulcânicas e clásticas arenoconglomeráticas, que caracterizam a fase inicial de rápida subsidência (fase *rift*), seria pouco representativo nas folhas mapeadas, podendo estar representado por áreas restritas nas regiões de Rio do Oliveira (Folha Brusque), Ribeirão do Ouro e Barra da Areia (Folha Botuverá), imbricadas tectonicamente.

A persistência lateral e vertical de espessos pacotes rítmicos de natureza turbidítica evidencia que, após essa fase *rift*, a bacia passou por um prolongado estágio termal de desenvolvimento, onde o preenchimento se deu sob condições de plataforma rasa (depósitos deltaicos e turbiditos plataformais), passando a marinho profundo, onde eram originados espessos pacotes turbidíticos relacionados a leques submarinos.

Os dados litoquímicos caracterizam o vulcanismo sin-deposicional como relacionado a um ambiente intraplaca, semelhante ao que ocorre nas ilhas vulcânicas atuais de costa afora. Pela íntima relação entre as rochas vulcânicas e carbonáticas e pelo fato de terem sido identificadas prováveis estruturas estromatolíticas, características de ambientes de supra e intermarés, admite-se que a plataforma carbonática se instalou sobre e ao redor dessas ilhas.

No estágio seguinte, provavelmente ainda no Proterozóico Médio, processou-se o fechamento da Bacia Brusque, com intenso encurtamento crustal, retrabalhamento parcial das rochas do embasamento, intensa deformação e provável plutonismo sin-tangencial.

A não identificação no Complexo Brusque de rochas ofiolíticas e de *mélanges*, nem de paleossuturas, como também de magmatismo calcialcalino, permite relacionar essa fase de inversão a uma subducção tipo "A", em ambiente ensiálico. A causa dessa subducção pode ter sido devido a uma delaminação e afundamento do manto litosférico, tal como admite Kröner (1982) para o Cinturão Damara.

Em conseqüência desse evento compressivo, processou-se na área, um cisalhamento de baixo ângulo, em regime dúctil. Essa tectônica tangencial imprimiu, nas rochas de todo o cinturão, foliações de transposição S_1 e S_2, acompanhadas de metamorfismo regional que alcançou a fácies xisto-verde superior, com aloctonia generalizada, geração de prováveis grandes *thrusts e nappes*. Nessa época, teriam se colocado os granitos sin-tangenciais de quimismo calcialcalino na região representados, em parte, por remobilizações dos granito-gnaisses do Complexo Granito-Gnáissico, que afloram principalmente na região de Águas

Mornas e também em áreas restritas na região de Tijucas.

Os dados estruturais indicam que a evolução estrutural dos metamorfitos Brusque apresenta um caráter polifásico e policíclico, com pelo menos dois pulsos episódicos iniciais de maior intensidade, responsáveis pelo intenso encurtamento da bacia.

A transposição do bandamento gnáissico e da foliação milonítica antiga por essas fases precoces (D_1 e D_2), bem como a identificação de dobras isoclinais rompidas e foliações miloníticas compatíveis com essas fases tangenciais, em migmatitos e gnaisses do Complexo Granito-Gnáissico, indica que houve remobilização parcial do embasamento durante esse episódio.

Nos estágios finais de inversão, todo o Cinturão Brusque apresentava-se com foliações de transposição S_1 e S_2 de posição suborizontal, encerrando, dessa maneira, as primeiras fases deformacionais D_1 e D_2. As rochas do Complexo Brusque, juntamente com as de seu embasamento, constituiriam então uma ortoplataforma, que se manteria estabilizada até a metade do Proterozóico Superior, quando esse cinturão de cisalhamento teria sido remobilizado dando início a um novo ciclo tectônico.

Após o período de estabilização, começaram a se implantar as fases tardias D_3 e D_4, relacionadas a um importante evento transcorrente, desenvolvido a partir do final do Proterozóico Superior até o Eo-Paleozóico (Evento Tectono-Termal Brasiliano – 750-450Ma).

Essas fases tardias, relacionadas a movimentos cisalhantes de alto ângulo em regime dúctil-rúptil, são responsáveis pelo soerguimento do Complexo Brusque. A partir desse momento, as superfícies suborizontalizadas S_1 e S_2 passam a sofrer ação de um corpo de tensão cisalhante de alto ângulo, com o desenvolvimento de foliações miloníticas subverticalizadas.

Baseados nas características das estruturas e no tipo do metamorfismo regional, desenvolvidos durante as fases precoces tangenciais, em confronto com a tectogênese brasiliana, de caráter transcorrente, iniciada no Proterozóico Superior, tem-se que admitir um período de estabilização no final no Proterozóico Médio. Esse período seria marcado pela estabilização da plataforma, após o evento orogênico ocorrido no Complexo Brusque.

Por essa razão, é lícito admitir que a orogênese responsável pela implantação e desenvolvimento do Complexo Brusque é distinta daquela que propiciou a instalação da Bacia do Itajaí e o emplaçamento da granitogênese brasiliana, caracterizando assim uma evolução policíclica e polifásica para a região estudada.

A causa da tectogênese brasiliana não está bem esclarecida. No entanto, é possível supor que os movimentos transcorrentes possam estar relacionados a um choque de placas litosféricas. A natureza dessas placas, bem como o tipo de subducção envolvida no processo de fechamento do proto-oceano, só pode ser desvendada pela análise dos dados pertinentes ao atual continente africano.

A litoquímica sobre os granitos brasilianos mais precoces (700-600Ma), incidentes no Escudo Catarinense (entre eles os da Suíte Valsungana/Guabiruba da área mapeada – 630-640Ma), é sugestiva de um magmatismo de base crustal (tipo "S"), evoluído em fase sin a tardi-orogênica (calcialcalinos a alcalinos), provavelmente relacionados a um evento de choque de continentes.

Por outro lado, não se descarta a possibilidade de que a causa da tectogênese brasiliana possa estar relacionada a um processo de estiramento crustal, de escala mundial, sobre uma plataforma estabilizada.

No início desse novo ciclo tectônico, movimentos cisalhantes de alto ângulo, em regime dúctil-rúptil, provocaram o soerguimento do Complexo Brusque, reativando toda uma rede de fraturas já impostas a esse cinturão durante as fases precoces. Dessa maneira, os grandes traços tectônicos, possivelmente preexistentes, tais como os lineamentos Perimbó e Major Gercino entre outros, teriam sido reativados.

Neste contexto, a Bacia do Itajaí configura-se como uma bacia transtensiva de forma sigmoidal, assimétrica, relacionada à remobilização de falhamentos transcorrentes (Lineamento Perimbó), instalada sobre uma área previamente estabilizada.

O preenchimento inicial dessa bacia se deu através de um sistema de canais flúvio-deltaicos e leques deltaicos, que foram gradativamente afogados por espessos depósitos turbidíticos, relacionados a leques submarinos, evidenciando um grande evento transgressivo à medida que se processava o preenchimento.

A intercalação cíclica de litofácies conglomeráticas com litofácies pelíticas, bem como fenômenos de autofagismo, evidenciam que os bordos dessa bacia eram ativos durante o seu preenchimento.

Em diferentes estágios, ocorreram manifestações vulcânicas de carácter ácido, registradas na bacia sob a forma de camadas de tufos, prováveis derrames e intrusões hipoabissais.

Posteriormente, próximo, ao limite Proterozóico Superior–Eo-Paleozóico, teria ocorrido nova reativação das falhas transcorrentes, com milonitização e brechação, à qual associa-se a inversão da bacia.

Na progressão da movimentação desses megassistemas transcorrentes, a bacia experimentou fenômenos transpressivos, promovendo a reativação das falhas normais (lístricas) em cavalgamentos que se propagaram através da cobertura, induzindo dobramentos e falhamentos nas diferentes camadas. São feições comuns a esse episódio, dobras, falhas e rampas de transporte (fotos nºs 32, 37 e 41).

A ocorrência de rochas granito-gnáissicas e granulíticas ao longo do Lineamento Perimbó (Faixa Ribeirão do Prata, Basei 1985), neste contexto, representaria uma "lasca" do embasamento, imbricado tectonicamente com as supracrustais, devido ao intenso transporte de massas que teria ocorrido ao longo dessas zonas móveis transcorrentes, durante a fase de inversão.

Como resultado dessa tectônica transcorrente sobre as rochas do Complexo Brusque, da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí e do embasamento, desenvolveu-se um sistema de falhas em leque imbricado, ou estrutura em flor positiva, nas imediações do Lineamento Perimbó.

Concomitantemente à implantação da Bacia do Itajaí sobre um embasamento granito-gnáissico/granulítico, desenvolveu-se intensa granitogênese no âmbito dos metamorfitos do Complexo Brusque e rochas do Complexo Granito-Gnáissico. Ao longo das principais faixas transcorrentes, junto às zonas de transtensão, introduziram-se os granitóides (sin a tardi-cinemáticos), de quimismo compatível com granitóides de fusão crustal (tipo "S"), correspondente à Suíte Valsungana/Guabiruba.

Evidências de campo (Folha Camboriú) e dados litoquímicos e geocronológicos (Folha Florianópolis, escala 1:100.000), mostram que granitóides brasilianos, gerados em ambiente de base crustal, aportaram (soergueram) restos de uma crosta siálica e incorporaram enclaves das supracrustais do Complexo Brusque, sendo o conjunto deformado pelas manifestações mais tardias dessa tectônica transcorrente. Dessa forma, quase todo o bloco antigo correspondente ao Complexo Granito-Gnáissico, foi desmantelado e descaracterizado.

O Complexo Brusque foi mais intensamente injetado pela granitogênese brasiliana. Dessa forma, o seio das grandes estruturas antiformais gerados durante a fase D_3, bem como as áreas de transtensão relacionadas aos falhamentos profundos, foram locais preferenciais para a colocação dos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba.

Com o escoamento das tensões cisalhantes houve um abrandamento nas condições tecto-no-termais. A distribuição geográfica dos diferentes corpos granitóides relacionados à granitogênese brasiliana mostra claramente uma zonalidade composicional, indicando que os termos menos evoluídos, de características calcialcalinas, situam-se a SE do Complexo Brusque na folha Florianópolis – Suíte Maruim). Na área de ocorrência dos metamorfitos do Complexo Brusque, ocorrem predominantemente granitóides calcialcalinos a alcalinos, representados pelos corpos da Suíte Valsungana/Guabiruba. No sentido NNW daqueles metamorfitos, ocorrem corpos granitóides com características alcalinas, representados pelo Granitóide Faxinal e corpos da Suíte Subida.

Essa zonalidade composicional dos granitóides, com incidência de termos mais evoluídos para NNW, sugere uma gradação desde o ambiente de subducção (tipo "A"), onde estaria havendo o consumo de placa, até áreas mais estabilizadas, mais distantes deste foco.

Dessa maneira, pode-se especular que a provável zona de subducção, responsável pela granitogênese brasiliana, posicionava-se a SE da atual área de ocorrência do Complexo Brusque.

O evento tectono-magmático tardio, manifestado no âmbito do Escudo Catarinense, é constituído pelo magmatismo alcalino a peralcalino, que incidiu, esporadicamente, sobre as unidades geotectônicas mais antigas. Esse magmatismo de caráter anorogênico, manifestado sob a forma de corpos plutônicos ácidos (Suíte Subida/Pedras Grandes) e subvulcânicas ácidas (riolíticas) a básico-intermediárias (andesíticas), teria ocorrido no Eo-Paleozóico (550-450Ma), em regime distensivo, com base nos dados litoquímicos e geocronológicos disponíveis.

O Granitóide Faxinal (hornblenda sienito), que ocorre na localidade homônima, embora de idade ainda indeterminada, afigura-se como uma manifestação magmática contemporânea a esse evento distensivo eo-paleozóico.

A Bacia de Campo Alegre, com incidência marcante desse magmatismo peralcalino, evidencia-se como desenvolvida num estágio de rifteamento tardio (reativação de falhas transcorrentes brasilianas), que marcaria a instabilização da paraplataforma estabelecida após a tectônica transcorrente. Essa reativação poderia ter sido a causa precursora do desenvolvimento da Sinéclise do Paraná, caracterizada como uma bacia intracontinental de plataforma estável.

No Mesozóico, um soerguimento epirogenético do Escudo Catarinense, provavelmente relacionado a separação dos continentes Sul-Americano e Africano, ocasionou a reativação de falhas pretéritas, sendo que na região estudada, os fraturamentos NW-SE serviram de via preferencial de colocação aos diques de diabásio.

No final dessa reativação, de idade jurássico-cretácica, ocorreram novas manifestações vulcânicas de carácter alcalino, representadas sob a forma de diques, como na região de Águas Negras (SE da Folha Botuverá), ou de corpos circunscritos, como na região de Lajes e Anitápolis.

Encerrando o quadro evolutivo da área estudada, durante o Cenozóico, desenvolveu-se novo ciclo deposicional, representado por terraços fluviais e marinhos subatuais, aluviões, tálus, depósitos costeiros atuais, melhor expostos na Folha Camboriú e ao longo de toda a costa sul-catarinense.

5 Geofísica

5.1 Sistemática Adotada

A sistemática adotada para os trabalhos geofísicos, na Folha Brusque, consistiu no reprocessamento e interpretação de mapas aerogeofísicos (aeromagnetometria e aerogamaespectrometria), no levantamento de perfis geofísicos terrestres (gravimetria e magnetometria) e a sua posterior integração com os dados geológicos.

Os mapas aerogamaespectrométricos gerados foram os dos canais de contagem total, urânio, tório, razão U/Th, U/K e Th/K, enquanto a partir dos dados aeromagnetométricos foram confeccionados mapas de contorno do campo magnético total, da primeira derivada com redução ao pólo, de susceptibilidade magnética aparente e de continuação para cima (1.000m acima do terreno).

Os perfís de geofísica terrestre, estenderam-se além dos limites das folhas Botuverá e Brusque, de forma que sua interpretação, como apresentada neste relatório, é comum às duas folhas.

5.2 Dados Utilizados

5.2.1 Aerogeofísica

Os dados aerogeofísicos utilizados no reprocessamento e geração de novos mapas são oriundos do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul, executado pela Geofoto S.A. para a Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM em 1974, e que consistiu no levantamento aeromagnetométrico e aerogamaespectrométrico de um total de 53.924 quilômetros lineares, segundo linhas de vôo de direção N30°W, espaçadas de 1km e com uma altura média de vôo de 135m sobre o terreno.

O magnetômetro aerotransportado utilizado foi do tipo de precessão nuclear, marca *Geometrics*, modelo G-803, para medição da intensidade total do campo magnético. Na obten-

ção dos dados radiométricos foi utilizado um gamaespectrômetro multiespectral, modelo DGRS-3001, fabricado pela Exploranium, acloplado a um conjunto de nove cristais de iodeto de sódio ativado com tálio, com freqüência de amostragem de 1 segundo, com a seguinte discriminação de energia:

Potássio (K 40). . . . . = 1,35-1,65 MeV
Urânio (Bi 214). . . . . = 1,65-2,30 MeV
Tório (Tl 208) . . . . . = 2,30-2,90 MeV
Contagem Total . . . . . = 1,00-2,90 MeV

Os dados foram armazenados em registros analógico e digital, sendo posteriormente processados e os produtos finais apresentados na forma de arquivos digitais (fitas magnéticas), mapas de contorno do campo magnético total e gráficos de perfis empilhados de magnetometria, contagem total, tório, urânio, potássio, razões U/Th, U/K e Th/K.

Para atender as necessidades da área de geofísica do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB, em 1988, esses dados foram reprocessados, através de programas específicos de computador. Para tanto, foram criados *grids* (malhas) dos dados magnéticos e radiométricos, com células de dimensões de 125m x 125m. Após a geração das malhas, os dados foram submetidos a um filtro direcional para eliminar possíveis problemas de alinhamento na direção das linhas de vôo, decorrentes das etapas de aquisição ou de tratamento dos dados originais. O operador desse filtro é definido como:

L(B)= módulo [(cos(A-B) ** n], onde:
B = direção da componente Fourier
A = direção do filtro
n = expoente da função seno

Um filtro de suavização tipo Hanning foi ainda aplicado a cada nó das malhas geradas, utilizando-se os valores de oito nós das células vizinhas.

Após essa etapa, foram confeccionados mapas de contorno dos dados radiométricos (contagem total, potássio, urânio, tório, razões U/Th, U/K e Th/K). Os dados do canal do potássio mostraram-se incoerentes, provavelmente devido a problemas nas etapas de aquisição ou de processamento inicial dos dados, optando-se por não considerá-los no presente capítulo.

Com relação aos dados magnetométricos, além do mapa de intensidade do campo total, foram gerados os mapas de primeira derivada com redução ao pólo, de susceptibilidade magnética aparente e de continuação para cima (1000m acima do terreno), utilizando-se os seguintes algoritmos:

Primeira Derivada:
L(r)= (2 * 3,1416 * r) onde:
r = (u ** 2 + v ** 2) ** 1/2 = magnitude do número de onda.

Redução ao Pólo:
L(f)= [sen I-i cos I * (D+f)] ** (-2), onde:
I = inclinação magnética;
D = declinação magnética relativa ao eixo do x;
f = arc tan (u/v)= fase do número de onda.

Continuação para cima (1000m):
L(r) = e ** (-h*r), onde:
L(r) = operador linear da continuação para cima;
h = altura da continuação em metros positivos acima do plano de observação = (865m);
r = (u ** 2 + v ** 2) ** 1/2 = magnitude do número de onda.

Susceptibilidade Magnética Aparente:
$L(r, q)= [2pF_o . e^{-hr} . sen (ar cosq)/ar cosq. sen (br cosq)/br cosq. T^2t_{(q)}]^{-1}$
onde:
$T^2tq= [sen I-i cos I. cos (D+q)]^2$
$r = (u^2+v^2)^{1/2}$ = magnitude do número de onda
I = inclinação magnética
D = declinação magnética relativa ao eixo x

q = arc tan (u/v) = fase do número de onda
h = profundidade de continuação em metros abaixo do plano de observação (100m)
F_o = campo magnético.

A seguir, foram gerados os mapas de contorno nas escalas 1:50.000 e 1:100.000, com os intervalos de contorno, abaixo indicados:

Contagem Total = 10 cps (choques por s)
Urânio = 2 cps (choques por s)
Tório = 2 cps (choques por s)
Razão U/Th = 0,05
Magnético = 5 nT
Primeira Derivada com Redução ao Pólo = 0,01 nT/m
Continuação para cima = 5 nT
Susceptibilidade magnética aparente = 0,1 x 10^{-3} e.m.u.

5.2.2 Geofísica Terrestre

O levantamento geofísico terrestre, compreendendo a execução de perfis gravimétricos e magnetométricos, teve por objetivo auxiliar o mapeamento das folhas, sobretudo no tocante aos estudos estruturais.

A aplicação da gravimetria se deu em duas distintas escalas:

A primeira, através da interpretação de perfís regionais que atravessam a porção oriental do estado de Santa Catarina, com base em medições gravimétricas previamente efetuadas pelo Instituto Astronômico e Geofísico – IAG da USP e pelo Observatório Nacional – CNPq.

A segunda, através da execução de três perfis, estrategicamente selecionados, visando atravessar as principais unidades geológicas ocorrentes na região das folhas Brusque e Botuverá (figura II.5.1), os quais totalizaram cerca de 180km de levantamento, com estações de medida afastadas, em média, de 1km entre si.

O levantamento desses perfís foi conduzido através do convênio CPRM/IAG-USP, cabendo à CPRM o levantamento topográfico e ao IAG-USP as medições gravimétricas. Estas, foram obtidas, com um gravímetro *La Coste & Romberg*, modelo G, número de série 454, com precisão de 0,01 miliGal.

As medidas topográficas foram efetuadas com um distanciômetro *Keuffel & Essel*, modelo Auto Ranger II, acoplado a um teodolito *Wild*, modelo T14. Em planimetria, as poligonais foram amarradas a pontos característicos (principalmente cruzamentos de estradas e prédios) das cartas planialtimétricas de escala 1:50.000 do IBGE, (folhas Brusque e Botuverá), com espaçamentos médios inferiores a 10km. Os erros de fechamento foram sempre inferiores a 200m/10km. Em altimetria, os trabalhos foram amarrados em referências de nível do IBGE, distribuídas ao longo de rodovias federais, com espaçamentos inferiores a 10km. Na maioria das poligonais, os erros de fechamento foram inferiores a 20mm, nenhum deles ultrapassando 100mm. Estes perfis, cuja extensão extrapola os limites das folhas consideradas, receberam a designação LGSC-n, correspondendo:

LG - linha gravimétrica.
SC - Santa Catarina.
n - número do perfil gravimétrico levantado pelo PLGB em Santa Catarina.

Como referência, foi utilizada a estação de primeira ordem de Itajaí F (código 40 168 E), pertencente à rede fundamental do Observatório Nacional, com valor g= 979049,82, situada a 26°52'9,7" de latitude S e 48°39'33" de longitude W.

Para o cálculo dos valores *Bouguer*, foi utilizada a fórmula Valor *Bouguer* = AB + CT + g - g', onde: AB = correção de *ar livre* com correção *Bouguer*; CT = correção do terreno; g = gravidade medida; e g' = gravidade teórica.

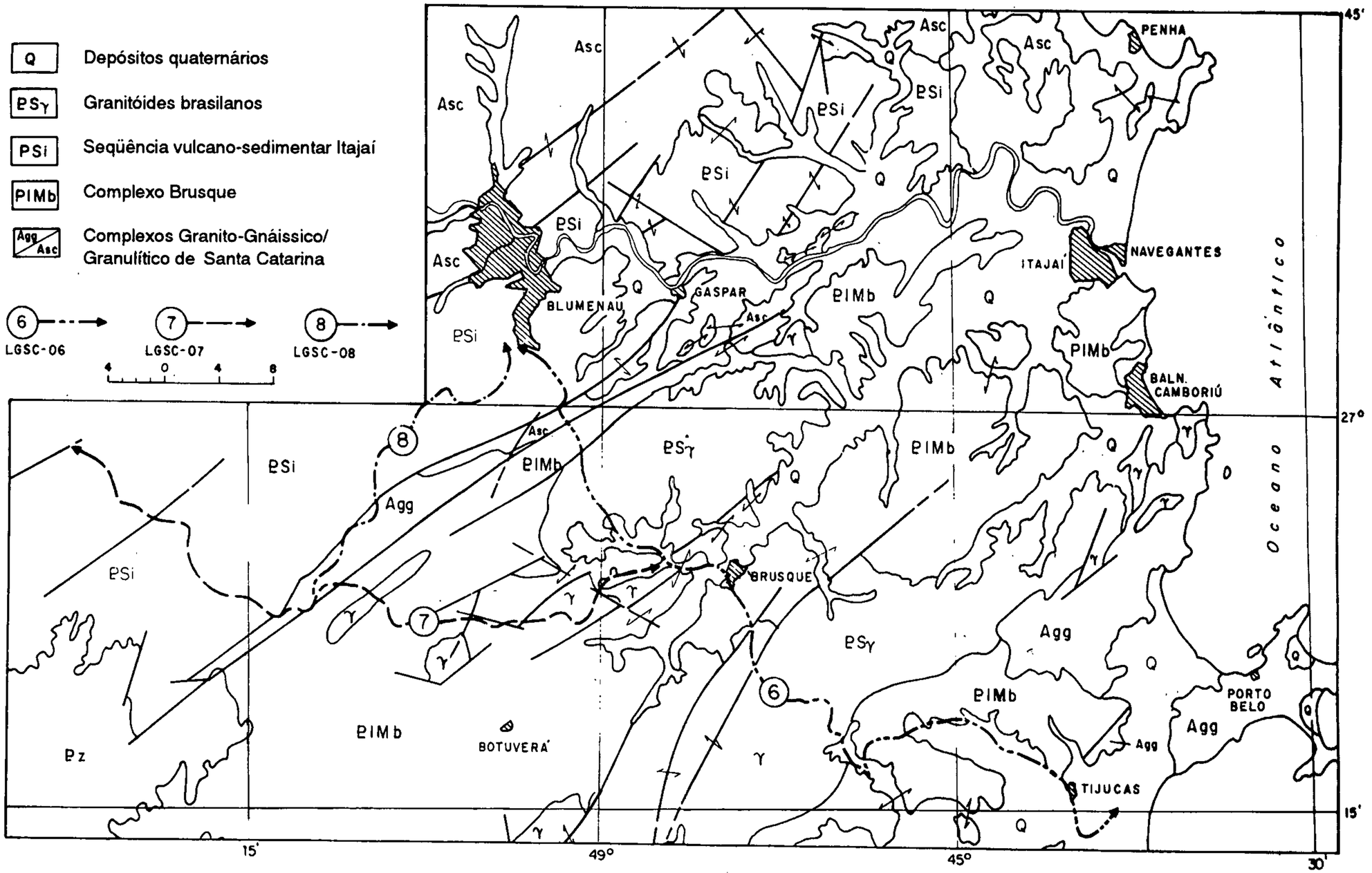


Figura II.5.1 – Localização dos perfis geofísicos. Geologia: Silva (1983a,b) modificado.

A magnetometria foi aplicada com a finalidade de se obter uma informação adicional, sendo executada nos mesmos pontos de medidas gravimétricas, aproveitando a rapidez e simplicidade da operação do método. Em razão disso, não houve preocupação com a correção da variação diurna, muito menos com a direção do perfil que obedeceu exclusivamente ao interesse da gravimetria. Nas medidas magnetométricas, foi utilizado um magnetômetro de precessão protônica da *Geometrics*, modelo G-816, com precisão de 1nT.

Complementando os trabalhos de geofísica terrestre, foram feitas medições da susceptibilidade magnética, radioatividade e densidade em afloramentos e amostras de rocha coletadas pela equipe do projeto. Para a determinação de susceptibilidade magnética e radioatividade foram empregados, respectivamente, um *kappameter* (Modelo KT3) e um cintilômetro, modelo SPP-02.

A densidade das rochas foi determinada pela técnica do picnômetro, conforme fórmula abaixo, empregando-se uma balança com precisão de 0,0001g.

Densidade = (M-P)/((W+M-P-S).

M = peso do picnômetro mais rocha.

P = peso do picnômetro.

S = peso do picnômetro mais rocha mais água destilada.

W = peso do picnômetro mais água destilada.

5.3 Interpretação e Correlação dos Dados

5.3.1 Aerorradiometria

Um levantamento gamaespectrométrico mede radiações emitidas pelos radioelementos tálio 208, bismuto 214 e potássio 40. A intensidade da radiação emitida por esses elementos presentes em determinada rocha, permite indicar, respectivamente, a concentração relativa de tório, urânio e potássio nesta rocha. Por outro lado, sua penetração não ultrapassa 0,50m de profundidade, ou seja, a radiação medida provém exclusivamente das rochas aflorantes. Desta forma, as variações no espectro da radiação gama podem ser relacionados às variações na distribuição horizontal das rochas (Vieira, 1983).

Em complementação às informações geradas, pelos canais de urânio, tório, potássio e contagem total (figuras II.5.3, II.5.4, II.5.5, II.5.6, II.5.7 e II.5.8), utilizam-se os mapas de razões U/Th (figura II.5.9), U/K e Th/K para diagnosticar variações litológicas, alterações em rochas e ambientes deposicionais. Por exemplo, padrões de dispersão hidrotermal são muitas vezes indicados por concentração ou depleção em K, U ou Th, os quais são melhor ressaltados quando se analisam as razões entre esses elementos.

A fim de obter uma melhor visualização da correlação geológica/geofísica realizada, foi utilizado um mapa geológico simplificado (figura II.5.2).

A análise dos mapas de contorno dos canais de contagem total, urânio e tório permitiu a definição de cinco zonas radiométricas na Folha Brusque, as quais estão discriminadas na tabela II.5.1.

Tabela II.5.1 – Zonas radiométricas mostradas nas figuras citadas.

Zonas radiométricas	Contagem Total	Urânio	Tório
	Figuras II.5.3 e II.5.4	Figuras II.5.5 e II.5.6	Figuras II.5.7 e II.5.8
muito baixa	<200	<30	<20
baixa	200–300	30–40	20–30
média	300–350	40–50	30–40
alta	350–450	>50	40–50
muito alta	>450		>50

Na tabela II.5.2 são apresentadas, resumidamente, as características das unidades geológicas ocorrentes na Folha Brusque.

Tabela II.5.2 – Características radiométricas das principais unidades geológicas da Folha Brusque.

Litologias		Contagem Total	Urânio	Tório	Razão U/Th (Figura II.5.9)
Complexo Metamórfico Brusque	Seqüência Siliciclástica	Muito baixa a baixa	Muito baixa a média	Muito baixa a média	–
	SeqüênciaVulcano-Sedimentar	Muito baixa a baixa	Muito baixa	Muito baixa a baixa	–
Suíte Intrusiva Valsungana/ Guabiruba	Fácies Valsungana (Maciço Norte)	Muito baixa a baixa	Muito baixa a média	Muito baixa a baixa	>1,75
	Fácies Valsungana (Maciço Sul)	Média a muito alta	Média a muito alta	Média a muito alta	<1,25
	Fácies Guabiruba	Muibo baixa a média	Muito baixa a média	Muito baixa a média	–
	Fácies Indaiá	Média a muito alta	Média a muito alta	Média a muito alta	<1,25

O comportamento radiométrico dessas unidades é discutido a seguir, sendo referenciadas também, algumas feições anômalas detectadas.

O Complexo Brusque (seqüências Siliciclástica e Vulcano-Sedimentar) corresponde aos valores mais baixos da área em todos os canais.

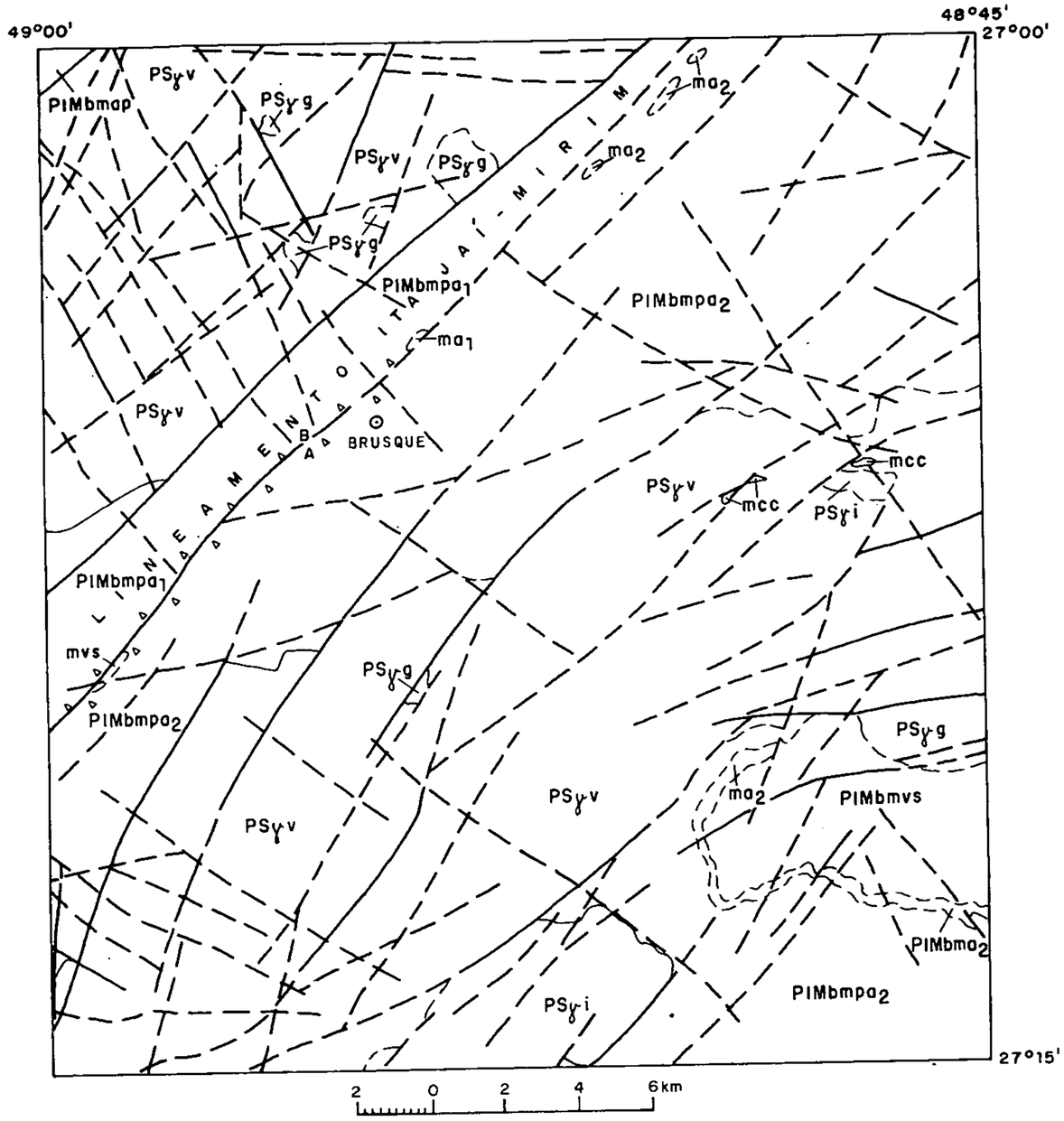
Na porção norte, ao longo da zona de cisalhamento que limita os metamorfitos do Maciço Valsungana Norte, registra-se uma faixa de valores radiométricos muito baixos em todos os canais.

Com relação aos dois corpos de granitóides Valsungana da área, aquele situado ao norte não se destaca radiometricamente aos metamorfitos do Complexo Brusque, apresentando valores muito baixos em todos os canais, mas com a razão U/Th > 1,75, o que evidencia enriquecimento de urânio em relação ao tório, especialmente na porção central do corpo, juntamente com os diques cartografados. Conforme referido anteriormente, essas zonas diferenciadas no Valsungana Norte (U/Th > 1,75) podem indicar zonas de alteração hidrotermal (figura II.5.9).

O granitóide da Fácies Guabiruba (Campo Novo) do limite leste da folha, não se caracteriza radiometricamente.

Os granitóides Valsungana e Indaiá, ao sul, destacam-se em todos os canais, coincidindo os contatos geológicos/radiométricos; apresentam razão U/Th 1,25.

As observações acima, referentes ao comportamento radiométrico dos granitóides, coincide com aqueles do levantamento geofísico terrestre (item 5.3.3).



PSγ — PROTEROZÓICO SUPERIOR – Suíte Valsungana/Guabiruba: fácies Valsungana(v); Indaiá(i); Guabiruba(g)

PIMb — PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO-COMPLEXO BRUSQUE
Unidades litofaciológicas:

map – siliciclástica areno-pelítica, fácies xisto-verde inferior

mpa – siliciclástica pelítico-arenosa, fácies xisto-verde inferior(mpa_1) e supeior(mpa_2)

ma – siliciclástica arenosa, fácies xisto-verde inferior(ma_1) e superior(ma_2)

mcc – carbonática, fácies xisto-verde inferior

mvs – vulcano-sedimentar, fácies xisto-verde inferior

Contatos: definido, aproximado e transicional

Falhas indiscriminadas

Falha frágil, de rejeitos vertical aparente:
A – bloco alto, B – baixo

Cidade

Figura II.5.2 – Mapa geológico simplificado.

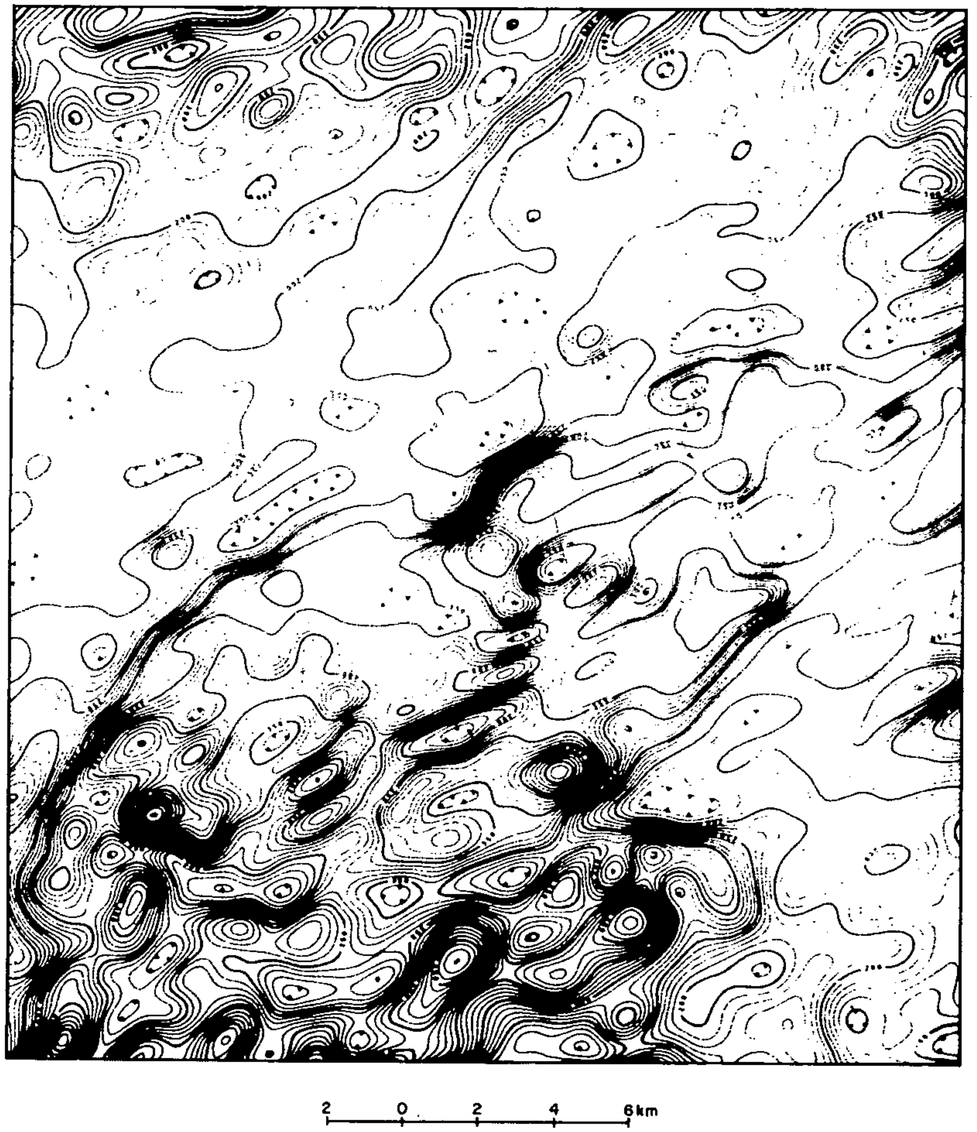


Figura II.5.3 – Mapa de contorno radiométrico (contagem total),

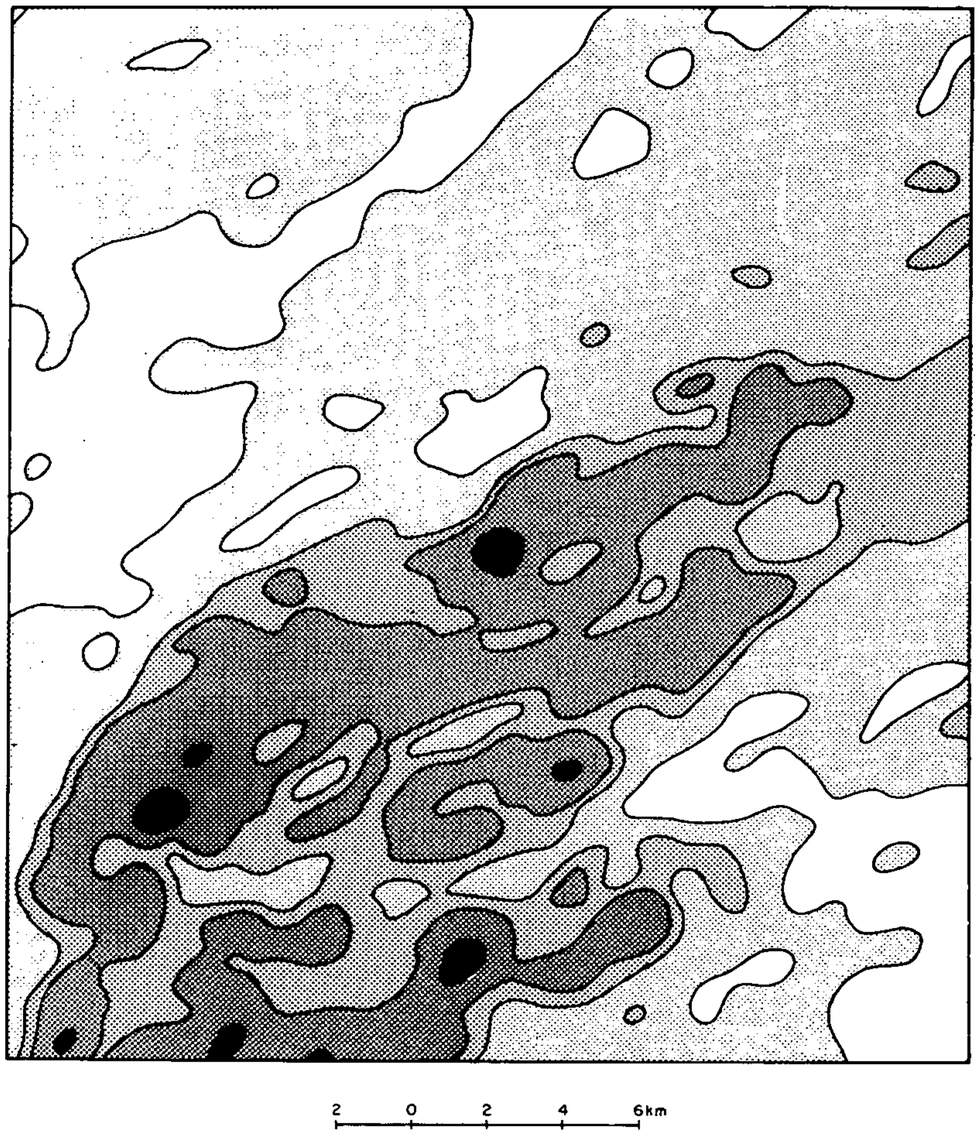


Figura II.5.4 – Mapa de interpretação (contagem total).

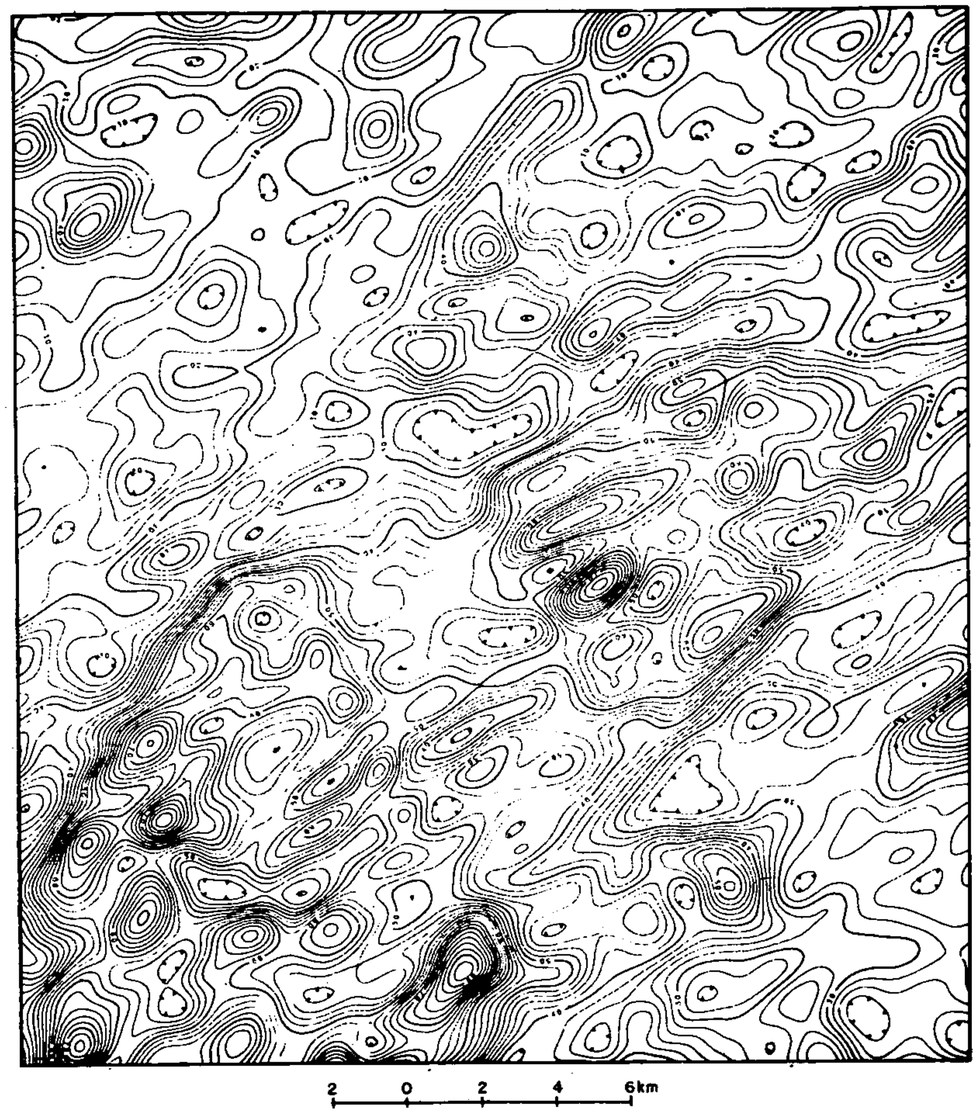


Figura II.5.5 – Mapa de contorno radiométrico (urânio), intervalo de contorno:

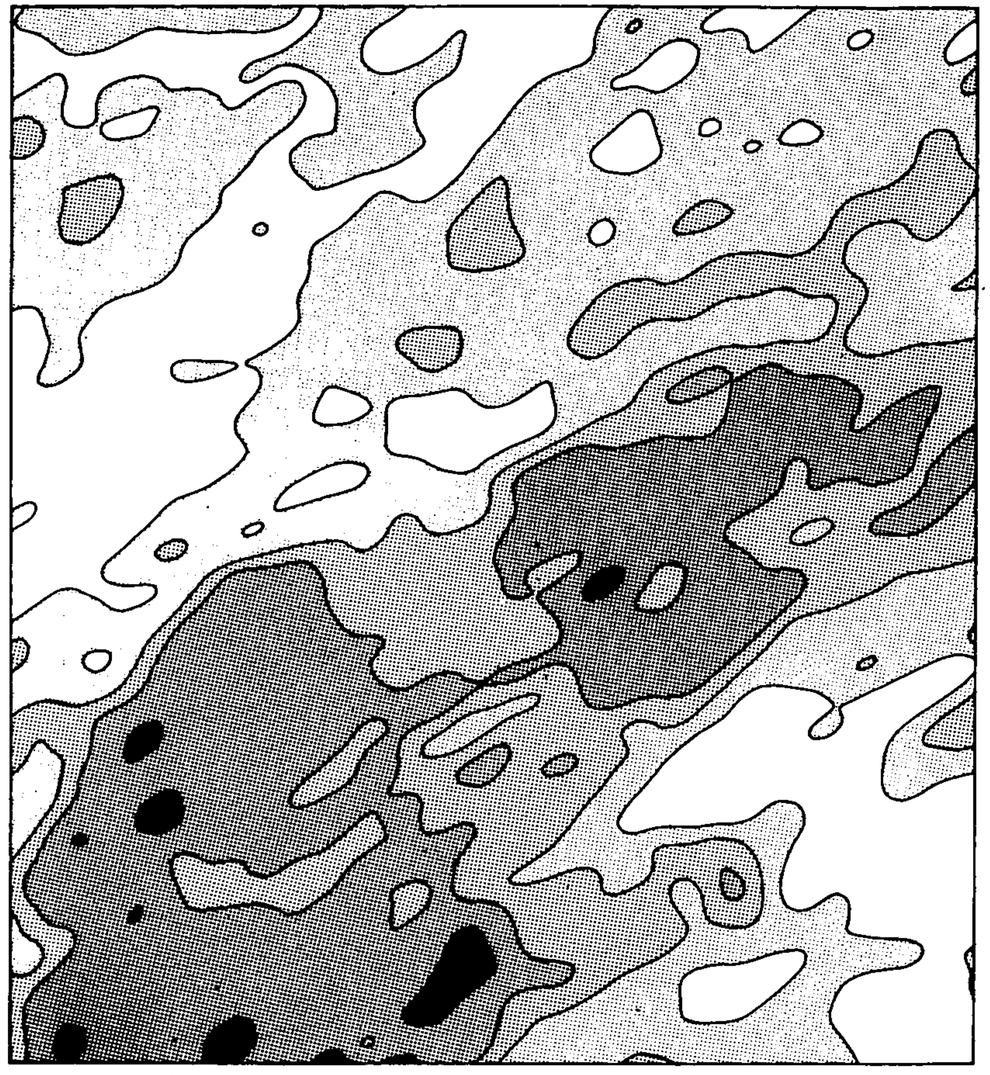


Figura II.5.6 – Mapa de interpretação (urânio).

