MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

Execução pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM
Superintendência Regional de Belo Horizonte, em Convênio com o
Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM

DOMINGOS MARTINS

FOLHA SF.24-V-A-III

– ESTADO DO ESPÍRITO SANTO –

TEXTO EXPLICATIVO

ORGANIZADO POR

Wilson Luis Féboli

Edição patrocinada por

GERES
Grupo Executivo para Recuperação
Econômica do Estado do Espírito Santo

CPRM

BRASÍLIA

1993

I96
CPRM – DIDOTE
ARQUIVO TÉCNICO
Relatório n.º 2183-S
N.º de Volumes: 1 V: –
PLH – 001163

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
Paulino Cícero de Vasconcellos
Ministro de Estado

SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
Luiz André Rico Vicente
Secretário

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL – DNPM

Elmer Prata Salomão
Diretor

Jorge Antonio Zir Filho
Coordenador de Geologia e Produção Mineral

Emanuel Teixeira de Queiroz
Chefe do Serviço de Exploração Mineral e Metalogenia

Benedicto Waldir Ramos
Chefe da Divisão de Geologia

Walter Hugo Schmaltz
Chefe da Divisão da Produção *Mineral*

Frederico Lopes Meira Barbosa
Coordenador de Economia e Tecnologia Mineral

Gilberto Ruy Derze
Chefe do Serviço de Cartografia e Informação Geológica

Carlos Borba de Souza
Chefe da Divisão de Planejamento e Economia Mineral

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS – CPRM

Carlos Oiti Berbert
Presidente

Hermes Augusto Verner Inda
Diretor de Geologia e Recursos Hídricos

Antonio Juarez Milmann Martins
Diretor de Recursos Minerais

Fábio César Condé Rocha
Diretor de Administração e Finanças

Giuseppina Giaquinto de Araújo
Superintendente de Apoio e Desenvolvimento Tecnológico

Augusto Wagner Padilha Martins
Superintendente de Planejamento, Informática e Métodos

Cladis Antônio Pressotto
Superintendente Regional de Porto Alegre

Luíz Sguissardi do Carmo
Superintendente Regional de São Paulo

Osvaldo Castanheira
Superintendente Regional de Belo Horizonte

João de Castro Mascarenhas
Superintendente Regional de Recife

Fernando Pereira de Carvalho
Superintendente Regional de Manaus

José Carlos Vieira Gonçalves da Silva
Superintendente Regional de Salvador

Odair Olivatti
Superintendente Regional de Goiânia

Xafi da Silva Jorge João
Superintendente Regional de Belém

Atahualpa Valença Padilha
Chefe do Departamento de Geologia

DOMINGOS MARTINS

FOLHA SF.24–V–A–III

ESCALA 1:100.000

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
ESCALAS 1:250.000 – 1:100.000 – 1:50.000
(período 1985 – 1989)

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA
Inácio de Medeiros Delgado
Valter José Marques

COORDENAÇÕES TEMÁTICAS

NACIONAL

Análises Minerais
Vânia N. de Araújo Mello
Bases de Dados
Ernesto von Sperling
Biblioteca
Tânia R.B. de M. Freire
Cartografia
Célio Lima de Macedo
Regina Célia G. Armesto
Cartografia Digital
Manoel Leite de Sá
Carlos Alfredo G. da Vinha
João B. de Vasconcellos

Editoração
Afonso H. de Souza Lobo
Jurema Ferreira da Silva
Financeira
Idelmar da Cunha Barbosa
Estratigrafia
Augusto José Pedreira
Amadeu Paiva Santos
Geofísica
Mário J. Metello
Geologia Estrutural
Reginaldo Alves dos Santos
Atahualpa Valença Padilha

Geologia Econômica
Ódimo Francisconi
Geoquímica
Carlos Alberto C. Lins
Raymundo J. Portella Brim
Geotectônica
Atahualpa Valença Padilha
Hidrogeologia
Antônio de Souza Leal
Litogeoquímica
Emiliano Cornélio de Souza
Metalogenia
Inácio de Medeiros Delgado

Petrologia
Luiz Carlos da Silva
Emiliano Cornélio dos Santos
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
Eduardo Camozzato

REGIONAL
Superintendência Regional de Belo Horizonte

Coordenador
Claiton Piva Pinto
Carlos Alberto Heineck

Supervisores
Orivaldo Ferreira Baltazar
Atahualpa Valença Padilha
Claiton Piva Pinto

Estrutural
Orivaldo Ferreira Baltazar

Petrologia
Frederico Ozanan Raposo

Hidrogeologia
José do Espírito Santo Lima

Metalogenia
Carlos Alberto Heineck

Geoquímica
Cláudio José Marques de Souza
Hélio Antônio de Souza

Geofísica
Antonino Juarez Borges

CIEG Ouro Preto
Hélio Antônio de Souza

Treinamento
João Batista Carvalhaes

FOLHA DOMINGOS MARTINS

Os nomes em itálico referem-se aos atuais responsáveis pelas coordenações

CRÉDITOS DE AUTORIA

TEXTO EXPLICATIVO:

PARTE I

Capítulos 1, 2 e 3	João Bosco Viana Drumond
Capítulo 4	José Heleno Ribeiro

PARTE II

Capítulo 1	Atahualpa Valença Padilha
Capítulo 2	Wilson Luis Féboli José Heleno Ribeiro Carlos Alberto Heineck (item 2.1, Frederico Ozanan Raposo (Litoquímica) Emiliano Cornélio de Souza (Terras-Raras)
Capítulo 3	Orivaldo Ferreira Baltazar
Capítulo 4	Adolfo Alves de Souza Hélio Antonio de Souza
Capítulo 5	Ricardo Moacyr de Vasconcello, Raimundo Antônio Alves Dias Gomes Edson Lopes Barreto Mário José Metello
Capítulo 6	Atahualpa Valença Padilha
Capítulo 7	José Heleno Ribeiro
Capítulo 8	Carlos Alberto Heineck Wilson Luis Féboli

PARTE III

Capítulos 1 e 2	Wilson Luis Féboli

CARTAS:

Geológica:
Wilson Luis Féboli

Metalogenético-Previsional:
Inácio de Medeiros Delgado
João Bosco Viana Drumond
Carlos Alberto Heineck
Wilson Luis Féboli

ACOMPANHAMENTO TÉCNICO
Mário Jorge G. Fonseca
DNPM – Rio de Janeiro

APOIO TÉCNICO

Chefe do Projeto
João Bosco Viana Drumond

Cartografia
Alba Martinho Coelho
Elizabeth A. Cadête Costa
João de Matos Leão
Terezinha I. C. Pereira

Abstract e revisão do texto
Antonia D Arc Levy de Queiroz
Hubert M. P. Roeser
Ludimila Maria M. Pereira
Márcia Zucchetti
Sônia Pinto Prates

Petrografia
Antônio Gilberto Costa

Amostragem Geoquímica
Rubens Rioga Teruel
Seiji Oki

Gravimetria
Gesler Ferreira
Celso Silvestre de Andrade

Coordenação editorial a cargo do
Núcleo de Edições Técnicas – NUTEC
Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM

FÉBOLI, Wilson Luís

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Domingos Martins. Folha SF.24-V-A-III. Estado do Espírito Santo. Escala 1:100.000. Org. por Wilson Luís Féboli. Brasília, DNPM/CPRM, 1993.

192 p. ilust., 2 mapas dobr.

Executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais através de Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral.

1. Geologia. – Espírito Santo - Mapas. I. Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. II. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. III. Título.

CDD: 558.15
CDU: 55(815)

SUMÁRIO

RESUMO i
ABSTRACT iii

PARTE I - INTRODUÇÃO
Capítulo 1 - Histórico e Objetivos 3
Capítulo 2 - Localização e Acesso 5
Capítulo 3 - Geografia e Geomorfologia 7
3.1 Clima, Vegetação, Hidrografia e Solos 7
3.2 Aspectos Sócio-Econômicos 7
3.3 Geomorfologia 7
Capítulo 4 - Metodologia 9

PARTE II - GEOLOGIA DA FOLHA DOMINGOS MARTINS
Capítulo 1 - Contexto Geológico Regional 15
1.1 Comentários Gerais 15
1.2 Retrospectiva dos Dados Geocronológicos 15
1.2.1 Determinações K/Ar 15
1.2.2 Determinações Rb/Sr 19
1.2.3 Determinações U/Pb 22
1.2.4 Discussão dos Dados Geocronológicos 26
1.3 Geologia 26
Capítulo 2 - Estratigrafia 27
2.1 Comentários Gerais 27
2.2 Complexo Paraíba do Sul 29
2.2.1 Aspectos Gerais 29
2.2.2 Gnaisses Aluminosos – Pps1 31
2.2.3 Sillimanita-Biotita Gnaisse – Pps2 35
2.2.4 Petrogênese e Litoquímica das rochas do Complexo Paraíba do Sul 36
2.3 Rochas Plutônicas 50
2.3.1 Aspectos Gerais 50
2.3.2 Intrusivas Sin- a Tardi-tangenciais 50
2.3.2.1 Ortognaisse Tonalítico tipo Jequitibá – Pγ1b 51
2.3.2.2 Ortognaisse Granítico tipo Colatina (Granatíferos) – Pγ1c 54
2.3.2.3 Gnaisse Enderbítico tipo Santa Tereza – Pγgl2 56
2.3.2.4 Petrogênese e Litoquímica das Intrusivas Sin- a Tardi-tangenciais 58
2.3.3 Intrusivas Tardi a Pós-Transcorrentes 76
2.3.3.1 Maciço Garrafão – ∈γ3g 76
2.3.3.2 Granito Fazenda Berger – ∈γ3fb 78
2.3.3.3 Maciço Aracê – ∈γ3a 79
2.3.3.4 Granito Rio Ponte – ∈γ3rp 80
2.3.3.5 Maciço Afonso Cláudio – ∈γ3ac 81

2.3.3.6 Norito Recreio – $\in\delta 3r$ . . . 81
2.3.3.7 Quartzo-Diorito – $\in\gamma 3qd$ . . . 81
2.3.3.8 Diques Básicos – $\in \delta db$ . . . 81
2.3.3.9 Litoquímica das Intrusivas Tardi a Pós-Transcorrentes . . . 82
2.3.4 Intrusivas Pós-Transcorrentes – $O\gamma 4$ . . . 93
2.3.4.1 Litoquímica das Intrusivas Pós-Transcorrentes – $O\gamma 4$ . . . 96
2.4 Coberturas Quaternárias . . . 101
Capítulo 3 - Geologia Estrutural . . . 103
3.1 Introdução . . . 103
3.2 Fases de Deformação . . . 103
3.2.1 Deformação D1 . . . 103
3.2.2 Deformação D2 . . . 105
3.2.3 Deformação D3 . . . 105
Capítulo 4 - Geoquímica . . . 107
4.1 Sistemática Adotada . . . 107
4.1.1 Amostragem . . . 107
4.1.2 Preparação das Amostras e Análises Geoquímicas . . . 107
4.1.3 Controle de Qualidade . . . 108
4.1.4 Critérios de Interpretação . . . 108
4.2 Prospecção Geoquímica . . . 109
4.3 Distribuição Geoquímica dos Elementos nas Unidades Geológicas . . . 109
4.3.1 Distribuição Regional dos Elementos no Ambiente Primário . . . 110
4.3.1.1 Gnaisses Aluminosos . . . 110
4.3.1.2 Sillimanita-Biotita Gnaisse . . . 110
4.3.1.3 Gnaisses Enderbíticos . . . 110
4.3.1.4 Ortognaisses . . . 110
4.3.1.5 Maciços Aracê e Garrafão . . . 111
4.3.1.6 Diques Básicos e Calcissilicáticas . . . 111
4.3.2 Distribuição Geoquímica Regional dos Elementos no Ambiente Secundário . . . 111
4.3.2.1 Ouro . . . 111
4.3.2.2 Níquel, Cromo e Cobre . . . 111
4.3.2.3 Chumbo e Zinco . . . 112
4.3.2.4 Fósforo . . . 112
4.3.2.5 Cobalto . . . 112
4.3.3 Descrição das Faixas Anômalas . . . 112
Capítulo 5 - Geofísica . . . 115
5.1 Sistemática Adotada . . . 115
5.2 Dados Utilizados . . . 115
5.2.1 Aerogeofísica . . . 115
5.2.2 Geofísica Terrestre . . . 118
5.3 Interpretação e Correlação de Dados . . . 118
5.3.1 Interpretação Geofísica Regional . . . 118
5.3.1.1 Gravimetria . . . 118
5.3.1.2 Aeromagnetometria . . . 122
5.3.2 Interpretação Geofísica da Folha Domingos Martins . . . 125
5.3.2.1 Aeromagnetometria . . . 125
5.3.2.2 Modelamento Automático de Anomalias . . . 129
Capítulo 6 - Evolução Geológica . . . 131
6.1 Consideraçoes Preliminares . . . 131
6.2 Domínios Geotectônicos . . . 132
6.2.1 Paraplataforma de Mutum . . . 132
6.2.2 Cinturão de Cisalhamento de Baixo Angulo Muqui-Colatina . . . 132
6.3 Proposta de Síntese Evolutiva . . . 133
Capítulo 7 - Geologia Econômica . . . 135
7.1 Panorama Mineral . . . 135
7.1.1 Água Mineral . . . 135

7.1.2 Água Marinha 135
7.1.3 Areia 136
7.1.4 Bauxita 136
7.1.5 Caulim 136
7.1.6 Crisoberilo 136
7.1.7 Charnockito/Enderbito 136
7.1.8 Feldspato 136
7.1.9 Grafita 137
7.1.10 Granitos 137
7.1.11 Ouro 137
7.1.12 Quartzo 137
7.1.13 Turfa 137
7.1.14 Outros Minerais 137
7.2 Aspectos Ambientais 138
Capítulo 8 - Metalogenia 139
8.1 Introdução 139
8.2 Concepção e Metodologia da Carta Metalogenética-Previsional 139
8.3 Panorama Metalogenético 140
8.3.1 Complexo Paraíba do Sul 141
8.3.1.1 Domínio dos Gnaisses Aluminosos – Pps1 141
8.3.1.2 Domínio dos Sillimanita-Biotita Gnaisses – Pps2 141
8.3.2 Plutonismo Granitóide 142
8.3.2.1 Ortognaisses tipo Jequitibá – Pγ1b 142
8.3.2.2 Ortognaisses tipo Colatina – Pγ1c 143
8.3.2.3 Gnaisses tipo Santa Tereza – Pγgl2 145
8.3.2.4 Maciço Garrafão – Sγ3g 146
8.3.2.5 Maciço Aracê – Sγ3a 148
8.3.2.6 Intrusivas Pós-Transcorrentes – Oγ4 149
8.3.3 Aluviões – Qa 150

PARTE III - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES
Capítulo 1 - Conclusões 153
1.1 Geologia 153
1.2 Geoquímica 153
1.3 Geofísica 154
Capítulo 2 - Recomendações 155
2.1 Recomendações às Universidades 155
2.2 Recomendações ao Setor Mineral Privado 155
2.3 Recomendações ao DNPM 155

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS **157**

APÊNDICES
1 – Súmula dos Dados de Produção
2 – Ilustrações Fotográficas

ANEXOS
. Carta Geológica
. Carta Metalogenética-Previsional

RESUMO

Este trabalho, integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, encerra os resultados do mapeamento geológico sistemático na escala 1:100.000 executado na Folha Domingos Martins (SF.24-V-A-III), Estado do Espírito Santo. Esse mapeamento, integrado com levantamentos geoquímicos e geofísicos e cadastramento de ocorrências minerais, resultou na produção de cartas geológica e metalogenética-previsional, com densidade de informações compatível com a escala 1:100.000.

A área investigada contém predominantemente litótipos do Complexo Paraíba do Sul, que foi implantado no Proterozóico.

Foram mapeados três conjuntos litológicos principais: 1) A unidade mais inferior é representada pelo Complexo Paraíba do Sul, subdividido em uma seqüência marinha distal (gnaisses aluminosos e calcissilicáticas associadas) e uma seqüência marinha proximal, provavelmente vulcano-sedimentar (sillimanita-biotitas-gnaisse e hornblenda-biotita-gnaisse, com anfibolitos intercalados e ocorrência subordinada de quartzitos e calcissilicáticas. 2) Rochas plutônicas reunidas em três suítes graníticas relacionadas, respectivamente, às deformações tangencial e transcorrente, e ao magmatismo tardi a pós-transcorrência. 3) Sedimentos fanerozóicos, representados pelas coberturas aluvionares recentes.

A caracterização litoquímica das rochas do Complexo Paraíba do Sul indica que os gnaisses aluminosos têm como protólitos folhelhos com grauvacas subordinadas e foram depositados em ambiente tipo bacia de retroarco (miogeossinclinal). Os anfibólio-biotita-gnaisses foram originados a partir de folhelhos e grauvacas, e de vulcanismo básico a intermediário gerado em provável ambiente geotectônico de arco-de-ilhas.

As rochas plutônicas sin a tardi-deformação tangencial foram caracterizadas como granitóides pré-colisionais, calcialcalinos, relacionados a um possível ambiente de arco vulcânico. O Ortognaisse tipo Colatina é sincolisional e tem caráter peraluminoso, com fonte crustal.

O plutonismo tardi a pós-transcorrência, relacionado a ambiente intraplaca, tem caráter metaluminoso, calcialcalino e provável origem mantélica.

São reconhecidas, ainda, na área, três fases de deformação: a primeira, de grande intensidade e que se traduz por uma foliação/bandamento gnáissico de baixo ângulo, é resultante da forte transposição que afetou as estruturas pretéritas; a segunda está representada por dobras isoclinais com eixos normalmente orientados a N-S às quais estão relacionadas, possivelmente, zonas de cisalhamento de alto ângulo e mesma direção; a terceira fase é reconhecida através de um dobramento muito aberto, de direção E-W.

A prospecção geoquímica regional, com amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, caracterizou cinco faixas anômalas para Au-Pb-Ni-Zn, Au-Pb, Au-Cu-Cr, Cr-Ni e V-Pb-Zn-Ni, além de fornecer outros subsídios para a análise metalogenética.

O reestudo de mapas aerogeofísicos (magnetométricos), aliado à geofísica terrestre (gravimetria), propiciou a interpretação da forma e profundidade de corpos geológicos, das variações de espessura da crosta superior e das descontinuidades estruturais profundas.

A análise metalogenética-previsional delimitou cinco áreas de interesse para a prospecção mineral, com base na integração multidisciplinar de informações geológicas, geoquímicas e geofísicas, além do cadastramento mineral.

ABSTRACT

This paper, a part of the Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB, reports the results of a systematic geological mapping in 1:100.000 scale, of the Domingos Martins Sheet (SF.24-V-A-III), located at the state of Espírito Santo. The geological mapping in integration with geochemical and geophysical surveys, gave rise to geological and metallogenetic/previsional maps, presenting a degree of information in accordance with the above mentioned scale.

The mapped area comprises mainly lithotypes of the Paraiba do Sul Complex, implanted during the Proterozoic Age.

Three principal lithologic groups have been mapped: 1) the lower unit, represented by the Paraiba do Sul Complex, is subdivided into two marine sequences: a distal one (aluminous gneisses and associated calc-silicatics rocks) and a probably volcanic-sedimentary proximal other one (sillimanite-biotite gneisses and hornblende-biotite gneisses with intercalated amphibolites and minor quartzite and calc-silicatics occurences); 2) plutonic rocks are assembled into three granitic suites, related to tangential deformation (D1) transcurrent deformation (D2) of Brasilian age (?) and tardy to post-transcurrence magmatism, respectively; 3) Phanerozoic sediments represented by recent alluvial coverings.

The lithogeochemical characterization of the Paraíba do Sul Complex points out shales with subordinated graywacke as protholites for the aluminous gneisses deposited in a back-arc basin environment (miogeosynclinal). Amphibole-biotite gneisses originated from shales and graywackes and from basic to intermediate volcanism probably generated in island arc environment.

Plutonic rocks related to syn to late-tangential deformation are characterized as pre-collisional, calc-alkaline granitoids from possibly volcanic arc environment. The Colatina - type orthogneisses are syn collisional, peraluminous in character and are from crustal source.

The tardy to post transcurrence plutonism related to within plate environment has a metaluminous and calc-alkaline character with a possibly mantling origin.

Three deformation phases may be further recognized in the area: the earlier one, which is of high intensity and represented by a low angle gneissic banding/foliation, resulted of the intense transposition that affected pre-existing structures; the second one is represented by isoclinal folds with N-S striking axes, to which may be related high angle shear zones of same orientation; and the third one recognized by the E-W large wavelenght amplitude folding.

The regional geochemical prospection including stream sediments sampling and heavy mineral pan concentrates characterized five Au-Pb-Ni-Zn, Au-Pb, Au-Cu-Cr, Cr-Ni and V-Pb-Zn-Ni anomalous bands as well as supplied farther information for metallogenetic interpretation.

Reviews of aerial geophysical (magnetometric) maps in association to gravimetric ground surveys permitted interpretation of the shape and depth of geologic bodies and variation in thickness of the upper crust and of the deep structural descontinuities.

Previsional/Metallogenetic analysis based on multidisciplinar geological, geochemical and geophysical information together with mineral occurrences inventory permitted five areas of interest for mineral prospecting to be delimited.

PARTE I
INTRODUÇÃO

Capítulo 1
Histórico e Objetivos

por
João Bosco Viana Drumond

O Projeto Cachoeiro de Itapemirim é parte integrante do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, ora em execução pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM. O início operacional deste projeto data de fevereiro de 1986, tendo sido concluído em setembro de 1990. Reúne seis folhas de 30'x 30', de uma região que abrange tratos dos estados do Espírito Santo e de Minas Gerais. Tal área foi selecionada com base em critérios técnicos ditados pelos resultados obtidos no Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais da Folha Colatina (SE.24-Y-C), na escala 1:250.000, e em reuniões de consenso com a comunidade geológica regional.

O fato é que a carência de informações mais apuradas, em setores metalogeneticamente promissores, como os de Baixo Guandu e Colatina, justificou perfeitamente a necessidade de se obter um maior volume de dados geológicos, indispensáveis para o conhecimento mais abrangente e eficaz da potencialidade mineral, não só daqueles sítios, como de outros, também expressivos, que lhes são adjacentes.

Convém salientar que outros trabalhos prévios também contribuíram na seleção da área em apreço, como os mapeamentos geológicos dos projetos Espírito Santo (Silva & Ferrari, 1976), Jequitinhonha e Mimoso do Sul (Fontes *et al.*, 1978 e 1981); Reconhecimento Geoquímico Guandu-Castelo (Bosum *et al.*, 1974); Reconhecimento Geológico-Geoquímico e Geofísico Cachoeiro-Mucurici (Hagen *et al.*, 1975) e o trabalho específico de prospecção de ouro - Prospecto Faixa Guarapari-Vitória (Vieira, 1980), os quais geraram dados indicativos de potencialidade mineral merecedora de maiores estudos, com identificação das áreas promissoras para minerais econômicos.

Além da necessidade de um mapeamento geológico detalhado do Estado do Espírito Santo, existem outros fatores que também influenciaram na proposição deste projeto: o posicionamento geotectônico da área no domínio da faixa móvel, onde ocorrem rochas das fácies granulito e anfibolito comprovadamente passíveis de conter depósitos de sulfetos metálicos (cobre, níquel, cromo), talco, magnesita e amianto; a presença expressiva de corpos graníticos intrusivos , na maioria diferenciados e com possibilidades de mineralizações de Sn, Mo e Au; a existência de depósitos aluvionares auríferos, cuja mineralização primária é desconhecida; a presença de níveis calcissilicáticos localmente mineralizados em scheelita; a abundância de pegmatitos, alguns portadores de água-marinha e turmalina; o registro de depósitos de minerais pesados, principalmente monazita e associados em sedimentos praianos e aluvionares e a existência de jazidas e minas de mármore no extremo sudeste da área.

Propôs-se, então, um mapeamento geológico na escala 1:100.000, a fim de se conhecer a litoestratigrafia, o condicionamento estrutural e a paleogeografia das diversas unidades geológicas e as suas mineralizações. Os resultados obtidos estão sintetizados na Carta Geológica e na Carta Metalogenética-Previsional. Esta última mostra os controles litoestruturais e litoambientais das mineralizações e a previsão de ambientes geológicos propícios a mineralizações que definem as zonas favoráveis à pesquisa mineral. As folhas selecionadas, segundo o corte cartográfico internacional (CIM), foram Baixo Guandu (SE.24-Y-C-V), Colatina (SE.24-Y-C-VI), Afonso Cláudio (SF.24-V-A-II), Domingos Martins (SF.24-V-A-III), Cachoeiro de Itapemirim (SF.24-V-A-V) e Piúma (SF.24-V-A-VI), que compõem o Projeto Cachoeiro de Itapemirim.

Capítulo 2
Localização e Acesso

por
João Bosco Viana Drumond

A Folha Domingos Martins (SF.24-V-A-III), objeto do presente trabalho, está localizada entre os meridianos de 40°30' e 41°00' de longitude oeste, e os paralelos 20°00' e 20°30' de latitude sul, ocupando uma superfície total de 2.889km^2 (figura I.2.1).

Toda a área acha-se inserida no Estado do Espírito Santo, abrangendo grande parte dos municípios de Domingos Martins, Santa Maria de Jetibá, Santa Leopoldina, e pequenas porções de Itarana, Afonso Cláudio, Cachoeiro de Itapemirim, Alfredo Chaves, Guarapari, Viana e Cariacica. Outros centros populacionais, de menor porte, são: Araguaia, Marechal Floriano, Santa Isabel, Paraju e Garrafão .

O acesso à área é feito pela rodovia asfaltada BR-262 que liga Belo Horizonte à Vitória. A cidade de Domingos Martins fica a cerca de 40km a oeste de Vitória. Estradas vicinais existem por toda a folha. Sua porção sudeste é servida por estrada de ferro da R.F.F.S.A, que liga o Rio de Janeiro a Vitória. Todas as cidades e as principais vilas estão interligadas ao sitema de telefonia DDD.

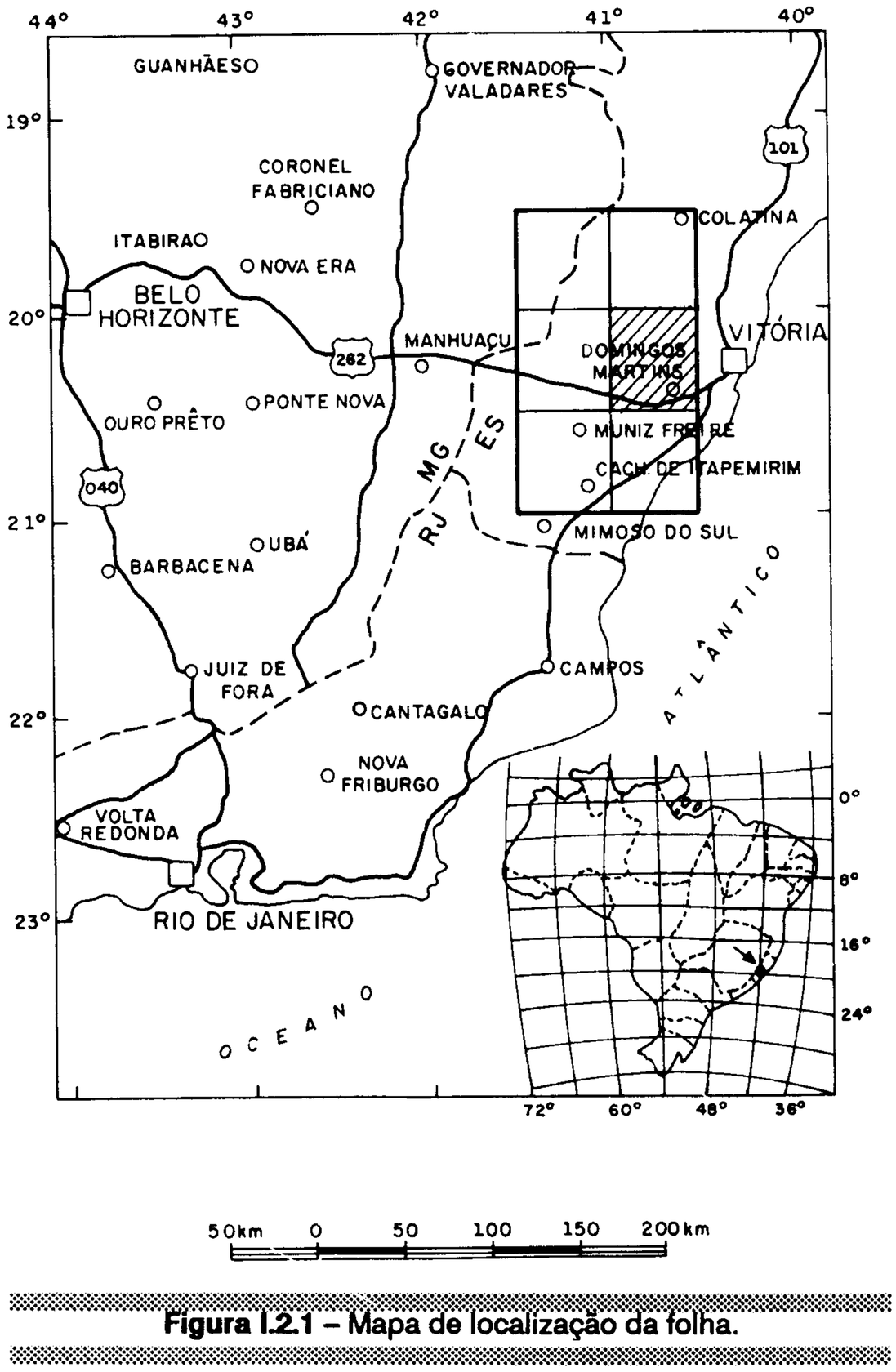


Figura I.2.1 – Mapa de localização da folha.

Capítulo 4
Metodologia

por
José Heleno Ribeiro

Procurou-se, de início, reunir todo o material disponível e indispensável ao cumprimento das diversas atividades, de modo a se montar um esquema de trabalho que facilitasse a execução do projeto. Para tal, utilizou-se dados de relatórios publicados ou inéditos, resultados de trabalhos de prospecção e pesquisa, dados geoquímicos e geofísicos, cartas metalogenéticas e previsionais e sobretudo grande volume de dados bibliográficos existentes sobre a área e adjacências, possibilitando uma primeira avaliação do potencial geológico da região em estudo. Durante a realização das atividades do projeto foram ministrados cursos de treinamento e de reciclagem de toda a equipe, cursos esses voltados para as necessidades básicas e imediatas exigidas para a execução das tarefas previstas no projeto:

1ª Etapa – Levantamento e Aquisição da Documentação Básica

A documentação obtida envolveu mapas básicos, fotografias aéreas nas diversas escalas, fotoíndices correspondentes, imagens de Radar e Landsat, bases planimétricas adequadas à escala proposta, além de outras fontes, de informação, tais como projetos específicos de prospecção mineral, teses de mestrado, revistas, boletins, periódicos e artigos técnicos diversos, que foram adquiridos e incorporados ao acervo bibliográfico do projeto.

2ª Etapa – Compilação e Análise Bibliográfica

Fase em que se iniciaram, de fato, as diversas atividades propostas e quando se reuniram os dados de interesse do projeto através de resumos com análise crítica e integração dos mesmos.

3ª Etapa – Fotointerpretação I

Consistiu na análise dos elementos contidos em fotografias aéreas através de método utilizado pelo Professor Dr. Paulo César Soares. Essa primeira fotointerpretação deu origem a uma carta fotogeológica preliminar que permitiu o planejamento da etapa seguinte. Concomitantemente à fotointerpretação fez-se, também, a análise das imagens de Radar e Landsat, procurando-se obter uma visão regional das macroestruturas, bem destacadas nessas imagens.

4ª Etapa – Reconhecimento Geológico

Foi realizado durante uma viagem de campo com a finalidade de se identificar e/ou reconhecer os principais domínios geológicos e os traços estruturais apresentados pela carta fotogeológica, o que permitiu um planejamento mais seguro dos trabalhos a serem executados. Outro objetivo desse reconhecimento foi a uniformização da linguagem técnica a ser empregada. Nesse intervalo foram ainda realizados alguns perfis geológicos sob orientação do geólogo Mario Jorge Gesteira Fonseca (9º Distrito-DNPM) em áreas do Estado do Rio de Janeiro, onde já haviam sido definidas várias unidades geológicas que poderiam ser correlacionadas com aquelas do Espírito Santo.

5ª Etapa – Fotointerpretação II

Período em que se buscou aprimorar a carta fotogeológica com os dados adquiridos durante o reconhecimento geológico. Nessa etapa houve uma reformulação do projeto, calcada nos dados técnicos até então adquiridos.

Paralelamente a esses trabalhos foi realizada uma prospecção geoquímica orientativa em áreas pré-escolhidas, com a finalidade de obter-se parâmetros geoquímicos aplicáveis ao trabalho regional.

6ª Etapa – Mapeamento Geológico

De posse das fotografias aéreas reinterpretadas, da carta fotogeológica e de mapas geológicos em outras escalas, foi iniciada a execução dos trabalhos através de perfis geológicos estratégicos de modo a obter-se as informações necessárias à elaboração da Carta Geológica. Foram visitados e estudados em detalhe centenas de afloramentos que possibilitaram a aquisição de grande volume de dados

tanto litoestratigráficos quanto estruturais e metalogenéticos.

Os perfis foram planejados de maneira a alcançar-se uma maior densidade de pontos estudados, coerente com a necessidade de informações exigidas pela escala do trabalho (1:100.000).

A descrição dos afloramentos foi registrada em cadernetas de campo. Englobou informações do tipo de rocha, estruturas, metalogenia, tipos de solo e outras, concomitantemente com a coleta sistemática de amostras de rocha.

Durante as campanhas de campo foram estudadas e cadastradas ocorrências minerais, algumas já conhecidas da literatura, com o objetivo voltado para a metalogenia da área. Essas concentrações minerais, como indícios, ocorrências, depósitos, jazidas, etc, foram analisadas de modo a serem caracterizadas quanto ao tipo genético, morfologia, associação mineral, textura/estrutura, rocha encaixante e outras características que viessem a se apresentar. Todos esses dados tiveram importância fundamental na elaboração da Carta Metalogenética-Previsional.

O mapeamento geológico foi executado em duas fases distintas. A primeira resultou no mapa geológico preliminar e a segunda no definitivo. Durante essas fases procurou-se também caracterizar os metassedimentos da área do projeto dentro dos conceitos atuais de sistemas deposicionais, que entretanto foi inviável devido ao alto grau de deformação promovido pelos eventos tectônicos.

Os estudos petrográficos e químicos se desenvolveram simultaneamente ao mapeamento geológico.

As amostras para estudos petroquímicos foram selecionadas de maneira a melhor representar a unidade correspondente. Após criteriosa verificação microscópica quanto ao seu grau de alteração, essas amostras foram enviadas para preparação onde foram pulverizadas a -200 *mesh*. Uma fração de cada amostra foi utilizada para análise química nos laboratórios da GEOSOL, em Belo Horizonte.

Para a análise, foram empregados os seguintes métodos analíticos:

a) Espectrometria de fluorescência de raios X: SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, TiO_2, P_2O_5, S, Ba, Cl, Rb, Ta, Th, U e Zr. Os limites inferiores de detecção para o Ta, Th e U foram superiores aos teores na maior parte das amostras. Desse modo, baixaram-se os limites dos dois primeiros elementos para 10ppm e mesmo assim os resultados foram todos abaixo do limite, com poucas exceções para o Th. Quanto ao urânio, optou-se pela mudança do método analítico para fluorimetria, com limite inferior de 1ppm;

b) Absorção atômica com solubilização total da amostra: Na_2O, MnO, K_2O, Cu, Pb, Zn, Li, Ag, As e Au. Quase todos os resultados para Ag, As, Au e Sn foram abaixo do limite (1, 1, 0,05 e 5ppm, respectivamente);

c) Processo volumétrico: FeO;

d) Espectrometria ótica de emissão: B, Co, Cr, Ga, Hf, Mo, Nb, Ni, Sc, Sn, V e Y. O limite inferior de detecção de 200ppm para o Hf fez com que todos os resultados ficassem abaixo desse limite;

e) Eletrodo de íon específico: F;

f) Método gravimétrico: H_2O+ e H_2O-;

g) Volume de gás desprendido por aquecimento em presença de ácido e transformado na percentagem em peso: CO_2;

h) Fluorimetria: U;

i) Colorimetria: W. O limite inferior de detecção de 3ppm também foi insuficiente, com a maioria dos resultados abaixo desse limite;

j) Espectrografia de emissão de plasma (ICP): elementos terras-raras (La, Ce, Nd, Sm, Eu, Gd, Dy, Ho, Er, Yb e Lu).

As descrições dos métodos analíticos constam do Catálogo de Análises e Métodos GEOLAB (Divisão de Laboratórios da Geosol).

Complementarmente, foram feitos testes de colorimetria em amostras selecionadas, para solucionarem-se problemas encontrados durante a observação microscópica. Utilizou-se, para esse fim, os métodos descritos por Penalva *et. al.* (1971). Os resultados foram considerados muito bons, com exceção das rochas de granulação fina, cujos resultados não foram satisfatórios.

7ª Etapa – Prospecção Geoquímica

A primeira etapa teve caráter orientativo. A prospecção geoquímica regional se desenvolveu paralelamente ao mapeamento geológico e foi dividida em duas fases: a primeira, de caráter sistemático regional, e a segunda de detalhe, voltada apenas para as anomalias mais expressivas. Alguns dados foram obtidos do Projeto Mimoso do Sul, escala 1:50.000 – Convênio DNPM/CPRM (1981) – e da prospecção para ouro realizada na Faixa Guarapari-Vitória, em pesquisa própria da CPRM – 1980.

A amostragem envolveu sedimentos de corrente e concentrados de bateia, sendo esses últimos analisados química e mineralogicamente (análise mineralógica semiquantitativa). Nos concentrados de bateia foi feita, ainda, a contagem visual das pintas de ouro.

Durante o detalhamento das anomalias foram aproveitados os dados de litoquímica com a finalidade de se comparar os valores analíticos em rochas com os dos sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

8ª Etapa – Levantamento Geofísico

Os trabalhos referentes a essa etapa se restringiram à reinterpretação dos mapas aeromagnetométricos na escala 1:100.000, com a finalidade de se delimitar as fácies litomagnéticas e estruturas tectônicas, sendo os dados fornecidos pelo convênio CGA/DNPM. Além disso, foi realizado um levantamento gravimétrico regional que se

estendeu desde o Quadrilátero Ferrífero até Vitória.

9ª Etapa – Interpretação e Consolidação de dados

Concluídas as fases anteriores, todos os dados adquiridos foram integrados e interpretados de modo a permitir a elaboração dos diversos mapas temáticos e do relatório final.

Para o tratamento dos dados analíticos utilizou-se programas aplicativos entre os quais o GEOQUANT (USGS/CPRM) versão 3.0, compatível com microcomputadores do tipo PC. Os principais programas empregados foram: ENTCHR, CHRBIN, BINCHR, CLUSTER, CORREL, ADDORDEL, PRTALL, SUMPET, SUMEST, TRANSF, REPLAC, CONVMAT, BIPLOT, TERPLOT, STPDISC, etc. A aplicação de tais programas possibilitou a montagem e impressão de matrizes de dados (em binário e caracteres) e de correlação, substituição de qualificadores (B, L, N, H, G ou I), cálculos estatísticos e de parâmetros petroquímicos, da norma CIPW, construção de dendrogramas e diagramas binários e ternários, etc.

A integração final dos dados foi executada pelos técnicos diretamente envolvidos no Projeto e também pelos coordenadores temáticos (regionais e nacionais). A Carta Metalogenética-Previsional foi elaborada a partir da superposição e integração dos seguintes dados:

- mapa geológico;
- mapa geoquímico com os vários alvos discriminados;
- mapa geofísico interpretado;
- mapa de localização dos jazimentos existentes na área;
- mapa de indícios de mineralização;
- dados econômicos conseguidos durante a execução do projeto.

O texto do relatório foi digitado em FRAMEWORK II, utilizando-se o LOTUS 1-2-3 para a montagem das tabelas.

As informações completas sobre os dados e informações relacionados a esta folha, sobre fichas, boletins analíticos, etc, encontram-se disponíveis para uso em dois sistemas: no SIGA – Sistema de Informações Geológicas do Brasil, desenvolvido pela CPRM para o DNPM, e de uso público, acessível por meio de consulta remota em terminais ou microcomputadores via rede telefônica, ou por consulta ao SIR – Sistema de Informações em Recursos Minerais, na CPRM.

PARTE II

GEOLOGIA DA FOLHA DOMINGOS MARTINS

Capítulo 1
Contexto Geológico Regional

por
Atahualpa Valença Padilha

1.1 Comentários Gerais

Apesar de estar sob exploração econômica há mais de um século, a região enfocada neste trabalho apenas inicia seu descobrimento geológico através de estudos sistemáticos. Anteriormente, apenas trabalhos sem abrangência suficiente para o entendimento da geologia desta área foram desenvolvidos.

As recentes aquisições geocientíficas e geocartográficas possibilitaram a elaboração de um quadro geológico regional razoavelmente preciso que procurar-se-á sintetizar.