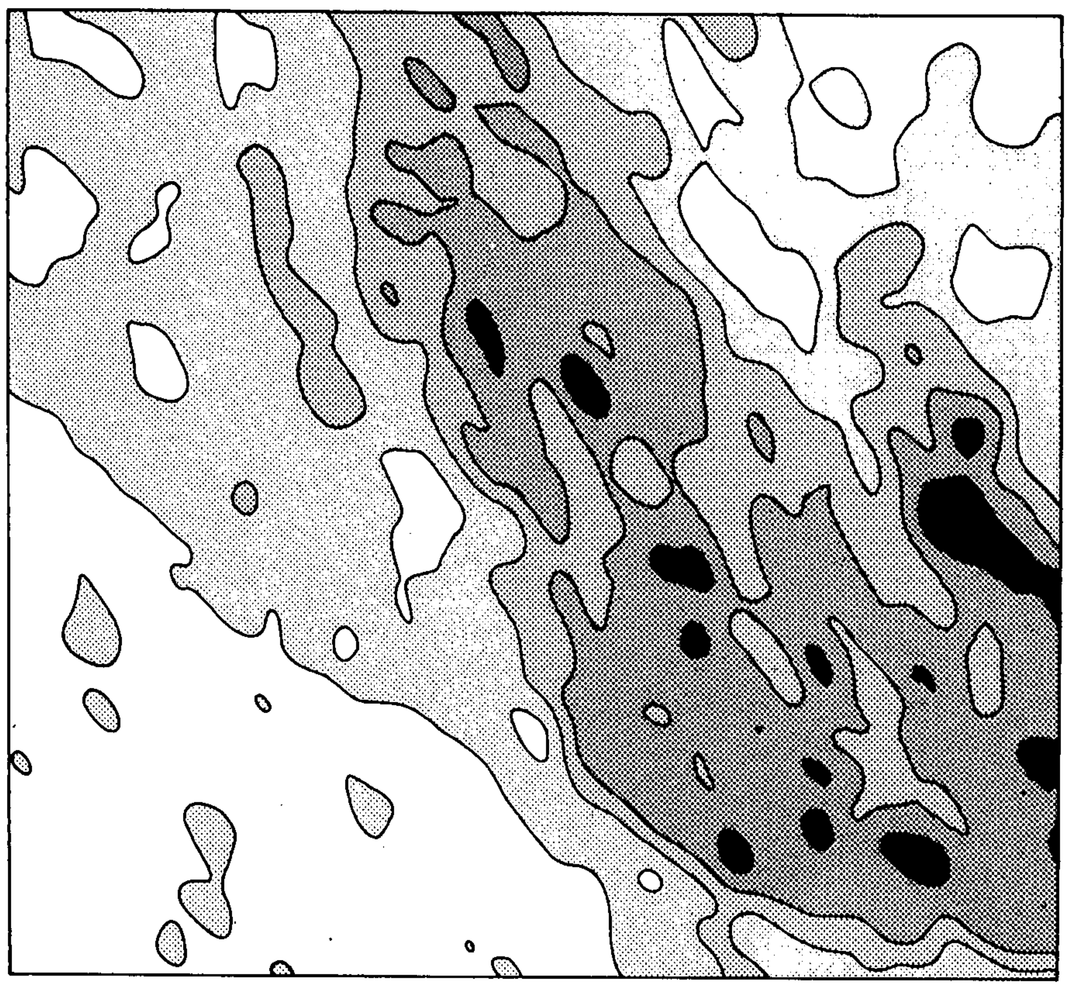


Figura II.5.8 – Mapa de interpretação (tório).

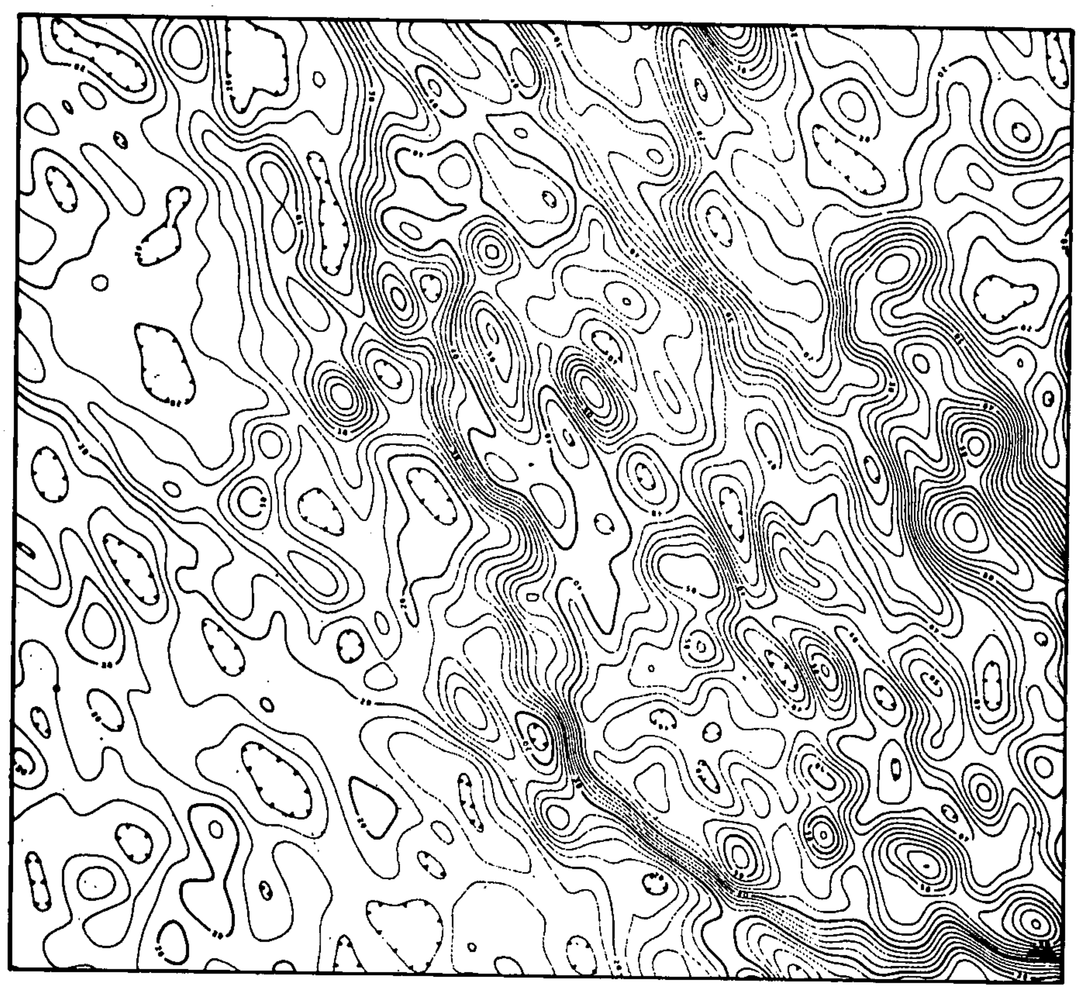


Figura II.5.7 – Mapa de contorno radiométrico (tório), intervalo de con

Ao longo das zonas de cisalhamento, ao norte, principalmente, no contato do Granitóide de Valsungana com o Complexo Brusque, observa-se zonas de razão U/Th > 1,50, indicando enriquecimento relativo de urânio em relação ao tório; tais zonas coincidem com feições magnéticas anômalas.

5.3.2 Aeromagnetometria

O mapa de contorno da intensidade magnética do campo total (figura II.5.10) representa a distribuição das rochas magnéticas na área pesquisada, estando presentes todas as fontes contribuintes, tanto rasas como profundas, bem como tendências regionais. Através do processamento dos dados aeromagnetométricos, podemos focalizar as informações de interesse, aplicando técnicas de análise de *Fourier* aos dados. Assim, no sentido de enfatizar os sinais de superfície ou mais rasos, associados às seqüências supracrustais, foi processado o mapa de primeira derivada reduzida ao pólo (figura II.5.11), a fim de definir os limites laterais das estruturas magnéticas. Esse processo de redução faz com que as anomalias magnéticas situem-se exatamente sobre a fonte causadora da anomalia, apresentando um quadro anômalo mais simples com a remoção dos efeitos da inclinação magnética.

Por sua vez, para destacar as feições regionais foi confeccionado o mapa de continuação para cima (865m acima da altura de vôo) reforçando os sinais de subsuperfície relacionados às tendências regionais (figura II.5.3).

A análise do mapa de susceptibilidade magnética aparente (figura II.5.12) mostra a compatibilidade desses dados com as diversas unidades geológicas e as zonas magnéticas definidas pelos demais mapas.

Utilizando esses mapas, foram definidas duas zonas magnéticas no âmbito da Folha Brusque, cujas características estão discriminadas na tabela II.5.3.

Cabe ressaltar, entretanto, que o Granitóide Valsungana Sul identificado com a zona magnética B, através de medições da geofísica terrestre (item 5.3.3), revelou-se fracamente megnético.

Os valores elevados registrados devem-se, provavelmente, aos diques básicos que ocorrem na área, não afastando-se a possibilidade de associação das anomalias magnéticas com zonas mineralizadas, particularmente quando coincidentes com áreas enriquecidas em urânio (razão U/Th > 50).

No mapa de continuação para cima (1.000m) – figura II.5.13 – estão ressaltadas as tendências regionais, evidenciando-se, dessa forma, que as zonas magnéticas B associadas aos sistemas de falhamentos transcorrentes, estendem-se até grandes profundidades.

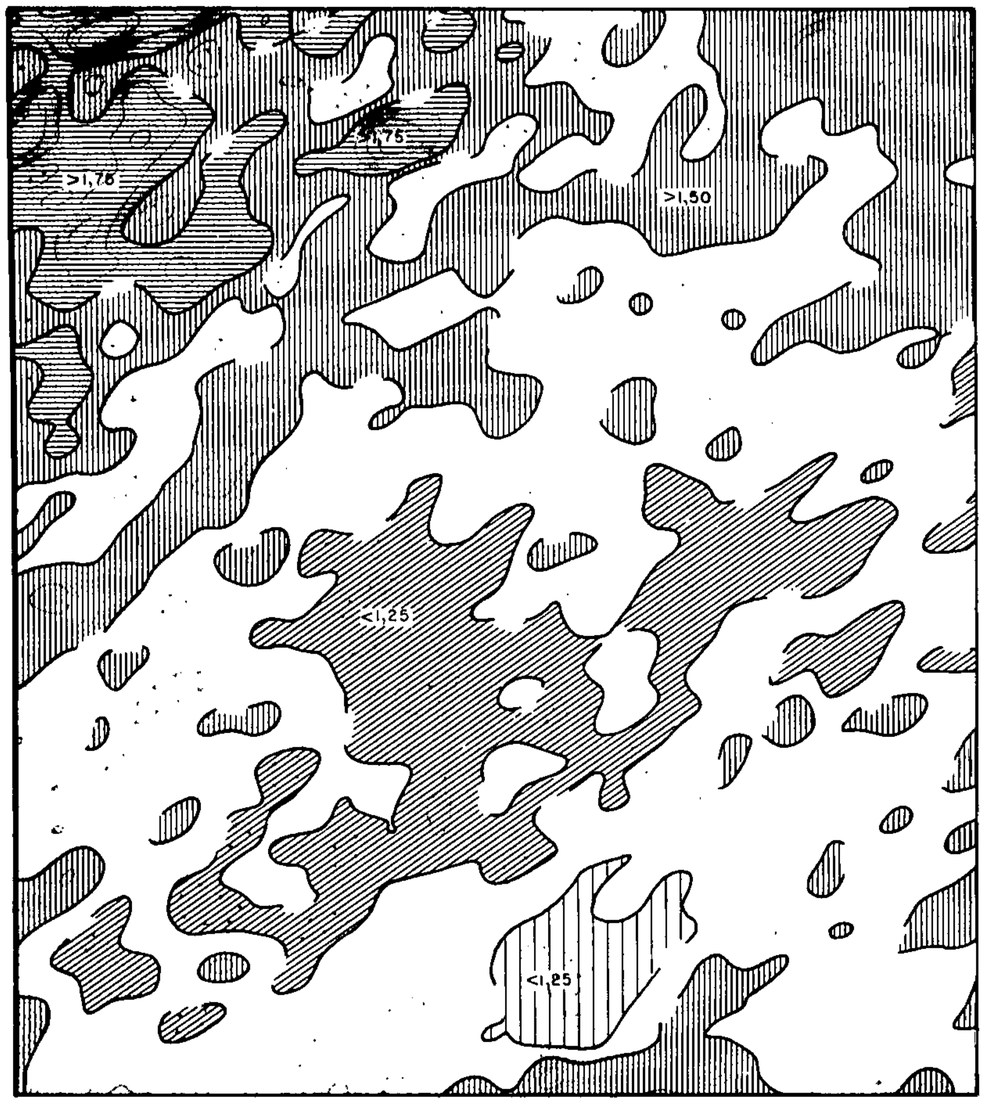
5.3.3 Geofísica Terrestre

5.3.3.1 Propriedades Físicas das Rochas

A tabela II.5.4 resume as propriedades físicas medidas em rochas representativas das principais unidades geológicas ocorrentes nas folhas Brusque e Botuverá. Estas medidas tiveram como objetivo auxiliar na interpretação dos dados obtidos com os diversos métodos geofísicos aplicados.

Com relação à radiometria, foi efetuado um total de 476 medidas. Os valores médios obtidos para as unidades geológicas principais são apresentadas no quadro abaixo:

	Nº de Medidas	Radiometria Média (cps)
Complexos Granulítico/Gnáissico	18	122
Complexo Brusque	254	100
Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí	41	165
Suíte Guabiruba/Valsungana	139	167



U/Th < 1,25, associado ao granitóide Valsungana, porção sul

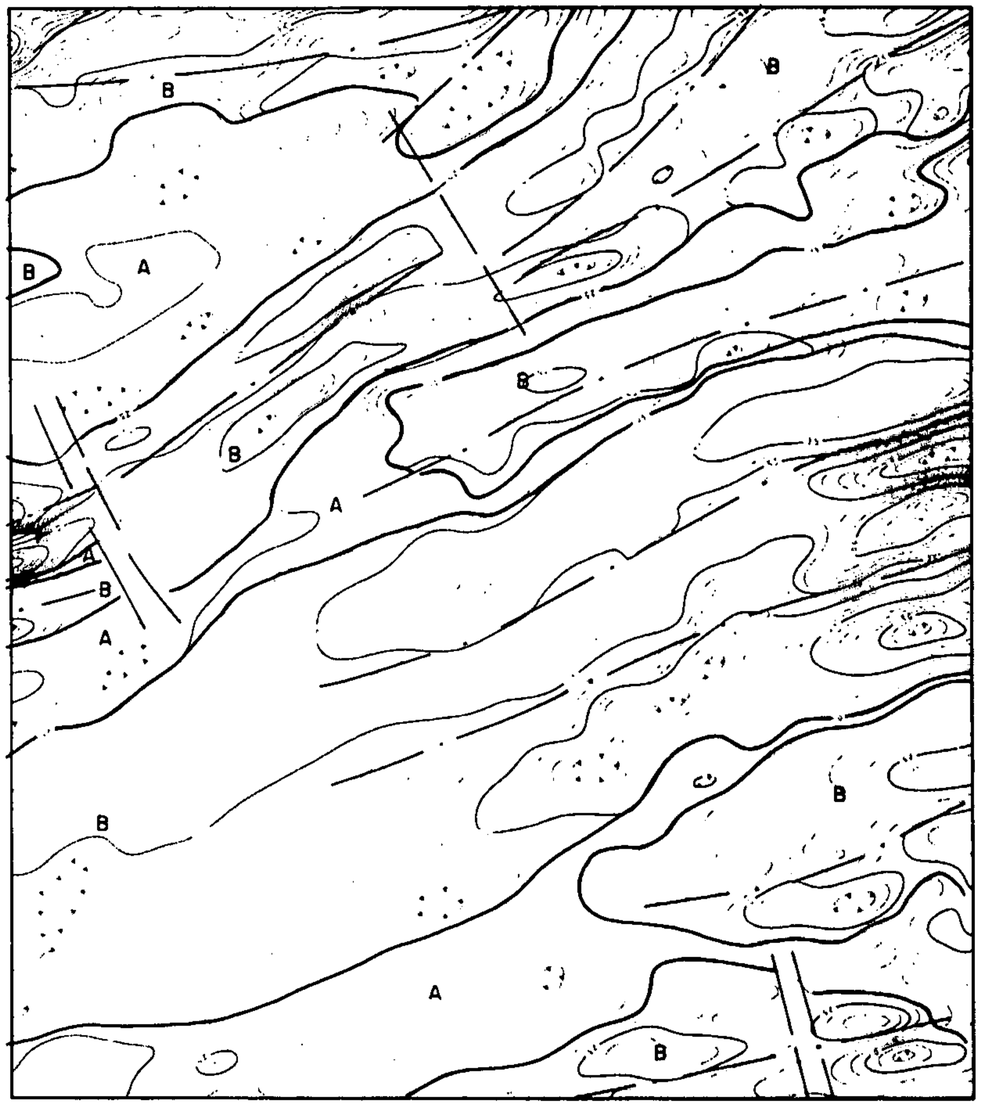
U/Th < 1,25, associado ao granitóide Indaiá

U/Th > 1,50, geralmente associado a zonas de cisalhamento

U/Th > 1,75, associado ao granitóide Valsungana, porção norte

Fundo: Mapa de Contorno da Razão U/Th
Intervalo de Contorno: ∫ 0,05 ∫ 0,25

Figura II.5.9 – Mapa de interpretação da razão U/Th

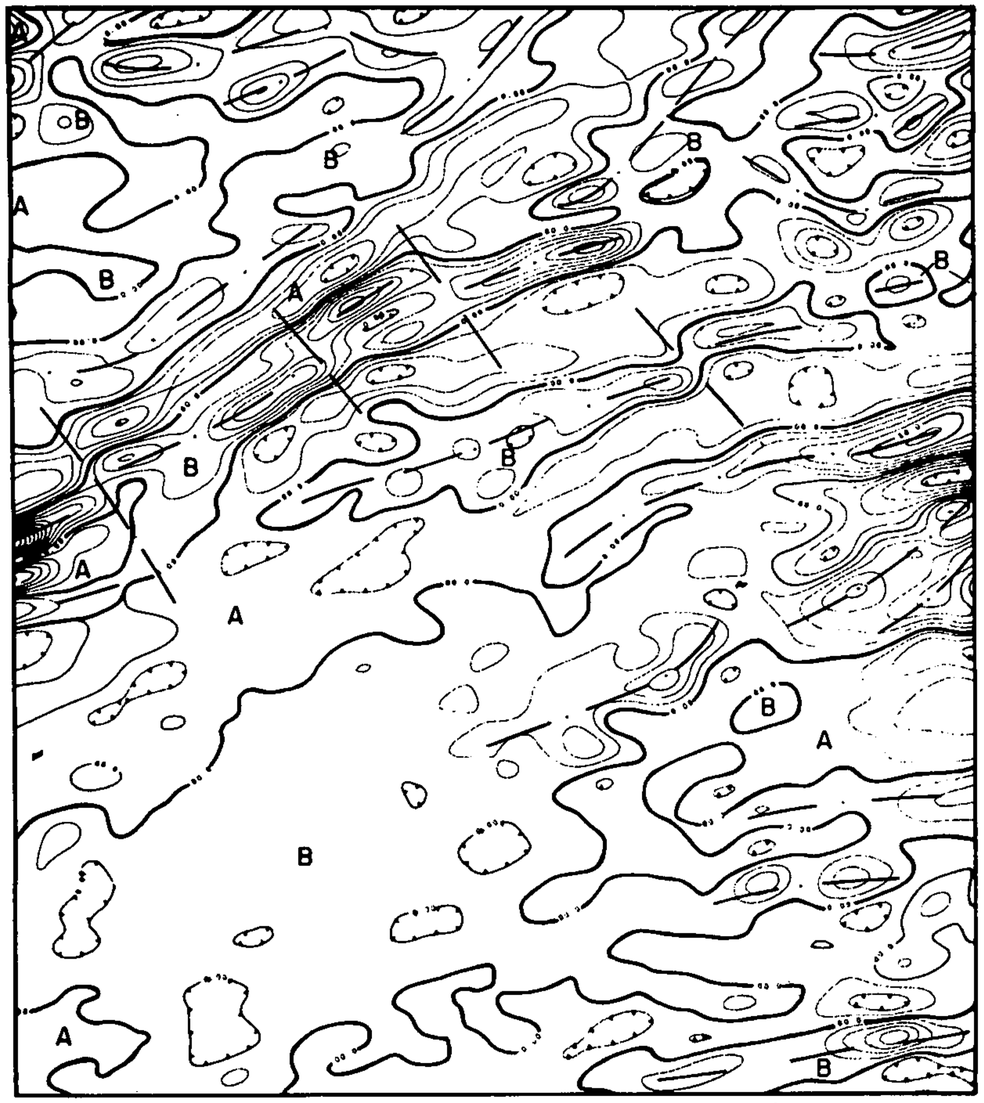


1 - Feições Planares
50 Curvas de Intensidade Magnética Total
Baixo Magnético
A Zona Magnética
B Zonas de Cisalhamento

2 - Feições Lineares
Lineamentos Magnéticos
Eixos de Anomalias Magnéticas

Fundo: Mapa de Contorno do Campo Magnético Total
Intervalo de Contorno: ∫ 5nT ∫ 25nT

Figura II.5.10 – Mapa de interpretação (campo magnético total).



1 - Feições Planares

(A) < 0,0 nT/m (Complexo Brusque e Granitóides)

(B) > 0,0 nT/m (Zonas de Cisalhamento)

2 - Feições Lineares

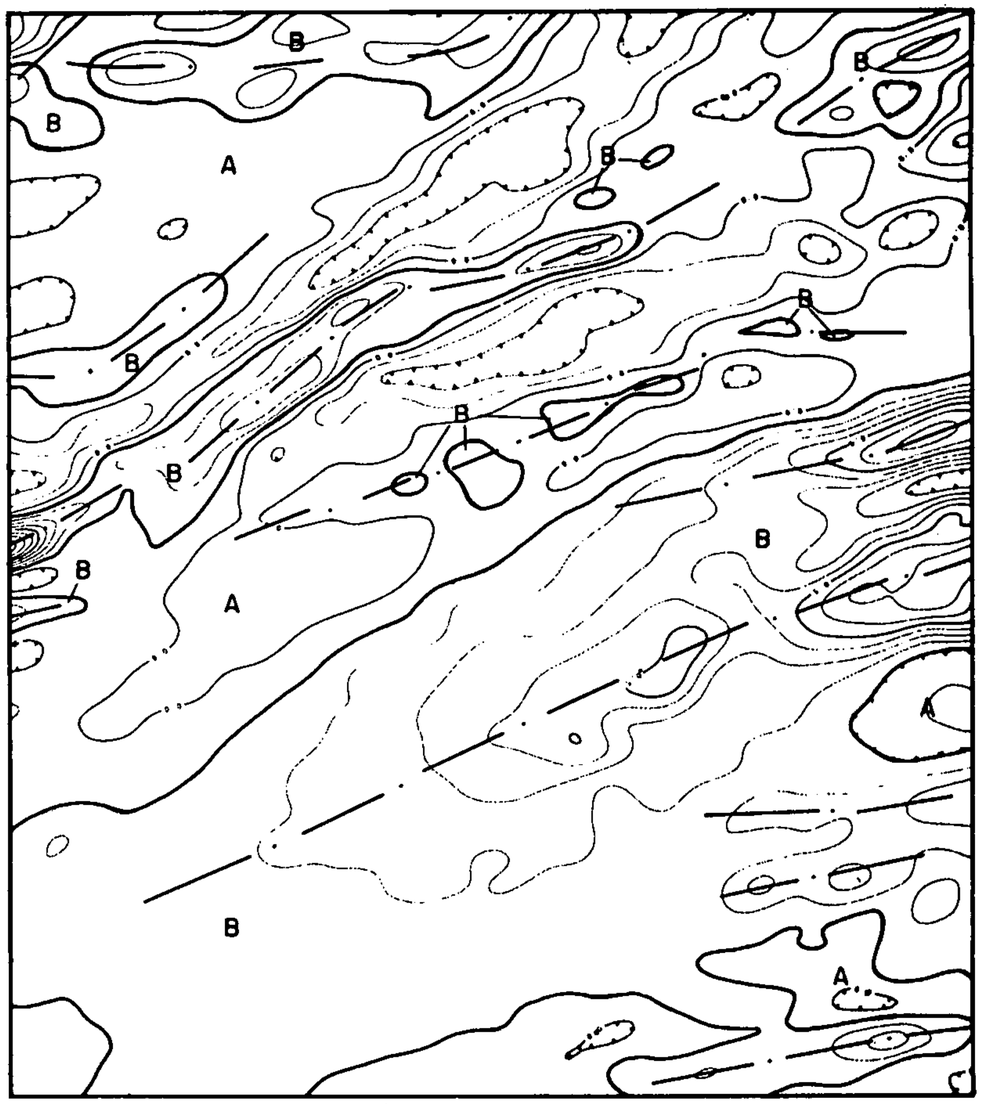
/ Lineamentos Magnéticos

/ Eixos de Anomalias Magnéticas

Fundo: Mapa de Contorno da 1ª Derivada com Redução ao Pólo

Intervalo de Contorno ∫0,01 nT/m ∫0,05 nT/m

Figura II.5.11 – Mapa de interpretação (1ª derivada com redução ao pólo).



1 - Feições Planares

(A) < 0,1 (Complexo Brusque e Granitoídes)

(B) > 0,1 (Zonas de Cisalhamento)

2 - Feições Lineares

/ Eixos de Anomalias Magnéticas

Intervalo de Contorno ∫0,1 x 10⁻³ e.m.u. ∫0,5 x 10⁻³ e.m.u.

Figura II.5.12 – Mapa de interpretação (susceptibilidade magnética aparente).

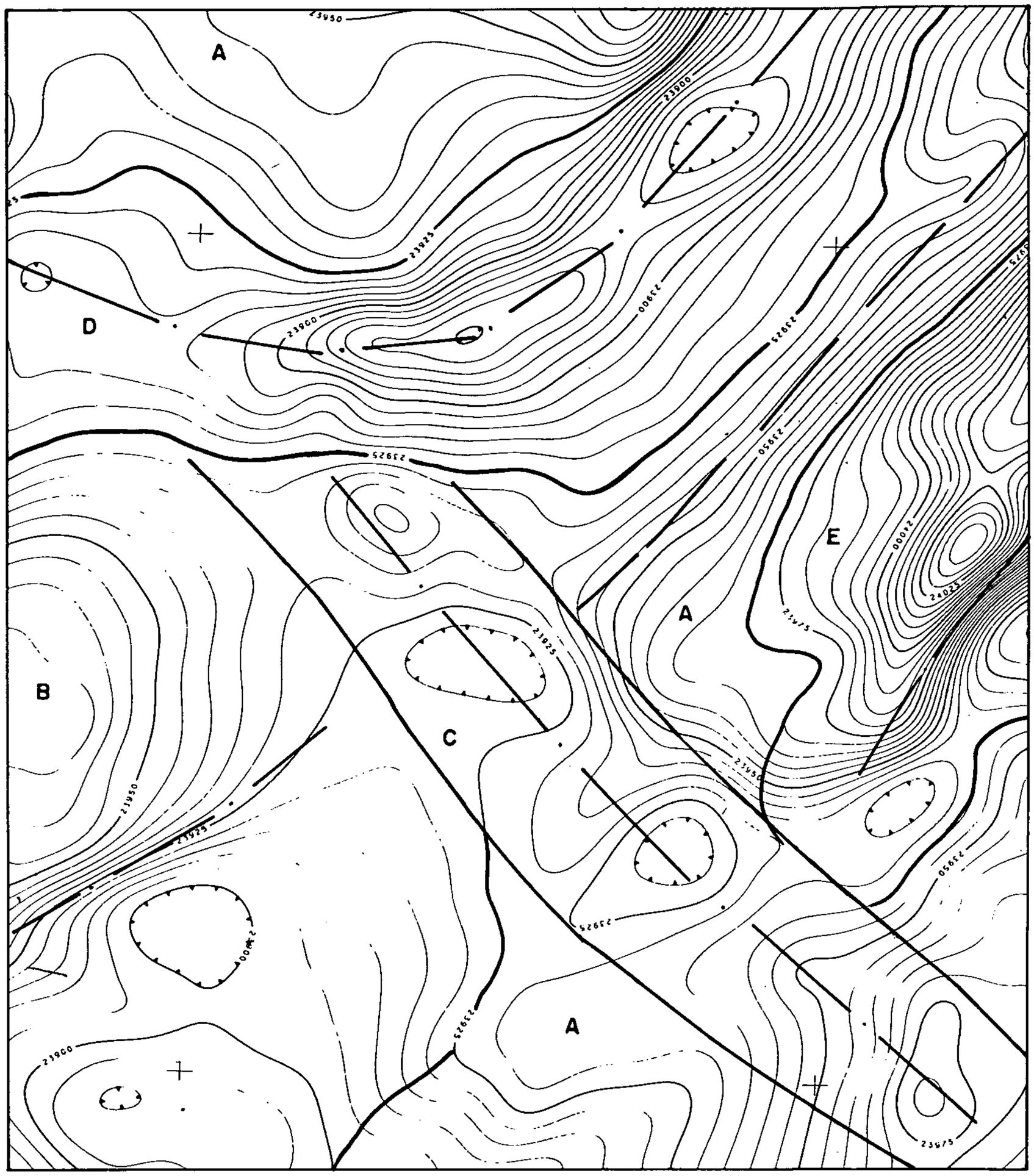


Figura II.5.13 – Mapa de interpretação (continuação para cima, 1.000m).

Tabela II.5.3 – Características magnéticas da Folha Brusque.

Zonas Magnéticas	Campo Magnético Total (nT) (Figura II.4.9)	1ª Derivada com Redução ao Pólo (nT/m) Figura II.4.10	Susceptibilidade Magnética Aparente ($x10^{-3}$e.m.u) (figura II.4.11)
A	Relevo magnético suave; poucas anomalias espaçadas de até 20nt de amplitude, extensão de 1km. Corresponde em superfície ao Complexo Metamórfico Brusque e as rochas granitóides (com exceção do Maciço Valsungana Sul.	<0,00	<0,1
B	Anomalias lineares com 35 a 165nT de amplitude de extensão entre 12 e 32km, eixos NE-SW, seccionadas por lineamentos magnéticos secundários de direção NW-SE. Estão incluídos nessa zona os sistemas de falhas transcorrentes, os diques básicos cartografados e o Maciço Valsungana Sul.	0,00-0,15	0,1-0,10

Na Faixa do Perimbó, os valores radiométricos são extremamente variáveis, com mínimos de 65cps em metatonalito e máximo de 220cps em hipoabissais pórfiras; os granito-gnaisses apresentam, em média, 116cps.

No Complexo Brusque, verifica-se uma homogeneidade em torno da média para as suas diferentes subunidades. A exceção, cabe à unidade PIM_{bmpa2} (xistos), onde a média eleva-se em virtude de valores pontuais extremamente altos, da ordem de 1.500cps até 15.000cps, revelando uma possível concentração de minerais radioativos. Esses valores anômalos parecem indicar outras ocorrências de rochas alcalinas na área investigada, além das já conhecidas.

A Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí, à exceção de sua fácies conglomerática, que apresenta valores mais baixos (92cps), mostra-se extremamente homogênea com média de 165cps. Esta unidade, no conjunto, é mais radioativa do que os complexos Granito-Gnáissico/Granulítico e Brusque.

A Suíte Valsungana/Guabiruba, do ponto de vista radiométrico, mostra-se muito variável, com os corpos Guabiruba e Valsungana Norte na faixa média de 105cps, enquanto os corpos Valsungana Sul e Indaiá com médias 222cps e 282cps, respectivamente. Na comparação com as demais unidades, os corpos Valsungana Sul e Indaiá são mais radioativos, mesmo quando comparados aos sedimentos da Bacia do Itajaí. Os corpos Guabiruba e Valsungana Norte, por sua vez, têm valores médios comparáveis aos apresentados pelos complexos Brusque e Granito-Gnáissico/Granulítico.

O Granitóide Faxinal e as hipoabissais ácidas e básicas destacam-se pelos valores radiométricos da ordem de 168cps, equivalentes à média da Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí.

Finalmente, destacam-se, pelos altos valores medidos, os diques alcalinos encontrados na área, com média de 930cps.

Com relação à susceptibilidade magnética, foram realizadas 226 medições em afloramentos e/ou amostras de rochas, as quais são apresentadas na tabela II.5.4.

De um modo geral, as rochas que ocorrem na área não são magnéticas. Os valores médios situam-se na faixa de 0,5 a $2x10^{-3}$ uSI. Valores mais elevados são registrados em granitóides das fácies Guabiruba e Valsungana (Maciço Norte), com médias de 4,1 e $7,8x10^{-3}$ uSI respectivamente, e um máximo encontrado da ordem $17,8x10^{-3}$ uSI.

É interessante observar que os maciços Valsungana Norte e Valsungana Sul, que se distinguem por seus valores radiométricos, também se distinguem quanto à susceptibilidade magnética, com o primeiro apresentando, sistematicamente, valores mais elevados.

Tabela II.5.4 – Medida das propriedades físicas das rochas. Folhas Brusque e Botuverá.

Unidade	Densidade (kg/m³)				Susceptibilidade Magnética (x10⁻³ uSI)				Radioatividade (cps)				Observações
	Média	Mínima	Máxima	Nº de amostras	Média	Mínima	Máxima	Nº de amostras	Média	Mínima	Máxima	Nº de amostras	
JKdb	–	–	–	–	3,65	0,6	6,4	04	84	40	150	09	Formação Serra Geral
Kλ	–	–	–	–	0,73	0,3	1,2	03	930	190	1.200	03	Dique alcalino
EoPzα	–	–	–	–	–	–	–	–	168	90	250	05	Hipoabissais ácidas. Suíte Subida
EoPzβ	–	–	–	–	27,0	1,8	75,0	05	114	70	220	04	Hipoabissais básico-intermediárias associadas ao Granitóide Faxinal
EoPzγ2f	2.806	2.760	2.860	03	–	–	–	–	167	130	220	03	Granitóide Faxinal
Suíte Guabiruba/ Valsungana	–	–	–	–	–	–	–	–	167	60	400	139	Média para todas as amostras
Psγ1g	2.688	2.660	2.708	04	4,1	0,0	13,4	23	102	60	175	28	Fácies Guabiruba
Psγ1vn	2.650	2.638	2.664	03	7,8	1,0	17,8	09	107	80	145	44	Fácies Valsungana Norte
Psγ1vs	2.664	2.617	2.711	02	0,86	0,06	3,60	24	222	125	305	52	Fácies Valsungana Sul
Psγ1i	2.640	2.630	2.650	03	0,42	0,06	1,80	08	282	190	400	15	Fácies Indaiá
Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí	2.668	2.464	2.794	21	–	–	–	–	165	90	240	41	Média para todas as amostras
Psiu1	–	–	–	–	–	–	–	–	92	90	100	05	Fácies conglomerados
Psiu2	–	–	–	–	0,4	–	–	01	152	100	210	12	Fácies arenito
Psiu3	–	–	–	–	–	–	–	–	191	135	240	15	Fácies dominante arenito fino
Psiu4	–	–	–	–	–	–	–	–	187	150	220	03	"Diamictitos"
Psiu5	–	–	–	–	–	–	–	–	170	140	185	04	Arenitos finos e pelitos
Psii	–	–	–	–	–	–	–	–	127	120	135	02	Conglomerado
Complexo Brusque	2.712	2.542	2.942	10	1,01	0,10	3,60	148	100	20	1.500	254	Média para todas as amostras
Brusque Superior	2.671	2.598	2.733	04	1,08	0,10	3,60	105	111	25	1.500	170	mvs + mpa2
Brusque Inferior	2.739	2.542	2.942	06	0,93	0,20	3,60	43	89	20	180	84	mpa1 + map1
PtMbmvs	2.733	–	–	01	1,17	0,60	3,60	15	71	25	100	17	
PtMbmpa2	2.651	2.598	2.718	03	1,00	0,10	3,50	90	151	30	1.500	153	Xistos. Valores muito elevados
PtMbmap1	2.592	–	–	01	0,84	0,20	2,42	33	89	30	180	61	Seqüência Metareno-Pelítica
PtMbmpa1	2.769	2.542	2.942	05	1,02	0,40	3,60	10	90	20	130	23	Seqüência Metapelítica Arenosa
Complexo Granito-Gnáissico	2.646	2.615	2.720	06	–	–	–	–	–	–	–	–	Complexo Tabuleiro
Complexo Granulítico/ Granito-Gnáissico	2.692	2.530	2.946	07	–	–	–	–	122	65	220	18	Gnaisses Granulíticos/Faixa Perimbó
Metatonalito	–	–	–	–	16,0	–	–	01	65	–	–	01	
Granitóide	–	–	–	–	–	–	–	–	116	80	180	12	
Brecha	–	–	–	–	–	–	–	–	127	120	135	02	
Rocha Pórfira	–	–	–	–	–	–	–	–	220	–	–	01	
Granulito	–	–	–	–	–	–	–	–	135	70	200	02	

Os valores mais elevados de susceptibilidade magnética registrados na área correspondem aos corpos hipoabissais básico-intermediários, com média de $27x10^{-3}$ uSI e máximo de $75x10^{-3}$ uSI.

Com relação às medidas de densidade que totalizaram 59 determinações, observou-se uma heterogeneidade de valores para as rochas da Faixa do Perimbó e do Complexo Brusque, com médias de 2,642 g/cm^3 e 2,712 g/cm^3, respectivamente. O Complexo Granito-Gnáissico e a Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí apresentam valores mais uniformes, com valores médios de 2,646 g/cm^3 e 2,668 g/cm^3, respectivamente. Para as rochas graníticas, os valores médios obtidos foram os seguintes:

- Fácies Guabiruba ..... 2,68g/cm^3
- Fácies Valsungana (Maciço Norte) ..... 2,65g/cm^3
- Fácies Valsungana (Maciço Sul) ..... 2,66g/cm^3
- Fácies Indaiá ..... 2,64g/cm^3
- Granitóide Faxinal ..... 2,80g/cm^3

5.3.3.2 Perfis Gravimétricos

Perfil LGSC-006 – esta linha, com 61km de extensão, inicia na cidade de Blumenau e estende-se no sentido SE, atravessando as folhas Botuverá e Brusque, até a cidade de Tijucas, no litoral (figura II.5.1).

As densidades utilizadas para o modelamento desta linha, foram as seguintes: granitóides Valsungana - 2,65g/cm^3; Complexo Granito-Gnáissico - 2,64g/cm^3; Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí - 2,67g/cm^3; Complexo Brusque - 2,71g/cm^3 (média ponderada dos valores medidos para o complexo). Para o modelamento da Bacia Itajaí, foram admitidas duas possibilidades de embasamento: 1) rochas granulíticas, com densidade média de 2,84g/cm^3; 2) rochas granito-gnáissicas, com média de 2,69g/cm^3 medida nas amostras.

A figura II.5.14 apresenta o perfil modelado em toda a sua extensão. Destacam-se, neste perfil, dois grandes baixos gravimétricos, da ordem de - 15mGal, correspondentes aos dois maciços de Fácies Valsungana (maciços Norte e Sul), que se alojam no Complexo Brusque. O Maciço Norte, em modelo bidimensional apresenta uma extensão em profundidade da ordem de 10 a 15km; seus limites laterais são subverticalizados, ligeiramente mergulhantes para sul. Um dos seus bordos (SSE), apresenta-se segmentado, sugerindo sua deformação por movimentos de transcorrência. O Maciço Sul, tem menor extensão em profundidade (5-7km), aproximando-se da forma de uma cunha, em modelo bidimensional.

A extremidade NW do perfil, nos seus 10km iniciais, apresenta uma série de blocos justapostos de diferentes densidades, os quais estão limitados por superfícies verticalizadas, possíveis falhamentos que afetam unidades litológicas distintas (intrusões básicas na Seqüência Itajaí ?).

A borda sudeste da Bacia do Itajaí é representada no perfil por uma espessura de sedimentos da ordem de 1km, conforme inferido do modelamento dos baixos gravimétricos que a ele se associam. Considerando-se o embasamento da bacia como constituída por rochas granito-gnáissicas menos densas, a profundidade da bacia neste trecho passaria a cerca de 7km. Como na seção atravessada afloram gnaisses granulíticos retrometamorfizados, o primeiro modelamento parece responder mais adequadamente à realidade.

Os altos gravimétricos, detectados entre a borda da bacia e o Maciço Valsungana Norte, sugerem "cunhas" do Complexo Brusque ou do Complexo Granulítico alçados por falhamentos.

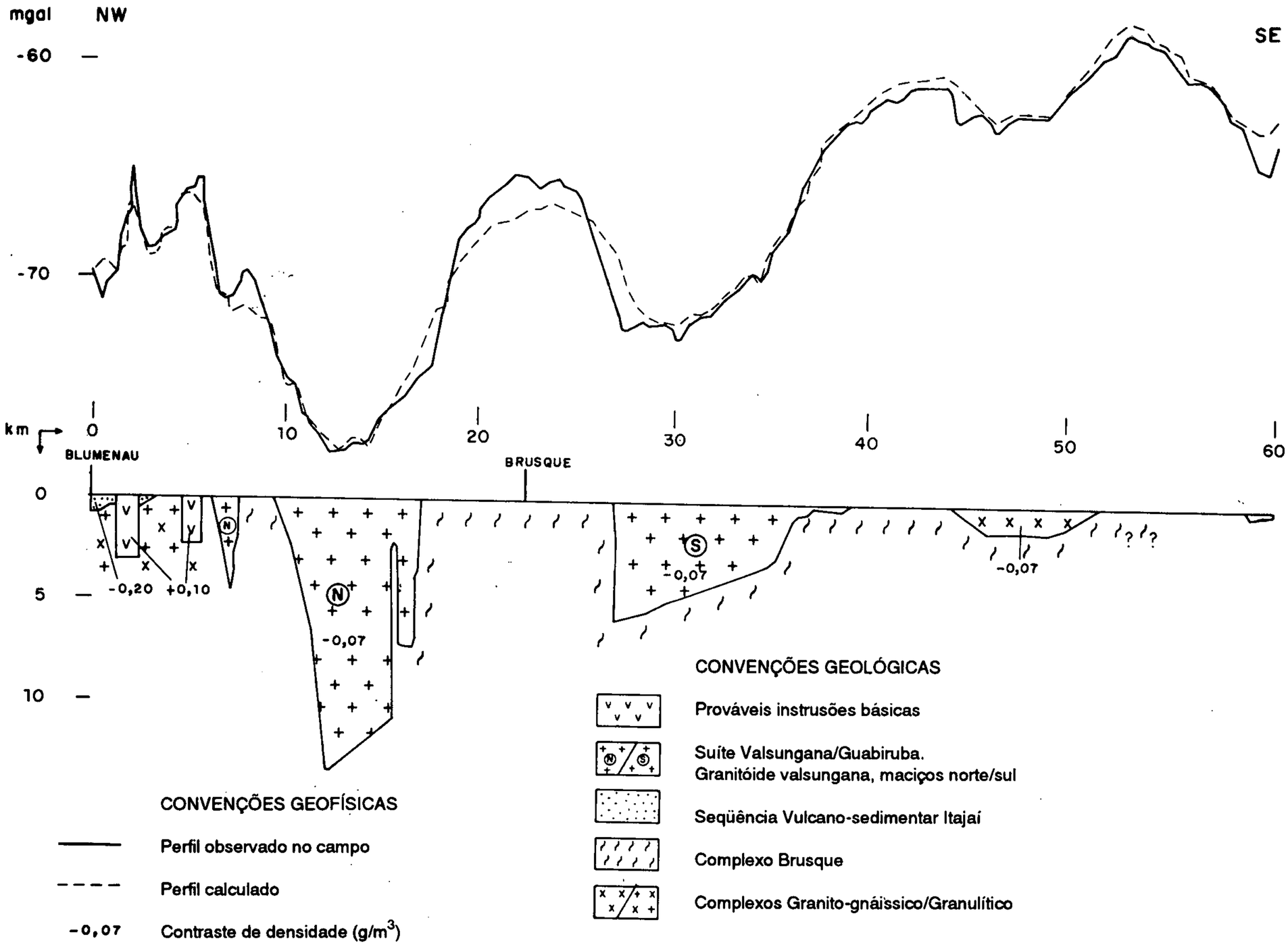


Figura II.5.14 – Perfil gravimétrico LGSC-006.

Na extremidade SE, o baixo gravimétrico (-3mGal), detectado entre os km 44 e 51, marca o Complexo Granito-Gnáissico.

Perfil LGSC-007 – esta linha, com 45km de extensão e direção geral E-W, inicia na localidade de Apiúna junto ao rio Itajaí-Açu e estende-se até a cidade de Brusque (figura II.5.1). Do ponto de vista geológico, abrange as seguintes unidades principais: Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí; complexos Granito-Gnáissico/Granulítico (Faixa do Perimbó); Complexo Brusque; e corpos granitóides (Faxinal e Valsungana).

A figura II.5.15a apresenta o perfil modelado em toda a sua extensão, no qual o Complexo Granulítico foi adotado como embasamento. Dois picos elevados, registrados nos km 21 e 31 do perfil, devem corresponder a erros pontuais de leitura e não foram considerados no modelamento.

A extremidade ocidental do perfil, destaca o grande baixo gravimétrico (-10mGal), com extensão de 20km, correspondente a Bacia do Itajaí. O modelamento revela que, na borda sudeste da bacia, o contato com as unidades adjacentes é verticalizado, e concentra a máxima profundidade da secção sedimentar, da ordem de 2km. Entre os km 2 e 3 do perfil, registra-se um baixo gravimétrico superimposto, atribuído a intrusões ácidas, em zonas de falha, possivelmente ligadas às rochas riolíticas que cortam os sedimentos da bacia na região.

Da mesma forma, a variação do campo gravimétrico (baixos e altos de pequeno comprimento), registrada no intervalo km 11 - km 14 do perfil, deve corresponder a zonas de falha preenchidas por rochas ácidas (baixos) e básicas (altos); uma interpretação alternativa envolveria uma forte variação do relevo do embasamento provocada por falhas, mais condizente com a dinâmica compressional da fase de inversão da bacia.

Uma alternativa deste modelamento, considerando as rochas granito-gnáissicas (média das amostras medidas) como o embasamento da bacia, manteria a sua forma geral, mas ampliaria a profundidade máxima da bacia para cerca de 15km (figura II.5.15b). Considerando a localização do perfil e a natureza das litologias aflorantes, esta alternativa parece ser coerente.

No restante do perfil, pequenos baixos gravimétricos se destacam nos km 25, 30, 35 e 43 (figura II.5.15a); estes foram relacionados a corpos granitóides menores, com extensão em profundidade da ordem de 1,5 a 2km. A anomalia detectada no km 25 relaciona-se ao Granitóide Faxinal e evidencia uma situação anormal: considerada a densidade média do Granito Faxinal (2,80g/cm^3) em relação à média das densidades determinadas para o Complexo Brusque (2,712g/cm^3), deveria haver um alto e não um baixo gravimétrico associado ao granitóide. É possível explicar esta anomalia localizada, pela ocorrência de zonas hidrotermalizadas. Coincidentemente, neste local, detecta-se também uma forte anomalia magnética, o que nos leva a sugerir uma investigação mais detalhada deste corpo intrusivo, do ponto de vista da prospecção mineral.

Perfil LGSC-008 – com direção média N45°E e cerca de 25km de extensão, este perfil estende-se da localidade de Faxinal do Bepe até a cidade de Blumenau (figura II.5.1).

Nos 7km iniciais, o levantamento abrange rochas metamórficas do Complexo Brusque e dos complexos Granito-Gnáissico/Granulítico da Faixa do Perimbó, encimadas por restos de cobertura sedimentar Itajaí; estendendo-se o restante do perfil exclusivamente sobre rochas sedimentares, situadas mais para o interior da bacia. Embora mantendo a orientação geral NE, paralela à borda SE da bacia, o perfil, entre os km 7,5 e 12, e a partir do km 19, inflexiona

para NW, trechos em que se pôde registrar os efeitos da variação na espessura da seqüência sedimentar, manifestado por dois baixos gravimétricos da ordem de -4mGal.

Para efeito de modelamento, as densidades médias adotadas, foram as seguintes: Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí - 2,66g/cm^3; e Embasamento Granulítico - 2,86g/cm^3.

A figura II.5.16 apresenta o modelamento deste perfil, em que todos os corpos indicados representam variações na espessura da seqüência sedimentar. Até o km 7,5 correspondem a variações longitudinais de espessura, da ordem de 500m, ao longo da borda SE da bacia. Entre os km 7,5 e 13, destaca-se uma calha transversal ao eixo principal da bacia, em que a profundidade de sedimentos alcança 1,5km. Os limites verticalizados desta calha, sugerem falhamentos que condicionaram a deposição.

A partir do km 19 caracteriza-se um espessamento da seqüência sedimentar, que alcança, no limite do perfil realizado, próximo a Blumenau, uma profundidade da ordem de 2,5km.

Alternativamente, se fossem consideradas as rochas granito-gnáissicas como o embasamento da Bacia do Itajaí (média medida nas amostras da Faixa do Perimbó), o modelamento a ser obtido, manteria a mesma conformação, porém com profundidade máxima da seqüência de ordem de 10km.

5.3.3.3 Perfis Magnetométricos

perfil LGSC-006 MAG – esta linha corresponde à linha LGSC-006 do levantamento gravimétrico. Para o modelamento, foram considerados os valores de susceptibilidade magnética medidos em afloramentos e amostras coletadas na área. Os valores mais elevados de susceptibilidade associam-se aos corpos hipoabissais intermediários (dioritos, andesitos) com média de 27,0 x 10^{-3} uSI. Os granitóides das fácies Guabiruba e Valsungana (Maciço Norte) apresentam valores elevados de susceptibilidade magnética, considerando tratarem-se de rochas ácidas, com valores médios de 4,1 e 7,8 x 10^{-3} uSI, respectivamente. Para o Complexo Granulítico, dispõe-se de uma medida em metatonalito, com valor elevado de 16 x 10^{-3} uSI. As demais unidades apresentam valores na faixa média de 10^{-3} uSI.

O perfil elaborado destaca quatro anomalias mais intensas, respectivamente nos km 5, 30, 55 e 60 (figura II.5.17). A primeira anomalia marca a zona de contato Bacia do Itajaí – Faixa do Perimbó. Aquela situada no km 30, de mais alta intensidade (mais de 200nT) associa-se, provavelmente, a diques básicos encaixados em zona de falhamentos, que cortam a Fácies Valsungana (Maciço Sul). As anomalias dos km 55 e 60 estão provavelmente relacionadas aos grandes falhamentos do Lineamento Major Gercino (contato Complexo Brusque – Complexo Granito-Gnáissico), possivelmente também com preenchimento por diques básicos. Em torno do km 55 do perfil, ocorrem rochas metabásicas do Complexo Brusque que poderiam ser responsáveis pela anomalia magnética.

O modelamento evidencia que os possíveis diques associados a anomalias do km 30 são aflorantes, mergulhantes para SE e, no conjunto, têm espessuras da ordem de 400m. Há que se considerar que, devido a falta de controle na direção do perfil em relação ao posicionamento espacial dos diques, tal modelamento pode estar incorreto, particularmente no que se refere ao sentido do mergulho dos corpos hipoabissais e a sua espessura real.