Almeida *et al.* (1977), Schobbenhaus *et al.* (1984) e Hasui & Oliveira (*in*: Almeida & Hasui, 1984), ao esquematizarem a geologia do sudeste brasileiro colocam esta região na Província Mantiqueira, sem no entanto relatarem quaisquer informações sobre os litótipos e estruturas da área em questão, apesar de Silva & Ferrari (1976) e Fontes *et al.* (1978) já terem aí trabalhado sistematicamente. De modo que os conceitos aqui veiculados têm como base, essencialmente, a coleção de informações levantadas pelas equipes do Projeto Cachoeiro de Itapemirim, levado a cabo pelo sistema DNPM/CPRM. De importância espacial restrita mas de rico conteúdo científico foram os trabalhos de teses de mestrado e doutoramento elaborados por estudantes e professores da Universidade de Munique, Alemanha, em convênio com a Universidade Federal do Rio de Janeiro.

O conjunto de folhas mapeadas (figura II.1.1) representa um córte transversal ao nível da topografia atual da porção racinal da faixa de dobramentos que resultou, provavelmente, de uma colisão que interessou uma bacia marginal em margem continental ativa, onde foi gerado espesso prisma acrescional, injetado por plutonitos constituintes de um batólito no estilo cordilherano, evoluindo para um cinturão de transcorrências que permitiu a ascensão e posicionamento de intrusões circunscritas diferenciadas. Tratando-se de zonas profundas da crosta, expostas por um intenso e prolongado processo erosivo, os remanescentes de um possível arco magmático pericontinental são escassos. Da mesma forma, a outra parte da massa colisional tanto pode estar submersa na plataforma continental, sepultada sob as bacias cretácicas, como pode constituir a margem atlântica correlativa do continente africano. Assim, se foi uma colisão continente–continente ou continente–arco de ilhas, é uma pergunta que fica a ser respondida.

Os poucos indicadores cinemáticos da tectônica de baixo ângulo indicam uma direção genérica para a colisão: ENE-WSW, e a compartimentação gravimétrica indica cavalgamentos de leste para oeste.

1.2 Retrospectiva dos Dados Geocronológicos

A região abrangida pelas folhas Baixo Guandu, Colatina, Afonso Cláudio, Domingos Martins e Cachoeiro de Itapemirim é paupérrima em dados geocronológicos, de modo que para se obter um quadro aproximado da cronologia dos eventos tectono-termais na região lançou-se mão de determinações geocronológicas em áreas circunvizinhas (figura II.1.2).

Sendo assim, as informações discutidas têm credibilidade limitada, apesar de consistentes com a identificação dos eventos tectono-termais brasilianos na região centro-sul do Estado do Espírito Santo e centro-leste do Estado de Minas Gerais.

1.2.1 Determinações K/Ar

A tabela II.1.1 mostra os resultados analíticos das determinações K/Ar em rochas da região. Através de sua inspeção fica evidente que o resfriamento regional abaixo da isoterma de 250°C, ocorreu durante o período Ordoviciano, entre 450 e 500M.a. As idades mais velhas observadas referem-se a resistatos de rochas mais antigas cujo sistema K/Ar foi parcialmente aberto, ou rochas equilibradas em alta P e T, parcialmente rehomogeneizadas. Desta inspeção tem-se a impressão de um padrão de resfriamento no sentido de leste para oeste (figura II.1.2, tabela II.1.1).

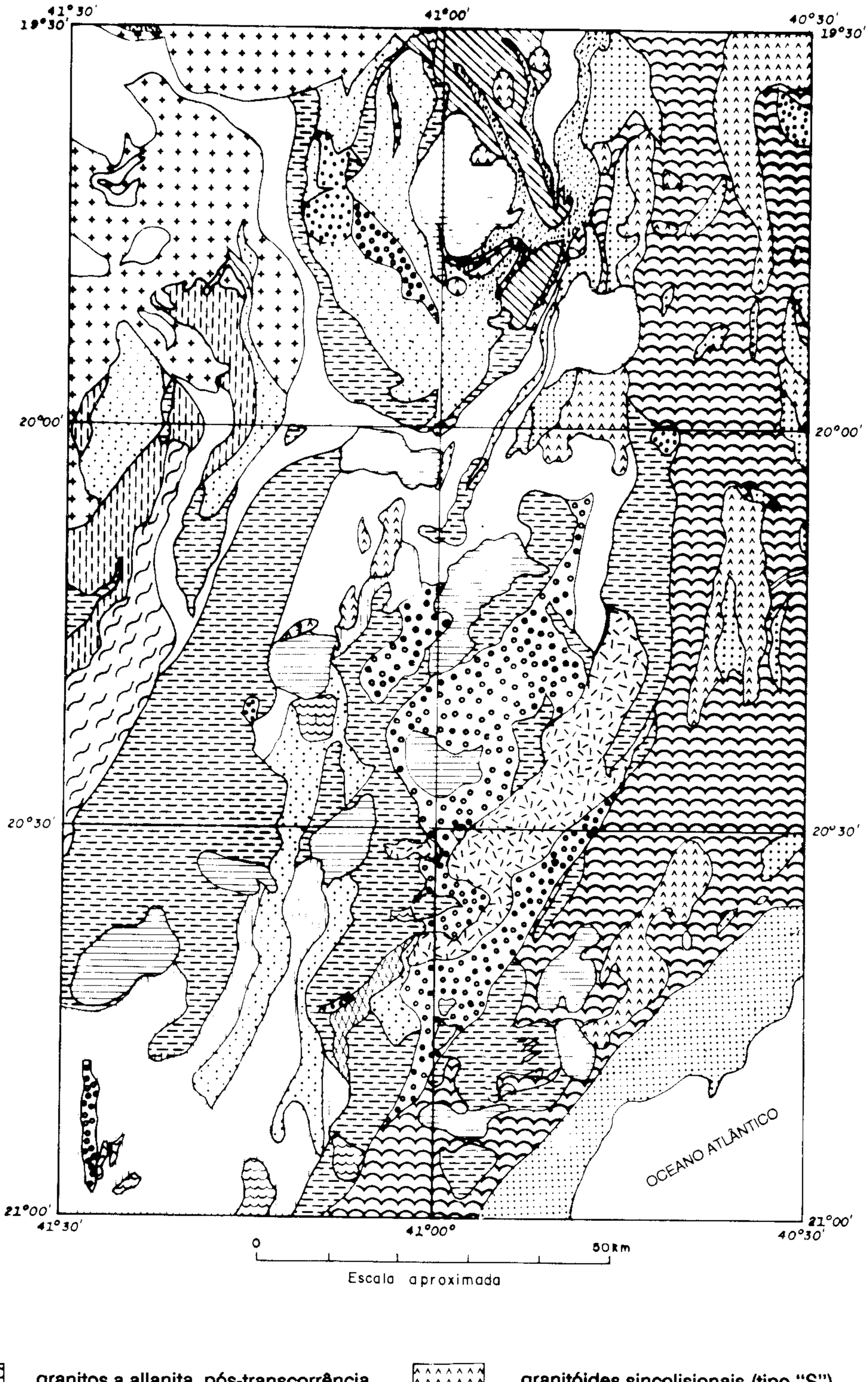


Figura II.1.1 – Mapa geológico simplificado.

SEQüÊNCIAS SUPRACRUSTAIS METAMORFIZADAS
(nestas rochas são comuns os diques e as soleiras de anfibolitos, principalmente nas três primeiras)

gnaisses pelíticos com intercalações de quartzitos (1), mármores (2) e rochas calcissilicáticas, em fácies metamórficas desde granada + estaurolita até granada + sillimanita + cordierita. São comuns "sheets" de granitos gnaissificados. Envolvem as unidades Pps3 e Pps6 do Complexo Paraíba do Sul.

gnaisses pelíticos metamorfizados na fácies anfibolito alto até a anatexia. Correspondem às unidades Pps8 e Pps9 do Complexo Paraíba do Sul. Aí também são comuns "sheets" de ortognaisses graníticos. (1) quartzitos.

alternância rítmica de gnaisses pelíticos, rochas calcissilicáticas e gnaisses quartzosos, em fácies metamórficas desde granada + estaurolita até granada + sillimanita + cordierita. Correspondem à Unidade Pps4 do Complexo Paraíba do Sul.

gnaisses pelíticos com intercalações de gnaisses quartzosos e quartzitos, com fácies metamórficas identificada pelo par sillimanita + cordierita. Compreende as unidades Pps2 e Pps5 do Complexo Paraíba do Sul.

gnaisses pelíticos com intercalações individualizáveis de quartzitos (1) e, subordinadamente, de rochas calcissilicáticas, em fácies metamórfica definida pela paragênese granada + sillimanita + cordierita. Compreende a porção mais oriental da Unidade Pps6 do Complexo Paraíba do Sul e a Unidade Pst3 do Complexo São Tomé.

gnaisses pelíticos com intercalações irregulares, delgadas, de rochas calcissilicáticas e quartzitos em fácies metamórficas variando desde anfibolito baixo (granada), médio (granada + estaurolita) até alto (sillimanita + cordierita, cordierita + K-feldspato). Compreende as unidades Pps1 e Pps7 do Complexo Paraíba do Sul e Pst1 e Pst2 do Complexo São Tomé.

gnaisses aluminosos de composição kinzigítica, intercalados tectonicamente com corpos de enderbito. O metamorfismo é de grau alto, com paragêneses cordierita + sillimanita + grafita + granada e K-feldspato + granada, a muito alto – paragênese ortopiroxênio + clinopiroxênio e hornblenda + clinopiroxênio. Compreende a Unidade Pps1 do Complexo Paraíba do Sul.

EMBASAMENTO

charnockitos, enderbitos, noritos e gnaisses granulíticos.

Figura II.1.1 – Continuação.

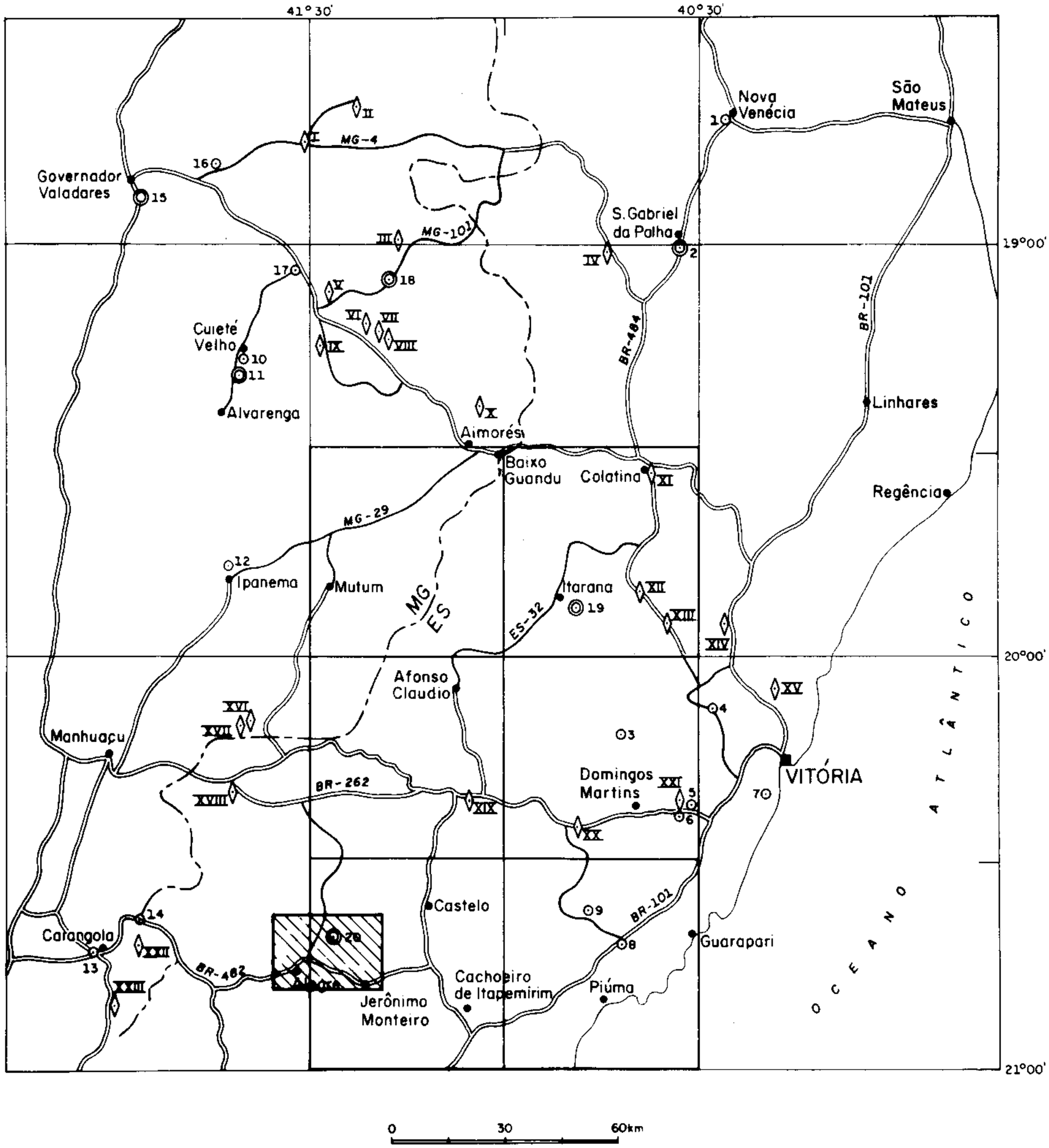


Figura II.1.2 – Localização das determinações geocronológicas.

1.2.2 Determinações Rb/Sr

Os dados analíticos Rb/Sr estão apresentados na tabela II.1.2. As determinações geocronológicas foram obtidas elaborando-se isócronas, de referência e de afloramento, identificadas na referida tabela, que mostram o seguinte padrão:

a) Complexo Juiz de Fora – isócrona mineral indicando idade de resfriamento: 800m.a. (figura II.1.3);
b) Complexo Pocrane – isócrona de referência, mostrando abertura parcial do sistema Rb/Sr nestas rochas, provavelmente constituídas em ciclo tectonotermal anterior: 790M.a. (figura II.1.4);
c) Complexo Paraíba do Sul/Unidade – Gnaisses aluminosos – isócrona de referência, com pontos relativamente bem alinhados e pouco dispersos, indicando provável idade do resfriamento pós-metamórfico principal, o qual ocorreu na transição da crosta intermediária para a inferior, equivalente à descontinuidade de Conrad, com geração de granitos "S" em zonas de pressão intermediária e, talvez, de enderbitos em zonas de alta pressão, bem como dos resíduos *kinzigíticos* com grafita e cordierita; tais rochas são consideradas correlativas geneticamente com o Ciclo Tectono-termal Brasiliano: 660M.a. (figura II.1.5);
d) Complexo Paraíba do Sul/Metatexitos, calcissilicáticas, quartzitos e ortognaisses da região de Jerônimo Monteiro–Alegre; Soellner *et al.* (1987; figura 4, página 737) apresentam um diagrama isocrônico onde lançam todos os pontos analíticos Rb/Sr determinados na área compreendida pela figura II.1.6. No entanto, apenas apresentam pontos alinhados segundo retas isocrônicas teóricas calculadas segundo as idades U/Pb do intercepto inferior de seus diagramas concórdia-discórdia, e como não apresentam os dados analíticos, não foi possível avaliá-los. Esta figura está reproduzida na figura II.1.7 e parece indicar uma homogeneização parcial do sistema Rb/Sr, tanto nos paragnaisses migmatizados (CE-1, CE-2, CE-7, AL-31, AL-32) quanto nos Ortognaisses Estrela (AL-32, JM-4), indicando uma idade de 580-590M.a.

Tabela II.1.1 – Dados analíticos e idade k/Ar da região leste do Estado de Minas Gerais e centro-sul do Estado do Espírito Santo

Número de Ordem	Número do CPGeo	Número de Campo	Litologia	Material Analisado	Unidade Estratigráfica	% K	$Ar^{40}_{rad} x10^{-5}$ (ccSTP)/g	$\%Ar^{40}_{atm}$	Idade (Ma)
II	2231	GOV-68	pegmatito	muscovita	?	8,68	18,93	11,4	488 ± 8
II	2384	GOV-98	gnaisse kinzigítico	biotita	?	7,93	16,18	1,7	461 ± 5
III	–	F-36-35	tonalito	biotita	Suíte Int. Galiléia	7,665	15,27	3,1	452 ± 14
IV	2221	GOV-208	gnaisse	biotita	?	7,54	16,12	8,8	480 ± 28
V	–	F-132-61	granodiorito	biotita	Suíte Int. Galiléia	7,535	20,10	6,7	582 ± 17
VI	–	F-180-9A	tonalito	biotita	Suíte Int. Galiléia	7,460	15,53	3,4	469 ± 14
VII	–	F-181-32	granodiorito	biotita	Suíte Int. Galiléia	7,070	14,39	3,2	460 ± 14
VIII	–	F-222-18	tonalito	biotita	Suíte Int. Galiléia	6,993	13,85	2,7	449 ± 13
IX	–	F-177-30	tonalito	biotita	Suíte Int. Galiléia	7,564	15,52	3,1	463 ± 14
X	4971	VM-JM-58A	gabronorito	biotita	Suíte Int. Aimorés	7,25	16,57	8,77	509 ± 14
XI	2395	NV-126	gnaisse kinzigítico	biotita	Comp. Paraíba do Sul	7,71	15,60	4,00	457 ± 7
XII	2359	C0-53	bt gn (enderbito)	biotita	Comp. Paraíba do Sul	7,89	21,9	3,4	602 ± 8
XIII	2394	C0-66	gnaisse kinzigítico	biotita	Comp. Paraíba do Sul	7,98	16,22	3,2	459 ± 7
XIV	2721	C0-78	diabásio	plagioclásio	Suíte Int. Fundão	0,38	0,27	29,1	174 ± 6
XV	2356	CO-120	bt gnaisse	biotita	Comp. Paraíba do Sul	7,92	159,4	2,7	447 ± 6
XVI	1264	108	gn granitóide	biotita	?	8,02	163,86	1,3	453 ± 23
XVIIa	–	109A	metaquartzito	muscovita	?	7,12	133,2	11,2	419 ± 21
XVIIb	–	109B	gnaisse	hornblenda	?	0,15	4,46	33,4	615 ± 31
XVIII	–	SA-169	pegmatito	muscovita	?	8,30	–	26,5	505 ± 10
XIX	2360	VI-176A	granulito básico	biotita	?	7,67	171,9	11,7	492 ± 10
X	2358	VI-103	bt ortognaisse	biotita	?	7,8	159,1	2,6	449 ± 5
XXI	2383	VI-62A	gnaisse kinzigítico	biotita	Comp. Paraíba do Sul	6,86	142,1	2,2	458 ± 13
XXII	2355	VI-28	gnaisse kinzigítico	biotita	Comp. Paraíba do Sul	7,80	251,0	5,0	670 ± 10
XXIIIb	–	113C	pegmatito	muscovita	?	8,73	179,0	6,9	454 ± 23
XXIIIb	1288	114	bt gra gnaisse	biotita	?	7,47	178,8	2,3	521 ± 26
XXIVa	1335	120	intrusiva básica	biotita	?	7,77	162,41	5,8	462 ± 23
XXIVb	1336	120	intrusiva básica	plagioclásio	?	0,21	18,65	10,4	1500 ± 75
XXIVc	1343	120	intrusiva básica	hornblenda	?	0,28	10,82	20,3	782 ± 39

bt - biotita; gra - granada; gn - gnaisse

Tabela II.1.2 – Dados analíticos e idades Rb/Sr da região leste do Estado de Minas Gerais e centro-sul do Estado do Espírito Santo

Número de Ordem	Número de Campo	Litologia	Unidade Estratigr.	Rb total (ppm)	Sr total (ppm)	Rb/87 Sr/86	Erro	Rb/87 Sr/86	Erro	Idade (Ma)	Razão Inicial (RI)	Tipo de Isócrona
1	NV-1B	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	158,9	88,5	5,23	((0,12))	0,7590	((0,001))	660	0,708	referência
2	RN-MZ-JMVV-145.2	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	196,4	235,6	2,42	0,07	0,7314	0,0007	660	0,708	referência
	RN-MI-JMVV-145.3	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	244,4	221,2	3,21	0,09	0,7356	0,0018	660	0,708	referência
	RN-MI-JMVV-145.4	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	94,8	192,2	1,43	0,04	0,7239	0,0006	660	0,708	referência
	RN-MI-JMVV-145.5	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	247,9	248,9	2,89	0,08	0,7349	0,0011	660	0,708	referência
3	JS-179	ortognaisse tonalítico	Complexo P. do Sul	122,2	221,7	1,80	0,04	0,7217	0,0011	660	0,708	referência
4	EQ-147	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	229,2	182,3	3,66	0,10	0,7393	0,0008	660	0,708	referência
5	EQ-151	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	158,1	112,1	4,10	0,08	0,7493	0,0013	660	0,708	referência
6	JS-132	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	207,9	99,8	6,08	0,02	0,7636	0,0004	660	0,708	referência
7	78A	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	164,3	128,9	3,745	0,07	0,7450	0,0019	660	0,708	referência
	76	ortognaisse tonalítico	Complexo P. do Sul	155,3	449,0	1,002	0,02	0,7177	0,0018	660	0,708	referência
8	JS-299	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	138,3	183,3	2,19	0,06	0,7305	0,0018	660	0,708	referência
9	VII-36	gnaisse kinzigítico (gr. S)	Complexo P. do Sul	230,4	98,3	6,82	0,14	0,7594	0,0008	–	–	–
10	VV-MI-OS 103,1b	granada, biotita gnaisse	Complexo Pocrane	48,2	341,0	0,41	0,01	0,7190	0,0007	–	–	–
11	VV-MI-OS-100,1a	granada, biotita gnaisse	Complexo Pocrane	102,1	402,1	0,74	0,02	0,7161	0,0009	790	0,707	referência
	VV-MI-OS-100,1e	granada, biotita gnaisse	Complexo Pocrane	104,2	431,0	0,70	0,02	0,7141	0,0010	790	0,707	referência
	VV-MI-OS-100,2a	granada, biotita gnaisse	Complexo Pocrane	75,9	380,6	0,61	0,02	0,7121	0,0012	790	0,707	referência
	VV-MI-OS-100,2b	granada, biotita gnaisse	Complexo Pocrane	73,8	487,5	0,44	0,01	0,7122	0,0012	790	0,707	referência
12	VV-MI-OS-132a	granada, biotita gnaisse	Complexo Pocrane	65,3	884,4	0,21	((0,01))	0,7092	((0,0007))	790	0,707	referência
	VV-MI-OS-132e	granada, biotita gnaisse	Complexo Pocrane	79,4	752,2	0,31	((0,01))	0,7103	((0,0007))	790	0,707	referência
13	121B	leptinito	Complexo J. de Fora	75,7	243,6	0,9022	0,02	0,7384	0,0018	892 ± 7	0,73003 ± 0,00011	afloramento
	121B1	plagioclásio + quartzo	Complexo J. de Fora	7,9	196,5	0,1154	((0,0001))	0,7315	((0,0001))	892 ± 7	0,73003 ± 0,00011	afloramento
	121B2	k-feldspato	Complexo J. de Fora	231,5	448,1	1,5203	((0,0001))	0,7494	((0,0001))	892 ± 7	0,73003 ± 0,00011	afloramento
	121B3	biotita	Complexo J. de Fora	600,9	6,88	308,25	((5,000))	2,8230	((0,0075))	458 ± 13	0,79649 ± 0,04878	afloramento
14	113A	muscovita	pegmatito	694,4	6,34	400,76	6,34	3,382	0,0086	458 ± 13	0,79649 ± 0,04878	afloramento
	113B	k-feldspato	pegmatito	752,8	13,9	175,88	3,14	1,839	0,0049	458 ± 13	0,79649 ± 0,04878	afloramento
15	AL-1297	granito	Suíte Intr. Medina	159,0	976,3	0,4714	0,0059	0,71423	0,00010	526 ± 9	0,71060 ± 0,00012	afloramento
	AL-1299	granito	Suíte Intr. Medina	167,9	317,2	1,5320	0,0019	0,72231	0,00010	526 ± 9	0,71060 ± 0,00012	afloramento
	AL-1301	granito	Suíte Intr. Medina	134,9	710,7	0,5495	0,0069	0,71502	0,00008	526 ± 9	0,71060 ± 0,00012	afloramento
16	RN-MI-JMVV-151.8	hornblenda-quartzo-dior.	Suíte Intr. Galiléia	72,9	228,0	0,93	0,03	0,7196	0,0012	630	0,712	referência
	VV-MI-OS-151.10	hornblenda-quartzo-dior.	Suíte Intr. Galiléia	83,6	207,3	1,17	0,03	0,7235	0,0013	630	0,712	referência
17	VV-MI-OS 74-1f	hornblenda-quartzo-dior.	Suíte Intr. Galiléia	96,6	205,4	1,36	0,04	0,7255	0,0006	630	0,712	referência
	VV-MI-OS-74-1c	hornblenda-quartzo-dior.	Suíte Intr. Galiléia	102,2	184,9	1,6	0,05	0,7262	0,0009	630	0,712	referência
18	VV-MI-OS 79.2	granito	Suíte Intr. Urucum	240,6	63,8	11,02	0,31	0,8054	0,0006	503 ± 92	0,72633 ± 0,0151	afloramento
	VV-MI-OS-79.6	granito	Suíte Intr. Urucum	217,0	60,0	10,56	0,30	0,8020	0,0014	503 ± 92	0,72633 ± 0,0151	afloramento
	VV-MI-OS-79.9	granito	Suíte Intr. Urucum	296,3	65,4	13,26	0,37	0,8214	0,0007	503 ± 92	0,72633 ± 0,0151	afloramento
19	VV-MI-OS 175.1	hiperstênio-granito	Suíte Intr. Aimorés	82,7	591,9	0,40	0,01	0,7116	0,0012	830 ± 84	0,70898 ± 0,00036	afloramento
	VV-MI-OS 175.2	hiperstênio-granito	Suíte Intr. Aimorés	41,9	514,3	0,24	0,01	0,7096	0,0010	830 ± 84	0,70898 ± 0,00036	afloramento
	VV-MI-OS 175.6	hiperstênio-granito	Suíte Intr. Aimorés	54,9	545,4	0,29	0,01	0,7106	0,0007	830 ± 84	0,70898 ± 0,00036	afloramento
	VV-MI-OS 175.9	hiperstênio-granito	Suíte Intr. Aimorés	47,6	552,6	0,23	0,01	0,7096	0,0010	830 ± 84	0,70898 ± 0,00036	afloramento
20	AL-1303	granodiorito	Suíte Intr. Aimorés	76,8	1126,1	0,1975	0,0025	0,70846	0,00015	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento
	AL-1305	monzodiorito	Suíte Intr. Aimorés	100,8	995,9	0,2930	0,0037	0,70856	0,00007	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento
	AL-1306	granodiorito	Suíte Intr. Aimorés	104,7	262,4	1,1540	0,0140	0,72200	0,00010	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento
	AL-1307	biotita Norito	Suíte Intr. Aimorés	30,8	2189,2	0,0406	0,005	0,70577	0,00012	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento

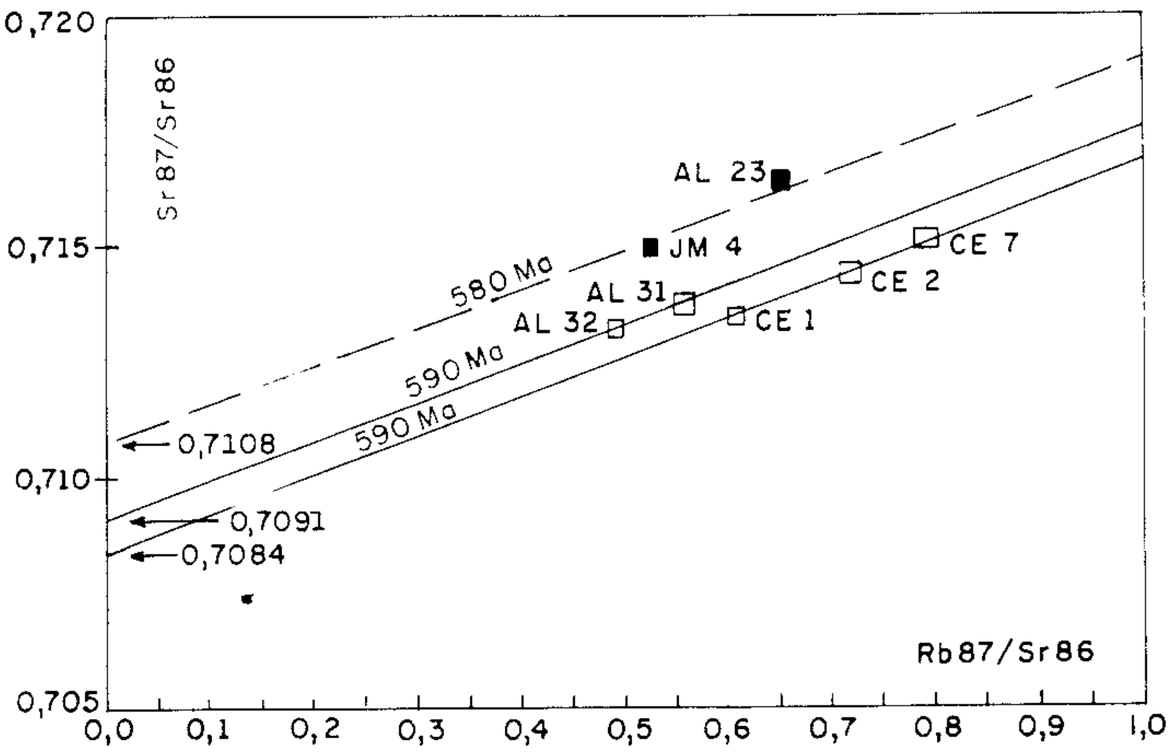


Figura II.1.7 – Diagrama isocrônico Rb/Sr para amostras de rochas da região de Jerônimo MonteiroAlegre, sul do Estado do Espírito Santo (fonte: Soeliner *et al., op. cit.*).

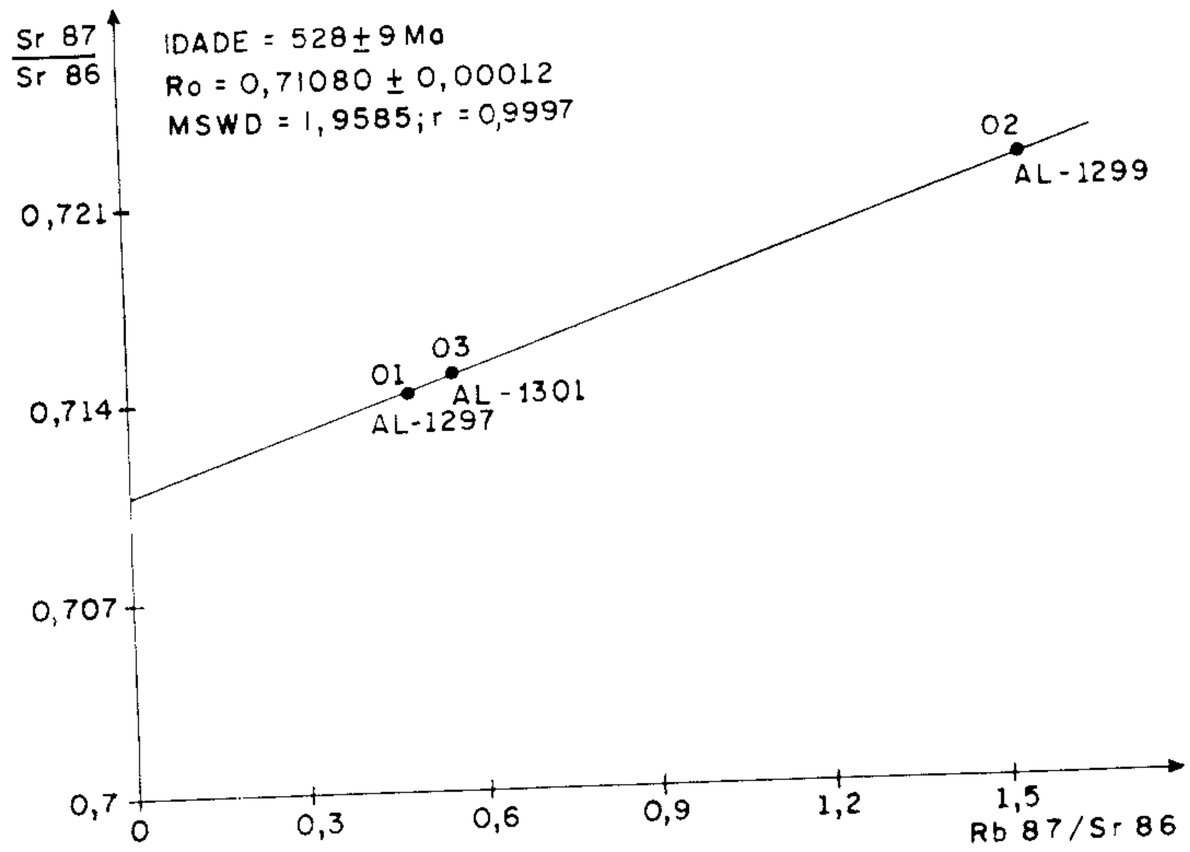


Figura II.1.9 – Isócrona de afloramentos de granitos porfiríticos da região de Governador Valadares.

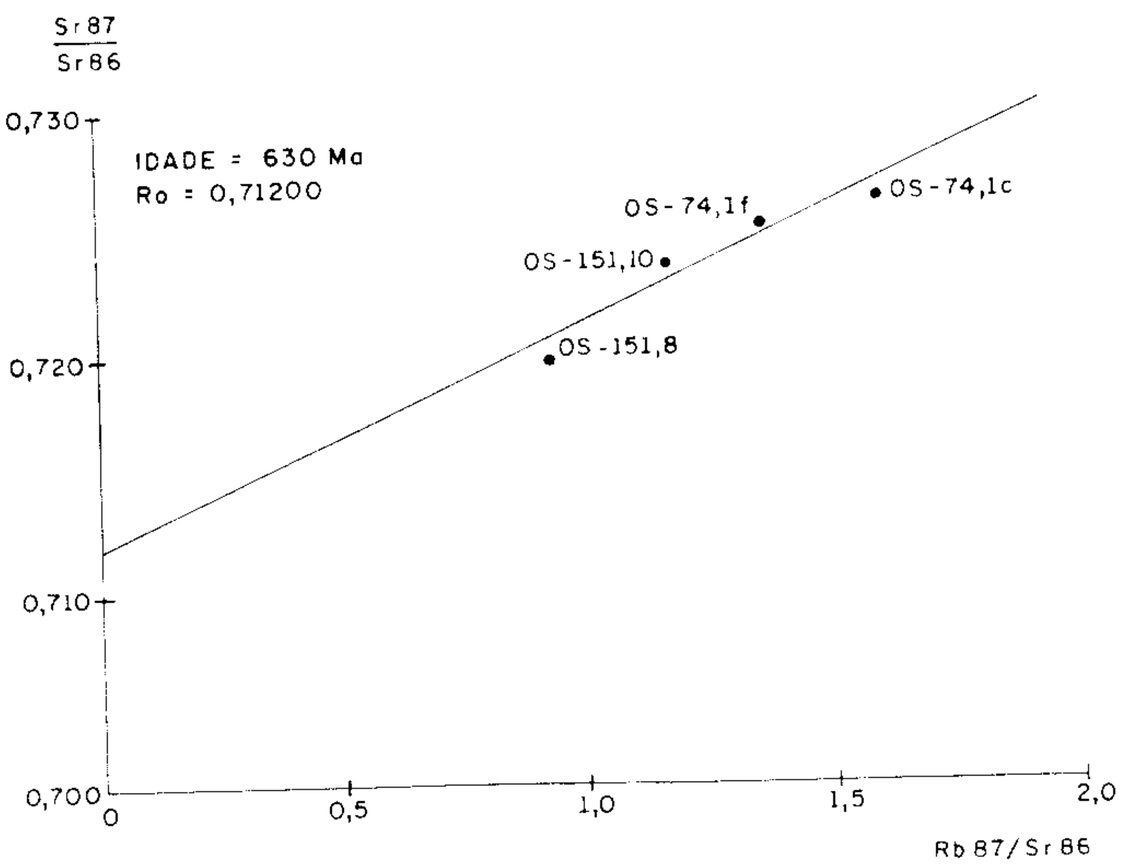


Figura II.1.8 – Isócrona de referência para as rochas da Suíte Intrusiva Galiléia.

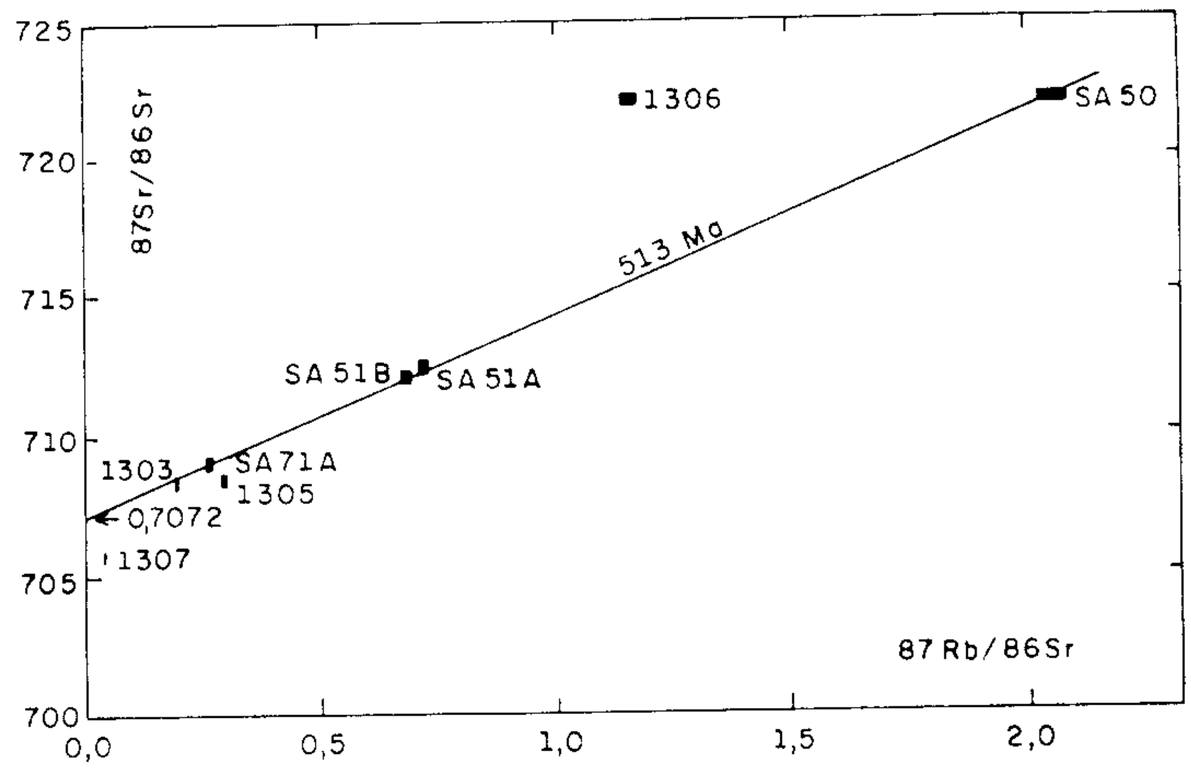


Figura II.1.10 – Isócrona de referência em amostras de rocha do Maciço Santa Angélica (Suíte Intrusiva Santa Angélica). 1303 e 1306 = granodioritos; 1305 = monzodioritos; 1307 = biotita-norito (de Besang *et al.*, 1977); SA 51A, B e SA 50 = allanita-granitos; SA 71A = gabro diorito com xenólitos de álcali-feldspatos da zona de transição. A linha de referência de idade coincide com a idade U-Pb dos zircões do ponto SA 51.

i) Suítes Intrusivas Aimorés e Santa Angélica – isócronas de afloramento dos maciços Várzea Alegre e Santa Angélica (figura II.1.11). Estas são falsas isócronas, com grande dispersão do fracionamento da razão Sr^{87}/Sr^{86}, relativamente ao estrôncio total, cujos pontos analíticos dispõem-se ao longo de uma reta de regressão com os dois extremos relacionados aos termos mais básicos e ácidos dos maciços (figura II.1.12). As idades conseguidas podem referir-se à idade de diferenciação do magma original se estiverem de acordo com as ponderações de Brooks *et al.* (1976): 830M.a.

j) Suíte Intrusiva Urucum – isócrona com três pontos em afloramento de granito pegmatóide subalcalino na localidade tipo: 500M.a (figura II.1.13).

k) Pegmatitos – isócrona de referência para pegmatitos não deformados na região de Carangola: 460m.a (figura II.1.14).

1.2.3 Determinações U/Pb

As determinações U/Pb restringiram-se a rochas da região enfocada na figura II.1.6. Através delas foi possível identificar as etapas finais dos eventos plutono-metamórfico-deformacionais que constituem o embasamento Pré-Cambriano do centro-sul do Estado do Espírito Santo.