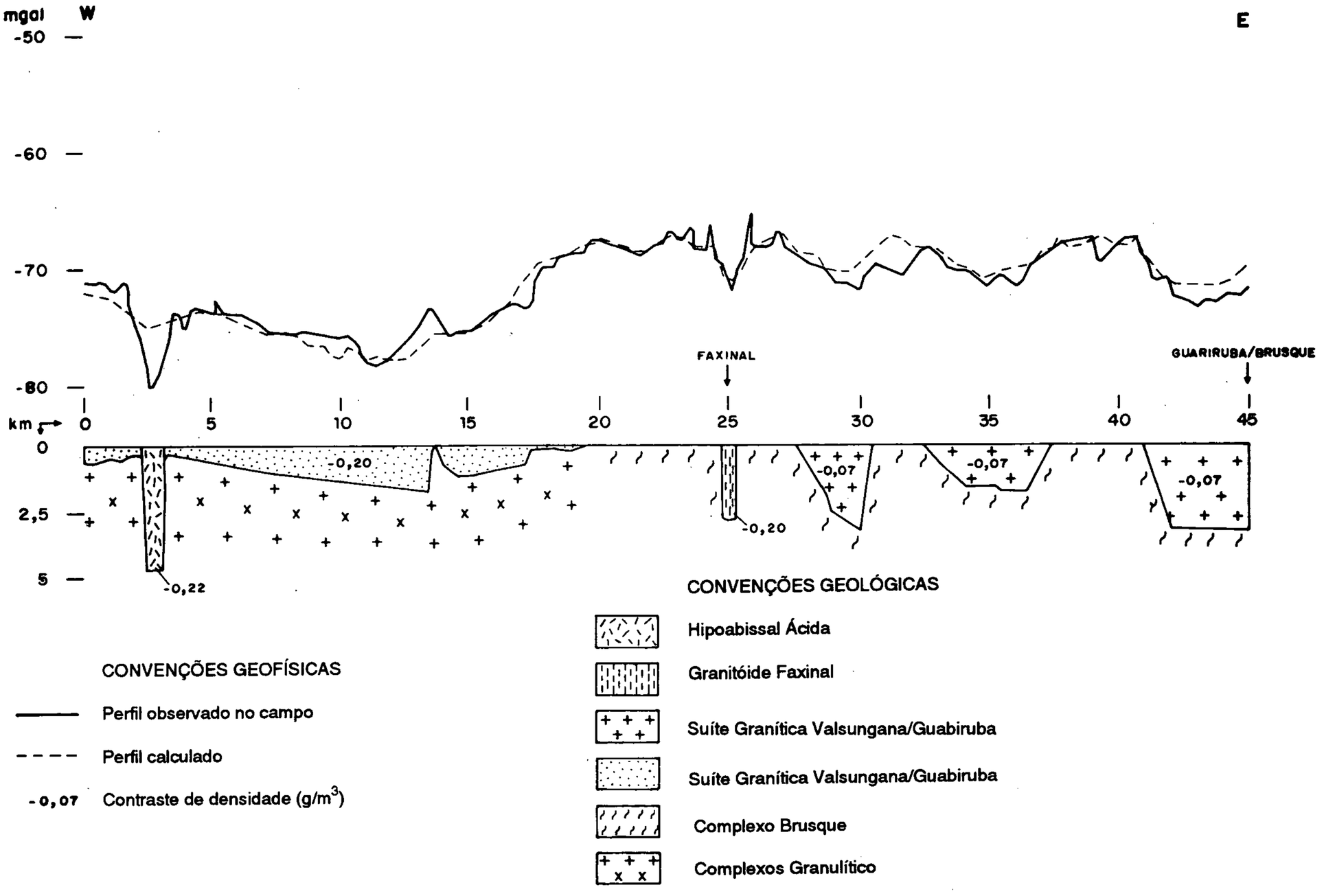


Figura II.5.15a – Perfil gravimétrico LGSC-007 – Embasamento adotado: Complexo Granulítico.

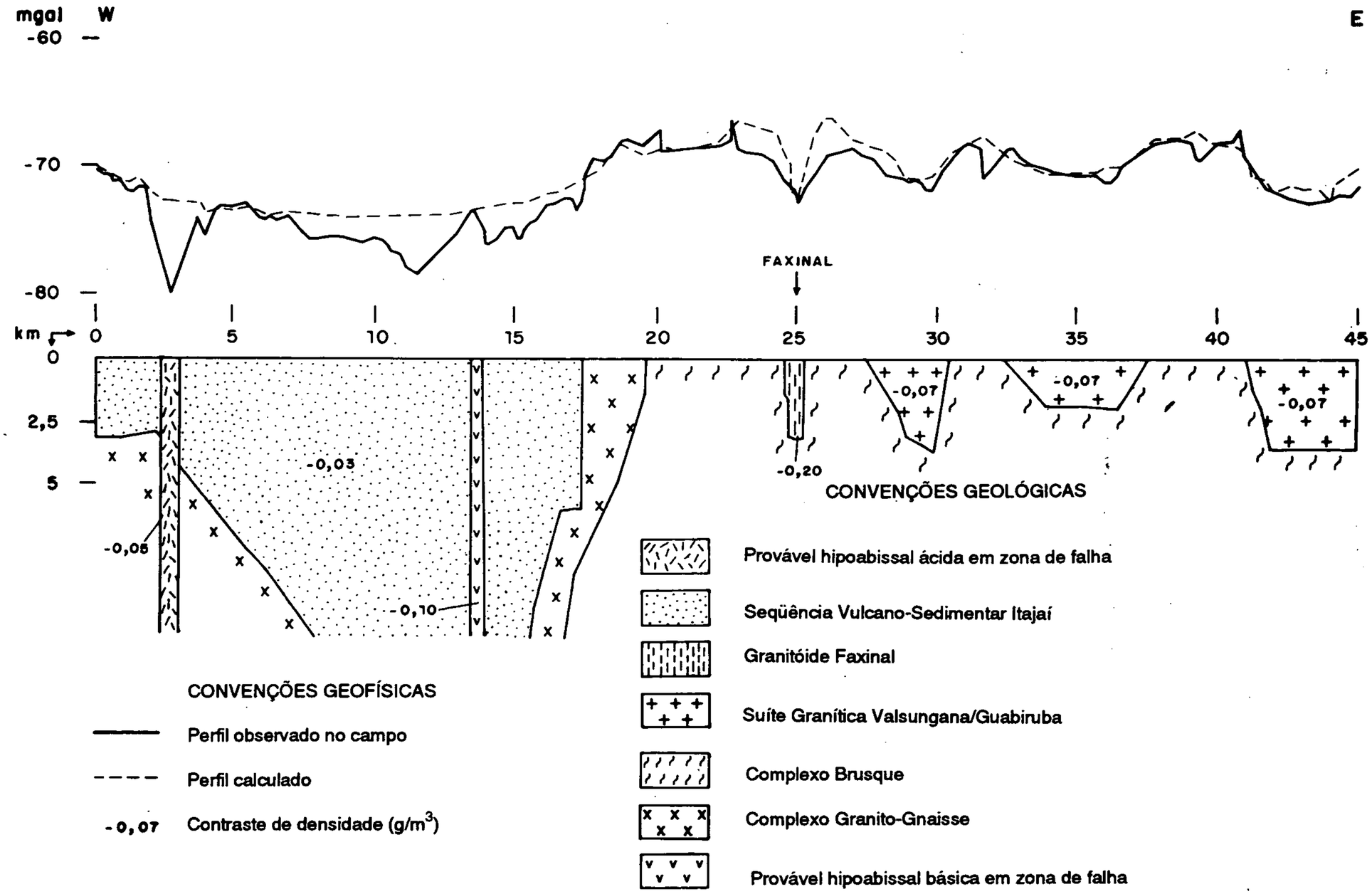


Figura II.5.15b – Perfil gravimétrico LGSC-007. Embasamento adotado: Complexo Granito-Gnaisse.

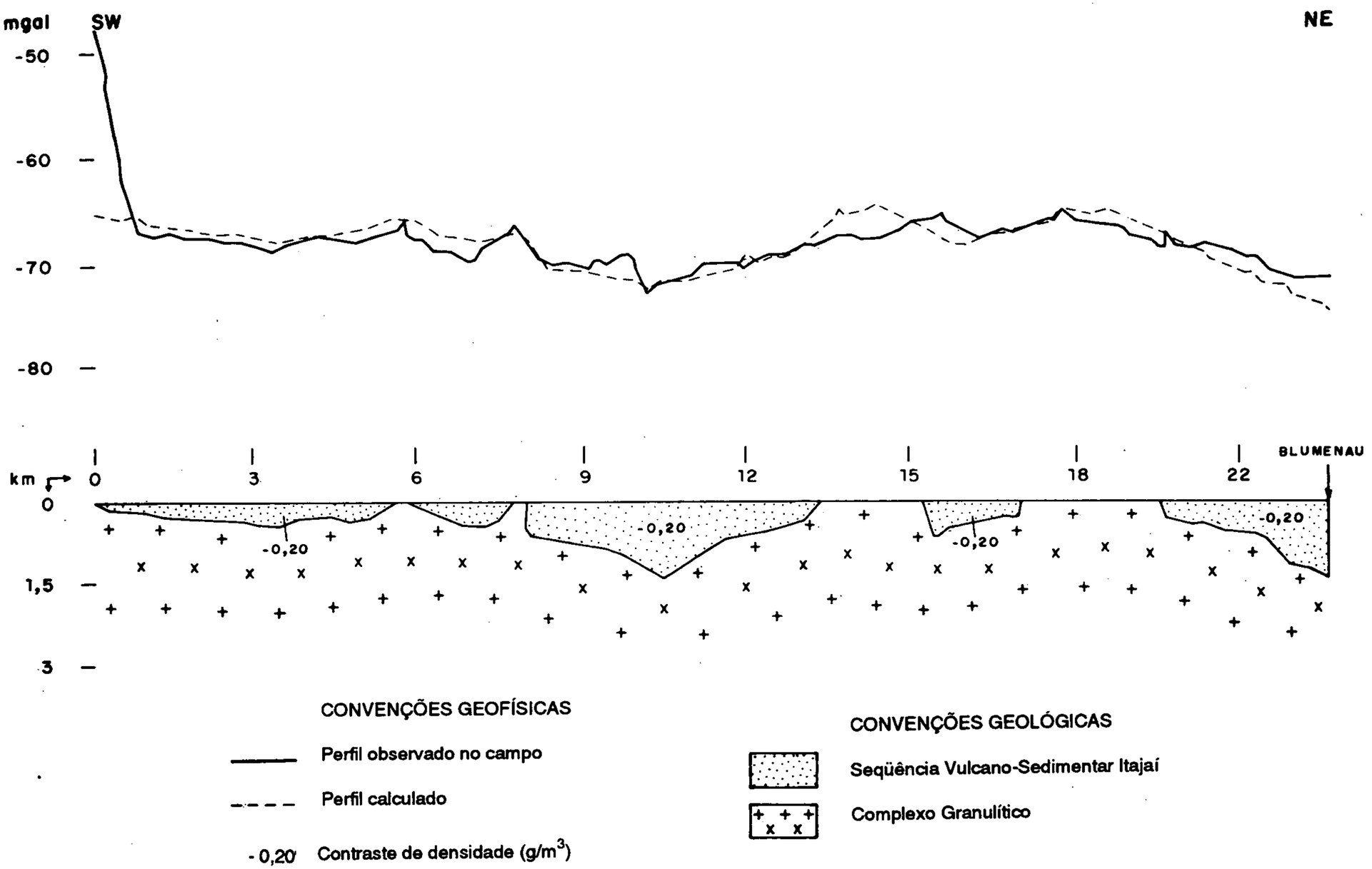


Figura II.5.16 – Perfil gravimétrico LGSC-008. Embasamento adotado: Complexo Granulítico

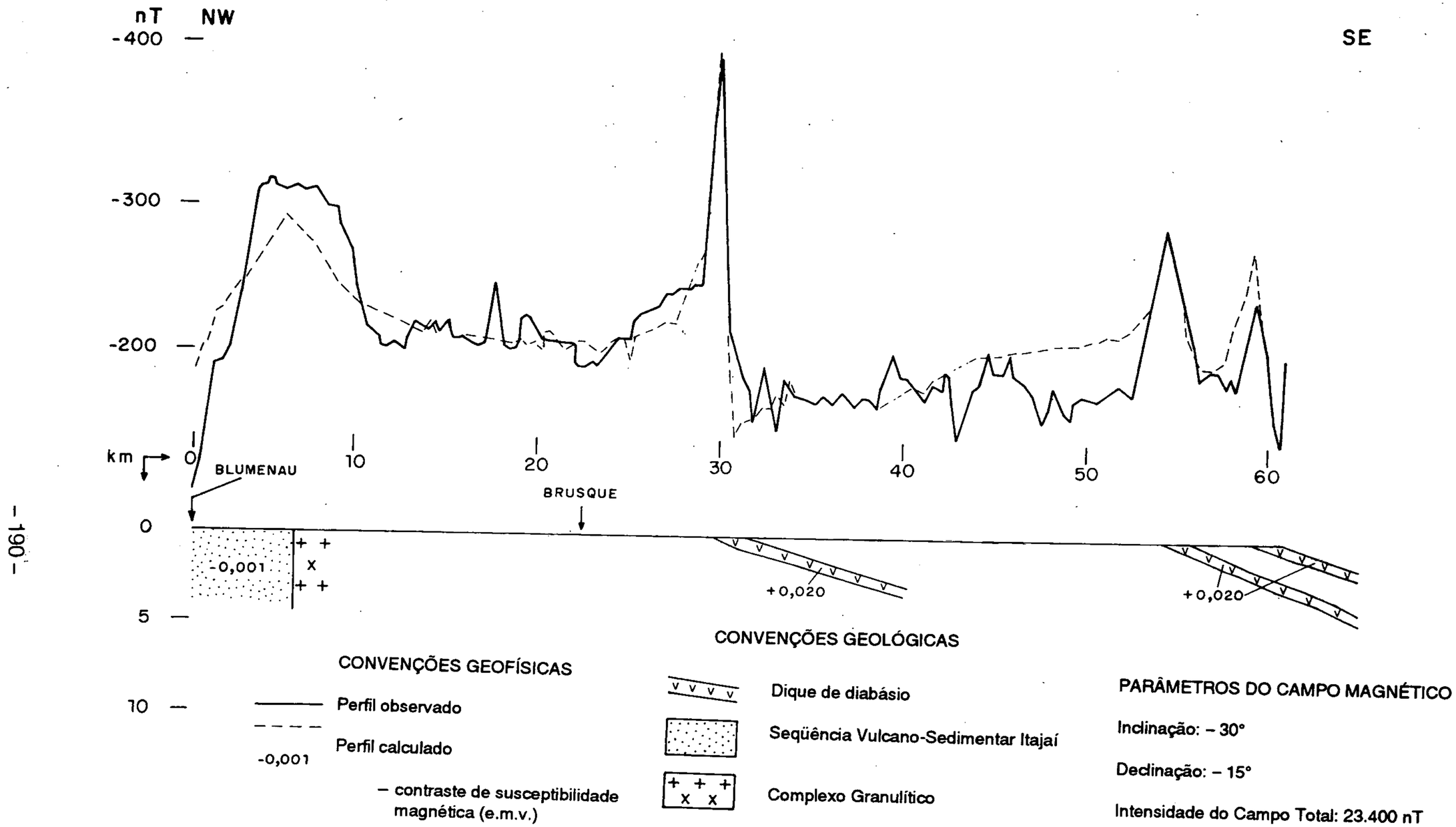


Figura II.5.17 – Perfil magnetométrico LGCS-006.

O perfil LGSC-006 MAG, embora atravesse duas amplas áreas de exposição do Complexo Brusque, não registrou anomalias relacionadas a possíveis intercalações de termos vulcânicos básicos no cinturão. Uma possível explicação para essa ausência, pode ser encontrada na própria escala de trabalho, considerando que as medidas magnetométricas foram efetuadas em estações espaçadas de 1km. No entanto, parece não haver, na seqüência atravessada, intercalações significativas dessas litologias, uma vez que a sua ocorrência fatalmente se refletiria por um padrão magnético mais intenso. O mapa geológico da área não registra, até a região do rio do Oliveira, nenhuma incidência de rocha metabásica.

As figuras II.5.18 e II.5.19 apresentam os perfis magnetométricos LGSC-007 MAG e LGSC-008 MAG, correspondentes aos perfis gravimétricos LGSC-007 e LGSC-008, respectivamente. O perfil LGSC-007 MAG apresenta uma direção extremamente desfavorável em relação à estrutura regional, impossibilitando, por conseqüência, o seu modelamento. Do ponto de vista qualitativo, entretanto, cabe referir à faixa magnética indicada entre os km 17 e 32,5, no âmbito do Complexo Brusque, desde o seu contato com os gnaisses da Faixa do Perimbó, até o seu contato com os granitóides da Fácies Valsungana. O perfil LGSC-008 não apresentou nenhuma anomalia significativa.

5.4 Conclusões

A geofísica terrestre, através do levantamento de perfís gravimétricos e magnetométricos, trouxe subsídios significativos para o entendimento da forma e espessura da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Itajaí.

Os dados gravimétricos destacam, claramente, a forma assimétrica da bacia, com sua secção mais profunda situada junto ao seu bordo sudeste, onde se acumulam profundidades máximas de sedimentos da ordem de 2 a 2,5km.

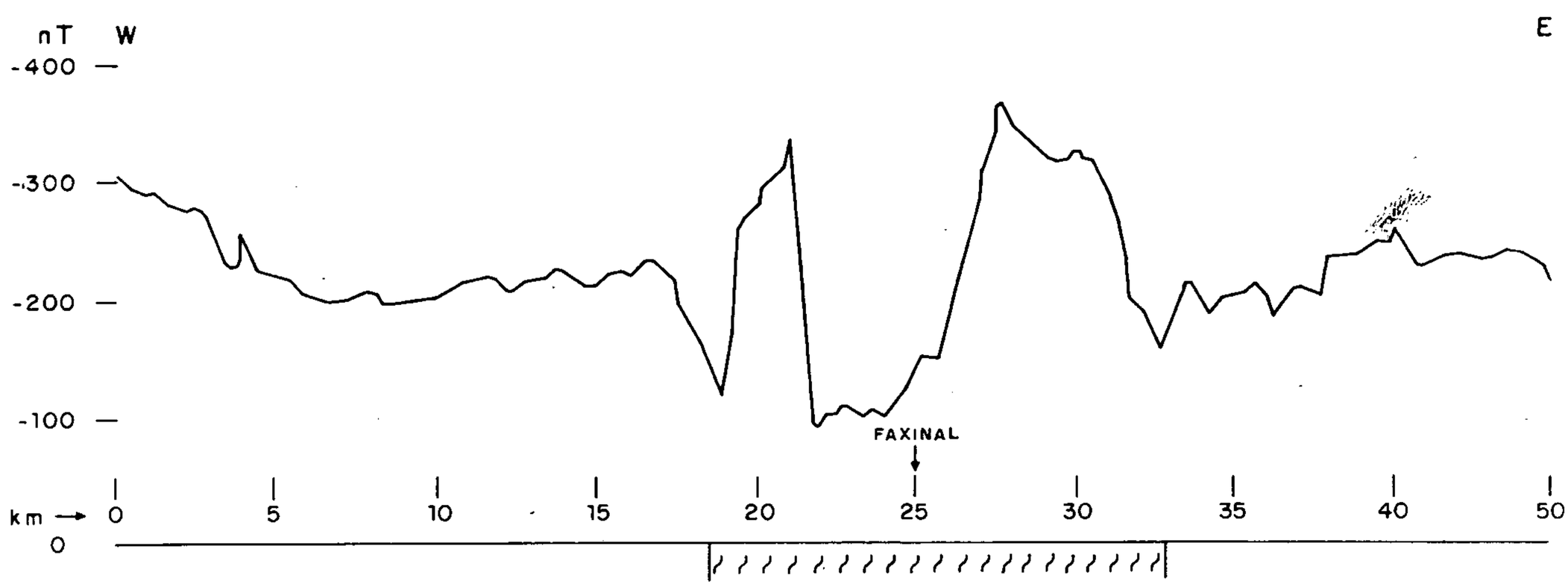
Por sua vez, os limites verticalizados entre a seqüência sedimentar e os gnaisses da Faixa do Perimbó denotam a natureza tectônica desses limites.

Igualmente, através da gravimetria terrestre, foi possível distingüir, ao nível de modelo bidimensional, as formas dos plutões que se alojam no Complexo Brusque, ressaltando-se particularmente, a clara distinção existente entre os maciços Valsungana Norte e Sul. O primeiro, com extensão em profundidade da ordem de 10 a 15km, com bordos subverticalizados e evidências nítidas de deformação por transcorrência, enquanto o maciço sul, em forma de cunha, apresenta uma menor extensão em profundidade (5-7km).

Estas anomalias entre os dois maciços refletem-se também nas propriedades físicas medidas (susceptibilidade magnética e radiometria), com o Maciço Norte de natureza magnética mais elevada e baixa radiometria, e o Maciço Sul, com níveis radiométricos mais elevados e baixa susceptibilidade magnética.

Do ponto de vista prospectivo, recomenda-se investigar a anomalia gravimétrica associada ao Granitóide Faxinal, a qual é acompanhada de anomalia magnética elevada. Também é necessário aprofundar a investigação sobre os valores cintilométricos pontuais extremamente elevados (até 15.000cps) que se associam a litologias do Complexo Brusque, as quais podem indicar rochas de natureza alcalina ou mesmo concentrações de minerais radioativos (Estação AK-317).

Secundariamente, chama-se atenção para os picos gravimétricos detectados no perfil LGSC-007, e para a anomalia magnética associada ao Maciço Valsungana Sul (km 30 do perfil LGSC-006).



CONVENÇÃO GEOFÍSICA

Perfil observado

Faixa magnética característica
(Complexo Brusque)

PARÂMETROS DO CAMPO MAGNÉTICO

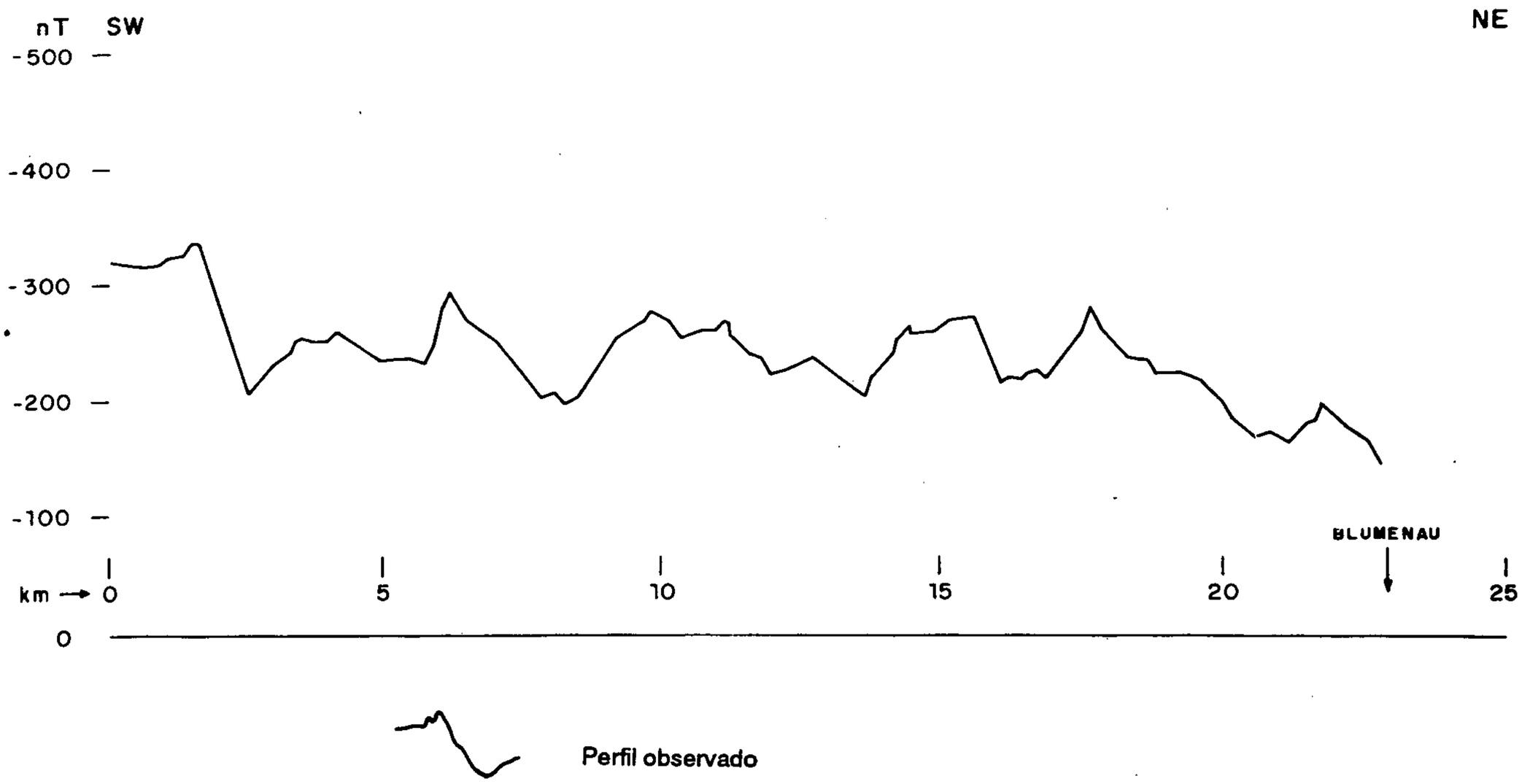
Inclinação: – 30°

Declinação: – 15°

Intensidade do Campo Total: 23.400 nT

Figura II.5.18 – Perfil magnetométrico LGSC-007.

SG.22-Z-D-II-1 (Brusque)



PARÂMETROS DO CAMPO MAGNÉTICO

Inclinação: – 30°

Declinação: – 15°

Intensidade do Campo Total: 23.400 nT

Figura II.5.19 – Perfil magnetométrico LGSC-008.

6

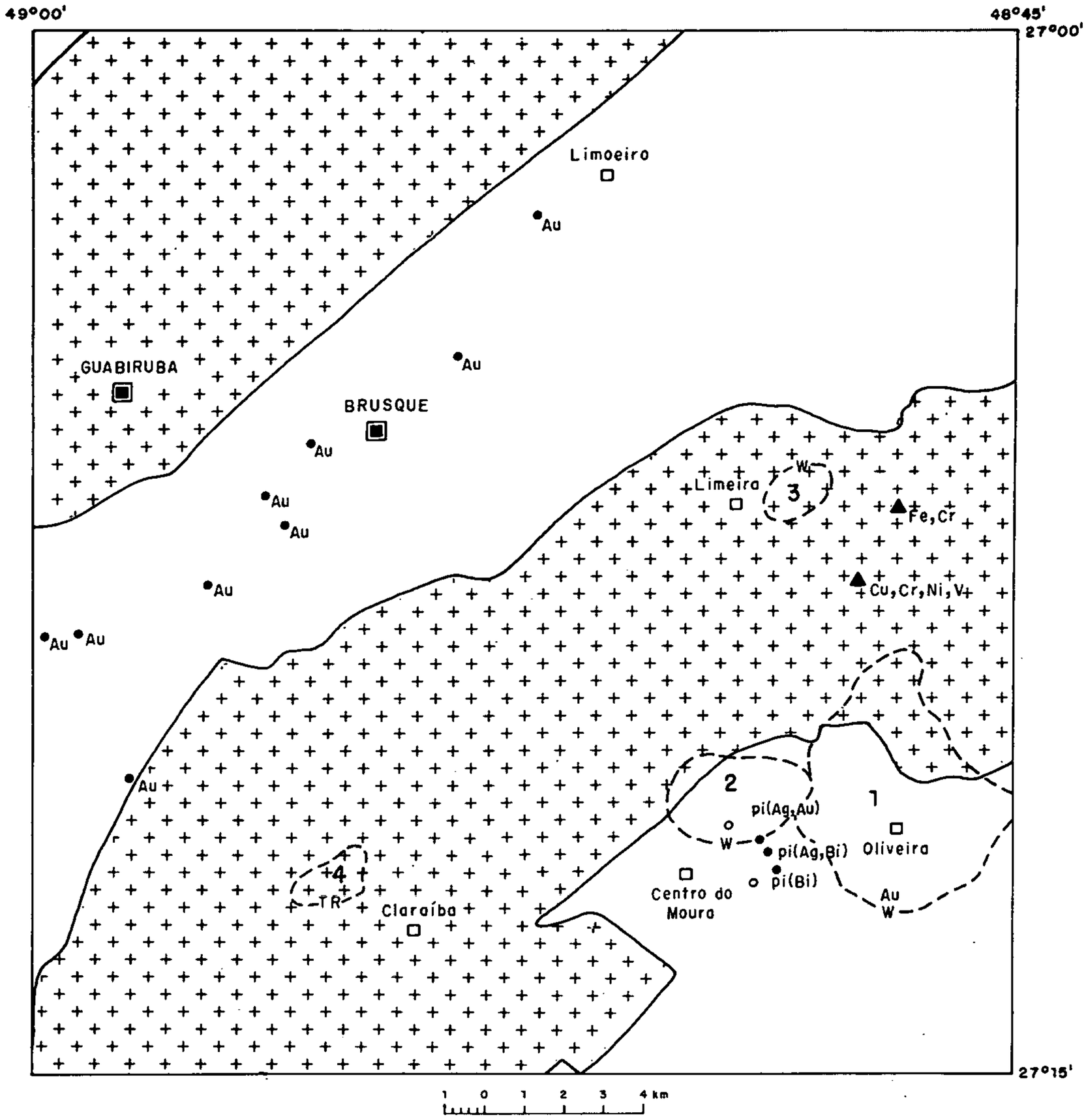
Prospecção Geoquímica

6.1 Sistemática Adotada

6.1.1 Planejamento

O planejamento do levantamento geoquímico (estudo orientativo e etapa regional) foi efetuado durante a fase de implantação do projeto (fase pré-operacional). Esse trabalho consistiu da plotagem em mapas geológicos preliminares das estações de amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de minerais pesados, obedecendo aos critérios gerais estabelecidos pelo Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB.

No estudo orientativo, realizado em seis diferentes áreas com indícios de mineralizações auríferas (filões quartzosos) – (figura II.6.1) –, as estações de amostragem foram implantadas em distâncias crescentes a partir dos filões mineralizados, visando determinar as características de dispersão de alguns elementos farejadores. No levantamento a nível regional, as estações de sedimentos de corrente, num total de 233 (densidade de amostragem de 1 amostra/2,9km^2), foram, preferencialmente, distribuídas em drenagens de baixa ordem. Eventualmente, em razão da configuração da rede de drenagem, algumas amostras foram localizadas em correntes de ordem mais elevada, visando abranger toda a área da folha. Os pontos de coleta dos concentrados de minerais pesados, em número de 143 (densidade de amostragem de 1 amostra/4,8km^2), foram localizados, na maioria, nos mesmos locais dos sedimentos de corrente. Esporadicamente, algumas amostras foram coletadas em drenagens de ordem mais elevada, com o mesmo objetivo dos sedimentos de corrente. Por vezes, as amostras de concentrados de bateia foram localizadas a jusante da bifurcação de drenagens, englobando duas ou três estações de sedimentos de corrente, tendo em vista a dispersão comumente maior para esse material detrítico.



Os números das áreas anômalas correspondem à descrição no texto

A – Suíte Granítica Valsungana/Guabiruba;

B – Complexo Brusque

W – Zona anômala por concentrados de bateia, com indicação do elemento anômalo (TR: terras raras)

Cr – Estação anômala, com indicação do elemento anômalo

Au – Indício mineral, com indicação do elemento detectato (pi: pirita)

Cidade

Vila

Contato

o Local do estudo orientativo

Figura II.6.1 – Carta Geoquímica.

A programação do projeto, também previu uma etapa para o detalhamento das bacias anômalas detectadas durante o levantamento geoquímico regional, ou para a elucidação de questões geológicas ou metalogenéticas surgidas ao longo do mapeamento geológico. Nessa fase, foram selecionadas para coleta detalhada: duas bacias para sedimentos de corrente (6 amostras) e seis bacias para concentrados de minerais pesados (66 amostras).

6.1.2 Amostragem

A coleta das amostras relativas ao estudo orientativo desenvolveu-se entre abril e junho de 1987; a amostragem da fase regional foi realizada de novembro de 1987 a maio de 1988, enquanto que o levantamento detalhado foi efetuado de novembro de 1988 a janeiro de 1989.

A distribuição das estações de amostragem dos dois meios empregados no estudo geoquímico (sedimentos de corrente e concentrados de bateia) obedeceu à sistemática implantada a nível nacional para o PLGB. Essa sistemática prevê uma cobertura aproximadamente uniforme da área do projeto, com adensamento da rede de amostragem sobre porções específicas ou unidades geológicas que revelem algum potencial geoeconômico.

Sedimentos de Corrente – A coleta dos sedimentos ativos de corrente foi efetuada na calha do leito ativo da drenagem, de forma composta, procurando-se amostrar sempre o mesmo tipo de material em todas as estações. Todos os dados de campo relacionados no levantamento geoquímico, foram lançados na ficha de amostra geoquímica do Sistema de Estatística e Amostragem Geoquímica – SEAG da CPRM.

Concentrados de Bateia – As amostras de concentrados de minerais pesados, obtidas a partir de um volume inicial de 15 litros de material aluvial, foram invariavelmente coletadas em locais da calha de drenagem considerados como concentradores naturais. A operação de bateamento no campo, concentrou quantidades variáveis de material detrítico, dependendo principalmente da composição da rocha presente na bacia de drenagem. Foram adotados os mesmos procedimentos de acondicionamento e identificação da amostra, registro dos dados de campo e amarração da estação de amostragem seguidos para os sedimentos de corrente.

A equipe de amostragem foi formada por técnico de nível médio e auxiliares, sob a supervisão direta de um geoquímico. Em razão de fortes chuvas ocorridas na região e de outras dificuldades operacionais, o período de amostragem prolongou-se por sete meses.

6.1.3 Análises

Atendendo ao esquema estabelecido para o PLGB com relação à abordagem analítica, foram implantados dois níveis distintos de análise:

– nível sistemático, onde todas as amostras coletadas nas etapas regional e de detalhamento foram analisadas por espectrografia de emissão semiquantitativa (30 elementos); esse procedimento objetivou caracterizar um painel geral para todos os elementos de interesse econômico.

– nível dirigido, onde foram aplicadas técnicas analíticas específicas para as amostras do material coletado (sedimentos de corrente), visando equacionar situações, principalmente, de natureza prospectiva.

Os elementos analisados foram selecionados de acordo com as litologias definidas no

mapa geológico preliminar e/ou pela expectativa metalogenética de cada área.

6.1.3.1 Preparação das Amostras

Todas as amostras, remetidas para análise no Laboratório Central de Análises Minerais (LAMIN) da CPRM no Rio de Janeiro e no GEOLAB da GEOSOL em Belo Horizonte, foram preparadas na Secção de Laboratório da CPRM em Porto Alegre, tendo cada material sofrido um tratamento sistemático.

Sedimentos de Corrente

– secagem em estufa a 80°C, com posterior desagregação para obter uma amostra homogênea e representativa.

– peneiramento para separar a fração menor que 120*mesh*, com posterior pulverização da mesma para -150*mesh*.

Concentrados de Bateia

– Microbateamento para ouro;

– Separação por líquidos pesados (bromofórmio);

– Pesagem e quarteamento;

– Separação eletromagnética;

– Análise mineralógica.

6.1.3.2 Sistemática de Análises

As técnicas analíticas empregadas nas análises das amostras coletadas durante os levantamentos geoquímicos regional e de verificação de anomalias são apresentadas na tabela II.6.1, assim como os elementos selecionados para a interpretação dos dados. O número de amostras para os procedimentos analíticos corresponde ao total para as folhas Brusque e Botuverá.

Todas as análises foram efetuadas pelo Laboratório Central de Análises Minerais (LAMIN) da CPRM e pelo GEOLAB (GEOSOL).

Tabela II.6.1 – Análises – Prospecção geoquímica.

Método Analítico e Técnica		Material Amostrado					
		Sedimentos de Corrente (nº de amostras)			Concentrados de Bateia (nº de amostras)		
		I	II	III	I	II	III
Espectrografia de Emissão – 30 elementos-padrão (Fe, Mg, Ca, Ti, Mn, Ag, As, Au, B, Ba, Be, Bi, Cd, Co, Cr, Cu, La, Mo, Nb, Ni, Pb, Sb, Sc, Sn, Sr, V, W, Y, Zn, Zr)		–	510	54	–	–	–
Absorção Atômica	HNO_3 – Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co	60	342	25	–	–	–
	Geração de Hidretos – As, Sb, Bi	120	283	28	–	–	–
	HBr/Br–Au	19	–	–	–	–	–
	Água-Régia Invertida – Mo	–	168	54	–	–	–
Colorimetria	Fusão Alcalina Oxidante – W	–	168	54	–	–	–
Eletrodo de Íon Específico	Sinterização Alcalina – F	–	168	54	–	–	–
Análise Mineralógica Quantitativa		–	–	–	59	287	153

I – estudo orientativo; II – levantamento regional; III – detalhamento das anomalias.
Os dados analíticos referem-se às folhas Brusque e Botuverá, tratados estatisticamente de forma conjunta.

6.1.4 Controle de Qualidade

Visando investigar as diferentes fontes de variação, que compõem a variabilidade total dos resultados analíticos do projeto, foi efetuada uma análise de variância dos dados obtidos, a partir de replicatas de campo e duplicatas de laboratório. Foram replicadas 41 estações de amostragem sobre a Seqüência Metavulcano-Sedimentar do Complexo Brusque, nas folhas de Brusque e Botuverá, com a posterior duplicação de 30 amostras selecionadas aleatoriamente (estrutura desbalanceada).

Para a efetivação dessa avaliação de variabilidade, foi empregado o programa ANOV1 do GEOQUANT, que efetua uma análise de variância hierárquica e calcula a variabilidade devida a efeitos naturais (bacias de drenagem) e introduzidos (amostragem e análises).

Os cálculos levados a efeito para os diversos estimadores (tabela II.6.2) revelam que 71,3% da variância total, em média, podem ser atribuídos a fatores naturais (geológicos, geomorfológicos, etc), implicando que a estabilidade dos dados dos elementos testados (Cu, Pb, Zn, Co, Ni) permite uma interpretação segura dos resultados geoquímicos do projeto.

Tabela II.6.2 – Análise de variância.

Elemento	Variância Regional	Variância de Amostragem	Variância Analítica
Cobre	76,95%	9,4%	13,7%
Chumbo	76,1%	9,7%	14,2%
Zinco	70,1%	24,2%	5,7%
Cobalto	54,1%	25,3%	20,6%
Níquel	79,4%	16,3%	4,3%

A variância analítica mostrou-se razoavelmente elevada para alguns elementos, principalmente o cobalto (20,6%), denotando algum tipo de problema na preparação das amostras ou no equipamento utilizado. Com relação ao erro de amostragem, verifica-se que os elementos apresentaram uma variância razoavelmente baixa em termos da variabilidade total, com exceção do zinco (24,2%) e do cobalto (25,3%). Esse resultado mais elevado para esses dois elementos, indica que tiveram uma distribuição mais heterogênea nas drenagens da região, fazendo com que amostras coletadas em uma mesma estação, revelassem diferenças maiores do que aquelas observadas para os outros elementos.

6.1.5 Interpretação dos Dados

Com relação às informações geoquímicas geradas pelos levantamentos regional e detalhado, devem ser consideradas as seguintes observações:

– A informação geológica disponível indicou a presença de dois grandes domínios de diferentes unidades litológicas: rochas granitóides (Suíte Valsungana/Guabiruba) e Seqüência Metavulcano-Sedimentar (Complexo Brusque). Dessa forma, com base nessa informação e considerando a vocação metalogenética exibida por cada uma das unidades, foram selecionados os seguintes elementos para serem analisados nos sedimentos de corrente: granitóides – F, W, Mo; Seqüência Metavulcano-Sedimentar – Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Ag, As. Além disso, todas as amostras de sedimentos de corrente foram analisadas por espectrografia de emissão semiquantitativa (30 elementos), visando observar o comportamento geoquímico dos elementos de interesse econômico vinculados aos diferentes grupos litológicos (tabela II.6.3). Procedeu-se também a coleta de concentrados de minerais pesados em toda

a área do projeto. Esse levantamento, com densidade de amostragem compatível com a escala proposta, teve como finalidade a detecção dos minerais pesados de interesse econômico que pudessem estar associados aos respectivos grupos rochosos pesquisados.

– Todos os elementos analisados por dois dos métodos empregados (absorção atômica e eletrodo de íon específico) foram submetidos a um tratamento estatístico sistemático através de procedimentos univariados. Isso deveu-se ao fato que os testes laboratoriais revelaram uma boa precisão para os métodos empregados e a sua distribuição de freqüência mostrou um comportamento aproximadamente lognormal. Apenas o Mo e W não sofreram tal tratamento, em razão da grande maioria dos seus resultados analíticos estarem próximo ou abaixo do limite de detecção do método, ou não terem sido detectados. Os dados fornecidos pela espectrografia de emissão semiquantitativa par 30 elementos (sedimentos de corrente) não foram utilizados para a interpretação geoquímica devido à grande variância normalmente apresentada pelo método, o que não permite a utilização de cálculos estatísticos paramétricos para definir parâmetros prospectivos confiáveis. Dessa forma, os dados semiquantitativos foram usados com reservas, selecionando-se por exame visual, aqueles valores francamente anômalos que possam indicar, a nível regional, a presença de possíveis corpos, estruturas ou zonas mineralizadas.

– Todas as amostras de minerais pesados, coletadas nos levantamentos regional e de detalhamento, foram submetidas à análise mineralógica qualitativa, a qual classifica a abundância dos minerais em três faixas: < 5%, 5% - 50% e > 50%. Todas as estações de amostragem que revelaram concentrações dos minerais de minério nas duas faixas superiores tiveram as suas bacias de captação selecionadas para um detalhamento com maior densidade de amostragem.

– Todos os dados analíticos disponíveis no projeto foram submetidos, inicialmente, a dois programas do sistema GEOQUANT, visando definir os estimadores geoquímicos das populações e as associações geoquímicas mais importantes, após descartar todos os valores considerados muito elevados:

– SUMEST: gera a estatística descritiva de amostra, testes de Kolmogorov-Smirnov e de Qui-Quadrado, histograma e tabela de freqüência acumulada.

– CORREL: gera a matriz de correlação das variáveis envolvidas.

Foi também aplicado o programa ANOV1 (GEOQUANT) para a análise da variância de cinco elementos selecionados, visando determinar a qualidade dos dados analisados (item 6.1.4).

Além disso, foi utilizado o programa PROBPLOT (Stanley, 1987) para a geração de gráficos de probabilidade, visando definir, o mais precisamente possível, os valores de *background* e os limiares empregados na separação das populações anômalas.

6.1.6 Arquivo de Dados

Para a recuperação dos resultados analíticos, relativos à prospecção geoquímica na Folha Brusque, foi criada uma codificação para o campo 64 da ficha de campo amostra geoquímica, com quatro divisões, conforme a seguir:

A primeira divisão à esquerda, refere-se à área da bacia hidrográfica representada pela amostra, com a seguinte codificação: 1=0 a 3km^2; 2=3,1 a 5km^2; 3=5,1 a 7km^2; 4=7,1 a 10km^2; 5=10,1 a 15km^2; 6=15,1 a 20km^2; 7=20,1 a 30km^2; 8= 30km^2. A segunda divisão

Tabela II.6.3 – Sumário dos Estimadores – Sedimentos de Corrente – Fase Regional

Método/ Elemento		Amplitude			Média Geométrica			Desvio Geométrico			Limiar *		
		I	II	III	I	II	III	I	II	III	I	II	III
Espectrografia de Emissão	Fe%	0,5-15	0,2-10	1,5-7	3,46	3,45	3,00	1,70	1,57	1,59	16,9	13,3	12,0
	Mg%	0,1-1,5	0,02-7	0,3-1	0,42	0,34	0,65	1,59	2,09	1,30	1,6	3,1	1,4
	Ca%	0,03-5	0,03-2	0,03-0,5	0,39	0,07	0,06	2,75	2,63	1,99	8,1	1,2	0,5
	Ti%	0,2-1,42	0,5-1,42	0,2-1,4	0,77	1,19	0,57	1,68	1,35	2,07	3,6	2,9	5,0
	Mn ppm	20-5000	160-7142	150-3000	940	970	661	2,18	1,85	2,07	9730	6140	5860
	B ppm	5-500	7-2000	7-30	17	60	11,6	3,09	2,23	1,49	500	665	38
	Ba ppm	200-7142	14-2000	150-3000	1413	582	523	2,10	2,26	2,09	13000	6700	4780
	Be ppm	0,5-5	0,5-10	0,5-3	0,94	1,21	1,19	1,52	1,63	1,52	3,3	5,2	4,1
	Co ppm	2,5-50	3,5-50	3,5-30	10,0	18,2	11,0	1,85	1,77	1,69	63	100	53
	Cr ppm	7-300	7-500	20-70	33,0	63,4	50,0	2,37	1,92	1,47	439	448	158
	Cu ppm	5-300	3,5-200	5-100	35,8	38,3	24,8	2,29	1,98	1,75	430	297	133
	La ppm	10-1428	10-200	20-70	88,0	37,0	42,0	3,00	1,75	1,56	2370	198	160
	Nb ppm	5-50	7-20	7-15	10,5	10,0	8,11	1,45	1,29	1,28	32	21,5	17
	Ni ppm	2,5-70	2,5-100	7-30	9,9	25,3	15,8	2,33	1,94	1,45	125	184	48
	Pb ppm	7-300	7-100	20-1500	58,0	22,0	40,6	1,79	1,70	2,14	332	108	397
	Sn ppm	5-150	5-300	5-20	9,3	7,55	7,46	1,88	2,09	1,27	61	68	15
	Sr ppm	50-5000	50-500	50-150	268	71,3	58,7	3,72	1,48	1,41	13700	231	164
	V ppm	10-150	7-200	30-100	54,7	93,0	49,6	1,79	1,64	1,55	313	410	184
	Y ppm	5-500	5-100	10-50	30,8	25,5	21,2	2,86	1,48	1,43	720	82	62
Absorção Atômica	Cu ppm	–	6-74	7-88	–	28,0	16,2	–	1,42	1,55	–	56	38
	Pb ppm	–	2-56	10-920	–	13,6	19,5	–	1,61	2,14	–	35	89
	Zn ppm	–	7-160	24-170	–	49,3	62,4	–	1,53	1,50	–	115	140
	Ni ppm	–	1-110	–	–	10,2	–	–	2,10	–	–	45	–
	Co ppm	–	1-42	–	–	11,6	–	–	1,78	–	–	36	–
	As ppm	–	0,5-38	–	–	3,0	–	–	2,55	–	–	19	–
EIE	F ppm	50-460	–	–	216	–	–	76,6	–	–	370	–	–

– População I – granitóides (158 amostras); População II – seqüência metavulcano-sedimentar do Complexo Brusque (210 amostras); População III – sedimentos do Grupo Itajaí (40 amostras)
– EIE: Elétrodo de Íon Específico
– Cálculo do limiar: espectrografia de emissão - três desvios-padrão; absorção atômica e EIE - gráfico de probalidade
– Os dados analíticos referem-se às folhas Brusque e Botuverá, tratados estatisticamente de forma conjunta
– Não foram apresentados estimadores para Mo(absorção atômica) e W (calorimetria) em razão da grande maioria dos resultados estarem abaixo do limite de detecção do método analítico.

refere-se a unidade geológica a qual pertence a drenagem: C=Complexo Brusque - Unidade de Fácies Carbonática e Unidade de Fácies Vulcano-Sedimentar; G= Suíte Valsungana/Guabiruba; P=Complexo Brusque - Unidade de Fácies Siliciclástica Pelítico-Arenosa, Unidade de Fácies Siliciclástica Arenosa e Unidade de Fácies Siliciclástica Areno-Pelítica; V=Suíte Valsungana/Guabiruba - Fácies Valsungana. A terceira divisão refere-se ao número de amostras coletadas a montante: 1= uma amostra; 2= duas amostras; e assim sucessivamente até 9. A quarta divisão codifica a fase de levantamento na qual foi coletada a amostra: R= fase regional; D= fase de verificação; em branco= trabalho orientativo.

6.2 Interpretação dos Resultados

Nesse item, serão discutidos os resultados obtidos a partir dos levantamentos geoquímicos orientativo, regional e deta-lhado, efetuado em dois diferentes meios amostrais (sedimentos de corrente e concentrado de minerais pesados).

A Carta Geoquímica apresentada (figura II6.1), em escala compatível com o detalhamento realizado, mostra a localização das zonas anômalas para diversos elementos em sedimentos de corrente, associadas às várias unidades litológicas caracterizadas na área, bem como às zonas anômalas onde ocorrem concentrações elevadas de diferentes minerais pesados de interesse econômico. Além disso, estão localizadas, as estaçõ-es de amostragem onde foram constatados valores francamente anômalos para as associações de elementos analisados por espectrografia de emissão semiquantitativa. Estão assinalados, ainda, os indícios minerais detectados pelos levantamentos geológicos realizados na folha.

Para a elaboração da Carta Geoquímica foram adotados os seguintes critérios:

1 – Considerou-se como estação anômala em sedimentos de corrente toda aquela onde os valores analíticos ultrapassaram o limiar fixado estatisticamente, para o caso dos elementos analisados por métodos quantitativos. Para os 30 elementos, determinados por espectrografia de emissão, foram assinaladas como anômalas aquelas estações onde a seleção visual indicou valores fortemente elevados para elementos específicos, preferencialmente associados a outros também com teores elevados.

2 – Considerou-se como estação anômala para concentrados de bateia toda aquela onde foi detectada, na análise qualitativa, a presença de minerais de minério com teores superiores a 5%. No caso específico do ouro metálico, a estação anômala foi caracterizada pela presença acima de 5 partículas de ouro no leito da drenagem, levando a um detalhamento da bacia correspondente. Deve-se salientar, que foram detectados outros 45 pontos de amostragem com menos de 5 partículas de ouro, os quais não foram apresentados na carta geoquímica.

3 – Considerou-se como zona anômala para sedimentos de corrente e concentrados de bateia a união de duas ou mais estações anômalas contíguas e definida pela soma das áreas das suas bacias de captação.

6.2.1 Estudo Orientativo

Na fase inicial do projeto, foi realizado um estudo orientativo parcial, desenvolvido em seis áreas diferentes das folhas Brusque e Botuverá. Esse levantamento objetivou verificar basicamente quais os elementos químicos que forneciam uma resposta geoquímica adequada às mineralizações auríferas (veios quartzosos) conhecidas na região.

Em três áreas estudadas (ribeirões Tigrano, Osvaldo e Lajeado Baixo – Folha Botuverá), procurou-se determinar, a partir de um filão quartzoso, o comportamento geoquímico dos elementos farejadores do ouro (Au, Ag, As, Sb, Bi) e dos elementos de minerais sulfetados associados (Cu, Pb, Zn), em termos de sua intensidade de ocorrência e persistência na drenagem. Nessas três áreas, foram coletadas 58 amostras de sedimentos de corrente e 58 amostras de concentrados de minerais pesados. Em outras duas áreas (ribeirões Braço do Cristalina e Carneiro Branco – Folha Botuverá), que já sofreram atividade de mineração e portanto estão contaminadas, procurou-se apenas conhecer o comportamento qualitativo dos elementos farejadores do ouro. Nessas duas áreas, foram somente amostrados, os sedimentos de corrente, em número de 30. Em uma última área (rio do Oliveira – Folha Brusque) foram amostrados por sedimentos de corrente (30 amostras) os mesmos locais onde levantamentos anteriores com concentrados de bateia detectaram grande número de pintas de ouro, em diferentes drenagens (ribeirões Vila Nova, Chico Teodoro, Sorocaba, Parente e Nossa Senhora da Conceição).

No bloco de áreas trabalhadas, sem indícios de contaminação (Ribeirões Tigrano, Osvaldo e Lajeado Baixo), verificou-se que as concentrações dos elementos associados aos minerais sulfetados (Cu, Pb, Zn) situaram-se em uma faixa normal para essa condição geológica, enquanto que a prata, antimônio e bismuto revelaram, quase que na totalidade, valores abaixo do limite de detecção ou não foram detectados. Na área do ribeirão Lajeado Baixo, o ouro não foi detectado em nenhuma das 19 amostras analisadas (sedimentos de corrente). Apenas o arsênio, mostrou valores relativamente elevados na área do ribeirão Tigrano, junto ao filão quartzoso (teores entre 11 e 18ppm), enquanto que nas outras duas áreas esse elemento situou-se em nível de *background* (1,4 a 4,9ppm, com média de 2,7ppm). A coleta de concentrados de minerais pesados revelou a presença de partículas de ouro em vários pontos aleatórios da drenagem, sem evidenciar uma maior quantidade de partículas auríferas nos locais com teores mais elevados de arsênio.

Nas áreas em que os filões quartzosos já sofreram atividades de mineração (ribeirões Braço do Cristalina e Carneiro Branco), a amostragem por sedimentos de corrente revelou que a prata e o antimônio tiveram os seus resultados analíticos abaixo do limite de detecção ou não foram detectados. O arsênio apresentou teores relativamente elevados nas imediações do corpo filoneano (valores entre 7,4 e 14ppm), no que foi acompanhado por valores levemente elevados de bismuto nas mesmas estações de amostragem (valores de 0,8 a 2,9ppm). Os dados químicos do As e Bi referem-se principalmente à área do ribeirão Braço do Cristalina.

Na área de rio do Oliveira, dos quatro elementos analisados (Ag, As, Sb e Bi) nos sedimentos de corrente, somente dois deles forneceram resultados interessantes sob o ponto de vista prospectivo. O arsênio foi o elemento que apresentou os valores mais consistentes, confirmando os teores elevados (na faixa de 9,4 a 29ppm) nas mesmas estações de amostragem onde foram detectados grande número de partículas auríferas. Em alguns locais o bismuto revelou valores elevados em relação ao *background* regional (entre 2,3 e 9,8ppm).

Foi também realizado um teste estatístico com os dados analíticos de arsênio de 60 amostras, visando caracterizar qual a fração granulométrica que fornece o melhor constraste nas amostras anômalas. O resultado do teste confirmou não existir uma diferença significati-

va entre os resultados analíticos dos dois conjuntos de dados (frações -80 e -120*mesh*).

Dessa forma, a partir desse conjunto de resultados, concluiu-se que o arsênio era o melhor elemento a ser utilizado no levantamento regional como farejador das mineralizações auríferas. Do mesmo modo, verificou-se que o material de drenagem pode ser peneirado na fração - 80*mesh* no levantamento geoquímico regional, pois apresentou o mesmo nível de contraste nas áreas mineralizadas do que a fração mais fina testada.

6.2.2 Levantamento Regional e Detalhado

A seguir, serão discutidas, detalhadamente, cada uma das zonas e estações anômalas, procurando se integrar as informações geoquímicas aos dados geológicos, visando obter um comportamento realístico dos vários elementos químicos nos domínios geológicos onde ocorrem (figura II.6.1).

Zonas Anômalas para Ouro e Scheelita – O deta-lhamento por concentrados de bateia das amostras anômalas regionais caracterizou três áreas com concentrações elevadas de ouro e scheelita distribuídas em toda a folha. Essas áreas apresentam bacias de captação com diferentes dimensões, associando-se a diferentes unidades geológicas.

A Zona anômala 1, está localizada na bacia do rio do Oliveira, na porção sudeste da folha, caracterizando-se como a maior bacia de captação em relação às demais áreas anômalas. Está associada à Seqüência Metavulcano-Sedimentar do Complexo Brusque, e à Suíte Valsungana/Guabiruba na porção norte. Essa zona anômala está dividida em duas situações distintas, do ponto de vista mineralógico: os afluentes do rio do Oliveira que correm do norte, sofrendo influência da região de ocorrência das rochas granitóides, mostram somente concentrações de scheelita, enquanto que os afluentes que nascem no sul, drenando somente a seqüência metavulcano-sedimentar, evidenciam a presença constante de ouro metálico nos leitos das drenagens.

No caso da scheelita, observa-se que, aproximadamente, as amostras repartem-se igualmente nas concentrações < 5% e 5% - 50% (análise mineralógica qualitativa). Para o ouro metálico, foram verificadas quatorze amostras com número de partículas entre uma e dezesseis, com duas amostras apresentando um número excepcionalmente elevado de partículas auríferas (46 e 57). A amostragem por sedimentos de corrente indicou três estações de amostragem com teores elevados para flúor (420 a 460ppm), com duas delas exibindo valores fortemente elevados para boro e vanádio (análise espectrográfica semiquantitativa). Essa zona anômala revela um grande potencial em termos prospectivos, em razão dos indícios mine-ralógicos encontrados e das unidades litológicas favoráveis definidos pelo levantamento geológico regional (figura II.6.1).

A Zona anômala 2, está compreendida na bacia de dre-nagem de afluentes do rio do Moura, estando quase que inteiramente contida dentro da seqüência metavulcano-sedimentar do Complexo Brusque. Todas as amostras coletadas dentro da área revelaram a presença de scheelita detrítica, em concentrações menores que 5%, enquanto que a amostra da fase regional havia apresentado concentração entre 5 e 50% de scheelita (figura II.6.1).

A Zona anômala 3, situa-se em uma pequena bacia de drenagem em afluente do rio da Limeira, na porção leste da folha. Caracteriza-se pela presença de scheelita em todas as cinco amostras coletadas, com concentrações menores que 5% e entre 5% e 50%. Geologicamente, está contida na área de ocorrência

do Granitóide Valsungana, próximo a um pequeno corpo de Granito Guabiruba (figura II.6.1).

Zona Anômala para Monazita – A Zona anômala 4, está relacionada à bacia de captação do ribeirão Tirol, na porção sudoeste da folha, posicionando-se inteiramente dentro dos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba. Foi caracterizada a presença de duas amostras com concentrações entre 5% e 50% de monazita e uma amostra com concentração menor do que 5% de monazita. Essas amostras com concentrações elevadas poderiam indicar corpos pegmatóides associados aos granitóides (figura II.6.1).

Estações Anômalas – Os dados analíticos derivados da espectrografia de emissão semiquantitativa revelaram duas estações de amostragem com valores fortemente elevados para alguns elementos de interesse prospectivo. Duas dessas estações estão associadas às zonas anômalas e já foram descritas anteriormente.

Na extremidade leste da folha (bacia do rio do Braço de Camboriú) foram constatadas duas estações de amostragem com teores elevados para Cr-Co-Ni-V e Cr-Fe, sugerindo a presença de litologias máficas nessa área. Os granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba são as litologias que ocorrem na bacia de drenagem (figura II.6.1).

7

Metalogenia

7.1 Considerações Preliminares

A Carta Metalogenética/Previsional é o resultado de um trabalho de integração dos diferentes elementos factuais–geológicos, geoquímicos e geofísicos – reconhecidos na Folha Brusque.

O objetivo final desta carta foi o de delimitar as áreas mineralizadas e/ou favoráveis à mineralizações (áreas previsionais), com base nas leis que controlam a distribuição das concentrações minerais na natureza.

Para alcançar este objetivo, foram adotadas formas simples e legíveis de representação cartográfica dos dados diretos sobre as mineralizações e dos indícios indiretos (geoquímicos, geofísicos, petrográficos), justapondo essas informações sobre uma base geológica, contendo os elementos essenciais da tectônica, estrutura, litologia e, buscando através de métodos simples de integração de dados, o reconhecimento das relações entre os indícios de mineralizações e os objetos geológicos responsáveis pela edificação das concentrações minerais (metalotectos). A precisão desta carta está na dependência direta do nível de informações disponíveis ou do grau de detalhe da carta geológica, da prospecção geoquímica, dos trabalhos de geofísica, de petrografia e do cadastro mineral. A sua elaboração foi baseada na concepção e metodologia, a seguir descritas.

7.2 Concepção das Cartas Metalogenética-Previsionais 1:100.000/1:50.000

A concepção e metodologia de elaboração das cartas metalogenética-previsionais, cujas diretrizes para utilização no PLGB foram sistematizadas por Delgado (1987), está fundamentada no conhecimento adquirido durante a execução do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão

de Recursos Minerais na escala 1:250.000, através do Convênio DNPM-CPRM.

A concepção da legenda resultou, em parte, de adaptações da simbologia gráfica, utilizada nacional e internacionalmente, segundo critérios de legibilidade e procedência e foi ajustada à escala 1:50.000, tendo em vista:

1 – a necessidade de especialização do fundo geológico para torná-lo metalogeneticamente significativo;

2 – a importância de se representar o máximo de informações metalogenéticas sobre os jazimentos minerais individuais de forma clara e legível;

3 – a conveniência de se estabelecer a distinção entre os dados econômicos e metalogenéticos; e

4 – a valorização dos indícios indiretos de mineralização, visando à sua representação cartográfica.

Dentre as referências bibliográficas consultadas, merecem destaque: Cartas Metalogenéticas e de Previsão de Recursos Minerais do Brasil, escala 1:250.000 (Siqueira & Dalton de Souza, 1982; Siqueira, 1984); Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972); Mapa Metalogenético da Austrália, escala 1:250.000 (Bowman & Stevens, 1978; Bowman, 1977; Gilligan, 1975; Matson, 1975); Carta Metalogenética dos Maciços de Vosges e Floresta Negra, escala 1:400.000 (BRGM, 1975) e Carta Metalogenética da Europa, escala 1:2.500.000 (BRGM-UNESCO, 1968-1970). Também foram examinadas, as legendas do Mapa de Jazimentos Minerais da França, escala 1:320.000; do Mapa Metalogenético da Bahia, escala 1:1.000.000 (Sá, 1983); do Mapa Metalogenético do Brasil (Suszczynski, 1973); e do Mapa da América do Norte, escala 1.5.000.000 (Guild, 1981).

A Carta Metalogenética/Previsional é elaborada sobre uma base geológica especializada, dependente do nível de conhecimento da área. Essa especialização contempla a distinção cronológica e/ou espacial das unidades litoestratigráficas de maior categoria como complexos, supergrupos e grupos, bem como associações magmáticas e alcalinas. São também realçados os litótipos especiais que, em parte, constituem metalotectos prováveis e possíveis, enquanto as unidades de menor categoria, tais como formação, membro e seus equivalentes, sem realce metalogenético, são identificadas apenas pelo uso de letras-símbolo. Os elementos estruturais da carta geológica são integralmente preservados e eventualmente acrescidos de informações geofísicas, como lineamentos, profundidade e contorno do substrato das coberturas, etc.

Na representação dos jazimentos minerais, estabeleceu-se a distinção entre os caracteres metalogenéticos e os econômicos. Os primeiros constituem a parte interna do símbolo de dimensão constante e de forma geométrica variável, em função da morfologia. Os dados econômicos são representados por uma circunferência independente, concêntrica ao símbolo morfológico, de acordo com a forma de representação adotada no Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1.200.000 (*op. cit.*).

A simbologia representativa dos caracteres metalogenéticos abrange os dados factuais sobre os jazimentos minerais, como a textura do minério, morfologia, orientação do(s) corpo(s) mineralizado(s), quimismo e associação mineralógica. Adicionalmente, contém informações sobre a classe do jazimento, procurando-se adotar uma classificação para as concentrações minerais mais geológica do que genética, adaptada das propostas de Wacrenier & Rouveyrol (1977), Stanton (1972) e Routhier (1963). Essa classificação aproxima-se da utilizada para os Depósitos Minerais do Brasil (Branco, 1984, *apud* Schobbenhaus *et al.*, 1984).

Os dados econômicos dos jazimentos, que têm sido objeto de pesquisa e lavra mineral, são representados por uma circunferência externa, onde constam informações quanto à situação atual: ativo, inativo ou intermitente. O diâmetro da circunferência, graduado em três dimensões, expressa a importância econômica do jazimento em três categorias: pequeno, médio e grande. A base para o estabelecimento dos limites dessas categorias é a mesma utilizada no Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (Branco, *op. cit.*). Um traço colocado acima, abaixo, à direita ou à esquerda dessa circunferência indica a situação atual do jazimento: mina, garimpo, jazida ou depósito, respectivamente.

Os indícios indiretos de mineralizações, a partir de indicações geoquímicas, geofísicas ou zonas de alterações, de origem exógena ou endógena, são submetidos a tratamento cartográfico específico, visando maior realce.

A integração dos dados multidisciplinares permite reconhecer os metalotectos comprovados, prováveis e possíveis, dependendo de que as relações entre eles e os indícios de mineralização tenham sido obtidas por ligação direta, estatística ou de analogia a contexto geológico-metalogenético, propiciando a delimitação de áreas mineralizadas prováveis, possíveis e potenciais, de acordo com critérios explícitos na própria carta.

7.3 Dados de Mineralizações

O potencial metalogenético da Folha Brusque é pouco diversificado e intrinsicamente associado ao Complexo Brusque e às intrusões graníticas que cortam a seqüência. Os indícios diretos de mineralizações identificados na folha, estão relacionados na tabela II.8.1 e, detalhadamente descritos no Capítulo 8.

Os litótipos do Complexo Brusque constituem encaixantes/hospedeiros de mineralizações de calcário, grafita, ouro e sulfetos. Indícios de mineralizações de manganês, supergênicas, são também encontrados em meio à foliação de xistos e filitos, ou preenchendo fraturas ao longo de zonas de falhas que cortam o complexo.

Na área da Folha Brusque, as lentes de calcário apresentam reduzidas dimensões, comparativamente àquelas registradas na folha adjacente de Botuverá. Constituem níveis/lentes de calcários metamórficos impuros, intercalados em filitos, e compondo megaenclaves no seio da massa granítica do Maciço Valsungana Sul.

Pelitos carbonosos, representados por filitos grafitosos ou grafita xistos, constituem litótipos comuns dentro da unidade psamo-pelítica do Complexo. Em geral, constituem níveis delgados, com elevado teor em impurezas. No âmbito da folha, entretanto, ao norte da cidade de Brusque, é reconhecido um horizonte mais expressivo em possança e extensão, representado por filito grafitoso de direção N 60° E, subvertical, com aspecto graxo e untuosos ao tato, mas que apresenta teores inexpressivos em termos de carbono fixo.

As mineralizações auríferas relacionadas ao Complexo Brusque manifestam-se em duas tipologias: filões quartzo-auríferos com raros sulfetos, encaixados em *roof pendants* ou nas faixas cornubianitizadas que circundam as intrusões graníticas, possivelmente como resultado de remobilização hidrotermal pela ação térmica das massas ígneas intrusivas, e espacialmente relacionados às falhas/fraturas que controlaram a colocação destas intrusões; e mineralizações singenéticas, relacionadas a níveis sulfetados (maciços ?) que se associam a litótipos especiais (quartzo turmalinitos bandados especialmente), da unidade metavulcano-sedimentar do complexo.

Adicionalmente, concentrações auríferas secundárias são encontradas nas aluviões e terras do rio Itajaí-Mirim e seus afluentes, que drenam áreas do Complexo Brusque. Estes jazimentos dispersos e de baixa concentração são eventualmente garimpados pelos moradores da região.

Às intrusões graníticas da Suíte Valsungana/Guabiruba, no âmbito da Folha Brusque, estão mais diretamente relacionados, os veios de barita e corpos pegmatóides com feldspato, registrados na folha.

7.4 Dados Geoquímicos

A prospecção geoquímica regional desenvolvida na Folha Brusque não apresentou resultados muito significativos, destacando unicamente quatro zonas anômalas, além de algumas anomalias pontuais (figura II.6.1). As zonas anômalas foram definidas exclusivamente a partir dos resultados mineralométricos de concentrados de bateia, demarcando a zona mais importante (Zona 1), caracterizada pela associação ouro + scheelita, relacionada à área de exposição da unidade metavulcano-sedimentar do Complexo Brusque e seu contato com os granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba, na região de rio do Oliveira, no canto sudeste da folha. A distribuição das estações nesta zona anômala evidenciou a presença de scheelita somente nas drenagens influenciadas pela rocha granitóide, enquanto o ouro, por vezes em valores elevados (46 a 57 pintas por bateia), está restrito aos cursos d'água que drenam exclusivamente a unidade metavulcano-sedimentar.

As demais zonas anômalas, identificadas e convenientemente descritas no capítulo de Geoquímica, não apresentaram significado especial do ponto de vista metalogenético.

7.5 Dados Geofísicos

A integração geológico-geofísica foi detalhadamente discutida no capítulo referente ao tema, de forma que na Carta Metalogenética/Previsional procurou-se dar ênfase aos elementos geofísicos que caracterizassem indícios indiretos de mineralizações.

Na Folha Botuverá adjacente, constatou-se que os valores aerorradiométricos do canal de urânio superiores a 50cps, apresentavam relativa concordância com os indícios diretos de mineralizações urano-toríferas reconhecidas na folha em questão e que, portanto, a delimitação de áreas com anomalias radiométricas no canal de urânio (> 50cps) constituíam um indício indireto relevante para a pesquisa de mineralizações similares. Na Folha Brusque, entretanto, esta inferência não pôde ser feita, tendo em conta que o corpo granítico do Maciço Valsungana Sul e que ocupa grande extensão na folha, apresenta valores radiométricos elevados no canal de urânio, em geral superiores a 40cps.

Desta forma, os dados aerorradiométricos destacados na Carta Metalogenética/Previsional da Folha Brusque, restringiram-se aos valores anômalos de razões entre elementos, em particular da razão U/Th, por fornecerem indicações sobre possíveis zonas de alterações hidrotermais. Zonas anômalas com razão U/Th > 2 ou U/Th > 2,5 associam-se, principalmente, ao corpo granítico Valsungana Norte, no setor NW da folha, em geral nas imediações em que este maciço é cortado por intrusões graníticas menores da Fácies Guabiruba.

O levantamento radiométrico autoportado, destacou uma única estação com valor radiométrico elevado (1.400cps em contagem total). Situa-se no contexto do Complexo Brusque, na porção central da folha, e pode ser uma indicação de ocorrência de corpos filonianos de

filiação alcalina, similares aos registrados na Folha Botuverá.

Na Carta Metalogenética/Previsional, foram assinaladas todas as anomalias eletromagnéticas aéreas detectadas pelo Projeto Eletromagnético Botuverá (DNPM/CPRM, 1979). As anomalias plotadas, discriminadas segundo os três níveis de prioridades definidos, incluem também aquelas assinaladas como afetadas por possíveis causas externas (A – possível efeito de variação na altura de vôo; H – possível efeito de atividade humana; e R – possível interferência de ruídos atmosféricos). O objetivo da plotação dessas anomalias, até o presente não investigadas no terreno, deve-se aos resultados obtidos na região de rio do Oliveira, no extremo SE da folha, onde, as investigações geofísicas de campo confirmaram a anomalia aérea, detectando, através de sondagem, um corpo condutor de espessura decimétrica constituído à base de pirrotita + pirita.

7.6 Integração Metalogenética-Previsional

Na Folha Brusque, a integração multidisciplinar resultou na delimitação de duas áreas de interesse para a prospecção mineral. Essas áreas, envolvem duas diferentes tipologias de mineralizações auríferas (reais e potenciais):

– mineralizações de Au ± sulfetos, filonianas, resultantes de remobilização hidrotermal na periferia de intrusões graníticas que se alojam no Complexo Brusque, sob aparente controle pelas zonas de falhas que balizam estas intrusões;

– mineralizações de Au (Ag, Bi) + sulfetos, singenéticos, que se associam a litótipos especiais (exalitos, metabasitos) da unidade metavulcano-sedimentar do Complexo Brusque.

7.6.1 Mineralizações filonianas de Au ± Sulfetos

Essas mineralizações são representadas por jazimentos filonianos, caracterizados por filões de quartzo com ouro e pequenas proporções de óxidos de ferro, pirita, galena e calcopirita; alguns filões registram prata associada.

Os filões exibem direção prefencial N 70°-80° E e encaixam-se em litótipos do Complexo Brusque, preferencialmente, na periferia das intrusões graníticas. Alguns desses jazimentos foram objeto de explotação recente.

Na Folha Brusque, foi delimitada como potencial para mineralizações desta tipologia a Área I, a qual engloba um indício direto de mineralização aurífera (nº 13), e que constitui uma extensão da Área previsional IV delimitada na Folha Botuverá adjacente. Esta é caracterizada por uma ampla zona anômala de ouro em concentrados de bateia que circunscreve um corpo granítico da Suíte Valsungana/Guabiruba, intrusivo nos metamorfitos do Complexo Brusque. A proximidade de outros corpos graníticos (Maciço Valsungana Norte), também intrusivos no complexo, deu origem à extensa área de xistos cornubianitizados. Falhamentos NE-SW e, secundariamente NW-SE, balizaram a colocação do granitóide.

7.6.2 Mineralizações de Au (Ag, Bi) + Sulfetos (Singenéticas)

A Unidade Metavulcano-Sedimentar do Complexo Brusque, que se expõe no núcleo de uma antiforme, na região do rio do Oliveira, no canto sudeste da folha, constitui a seqüência de maior importância metalogenética (potencial) no âmbito da Folha Brusque. Compreende rochas calcissilicáticas, metabásico-ultrabási-

cas, quartzo turmalinitos bandados (exalitos), biotita-quartzo xistos, por vezes magnéticos, metapelitos arenosos e, muito subordinadamente, metavulcânicas e ácidas e metatufos de composição intermediária. Nesta unidade, são reconhecidas mineralizações sulfetadas primárias, representadas por pirita, que se associa particularmente aos níveis de quartzo-turmalinitos bandados (exalitos), e por bandas decimétricas de pirrotita + pirita (± calcopirita ± ilmenita), intercaladas concordantemente com rochas calcissilicáticas e metabásicas. Teores anômalos de Au (0,02ppm a 0,18ppm), Ag (0,4ppm a 1,6ppm), Bi (41ppm a 192ppm) foram determinadas nestes termos sulfetados. Níveis/lentes de quartzo, com abundantes sulfetos (pirita + arsenopirita), encaixam-se concordantemente (exsudação metamórfica ?) nos metapelitos arenosos que recobrem a Unidade Metavulcano-Sedimentar. Uma zona anômala para ouro, em concentrados de bateia, demarca a bacia da margem direita do rio do Oliveira, onde são mais abundantes, as exposições de quartzo turmalinitos bandados. Anomalias eletromagnéticas aéreas sugerem a ocorrência de corpos condutores relacionados à unidade metavulcano-sedimentar; uma destas anomalias foi confirmada através de levantamento geofísico terrestre (IP,EM, magnetometria) e revelou, através de sondagem, o nível sulfetado de pirrotita + pirita ± calcopirita ± ilmenita.

8

Geologia Econômica

8.1 Principais Recursos Minerais da Área

A área de domínio da Folha Brusque é relativamente pobre em recursos minerais conhecidos até o momento. A maioria das ocorrências minerais, em função de sua pequena importância econômica, ainda não foram objeto de exploração. São conhecidas na área, ocorrências de ouro, barita, calcário metamórfico, xisto grafitoso, feldspato, manganês e jazidas de material de construção (tabela II.8.1). Somente os jazimentos de areia, argila, cascalho e granito (pedras de construção) vêm sendo explorados com certa freqüência atualmente.

Afora esses recursos minerais já conhecidos, a área oferece boas expectativas quanto a potencialidade em mineralizações auríferas, em função das ocorrências anteriormente conhecidas e dos bons indícios revelados pelos trabalhos prospectivos desenvolvidos neste levantamento, como será descrito a seguir.

8.1.1 Materiais de Construção

Os depósitos de areia e cascalho, ocorrentes no vale do rio Itajaí-Mirim, que vêm sendo explorados regularmente nos últimos anos, são suficientes para as necessidades de abastecimento das construções dos centros urbanos da região, destacando-se entre outros a cidade de Brusque. O mesmo ocorre com as reservas de granito, que através de quase uma dezena de pedreiras em atividade, suprem de brita, paralelepípedos, meio-fios e pedras de construção, o mercado da região.

Os jazimentos de material argiloso encontrados nos terrenos aluvionares do baixo curso dos rios Itajaí-Mirim, do Oliveira e do Moura são aproveitados pelas indústrias locais para a fa-

bricação de produtos de cerâmica vermelha. Aliás, a região de Canelinha e Tijucas destaca-se como um importante pólo de produção e exportação de produtos cerâmicos.

Afora esses, outros materiais *in natura*, tais como, filitos, placas de xistos e de quartzitos, abundantes na região, podem vir a ser explorados para emprego na construção civil.

Os depósitos de areia são constituídos pelas aluviões recentes encontradas na calha do rio Itajaí-Mirim e são extraídos através de dragas (chupões), principalmente em torno da cidade de Brusque. Os cascalhos são extraídos através do desmonte mecânico dos níveis de terraços que margeiam o rio Itajaí-Mirim e seus principais afluentes.

As pedras de construção são obtidas em pedreiras desenvolvidas em pequenos corpos, geralmente filoneanos e/ou matacões, de granito fino, da Fácies Guabiruba. A Fácies porfirítica Valsungana, eventualmente também é explorada para obtenção de brita.

8.1.2 Calcário Metamórfico

Na região de Limeira (centro-leste da folha) ocorrem algumas lentes de calcário metamórfico, sob forma de enclaves da sequência vulcano-sedimentar do Complexo Brusque no seio do Granitóide Valsungana. Na região de Campo Novo (SE da folha), ocorrem também delgados níveis de calcário, em meio aos enclaves de calcissilicáticas, inseridas no granito de mesmo nome. Estas lentes variam desde níveis decimétricos até corpos com dezenas de metros de espessura e centenas de metros de comprimento. Tratam-se de calcários metamórficos impuros, de granulação fina, às vezes recristalizados, nas cores cinza esbranquiçada, ora esverdeada ora rosada, bandados centimetricamente, intercalando níveis de minerais calcissilicáticos.

Em alguns locais, foram observados alguns indícios de extração rudimentar, restando estas lentes, no entanto, atualmente inexploradas. Por suas características composicionais, constituem depósitos potenciais para obtenção de cal, corretivo de solos e, eventualmente, extração de blocos para produção de placas de revestimento (mármore).

8.1.3 Xistos e Filitos Grafitosos

É comum a presença de níveis centimétricos a decimétricos de pelitos carbonosos intercalados na sequência pelítico-arenosa do Complexo Brusque. Esses níveis constituem-se de grafita xisto ou filito grafitoso, dependendo do grau metamórfico a que foram submetidos. Tratam-se de ocorrências pouco expressivas de material grafitoso, de pequena possança e com elevado teor de impurezas. Um nível de amplitude maior localiza-se imediatamente a norte de Brusque (bairro de Bateias). Este nível apresenta cerca de 40m de possança e comprimento aparentemente contínuo por centenas de metros. Trata-se de um filito grafitoso, alterado, de direção N60°E, subvertical, com aspecto graxo e untuoso ao tato. Uma análise desse material (Kaul, 1976b) revelou resultados pouco animadores: carbono fixo - 2,4 %; cinzas - 94,8 %; matéria volátil - 2,6 %; e umidade - 0,2 %.

Pelos resultados da análise acima, depreende-se que esta principal ocorrência, bem como os demais níveis de menor expressão não apresentam valor econômico significativo.

8.1.4 Feldspato/Caulim

A principal fonte potencial de feldspatos da área reside na formidável massa batolítica do Granitóide Valsungana e nos seus veios pegmatóides. O Granitóide Valsungana apresenta

Tabela II.8.1 – Listagem dos jazimentos minerais.

Nº de Referência	Substância Mineral	Local	Rochas Encaixantes/Hospedeiras e/ou Associação	Dados Econômicos
01	Calcário	Lajeado	Filitos	R.Geol. $1,9x10^5t$
02	Calcário	Ribeirão do Ouro	Filitos	R.Geol. $1,0x10^6t$; CaO-20,5%; MgO-20,5%; R.I.-1,5%
03	Calcário	Ribeirão do Ouro	Filitos	R.Geol. $1,1x10^6t$; CaO-46,0%; MgO-6,0%; R.I.-4,5%
04	Calcário	Ribeirão do Ouro	Filitos	Reserva Exaurida
05	Calcário	Ribeirão do Ouro	Filitos	R.Geol. $5,56x10^6t$; CaO>45,0%; MgO<5,0%
06	Calcário	Ribeirão do Ouro	Filitos	
07	Calcário	Ourinho	Filitos	
08	Calcário	Ourinho	Filitos	R.Geol. $1,2X10^5t$
09	Calcário	Agrião	Filitos	R.Geol. $1,3x10^5t$
10	Calcário	Agrião	Filitos	R.Geol. $3,8x10^5t$
11	Calcário	Ourinho	Filitos	
12	Calcário	Ourinho	Filitos	R.Geol. $1,6x10^5t$
13	Calcário	Ourinho	Filitos	R.Geol. $1,1x10^6t$; CaO-41%; MgO-7,5%; R.I.-11,5%
14	Calcário	Ourinho	Filitos	R.Geol. $1,5x10^5t$
15	Calcário	Ourinho	Filitos	
16	Calcário	Barra da Areia	Filitos	
17	Calcário	Barra da Areia	Filitos	
18	Calcário	Barra da Areia	Filitos	
19	Calcário	Barra da Areia	Filitos	
20	Calcário	Barra da Areia	Filitos	R.Geol. $6,7x10^5t$
21	Calcário	Barra da Areia	Filitos	
22	Calcário	Barra da Areia	Filitos	
23	Asbesto	Lajeado	Metaultrabásicas	
24	Asbesto	Ribeirão do Ouro	Metaultrabásicas	
25	Asbesto	Ourinho	Metaultrabásicas	
26	Asbesto	Ourinho	Metaultrabásicas	
27	Asbesto	Ourinho	Metaultrabásicas	
28	Caulim	Gaspar Alto	Areia Conglomerática	
29	Caulim	Lajeado	Filitos	
30	Caulim	Lajeado	Filitos	
31	Chumbo	Encano Alto	Arenitos	
32	Chumbo	Ribeirão da Prata	Conglomerados	
33	Ouro	Tigrano	Filitos	Teor = 10-3,0g/t
34	Ouro	Gaspar Alto	Filitos	
35	Ouro	Carneiro Branco	Xistos	Teor = 6,0 g/t
36	Ouro/Prata	Três Barras	Filitos	R. Geol. $3,0x10^5t$; Teores: Au-10g/t; Ag - 3,5g/t
37	Ouro/Prata	Braço da Cristalina	Filitos	
38	Ouro	Lajeado Baixo	Aluviões	
39	Ouro	Russo	Filitos	
40	Ouro	Águas Negras	Aluviões	
41	Ouro	Águas Negras	Aluviões	
42	Ouro	Ribeirão do Quati	Siltitos/Arenitos	
43	Volframita	Russo	Filitos	
44	Volframita	Russo	Filitos	R.Geol. 12g/t; Teor=0,2% WO_3
45	Volframita	Russo	Filitos	
46	Volframita	Russo	Filitos	
47	Volframita	Russo	Filitos	
48	Volframita	Russo	Filitos	
49	Volframita	Russo	Filitos	
50	Urânio/Tório	Águas Negras	Granada-Biotita Xisto	
51	Urânio/Tório	Águas Negras	Granada-Biotita Xisto	Teores: U_3O_8: 0,2%-0,6%; ThO_2: 0,6%-2,4%
52	Urânio/Tório	Águas Negras	Granada-Biotita Xisto	
53	Urânio/Tório	Porto Franco	Granad' Biotita Xisto	
54	Urânio/Tório	Águas Negras	Granada Biotita Xisto	
55	Manganês	Faxinal	Granulitos	
56	Manganês	Samuel Pozza	Filitos	
57	Manganês	Lajeado	Filitos	
58	Manganês	Lajeado	Filitos	
59	Granito	Rio Garcia	Granito	
60	Ardósia	Lajeado do Carneiro Branco	Filitos	

textura porfirítica grosseira a muito grosseira, onde os pórfiros de feldspatos atingem comprimentos da ordem de 5cm. Uma tentativa de separação dos feldspatos da massa granítica foi tentada tempos atrás por um industrial da região, visando obter matéria-prima para o fabrico de cerâmica.

Esta tentativa não produziu bons resultados, talvez devido à dificuldade em separar as impurezas (biotita, quartzo e outros minerais) dos fenocristais poiquilíticos de feldspatos. No entanto, como esse granitóide apresenta-se comumente alterado, provavelmente a obtenção de caulim, através de métodos de decantação, talvez possa ser mais viável.

Uma outra tentativa de extração de feldspatos é relatada no trabalho de Kaul (1976b). Trata-se de um veio pegmatóide, com cerca de 3m de possança, encaixado no Granitóide Valsungana, situado na localidade de Braço do Camburiú (porção E da folha). Segundo este autor, chegaram a ser realizados trabalhos de extração de feldspato em uma frente de lavra com 15m de extensão e 10m de altura.

8.1.5 Manganês

Em vários locais da área, são encontradas concentrações supergênicas de óxidos de ferro e manganês, em meio à foliação dos xistos e filitos do Complexo Brusque, ou preenchendo fraturas e brechas de falha. Em todos os casos, trata-se de ocorrências de pequeno porte, de importância econômica insignificante.

Kaul (*op. cit.*) relata uma pequena ocorrência situada, aproximadamente 15km a N de Brusque, na localidade de Limoeiro, que teria sido objeto de pequena extração rudimentar. Nesta ocorrência, existiriam pequenas concentraçõ-es de óxidos de Fe e Mn encaixadas nos filitos, seguindo, preferencialmente, a xistosidade dessas rochas.

8.1.6 Barita

A única ocorrência conhecida de barita na área situa-se na localidade de Limeira Alta (centro-leste da folha). Está associada à enclaves calcissilicáticos e pelíticos dos metamorfitos do Brusque, em meio ao Granitóide Valsungana. Segundo Kaul (*op. cit.*), nesta ocorrência desenvolveram-se trabalhos rudimentares de extração da barita, por volta do ano de 1945, existindo no local vestígios de 12 pequenas trincheiras e fragmentos desse mineral, nas cores branca e levemente rosada.

8.1.7 Ouro / Sulfetos Maciços

Desde os primórdios do conhecimento geológico de Santa Catarina, são relatadas ocorrências de ouro, na região de Brusque, relacionadas às rochas metamórficas de baixo grau. Os agricultores locais, nos períodos de entressafra, ainda hoje, costumam faiscar ouro ao longo das drenagens que cortam os xistos e filitos do Complexo Brusque.

As aluviões arenosas atuais e os terraços de seixos subatuais, do rio Itajaí-Mirim, nos arredores de Brusque, foram pesquisados por Kaul e Rheinheimer (1974). Nas aluviões arenosas, foram realizadas sondagens manuais (Empire) e nos terraços feitas amostragens de canal. As amostras obtidas, após concentradas por bateia, foram analisadas por absorção atômica, revelando teores da ordem 0,045g/m^3 para as aluviões atuais e 0,0279g/m^3 para os terraços de seixos subatuais.

Além dessas ocorrências aluvionares, são conhecidas também mineralizações primárias em veios de quartzo. A ocorrência deste tipo mais conhecida é a de Carneiro Branco, localizada no âmbito da folha contígua de Botuverá. Esta ocorrência, que vem sendo garimpada intermitentemente desde longa data, constitui-

se de um veio de quartzo, com cerca de 2m de possança e 250m de extensão, que corta um *roof pendant* de xistos sobre um corpo granítico subjacente. A exemplo de outras ocorrências similares, a mineralização aurífera afigura-se como produto da remobilização epigenética do ouro contido nos metamorfitos, através da ação de granitóides, e concentrada em veios de quartzo juntamente com pirita e óxidos de Fe e Mn.

Na área da Folha Brusque é conhecida uma ocorrência de ouro primário, tipo remobilização epigenética, situada na localidade da Planície Baixa, município de Guabiruba (extremo oeste da folha). Esta ocorrência é constituída por um filão de quartzo com possança superior a 2,5m, encaixado numa falha de direção N60°E, que corta os metamorfitos do Complexo Brusque nas proximidades do corpo granítico da Fácies Valsungana (Maciço Norte). O veio de quartzo leitoso, bastante fraturado, apresenta-se às vezes muito cavernoso, com disseminações de pirita, óxidos de Fe e Mn, além de ouro. Esta ocorrência apresenta-se quase intocada, mostrando ape-nas vestígios de pequenos trabalhos exploratórios.

Mineralizações singenéticas de ouro, de concentração econômica, não são conhecidas na área. Na região de rio do Oliveira (porção SE da folha) ocorrem vários níveis de quartzo-turmalinitos bandados, intercalados em rochas da Seqüência Vulcano-Sedimentar, que foram interpretados como exalitos (Silva, 1984a; Silva *et al.*, 1985) e provável fonte primária de ouro. No entanto, trabalhos prospectivos encetados pela empresa Auropaula e também pela CPRM revelaram teores de ouro muito baixos e anti-econômicos nestes litótipos.

Estes níveis de quartzo turmalinitos bandados (exalitos) encontram-se bastante enriquecidos em pirita e arsenopirita, sulfetos estes dispostos em níveis paralelos e concordantes com a foliação $S_o//S_{1+2}$ das encaixantes.

8.2 Projeções e Perspectivas

Não obstante a pequena atividade extrativa mineral praticada na área, são boas as perspectivas futuras quanto ao dinamismo do setor mineral. Com efeito, as reservas de materiais de construção são abundantes e de boa qualidade, capazes de suprir as necessidades do setor de construção civil local e em parte da região.

Por outro lado, a possibilidade de obtenção, a custos econômicos, de caulim ou feldspatos a partir da massa alterada do Granitóide Valsungana abriria novas perspectivas para a dinamização das fábricas de produtos de cerâmica nobre na região. As indústrias já instaladas, nos municípios vizinhos de São João Batista, Canelinha e Tijucas, oferecem boa infra-estrutura, situadas às margens de rodovias asfaltadas, de fácil escoamento de produção para maiores centros de consumo.

No entanto, a potencialidade para mineralizações auríferas e de sulfetos maciços, afigura-se como mais significativa no quadro dos recursos minerais da área. Os trabalhos de prospecção geoquímica e geofísica, encetados durante as etapas de campo de mapeamento da folha, propiciaram a identificação de alguns indícios promissores para essas substâncias minerais, principalmente na região de rio do Oliveira (SE da área). É bastante provável, a detecção de jazimentos primários de ouro nessa região, bem como, de corpos de sulfetos maciços, associados aos litótipos da Unidade Vulcano-Sedimentar do Complexo Brusque. Atualmente estão em curso, trabalhos de pesquisa, desenvolvidos pela CPRM, visando esses objetivos.

PARTE III

Resultados

1 Conclusões

1.1 Geologia

O mapeamento geológico permitiu caracterizar e cartografar vários domínios geológicos, limitados principalmente por zonas de cisalhamento.

• Domínio do Cinturão Metavulcano-Sedimentar – Complexo Brusque – representa uma seqüência predominantemente sedimentar, com contribuição vulcanogênica subordinada, metamorfizada na fácies xisto-verde, com evolução policíclica e polifásica.

As fases precoces D_1/D_2, relacionadas a movimentos compressivos cisalhantes de baixo ângulo, desenvolvidas prova-velmente no Proterozóico Médio, são responsáveis pelo estabelecimento das foliações de transposição S1/S2; marcam o pico tectono-termal de um processo de deformação em regime dúctil inferior.

As fases tardias D_3/D_4, relacionadas à tectônica transcorrente desenvolvida no Proterozóico Superior, notadamente menos penetrativas, geradas num domínio estrutural médio a superior de zona dúctil a frágil, são responsáveis pela estruturação atual em leque imbricado, do cinturão.

Os conjuntos rochosos deste complexo apresentam um incremento de metamorfismo de NW para SE, com as isógradas se desenvolvendo paralelas às superfícies $S_o//S_1//S_2$. Estas isógradas tiveram seus traçados modificados posteriormente pelas deformações tardias $D_3 + D_4$.

A fácies xisto-verde inferior está marcada pela presença de filitos com grão muito fino e pela preservação quase total das estruturas primárias de seus protólitos, sejam sedimentares ou ígneos.

A fácies xisto-verde superior é marcada pelo

aparecimento de granada do tipo almandina e pela mudança na textura da rocha. Os cristais têm grão grosso, são bem formados e mostram uma xistosidade bem desenvolvida. Há obliteração das estruturas primárias com exceção do bandamento que, em parte, reflete a estratificação original.

As paragêneses minerais e a ausência de cianita em toda porção estudada do cinturão caracterizam o tipo bárico de metamorfismo como de baixa pressão.

O metamorfismo M_1 é pré-cinemático a S_2, uma vez que as biotitas envelopadas por esta fase apresentam inclusões helicíticas de quartzo e opacos, com S_i (estrutura interna) diferente de Se.

O metamorfismo M_2 é responsável pela formação de: sombras e franjas de pressão de quartzo, respectivamente em porfiroblastos de biotita e opacos; e porfiroblastos rotacionados de granadas pela própria xistosidade S_2 dominante na área.

Nas proximidades dos corpos graníticos, este zoneamento metamórfico é mascarado, sendo superposto por auréolas de metamorfismo de contato, que alcançam até a fácies piroxênio-*hornfels*, mostrando claramente que estes corpos graníticos não atuaram como domos termais responsáveis pelo metamorfismo regional, como até pouco tempo atrás eram admitidos.

A utilização de critérios faciológicos, aliados aos dados petrológicos, permitiu a individualização de cinco unidades de rochas distintas, cuja interpretação paleoambiental indica um modelo deposicional relacionado a depósitos plataformais e de leques submarinos.

A presença de estruturas primárias, tipo marcas onduladas e/ou truncadas em metarenitos, indicam que houve períodos em que esta plataforma esteve sob a ação de ondas. Dentro deste enfoque, os depósitos arenosos da Unidade Siliciclástica Arenosa constituiriam as zonas de costa afora, originada em épocas de grandes tempestades.

Os dados litoquímicos (ETR, elementos maiores) indicam como área-fonte uma crosta continental pós-arqueana, de natureza granítica e granítico-gnáissica, para a sedimentação siliciclástica.

A Unidade Pelítico-Arenosa é a que possui maior representatividade na área estudada e corresponde aos depósitos turbidíticos relacionados a leques submarinos.

As rochas básicas e ultrabásicas da Unidade Vulcano-Sedimentar e, principalmente, a identificação de basaltos com típicas estruturas *quench*, estruturas variolíticas e *pillow lavas*, evidenciam a ocorrência de derrames submarinos sin-deposicionais.

As características litoquímicas dos termos ortoderivados evidenciaram que estes são oriundos de uma única fonte magmática, de natureza transicional entre magmas toleiíticos e alcalinos, compatíveis com regimes vulcânicos de intraplaca (*mid-plate*), gerados diretamente no manto, sem contaminação crustal, em regime oceânico.

O posicionamento destas rochas ígneas básico-ultrabásicas em meio a rochas da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa, que correspondem a sedimentação mais distal, indica que este vulcanismo se deu a uma distância considerável da costa.

A identificação de rochas calcárias com estruturas estromatolíticas de ambientes calmos de supra a intermarés, calcarenitos oolíticos característicos de ambientes com alta energia (Folha Botuverá), bem como, calcários laminados relacionados a depósitos turbidíticos, conduziu a interpretação de uma plataforma carbonática, representada na área pela Unidade Carbonática.

Dados radiométricos obtidos através de determinações U/Pb em zircões de metarriolitos encaixados nos metamorfitos do Complexo Brusque, indicaram uma idade de 2.000 ± 140Ma para a deposição desta seqüência.

o Domínio dos Granitóides – é constituído pelos granitóides da Suíte Valsungana/Guabiruba, com idades, características composicionais e litoquímicas semelhantes.

Os granitóides sin a tardi-transcorrentes da Suíte Valsungana/Guabiruba, de nível crustal superior, composicionalmente, variam de sienogranitos a granodioritos, de quimismo dominantemente metaluminoso a peraluminoso, calcialcalinos a alcalinos, do tipo "S". Sua linhagem petrogenética está relacionada à fusão crustal de fonte mista (crosta siálica + contribuição mantélica subordinada), associada aos eventos tardios da fase D_3 ocorridos no Proterozóico Superior.

Os dados litoestruturais referentes às folhas Brusque e Botuverá, permitiram caracterizar cinco fases deformacionais, agrupadas em três diferentes conjuntos, de cronologia, mecanismos, padrões estruturais, metamorfismo e condições de PT próprias. Desta forma, fica evidenciado que esta região teve uma evolução policíclica com eventos distintos no tempo.

A fase mais antiga F_{t-1} atuou somente nas rochas que constituem o presumível embasamento do Complexo Brusque, sendo caracterizada por uma foliação milonítica com valor médio 35°/25°, indicando vergência para SE, portanto incompatível com as fases tangenciais posteriores.

Quanto ao transporte tectônico nas fases tangenciais seguintes (D_1//D_2), o subparalelismo F_{1-2} e Lx_{1-2} somado à análise de perfis de dobras F_{1-2}, indicam direção de transporte para NW segundo uma rampa oblíqua, de um lençol de *thrust*. Ortogonalmente a este *trend* NW, ocorreu as principais zonas de cisalhamento responsáveis pela implantação das F_3. Este posicionamento indica terem sido estas antigas rampas de *thrust*, as anisotropias que viabilizaram o escoamento das tensões quando do incremento das fases tardias D_3//D_4.

Quanto ao transporte tectônico nestas fases tardias D_3//D_4, verificou-se que a direção das principais zonas de cisalhamento transcorrentes tipo lineamentos Perimbó, Itajaí Mirim e Major Gercino, correspondem a direções 50°-60°. Estas zonas transcorrentes impõem um efeito de rotação nos eixos b_3 e foliações S_2, identificando um movimento lateral esquerdo.

1.2 Geofísica

A geofísica terrestre, através do levantamento de perfis gravimétricos e magnetométricos, trouxe subsídios significativos para o entendimento da forma dos corpos plutônicos da Suíte Valsungana/Guabiruba em subsuperfície.

Através da gravimetria terrestre, foi possível distingüir, ao nível de modelo bidimensional, as formas dos plútons que se alojam no Complexo Brusque, ressaltando-se particularmente, a clara distinção existente entre os maciços Valsungana Norte e Sul. O primeiro, com extensão em profundidade da ordem de 10 a 15km, com bordos subverticalizados e evidências nítidas de deformação por transcorrência, enquanto o maciço sul, em forma de cunha, apresenta uma menor extensão em profundidade (5-7km).

Estas anomalias entre os dois maciços, refletem-se também nas propriedades físicas medidas (susceptibilidade magnética e radiometria), com o Maciço Norte de natureza magnética mais elevada e baixa radiometria, e o Ma-

ciço Sul, com níveis radiométricos mais elevados e baixa susceptibilidade magnética.

Do ponto de vista prospectivo, recomenda-se a investigação sobre os valores cintilométricos pontuais extremamente elevados (até 15.000cps) que se associam a litologias do Complexo Brusque, as quais podem indicar rochas de natureza alcalina ou mesmo concentrações de minerais radioativos.

Secundariamente, chama-se atenção para os picos gravimétricos detectados no Perfil LGSC-007, e para a anomalia magnética associada ao Maciço Valsungana Sul (km 30 do Perfil LGSC-006).

1.3 Propecção Geoquímica

Os resultados da prospecção geoquímica regional e detalhada, realizada em dois diferentes meios amostrais (sedimentos de corrente e concentrados de bateia), permitiram obter as seguintes conclusões após uma criteriosa avaliação integrada dos padrões geoquímicos de dispersão com as diferentes compartimentações geológicas caracterizadas pelo mapeamento das folhas Brusque e Botuverá:

a) a análise da variância, efetuada sobre as amostras de sedimentos de corrente associadas às rochas do Complexo Brusque e visando investigar as diferentes fontes de variação que compõem a variabilidade total dos resultados analíticos do projeto, revelou que 71,3% da variância total, em média, podem ser atribuídos a fatores naturais (geológicos, geomorfológicos, etc.). Esse valor indica que a estabilidade dos dados dos elementos testados (Cu, Pb, Zn, Co, Ni) permite uma interpretação segura dos resultados geoquímicos do projeto. O cobalto mostrou uma variância analítica relativamente elevada (20,6%), denotando possivelmente algum problema no equipamento utilizado. O zinco e o cobalto exibiram erros de amostragem também elevados (24,2% e 25,3%, respectivamente), indicando uma distribuição mais heterogênea nas drenagens da região.

b) o estudo orientativo, efetuado sobre vários filões quartzosos auríferos e com o objetivo de determinar o comportamento geoquímico dos elementos farejadores do ouro (Au, Ag, As, Sb, Bi) e dos elementos minerais sulfetados (Cu, Pb, Zn), conclui que o arsênio é o melhor elemento a ser utilizado no levantamento regional como farejador das mineralizações auríferas. O antimônio e o bismuto, via de regra, mostraram valores abaixo do limite de detecção do método empregado. O teste comparativo entre as frações granulométricas normalmente utilizadas nos levantamentos geoquímicos (-80 *mesh* e -120 *mesh*) revelou não existir uma diferença significativa entre os dois conjuntos de resultados analíticos, em termos de contraste nas áreas mineralizadas. Dessa forma, pode ser usada qualquer uma das duas frações nos estudos geoquímicos realizados em terrenos geológicos semelhantes.

c) o levantamento geoquímico regional por meio de sedimentos ativos de corrente não detectou nenhuma área específica com concentrações anômalas para os elementos pesquisados. Foi constatada apenas a presença de três estações de amostragem na Zona anômala 1 com teores elevados para flúor (420 a 460ppm), com duas delas exibindo valores fortemente elevados para boro e vanádio (espectrografia semiquantitativa). As bacias de captação dessas amostras estão associadas quase que inteiramente ao corpo granitóide - Fácies Guabiruba na localidade de Campo Novo (SE da folha).

d) o levantamento geoquímico por concentrados de minerais pesados definiu a presença de quatro bacias de drenagem com concentrações elevadas de minerais detríticos de importância econômica. As zonas anômalas 1, 2 e 3

revelam a presença de scheelita nas concentrações menor que 5% e 5-50% (análise mineralógica qualitativa); na porção sul da Zona anômala 1, em drenagens associadas somente à seqüência metavulcano-sedimentar, ocorre a presença constante de ouro metálico, com quatorze amostras com número de partículas entre 1 e 16, e outras duas com um número excepcionalmente elevado de partículas (46 e 57). A Zona anômala 4, em terreno de rochas granitóides, caracteriza-se pela presença de monazita em duas amostras com concentração entre 5-50% e outra com concentração menor que 5%. Em função do condicionamento geológico-estrutural e da ampla Distribuição areal dos minerais econômicos, a zona anômala 1 é aquela que apresenta o maior potencial para levantamentos prospectivos mais detalhados, especialmente para mineralizações auríferas.