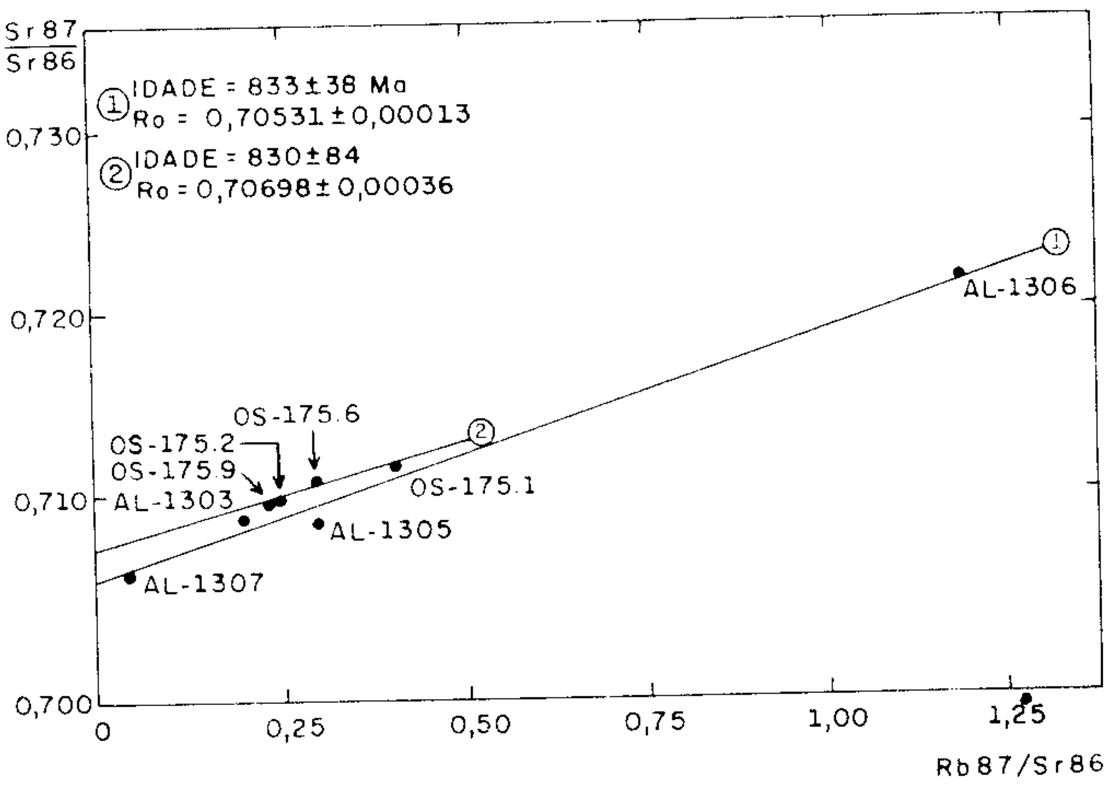


Figura II.1.11 – Isócronas Rb/Sr dos maciços: 1) Santa Angélica; 2) Várzea Alegre.

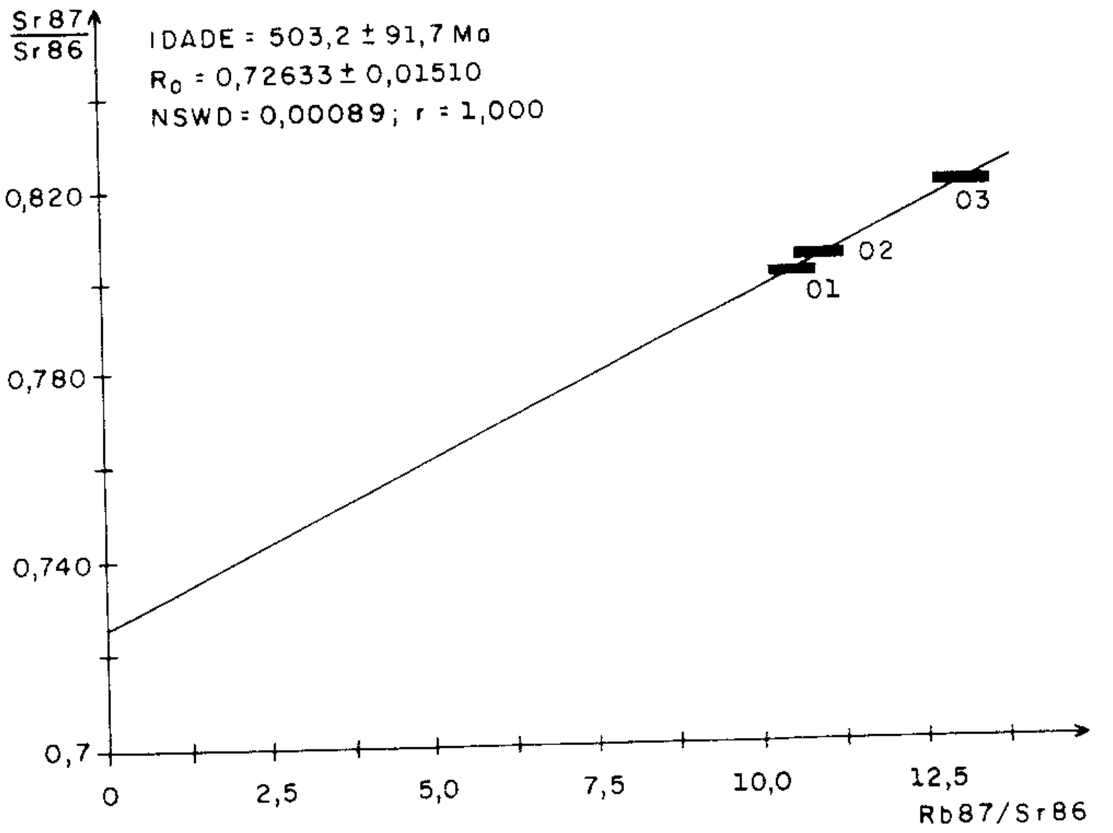


Figura II.1.13 – Isócrona de afloramento dos granitos subalcalinos pegmatóides da Suíte Intrusiva Urucum.

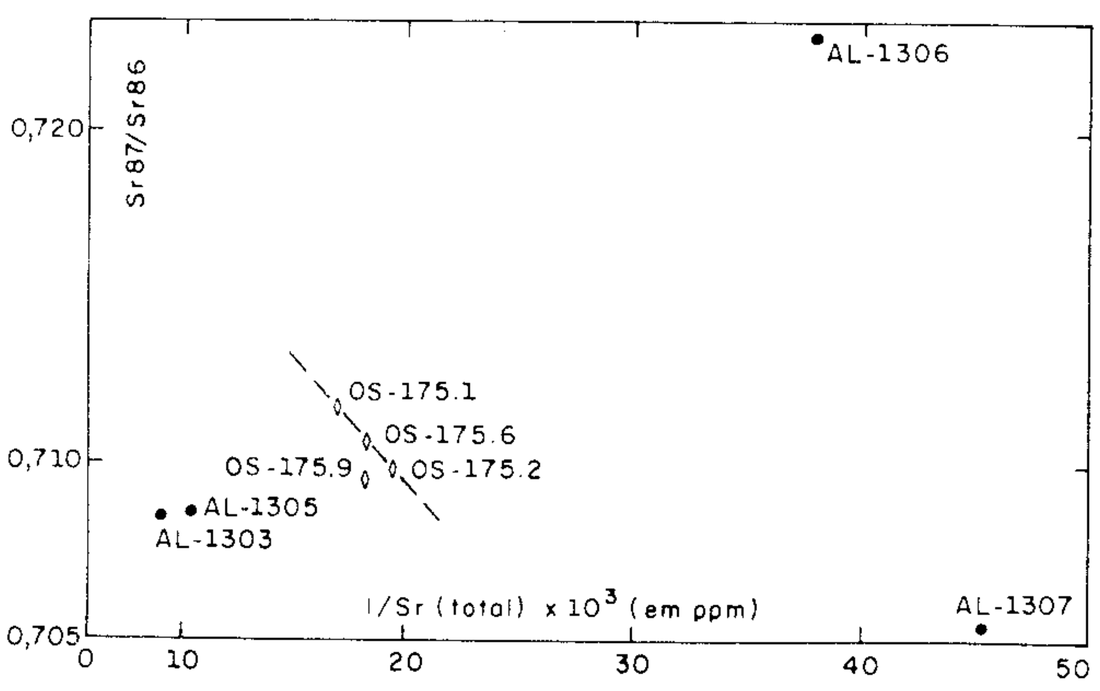


Figura II.1.12 – Diagrama de fracionamento da razão Sr_{87}/Sr_{86} com o inverso do teor total de Sr nas amostras das suítes intrusivas Aimorés e Santa Angélica; (•), Maciço Santa Angélica, (◊) Maciço Várzea Alegre.

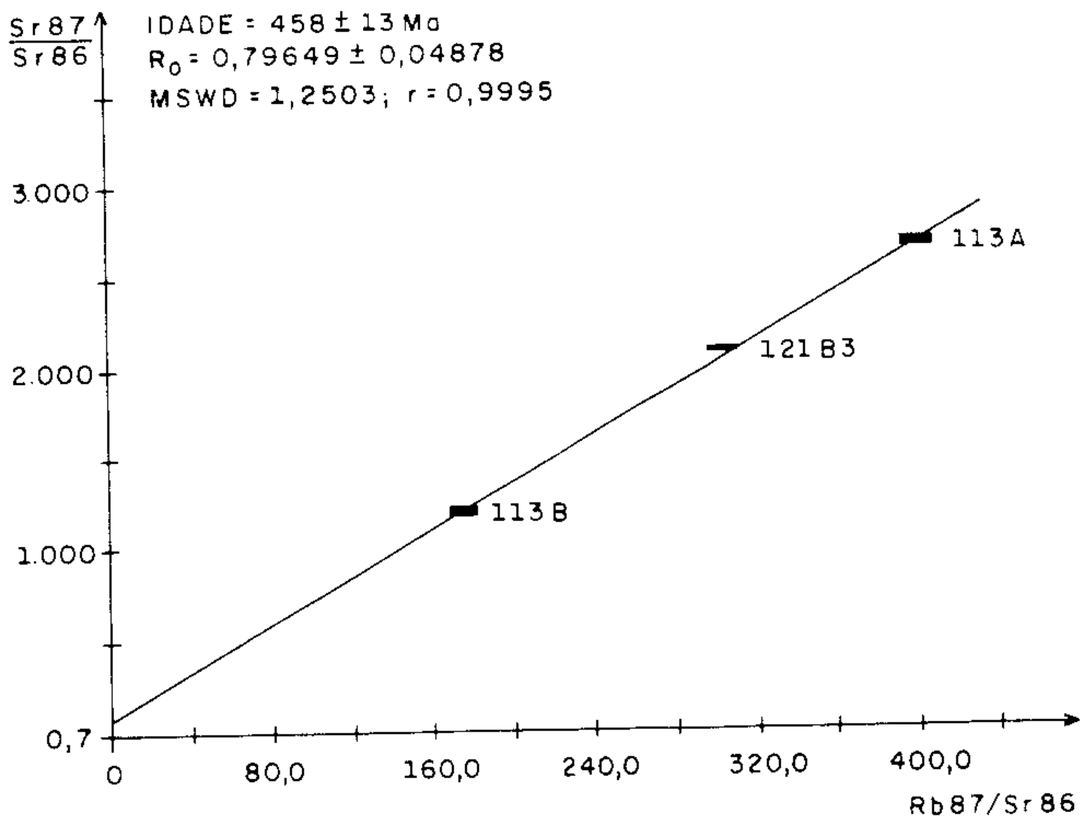


Figura II.1.14 – Isócrona de referência de pegmatitos da região de Carangola.

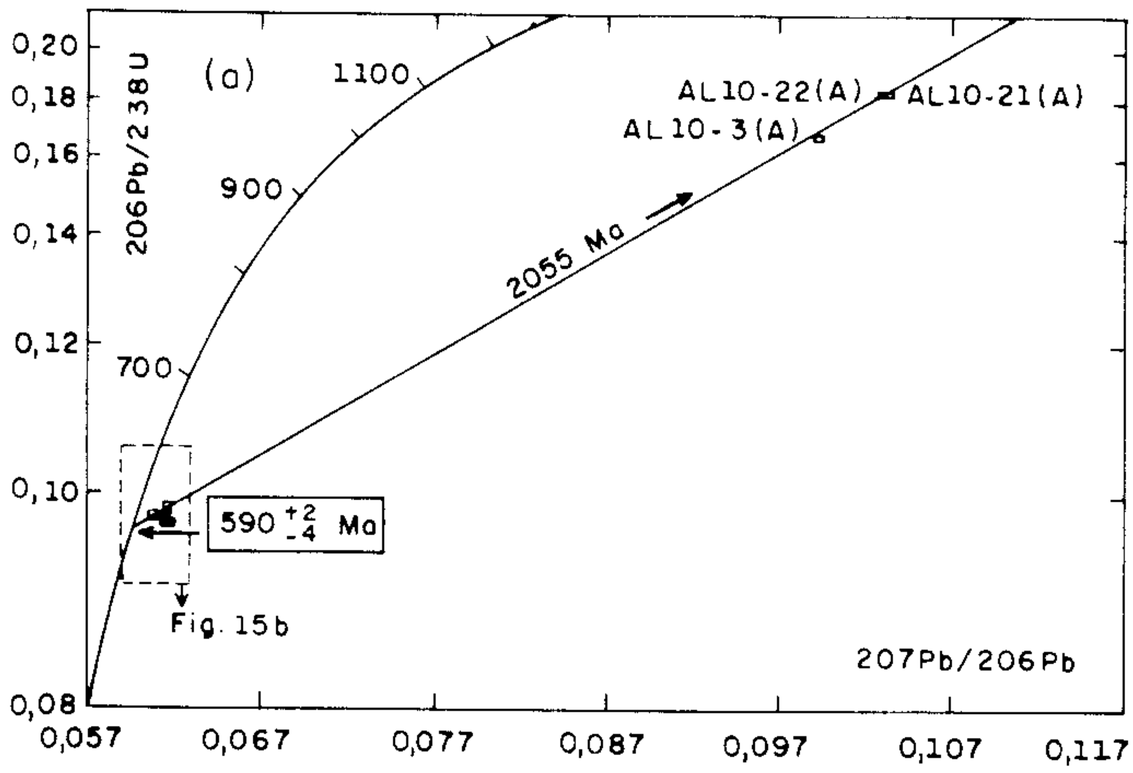
Estas determinações U/Pb sobre zircão apontaram quatro idades relacionadas aos interceptos inferiores e superiores de pares concórdia-discórdia (figura II.1.15).

a) zircões de rochas do Complexo Alegre (Complexo Paraíba do Sul): CE2 = zircões de metatexito bandado, AL10 = zircões de metaquartzitos; 590 + 2/–4M.a = idade do intercepto inferior da discórdia; 2055M.a = intercepto superior da discórdia;
b) JM4 = zircões de granodiorito gnaisse; JM4(1p) = zircões prismáticos alongados; JM4(B) = zircões metamícticos marrons; CE2(B) = zircões marrons de metatexitos; 580 + 20/–6m.a = idade de intrusão do granodiorito gnaisse (Ortognaisse Estrela); 519 + 10/–16M.a = idade provável de metamorfismo térmico sin a tardi-transcorrência sobre o granodiorito gnaisse;
c) detalhe do b): (1p) = zircões prismáticos alongados transparentes da população A; (B) = zircões marrons opacos da população B.

Fonte: Soellner *et al., op. cit.*

A idade de 590 (+2/–4)M.a refere-se à migmatização regional que é concomitante com a diferenciação por sintexia dos Ortognaisses Estrela, que posicionaram-se a 580 (+20/-6)M.a e mostram suas bordas interdigitadas com os migmatitos.

O intercepto superior, com 2.055M.a, indica que os zircões bem preservados dos quartzitos e os núcleos dos zircões dos metatexitos foram cristalizados, nesta época, em rochas plutônicas que foram erodidas e vieram a constituir os protólitos sedimentares.



a) zircões de rochas do Complexo Alegre (Complexo Paraíba do Sul): CE2 = zircões de metatexito bandado, AL10 = zircões de metaquartzitos; 590 + 2/-4 Ma = idade do intercepto inferior da discórdia; 2.055 Ma = intercepto superior da discórdia.

Há 519 (+10/–16)m.a. houve uma retomada do tectono-metamorfismo, neste caso associado aos grandes falhamentos transcorrentes, que produziu os halos metamícticos dos zircões. Simultaneamente houve a intrusão de corpos plutônicos elípticos (Suíte Intrusiva Santa Angélica) nos metamorfitos supracrustais que alinharam seus pontos analíticos segundo uma discórdia com 513 (±8)m.a.

O fato de estas determinações isotópicas privilegiarem as idades tardi a pós-tectônicas dos eventos tectono-termais brasilianos, talvez esteja relacionado às altas temperaturas que tais eventos alcançaram na área limitada pela figura II.1.16, provocando a difusão do Pb radiogênico.

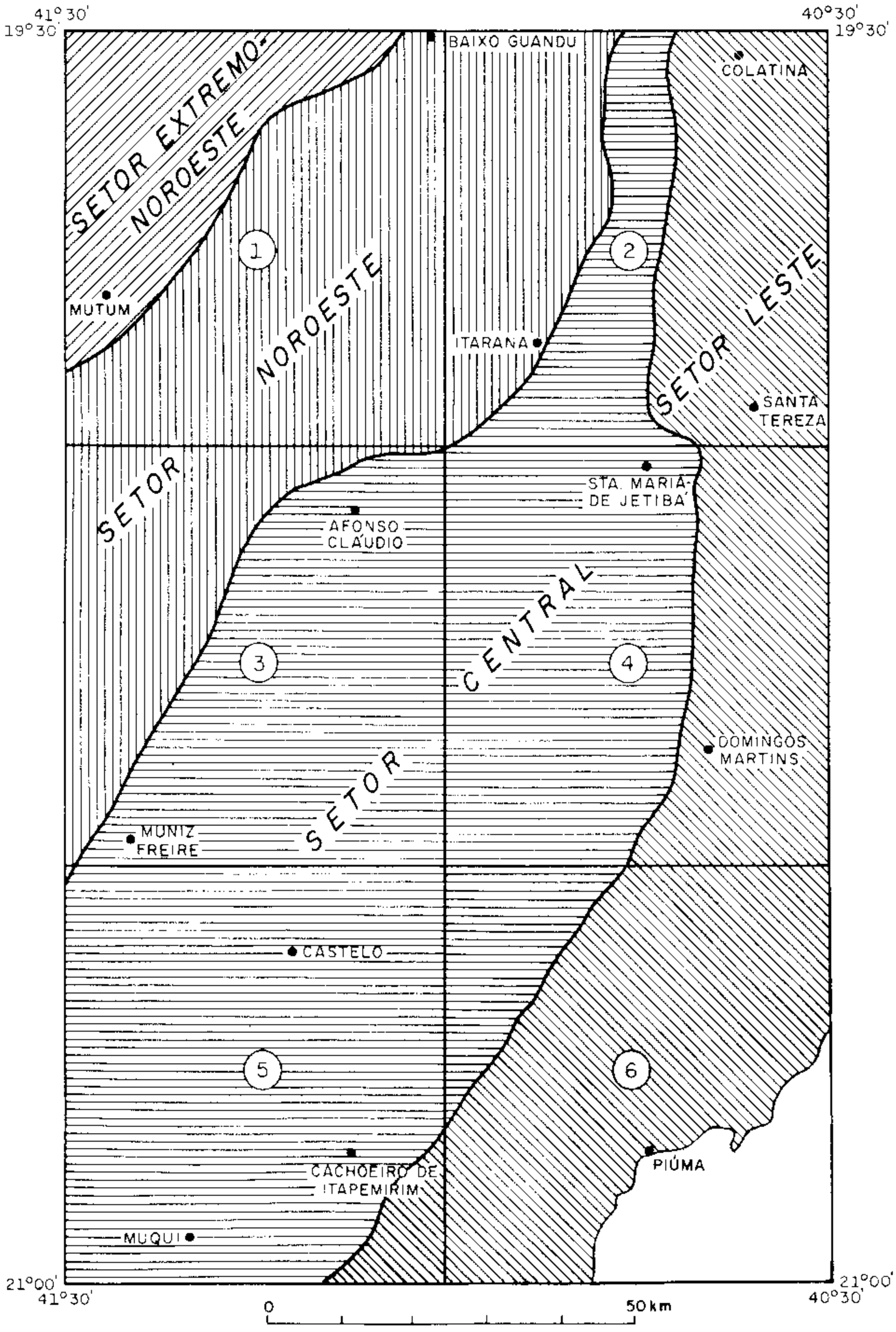


Figura II.1.16 – Setores litoestruturais – 1 – Baixo Guandu, 2 – Colatina, 3 – Afonso Cláudio, 4 – Domingos Martins, 5 – Cachoeiro de Itapemirim, 6 – Piúma.