2 Recomendações

Não obstante o mapeamento de semidetalhe (escala 1:50.000) realizado na Folha Brusque, com o auxílio de ferramentas multidisciplinares (petrologia, estrutural, litoquímica, geofísica aérea e terrestre e prospecção geoquímica) e dentro da nova sistemática do PLGB, que utiliza o método de trabalho em equipe em consonância com o apoio das universidades (consultoria) e de empresas privadas (análises), alguns problemas geológicos referentes à área mapeada ainda demandam trabalhos adicionais para sua correta definição.

Estes problemas ainda dependentes de um melhor entendimento se referem principalmente aos recursos minerais da área. Também, alguns aspectos referentes a petrologia, geologia estrutural e geocronologia demandam trabalhos adicionais em setores e/ou temas específicos da folha mapeada.

A seguir, serão apresentadas algumas recomendações aos órgãos governamentais, às universidades e à iniciativa privada, quanto a realização de trabalhos adicionais visando a solução de problemas, que embora equacionados no presente relatório, ainda demandam investigações complementares para um perfeito entendimento.

2.1 Recomendações aos Órgãos Governamentais e às Universidades

A não execução das datações geocronológicas previstas na programação do projeto deixou em aberto definições quanto à época de deposição e metamorfismo do Complexo Brusque.

Quanto à idade de deposição e metamorfismo da seqüência metavulcano-sedimentar do Complexo Brusque, recomenda-se novas datações geocronológicas, utilizando-se simultaneamente os métodos U/Pb, Sm/Nd e Rb/Sr em metavulcânicas ácidas e básicas sin-deposicionais e/ou sin-orogênicas, bem como em parametamorfitos regionais e de contato.

O entendimento dos processos evolutivos relacionados aos granito-gnaisses, milonito-gnaisses e migmatitos do Complexo Granito-Gnáissico deve ser buscado também nas áreas de ocorrências destes litótipos, situados a ESE da folha de Brusque. Neste sentido, recomenda-se o mapeamento da folha contígua de Camboriú, na escala 1:50.000, empregando-se a metodologia preconizada pelo PLBG. Problemas relacionados à natureza do embasamento dos metamorfitos do Complexo Brusque e sua evolução policíclica, bem como, um melhor entendimento da seqüência basal (?) vulcano-sedimentar do complexo, no que se refere à composição do vulcanismo, ambiente de deposição e importância metalogenética dos prováveis horizontes vulcano-exalativos poderão ser melhor esclarecidos com o mapeamento desta folha.

Como suporte à solução de problemas ligados às rochas infracrustais (Complexo Granito-Gnáissico e Complexo Granulítico de Santa Catarina) e suas relações com as supracrustais do Complexo Brusque, recomenda-se também a execução de mapas metalogenético-previsionais, na escala 1:250.000, das folhas Florianópolis (SG.22-Z-D) e Joinville (SG.22-Z-B), com a integração de dados preexistentes e se necessário, com a obtenção de novas informações.

2.2 Recomendações à Iniciativa Privada

A área mapeada não encerra depósitos significativos de bens minerais, até o momento conhecidos. Não obstante, os ambientes geológicos representados na folha mostram-se favoráveis a concentrações minerais econômicas, o que aliado a ocorrências e indícios minerais já conhecidos, tornam a área de interesse à iniciativa privada para a pesquisa de recursos minerais.

Metalogeneticamente, a área configura-se como mais promissora a conter mineralizações econômicas de ouro e sulfetos maciços.

No que diz respeito ao ouro, com maior número de ocorrências, garimpos e indícios conhecidos, os trabalhos do projeto permitiram associar as concentrações econômicas às remobilizações epigenéticas relacionadas a intrusões de corpos ígneos (granitóides e subvulcânicas), por sua vez associadas às estruturas das fases transcorrentes brasilianas (D_{3-4}). Dentro deste enfoque, recomenda-se a pesquisa de ouro em filões de quartzo, encaixados preferencialmente ao longo de fraturas de direção geral E-W a NE-SW, a exemplo das ocorrências de Carneiro Branco e Braço do Cristalina (folha contígua de Botuverá), notadamente nas porções apicais dos corpos graníticos.

No que se refere às mineralizações de sulfetos maciços, não são conhecidos na área estudada, até o momento, jazimentos significativos. No entanto, os trabalhos de campo permitiram localizar alguns indícios, que aliados às anomalias geofísicas e ao ambiente promissor vulcano-exalativo, representado por quartzo-turmalinitos bandados (exalitos), metavulcânicas básico-ultrabásicas e prováveis formações ferríferas bandadas (fácies óxido e silicato), na região de rio do Oliveira, no quadrante SE da Folha Brusque, tornam a seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Brusque promissora a este tipo de mineralização, na região considerada. Nesta região, foram detectados também significativos indícios para ouro, através de concentrados de bateia, embora sem identificar sua fonte primária. A presença de ouro sedimentogênico associado aos níveis exalíticos, embora de concentração não-econômica (a nível de ppb), permite recomendar a pesquisa de sulfetos maciços e ouro associado em litótipos desta seqüência, na região de rio do Oliveira.

3

Informações Geradas

Os levantamentos realizados na Folha Brusque proporcionaram a obtenção das informações quantificadas no Apêndice I e dos documentos listados a seguir:

3.1 Ilustrações e Inseridas no Texto

- Figuras, gráficos e tabelas;
- Carta geoquímica simplificada e reduzida;
- Mapas e perfís geofísicos reduzidos.

3.2 Documentos Anexos

- Carta Geológica;
- Carta Metalogenética-Previsional;
- Carta de Pontos de Afloramentos.

3.3 Documentos Disponíveis em Arquivo Magnético

- Fichas de afloramentos;
- Fichas de análises petrográficas;
- Cadastro geoquímico com dados analíticos e de campo das amostras analisadas.

3.4 Documentos Disponíveis no DNPM/CPRM

- Mapa de pontos de afloramentos, de amostras coletadas e de amostras analisadas - escala 1:50.000;
- Mapa de pontos de amostragem de sedimentos de corrente e de concentrados de bateia - escala 1:50.000;
- Mapa geoquímico - escala 1:50.000;
- Mapa de atitudes de foliações e acamadamento - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno do canal de contagem total - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno do canal de Urânio - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno do canal de Potássio - escala 1:50.000;

- Mapa de contorno da razão U/Th - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno da razão Th/K - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno da razão U/K - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno do campo magnético Total - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno de susceptibilidade Magnética Aparente - escala 1:50.000;
- Mapa de contorno da primeira derivada com redução ao pólo - escala 1:50.000;
- Mapa de Continuação para cima (1.000m) - escala 1:50.000.
- Mapas de serviço (escala 1:25.000) - com localização dos pontos descritos e amostrados;
- Mapas geológicos de serviço (escalas 1:25.000 e 1:50.000);
- Fotografias aéreas em preto e branco (escala 1:25.000) - com plotagem dos afloramentos descritos.

Referências Bibliográficas

ABREU,S.F. de .1945. Santa Catarina, Riquezas Minerais. *In*: Fundamentos Geográficos da Mineração Brasileira. *Revista Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro (1):90-91.

ABREU, S.F. de .1962. *Recursos Minerais do Brasil*, Rio de Janeiro: Instituto Nacional de Tecnologia, Mineração, Indústria e Comércio. v.2.

ALBUQUERQUE, L.F.F. de; ARIOLI, E.E.; DIAS, A. de A.; KIRCHNER, C.A. 1971. Geologia das Quadrículas de Blumenau e Joinville, Santa Catarina. Porto Alegre: DNPM/CPRM. 101p.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1948. Contribuição à Geomorfologia da Região Oriental de Santa Catarina. *In*: *Anais da Ass. de Geogr. Bras.*, São Paulo. 2 (1):10-38.

ALMEIDA, F.F.M. de .1949. Novo Campo de Riolitos e Tufos no Sul do Brasil. *Mineração & Metalurgia*, 14 (82):101-103.

ALMEIDA, F.F.M. de .1953. Contribuição à Geomorfologia da Região Oriental de Santa Catarina. *In*: *Assoc.Geogr.Bras.*; São Paulo, 3 (1):10-37.

ALMEIDA, F.F.M. de. 1967. Origem e evolução da Plataforma Brasileira. *Boletim DGM*, (241). 36 p.

ALMEIDA, F.F.M. de & Hasui, Y. 1984. *Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Edgard Blucher.

ARNDT, N.T. & NISBET, E.G. 1982. *Komatiites* London. George Allen & Unwin. 526 p.

ASPLER, L.B. & DONALDSON, J.A. 1985. The nonacho basin (Early Proterozoic) northwest territories, Canada: sedimentation in a strik-slip setting - Separata s.n.t. p. 193-209.

AUMOND. J.J. 1971. *Relatório de Pesquisa - Jazida Tomio*. Brusque: Mineração e Cimento Vale do Itajaí. 38 p. (Inédito).

BARBOSA, C. de L. 1950. Ocorrências minerais da região de Brusque. *Revista de Química Industrial*. São Paulo: 238-243.

BASEI, M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. São Paulo: USP. 196 p. (Tese de Doutoramento. IG/USP. Inédito).

BASEI, M.A.S. 1990. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. In: Cong. Bras. Geol., 36, natal, 1990. *Anais*... Natal: *SBG*. v.6 p. 2649-2657.

BASEI, M.A.S. & CORDANI, U.G. 1984. Evolu-

ção Geológica do Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina. In: Cong.bras. Geol., 33, rio de janeiro, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro: *SBG*. p. 2885-2888.

BASEI, M.A.S. & TEIXEIRA, W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano – Eo-Paleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L.C. da & BORTOLUZZI, C.A., eds. *Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis; DNPM/SCTME, p. 91-129.

BASEI, M.A.S. & KAWASHITA, K. & SIGA Jr., O. 1987. Idade, características litoestratigráficas e estruturas do Grupo Itajaí, Santa Catarina. In: Simp. Sul-Bras. Geol., 3, Curitiba, 1987. *Atas*... Curitiba: *SBG*. v.1. p. 93-106.

BESWICK, A.E. 1982, Some geochemical aspects of alteration and genetic relations in komatiitic suites. In: ARNDT, N.T. & NISBET, E.G.; ed. *Komatiites*. London: George Allen & Unwin. p. 283-308.

BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. 1978. A corretion procedure for metasomatism in an Archean Greenstone Belt. *Precambrian Research*,6:235-248.

BHATIA, M.R. 1985. Rare earth element geochemistry of Australian Paleozoic graywackes and mudrocks: provenance and tectonic control. *Sedimentary Geology*, 45:97-113.

BIONDI, J.C. 1979. Correção quantitativa dos efeitos de metassomatismo em rochas vulcânicas básicas: exemplo dos metabasitos do Espinhaço Meridional (MG-Brasil). *Revista Brasileira de Geociências*, 9:89-115.

BORBA, C .1985. *O Pré-Cambriano do Leste de Santa Catarina:* Relatório Final. Curitiba. CNPq. (Rel. Inédito).

BORBA, C.& LOPES, O.F. 1983. Geologia do Pré-Cambriano da Região de Piçarras-Balneário Camboriú, no Estado de Santa Catarina. In: Simp. Reg. Geol., 4, São Paulo, 1983. *Boletim de Resumos*... São Paulo: *SGB* p. 14.

BORBA, C. & LOPES, O.F. 1985. O Grupo Brusque e seu embasamento na região de Itapema (SC). In: Simp. Sul-Bras. Geol., 2, florianópolis, 1985. *Anais*..., Florianópolis: *SBG*. p. 24-31.

BOWMAN, H.N. 1977. *Mine Data Sheets and Metallogenet Study; Forbes 1:250.000 Metallogenic Map*. s.l.: Geol. Survey of New South Wales. 1 mapa.

BOWMAN, H.N. & STEVENS, B.P.O. 1978. The Philosofy, Design and Application of the New South Wales Geologial Survey Metallogenetic Mapping Programs. *Jour. of the Geol. Survey of Australia*, 25(3): 121-140, 1978, il.

BRGM./UNESCO. 1968-1970. *Carte Metallogenetique de L'Europe*, escale 1:2.500.000. Paris. 1 mapa.

BRGM. Service Geologique Nationel. 1975. *Carte Metallogenetique des Massifs des Vosgues e de la Foret Noire*, escale 1:400.000. Paris. 1 mapa.

BROWN, G.C. THORPE, R.S. & WEBB, P.C. 1984. The Geochemical characteristics of granitoids in contrasting areas and comments on magma sources. *Journ. of the Geol. Society of London*. 141: 413-426.

CALDASSO, A.L.S.; CAMOZZATO, E.; RAMGRAB, G.E. & SILVA, M.A.S. da 1988. Os Granitóides Valsungana, Guabiruba e Faxinal no contexto dos metamorfitos do Complexo Brusque, SC. In: Cong. Bras. Geol., 35, belém, 1988. *anais*..., Belém: *SBG*. v.3; p. 1104-1116.

CALDASSO, A.L.S. & RAMGRAB, G.E. 1989. Contribuição à Geotectônica do Escudo Catarinense. In: Simp. Sul-Bras. Geol., 4, *Atas*... Porto Alegre: SBG.

CALDASSO, A.L. da S.; KREBS, A.S.J.; SILVA, M.A.S.; CAMOZZATO, E. & RAMGRAB, G.E. (em preparação). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Folha Botuverá, SC*. Porto Alegre.

DNPM/CPRM.
CARMICHAEL, I.S.E.; TURNER, F.J. & VERHOOGEN, J. 1974. *Igneous Petrology*. New York: McGraw-Hill. 1v.
CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. & THOMAZ Fº, A. 1974. Esboço da diferenciação tectônica do Pré-Cambriano Superior no sul-sudeste do Brasil. In: Cong. Bras. GeoL., 28. Porto Alegre, 1974. Resumo Comunicações *Bol.* nº 1... Porto Alegre: *SBG*. p. 698-70.
CARVALHO, P.F. de. 1937. Geologia de Anitápolis. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*. 2 (7): 21-24.
CARVALHO, P.F. & PINTO, E.A. 1938. Reconhecimento Geológico no Estado de Santa Catarina. *Boletim DGM*, Rio de Janeiro, (92). 30 p.
CASSEDANNE, J.P. & CASSEDANNE, O. 1974. Étude minerologique, chimique et diffractometrique de quelques wolframites du Brésil. *Revista Brasileira de Geologia*, 4 (2):67-79.
CASSEDANNE, J. & LASSERE, M. 1969. Étude geologique et analyse isotopique, par le méthode au plomb, de quelques galenas du Brésil. *Bolletin. BRGM,* Deuxième Série-Section IV, (1):71-87.
CASSEDANNE, J.P. & MELLO, Z.F. de. 1967. Estudo geológico da mina de Ribeirão de Prata, SC. *Engenharia, Mineração e Metalurgia*, 45 (269):207-14.
CASTRO, E.C. de & CASTRO, V.H.S. de. 1969. *Geologia da Quadrícula de Laguna, Santa Catarina*, Porto Alegre: DNPM. 38 p. (Relatório Inédito).
CHAPPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology*, 8: 173-4.
CHAYES, F. 1977. The oceanic basalt-trachyte relation in general and in the Canary Island. *American Mineralogist*, 62: 666-71.
CHIODI, Fº, C.; MORGTZSHON, J.S.; SANTOS, J.F. dos, SOARES, P.C. 1987. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha, Vale do Ribeira, PR. In: SIMP. SUL-BRAS.GEOL., 3, Curitiba, 1987. *Atas...*, Curitiba: *SBG*. p. 51-58.
CORDANI, U.G. 1974. Considerações sobre as determinações geocronológicas disponíveis nas Folhas de Asunción e Curitiba. In: Mônaco, O.A. *et al. Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Folha Asunción – SG.21 e Folha Curitiba – SG-22.* Brasília: DNPM, p.58-67.
CORDANI, U.G. 1980. Interpretação de dados geocronológicos 1ª parte. Fundamentos de Interpretação Geocronológica. In: Cong. Bras. Geol., 31, Bal. Camboriú, 1980. *Anais*...Florianópolis. *SBG*. 6:4-22.
COUTINHO, J.M.U. 1971. Estado atual de conhecimentos do Pré-Cambriano Superior Sul-Brasileiro; uma síntese. In: Cong. Bras. Geol., 25, São Paulo, 1971. *Anais*... São Paulo: *SBG*. v.1; p.83-92
COWARD, M.P. 1986. Heterogeneous stretching, simple shear and basins develoment. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.
CULLERS, R.L. & GRAF, J.L. 1984. Rare earth elements in igneous rocks of the continental crust: predominantly basic and ultra-basic rocks. In: HENDERSON, P.; ed. *Rare earth element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. p. 237-274.
DAITX, E.C. 1979. *Projeto Guaratubinha - Piên*. Brasil. São Paulo: DNPM/CPRM. 184p. (Relatório Inédito).
DEBON, F. & LE FORT 1983. A chemical-mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of the Royal Society of Edinburgh Earth Sciences*, 73 :135-149.
DELGADO, I. de M. 1987. *Diretrizes para representação cartográfica em mapas metalo-*

genético-previsional na escala 1:100.000. Salvador: CPRM. 52 p.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSMAN, J. 1981. *Mi-nerais Constituintes de Rochas.* Lisboa, Caloust Gulbenkian: 558 p.

DNPM/CPRM. 1978. *Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul;* Levantamentos Aeromagnetométrico e Aerogamaespectrométrico da Serra do Mar entre Santa Catarina e Paraná, Folha SG-22-Z-D (Florianópolis). Porto Alegre.

DNPM/CPRM. 1979. *Projeto Eletromagnético Botuverá*; Magnetometria e Eletromagnetometria: Relatório Final Porto Alegre: DNPM/CPRM/LASA.

DUTRA, E.B. 1926. Reconhecimento Topográfico e Geológico no Estado de Santa Catarina. *Boletim DGM*, (21): 31-56

EBERT, H. 1971. O Grupo Guaratubinha no Norte do Estado de Santa Catarina. In: Cong. Bras. Geol., 25. Sào Paulo, 1971. *Anais...* São Paulo: *SBG.* v.1; p. 147-165.

ESPANHA. Ministério da Indústria. Plan. Nacional de La Mineria. 1972. *Programa Nacional de Investigacion Minera*; mapa metalogenético. s.l. 157 p.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. 1978. Rare earth abundances in chondritic meteorites.

FEIGENSON, M.D.; HOFMANN, A.W. & SPERA, F.J. 1983. Case studies on the origin of basalt. II. the transition from tholeiitic to alkalic volcanism on Kohala volcano, Hawaii. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 84: 390-405.

FERREIRA, C.J. & WERNICK, E. 1975. Petrografia de granitóides dos Estados do Rio Grande do Sul e Santa Catarina (Breve Comunicação). In: Simp. Sul-Bras. GeOL., 2, Florianópolis, 1985. *Anais* ... Florianópolis, *SBG.* p. 124-125

FERREIRA, E.O. 1972. Carta Tectônica do Brasil: Notícia Explicativa. Rio de Janeiro: *DNPM.* 19 p. (*Boletim* nº 1).

FIGUEIREDO, M.C.H. 1985. Introdução à Geoquímica dos Elementos de Terras-Raras. *Boletim IG-USP*, Científica., 16: 15-31.

FIORI, A.P. 1985a. Aplicação do Modelo de Cisalhamento Simples na análise da deformação dúctil de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de Geociências*, (36): 31-40.

FIORI, A.P. 1985b. A Falha da Lacinha no Pré-Cambriano Paranaense: reflexo de uma falha profunda? *Bol. Paranaense de Geoc.*, (36). 14 p.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-43.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-Riograndense, Camboriú, SC. In: Cong. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Florianópolis: *SBG.* p. 2879-2892.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; FACCINI, U.F.; PAIM, P.S.G. & LAVINA, E.L. 1985. Revisão na Estratigrafia das Molassas do Ciclo Brasiliano do Rio Grande do Sul. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2, Florianópolis, 1985. *Anais...* Florianópolis: *SBG.* p. 477-491.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; MACHADO, R. & GOMES, C. 1987. Observações sobre o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio e correlações com o escudo do Rio Grande do Sul. In: Simp.Sul-Bras.Geol., 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba: *SBG.* v.2; p. 791-809.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. & SOLIANI Jr., E. 1984. Compartimentação Tectônica do Cráton do Rio de La Plata. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: *SBG.* v.5; p. 2423-2434.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. & SOLIANI Jr., E. 1982a. A evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano: uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: *SBG*. v.1; p. 13-23.

FRAGOSO CESAR, A.R.S.; WERNICK, E. & SOLIANI, Jr., E. 1982b. Associações petrotectônicas do Cinturão Dom Feliciano (SE da Plataforma Sul-Americana). In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. *Anais* do... Salvador: *SBG*. v.1; p. 1-12.

FREITAS, R.O. 1945. O Conglomerado do Baú. *Bol. Inf. Fac. Fil. Cienc. e Letr. da USP*, São Paulo. (Geol. nº 2): 37-115.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J. & TREIN, E. 1967. A Formação Guaratubinha. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M.; eds. *Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná*. (*B. Paran. Geoci.* Curitiba. nº 23-25.) p. 237-255.

GIBBS, A.D. 1984. Structural evolution of extensional basin margins. *Jour. Geol. Soc. of London*, 141:609-620.

GILLIGAN, L.P. 1975. Part 1: *mine data sheets to accompany metallogenic map Camberra. 1:250.000 sheet*. s.l.: Geological Survey of New South Wales. 297 p.

GLICKSON, A.Y. & HICKMAN, A.H. 1981. Geochemical stratigraph and Petrogenesis of Archean Basic-Ultrabasic Volcanic units, eastern Pilbara Block, Western Australia. In: GLOVER & GROVES. 1981. *Archean Geology International Simposium*, 2. p. 237-300.

GUILD, P.W. 1981. *Preliminary metallogenetic map of north America: a numerical listing of deposits*. s.l.: Geological Survey. 12 p. (Geological Survey Circular, 858a).

GUINEBERTEAU, B.; SOUCHEZ, J.L. & VIGNERESSE, J.L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by puli-apart along a shear zone: structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geol. Soc. of Am. Bull.*, 99-763.

HARALYI, N.L.E.; HASUI, Y. & KAUL, P.F.T. 1982. Dados Gravimétricos da região costeira do Paraná e Santa Catarina e sua interpretação estrutural. In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: *SBG*. v.1; p. 64-67.

HARTMANN, L.A. 1976. Ocorrência de granulitos em Luis Alves, SC. In: Cong. Bras. Geol., 29, Belo Horizonte. *Res. das Comunicaçõ-es...* Belo Horizonte: *SBG*.

HARTMANN, L.A. 1981. *Petrogênese dos Granulitos e Ultramafitos de Luis Alves, SC*. Porto Alegre: UFRGS. 104 p. (Tese de Doutorado - UFRGS - Inédito).

HARTMANN, L.A. & NARDI, L.S.V. 1980. A Boudinagem dos ultramafitos do Complexo Granulitico de Santa Catarina da região de Luis Alves. *Acta Geológica Leopoldensia*. São Leopoldo, *3*(6):93-112.

HARTMANN, L.A.; NARDI, L.S. & CUPERTINO, J.A. 1979a. A cataclase nos Granulitos de Luis Alves (SC). In: *Acta Geologica Leopoldencia, 3*(6): 29-44.

HARTMANN, L.A.; SILVA, L.C. & ORLANDI Fº, V. 1979b. O Complexo Granulítico de Santa Catarina: Descrição e Implicações Genéticas. *Acta Geologica Leopoldensia*, São Leopoldo. *3*(6): 93-112.

HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R. & COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira Geociências 5*(4): 257-266.

HENDERSON, P; ed. 1984. *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam: Elsevier. 510 p.

HENRY, J. 1983. *Méthodes modernes de geologie du terrain*. Paris: Technip. 183 p.

HERRON, M. 1988. Geochemical classification of terrigenous sands and shales from core or log data. *Journal of Sedimentary Petrology*,

58(5): 820-9.
HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIANS, P.F. 1981. *Geologia Estructural.* Omega: Barcelona. 518 p.
HORBACH, R. & FERREIRA, J.A. 1974. *Projeto Lajeado Alto.* Porto Alegre: DNPM/CPRM. 51 p. (Relatório Final).
HORBACH, R. & MARIMOM, R.G. 1982. Contribuição a Geologia do Distrito de Fluorita de Santa Catarina, Brasil. *Projeto RADAMBRASIL*, Bol. Técn. nº 1, Série Geologia, Salvador. 104 p.
HUGHES, C.J. 1982. *Igneous Petrology.* Amsterdam: Elsevier. 551 p.
ISSLER, R.S. 1979. A região de dobramento sudeste: sítio de mobilidade ensiálica ou faixa magmática de colisão continental no Evento Geodinâmico brasiliano? in: Simp. Reg. Geol., 2, Rio Claro, 1979. *Programa e Resumos.* Rio Claro: *SBG.* p. 08.
ISSLER, R.S. 1982. Evento Geodinâmico Brasiliano – Fechamento de Oceano e colisão continental dos Cráton Rio de La Plata e Dom Feliciano: Granitos a duas micas e ofiolitos. In: Cong. Bras. Geol., 32. Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: *SBG.* v.3; p. 24-36.
ISSLER, R.S. 1983. Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. In: Simp. Sul-Bras. Geol. 1. Porto Alegre, 1983. *Atas...* Porto Alegre: *SBG.* p.19-36.
ISSLER, R.S. 1984. *Granitos e granitóides da Região Sul.* Florianópolis, Projeto RADAMBRASIL. 54 p. (Relat. Interno RADAMBRASIL, 656-G).
ISSLER, R.S. 1985. Bacia Periférica Camaquã-Itajaí: Elemento Tectônico Desenvolvido pela, Tectônica de Placas. In: Simp. Sul-Bras. Geol., 2, Florianópolis, 1985. *Anais...* Florianópolis, *SBG.* p. 184-196.
ISSLER, R.S. da & FREIRE, F.A. 1985. A diversidade dos granitóides da Região Sul do Brasil. In: Simp. Sul-Bras. GeoL., 2, Florianópolis, 1985. *Anais...* Florianópolis, *SBG.* p. 89-101.
JAMIESON, R.A. 1977. A Suíte of alkali basalts and gabros associated a with the Hare Bay Allochthon of Western Newfondland. *Canadian Jornal of Earth Sciences*, 14(3):346-356.
JOST, H. 1981. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region; southern Brazil.* Athens: University of Georgia. 208 p. (Dissertação de Doutorado).
JULIANI, C.; BELJAVSKIS, P. & SCHORSHER, H.D. 1986. Petrogenesis do Vulcanismo e Aspectos Metalogenéticos associados: Grupo Serra do Itaberaba na Região de São Roque-SP. In: Cong. Bras. Geol., 34, Goiânia, 1986. *Anais...* Goiânia: *SBG.* v.3; p. 730-750.
KAUL, P.F.T. 1976a. Origem do Granodiorito Valsungana no Norte do Estado de Santa Catarina. In: Cong. Bras. Geol., 29, Ouro Preto, 1976. *Anais...* Ouro Preto, *SBG.* p. 283.
KAUL, P.F.T. 1976b. Projeto Brusque – Serra do Taboleiro. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 165 p. (Relatório Inédito).
KAUL, P.F.T. 1979. Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico do Nordeste de Santa Catarina e Leste do Paraná: reavaliação de dados e correlações com a África. In: Simp. Reg. GeoL., 2, Rio Claro. *Atas...* Rio Claro: *SBG.* v.1; p. 1-15.
KAUL, P.F.T. 1980. O Cráton de Luís Alves. In: Cong. Bras. Geol., 31, Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...* Florianópolis: *SBG.* v.5; p. 2677-81.
KAUL, P.F.T. 1984. Significado dos granitos orogênicos da Suíte Intrusiva Serra do Mar na evolução da Crosta do Sul-Sudeste do Brasil, no âmbito das folhas SC. 21 – Curitiba e SC. 23 – Iguape. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro, SBG. v.1; p. 2815-2825.

KAUL, P.F.T. 1985. Magmatismo e Evolução da Crosta no Sul-Sudeste do Brasil, durante o Proterozóico Superior – Eo-Paleozóico (breve comunicação). In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2, Florianópolis, 1985. *Anais*... Florianópolis:SBG. p. 126-127.

KAUL, P.F.T.; COUTINHO, J.B.L. & ISSLER, R.B. 1982. O Episódio Campo Alegre. In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. *Anais*... Salvador: *SBG*. v.1; p. 47-54.

KAUL, P.F.T. & RHEINHEIMER, D.1974. *Projeto Ouro no Rio Grande do Sul e Santa Catarina*: Relatório Final. Porto Alegre: DNPM/CPRM. v.1; (Relatório Inédito).

KAUL, P.F.T. & TEIXEIRA, W. 1982. Archean and early proterozoic complexes of Santa Catarina, Paraná and São Paulo states, southeastern Brasil: an outline of their geological evolution. In: ISAP. *Rev. Brasileira Geoc.*, 12(1-3): 172-182.

KEQUIN, N.X.; GUO, U.; HU, S.; JI, S.; SHI, Y.; WANG, Z.; SUN, M. MOU, W.; LIN, C.; YE, S. 1980. Investigation on the time and space distribution of the granitic rocks of southeastern China, their petrografic evolution petrogenetic types and metallogenetic relations. *J. of. Nanquin University Special Publication.*

KOTSCHOUBEY, B. 1977. *Projeto Blumenau (Soc - 2)*. São Paulo: DOCEGEO. 40p (Relat. Inéd.).

KREBS, A.S.J.; CALDASSO, A.L.S.; LOPES, R.C. 1988. Interpretacão preliminar da seqüência deposicional da Bacia do Itajaí na área na Folha Botuverá – SC. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. *Anais*... Belém: *SBG*, v.2; p. 592-605.

KREBS, A.S.J.; SOUZA, E.C. & POMERANCBLUM, M. 1978. Estudo preliminar de alguns zircões do Granito da Catinga, leste de Santa Catarina. In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. *Anais*... Recife: *SBG*. v.6; p. 2609-2617.

KRÖNER, A. 1982. Rb-Sr geochronology and tectonic evolution of the Pan-African Damara belt of Namíbia, Southewestern Africa. *An. Journal Geoph. Res.*, 282: 1471-1507.

KRÖNER, A. 1981. *Precambrian Plate Tectonics*. Amsterdam, Elsevier: 781 p.

KRÖNER, A. 1983. Proterozoic mobile belts compatible with the plate tectonic concept. *Geological Society of America*, Memoir (161):59-74. (Proterozoic Geology, Selected Paper from an International Proterozoic Symposium).

KUNO, H. 1967. Diferentiation of basaltic magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. *Basalts*: the Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition. New York: Interscience, v.1 p. 263-288.

LAGARDE, J.L. & MICHARD, A. 1986. Stretching normal to the regional thrust displacement in a thrust - wrench shear zone, Rehamna Massif, Morocco. *Journal of Structural Geology*, 8(4):483-492.

LAMEYRE, J. 1987. Granite and evolution of the crust. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 349-359.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. 1982. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Jounal of Volcanology and Geothermal Research*, 14: 169-186.

LA ROCHE, H. de. 1980. Granites chemistry through multicationic diagrams. *SCI de La Terre Inf. Geol.*, 13: 65-88.

LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alcali-silica diagram. *Journal of Petrology*, 271(3): 745-750.

LEONARDOS, O.H. 1942. Minérios de Tungstênio do Brasil. *Mineração e Metalurgia*, 6(233): 237-241.

LOCZY, L. de. 1966. Evolução Paleogeográfica

e Geotectônica da Bacia Gonduânica e seu embasamento. *Boletim DGM* (234), 71 p.

LOCZY, L. de. 1968. Contribuição ao Estudo do Magmatismo Mesozóico da Bacia do Paraná. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*. Supl. 40: 167-181.

LOTTERMOSER, B.G. 1989. Rare earth element study of exhalites within the Willyama Supergroup, Broken Hill Block, Australia. *Mineralium Deposita*, 24(2): 92-99.

LUDDEN, J.; GÉLINAS, L.; TRUDEL, P. 1982. Archean metavolcanics from the Rouyn – Noranda district, Abitibi Greenstone Belt. Quebec 2 Mobility of trace elements and protogenic constraints. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 19: 2276-2287.

MAACK, R. 1947. Breves notícias sobre a geologia dos estados de Santa Catarina e Paraná. *Arquivo de Biologia e Tecnologia*, Curitiba, 2: 65-154.

MAACK, R. 1961. Sobre a ocorrência de granitos no estado do Paraná e sua posição dentro das fases orogenéticas algonquianas. *Bol. Univ. Paraná, Geol.*, nº 4, 52 p.

MACEDO, M.H. de F. 1981. *Les Systemes isotopiques Rubidium strontium et Potassium – Argon dans les argiles extraites de sediments carbonates: Application a la datation du Proterozoique sedimentaire du Brésil dans les Etats de Bahia et Santa Catarina.* Strasbourg: Université Louis Pasteur. 119p. (Tese - Doocteur - Engenieur - Université Louis Pasteur - França - Inédito).

MACEDO, M.H.F.; BASEI, M.A.S.; BONHOMME, M.P.; KAWASHITA, K. 1984. Dados Geocronológicos referentes às rochas metassedimentares do Grupo Itajaí (SC). *Revista Brasileira de Geociências*, 14(1): 30-34.

MANTOVANI, M.S.M.; HAWKESWORTH, C.J. & BASE, M.A.S. 1987. Nb and Pb Isotope Studies Beasing on the Central Evolution of South-Eastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências, 17*:263-268.

MATSON, C.R. 1975. Part 1: mine data sheets to accompany metallogenic map Dubbo 1:250.000 sheet. Part 2: a metallogenic study of Dubbo 1:250.000 sheet. s.l.: Geological Survey of New South Wales.

MATTAUER, M. 1976. Las deformaciones de los materiales de la corteza terrestre. Barcelona: OMEGA. 524 p.

MCKENZIE, D. 1978. Some remarts on the development of sedimetary basins. *Earth and Planetary Science Letters*, 40: 25-32.

MCKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H. & GUILFORD, C. 1984. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Harlow. Longman. 148 p.

MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. 1984. Archean sedimentary rocks and their relation to the composition of the Archean continental crust. In: KRONER, A.; HANSON, G.N.; GOODWIN, A.M. ed. *Archean Geochemistry*. the origin and evolution of the Archean continental crust. Berlim, Spring-Verlag. p. 47-72.

MINIOLI, B. 1972. *Áspectos geológicos da região litorânea entre Piçarras e Barra Velha, SC.* (Tese Doutorado – Instituto de Geociências USP – Inédito).

MINIOLI, B. 1976. Dados geocronológicos de rochas do Grupo Tabuleiro (SC). In: Cong. Bras. Geol., 29. Ouro Preto, 1976. *Resumos...* Ouro Preto: *SBG*. p. 179.

MIYASHIRO, A. 1975. *Metamorphism and metamorphic belts*. London: George Allen & Unwin. 492 p.

MOINE, M.M.B.; LA ROCHE, H. de 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. C.R. Acad., Sc., Sèr D., Paris, V. 267, p. 2084-2087.

MÔNACO, O.A.; ZIR FILHO, J.A. & VALENTINI, N.1974. *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Asunción-SG. 21 e Folha Cu-*

ritiba-SG. 22. Brasil. Brasília. 83 p: DNPM.
MORAES, L.J. de. 1956. *Recursos Minerais da Bacia Paraná - Uruguai.* São Paulo, Comissão Interestadual da Bacia Paraná-Uruguai, 1956. p. 1-157.
MOREIRA, M.L.O. & MARIMON, M.P. 1980. Ensaio Petrográfico e Petroquímico das rochas do fácies granulito, Complexo Granulítico de Santa Catarina, Folha SG. 22-2228. In: Cong. Bras. Geol., 31, Balneário Camboriú, 1980. *Anais* Florianópolis: *SBG.* v.4; p. 2119-2133.
MUECKE, C.K. & CLARKE, D.B. 1981. Geochemical evolution of the South Montain Batholith, Nova Scotia rare-earth-element evidence. *Canadian Mineralogist*, 19: 133-145.
NAKANO, S. 1969. *Relatório dos trabalhos de pesquisa na jazida de Sertão dos Macacos, distrito e município de Camboriú, SC.* Itajaí, SC: CCCP. 10 p. (Relatório Inédito).
NAQVI, S.M. 1976. Physico-chemical conditions during the Archean as indicated by Dharwar Geochemistry. In: WINDLEY, B.F. ed. *The early history of the earth.* London, John Wiley & sons. p.289-298.
NARDI, L.V.S. 1989. Geoquímica dos Elementos Terras- Raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: *Geoquímica dos Elementos Terras-Raras no Brasil.* Rio de Janeiro. DNPM/CPRM/SBGq. p. 71-82.
OLIVEIRA, A.I. de & LEONARDOS, O.H.1943. *Geologia do Brasil.* 2. ed. Rio de Janeiro: Ministério da Agricultura. v.2; p. 206-28.
ORLANDI, Fº, V. & SILVA, L.C. 1979. Mapa de Fáceis Metamórfica do estado de Santa Catarina - escala 1:1000.000. *Acta Geologica Leopoldensia.* São Leopoldo. 3(6):125-33.
ORLANDI, Fº, V.; PIMENTEL, G. de B.; RAMGRAB, E.; CAMOZZATO, E. (em preparação). *Projeto de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Folha Piratini*, RS. Porto Alegre: DNPM/CPRM.
PEARCE, J.A. & GALE, G.H. 1977. Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous hast rocks. In: Volcanic processes in orogenesis. *Geological Society of London*, (7): 14-24.
PEARCE, J.A. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundanes. In: R.S. THORPE (editor). *Andesites*, Willey, New York, p. 525-548.
PEARCE, J.A. & CANN, J.R. 1982. Trace element characteristics of lavas from destructive plate boundaries In: THORPE, R.S.; ed. *Andesites.* New York: John Wiley & Sons. p. 505-548.
PETTIJOHN, F.J. 1971. *Sedimentary rocks.* 2 ed. New York: Harper. 718 p.
PETRI, S.; COIMBRA, A.M.; AMARAL, G., PONÇANO, W.L.1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. *Revista Mineira Geociências* 16(4): 370-415
PIATNICK, S.D. & RIBEIRO, M. 1969. *Relatório de vistoria à área de tungstênio do Cerro da Catinga, município de Nova Trento, Santa Catarina.* Porto Alegre: DNPM (Relat. Inéd.).
PINTO COELHO, C.V. 1987. Petrografia e Petroquímica do Granito Serra do Carambú - Paraná. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 3, Curitiba, 1987. *Atas...* Curitiba: *SBG.* v.2, p. 551-570.
PIRES, F.A. 1988. Uma nova concepção para os ambientes do Grupo Açungui, na região de Iporanga e Apiaí, sul de São Paulo. In: Cong. Bras. Geol., 35, Belém, 1988. *Anais...* Belém: *SBG.* v.2, p. 606-611.
PITCHER, W.S. 1982. Granite type and tectoonic environment. In: HSU, K.J.; ed. *Mountain Building Process.* New York: Academic Pres. p. 18-40.
PORADA, H. 1979. The Damara – Ribeira Orogen of the Pan-African – Brasiliano cycle in

Namibia (southwest Africa) and Brasil as interpreted in terms of continental collision. *Tectonophysics*, 57: 237-265.

PORADA, H. 1989. Pan-African Rifting and Orogenesis in southern to equatorial Africa and eastern Brasil. *Precambrian Research*, 44: 103-136.

PUTZER, H. & MIRANDA, R. 1952. *Relatório sobre Mina de Wolframita "Morro da Catinga", município de Nova Trento, Santa Catarina*. Porto Alegre: DNPM (Relat. Inéd.).

RAMSAY, J.G. 1962a. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *Journal of Geology*, 70:466-481.

RAMSAY, J.G.1962b. The Geometry of Conjugate Fold Sistems. *Geological Magazine*, 99(6):516-526.

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

RAPELA, C.W. & CAMINOS, R. 1987. Geochemical characteristics of the upper Paleozoic magmatism in the Eastern Sector of North Patagonian Massif. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(4): 535-543.

RIDLEY, J. 1986. Parallel Stretching Lineations and fold axes oblique to a shear displacement direction - a model and observations. *Journal of Structural Geology*, 8(6): 647-653.

ROUTHIER, P. 1963. *Les gisements métallifères*. Paris. Masson. 2 v.

SÁ, J.H. da S. 1983. *Mapa Metalogenético do Estado da Bahia*: com texto explicativo. escala 1:1.000.000. Salvador: SME. 62 p.

SALAMUNI, R.; BIGARELLA, J.J. & TAKEDA, F.K. 1961. Considerações sobre estratigrafia e tectônica da Série Itajaí. *Boletim Paranaense de Geografia*, Curitiba, (4-5): 188-201.

SANTA CATARINA. Secretaria da Indústria e do Comércio. Companhia de Distritos Industriais de Santa Catarina. 1985. *Sinopse de Informações dos Municípios Catarinenses*. Florianópolis. 155 p.

SANTA CATARINA. Gabinete de Planejamento e Coordenação Geral. Subchefia de Estastística, Geografia e Informática. 1986. *Atlas de Santa Catarina*. Rio de Janeiro: Aerofoto Cruzeiro, 173p.

SANTOS, E.L. dos; SILVA, L.C. da; ORLANDI Fº. V.; COUTINHO, M.G.N.; ROSENBERG, A.; RAMALHO, R. & HARTMANN, L.A. 1984. Os escudos Sul-Riograndense e Catarinense e a Bacia do Paraná. In: *Geologia do Brasil*; texto explicativo do mapa Geológico do Brasil e da área adjacente incluindo os depósitos minerais. Brasília: DNPM. cap.8, p.331-355.

SANTOS, L.C.M.U. dos & SILVA, E.A. da. 1979a. *Relatório dos trabalhos de pesquisas feitos na Mina Cerro da Catinga de junho a dezembro de 1979.* Porto Alegre: DNPM. (Relat. Inéd.).

SANTOS, L.C.M.U. dos & SILVA, E.A. da. 1979b. *Plano experimental de bom aproveitamento da Mina Cerro da Catinga. Dezembro de 1979.* Porto Alegre. DNPM (Relat. Inéd.).

SCHOBBENHAUS, C. *et al.*; coord. 1984. *Geologia do Brasil: texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais, escala 1:2.500.000*. Brasília: DNPM, 501 p. mapa.

SCHULZ JR., A. & ALBUQUERQUE, L.F.F. 1969. *Geologia da Quadrícula de Rio do Sul, Santa Catarina*. DNPM: Porto Alegre. 109 p. (Inédito).

SCHULZ Jr., A.; ALBUQUERQUE, L.F.F. & RODRIGUEZ, C.S. de. 1970. *Geologia da Quadrícula de Florianópolis, SC.* Porto Alegre: DNPM. 75p. (Relat. Inéd.).

SHAND, S.J. 1927. *Eruptive Rocks*. New York: John Wiley & Sons.

SILVA, E.F. & TEIXEIRA, C.A.S. 1970. Geologia da Quadrícula de Joinville, SC: Resumo das conferências e comunicações. In: Cong.

Bras. Geol., 24, Brasília, 1970. *Anais*... Brasília, *SBG*. p. 185-187.

SILVA, L.C. da. 1983a. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais. Folha SG.22-Z-B, Joinville* Porto Alegre: DNPM/CPRM. 25p.

SILVA, L.C. da. 1983b. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de previsão de recursos minerais. Folha SG. 22-Z-D, Florianópolis*, Porto Alegre: DNPM/CPRM. 30p.

SILVA, L.C. da. 1983c. O Complexo Metamórfico Brusque e a Seqüência Vulcano-Sedimentar Rio Itajaí Mirim, SC; Uma revisão. In: Simp.Sul-Bras.gEOL. 1, Porto Alegre, 1983. *Atas*... Porto Alegre: *SBG*, p. 253-265.

SILVA, L.C. da. 1983d. Basalto variolítico com matriz ultramáfica *quench* primeiras evidências de derrames komatiíticos? na seqüência vulcano-sedimentar Rio Itajaí-Mirim(SC). In: Simp.Sul-Bras.geol., 1 Porto Alegre, 1983. *Atas do*... Porto Alegre: *SBG*. p. 266-272.

SILVA, L.C. da. 1984a. As seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *Greenstone Belt* e de cobertura no Escudo Catarinense. In: CONG.BRAS.GEOL., 33, Rio de Janeiro, 1984, *Anais do*..., Rio de Janeiro: *SBG*. V.5; p. 2590-2597.

SILVA, L.C. da. 1984b. Os terrenos metamórficos de médio e alto grau do Pré-Cambriano de Santa Catarina. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro: *SBG*. v 6. p. 3069-79.

SILVA, L.C. da. 1987. Geologia do Pré-Cambriano/Eo-Paleozóico de Santa Catarina. In: SILVA, L.C. da & BORTOLUZZI, C.A., eds. *Texto explicativo para o Mapa Geológico do Estado de Santa Catarina*. Florianópolis: DNPM/SCTME, p. 11-90.

SILVA, L.C. da & DIAS, A.A. 1981. *Projeto Timbó - Barra Velha*. Porto Alegre: DNPM/CPRM, 282 p. (Inédito).

SILVA, L.C. da; DIAS, A.A.; HARTMANN, L.A.; KREBS, A.S.J. & SILVA, M.A.S. 1980. História metamórfica do Grupo Brusque-SC. Análise comparativa entre as regiões do Russo e da Catinga. In: Cong. Bras. Geol., 31, Camboriú. *Anais*... Florianópolis: *SBG*. v.5; p. 2982-2995.

SILVA, L.C. da; OLIVEIRA, J.M.P.; AUMOND, J.J; LOPES, R.M.M.; EIPPER, J. & FERRO, G. 1985. Caracterização Petrográfica da Seqüência (Meta) Vulcano-Sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão do Itajaí – Mirim, SC). In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL., 2. Florianópolis, 1985. Anais... Florianópolis: *SBG*. p. 11-23.

SILVA, L.C. da; SOUZA, E.C. de; DIAS, A. de A. & JOST, H. 1982. Análise preliminar do potencial econômico dos terrenos Pré-Cambrianos do nordeste catarinense . In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador. *Anais*... Salvador: *SBG*. v.3; p. 738-749.

SILVA, L.C. da; TRAININI, D.R. & HARTMANN, L.A. 1978. Relações entre metamorfismo e deformação no Grupo Brusque, SC. In: Cong. Bras. Geol., 30 Recife, 1978. *Anais*... Recife, *SBG*. v.3; p.1336-1349.

SILVA, L.L. 1977. *Projeto Brusque*: Mapeamento Geológico; Relatório de Etapa. Curitiba: NUCLEBRÁS. v.1. 73 p.

SILVA, L.C. & ORLANDI Fº, V. 1990. O contexto geológico e o significado dos turmalinitos nas "faixas dobradas" proterozóicas em Santa Catarina e no Rio Grande do Sul (Brasil). In: Congresso Uruguayo de Geologia, 1. Montevidéo, 1990. *Resumenes Ampliados*... v.1. p. 55-58.

SILVA, M.A.S. da & KREBS, A.S.J. 1980. *Projeto Wolframita no Estado de Santa Catarina*. Porto Alegre, DNPM/CPRM. 5 v. (Relat Inéd.).

SIQUEIRA, L.P. de & DALTON DE SOUZA, J. 1982. *Legenda parcial para uso nas cartas metalogenéticas 1:250.000, dados e metalogênese*. Salvador: CPRM. 13 p. (Rel. Interno).

SIQUEIRA, L.P. de. 1984. A legenda das cartas metalogenéticas regionais do Brasil. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro: *SBG*. v.7, p. 3458-3470.

SKEWES, M.A. & STERN, C.R. 1979. Volcanismo orogenico en Chile. Austral Prim. Congr. Geol. Chileno.

SOARES, P.C. 1987. Seqüências tecto-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL.; 3, Curitiba, 1987. *Atas*... Curitiba: *SBG*, v. 2; p. 743-772.

SOARES, P.C. 1988. Tectônica colisional em torno do Bloco Paraná. In: Cong. Latino-Amer. Geol., 7, Belém, 1988. *Anais*... Belém: *SBG*, p. 63-79.

SOLIANI Jr., E.; CESAR, A.R.S.F.; TEIXEIRA, W. & KAWASHITA, K. 1984. Panorama geocronológico da porção meridional do Escudo Atlântico. In: Cong. Bras. Geol., 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*... Rio de Janeiro: *SBG*, v. 5; p. 2435-2449.

SÖRENSEN, H.; ed. 1974. *The Alkaline Rocks*. London: John Wiley. 622 p.

STANLEY, C.R. 1987. *Manual de Instrução para PROPLOT*. s.l.: s.n. 58 f. (The Association of Exploration Geochemists, v. 14).

STANTON, R.L. 1972. *Ore Petrology*. New York: McGraw-Hill. 713 p.

STRECKEISEN, A. 1973. International Union Geological Science Subcomission of the Systematics Igneous Rocks, Plutonic Rocks, classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcomission of the Systematics of Igneous Rocks: *Geotimes*, v.18, nº 10, p.26-30.

STRECKEISEN, A. 1975. Classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks: recomendation and suggestion of IUGS. Subcomission on Systematics of Igneous Rocks. *Geology*. *7*:331-335.

SULLIVAN, K.D. & KEEN, C.E. 1975. Newfoundland seamounts: petrology and geochemistry. In: BARAGAR, W.R.A.; COLEMAN, L.C. & HALL, J.M. ed. 1977. *Vulcanic regimes in Canada-Ontario: Geological Association of Canada* (The Geological Association of Canada Special Paper, nº 16).

SUN, S.S. & HANSON, G.N. 1975. Evolution of the mantle: geochemical evidence from alkali basalt. *Geology*, 3(6): 297-302.

SUSZCZYNSKY, E.F. 1973. *Mapa metalogenético do Brasil*: notícia explicativa da legenda. Brasília: DNPM. 17 p.

TAKEDA, F.K. 1958. Esboço geológico de Santa catarina. In: *Atlas Geográfico de Santa Catarina*. Florianópolis: IBGE. 6 p.

TAKEDA, F.K. 1960. Notas sobre a Geologia de Brusque, Santa Catarina. In: *Álbum do Centenário de Brusque*. Edição da Sociedade Amigos de Brusque. Brusque, p. 13-8.

TAYLOR, S.R. & McLENNAN, S.M. 1981. The composition and evolution of the continental crust: rare earth element evidence from sedimentary rocks. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London*, A 301: 381-99.

TEIXEIRA, C.A.S. 1969a. *Relatório Preliminar das Quadrículas de Morro da Fumaça e Braço do Norte*, Santa Catarina. DNPM, 1º Distrito, Porto Alegre. Relatório Interno.

TEIXEIRA, C.A.S. 1969b. *Relatório de Estágio do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo*. Porto Alegre: DNPM. 38 p. (Relat. Inéd.).

TEIXEIRA, W. 1982. *Considerações sobre os dados radiométricos: Interpretação e Evolução Geocronológica. SG.11 - Folha Curitiba. SG.23 - Folha Iguape*. Brasil/RADAMBRASIL. (Relat. Inéd.).

TEIXEIRA, V.H.; SCHEIBE, L.F. & AUMOND, J.J. 1971. Rochas calcárias da região de Botuverá-Vidal Ramos, SC. In: Cong. Bras. Geol., 25. São Paulo, 1971. *Anais*... São Pau-

lo: *SBG*, v 2; p. 87-102.
TRAININI, D.R. 1974. *Projeto Campo Alegre/74*. Porto Alegre: CNEN/CPRM. 70 p. (Relat. Inéd.).
TRAININI, D.R.; DIAS, A.A.; KREBS, A.S.J.; SOUZA, E.C.; CAPELETTI, I.; TONIOLLO, J.A.; SILVA, L.C. da & SILVA, M.A.S. da 1978. *Projeto Vidal Ramos - Biguaçu*. Porto Alegre. DNPM/CPRM 303 p. (Inédito).
TURNER, F.J. 1981. *Metamorphic Petrology*. 2 ed. New York: McGraw-Hill. 524 p.
TURNER, F.J. & WEISS, L.E. 1963. *Structural analysis of metamorphic tectonites*. New York: McGraw-Hill. 545 p.
VERGARA, V. & MACHADO, J.L.F. 1976. *Projeto Inventário de Calcário no Estado de Santa Catarina*. Porto Alegre: SUDESUL/CPRM. 100 p. (Relatório Inédito).
VIALON, P.; RUHLAND, H. & GROLIER, J. 1976. *Elements de tectonique analitique*. Paris: Masson, 118 p.
VIEIRA, A.B. 1983. *Notas sobre a interpretação quantitativa de mapas aerogeofísicos*. Rio de Janeiro: CPRM. (Rel. Interno).
VIGNERESSE, J.L. 1983. Enracinement des Granites Armoricains estimé D'après la gravimétrie. *Bulletin de la Société Géologique e Minéralogique de Bretagne,:* 1-15.
VIGNERESSE, J.L. 1988. Forme et volume des plutons granitiques. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 4(6): 897-906.
WACRENIER, P.R. & ROUVEYROL, P.T. 1977. Tjines de recherche lieé a la próspection de gisements: 1er partic. *Chronique de la Recherche Minière*. BRGM (473).
WERNICK, E. 1979. Arqueano no Brasil: Tentativa de uma Síntese. *Anais da Academia Brasileira de Ciências.*, Rio de Janeiro, *Suplemento* 51 (2): 287-310.
WERNICK, E. 1982. Contribuição à caracterização das li-nhagens de Granitóides Brasilianos do Sul do Brasil. In: Cong. Bras. Geol., 32, Salvador, 1982. *Anais...* Salvador: *SBG* ,v.2, p.490-499.
WERNICK, E. & NEVES, B.B. de B. 1978. As regiões de dobramentos Nordeste e Sudeste In: Cong. Bras. Geol., 30, Recife, 1978. *Anais...* Recife: *SBG*. v.6; p.2493-2507.
WERNICK, E. & PENALVA, F. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências,* São Paulo, 8(2): 113-133.
WERNICKE, B. 1985. Uniform-sense normal simple shear of the continental litosphere. *Canadian Journal of Earth Sciences, 22:* 102-125.
WEST, H.B.; GARCIA, M.O.; FREY, F.A.; KENNEDY, A. 1988. Nature and cause of compositional variation among the alkalic cap lavas of Mauna Kea Volcano, Hawai. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 100: 383-397.
WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L. & CHAPPELL, B.W. 1987. A Type granites: geochemical characteristics and discrimination. *Contributions to mineralogy and Petrology*, 95: 407-419.
WHITE, I.C. 1908. *Relatório sobre os coal measures e rochas associadas no Sul do Brasil*, Rio de Janeiro , Brasil. Relatório Final da Comissão de Estudos das Minas de Carvão de Pedra do Brasil. (part. 1) p.1-300.
WILKINSON. 1974. The mineralogy and petrography of alkali basaltic rocks. In: SORENSEN, H.; ed. *The Alkaline Rocks*. New York: John Wiley. p. 67-95.
WILLIAMS, H. 1926. Nota sobre a mina de chumbo de Ribeirão da Prata Município de Blumenau, estado de Santa Catarina. *SGMB. Boletim* (21): 59-62.
WRIGHT, J.B. 1969. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine,* 106 (4): 370-384.

Apêndice

SÚMULA DOS DADOS DE PRODUÇÃO

Área mapeada (km^2)	675
Afloramentos estudados	515
Amostras coletadas	343
Análises petrográficas	198
Análises geocronológicas	01
Análises Litoquímicas (12 óxidos, ETR, elementos-traço)	205

GEOFÍSICA

Levantamento gravimétrico (km)	80
Medidas de densidade	31
Medidas de cintilometria	190
Susceptibilidade magnética	209

DADOS DE PROSPECÇÃO GEOQUÍMICA–AMOSTRAS COLETADAS

A – Sedimentos de Corrente	
Estudo Orientativo	30
Fase Regional	233
Fase de Verificação	06
B – Concentrados de Bateia	
Estudo Orientativo	.
Fase Regional	143
Fase de Verificação	66

GEOQUÍMICA–DETERMINAÇÕES ANALÍTICAS

Estudo Orientativo
- Absorção Atômica (Cu, Pb, Zn, As, Ni, Co, As, Sb, Bi, Au) 270

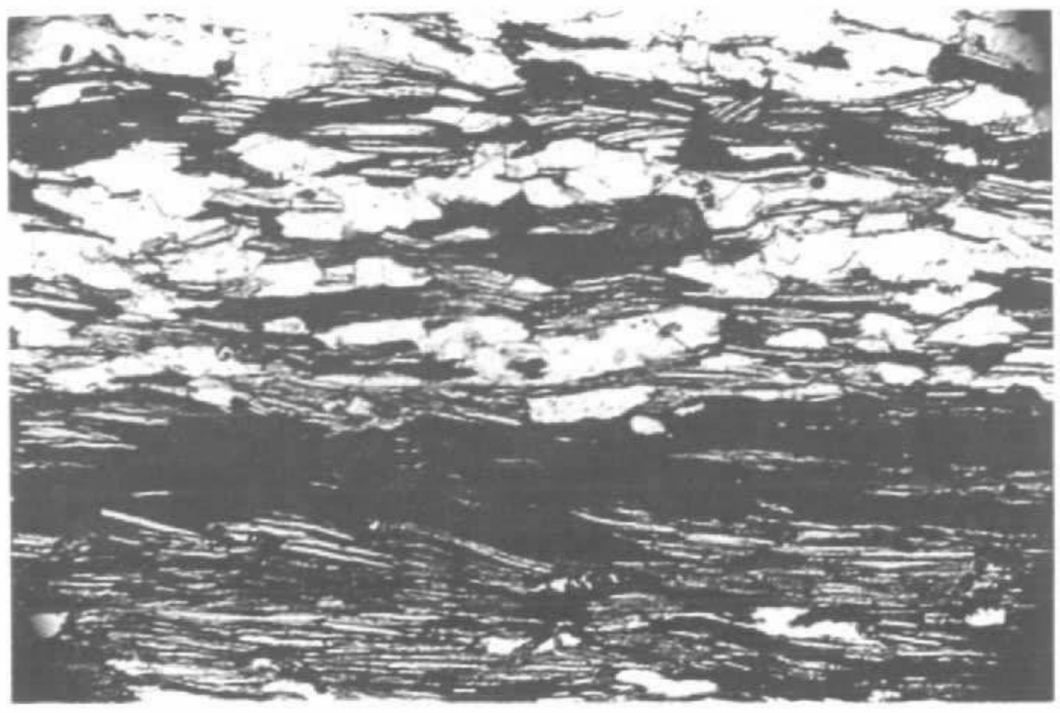
Fase Regional
- Espectrografia de Emissão (30 elementos) 7.320
- Absorção Atômica (Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, As, Mo) 1.469
- Colorimetria (W) 80
- Eletrodo de Íon Específico (F) 80

Fase de Verificação
- Espectrografia de Emissão (30 elementos) 330
- Absorção Atômica (Cu, Pb, Zn, Ag, Ni, Co, As, Mo) 47
- Colorimetria (W) 11
- Eletrodo de Íon Específico (F) 11

GEOQUÍMICA–ANÁLISE MINERALÓGICA QUALITATIVA

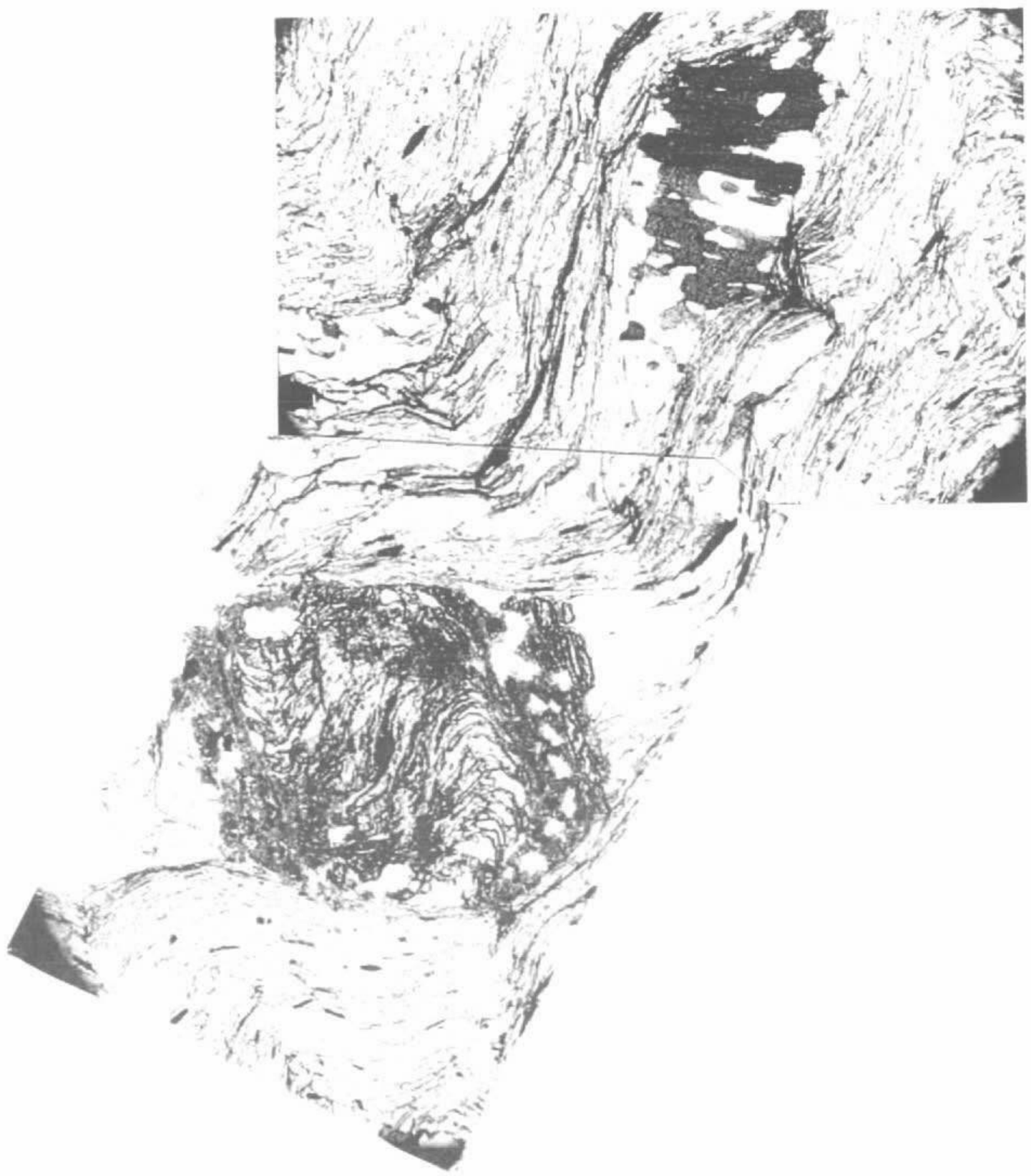
Estudo Orientativo
- Fase Regional 143
- Fase de Verificação 66

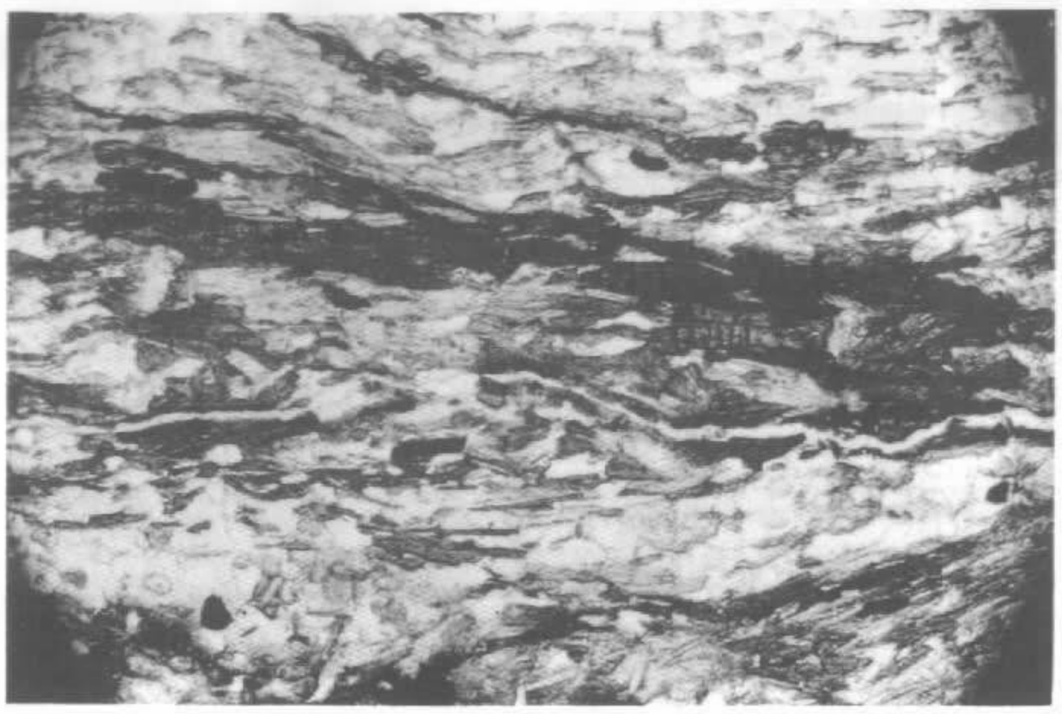
ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS



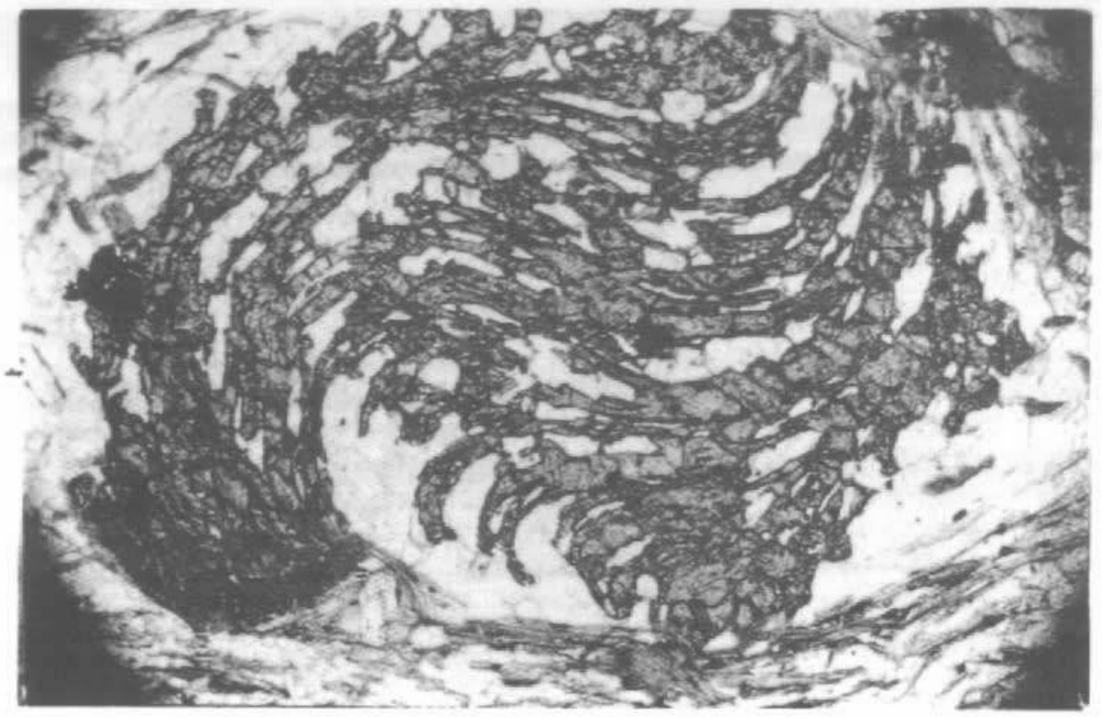
Fotomicrografia 01
Micaxisto do Complexo Brusque mostrando textura granolepidoblástico com níveis de quartzo granoblástico poligonal e níveis de filossilicatos lepidoblásticos.
(LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).

Fotomicrografia 02
Micaxisto a granada do Complexo Brusque, amostrando porfiroblastos de biotita com inclusões de quartzo, formado em M_1, contendo S_1 e porfiroblasto de granada helicítica S_2/M_2.
Estação MA-41. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).

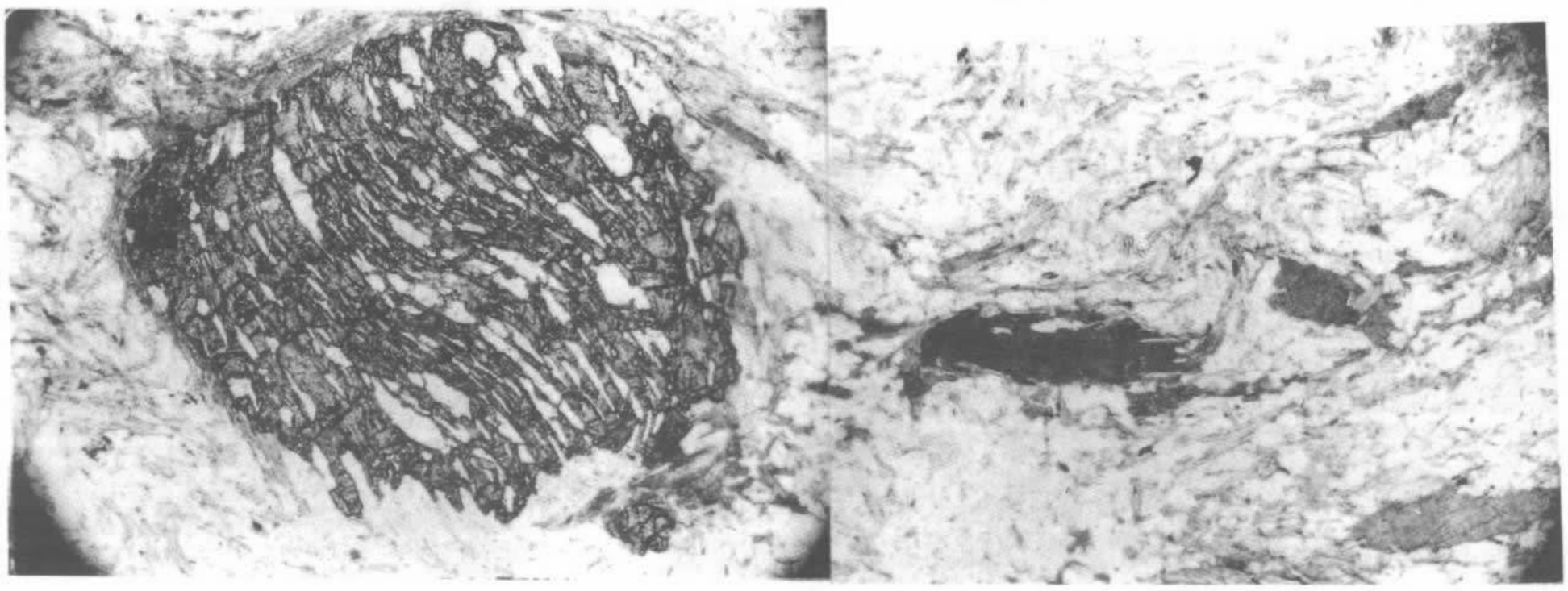




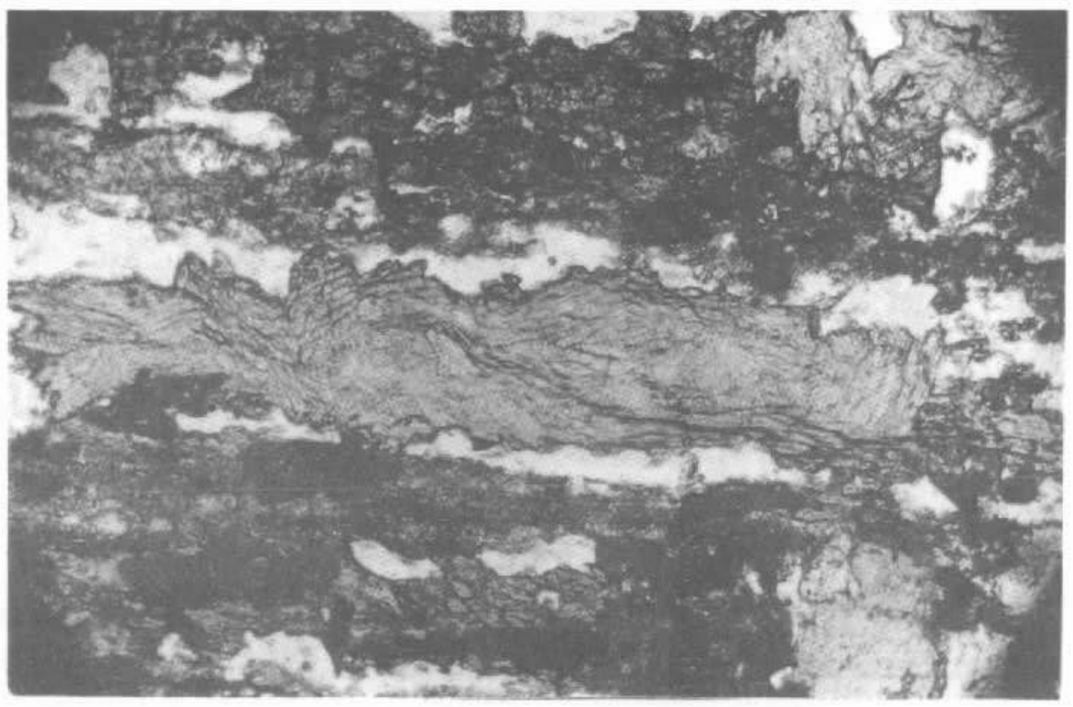
Fotomicrografia 03
Porfiroblasto de cloritóide.
Estação MA-49.
(LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



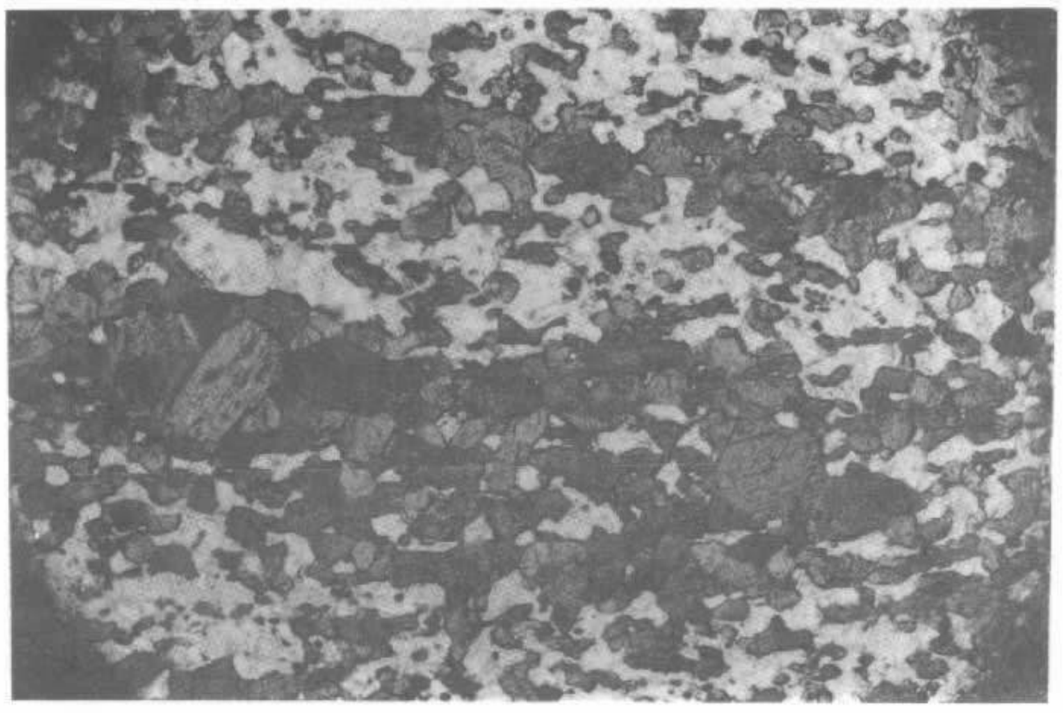
Fotomicrografia 04
Porfiroblasto de granada sin S_2/M_2, com inclusões espiraladas de quartzo, em micaxisto do Complexo Brusque. Estação AC-40.
(LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



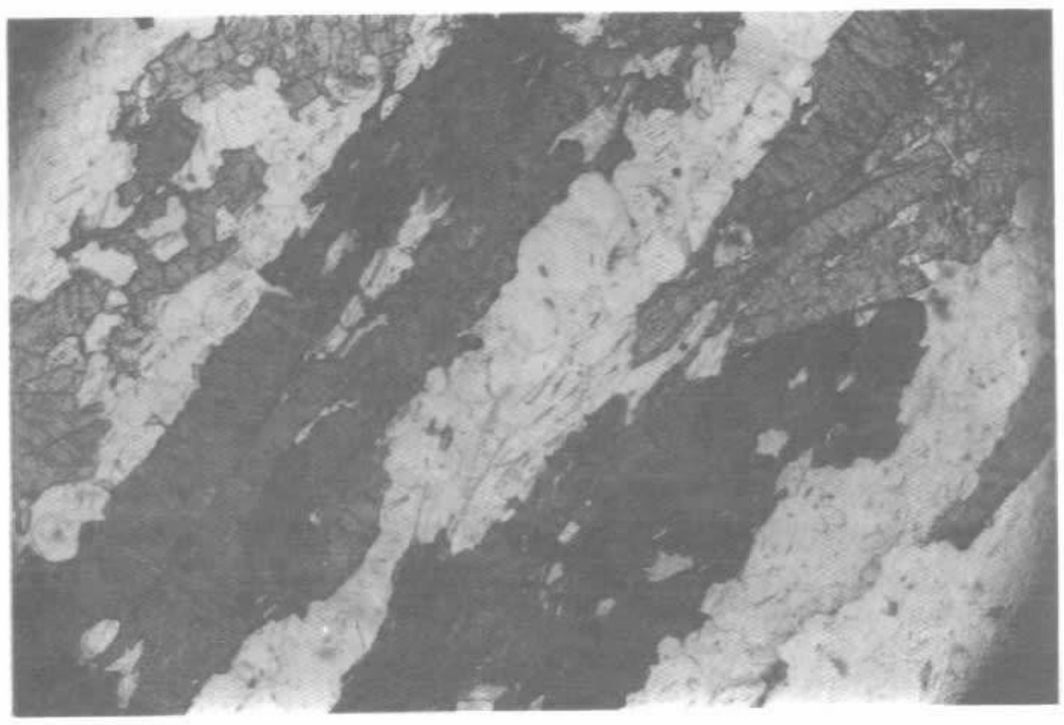
Fotomicrografia 05
Idem a anterior, incluindo porfiroblastos de biotita da mesma fase.
Estação AC-41. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



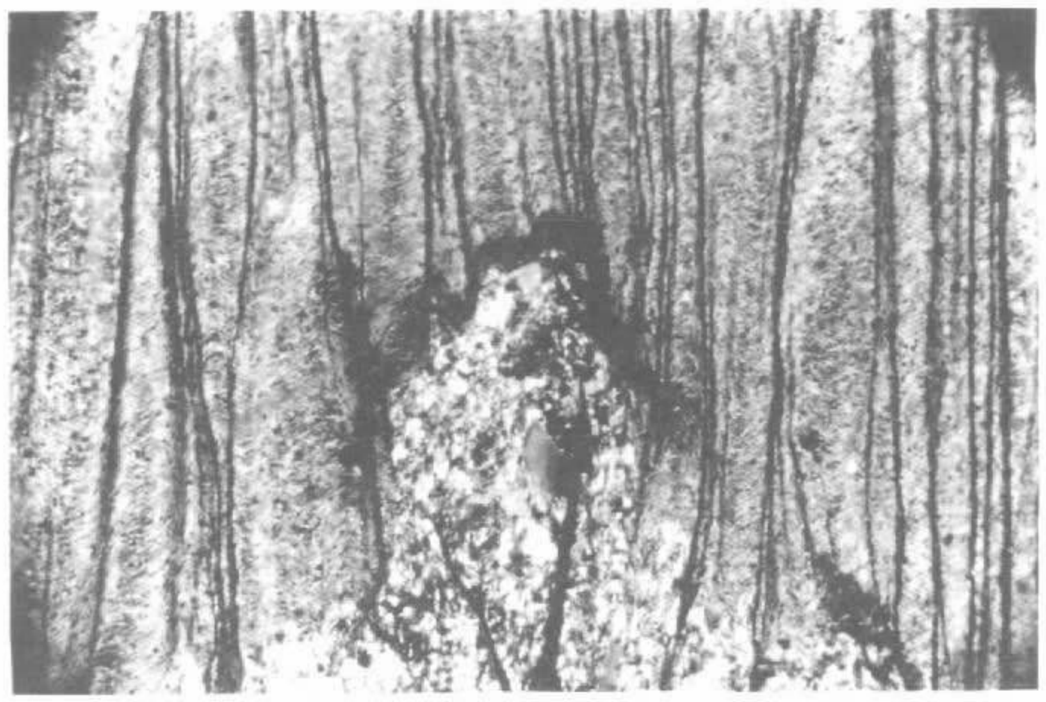
Fotomicrografia 06
Calcissilicática do Complexo Brusque.
Região de rio do Oliveira.
Estação MA-07. (LP; 25x; escala 1cm = 1,5 mm).



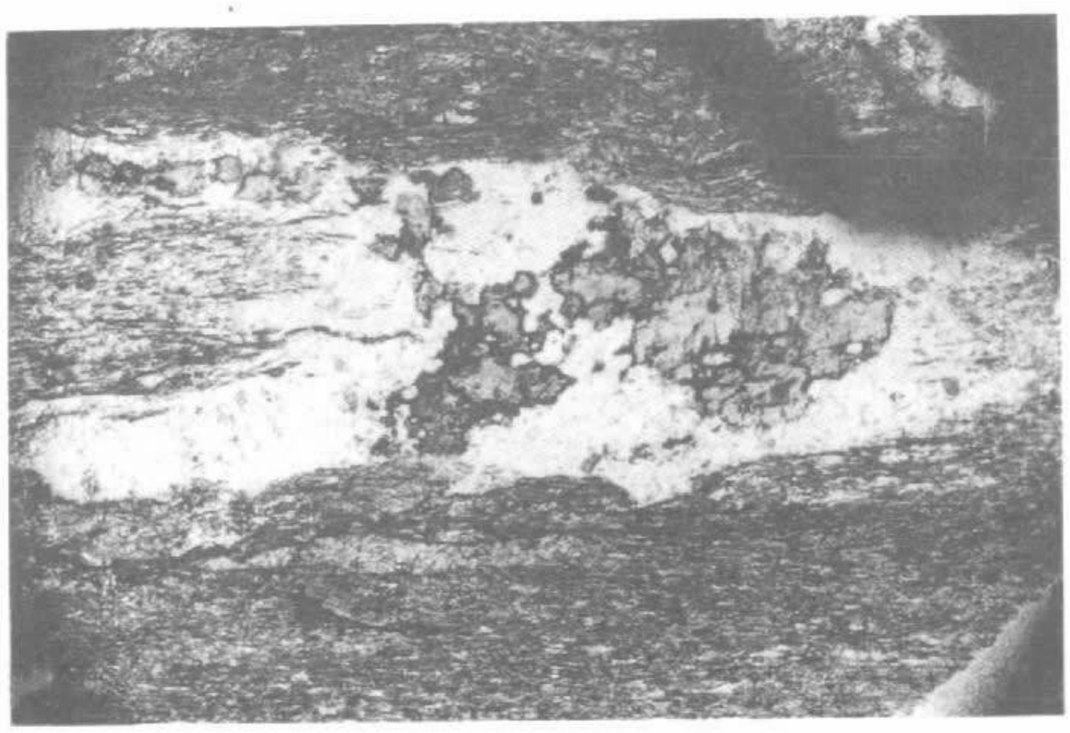
Fotomicrografia 07
Diopsídio anfibolito bandado do Complexo Brusque.
Região de rio do Oliveira.
Estação MA-19. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



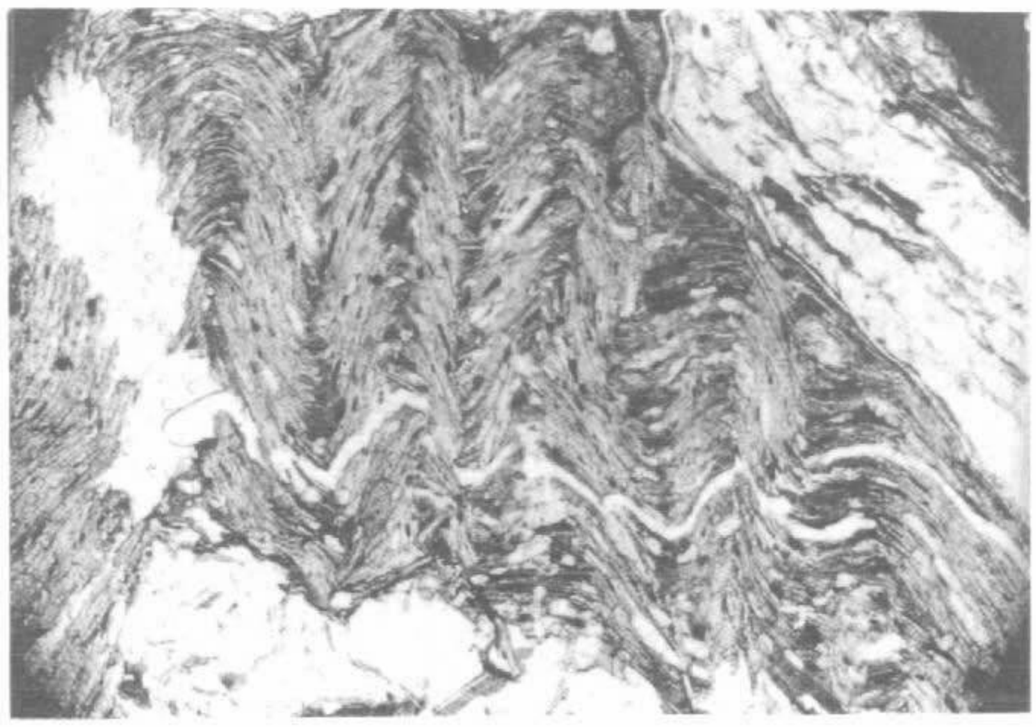
Fotomicrografia 08
Turmalinito bandado do Complexo Brusque.
Região de rio do Oliveira.
Estação MA-21. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



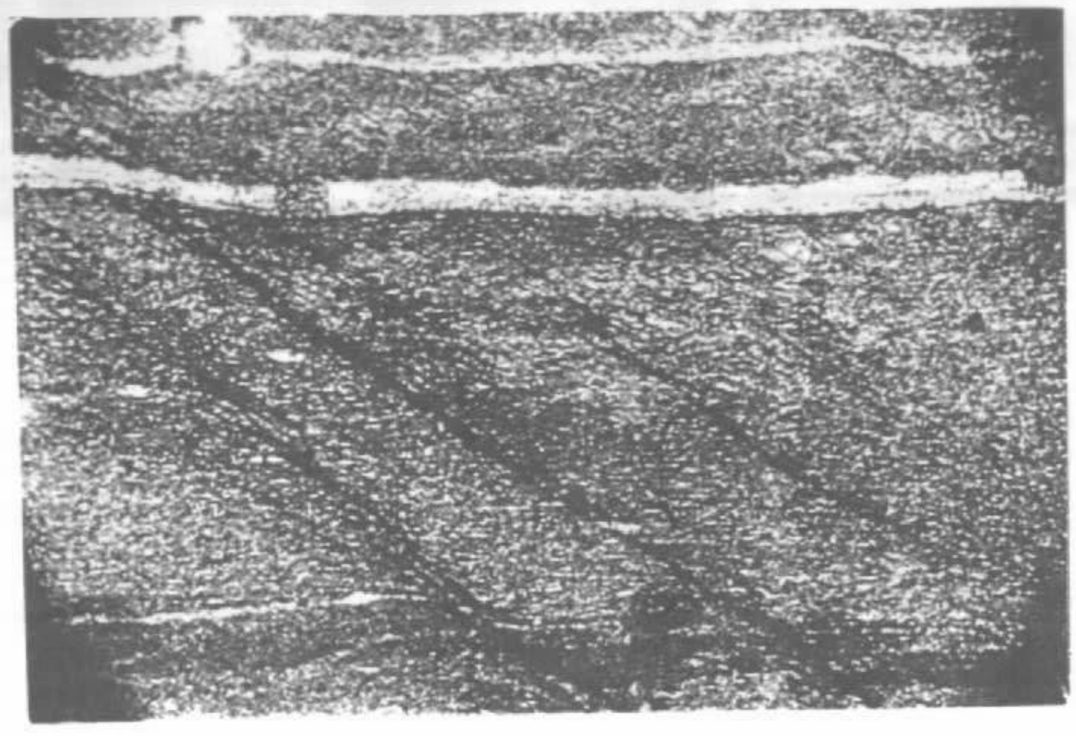
Fotomicrografia 09
Filito do Complexo Brusque, com foliação S_2 plano-axial, mostrando refração da foliação em nível arenoso.
Estação MA-88. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



Fotomicrografia 10
Filito do Complexo Brusque, mostrando resto de charneira de dobra isoclinal (F_2), com foliação plano-axial S_2 e cristalização de carbonato de cálcio.
Estação AS-62. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).

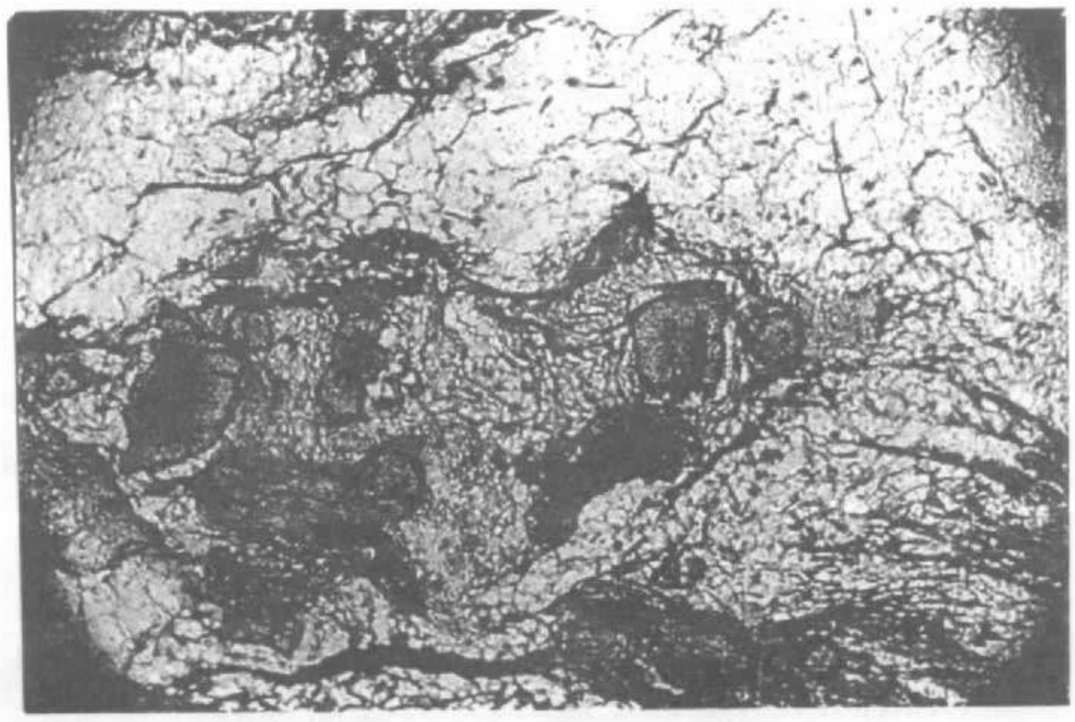


Fotomicrografia 11
Micaxisto do Complexo Brusque, mostrando foliação S_2 afetada por kink folds de F_3; S_3 incipiente com desenvolvimento de clorita (M_3).
Estação AC-40. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



Fotomicrografia 12
Filito do Complexo Brusque, mostrando bandamento composicional ($S_0 = S_1 = S_2$) cortado por clivagem de fratura (S_{3-4}).
Estação AK-354. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).

Fotomicrografia 13
Sillimanita e andaluzita pós-cinemática de metamorfismo de contato.
Estação AC-195A. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).



Fotomicrografia 14
Estaurolita e granada pós-cinemática de metamorfismo de contato.
Estação AK-158. (LP; 25x; escala 1 cm = 1,5 mm).

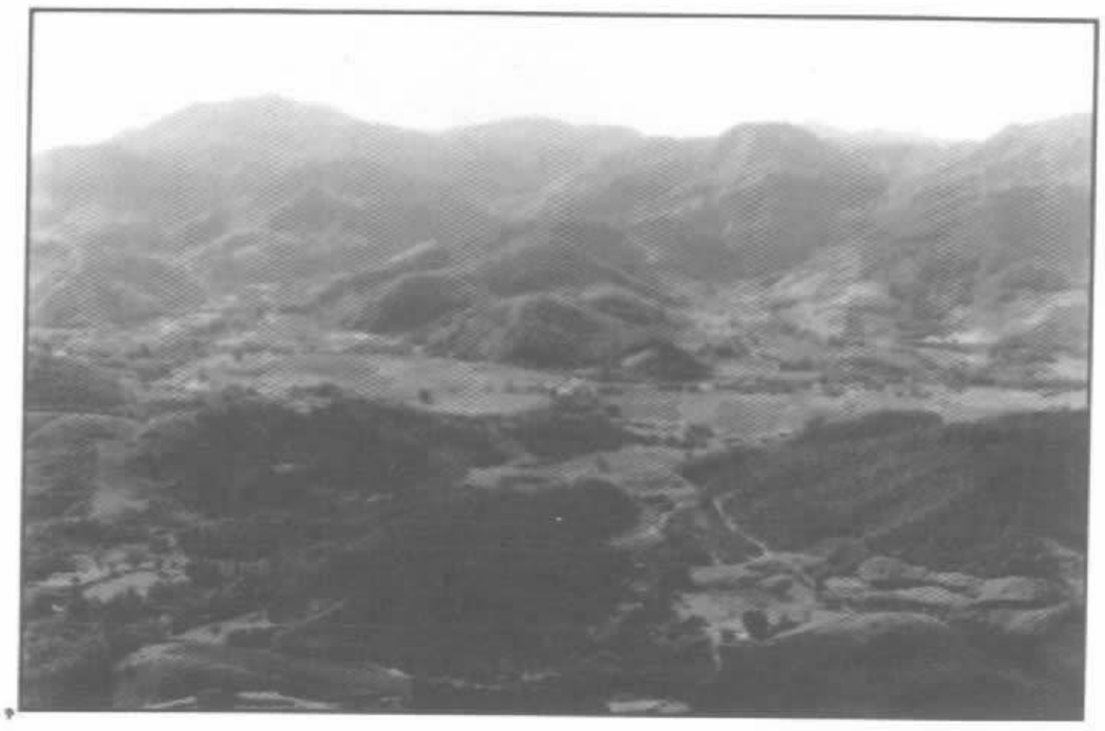


Foto 01

Aspecto do relevo da região de rio do Oliveira, área de ocorrência da Unidade Vulcano-Sedimentar. - Complexo Brusque (primeiro plano); ao fundo granitóide de Fácies Valsungana (SE da folha).

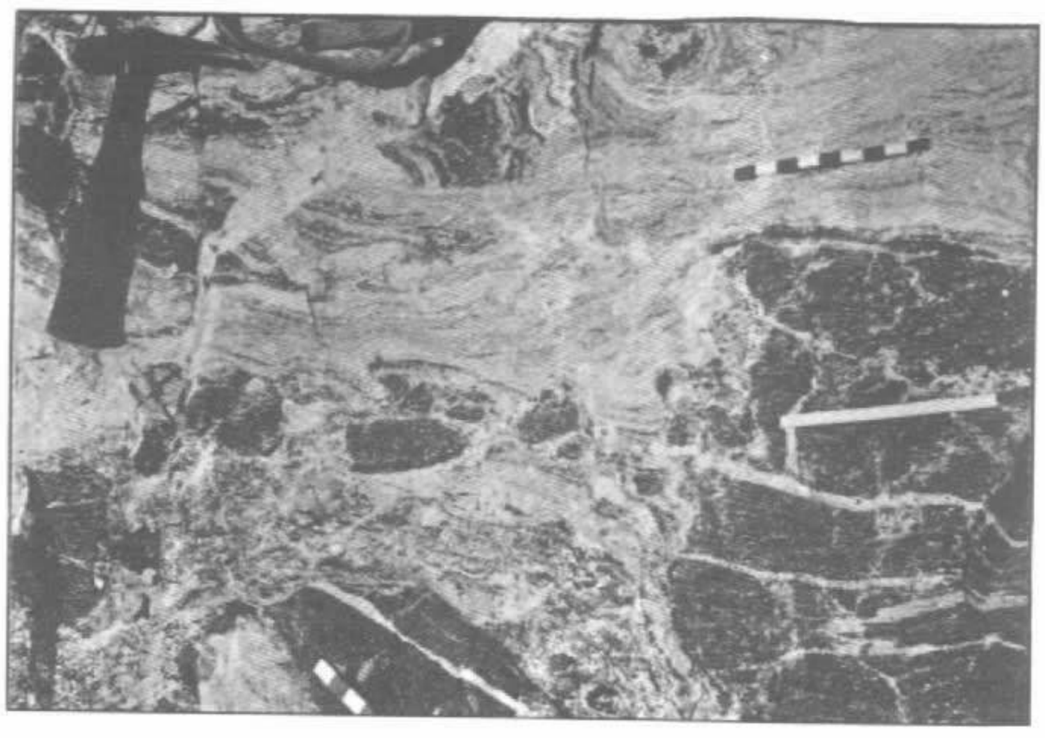


Foto 02

Complexo Granito-Gnáissico Tabuleiro (Migmatitos de Itapema – morro do Boi, a leste da área mapeada). Provável embasamento do Complexo Brusque. Aspectos estruturais (bandamento gnáissico S_{t-1}); Xenólitos básicos.

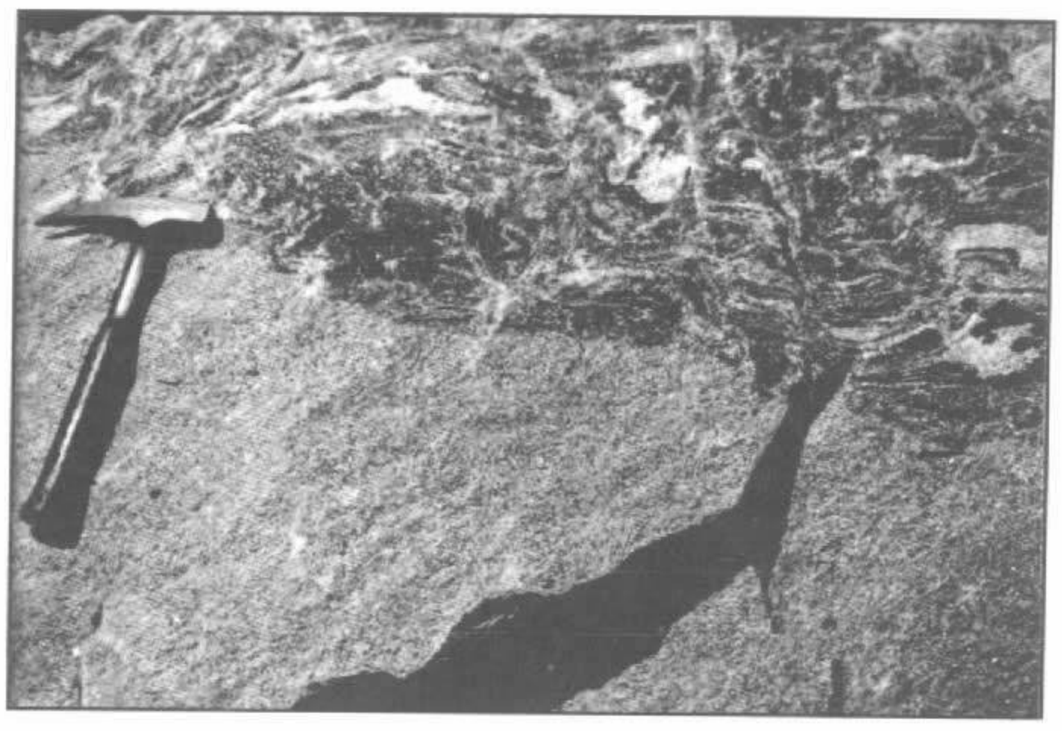


Foto 03

Idem anterior, mostrando estruturas (bandamento gnáissico S_{t-1}); e assimilação por granitogênese brasiliana. (Granito Guabiruba).

Foto 04

Enclave de metassedimento do Complexo Brusque envolvido por granitóide da Fácies Valsungana, com intensa ação de metamorfismo térmico. Porção central do maciço granítico da serra do Moura (Maciço Valsungana Sul, MA-150).