1.2.4 Discussão dos Dados Geocronológicos

Os dados geocronológicos apresentados apontam para a evolução da faixa costeira, nesta região, durante o Proterozóico Superior. Os eventos tectonotermais mais importantes detectados foram, possivelmente:

a) Metamorfismo associado a tectônica de baixo ângulo: 660M.a.
b) Magmatismo tardi-tectônico de baixo ângulo: 600±20M.a.
c) Tectônica transcorrente: 540±20M.a.
d) Magmatismo tardi-tectônico transcorrente: 520±10M.a.
e) Magmatismo pós-transcorrência: 490±20M.a.
f) Resfriamento regional: 440±20M.a.

1.3 Geologia

Nas raízes da faixa de dobramentos que constitui esta região foi possível evidenciar quatro setores litoestruturais com limites quase NE-SW bem diferenciados (figura II.1.16).

De noroeste para sudeste eles se identificam por:

a) Setor Extremo-Noroeste: composto por litologias supracrustais relacionadas ao Complexo São Tomé, e infracrustais, relacionadas à Suíte Intrusiva Galiléia.

As rochas supracrustais compõem uma seqüência metassedimentar com intercalações de anfibolitos, metamorfizada no grau médio de Winkler (1977), e deformada em pelo menos três fases, sendo a primeira de baixo ângulo com desenvolvimento de uma foliação penetrativa S1/S0. Sobre esta superfície desenvolveram-se dobras abertas flexurais com eixos aproximadamente NE-SW e, subordinadamente, NW-SE. As primeiras são dobras amplas, com comprimentos de onda até decaquilométricos e desenvolvimento de clivagem de fraturas e, na zona axial, nas litologias propícias, de clivagens de crenulação; as segundas são, usualmente, dobras pequenas, assimétricas, ocorrendo nos flancos predominantemente das dobras NE-SW, sem desenvolvimento de estruturas planares penetrativas associadas. Ainda ocorrem estruturas flexurais relacionadas ao movimento dextral das transcorrências.

Por seu lado, as seqüências plutônicas infracrustais da Suíte Intrusiva Galiléia apresentam sua trama magmática preservada, sendo atingidas apenas pelas deformações flexurais às quais associa-se seu próprio posicionamento de caráter batolítico.

b) Setor Noroeste: as litologias dominantes neste setor, que conforma uma faixa de direção NE-SW, são supracrustais consideradas como correlacionáveis ao Complexo Paraíba do Sul, plutonitos sin a tardi-transcorrência até pós-transcorrência e uma janela do embasamento correlacionado ao Complexo Juiz de Fora. A trama penetrativa de baixo ângulo atinge todas as rochas do embasamento e supracrustais, sendo que nessas claramente há a paralelização de S1 com S0. As deformações flexurais já citadas atingem todo o conjunto, porém com eixos de dobramento segundo NNE-SSW e fracamente WNW-ESE.

c) Setor Central: as litologias deste setor compõem agrupamentos de supracrustais correlacionáveis com o Complexo Paraíba do Sul, intercaladas intimamente com escamas e lascas dos ortognaisses, provavelmente derivadas de um batólito pré a sin-colisional e injetadas tardiamente à deformação de baixo ângulo. Ocorrem intrusões de caráter batolítico, com texturas ígneas mais ou menos preservadas, agrupadas nos ortognaisses de Muniz Freire e Estrela. Neste setor é que dominam as intrusões pós-transcorrência. A direção geral desta faixa é ligeiramente discordante das anteriores e alinha-se segundo NNE-SSW. A trama tectônica da foliação S1/S0 nesta região parece ter sido menos afetada, pelas deformações sin-transcorrência, apresentando um pólo máximo com direção geral NNE-SSW e mergulhando de 30 a 40 graus para SE. Como aí também a clivagem de fratura S2 é bem desenvolvida, é possível que as dobras flexurais correlativas sejam mais abertas e amplas, evidenciando-se mais quando se aproxima da zona de cisalhamento Guaçuí. Enquanto nos dois setores anteriormente descritos o metamorfismo situa-se na fácies anfibolito médio, neste setor há a transição para anfibolito alto até granulito baixo (hornblenda granulito) com o aparecimento de paragênese a cordierita, sillimanita e grafita nos gnaisses aluminosos.

d) Setor Sudeste: neste setor predominam gnaisses aluminosos agrupados também no Complexo Paraíba do Sul. Aí ocorrem "escamas" de ortognaisses em fácies anfibolito alto e em fácies granulito (enderbitos) quando desloca-se para leste, além de granitos "S" originados por fusão parcial da pilha dos gnaisses aluminosos. A trama estrutural segue o mesmo padrão do setor anterior.

A análise da disposição das unidades e estruturas dos setores descritos sugere que:

1) Apesar das deformações, as unidades apresentam um zoneamento litoambiental desde sedimentação paraplataformal com estruturas mais ou menos preservadas a noroeste, até a sedimentação possivelmente de talude continental da pilha dos gnaisses aluminosos a sudeste e leste;
2) Há um aprofundamento de nível crustal de noroeste para sudeste e leste, com superposição inversa dos níveis em estrutura do tipo *nappe* de embasamento;
3) Parte do setor central e o setor sudeste representam, provavelmente, a zona de descontinuidade de Conrad, que separa a crosta intermediária da crosta inferior.

Capítulo 2
Estratigrafia

por
Wilson Luis Féboli; José Heleno Ribeiro; Carlos Alberto Heineck (item 2.1);
Frederico Ozanan Raposo (Litoquímica); Emiliano Cornélio de Souza (Terras-Raras)

2.1 Comentários Gerais

As regiões centro-sul do Estado do Espírito Santo e leste do Estado de Minas Gerais, abrangidas pelo levantamento geológico executado através do Projeto Cachoeiro de Itapemirim, encontram-se inseridas numa única província geotectônica, a denominada Província Mantiqueira e, mais particularmente, dentro da Faixa de Dobramentos Ribeira (ou Sudeste), marginal em relação ao Cráton do São Francisco.

A partir da integração e interpretação dos dados prévios e dos obtidos neste trabalho, foram cartografadas nove unidades litoestratigráficas principais, conforme exposição apresentada a seguir, salientando-se que, na grande maioria dos casos, foram mantidas as denominações cunhadas por outros autores, embora parcialmente redefinidas, em termos conceituais. A coluna litoestratigráfica proposta para toda a área do projeto corresponde a: 1) Complexo Juiz de Fora, de provável idade arqueana e retrabalhado no Ciclo Brasiliano; 2) Complexo Paraíba do Sul, abrangendo uma seqüência proterozóica de rochas supracrustais de características vulcano-sedimentares, intensamente migmatizadas e granitizadas, onde várias unidades menores foram mapeadas de acordo com o tipo ou associação litológica predominante; 3) Complexo São Tomé, compreendendo também rochas supracrustais proterozóicas afetadas por metamorfismo de grau médio (a alto); 4) Granulito tipo Mascarenhas e Gnaisse Enderbítico tipo Santa Tereza, ambos portadores de feições plutônicas, possivelmente gerados no Proterozóico mais tardio (Ciclo Brasiliano) e com inequívocas relações de intrusão no Complexo Paraíba do Sul; 5) Ortognaisses de dimensões até batolíticas, amplos espectros composicionais, idades possivelmente brasilianas e com estruturas internas que os relacionam a um regime tangencial de deformação crustal; 6) suítes intrusivas de rochas granitóides cambrianas, constituindo grandes maciços freqüentemente concêntricos e discordantes da estruturação regional, posicionados num momento tardi a pós- transcorrente da evolução crustal brasiliana; 7) corpos menores de intrusivas ácidas, possivelmente ordovicianas, e que traduzem, aparentemente, as últimas manifestações tectonomagmáticas do Ciclo Brasiliano; 8) diques de diabásio jurássicos; 9) coberturas cenozóicas detrito-lateríticas e aluvionares.

O caráter policíclico do terreno estudado e as relações cronogeológicas entre as diversas unidades ainda não se encontram satisfatoriamente bem definidas, em grande parte devido ao pequeno número de determinações radiométricas disponível. A reunião dessas observações apenas permite reconhecer a forte influência sofrida na maioria dos segmentos crustais durante o desenvolvimento do Evento Brasiliano, apontando no sentido de um quadro monocíclico. O conjunto das muitas incertezas, que ainda perduram, motivou a elaboração de legendas com divisões estratigráficas e relações de contato na vertical dentro das diferentes unidades, conforme pode ser observado no mapa apresentado.

O Complexo Juiz de Fora tem a sua área de ocorrência praticamente restrita às porções sudoeste e oeste da Folha Afonso Cláudio, ao longo de uma estrutura antiformal onde afloram granulitos básicos e ácidos, além de rochas granitóides e gnaisses paraderivados. As rochas da fácies granulito constituem o domínio das seqüências da crosta inferior e são regionalmente correlatas aos terrenos de alto grau homônimos situados mais a sudoeste, já adentrando o Estado de Minas Gerais, com grandes semelhanças também no padrão geofísico de forte magnetização.

As rochas gnáissicas e migmatíticas da faixa costeira da Província Mantiqueira, no sudeste brasileiro, têm sido designadas de várias formas, observando-se uma proliferação de nomes que, contudo, raramente se prenderam a conceituações petrogenéticas e litoambientais. No presente trabalho, sob a denominação de Complexo Paraíba do Sul, encontram-se reunidas várias assembléias litológicas de derivação predominantemente supracrustal e tidas de idade proterozóica. Esta unidade tem características vulcano-sedimentares e corresponde à acumulação de sedimentos paraplataformais e seus produtos de transformação sob condições de metamorfismo de grau forte, bem como de contribuições vulcânicas a subvulcânicas básicas invariavelmente anfibolitizadas. Em vastas regiões, como na Folha Cachoeiro de Itapemirim, assume feições de

seqüências vestigiais em meio à intensa granitogênese e imbricações tectônicas superimpostas, e em outras, como nas folhas Afonso Cláudio e Baixo Guandu, as rochas supracrustais constituem estruturas do tipo sinclinórios D2 e/ou dobras sinformais de grande comprimento de onda, de modo que apresentam ali um maior grau de preservação e extensão lateral.

A apreciação integrada de alguns aspectos inerentes ao Complexo Paraíba do Sul, como os possíveis sentidos de transporte dos sedimentos clásticos (estimados como sendo mormente de oeste para leste), a freqüência relativa de termos anfibolíticos em meio à pilha metassedimentar e a maior ou menor intensidade das mudanças litológicas ou composicionais do bandamento gnáissico, permitiu a elaboração de um esquema de compartimentação para as várias unidades em três grandes domínios.

Um domínio marinho proximal é proposto para a área de ocorrência mais ocidental do Complexo Paraíba do Sul (unidades Pps4, Pps6 e Pps7), principalmente nas folhas Baixo Guandu e Afonso Cláudio, devido às conspícuas alternâncias de litologias como gnaisses aluminosos, quartzitos e rochas calcissilicáticas, tipificando um ambiente com maior dinâmica nas condições de energia, ou seja, uma plataforma com variações verticais relativamente rápidas e não raro perceptíveis em escala de afloramento.

Em situação bastante semelhante tem-se as unidades Pps2, Pps3, Pps5 e Pps8 do Complexo Paraíba do Sul, nas porções central e sudoeste da área do projeto, onde se destacam, além de uma plataforma carbonática mais desenvolvida (Unidade Pps3 com expressivos corpos de mármores), uma notável incidência de lentes anfibolíticas, sugerindo uma posição mais proximal, mas agora também em relação ao magmatismo básico (vulcanismo basáltico sin-sedimentar?).

Para a Unidade Pps1 do mesmo complexo, distribuída ao longo da porção mais oriental da área e constituída por um conjunto monótono de gnaisses aluminosos (aparentemente metafolhelhos com metagrauvacas subordinadas) e rochas calcissilicáticas (metamargas), com registros somente esparsos de quartzitos e anfibolitos, é aqui proposto um domínio marinho distal, tanto em relação à polaridade sedimentar, como do magmatismo sinsedimentar. O seu limite oeste coincide, ao menos em grande parte, com a descontinuidade de Batatal (ver capítulos próprios sobre geologia e geofísica regionais), nas proximidades de Domingos Martins, fato igualmente sugestivo de uma configuração do tipo prisma acrescional para essa unidade.

Dessa forma, os critérios de cartografia geológica do Complexo Paraíba do Sul possibilitaram apenas a separação de unidades com predominâncias litológicas e, subseqüentemente, de associações representativas de domínios sedimentares ou vulcano-sedimentares particulares, cabendo ressaltar, por último, a persistência de vários problemas: o reconhecimento dos ambientes deposicionais ficou prejudicado em virtude da intensa transposição, associada à foliação regional, penetrativa em todas as escalas; as tentativas de realizar correlações e empilhamentos estratigráficos, bem como de se estabelecer o topo e a base das seqüências, não mais encontram respaldo factual devido às freqüentes imbricações tectônicas, principalmente as tangenciais, agravadas pela superposição de expressivos movimentos transcorrentes; ao metamorfismo regional de alto grau e às deformações em domínios dúcteis somam-se, ainda, as descontinuidades nas exposições provocadas por processos tão distintos como o desenvolvimento de um arco magmático plutônico (na faixa central da área do projeto) e o intemperismo químico bastante acentuado que afeta principalmente as seqüências supracrustais; o embasamento da sedimentação Paraíba do Sul aparentemente se restringe ao Complexo Juiz de Fora, mas é possível que alguns ortognaisses representem o retrabalhamento de antiga crosta tonalítica, a julgar pela presença de esporádicas e diminutas estruturas reliquiares; ao menos parte das intercalações quartzíticas ainda permanecem indefinidas quanto ao ambiente de sedimentação, pois estruturas eventualmente observadas do tipo granodecrescência ascendente podem significar deposições em sistemas continentais fluviais anastomosados e, em decorrência, de expressivas regressões e transgressões marinhas. Além disso, a ocorrência de *sheets* de allanita-hornblenda-biotita ortognaisses tonalíticos a quartzo-dioríticos, com taxas de deformação heterogêneas, no seio das seqüências supracrustais (particularmente nas mesmas unidades do segundo domínio acima exposto) dificultou em muito a cartografia geológica dos litótipos envolvidos, seja pela impossibilidade de representar adequadamente sua geometria, como também pela complexidade estrutural observada entre os metassedimentos e as rochas plutônicas (aparentemente posteriores) do complexo em apreço.

O Complexo São Tomé, no quadrante noroeste da Folha Baixo Guandu, encontra-se confinado a zonas de cisalhamento brasilianas, predominantemente transcorrentes, e freqüentes intrusões ácidas graníticas a tonalíticas. Corresponde a uma seqüência interdigitada de metapelitos (estaurolita xistos e ± sillimanita-biotita gnaisses granatíferos) e metapsamitos (quartzitos muscovíticos finos e grosseiros) e ocorrências esparsas de metaultramafitos. O metamorfismo regional de grau médio (a alto), associado a processos por vezes intensos de transposição e milonitização, não permitiu estabelecer conceitos como topo e base ou a seqüência do empilhamento estratigráfico; pressupõe-se que a deposição proterozóica deu-se em domínio marinho proximal, devido aos abundantes registros quartzíticos, em possível zona de transição sobre uma paraplataforma. Estes aspectos introduzem elementos de similaridades com o Complexo Paraíba do Sul, cujas exposições situam-se imediatamente ao sul e leste, mas algumas características do Complexo São Tomé impedem uma correlação mais segura, embora não constituam um conjunto de critérios definitivos: a faciologia metamórfica mais baixa, predominantemente anfibolito baixo a médio;

a presença marcante de quartzitos finos e com camadas plano-paralelas, denunciando um regime de fluxo superior (ambiente de submarés?); a freqüente alternância de lâminas e camadas quartzíticas e metapelíticas, típicas de ambiente de energia moderada a elevada e com constantes modificações no sistema de circulação de fluidos; a notável ausência de rochas calcissilicáticas e anfibolitos; a intensidade bastante discreta dos processos de migmatização e granitização; a transposição menos pronunciada e, finalmente, o nível estrutural mais elevado, denunciado pelas foliações de crenulação nos xistos.

As rochas granulíticas de Mascarenhas e Santa Tereza, com ampla distribuição nas folhas Colatina e Domingos Martins, exibem uma predominância de termos enderbíticos e variações para composições mais potássicas, raramente noríticas. Tais terrenos correspondem a um plutonismo associado ao regime de deformação tangencial e, possivelmente, também ao transcorrente. De idade inicialmente suposta como arqueana, mostram freqüentes xenólitos de litótipos do Complexo Paraíba do Sul e uma estreita vinculação com ortognaisses tonalíticos, para os quais transicionam. Tais evidências de uma hipotética idade proterozóica mais tardia encontram respaldo também em determinações geocronológicas pelo método U-Pb em núcleo de zircão de gnaisses enderbíticos da região de Guarapari, mais ao sul (Wiedemann, 1988, comunicação oral). Desta forma, resultou afastada a possibilidade de correlacioná-los com as rochas arqueanas da série charnockítica do Complexo Juiz de Fora, em relação às quais ostentam também diferenças estruturais em todas as escalas, desde microscópicas até as truncações regionais dos gnaisses paraderivados do Complexo Paraíba do Sul.

Uma importante abordagem também deve ser desenvolvida com referência à caracterização do plutonismo granitóide na área do projeto. De ocorrência generalizada e representando épocas diferentes de fortes aquecimentos crustais, tais manifestações carecem ainda de um maior apoio geocronológico, preferencialmente de isócronas U-Pb, para que se possa definir adequadamente a estratigrafia plutônica. A adoção de vários critérios tornou possível, ainda assim, e de uma forma pioneira na cartografia da região, posicionar preliminarmente e agrupar várias dezenas de corpos de rochas granitóides, cabendo destacar os seguintes aspectos: a análise das estruturas internas dos plutonitos (principalmente foliações penetrativas ou não e de fluxo magmático) e sua relação com os regimes tectônicos regionais, expressos pelas foliações de baixo ângulo da deformação compressiva tangencial e as de alto ângulo associadas às transcorrências; os espectros composicionais petrográfico e químico (alcalinidade e aluminosidade) dos agrupamentos propostos e, por conseguinte, as suas linhagens petrogenéticas; texturas e estruturas das litofácies; outros tipos de assinaturas, como a magnética e a de elementos terras-raras.

O reconhecimento da natureza ortoderivada de muitas das rochas gnáissicas da área impossibilita maiores correlações com os *gnaisses* e *migmatitos* anteriormente cartografados na Faixa Sudeste, cujo acervo de informações (leituras de afloramentos e dados analíticos) pode hoje ser considerado extremamente insuficiente. No caso da área em foco, alguns fatores de complicação como a heterogeneidade das taxas de deformação, por vezes gerando tipos com um acentuado bandamento tectônico e redução da granulação, não permitiram uma desejável e rotineira distinção em relação aos protólitos paraderivados, ocasionando misturas populacionais de maior ou menor monta no mapeamento regional. A título de exemplo dessa diminuição no poder de discriminação dos protólitos das rochas gnáissicas, podem ser citadas aqui as unidades Pps2, Pps3, Pps8 e Pps9 do Complexo Paraíba do Sul nas folhas Afonso Cláudio, Domingos Martins e Cachoeiro de Itapemirim, em que pesem os esforços envidados na busca de soluções para esse tipo de problema, aliás, comum também às demais folhas. Cabe destacar, ainda, uma outra questão, referente aos graus variáveis de contaminação crustal, na medida em que aproximam a composição de granitóides transicionais do tipo *I-MC* e *I-SC* da dos granitóides tipo *S*, por vezes semelhando um hibridismo na constituição de determinados corpos associados ao regime tangencial.

A intensidade da granitogênese encontra-se particularmente evidenciada na constituição de um arco magmático plutônico (interno?), atualmente exposto pelo nível de erosão profundo e que atravessa a área com uma direção submeridiana no segmento norte e ostenta uma inflexão para NE-SW no sul. As dezenas de batólitos e *stocks* estratóides de ortognaisses ora referidos ao regime tangencial têm uma composição predominantemente calcialcalina, enquanto que um número similar (cerca de duas dezenas) de plutonitos concêntricos ou não, associados à deformação transcorrente, exibem uma tendência subalcalina, fatos estes que apontam no sentido de uma cratogênese, ou seja, a constituição da Plataforma Sul-Americana ao final do Ciclo Brasiliano. As evidências radiométricas colhidas até o momento indicam uma evolução plutônica monocíclica para a área.

A coluna litoestratigráfica simplificada proposta para a presente folha (figura II.2.1) consta de três conjuntos litológicos, descritos a seguir.