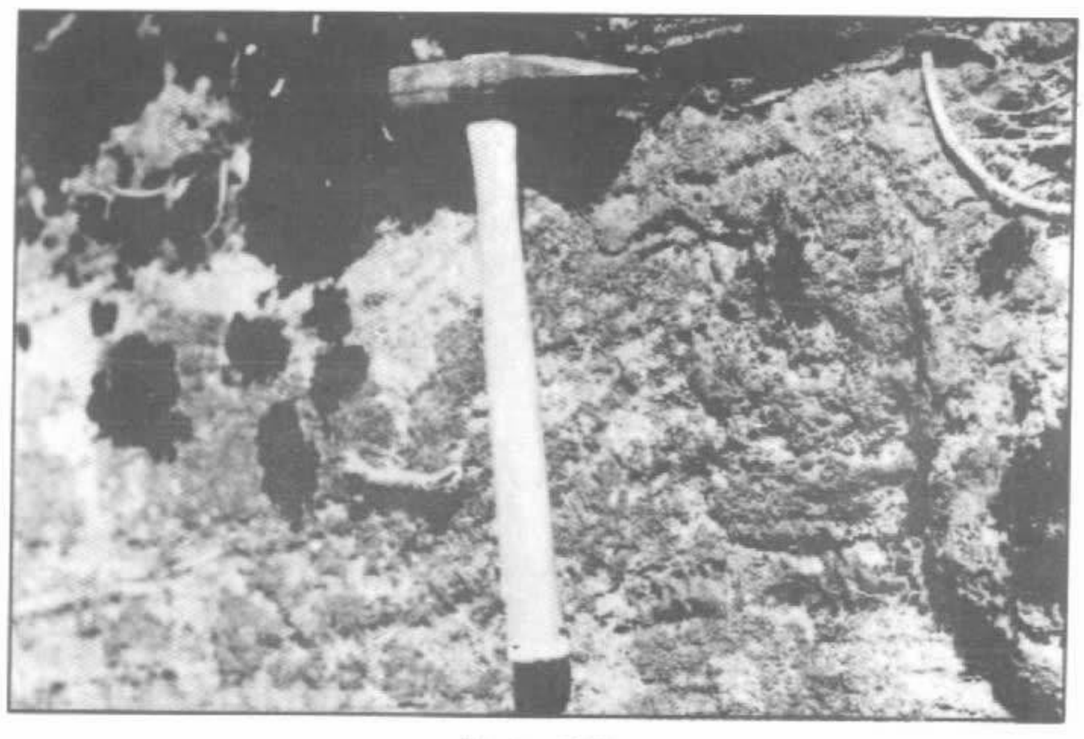


Foto 05

Granitóide Campo Novo (Fácies Guabiruba) mostrando foliação herdada de enclave de calcissilicática do Complexo Brusque – parcialmente assimilado. Região de rio do Oliveira (SE da folha, MA-305).

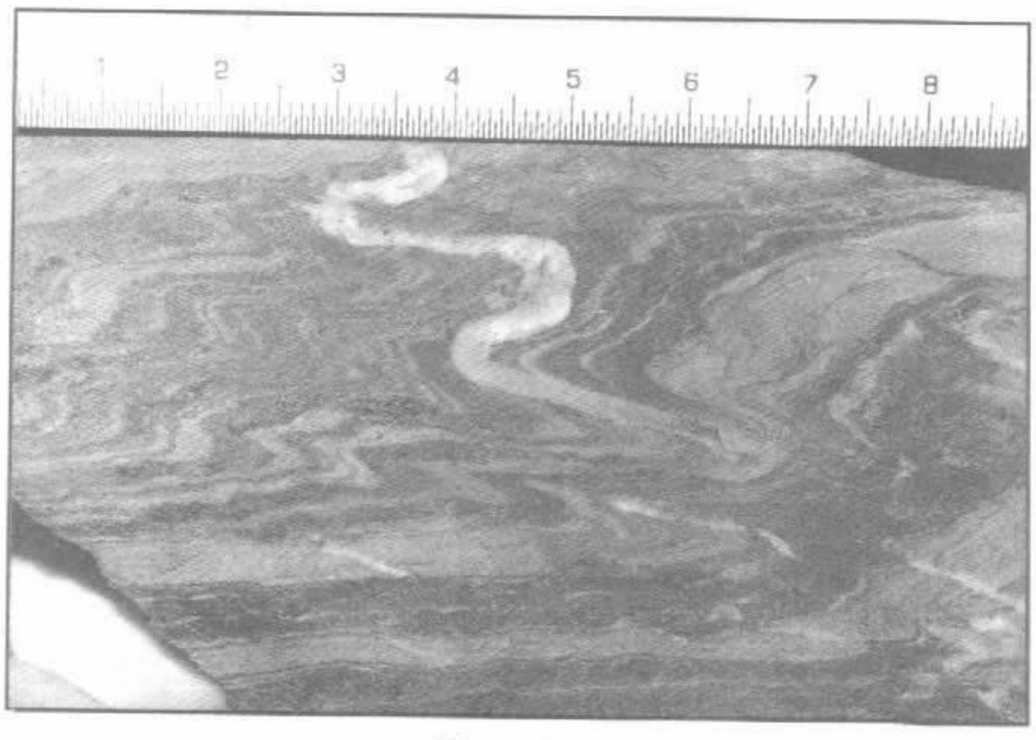


Foto 06

Bandamento composicional e dobra isoclinal parcialmente transposta em metarritmito da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa do Complexo Brusque, fácies xisto-verde inferior.
Região de ribeirão da Areia, MA-84 (Folha Botuverá).

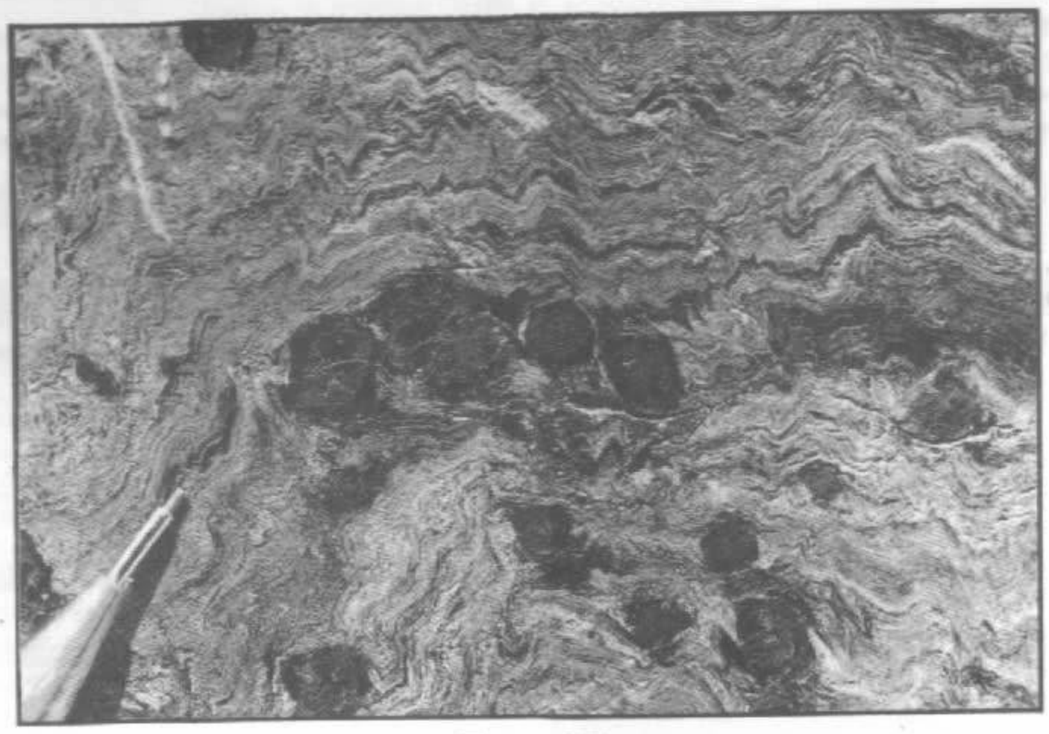


Foto 07

Granada micaxisto, Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa (Complexo Brusque) com xistosidade S_{1-2} marcante, intensamente crenulada D_3-D_4 com porfiroblastos de granada helicítica sin D_{1-2} (SE da Folha Botuverá, AK-341).

Foto 08

Metarritmito do Complexo Brusque, fácies xisto-verde inferior, proximidades de granitóide intrusivo da região de Carneiro Branco (Folha Botuverá, AC-283).

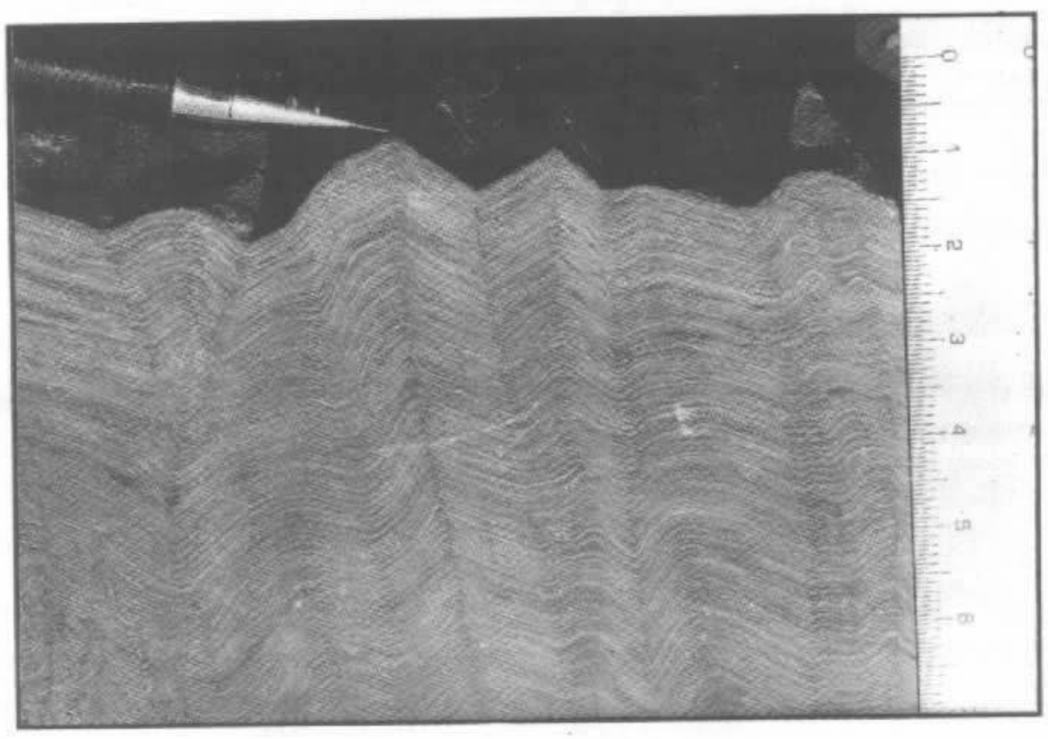


Foto 09

Metrritmito da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa do Complexo Brusque, metamorfizado na fácies xisto-verde inferior, com desenvolvimento de kink folds de F_4 (região SW da folha contígua de Botuverá, MA-74).

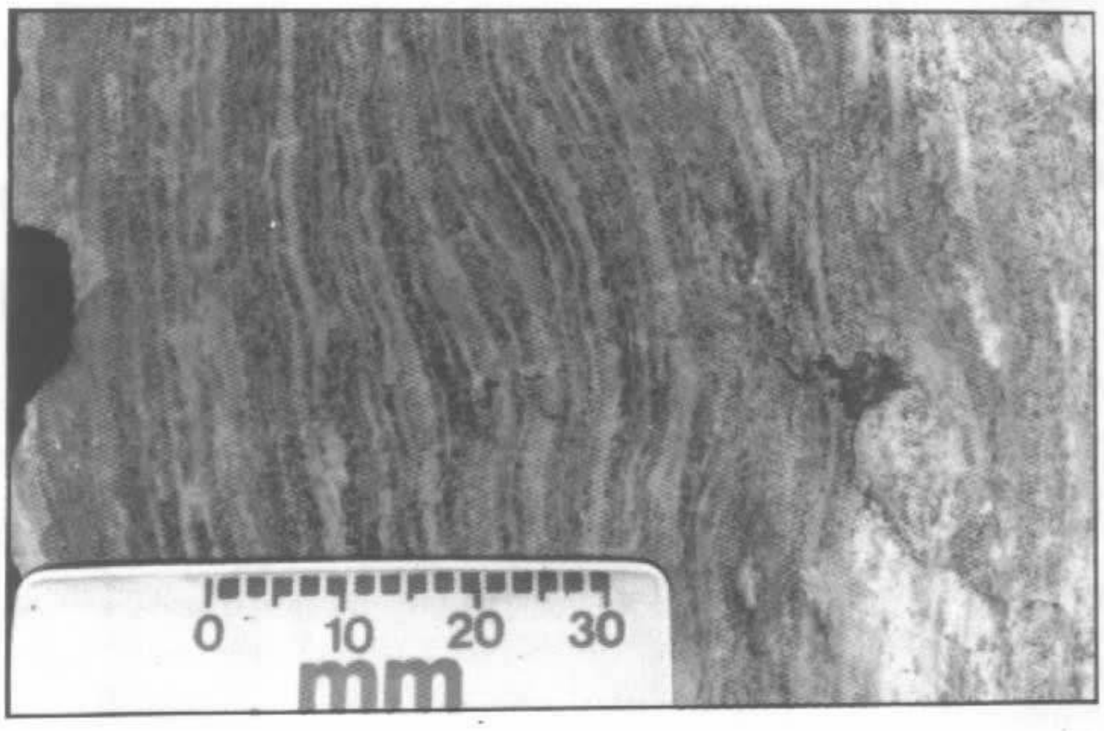


Foto 10

Xisto magnesiano da Unidade Vulcano-Sedimentar do Complexo Brusque. Região de rio do Oliveira, MA-25.

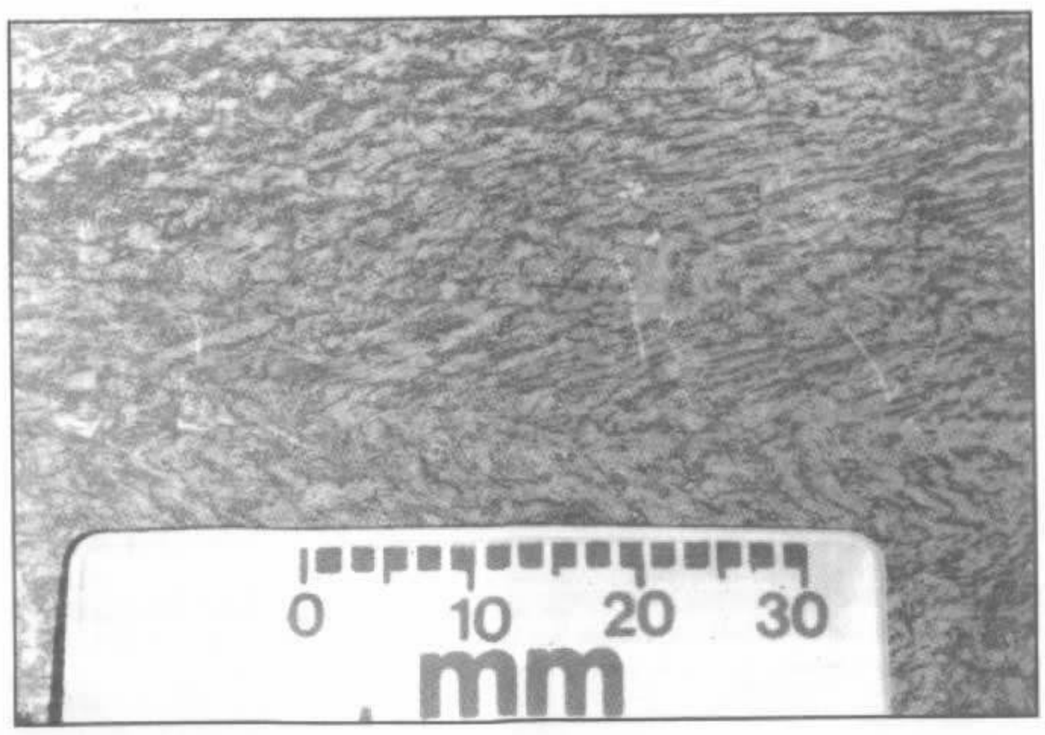


Foto 11

Turmalinito alterado da região de Limeira. Centro da folha, MA-266.

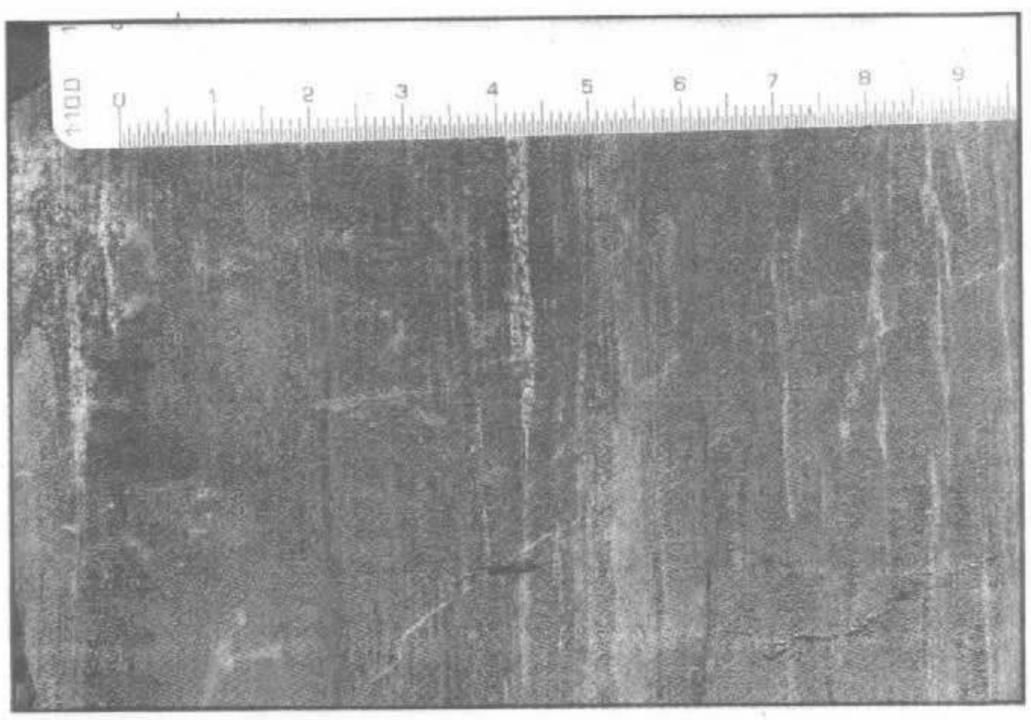


Foto 12

Quartzo turmalinito bandado (exalito ?) da Unidade Metavulcano-Sedimentar ao Complexo Brusque, fácies xisto-verde superior. Região de Rio do Oliveira, AC-187).

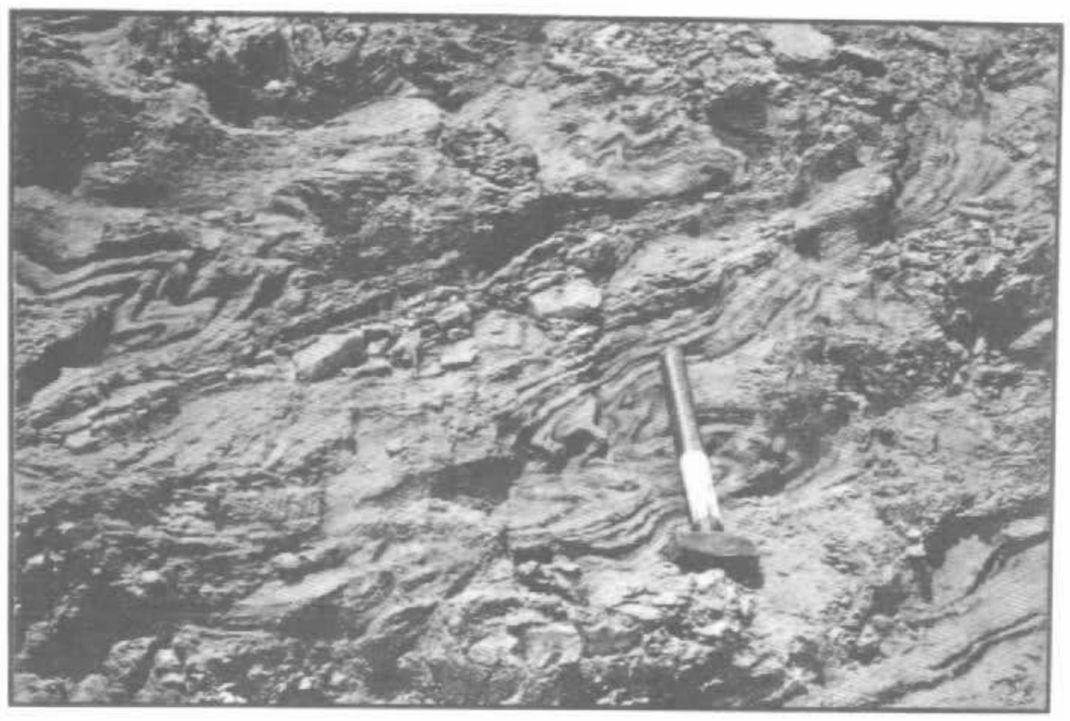


Foto 13
Dobras isoclinais e apertadas das fases tangenciais (D_{1-2}), com transposição parcial, indicando transporte de massa para NNW. Micaxistos a granada da Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa – Complexo Brusque, nas proximidades de Botuverá, folha contígua homônima, AC-24.

Foto 14
Granitóide porfirítico da Fácies Valsungana, mostrando ligeira orientação de fluxo ígneo. Região de Gavião (SE da Folha Brusque, AC-198).

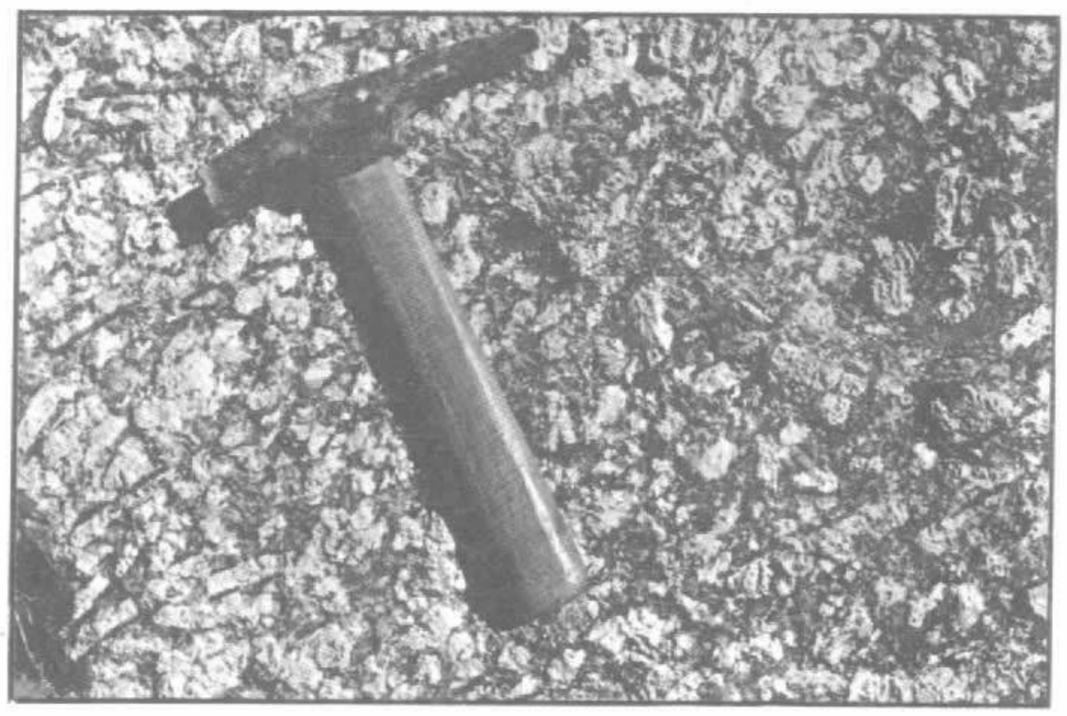


Foto 15
Aspecto do granitóide porfirítico da Fácies Valsungana com enclave de micaxisto do Complexo Brusque cornubianitizado; ambas litologias profundamente alteradas (serra do Moura, MA-150).

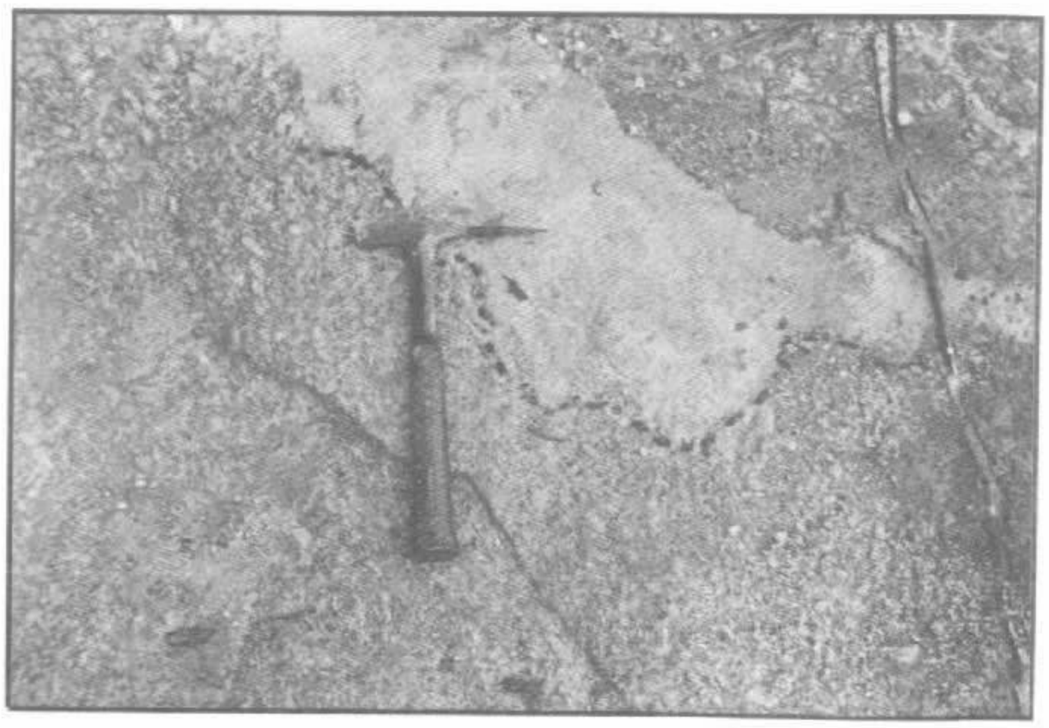


Foto 16
Enclave de granitóide leucocrático sendo assimilado pela blastese do Granitóide Valsungana. Local a norte de Brusque, AC-113.

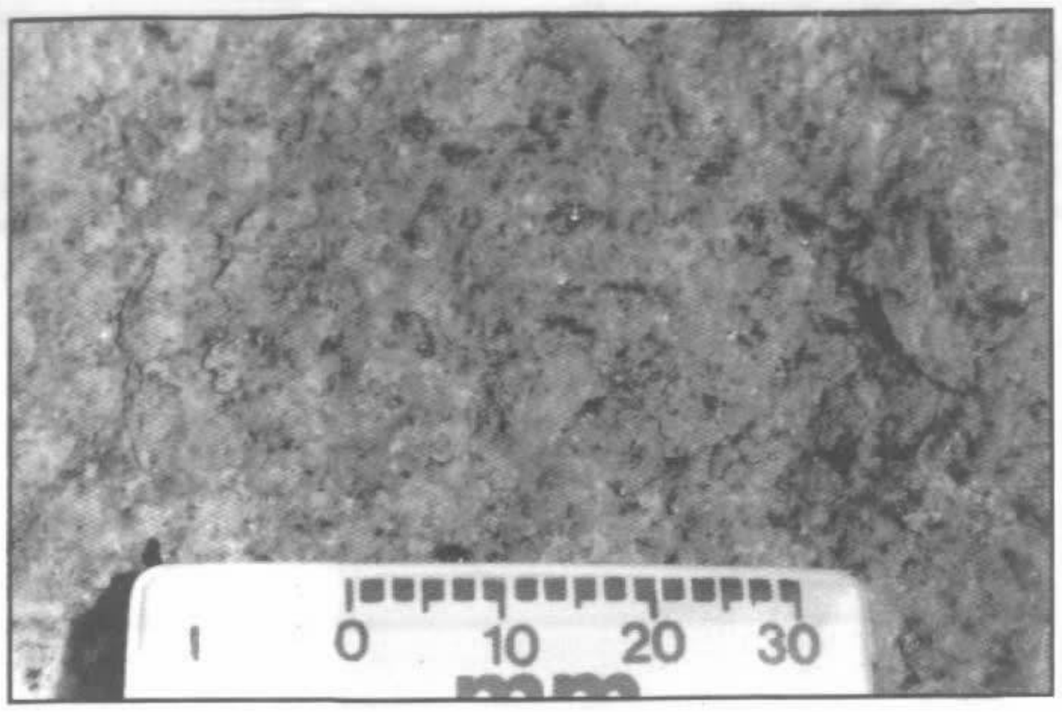


Foto 17
Granitóide Campo Novo, mostrando foliação protomilonítica relacionada às fases transcorrentes D_{3-4}.
Região de rio do Oliveira (SE da folha, MA-305).)

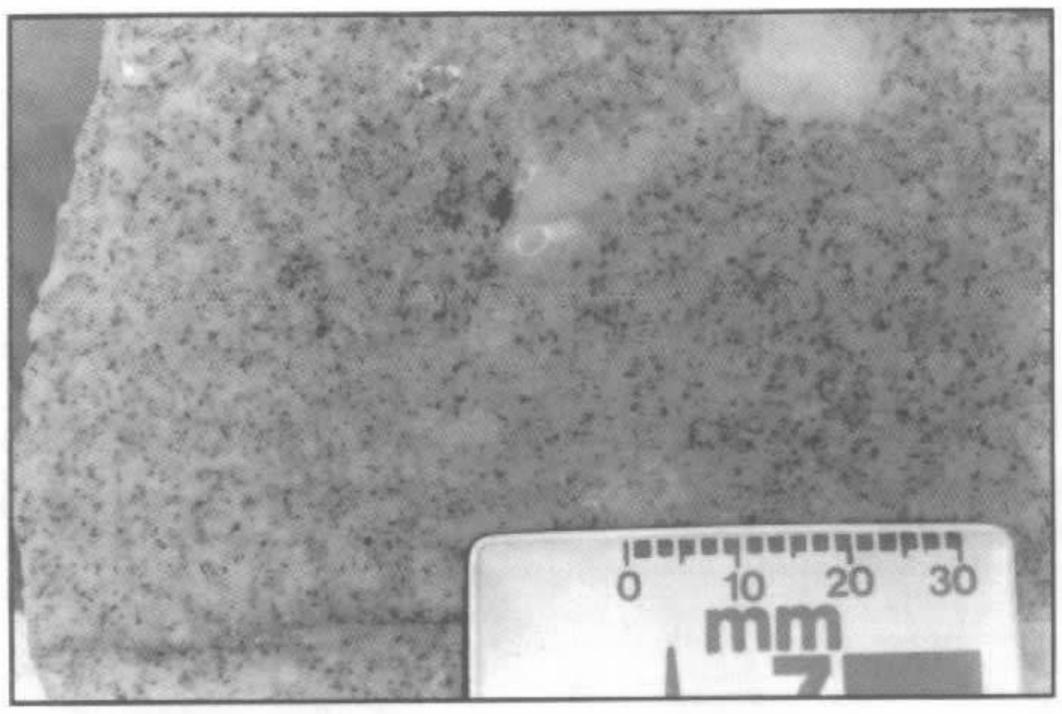


Foto 18
Granitóide da Fácies Guabiruba.
Cedro Alto, SW da folha, MA-154).

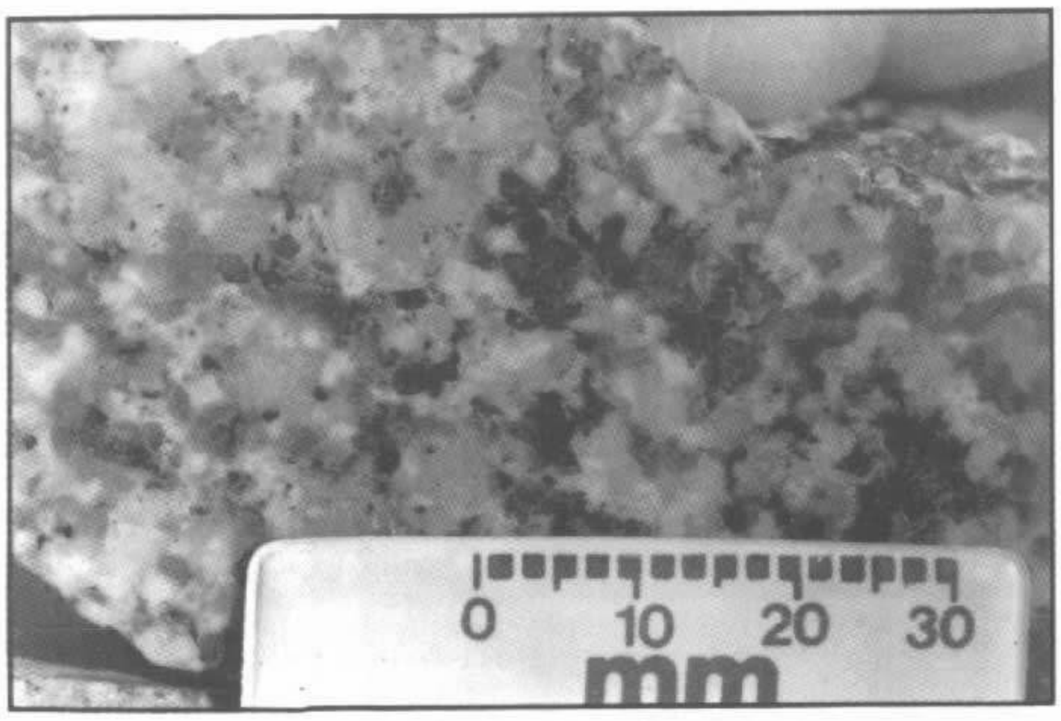


Foto 19
Granitóide da Fácies Indaiá (SE da folha, MA-183).

Foto 20
Conglomerado de terraço subatual assentado sobre filitos grafitosos alterados do Complexo Brusque.
Vale do rio Itajaí-Mirim, a norte de Brusque, AC-125.

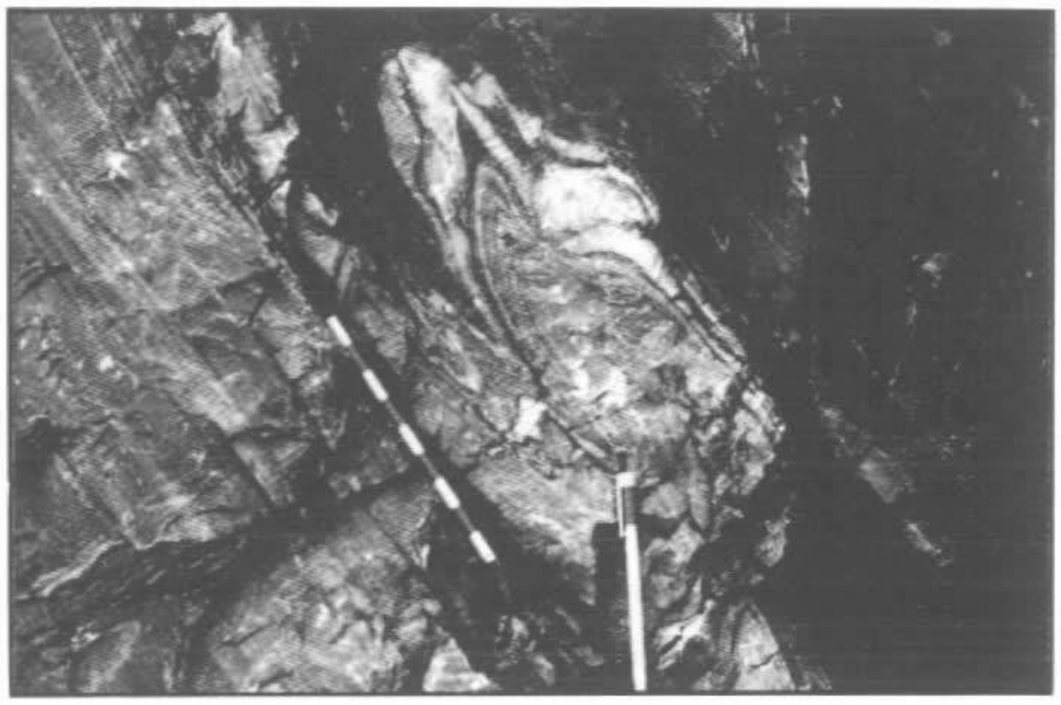


Foto 21

Isoclinal (F_{1-2}) intrafolial sem raiz contígua no flanco de uma estrutura maior F_3 em metacalcário da Unidade Carbonática (fácies xisto-verde baixo – Complexo Brusque). Pedreira Votorantim, SW da Folha Botuverá, MA-56.

Foto 22

Isoclinal intrafolial (F_{1-2} de lâmina quartzoza intercalada com pelito escuro, contida em um micróliton em meio a nívens arenosos. Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa, fácies xisto-verde baixo – Complexo Brusque, SW da Folha Botuverá.

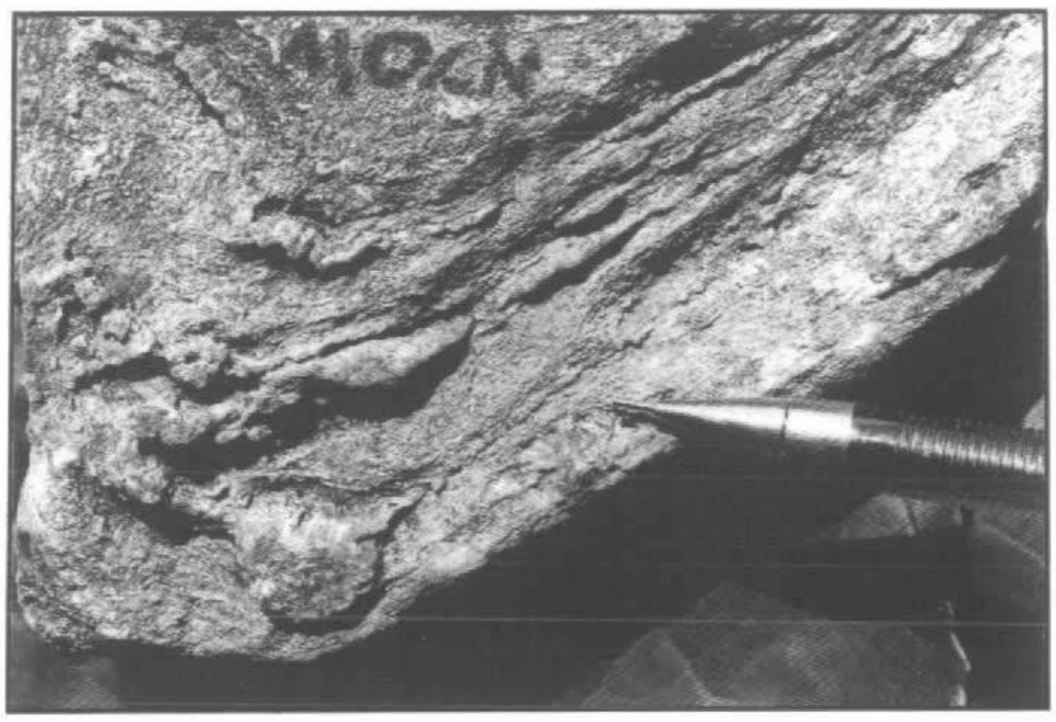


Foto 23

Charneira da F_3 redobrando F_2 na Unidade Siliciclástica Pelítico-Arenosa do Complexo Brusque, fácies xisto-verde superior; Região de Águas Negras, Folha Botuverá - AK-374.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil

Folhas em Execução

NA.19-Z	Alto Rio Negro[9]
NA.20	Boa Vista[8]
NA.20-X	Roraima Central[9]
NA.20-Z	Caracaraí[9]
SA.22-X-D	Belém[4]
SA.23	São Luís[8]
SA.23-V-C	Castanhal[4]
SA.24-Y-D-V	Irauçuba[3]
SB.22-X-B	Rondon do Pará[4]
SB.24	Jaguaribe[8]
SB.24-Z-C	Serra Talhada[1]
SB.24-Z-D-V	Sumé[1]
SC.20	Porto Velho[8]
SC.21-Z-A	Ilha 24 de Maio[1]
SC.22-X-A	Redenção[4]
SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes[1]
SC.23-Z-A/Y-B	Curimatã/Corrente[1]
SC.24	Aracaju[8]
SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas[1]
SC.24-X-A	Floresta[1]
SC.24-Y-C	Jacobina[1]
SD.22-Z-A	Itapaci[1]
SD.22-Z-B	Uruaçu[1]
SD.22-Z-C-V	Sanclerlândia[1]
SD.24-Y-B	Ilhéus[1]
SE.22	Goiânia[8]
SE.22-V-A	Guiratinga[1]
SE.22-V-B	Iporá[1]
SE.22-X-B	Goiânia[1] (rev.)
SE.23-Z-B-IV	Serro[1]
SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte[1]
SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro[1]
SE.23-Z-D-IV	Itabira[1]
SF.21	Apa[8]
SF.21-X-A	Aquidauana[1]
SF.23	Rio de Janeiro[8]
SG.22-X-B	Itararé[1]
SH.22	Porto Alegre[8]
SH.22-X-B-IV	Criciúma[1]
SH.22-Y-A	Cachoeiro do Sul[1]
SH.22-Y-C	Pedro Osório[1]

Folhas Impressas

NA.20-X-C-III	Paredão[1]
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani[1]
NB.20-Z-B-V	Monte Roraima[1]
NB.20-Z-B-VI	Monte Caburaí[1]
NB.20-Z-D-II	Rio Quinô[1]
NB.20-Z-D-III	Rio Cotingo[1]
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira[1]
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim[1]
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação
NB.21-Y-C-I	Sem denominação
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim[4]
SA.22-Y-D	Altamira[4]
SA.23-V-D	Turiaçu[4]
SA.23-X-C	Cururupu[4]
SA.23-Y-B	Pinheiro[4]
SA.23-Z-A	São Luís[4]
SA.23-Y-D	Santa Inês[4]
SB.22-X-C	Serra Pelada[4]
SB.20-Z-B-VI	Mutum[1]
SB.22-X-D	Marabá[4]
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás[4]
SB.22-Z-B	Xambioá[4]
SB.22-Z-D	Araguaína[4]
SB.23-V-B	Vitorino Freire[4]
SB.23-V-C	Imperatriz[4]
SB.24-V-C-III	Crateús[1]
SB.23-V-D	Barra do Corda[4]
SB.23-X-A	Bacabal[4]
SB.23-X-C	Presidente Dutra[4]
SB.24-V-D-V	Mombaça[1]
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró[2]
SB.24-Y-B-II	Catarina[1]
SB.24-Y-C-V	Patos[1] (PI)
SB.24-Y-C-VI	Simões[1]
SB.24-Z-B-II	Currais Novos[3]
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó[3]
SB.24-Z-C	Serra Talhada
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira[1]
SB.24-Z-D-I	Patos[1] (PB)
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho[1]
SB.24-Z-D-IV	Monteiro[1]
SB.25-V-C	Natal[2]
SB.25-V-C-IV	João Câmara[1]
SB.25-Y-C-V	Limoeiro[1]
SC.20-V-B-V	Porto Velho[1]
SC.20-V-C-V	Abunã[1]
SC.20-V-C-VI	Mutumparaná[1]
SC.20-V-D-I	Jaciparaná[1]
SC.22-X-B	Conceição do Araguaia[4]
SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto[1]
SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássia[1]
SC.24-V-A-II	Paulistana[1]
SC.24-V-A-III	Santa Filomena[1]
SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito[1]
SC.24-V-A-V	Afrânio[1]
SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo[1]
SC.24-V-B-IV	Cristália[1]
SC.24-V-C-III	Petrolina[1]
SC.24-V-D	Uauá[2]
SC.24-V-D-I	Itamotinga[1]
SC.24-X-C-V	Santa Brígida[1]
SC.24-X-C-VI	Piranhas[1]
SC.24-X-D-V	Arapiraca[1]
SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim[2]
SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha[3]
SC.24-Y-C	Jacobina[2]
SC.24-Y-D	Serrinha[1] (rev.)
SC.24-Y-D	Serrinha[2]
SC.24-Y-D-II	Gavião[1]
SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo[1]
SC.24-Y-D-V	Pintadas[1]
SC.S4-Y-D-VI	Serrinha[1]
SC.24-Z-A-I	Jeremoabo[1]
SC.24-Z-A-III	Carira[1]
SC.25-V-A-II	Vitória de Santo Antão[1]
SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda[1]
SD.21-Z-A	Rosário do Oeste[2]
SD.21-Z-C	Cuiabá[2]
SD.22-X-D	Porangatu[2]
SD.22-Z-B	Uruaçu[2]
SD.22-Z-C	Ceres[2]
SD.22-Z-D	Goianésia[2]
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá[1]
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis[1]
SD.23-X-B	Ibotirama[2]
SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa[2]
SD.23-Y-C	Brasília[2]
SD.23-Y-D	Buritis[2]
SD.23-Z-D-II	Monte Azul[3]
SD.23-Z-D-IV	Janaúba[3]
SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas[3]
SD.24-V-A-II	Utinga[1]
SD.24-V-A-V	Lençóis[1]
SD.24-V-C	Livramento do Brumado[2]
SD.24-V-C-II	Mucugê[1]
SD.24-Y-A	Vitória da Conquista[2]
SD.24-Y-B-V	Ibicaraí[1]
SD.24-Y-B-VI	Itabuna[1]
SE.22-V-B	Iporá[2]
SE.22-X-A	São Luís de Montes Belos[2]
SE.22-X-A-VI	Nazário[1]
SE.22-X-B	Goiânia[2]
SE.22-X-B-I	Nerópolis[1]
SE.22-X-B-II	Anápolis[1]
SE.22-X-B-IV	Goiânia[1]
SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões[1]
SE.22-X-B-VI	Caraíba[1]
SE.22-X-D	Morrinhos[2]
SE.23-V-B	São Romão[2]
SE.23-Z-B	Guanhães[2]
SE.23-Z-C	Belo Horizonte[2]
SE.23-Z-D	Ipatinga[2]
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu[1]
SE.24-Y-C-VI	Colatina[1]
SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo do Sapucaí[1]
SF.23-X-B-I	Mariana[1]
SF.23-X-B-II	Ponte Nova[1]
SF.23-X-B-IV	Rio Espera[1]
SF.23-X-C-III	Barbacena[1]
SF.23-X-C-VI	Lima Duarte[1]
SF.23-X-D-I	Rio Pomba[1]
SF.23-Y-B-II-2	Heliodora[1]
SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio[1]
SF.24-V-A-III	Domingos Martins[1]
Sf.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim[1]
Sf.24-V-A-VI	Piúma[1]
SG.22-Z-B	Joinville[2]
SG.22-Z-D-I-2	Botuverá[1]
SG.22-Z-D-II-1	Brusque[1]
SH.22-V-C-IV	Santa Maria[3]
SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul[2]
SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho[1]

Folhas em Editoração

NA.20-Y	Rio Marauiá[1]
SA.20-V	Rio Cuiuni[1]
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu[4]
SB.22-Z-C	Xinguara[4]
SB.23-V-A	Açailândia[4]
SB.23-X-B	Caxias[1]
SB.24-Y-B	Iguatu[1]
SB.24-Z-B	Caicó[1]
SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo[1]
SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha[1]
SC.24-V-A	Paulistana[1]
SC.24-V-C	Petrolina[1]
SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu[1]
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru[1]
SD.23-X-C-V	Coribe[1]
SD.24-V-A-I	Seabra[1]
SE.24-V-A	Almenara[1]
SE.21-Y-D	Corumbá[1]
SE.22-X-A-III	Itaberaí[1]
SF.21-V-B	Aldeia Tomásia[1]
SF.21-V-D	Porto Murtinho[1]
SF.24-V-A	Cachoeiro de Itapemirim[1]
SG.22-Z-D-V	Florianópolis[1]
SH.22-Y-B	Porto Alegre[1]
SH.22-Y-C-II	Piratini[1]

1Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; [2]Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; [3]Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; [4]Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás – Subprojeto Recursos Minerais; [5]Levantamento geológico visando ao meio meio ambiente; [6]Levantamentos aerogeofísicos; [7]Integração geológico/geoquímica de regiões metropolitanas; [8]Integração geológica/metalogenética na escala 1:1.000.000; [9]Mapeamento Geológico/Metalogenético da Região Amazônica na esca 1:500.000.

Folhas Concluídas

Disponíveis para consulta

NA.20-X-B	Uraricoera[2]
NA.21-V-A	Conceição do Maú[2]
NA.20-X-D	Boa Vista[2]
NA.20-Z-B-	Caracaraí[2]
NB.20-Z-B e NB.21-Z-A	Monte Roraima[2]
NB.20-Z-D	Vila Surumu[2]
NB.21-Y-C	Rio Maú[2]
NA.21-Z-B	Rio Citaré[2]
NA.22-V-B	Rio Oiapoque[2]
NB.22-Y-D	Cabo Orange[2]
NA.22-V-D	Lourenço[2]
NA.22-Y-A	Serra do Tumucumaque[2]
NA.22-Y-B	Rio Araguari[2]
NA.22-Y-D	Macapá[2]
SA.21-X-B	Rio Maicuru[2]
SA.24-Y-A	Parnaíba[2]
SA.24-Y-B	Acarau[2]
SA.24-Y-C	Granja[2]
SA.24-Y-D	Sobral[2]
SA.24-Z-C	Fortaleza[2]
SB.22-X-C	Rio Itacaiúnas[2]
SB.22-X-D	Marabá[2]
SB.22-Z-A	Rio Paraopebas[2]
SB.24-V-A	Piripiri[2]
SB.24-V-B	Quixadá[2]
SB.24-V-C	Crateús[2]
SB.24-V-D	Quixeramobim[2]
SB.24-X-A	Aracati[2]
SB.24-X-C	Morada Nova[2]
SB.24-Y-A	Valença do Piauí[2]
SB.24-Y-B	Iguatu[2]
SB.24-Y-C	Picos[2]
SB.24-Y-D	Juazeiro do Norte[2]
SB.24-Z-A	Souza[2]
SB.24-Z-B	Caicó[2]
SB.24-Z-D	Patos[2]
SB.25-Y-A	Cabedelo[2]
SB.25-Y-C	João Pessoa[2]
SC.20-V-C	Abunã[2]
SC.20-V-D	Ariquemes[2]
SC.20-Y-B	Alto Jamari[2]
SC.20-Y-D	Serra dos Uopianes[2]
SC.20-Z-A	Rondônia[2]
SC.20-Z-B	Rio Branco[2]
SC.20-Z-C	Presidente Médici[2]
SC.20-Z-D	Pimenta Bueno[2]
SC.21-Z-B	Vila Guarita[2]
SC.22-X-D	Miracema do Norte[2]
SC.22-Z-B	Porto Nacional[2]
SC.22-Z-D	Gurupi[2]
SC.23-X-D	São Raimundo Nonato[2]
SC.23-Y-C	Natividade[2]
SC.23-Z-B	Xique-Xique[2]
SC.23-Z-D	Barra[2]
SC.24-V-A	Paulistana[2]
SC.24-V-B	Salgueiro[2]
SC.24-X-A	Floresta[2]
SC.24-X-B	Garanhuns[2]
SC.24-X-C	Paulo Afonso[2]
SC.24-X-D	Santana do Ipanema[2]
SC.24-Y-A	Mirangaba[2]
SC.24-Z-A	Jeremoabo[2]
SC.24-Z-B/D	Aracaju/Estância[2]
SC.24-Z-C	Tobias Barreto[2]
SC.25-V-A	Recife[2]
SC.25-V-C	Maceió[2]
SD.20-V-B	Príncipe da Beira[2]
SD.20-X-A	Pedras Negras[2]
SD.20-X-B	Vilhena[2]
SD.20-X-C	Ilha do Sossego[2]
SD.20-X-D	Pimenteiras[2]
SD.21-Y-C	Mato Grosso[2]
SD.21-Y-D	Barra do Bugres[2]
SD.22-X-A	Araguaçu[2]
SD.22-X-B	Alvorada[2]
SD.22-X-C	São Miguel do Araguaia[2]
SD.22-Y-D	Barra do Garças[2]
SD.22-Z-A	Mozarlândia[2]
SD.23-V-A	Arraias[2]
SD.23-V-C	Campos Belos[2]
SD.23-X-A	Barreiras[2]
SD.23-X-C	Santa Maria da Vitória[2]
SD.23-Y-A	São João d'Aliança[2]
SD.23-Z-A	Manga[2]
SD.23-Z-B	Guanambi[2]
SD.24-V-A	Seabra[2]
SD.24-V-B	Itaberaba[2]
SD.24-V-D	Jequié[2]
SD.24-X-C	Jaguaribe[2]
SD.24-X-A	Salvador[2]
SD.24-Y-B	Ilhéus[2]
SD.24-Z-A	Itacaré[2]
SD.24-Y-C	Rio Pardo[2]
SD.24-Y-D	Itapetinga[2]
SD.24-Z-C	Canavieiras[2]
SE.21-V--D-V	Morraria do Ínsua[1]
SE.21-Y-B-II	Lagoa de Mandioré[1]
SE.21-Y-B-III	Amolar[1]
SE.23-V-A	Unaí[2]
SE.23-V-C	Paracatu[2]
SE.23-V-D	João Pinheiro[2]
SE.23-X-A	Montes Claros[2]
SE.23-X-B	Araçuaí[2]
SE.23-X-C	Pirapora[2]
SE.23-X-D	Capelinha[2]
SE.23-Y-A	Patos de Minas[2]
SE.23-Y-B	Três Marias[2]
SE.23-Y-C	Uberaba[2]
SE.23-Y-D	Bom Despacho[2]
SE.23-Z-A	Curvelo[2]
SE.24-V-C	Teófilo Otoni[2]
SE.24-Y-A	Governador Valadares[2]
SE.24-Y-C	Colatina[2]
SF.21-V-B	Baía Negra[2]
SF.21-X-A	Miranda[2]
SF.23-V-A-II.2	Rio São Lourensinho[7]
SF.23-V-A-III.1	Itanhaem[7]
SF.23-V-A-III.2	Mangagua[7]
SF.23-Y-A-V.4	Campinas[7]
SF.23-Y-A-VI.3	Valinhos[7]
SF.23-Y-C-II.2	Indaiatuba[7]
SF.23-Y-C-II.4	Cabreúva[7]
SF.23-Y-C.III.1	Jundiaí[7]
SF.23-Y-C-III.2	Atibaia[7]
SF.23-Y-C-III.3	Santana do Parnaíba[7]
SF.23-Y-C-III.4	Guarulhos[7]
SF.23-Y-C-V.2	São Roque[7]
SF.23-Y-C-V.4	Juquitiba[7]
SF.23-Y-C.VI.1	Itapecerica da Serra[7]
SF.23-Y-C-VI.2	São Paulo[7]
SF.23-Y-C-VI.3	Imbu-Guaçu[7]
SF.23-Y-C-VI.4	Riacho Grande[7]
SF.23-Y-D-I.1	Piracaia[7]
SF.23-Y-D-I.2	Igaratá[7]
SF.23-Y-D-I.3	Itaquaquecetuba[7]
SF.23-Y-D-I.4	Santa Isabel[7]
SF.23-Y-D-II.3	Jacareí[7]
SF.23-Y-D-IV.1	Suzano (Mauá)[7]
SF.23-Y-D-IV.2	Mogi das Cruzes[7]
SF.23-Y-D-IV.3	Santos[7]
SF.23-Y-D-IV.4	Bertioga[7]
SF.23-Y-D-V.1	Salesópolis[7]
SF.23-Y-D-V.2	Pico do Papagaio[7]
SF.23-V-A	Franca[2]
SF.23-V-B	Furnas[2]
SF.23-V-C	Ribeirão Preto[2]
SF.23-V-D	Varginha[2]
SF.23-X-A	Divinópolis[2]
SF.23-X-B	Ponte Nova[2]
SF.23-X-C	Barbacena[2]
SF.23-X-D	Juiz de Fora[2]
SF.23-Y-A	Campinas[2]
SF.23-Y-B	Guaratinguetá[2]
SF.23-Y-C	São Paulo[2]
SF.23-Y-D	Santos[2]
SG.22-X-A	Telêmaco Borba[2]
SG.22-X-B	Itararé[2]
SG.22-X-C	Ponta Grossa[2]
SG.22-X-D	Curitiba[2]
SG.23-V-C	Cananéia[2]
SG.23-V-A	Iguape[2]
SG.22-Z-D	Florianópolis[2]
SH.21-Z-D	Bagé[2]
SH.21-Z-B	São Gabriel[2]
SH.22-X-B	Criciúma[2]
SH.22-Y-D	Pelotas[2]
SH.22-Z-C	Mostarda[2]
SI.22-V-A	Jaguarão[2]
SI.22-V-B	Rio Grande[2]

Memória Técnica

- Mapas de serviço disponíveis para cópias heliográficas (*)
- Disquetes de computador com análises químicas, petrográficas, mineralógicas etc (*)
- Sistema de informações Geológicas do Brasil – SIGA (**)
- Bases de Dados:

GEOB e GTM	– Bibliografia	SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica, Geofísica
META	– Ocorrências Minerais	SISON	– Dados de Sondagem
AFLO	– Descricão de Afloramento	DOTE	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PETR	– Análises Petrográficas	PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

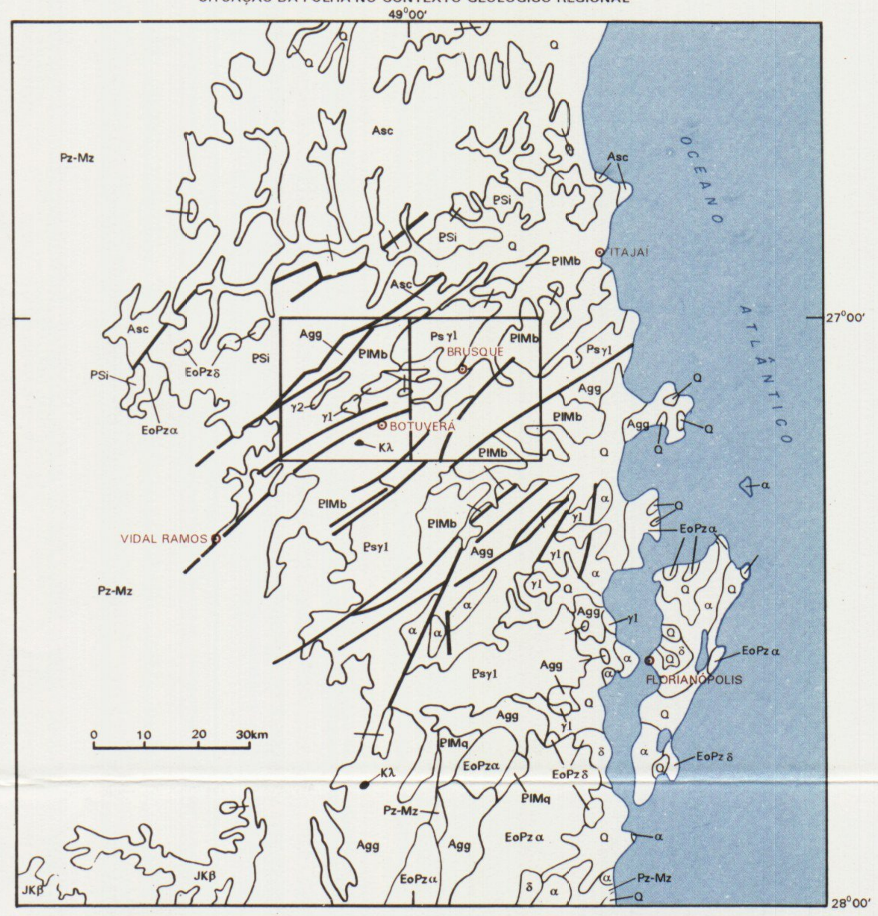
Locais de acesso: (*) DNPM: Brasília e Distrito Regional; (**)Brasília e Distritos Regionais e CPRM: Rio de Janeiro

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA BRUSQUE - SG.22-Z-D-II-1
ESCALA 1:50.000 - CPRM - 1994

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
CARTA GEOLÓGICA - ESCALA 1:50 000 - ANEXO I

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL



Fonte: Mapa geológico de Santa Catarina - Silva (1987) - Modificado

Q	QUATERNÁRIO Depósitos cenozóicos
Kλ	CRETÁCEO Rochas alcalinas
JKβ	JURÁSSICO-CRETÁCEO Basaltos (Formação Serra Geral)
Pz-Mz	PALEOZÓICO-MESOZÓICO Sedimentos da Bacia do Paraná
Ps-EoPz	PROTEROZÓICO SUPERIOR-EO-PALEOZÓICO Granitóides brasilianos: EoPz - Suítes Subida/Pedras Grandes (α); Riólitos (δ); Granitóide Faxilnal (γ2) PS - Suítes Valsungana / Guabiruba / São Pedro de Alcântara (γ1)
PSi	PROTEROZÓICO SUPERIOR Seqüência Vulcano-Sedimentar Itajaí
PIMqb	PROTEROZÓICO INFERIOR-MÉDIO (REMOBILIZAÇÃO BRASILIANA) Formação Queçaba (q); Complexo Brusque (b).
Asc/Agg	ARQUEANO (REMOBILIZAÇÕES TRANSAMAZÔNICA-BRASILIANA) Complexo Granito-Gnáissico (gg); Complexo Granulítico de SantaCatarina (sc).

Contato — Falha

INTERPRETAÇÃO INTEGRADA DE MAPAS DE CONTORNO MAGNETOMÉTRICO E RADIOMÉTRICO

INTERPRETAÇÃO MAGNETOMÉTRICA

- Zonas magnéticas
- Curvas de intensidade magnética
- Baixo magnético
- Lineamentos magnéticos
- Eixos de anomalias magnéticas

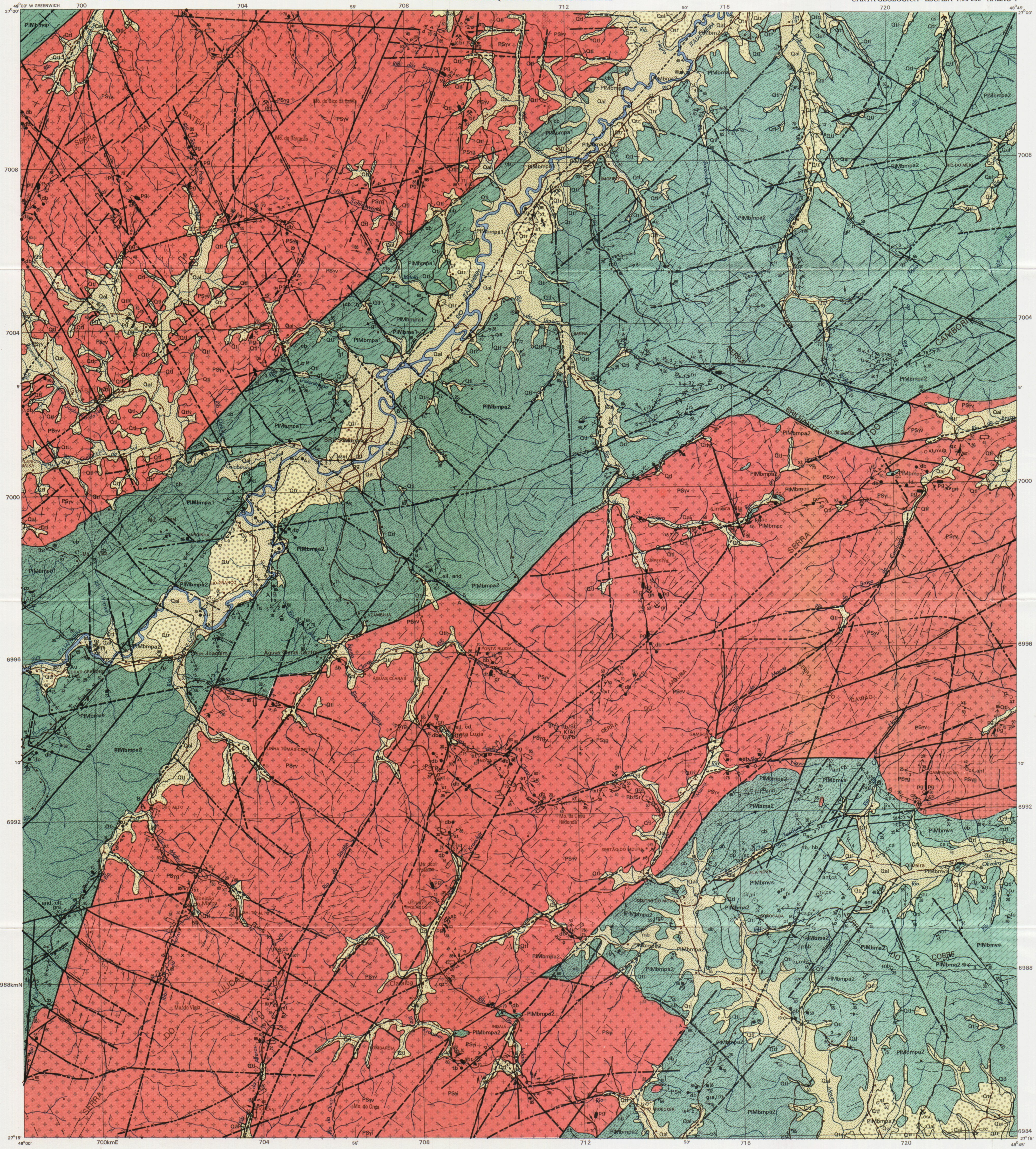
INTERPRETAÇÃO GAMAESPECTROMÉTRICA

- Contagem total > 400 cps
- Urânio > 70 cps
- Tório > 50 cps
- Razão U / Th > 1,75

FUNDO : Mapa de contorno da intensidade do campo magnético total, obtido a partir do reprocessamento (1989) dos dados originais do Projeto Aerogeofísico Serra do Mar Sul (1977).
Intervalo de contorno ∫5nT ∫25nT

Autor : AZEVEDO, M.L.V.

FOLHA SG.22-Z-D-II-1 - BRUSQUE



UNIDADES		LITÓTIPOS				LITOAMBIÊNCIA		METALOGENIA
		DEPÓSITOS CENOZÓICOS						
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	Qtl	Depósitos de tálus: areias e cascalhos, com blocos e matacões.			Continental		Au csc ar
		Qal	Aluviões e eluviões: areias e cascalhos, inconsolidados.					
		Qtr	Terraços aluviais: areias e cascalhos, pouco litificados.					
		ROCHAS PLUTÔNICAS E HIPOABISSAIS						
MESOZÓICO	CRET.	Kλra	MAGMATISMO MESOZÓICO	ra - Rochas alcalinas em veios.				U/Th
	JURO-CRET.	JKdb		db - Diabásios (Formação Serra Geral).				
EO-PALEOZÓICO		EoPzα,rl	ROCHAS FILONIANAS EO-PALEOZÓICAS	rl - Hipoabissais ácidas (vulcanismo Campo Alegre/Suite Subida): riolito.	Sin-Tardi D3-4			Au
		EoPzβ,dr		dr - Hipoabissais básico-intermediárias (provável associação com o Granitóide Faxinal): diorito.				
PROTEROZÓICO SUPERIOR		PSγg / cb	ROCHAS GRANÍTICAS — SUÍTE VALSUNGANA-GUABIRUBA	PSγg - FÁCIES GUABIRUBA: monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, equigranulares a inequigranulares, finos a médios, em corpos plutônicos e filoniano γg.	cb - rochas cornubianíticas. Metamorfismo térmico sobre rochas do Complexo Brusque: fácies albita-epidoto, hornblenda-hornfels e piroxênio-hornfels.	Sin-Tardi D3	Granitóides crustais de fonte mista, calcialcalinos a alcalinos.	A; W Ba fd gri
		PSγi		PSγi - FÁCIES INDAIÁ: monzogranitos, sienogranitos e granodioritos inequigranulares, porfiríticos, médios a grosseiros, em corpos plutônicos periféricos.				
		PSγv		PSγv - FÁCIES VALSUNGANA: v: monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, de granulação grosseira, porfiríticos, em corpos plutônicos até batolíticos.				
		COMPLEXO BRUSQUE						
PROTEROZÓICO INFERIOR - MÉDIO	UNIDADES DE FÁCIES	PIMbmpa2	PIMbmpa1/mpa2 - SILICICLÁSTICA PELÍTICA-ARENOSA: ritmitos pelítico-arenosos, arenosos e pelíticos,carbonosos ou não, bandados, com microgradação, metamorfizados nas fácies xisto-verde inferior (mpa1 - filitos, filitos grafitosos) e xisto-verde superior a anfibolito inferior (mpa2- micaxistos e quartzo-micaxistos granatíferos).		Regional: fácies xisto-verde inferior (1) e superior (2) Térmico: rochas cornubianíticas - cb Tangencial: D1-2: tanscorrente: D3-4	Marinho profundo. Depósitos bacinais: turbidíticos, relacionados a leques submarinos.		Mn Au;W mcc gf pi Ba
		mcc	PIMbmcc - CARBONÁTICA: calcários calcíticos e margas, laminados, metamorfizados nas fácies xisto-verde superior a anfibolito inferior, constituindo mármores e calcissilicáticas, com desenvolvimento de minerais típicos de metamorfismo de contato quando englobados por granitóide.			Marinho. Depósitos de plataforma carbonática, relacionados a ilhas vulcânicas.		
		PIMbmpa1 mvs	PIMbmvs - VULCANO-SEDIMENTAR: ritmitos pelíticos-arenosos e pelíticos, intercalados com margas e rochas básico-ultrabásicas, metamorfizados nas fácies xisto-verde superior - anfibolito inferior constituindo micaxistos a granada, xistos e gnaisses calcissilicáticos, exalitos e metabásicas.			Intrusões e derrames submarinos sindeposicionais. Vulcanismo toleítico a alcalino de intraplaca.		
		ma2 ma1	PIMbma1/ma2 - SILICICLÁSTICA ARENOSA: arenitos maciços ou laminados, com acamadamento gradacional, metamorfizados nas fácies xisto-verde inferior (ma1) e superior (ma2), constituindo quartzitos e quartzitos micáceos, com ou sem granada.			Barras de costa afora (?) Cordões litorâneos (?)		
		PIMbmap	PIMbmap - SILICICLÁSTICA ARENO-PELÍTICA: ritmitos arenosos, pelítico-arenosos e arenitos finos bandados, com microgradação, metamorfizados na fácies xisto-verde inferior, constituindo quartzo-filitos, filitos e quartzitos micáceos.			Marinho transicional. Depósitos de plataforma rasa (franja deltaicas), dominantemente abaixo da ação de ondas.		

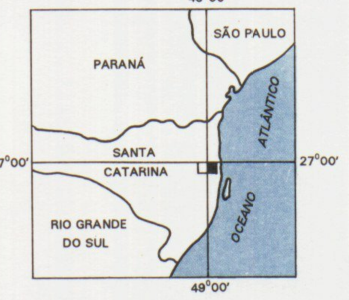
- Contato definido
- Contato aproximado
- Contato transicional
- Limite aproximado de atuação do metamorfismo térmico
- Falha ou zona de cisalhamento
- Falha provável
- Fratura
- Falha ou fratura encoberta
- Falha transcorrente sinistral com componente contracional
- Falha de movimento horizontal aparente, sinistral
- Falha de movimento horizontal aparente, dextral
- Falha com movimento vertical aparente: A = bloco alto; B = bloco baixo
- Antiforme D3, assimétrica, com caimento medido.
- Antiforme D3, assimétrica, com caimento indicado
- Milonito (zona de falha dúctil)
- Brecha de falha ou zona cataclástica
- Traços de fratura/clivagem de fratura
- Lineamento morfológico-estrutural
- Atitude do plano de falha com mergulho medido e vertical
- Foliação S1-2, com mergulho medido, vertical e indicado
- Foliação S3, com mergulho medido
- Foliação S4, com mergulho medido
- Foliação milonítica, com mergulho medido, indicado e vertical
- Eixo de minidobra D1-2, com caimento medido
- Eixo de minidobra D3, com caimento medido e indicado
- Eixo de crenulação D3, com caimento medido
- Eixo de minidobra D4, com caimento medido
- Eixo de crenulação D4, com caimento medido
- Lineação B3, com caimento medido
- Lineação B, de fase indeterminada, com caimento medido e vertical
- Eixo de *boudin*, com caimento medido
- Junta, com mergulho medido e vertical
- Fratura preenchida, com mergulho medido, vertical e indicado com designação do tipo litológico ou mineral; pg - pegmatito
- Dique, com indicação da rocha; db - diabásio
- Dique, com mergulho medido, vertical e indicação da rocha; db - diabásio
- Orientação do fluxo magmático: fenocristal de feldspato com ou sem mergulho medido e vertical
- Datação geocronológica (local aproximado), com indicação do método e rocha utilizados:
  - Rb/Sr - Rubídio/Estrôncio
  - K/Ar - Potássio/Argônio
  - U/Pb - Urânio/Chumbo (zircões)
- Lavra rudimentar intermitente
- Lavra rudimentar inativa
- Ocorrência mineral em sub superfície
- Afloramento descrito
- Minerais destacados:
  - ac - actinolita
  - and - andaluzita
  - cd - cordierita
  - clt - cloritóide
  - dp - diopsídio
  - el - espinélio
  - fbr - fibrolita
  - gra - granada
  - gf - grafita
  - hb - hornblenda
  - mt - magnetita
  - qz - quartzo
  - sil - sillimanita
  - tm - tremolita
- Corpos de rocha não mapeáveis:
  - anf - anfibolito
  - apt - aplito
  - cs - calcissilicática
  - cb - rocha cornubianítica
  - db - diabásio
  - dr - diorito
  - gn - gnaisse
  - gr - granito fino
  - mb - metabásica
  - mtf - metatufo
  - pg - pegmatito
  - qt - quartzito
  - ra - rocha alcalina
  - rl - riolito
  - tu - quartzo-turmalinito bandado
  - xt - xisto
- Ocorrência Mineral:
  - ar - areia
  - Au - ouro
  - Ba - barita
  - br - brita
  - cc - calcário
  - csc - cascalho
  - fd - feldspato
  - gf - grafita
  - gri - granito industrial
  - Mn - manganês
  - pi - pirita
  - pir - pirrotita
  - Sb - saibro

- CIDADE
- Vila
- Fazenda e outras localidades
- Estrada pavimentada
- Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
- Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
- Curso de água permanente

Base planimétrica elaborada pelo Centro de Cartografia a partir da folha SG.22-Z-D-II-1 Brusque, escala 1:50.000, 1ª ed., IBGE, 1974.
Dados temáticos e atualização da base planimétricas, foram transferidos pelos técnicos da SUREG/PA, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite. Compilação e orientação na SUREG/PA: Marco Aurélio Schneiders da Silva.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia - CECAR/Superintendência de Apoio e Desenvolvimento Tecnológico - SUDETE.
Superintendente da SUDETE: Giuseppina Giaquinto de Araújo.
Chefe do CECAR: Manoel Leite de Sá
Editoração Cartográfica: Marília Gomes dos Santos, Wilhelm Petter de Freire Bernard, Carlos Alberto da S. Copolillo, Maria Luiza Poucinho e José Henrique da Silva.

Autores: Alfeu Levy da Silva Caldasso
Antonio Sílvio Jornada Krebs
Marco Aurélio Schneiders da Silva
Supervisor: Gilberto Emílio Ramgrab
Colaboradores: Adalberto de Abreu Dias
Wilson Wildner

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, através de suas Unidades Regionais, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGEO. Esta carta foi elaborada pela Superintendência Regional de Porto Alegre, tendo sido concluída em março de 1991, sob a coordenação regional dos geólogos Antonio Morgental e Eduardo Camozzato e coordenação nacional do geólogo Valter José Marques.



49°15' – 48°30' / 26°45' – 27°30'		
BLUMENAU SG.22-Z-B-IV-4	GASPAR SG.22-Z-B-V-3	ITAJAÍ SG.22-Z-B-V-4
BOTUVERÁ SG.22-Z-D-I-2	BRUSQUE SG.22-Z-D-II-1	CAMBORIÚ SG.22-D-II-2
AGUTI SG.22-Z-D-I-4	SÃO JOÃO BATISTA SG.22-Z-D-II-3	BIGUAÇÚ SG.22-Z-D-II-4

ESCALA 1:50.000
1000m 0 1000 2000 3000m

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 51° W.Gr., acrescidas as constantes: 10.000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Chuá, MG
Declinação magnética do centro da folha em 1994: 16°28'W; cresce 6,9' anualmente.

CPRM
1994

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

FOLHA SG.22-Z-D-II-1 - BRUSQUE

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
CARTA METALOGENÉTICA / PREVISIONAL - ESCALA 1:250 000 - ANEXO II

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIA MINERAL

Au - ouro; Ba - barita; Mn - manganês; ar - areia; br - brita; cc - calcário; csc - cascalho; fd - feldspato; gf - grafita; gra - granito; pi - pirita; pir - pirrotita; sb - saibro

MORFOLOGIA (orientada na direção dos corpos).

estratiforme; filoniana; lenticular; irregular (amas); colunar (pipe), chaminé; indeterminada ou não conhecida

O símbolo morfológico, quando tracejado, representa jazimento subaflorante.

TEXTURA

bandada, laminada, xistosa; nodular, pisolítica, oolítica; disseminada, rede; maciça, granular, brechóide; multivenulada, *stockwork*, *stringer*; "boxwork", pulverulenta, terrosa; pegmatítica

CLASSE DOS JAZIMENTOS

detríticos em pláceres.
de alteração superficial.
sedimentares e/ou associados a seqüências sedimentares.
vulcanogênicos e/ou associados a seqüências vulcanossedimentares.
ligados a rochas básico-ultrabásicas.
ligados a rochas alcalinas, carbonatitos e kimberlitos.
ligados a rochas granitóides.
ligados a pegmatitos.
filonianos hidrotermais.
metamórfico-metassomáticos.

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOFÍSICOS

Zonas Anômalas

U - de urânio (valor superior a 80 cps).
U/Th>2 - de razão U/Th maior que 2. U/Th > 2,5 - maior que 2,5.
M - de susceptibilidade magnética aparente (superior a 0,5 x 10^{-3} e.m.u.).

Estações Anômalas

R 1400 - de radiometria terrestre (valor de 1400 cps).
anomalias eletromagnéticas de 2ª e 3ª prioridades.
possíveis efeitos sobre as anomalias, onde indicado: H - de atividade humana; R - de interferência de ruídos atmosféricos.

ELEMENTOS TECTONO-ESTRUTURAIS INFERIDOS PELA GEOFÍSICA

eixos magnéticos de primeira derivada com redução ao polo (positivo).

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS

Zonas Anômalas

Au,sc,mz - em concentrado de bateia para ouro (Au), scheelita (sc), monazita (mz).

Estações Anômalas (valores em ppm quando indicados)

em sedimento de corrente para Co(cobalto), Cr (cromo), Ni (níquel), V (vanádio), Fe (ferro).
em concentrado de bateia para Au (ouro), scheelita (sc), monazita (mz), calcopirita (cp).

OUTROS INDÍCIOS

× tu - quartzo-turmalinitos bandados (exalitos).
× mb - rochas metabásicas.

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO: pequeno; médio; grande

SITUAÇÃO ATUAL: mina; jazida; garimpo (lavra rudimentar); depósito; ativo; inativo; intermitente

CATEGORIAS

Substância	Pequeno	Médio	Grande	Unidade
calcário	< 10^6		> 10^7	t

As aluviões e terraços do rio Itajaí-Mirim e seus afluentes são eventualmente garimpados para ouro, desconhecendo-se reservas e dados de produção, razão pela qual não se usou símbolo de tamanho, nem se contornou possíveis áreas mineralizadas/previsionais.

ÁREAS MINERALIZADAS/ PREVISIONAIS

PROVÁVEL: relação entre jazimento e contexto geológico claramente definido; identificação de metalotectos comprovados e possíveis; presença de indícios diretos e indiretos de mineralizações.

POSSÍVEL: contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos possíveis; raridade de indícios diretos de mineralizações e presença de indícios indiretos.

POTENCIAL: contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos possíveis; presença de indícios indiretos de mineralizações e ausência de indícios diretos.

CARACTERÍSTICAS

ÁREA I - Caracteriza-se pela ocorrência de um indício direto de mineralização aurífera, representando por filão de quartzo com ouro, pirita, óxidos de ferro e manganês. Esta área é a extensão da área Previsional IV delimitada na Folha Botuverá adjacente, a qual caracteriza-se por ampla zona anômala de ouro em concentrado de bateia que circunscreve um corpo granítico da Suíte Valsungana/Guabiruba intrusivo nos metamorfitos do Complexo Brusque. A proximidade de outros corpos graníticos (Maciço Valsungana Norte) também intrusivos no complexo, deu origem, neste setor, a uma extensa área de xistos cornubianitizados. Falhamentos NE-SW e, secundariamente, NW-SE, balizaram a colocação do Granitóide. Potencialidade para mineralização aurífera filoniana, desenvolvida por remobilização hidrotermal na periferia das instrusões graníticas, e controladas pelas falhas/fraturas NE-SW e NW-SE.

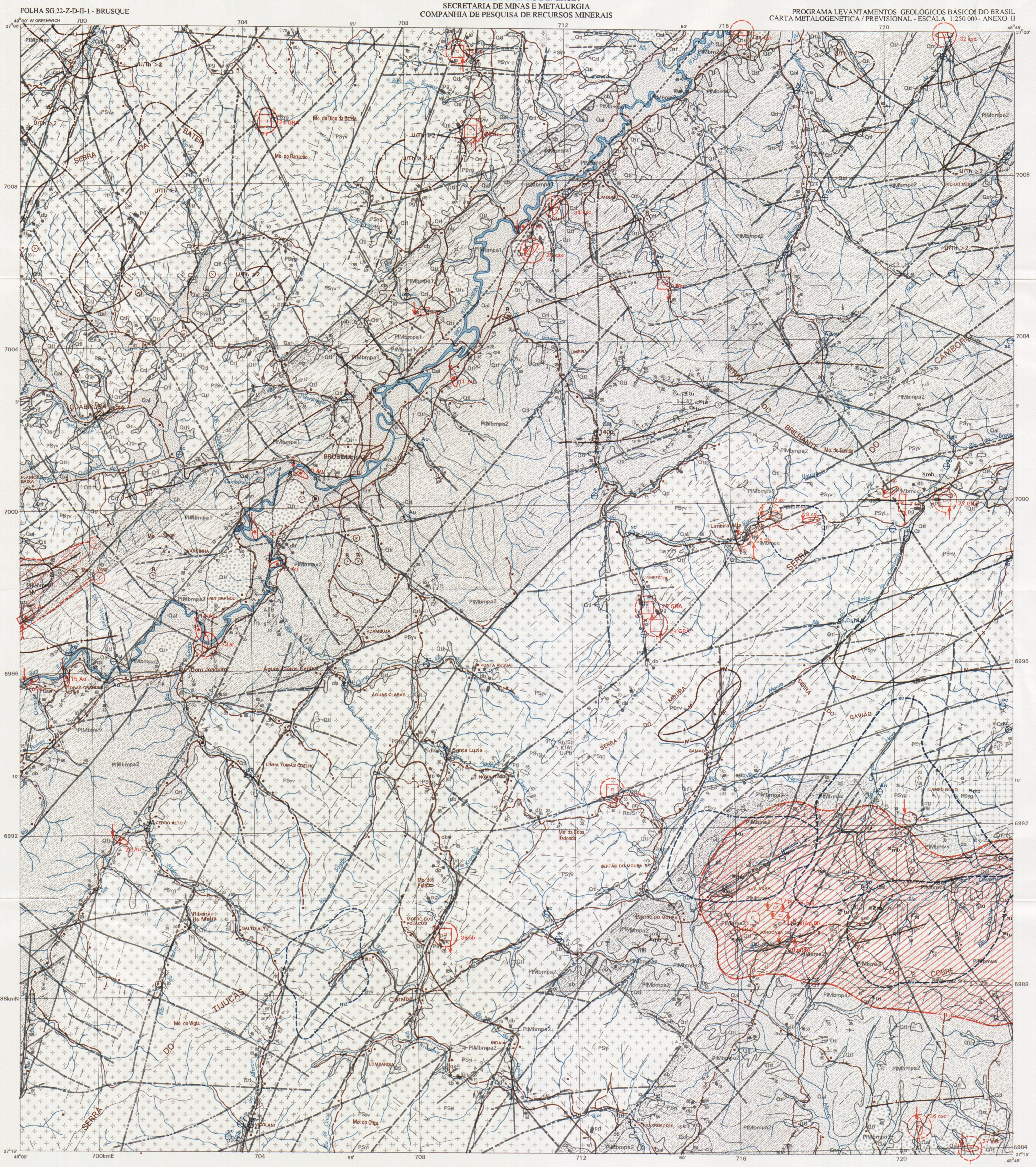
ÁREA II - Constitui a área de maior importância metalogenética potencial dentro da Folha Brusque, onde são registradas mineralizações sulfetadas primárias, com teores anômalos elevados em Au, Ag, Bi. Geologicamente, corresponde a unidade vulcano-sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque, envolvendo rochas calcissilicáticas, metabásico-ultrabásicas, quartzo-turmalinitos bandados (exalitos), biotita-quartzo xistos por vezes magnéticos, raras metavulcânicas ácidas e metatufos de composição intermediária. A mineralização primária sulfetada é representada por pirita que se associa aos níveis de quartzo turmalinitos bandados (exalitos) ou a níveis decimétricos de pirrotita + pirita + calcopirita + ilmenita intercalados concordantes em rochas metabásicas calcissilicáticas. Teores anômalos de Au (0,02 ppm a 0,18 ppm), Ag (0,4 ppm a 1,6 ppm), Bi (41 ppm a 192 ppm) foram determinados nestes sulfetados. Níveis / lentes de quartzo concordantes (exudação metamórfica ?), com abundantes sulfetos (pirita + arsenopirita) encaixam-se nos metapelitos arenosos que recobrem a unidade metavulcano-sedimentar. Uma anomalia de ouro em concentrado de bateia demarca a bacia da margem direita do rio Oliveira, onde são mais abundantes as exposições de quartzo-turmalinitos bandados. Zonas anômalas de scheelita e anomalias pontuais de calcopirita e arsenopirita em concentrados de bateia também foram registradas. Anomalias aeroeletromagnéticas sugerem ocorrência de corpos condutores associados a unidade metavulcano-sedimentar. Uma destas anomalias coincide com anomalias de IP, EM e magnética detectadas no terreno, que revelou, através de sondagem, o nível sulfetado de pirrotita + (pirita + calcopirita + ilmenita).

DISCRIMINAÇÃO DOS METALOTECTOS

ÁREAS	MINERALIZAÇÕES ESPERADAS	INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÕES - DIRETOS	INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÕES - INDIRETOS	METALOTECTOS - COMPROVADO	METALOTECTOS - PROVÁVEL	METALOTECTOS - POSSÍVEL
I	Au ± sulfetos filonianos	Au ± sulfetos filonianos	—	Filões de quartzo com ouro ± sulfetos.	Periferia de intrusões graníticas com desenvolvimento de ampla faixa de metamorfismo de contato (continuidade da Área IV - Folha Botuverá). Zonas cisalhamento NE-SW balizando a intrusão	Anomalia magnética
II	Au ± sulfetos	Au ± sulfetos	(Au,Ag,Bi,Cu) (ouro, calcopirita, scheelita)	—	Seqüência metavulcano-sedimentar compreendendo rochas calcissilicáticas, metabásico-ultrabásicas, quartzo-turmalinitos (exalitos), biotita-quartzo xistos por vezes magnéticos, raras metavulcânicas ácidas e metatufos de composição intermediária. Níveis de quartzo-turmalinitos (exalitos) com disseminações de sulfetos (pirita). Níveis / lentes de quartzo concordantes com abundantes sulfetos (pirita, arsenopirita). Anomalías de IP coincidentes com anomalias EM e magnetométricas indicando corpos condutores.	Anomalias aeroeletromagnéticas

LISTAGEM DE RECURSOS MINERAIS

Nº DE REF.	SUBSTÂNCIA MINERAL	LOCAL	ROCHAS ENCAIXANTES / HOSPEDEIRA E / OU ASSOCIADA	DADOS ECONÔMICOS
01	Calcário	Braço do Camboriú	Granitóide	
02	Calcário	Limeira Alta	Granotóide	Reserva Geológica : 0,31 x 10^5t CaO - 34,0%; MgO - 8,0%; RI - 21,0%
03	Calcário	Limeira Alta	Granitóide	
04	Calcário	Limeira Alta	Granitóide	
05	Calcário	Campo Novo	Granitóide	
06	Barita	Limeira Alta	Granitóide	
07	Feldspato	Braço do Camboriú	Granitóide	
08	Grafita	Batéias	Filitos	
09	Manganês	Limoeiro	Filitos	
10	Ouro	Limoeiro	Aluviões	Teor : 0,036 g/m^3
11	Ouro	Santa Terezinha	Aluviões	Teor : 0,028 g/m^3
12	Ouro	Brusque	Aluviões	Teor : 0,045 g/m^3
13	Ouro	José Ebel	Filitos	Teor : 1,0 ppm
14	Ouro	Dom Joaquim	Aluviões	Teor : 0,059 g/m^3
15	Ouro	Pedras Grandes Alta	Aluviões	
16	Ouro	Pedras Grandes Alta	Aluviões	
17	Pirita (Au, Ag)	Sorocaba	Quartzo-Turmalinito	Teores : Au - 0,2 ppm; Ag - 0,8 ppm
18	Pirita (Ag, Bi)	Sorocaba	Quartzo-Turmalinito	Teores : Ag - 1,6 ppm; Bi - 192 ppm
19	Pirita (Bi)	Sorocaba	Quartzo-Turmalinito	Teor : Bi - 46 ppm
20	Ouro	Brusque	Aluviões	Teor : 0,019 g/m^3
21	Ouro	Brusque	Aluviões	Teor : 0,105 g/m^3
22	Ouro	Cedro Alto	Aluviões	Teor : 0,0279 g/m^3
23	Pirrotita/Pirita	Sorocaba	Metabasito / Calcissilicática	
24	Granito	Morro do Barracão	Monzogranito	
25	Brita	Ribeirão dos Reis	Monzogranito	
26	Brita	Ribeirão dos Souzas	Monzogranito	
27	Granito	Braço do Camboriú	Monzogranito	
28	Granito	Campestre	Monzogranito	
29	Granito	Campreste	Monzogranito	
30	Granito	Serra dos Moura	Monzogranito	
31	Cascalho	Brilhante de Fora	Areias, Cascalhos	
32	Cascalho	Ribeirão do Capim	Areias, Cascalhos	
33	Areia	Rio Branco	Aluviões	
34	Cascalho	Limeira	Areias, Cascalhos	
35	Cascalho	Limeira	Areias, Cascalhos	
36	Cascalho	Canelinha	Areias, Cascalhos	
37	Cascalho	Canelinha	Areias, Cascalhos	
38	Saibro	Morro dos Polacos	Monzogranito	



UNIDADES			LITÓTIPOS		LITOAMBIÊNCIA	METALOGENIA
DEPÓSITOS CENOZÓICOS						
CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	Qtl	Depósitos de tálus: areias e cascalhos, com blocos e matacões.		Continental	
		Qal	Aluviões e eluviões: areias e cascalhos, inconsolidados.			Au csc ar
		Qtr	Terraços aluviais: areias e cascalhos, pouco litificados.			
ROCHAS PLUTÔNICAS E HIPOABISSAIS						
MESOZÓICO	CRET.	Kλra	MAGMATISMO MESOZÓICO	ra - Rochas alcalinas em veios.		U/Th
	JURO-CRET.	JKdb		db - Diabásios (Formação Serra Geral).		
EO-PALEOZÓICO		EoPzα,rl	ROCHAS FILONIANAS EO-PALEOZÓICAS	rl - Hipoabissais ácidas (vulcanismo Campo Alegre/Suite Subida): riolito.	Sin-Tardi D3-4	Au
		EoPzβ,dr		dr - Hipoabissais básico-intermediárias (provável associação com o Granitóide Faxinal): diorito.		
PROTEROZÓICO SUPERIOR	ROCHAS GRANÍTICAS - SUÍTE VALSUNGANA-GUABIRUBA	PSγg	cb - rochas cornubianíticas. Metamorfismo térmico sobre rochas do Complexo Brusque: fácies albita-epidoto, hornblenda-hornfels e piroxênio-hornfels.	PSγg - FÁCIES GUABIRUBA: monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, equigranulares a inequigranulares, finos a médios, em corpos plutônicos e filoniano γg.	Sin-Tardi D3; Granitóides crustais de fonte mista, calcialcalinos a alcalinos.	A; W Ba fd gri
		PSγi		PSγi - FÁCIES INDAIÁ: monzogranitos, sienogranitos e granodioritos inequigranulares, porfiríticos, médios a grosseiros, em corpos plutônicos periféricos.		
		PSγv		PSγv - FÁCIES VALSUNGANA: v: monzogranitos, sienogranitos e granodioritos, de granulação grosseira, porfiríticos, em corpos plutônicos até batolíticos.		
COMPLEXO BRUSQUE						
PROTEROZÓICO INFERIOR - MÉDIO	UNIDADES DE FÁCIES	PIMbmpa2 / PIMbmpa1	PIMbmpa1/mpa2 - SILICICLÁSTICA PELÍTICA-ARENOSA: rítmitos pelítico-arenosos, arenosos e pelíticos, carbonosos ou não, bandados, com microgradação, metamorfizados nas fácies xisto-verde inferior (mpa1 - filitos, filitos grafitosos) e xisto-verde superior a anfibolito inferior (mpa2- micaxistos e quartzo-micaxistos granatíferos).	Regional: fácies xisto-verde inferior (1) e superior (2); Térmico: rochas cornubianíticas - cb; Tangencial: D1-2; transcorrente: D3-4	Marinho profundo. Depósitos bacinais: turbidíticos, relacionados a leques submarinos.	Mn Au;W mcc gf pi Ba
		mcc	PIMbmcc - CARBONÁTICA: calcários calcíticos e margas, laminados, metamorfizados nas fácies xisto-verde superior a anfibolito inferior, constituindo mármores e calcissilicáticas, com desenvolvimento de minerais típicos de metamorfismo de contato quando englobados por granitóide.		Marinho. Depósitos de plataforma carbonática, relacionados a ilhas vulcânicas.	
		mvs	PIMbmvs - VULCANO-SEDIMENTAR: ritmitos pelíticos-arenosos e pelíticos, intercalados com margas e rochas básico-ultrabásicas, metamorfizados nas fácies xisto-verde superior - anfibolito inferior constituindo micaxistos a granada, xistos e gnaisses calcissilicáticos, exalitos e metabásicas.		Intrusões e derrames submarinos sindeposicionais. Vulcanismo toleítico a alcalino de intraplaca.	
		ma2 / ma1	PIMbma1/ma2 - SILICICLÁSTICA ARENOSA: arenitos maciços ou laminados, com acamadamento gradacional, metamorfizados nas fácies xisto-verde inferior (ma1) e superior (ma2), constituindo quartzitos e quartzitos micáceos, com ou sem granada.		Barras de costa afora (?) Cordões litorâneos (?)	
		PIMbmap	PIMbmap - SILICICLÁSTICA ARENO-PELÍTICA: ritmitos arenosos, pelítico-arenosos e arenitos finos bandados, com microgradação, metamorfizados na fácies xisto-verde inferior, constituindo quartzo-filitos, filitos e quartzitos micáceos.		Marinho transicional. Depósitos de plataforma rasa (franja deltaicas), dominantemente abaixo da ação de ondas.	

Contato definido
Contato aproximado
Contato transicional
Limite aproximado de atuação do metamorfismo térmico
Falha ou zona de cisalhamento
Falha provável
Fratura
Falha ou fratura encoberta
Falha transcorrente sinistral com componente contracional
Falha de movimento horizontal aparente, sinistral
Falha de movimento horizontal aparente, dextral
Falha com movimento vertical aparente: A = bloco alto; B = bloco baixo
Antiforme D3, assimétrica, com caimento medido.
Antiforme D3, assimétrica, com caimento indicado
Milonito (zona de falha dúctil)
Brecha de falha ou zona cataclástica
Foliação milonítica, com mergulho medido, indicado e vertical
Eixo de minidobra D1-2, com caimento medido
Eixo de minidobra D3, com caimento medido e indicado
Eixo de crenulação D3, com caimento medido
Eixo de minidobra D4, com caimento medido
Eixo de crenulação D4, com caimento medido
Traços de fratura/clivagem de fratura
Lineamento morfológico-estrutural
Atitude do plano de falha com mer- gulho medido e vertical
Foliação S1-2, com mergulho medido, vertical e indicado
Foliação S3, com mergulho medido
Foliação S4, com mergulho medido
Lineação B3, com caimento medido
Lineação B, de fase indeterminada, com caimento medido e vertical
Eixo de *boudin*, com caimento medido
Junta, com mergulho medido e vertical
Fratura preenchida, com mergulho medido, vertical e indicado com designação do tipo litológico ou mineral; pg - pegmatito
Dique, com indicação da rocha; db - diabásio
Dique, com mergulho medido, vertical e indicação da rocha; db - diabásio
Orientação do fluxo magmático: fenocristal de feldspato com ou sem mergulho medido e vertical
Datação geocronológica (local aproximado), com indicação do método e rocha utilizados:
Rb/Sr - Rubídio/Estrôncio
K/Ar - Potássio/Argônio
U/Pb - Urânio/Chumbo (zircões)

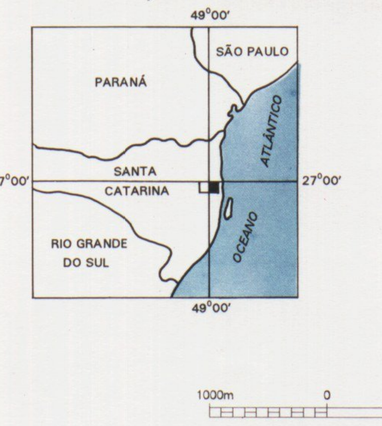
CIDADE
Vila
Fazenda e outras localidades
Estrada pavimentada
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Curso de água permanente

Base planimétrica elaborada pelo Centro de Cartografia a partir da folha SG.22-Z-D-II-1 Brusque, escala 1:50.000, 1ª ed., IBGE, 1974.
Dados temáticos e atualização da base planimétricas, foram transferidos pelos técnicos da SUREG/PA, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite. Compilação e orientação na SUREG/PA: Marco Aurélio Schneiders da Silva.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia - CECAR/Superintendência de Apoio e Desenvolvimento Tecnológico - SUDETE.
Superintendente da SUDETE: Giuseppina Giaquinto de Araújo.
Chefe do CECAR: Manoel Leite de Sá
Editoração Cartográfica: Marília Gomes dos Santos, Wilhelm Petter de Freire Bernard, Carlos Alberto da S. Copolillo, Maria Luiza Poucinho e José Henrique da Silva.

Autor: Gilberto Emílio Ramgrab
Colaboradores:
Geologia: Alfeu Levy da Silva Caldasso
Antonio Sílvio Jornada Krebs
Marco Aurélio Schneiders da Silva
Geoquímica: Carlos Alberto Kirchner
Geofísica: Antônio Flávio Uberti Costa
Maria Laura Vereza de Azevedo
Geologia Estrutural: Adalberto de Abreu Dias
Petrologia: Wilson Wildner

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, através de suas Unidades Regionais, sob a coordenação do Departamento de Geologia - DEGEO. Esta carta foi elaborada pela Superintendência Regional de Porto Alegre, tendo sido concluída em março de 1991, sob a coordenação regional dos geólogos Antonio Morgental e Eduardo Camozzato e coordenação nacional do geólogo Valter José Marques.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

	49°15'	49°00'	48°45'	48°30'
26°45'	BLUMENAU SG.22-Z-B-IV-4	GASPAR SG.22-Z-B-V-3	ITAJAÍ SG.22-Z-B-V-4	26°45'
27°00'	BOTUVERÁ SG.22-Z-D-I-2	BRUSQUE SG.22-Z-D-II-1	CAMBORIÚ SG.22-D-II-2	27°00'
27°15'	AGUTI SG.22-Z-D-I-4	SÃO JOÃO BATISTA SG.22-Z-D-II-3	BIGUAÇÚ SG.22-Z-D-II-4	27°15'
27°30	49°15'	49°00'	48°45'	27°30

ESCALA 1:50.000

1000m 0 1000 2000 3000m

PROJEÇÃO UNIVERSAL TRANSVERSA DE MERCATOR

Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 51° W.Gr., acrescidas as constantes: 10.000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Chuá, MG
Declinação magnética do centro da folha em 1994: 16°28'W; cresce 6,9' anualmente.

CPRM
1994