2.2 Complexo Paraíba do Sul

2.2.1 Aspectos Gerais

A primeira referência a esse Complexo na área mapeada foi feita por Liandrat & Leal (1967), que o denominaram de Grupo Paraíba-Desengano, conforme descrito por Rosier (1965), no Estado do Rio de Janeiro. Esses autores o dividiram em três conjuntos litológicos: o primeiro composto de biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses, que denominaram kinzigitos; o segundo com dominância de muscovita-biotita gnaisses, lentes de quartzitos e numerosos filões de muscovita-pegmatitos; no terceiro reuniram

Quaternário		Depósitos aluvionares (Qa).	
Ordoviciano	Rochas Plutônicas	Intrusivas pós-transcorrentes (Oγ4).	
Cambriano		Intrusivas tardi a pós-transcorrentes Cγ3g, Cγ3a, Cγ3ac, Cγ3fb, Cγ3rp, Cγ3r, Cγ3qd, Cγ3db)	
Proterozóico		Intrusivas sin a tardi-tangenciais (Pγ1b, Pγ1c, Pγgl2)	
	Complexo Paraíba do Sul	Domínio marinho pouco profundo Gnaisses aluminosos localmente migmatizados, com lentes de rocha calcissilicática e anfibolítica (Pps1)	Domínio plataformal/vulcano-sedimentar Sillimanita-biotita gnaisses quartzosos e biotita-anfibólio gnaisse, cinza a cinza-escuro, granulação fina a média, bandado, localmente migmatizado, com intercalações de anfibolitos e rochas calcissilicáticas (Pps2). Freqüentes níveis de quartzito associados a granada-sillimanita gnaisse de aspecto xistoso (Pps2qtxt).

Figura II.2.1 – Coluna litoestratigráfica simplificada da Folha Domingos Martins.

as faixas migmatizadas onde predominam gnaisses facoidais, gnaisses granitóides, granitos e granodioritos. Nessa faixa, há uma predominância de gnaisses migmatizados associados a granitos e granodioritos, mas dentro da primeira também existem pequenos corpos migmatizados ou granitizados. Além disso, o contato entre as faixas é de difícil caracterização, sendo bastante arbitrário no mapa geológico daqueles autores. Isso levou Liandrat & Leal (*op. cit*) a considerarem *as faixas migmatizadas não como escamas de material arqueano dentro do Grupo Paraíba-Desengano, mas como o resultado de migmatização ou granitização parcial da mesma formação estratigráfica*.

Cordani (1973), estudando a evolução geológica da faixa costeira, entre Salvador e Vitória, dividiu a parte meridional da área investigada em duas grandes unidades litológicas com limite de direção aproximadamente N-S. A primeira delas, do lado ocidental, é constituída por gnaisses migmatíticos e rochas graníticas diversas, enquanto a faixa oriental é formada por gnaisses kinzigíticos com grau metamórfico mais elevado que o das rochas da faixa ocidental. Núcleos granulíticos ocorrem no interior da faixa kinzigítica, mas podem aparecer, também, na outra faixa.

Silva & Ferrari (1976) relacionaram as rochas dessa área à Associação Paraíba do Sul, como uma unidade indivisa constituída por migmatito a biotita, quartzo, feldspato alcalino, granada, anfibólio, cordierita, sillimanita e andalu-zita, localmente com intercalações de quartzitos. Dentro dessa unidade, foi individualizado um Complexo Charnockítico, com predominância de charnockitos maciços, charnockito com foliação gnáissica e cataclástica, e hipersteênio gnaisses, localmente migmatizados.

Fonseca *et al.* (1979) reuniram sob a denominação informal de Faixa Costeira as rochas gnáissicas, migmatíticas e granulíticas da costa sudeste brasileira, na qual a área mapeada está inserida.

Machado Filho *et al.* (1983) dividiram a área trabalhada em compartimentos tectônicos. Um desses compartimentos abrange o Cinturão Móvel Atlântico, onde está situado o Complexo Paraíba do Sul.

As determinações radiométricas Rb/Sr, U/Pb e K/Ar existentes para o Complexo Paraíba do Sul foram reavaliadas por Cordani & Teixeira (1979), constatando-se dois eventos geodinâmicos: um de idade transamazônica (2.070M.a e Ri = 0,709 em diagrama isocrônico Rb/Sr de referência), confirmado pelas datações U/Pb em zircões (2.200M.a), e outro de idade brasiliana (680M.a e Ri = 0,709 no mesmo diagrama e 620M.A nas datações U/Pb em zircões). As idades K/Ar refletem o resfriamento do Ciclo Brasiliano, variando entre 420 e 670M.a. Esse intervalo, além de representar o resfriamento regional, pode corresponder à própria época de formação de certas rochas.

O Complexo Paraíba do Sul foi dividido por Machado Filho *et al.* (*op. cit*) em: Unidade Indivisa, Gnaisses Granitóides, Rochas Enderbíticas a Charnockíticas e Gnaisses Granatíferos e Kinzigitos.

A Unidade Indivisa é constituída por gnaisses e migmatitos em geral, com análises químicas apontando uma origem metassedimentar a partir de sedimentos de composição de grauvacas e menos freqüentes de arcósio. Dados obtidos pelo projeto RADAMBRASIL permitiram visualizar que as rochas gnáissicas bandadas e migmatíticas tiveram origem a partir de rochas sedimentares e ígneas, embora tenham sido considerados insuficientes para uma conclusão definitiva. Incluídas nessa unidade ocorrem inúmeras lentes quartzíticas, que transicionam para os gnaisses regionais.

Os Gnaisses Granatíferos e Kinzigitos representam os tipos litológicos mais expressivos da área. São descritos como rochas relativamente homogêneas em termos composicionais, compreeendendo desde gnaisses bandados a metatexíticos, constituídos de bandas claras com quartzo, feldspato, granada, cordierita e grafita, e bandas escuras com biotita e sillimanita. Dados Rb/Sr utilizados dão idades entre 680M.a (Ri = 0,709) a 600M.a (Ri = 0,709). As determinações K/Ar fornecem valores de 670 ± 10M.a. As elevadas razões iniciais reforçam, para esses autores, a tese de uma origem sedimentar, e eles supõem que a sedimentação tenha ocorrido no Proterozóico Inferior, ou seja,

admitem que grande parte dos anatexitos e metatexitos que compõem o Complexo Paraíba do Sul tenha sido formada no Ciclo Brasiliano (600-650M.a), porém como retrabalhamento de material crustal mais antigo.

Schobbenhaus *et al.* (1984), numa síntese geológica do País dividiram a área continental em várias regiões geográficas englobando diferentes domínios tectônicos. Uma delas corresponde à parte costeira, na qual ocorre o Complexo Costeiro/Grupo Paraíba do Sul, relacionado ao Arqueano - Proterozóico Inferior.

No mapeamento da Folha SE.24 – Rio Doce – Silva *et al.* (1987) reconheceram as rochas da região de Colatina como sendo as mesmas que Lima *et al.* (1981) denominaram de "Complexo Paraíba do Sul" na Folha SD.24 – Salvador.

Grossi Sad & Dutra (1988), em trabalho desenvolvido no Estado do Rio de Janeiro, adotaram a denominação de "Grupo" Paraíba do Sul subdividindo-o em quatro formações: Desengano, Imbé, Itaocara e Euclidelândia.

Nesta nota explicativa esse complexo foi dividido em duas subunidades sem designação formal. A primeira, que ocorre em toda a porção leste e norte da área, é constituída por gnaisses aluminosos e rochas calcissilicáticas, tendo sido originada a partir de grauvacas finas e folhelhos depositados em um ambiente marinho pouco profundo (distal). A segunda, que ocupa todo o quadrante sudoeste da folha, é constituída de sillimanita-biotita gnaisses granatíferos de aspecto xistoso, biotita-hornblenda gnaisses, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e quartzitos, correspondendo, provavelmente, a um ambiente deposicional marinho plataformal (proximal). Foi incluída no Grupo Italva por Machado Filho *et al.* (*op. cit.*), e corresponde à Formação Euclidelândia (segundo Grossi Sad *et al., op. cit.*).

A figura II.2.2 mostra a distribuição geográfica desse complexo e a localização das amostras com análise petrográfica e química. A tabela II.2.1 apresenta a identificação da amostra, a classificação petrográfica, a unidade correspondente e coordenadas UTM de cada estação amostrada.

2.2.2 Gnaisses Aluminosos – Pps1

Essa unidade é constituída por uma seqüência de gnaisses aluminosos de alto grau, informalmente denominados de kinzigitos, com intercalações subordinadas de rochas caicissilicáticas e raras ocorrências de quartzitos e de anfibolitos. O termo *kinzigito*, correspondente a um grafita-sillimanita-cordierita-granada-biotita gnaisse, já é amplamente utilizado na literatura geológica brasileira, tendo sido empregado em diversos trabalhos. Na Alemanha, o termo foi introduzido por Fisher (1860; *in*: Mehnert, 1968) com um sentido puramente descritivo, sem nenhuma conotação genética. Na localidade típica, vale do rio Kleine Kinzig na Floresta Negra, o kinzigito ocorre como intercalações em cordierita-granada-biotita-plagioclásio paragnaisses que sofreram anatexia parcial, e apresenta a seguinte paragênese mineral: quartzo-biotita-plagioclásio (An36)-granada-cordierita±sillimanita±cianita±grafita. Diferencia-se dos gnaisses portadores de cordierita, granada e biotita pelo fato de o K-feldspato estar ausente no kinzigito, apesar de alguns autores reportarem esse mineral como um dos essenciais na rocha.

Possui ampla distribuição na Folha Domingos Martins, ocupando uma área de cerca de 1.280km^2. Distribui-se desde a porção sul, região de Araguaia, Bom Jesus do Morro Baixo e Baía Nova, ocupando toda a porção leste da folha até Santa Leopoldina, e boa parte da porção norte, centro, localidades de Santa Maria de Jetibá, Alto Possmouser, Barracão, Francisco Correia, Santa Joana, Alto Serra Pelada, indo até Melgaço e Perobas. As melhores exposições situam-se ao longo da rodovia BR-262 e da ES-355, entre Santa Leopoldina e Santa Maria de Jetibá.

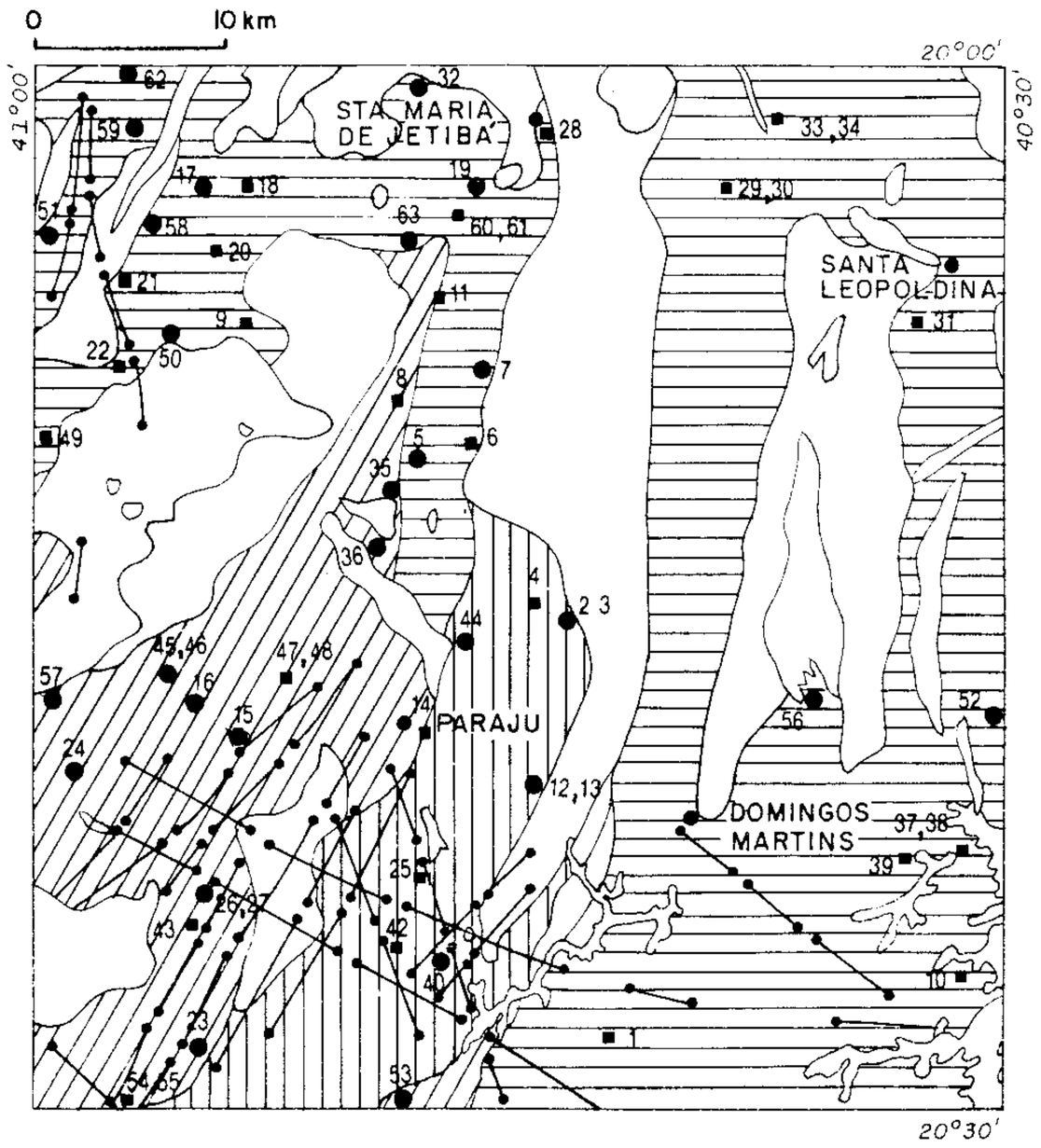


Figura II.2.2 – Mapa de distribuição das unidades do Complexo Paraíba do Sul, com a localização das amostras analisadas. O número ao lado do ponto corresponde ao número de ordem na tabela II.2.1.

Tabela II.2.1 – Relação dos tipos petrográficos do Complexo do Sul

Nº Ordem	Amostra	Rocha	Unidade	Coordenadas UTM	
				N	E
1	WL - 06 B	Bt - Gra - Sil gnaisse	Pps1	7735,6	322,9
2	WL - 29 A	Bt - Gra gnaisse tonalítico	Pps2qtx	7758,3	319,9
3	WL - 29 B	Bt gnaisse	Pps2qtx	7758,3	319,9
4	WL - 31	Cd - Sil gnaisse	Pps2qtx	7758,7	317,8
5	WL - 39	Sil - Gra gnaisse	Pps1txt	7766,9	311,2
6	WL - 41	Sil - Gra - Cd gnaisse	Pps1	7767,4	314,8
7	WL - 43	Sil - Cd - Gra gnaisse	Pps1	7771,4	315,5
8	WL - 45	Hb - Bt gnaisse	Pps2	7769,5	310,5
9	WL - 50	Mcr - Bt gnaisse	Pps2	7773,2	302,2
10	WL - 72	Sil - Gra gnaisse	Pps1	7739,8	341,3
11	WL - 126	Gra Bt gnaisse tonalítico	Pps1	7777,2	313,0
12	WL - 140 A	Cum - Gra - Bt gnaisse	Pps2qtx	7749,6	318,5
13	WL - 140B	Cum - Hb gnaisse	Pps2qtx	7749,6	318,5
14	WL - 141	Bt gnaisse	Pps2	7752,4	312,2
15	WL - 148	Gnaisse tonalítico	Pps2qtx	7751,9	302,4
16	WL - 149	Gnaisse tonalítico	Pps2	7753,5	299,8
17	WL - 179	Calcissilicática	Pps1	7780,7	300,0
18	WL - 177	Cd - Sil gnaisse	Pps1	7780,9	302,3
19	WL - 181	Calcissilicática	Pps1	7781,2	314,5
20	WL - 182	Calcissilicática	Pps1	7777,5	300,6
21	WL - 185	Gra - Bt - Pl gnaisse	Pps1	7775.6	295,4
22	WL - 187	Gra - Bt gnaisse	Pps1	7771,7	295,3
23	WL - 214	Gnaisse tonalítico	Pps2qtx	7735,7	299,8
24	WL - 258	Bt gnaisse	Pps2	7749,9	293,5
25	WL - 274 B	Hb - Bt gnaisse	Pps2qtx	7743,4	313,1
26	WL - 300 A	Bt - gnaisse	Pps2	7743,8	300,7
27	WL - 300 B	Bt - Hb gnaisse	Pps2	7743,8	300,7
28	WL - 360	Gra Bt - Cd gnaisse	Pps1	7784,0	318,1
29	WL - 366 A	Sil - Gra - Cd gnaisse	Pps1	7780,8	328,1
30	WL - 366 B	Mobilizado Qz-feldspático	Pps1	7780,8	328,1
31	WL - 388 B	Calcissilicático	Pps1	7774,5	338,7
32	WL - 413	Cd - Gra gnaisse	Pps1	7786,7	311,6
33	WL - 434 A	Cd - Gra Bt gnaisse	Pps1	7784,4	330,4
34	WL - 434 B	Calcissilicática	Pps1	7784,4	330,4
35	WL - 479	Gra - Bt gnaisse	Pps2	7764,2	310,8
36	WL - 482	Calcissilicática	Pps2	7762,0	309,2
37	WL - 490 A	Calcissilicática	Pps1	7745,8	341,2
38	WL - 490 B	Bt - Gra gnaisse	Pps1	7745,8	341,2
39	WL - 491	Sil - Cd - Gra - Bt gnaisse	Pps1	7745,5	338,4
40	WL - 505	Sil - Gra -Cd gnaisse	Pps2qtx	7740,2	313,3
41	WL - 506 A	Gra - Bt gnaisse	Pps2qtx	7740,9	311,6
42	WL - 506 B	Gra - Bt - gnaisse tonalítico	Pps2qtx	7740,9	311,6
43	WL - 512	Bt - Af gnaisse	Pps2	7742,0	299,8
44	WL - 519	Cd - Gra gnaisse	Pps1	7756,4	314,0
45	WL - 542 A	Bt gnaisse tonalítico	Pps2	7755,3	298,4
46	WL - 542 B	Anfibolito	Pps2	7755,3	298,4
47	WL - 549 A	Gnaisse quartzo-diorítico	Pps2	7755,0	305,1
48	WL - 549 B	Hb - Bt gnaisse	Pps2	7755,0	305,1
49	WL - 572	Gra - Bt - Opx gnaisse	Pps1	7767,9	291,6
50	WL - 575	Cd - Sil - Bt gnaisse	Pps1	7773,2	298,2
51	WL - 579 A	Cd - Gra - Bt gnaisse	Pps1	7779,0	291,2
52	WL - 601 B	Gra - Bt gnaisse	Pps1	7753,5	343,2
53	WL - 621	Hb - Bt gnaisse	Pps2	7732,6	310,7
54	WL - 622 A	Hb - Bt gnaisse	Pps2	7731,9	295,1
55	WL - 622 B	Calcissilicática	Pps2	7731,9	295,1
56	WL - 630	Gra - Bt gnaisse	Pps1	7754,3	333,2
57	WL - 647	Bt gnaisse granodiorítico	Pps2	7754,0	291,9
58	WL - 652	Gra - Bt gnaisse	Pps1	7779,0	297,3
59	WL - 655	Calcissilicática	Pps1	7783,9	296,3
60	WL - 667 A	Sil - Gra - Cd gnaisse	Pps1	7779,4	313,9
61	WL - 667 B	Calcissilicática	Pps1	7779,4	313,9
62	WL - 756	Gra - Bt gnaisse	Pps1	7786,0	296,0
63	WL - 769	Sil - Bt - Cd gnaisse	Pps1	7778,2	310,8

O contato entre as unidades Pps1 e Pps2 é transicional, a não ser na região de Araguaia, onde se dá através da Zona de Cisalhamento (Transcorrente Dextral) Araguaia, que também serve de limite entre os gnaisses aluminosos (Pps1) e os ortognaisses tonalíticos (Pγ1b) entre Rio Fundo (a sul da BR-262 e oeste de Marechal Floriano) e São José do Recreio (na porção centro-norte da folha). Com os outros corpos de ortognaisse tonalítico (Pγ1b) o contato é definido, apesar do corpo entre Holanda e Mangaraí ter contato aproximado e, entre Santa Maria de Jetibá e Melgaço, se dar através de uma zona de cisalhamento contracional de baixo ângulo. Com os ortognaisses graníticos (Pγ1c) é transicional, enquanto que com os gnaisses enderbíticos (Pγgl2) é sempre aproximado. Com os granitos (Cγ3) o contato é brusco.

Em afloramentos observa-se uma rocha muito bandada, de cor cinza-esverdeada quando fresca, que cede lugar ao marrom-escuro quando intemperizada, localmente migmatizada, com estrutura estromática. Um aspecto desse bandamento pode ser observado nas fotos 1 e 2. Apresenta granulação predominantemente grossa a média, raras vezes fina, e freqüentes veios remobilizados, graníticos ou pegmatíticos, que formam lentes e exibem, não raro, o fenômeno de *boudinage* e estruturas do tipos *pinch and swell*. São tanto concordantes quanto discordantes da foliação do gnaisse aluminoso. É muito comum junto a esses mobilizados a presença de granada em cristais bem formados, e de cordierita em aglomerados e/ou em grandes cristais azulados de aspecto vítreo, às vezes ocorrendo apenas manchas esverdeadas devido à total pinitização do mineral. São observadas também abundantes palhetas de grafita dispersas nos mobilizados menos espessos, que variam em espessura desde subcentimétricos a decimétricos, predominando os últimos. Nesse contexto, a designação de metatexitos (no sentido de Mehnert, 1968) é apropriada. O material melanossomático forma, por sua vez, salbandas com a foliação geral ou ocorre como inclusões no interior da porção leucossomática.

A biotita é bastante avermelhada (titanífera) e constitui os níveis escuros da rocha, geralmente acompanhada pela sillimanita que ocorre em cristais prismáticos esbranquiçados, de brilho vítreo, circundando os cristais de granada e feldspato. Nesses níveis também ocorre cordierita disseminada, orientada segundo a foliação da rocha, mas sua visualização macroscópica é difícil.

A granada apresenta-se comumente de cor vermelho-escura a rosa-clara, em cristais arredondados, muito abundantes, com tamanhos de 1mm até 3cm, muitas vezes estirada e rotacionada. Está presente tanto nos remobilizados quanto na matriz da rocha.

Ao microscópio observa-se uma textura gnáissica com a foliação definida pela disposição preferencial da biotita e dos cristais prismáticos de sillimanita. Identifica-se, ainda, um bandamento conferido pela maior concentração de biotita, sillimanita e cordierita em bandas que se alternam com aquelas ricas em quartzo e feldspato. A composição mineralógica estimada pode ser observada na tabela II.2.2.

Tabela II.2.2 – Composição mineralógica estimada dos gnaisses aluminosos do Complexo Paraíba do Sul (Pps1).

Amostras WL	06B	39	41	43	50	72	177	185	187	360	366A	366B	434A	491	505	519	572	575	579A	601B	630	652	667A	756	769
Minerais	*		*		*	*	*	*	*	*	*		*	*			*						*		
Quartzo	35	20	25	20	30	25	30	30	45	55	25	20	26	25	47	40	35	20	20	30	30	30	20	43	25
Plagioclásio	10	40	10	10	14	17	8	45	35	1	10	10	20	tr	37	tr	40	40	35	47	35	30	30	25	20
Biotita	20	20	15	25	30	10	20	25	20	8	20	tr	18	15	6	10	10	20	15	20	25	20	20	10	16
K-Feldspato	25	8	25	25	25	30	14	tr		25	20	65	23	35		40			8	tr	10	0,5	5	15	
Granada	5	2	5	5		15		tr	tr	1	5	5	5	10	4	5	5		10	3	tr	1	5	5	1
Cordierita		tr	15	5			15			10	20		5	15	5	5		7	10				10		28
Sillimanita	5	10	5	tr		3	17			tr	tr		1	tr	1	tr		10					2		10
Apatita		tr		tr	tr			tr		tr				tr	tr		tr	1			tr	0,5			
Opacos	tr			tr		tr		tr	tr	tr	tr	tr		tr		tr	tr	1	0,5		tr	0,5		0,5	tr
Zircão	tr	tr		tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr			tr	tr	tr		1	0,5	tr		0,5		0,5	tr
Carbonato	tr				tr						tr						tr		tr	tr	tr	7		0,5	
Clorita					tr										tr						tr			0,5	
Muscovita	tr				tr						tr	tr			tr	tr	tr		tr			7			
Pinita																			tr		tr	0,5			
Sericita	tr				tr						tr	tr			tr	tr	tr					0,5			
Ortopiroxênio																	10								

* Amostra analisada quimicamente.

O quartzo ocorre em formas xenoblásticas irregulares, às vezes alongadas, preenchendo os interstícios intergranulares. Por vezes formam porfiroblastos irregulares englobando cristais de cordierita, microclina, plagioclásio e biotita. Apresenta-se também em *ribbons* paralelos à orientação da rocha e mostra sinais de poligonização. Verificam-se inclusões de zircão e opacos.

O plagioclásio é oligoclásio-andesina e ocorre tanto na forma de porfiroblastos xenomórficos como em pequenos cristais hipidiomórficos a xenomórficos. É, às vezes, antipertítico e está sendo substituído por feldspato potássico. Mostra bordas de albitização no contato com o feldspato potássico e um discreto zoneamento composicional. Mostra-se maclado segundo a lei da Albita, com sinais de deformação nas lamelas de geminação (foto 3). Observa-se evanescência. Apresenta inclusões de biotita, quartzo, sillimanita, zircão, apatita, granada e opacos. Altera-se para sericita e carbonato.

A biotita ocorre como palhetas xenoblásticas irregulares, palhetas hipidiomórficas e palhetas menores com hábitos idioblásticos. É bastante avermelhada devido ao alto conteúdo em titânio. Confere orientação à rocha, parece reagir com a granada e dá origem, pelo menos em parte, à sillimanita (foto 4). Contém inclusões de zircão anédrico, de sillimanita, apatita e opacos. Altera-se para muscovita.

O feldspato potássico geralmente é a microclina pertítica, quase sempre com macla em rede. Às vezes não se mostra maclado, podendo tratar-se do ortoclásio. Ocorre freqüentemente na forma de pequenos cristais xenomorfos ou ocupando espaços intergranulares.

Substitui o plagioclásio e, no contato com este mineral, observam-se mirmequitas. Contém inclusões de plagioclásio e de sillimanita prismática.

A granada ocorre na forma de grandes e pequenos porfiroblastos alongados segundo a foliação e, às vezes, em porfiroblastos de tendência euédrica ou esqueletiforme. Concentra-se nas faixas ricas em biotita, podendo mostrar algum sinal de reação (substituição) com esse mineral. Borda de plagioclásio ao redor de alguns porfiroblastos. Inclusões de quartzo, sillimanita, biotita e sericita dão aspecto poiquiloblástico aos cristais. As inclusões de quartzo e biotita, aliadas a uma aparente relação inversa entre biotita e granada, sugerem que, pelo menos em parte, a segunda foi formada por reações em que a primeira constitui um dos reagentes.

Cordierita ocorre na forma de grandes porfiroblastos e pequenos cristais com maclado típico. Contém inclusões de biotita, sillimanita (foto 5), quartzo e zircão com halos pleocróicos. Apresenta fraturamento típico e altera-se nas fraturas para um material isotrópico de cor alaranjada. Observa-se pinitização.

Sillimanita ocorre na forma prismática, com hábito hipidioblástico a idioblástico. Está invariavelmente associada à biotita, podendo mesmo ter-se formado às custas deste mineral.

Os minerais acessórios são apatita, opacos e zircão, enquanto que os secundários são carbonato, clorita, muscovita, pinita e sericita.

A paragênese indica que os gnaisses aluminosos foram metamorfizados na fácies anfibolito alto a granulito.

Através das observações de campo, constatou-se na unidade Pps1 uma variação faciológica de leste para oeste da área. A leste os gnaisses aluminosos estão migmatizados, a granulação é grossa e ocorrem lentes de rocha calcissilicática intercaladas. Localmente são observados restos de quartzitos (WL-624, foto 6) e lentes de anfibolito (WL-

592B e WL-608B). Para oeste, a granulação diminui, o bandamento torna-se mais fino, os fenômenos de anatexia não são tão evidentes, a cordierita torna-se bastante escassa, chegando a desaparecer, e há um aumento na espessura das lentes de rocha calcissilicática (foto 7) que, em muitos locais, constituem grandes bancos dentro da unidade, exibindo contatos transicionais com os gnaisses.

As rochas calcissilicáticas são acinzentadas, têm granulação fina a média, e exibem, em determinados locais, estrutura bandada. Grafita geralmente é abundante, em palhetas dispersas pela rocha.

Ao microscópio observa-se uma textura granoblástica a granonematoblástica, com incipiente orientação conferida pelos máficos e pelo alongamento dos blastos de quartzo. Nota-se ainda certo bandamento, no qual faixas enriquecidas em quartzo intercalam-se com outras ricas em piroxênio e plagioclásio.

A composição mineralógica estimada pode ser vista na tabela II.2.3.

O quartzo ocorre na forma de grandes blastos, envolvendo outros constituintes, ou alongados, dando um aspecto bandado à rocha. Mostra extinção ondulante nas faixas grosseiras e aspecto poligonizado nas finas. Contém inclusões de apatita, plagioclásio e biotita.

O plagioclásio ocorre na forma de pequenos cristais hipidiomórficos, às vezes mostrando textura poligonizada. Trata-se da labradorita-bytownita, às vezes andesina.

Apresenta-se maclado segundo a lei da Albita, com deformação das lamelas de geminação e leve evanescência. Contém inclusões de biotita e quartzo e altera-se para carbonato e sericita.

A biotita tem hábito hipidioblástico até xenoblástico irregular. Altera-se para clorita.

Tabela II.2.3 – Composição mineralógica estimada das rochas Calcissilicáticas do Complexo Paraiba do Sul.

Amostras WL	176	181	182	388B	434B	482	490A	622B	655	667B
Minerais			*	*	*		*			*
Quartzo	45	40	40	40	15	27	30	40	35	15
Plagioclásio	25	30	30	45	45	5	40	30	30	50
Biotita	tr		10		tr	tr	20			20
Diopsídio	20	20	10	13	15	23			20	15
Hiperstênio					10					
Granada					10		10		5	
Hornblenda	tr	10	10		tr	45		25		tr
Escapolita	10									
Titanita	tr	tr	tr	2	1	tr		3	10	
Apatita		tr	tr	tr			tr	tr	tr	tr
Opacos	tr	tr	tr	tr	3		tr		tr	
Zircão				tr			tr			
Carbonato	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr
Clorita	tr					tr		tr		tr
Epidoto					tr			tr		tr
Sericita		tr			tr			tr		tr

* Amostra analisada quimicamente.

O diopsídio ocorre em cristais predominantemente subédricos e pequenos cristais anédricos. Mostra processos de uralitização, com formação de hornblenda actinolítica. Altera-se também para carbonato. Na estação WL-434 observa-se a presença de hiperstênio.

A granada ocorre na forma de pequenos blastos disseminados na rocha. Contém inclusões de quartzo e plagioclásio.

A hornblenda é primária, pelo menos em parte, mas geralmente é produto de alteração do piroxênio. Mostra-se extensamente substituída por clorita, carbonato e epidoto.

A escapolita ocorre na forma de cristais anédricos com relevo mais alto que o do quartzo, e acompanha o clinopiroxênio. Envolve, em parte, restos de plagioclásio. Observa-se carbonato secundário.

A titanita ocorre em grãos anédricos dispersos, geralmente bordejando os opacos.

Como minerais acessórios, ocorrem opacos (geralmente é grafita), apatita, zircão e titanita, enquanto que os minerais secundários são carbonato, clorita, epidoto, sericita e muito localmente, muscovita.

A foto 8 mostra um aspecto microscópico desse tipo litológico.

A paragênese indica que essas rochas foram metamorfizadas na fácies anfibolito a granulito.

A foliação regional dos gnaisses aluminosos e rochas associadas tem direção preferencial para nordeste, com variações nas zonas próximas às intrusões granitóides e junto aos dobramentos.

Observa-se uma foliação plano-axial coincidente com a regional, refletindo uma transposição da rocha, dada pela presença de inúmeras bengalas, dobras intrafoliais, veios estirados e rompidos, e eixos de dobras quase horizontais.

Há evidência, no campo, de um cisalhamento tangencial de baixo ângulo com imposição de outro de alto ângulo, sendo comuns nessas zonas o aparecimento de *shear-bands*, com veios, bandas e minerais estirados e rotacionados. Esses minerais (principalmente feldspato e granada) geralmente adquirem forma sigmoidal, podendo-se determinar, estatisticamente, o movimento transcorrente do cisalhamento.

No domínio dos gnaisses aluminosos podem ser observadas três fases principais de dobramento, verificadas predominantemente nas rochas calcissilicáticas, que são os litótipos que mais preservam os eventos tectônicos. A primeira fase de dobramento ainda detectável é representada por dobras fechadas, normalmente rompidas. A segunda, por dobras isoclinais, enquanto que a terceira, por dobras bastante abertas (ondulações), com eixo aproximadamente perpendicular ao da segunda.

Todas as determinações geocronológicas existentes na área refletem o Evento Brasiliano. As análises Rb-Sr representadas em diagrama isocrônico de referência mostram idades variando entre 676M.a (Ri=0,709) no ponto WL-490, e 756M.a. (Ri = 0,709) no ponto WL-491.

As idades K-Ar, que refletem o resfriamento do Ciclo

Brasiliano, variam de 670±10M.a (estação WL-492) a 458±6M.a (estação WL-506).

2.2.3 Sillimanita-Biotita Gnaisses – Pps2

Esta unidade, que ocupa quase todo o quadrante sudoeste da folha, abrangendo uma área de cerca de 515km^2, compreende uma associação de sillimanita-biotita gnaisses granatíferos, biotita-hornblenda gnaisses, anfibolitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas. Sua distribuição geográfica pode ser vista na figura II.2.2.

Observou-se que, em uma parte da unidade, não ocorrem os gnaisses a anfibólio, as intercalações de anfibolitos, nem as lentes de rocha calcissilicática. Assim, separou-se, em mapa, essa porção, denominando-a Pps2qtxt.

Os contatos entre as subunidades são sempre aproximados. Com as rochas da Unidade Pps1 são transicionais, a não ser na região de Araguaia (centro-sul da folha), onde uma zona de cisalhamento transcorrente dextral (denominada Zona de Cisalhamento Araguaia) separa as duas unidades. Com as rochas plutônicas os contatos são bruscos. No Maciço Aracê (estação WL-515) observa-se que, durante a intrusão do granito, houve uma ligeira migmatização de borda no gnaisse encaixante (Pps2).

Na subunidade Pps2 as rochas apresentam-se geralmente bandadas, dobradas, com alternância de leitos claros e escuros, de espessuras variáveis, sendo estes sempre mais finos que aqueles (foto 9). Os níveis máficos compõem-se de biotita e anfibólio, com algum quartzo e feldspato. Os leitos claros são constituídos por quartzo e plagioclásio, em quantidades bastante variáveis (foto 10). Localmente observa-se a presença de granada. A granulação varia de fina a média. Em alguns afloramentos (WL-482 e WL-622) foi verificada a ocorrência de rocha calcissilicática cinza-esverdeada intercalada no gnaisse. São rochas constituídas de quartzo, plagioclásio, hornblenda e diopsídio.

Na subunidade Pps2qtxt o sillimanita-biotita gnaisse encontra-se sempre muito dobrado e intemperizado, com coloração avermelhada e aspecto xistoso, podendo-se, localmente, reconhecer cristais de granada e biotita. Sillimanita, pela sua abundância, forma verdadeiros leitos, enquanto grafita e cordierita ocorrem raras vezes. É onde são observadas as mais expressivas exposições de rocha quartzosa, constituída por grãos sacaroidais de quartzo com contornos angulosos, achatados e imbricados e, às vezes, pouca muscovita. Transiciona e está intercalado no sillimanita- biotita gnaisse, apresentando-se como possantes "bancos" constituídos por quartzo e pouca biotita, com um fraturamento bastante repetitivo (clivagem) com mergulhos verticais e direções aproximadamente NS e EW. Ocasionalmente tem-se a impressão de que se trata de grandes veios de quartzo e, com base também na composição e textura, a natureza sedimentar dessas rochas foi posta em dúvida pela equipe do projeto RADAMBRASIL (Machado Filho *et al.*, 1983).

Em lâmina delgada os sillimanita-biotita gnaisses mostram granulação fina a média, textura granolepidoblástica a granonematoblástica (fotos 11 e 12) e, localmente, um bandamento marcado por leitos quartzo-feldspáticos e leitos máficos. Geralmente apresentam deformação da foliação principal, com recristalização posterior de biotita. São constituídos por plagioclásio, quartzo, biotita e granada (tabela II.2.4).

O plagioclásio é andesina, raramente labradorita, ocorre em cristais geralmente anédricos, maclados segundo a lei da Albita e, localmente, da Periclina.

O quartzo normalmente ocorre em grãos anédricos ocupando espaços intergranulares. Às vezes são visíveis sinais de poligonização. Extinção ondulante e maclas de tensão são freqüentes.

A biotita ocorre como pequenas palhetas curtas, conferindo orientação à rocha. Apresenta inclusões de zircão e apatita. Altera-se para clorita e, nas bordas, para muscovita. Boa parte dela é produto de transformação da hornblenda.

A granada ocorre em grãos anédricos e em porfiroblastos mostrando, às vezes, estrutura esqueletiforme nas bordas e núcleos livres de inclusões. Geralmente mostra sinais de reação com a biotita. Alguns blastos mostram-se orlados pelo plagioclásio, em reação envolvendo o quartzo e a biotita. Altera-se em clorita e carbonato.

Nos níveis anfibolíticos ocorre hornblenda, que se apresenta em pequenos cristais anédricos e raramente é produto de reação progressiva da biotita. Às vezes forma simplectitos com o quartzo.

Localmente foi identificada cummingtonita, que ocorre em cristais incolores com geminação polissintética. Parece ter-se formado à partir da hornblenda (foto 13).

Os minerais acessórios são representados por feldspato potássico, titanita, apatita, zircão, allanita e opacos. Os secundários são: muscovita, clorita, carbonato e sericita.

A paragênese indica metamorfismo na fácies anfibolito.

Os quartzitos parecem representar um grande aporte de material continental (fluvial) na fase final de sedimentação do Complexo Paraíba do Sul, encontrando-se atualmente intercalados e dobrados com os gnaisses.

A cartografia desses quartzitos é bastante dificultada devido à textura que apresentam em fotografias aéreas e imagens de satélite e radar, a qual é muito semelhante à dos gnaisses regionais.

Em seções delgadas observa-se uma textura granolepidoblástica, eventualmente poligonal, com forte arranjo preferencial da biotita, responsável pela foliação da rocha. O quartzo constitui cerca de 95% da rocha; é xenoblástico, com cristais discretamente elongados segundo a direção da foliação micácea ou em agregados granoblásticos, poligonizados. Os grãos acham-se totalmente recristalizados sem evidências de deformação intracristalina e exibem contatos interfaciais retilíneos, raramente denteados.

Os principais acessórios são plagioclásio (An 20) incipientemente geminado, de disposição intragranular no

agregado quartzítico, além da biotita titanífera. Zircão e magnetita, xenoblásticos, ocorrem em pequena quantidade.

A ausência de minerais diagnósticos não permite uma estimativa precisa das condições metamórficas. A presença da biotita em sua variedade titanífera sugere condições (mínimas) da facies anfibolito do metamorfismo regional. A natureza quartzosa, com discreta contribuição feldspática e biotítica, é indicativa de um arenito impuro como protólito mais provável. A grande maturidade mineralógica sugere alguma contribuição de fonte plutônica tectonicamente estável. A presença localizada de termos portadores de tremolita sugere a presença de impurezas argilo- carbonáticas.

No domínio dessa unidade verifica-se, localmente (estações WL-126, WL-140, WL-148, WL-149, WL-214, WL-542, WL-549, WL-558 e WL-647, além de outras), um gnaisse tonalítico cinza-claro, de granulação grosseira, bastante homogêneo, às vezes intercalado e dobrado com bandas mais máficas que dão à rocha um aspecto migmatítico. Em certos locais (estações WL-126 e WL-214) essas bandas restringem-se a esparsos alinhamentos de palhetas de biotita. Esse gnaisse tonalítico parece corresponder a um plutonismo provavelmente ligado ao evento sin-tangencial verificado na área pesquisada. Pode representar, também, o embasamento do Complexo Paraíba do Sul. Devido aos processos tectonotermais e tamanho muito pequeno das exposições, não foi possível, na escala deste trabalho, separá-lo do gnaisse regional.

Em afloramento verifica-se que as rochas da unidade Pps2 sofreram pelo menos três fases de dobramento, além de transposição. Na estação WL-512 observa-se dobramento das porções quartzo-feldspáticas em dobras com espessamento de charneira (foto 10). Os eixos das dobras (principalmente D2) são quase horizontais. Ocorrem pequenas falhas normais.

2.2.4 Petrogênese e Litoquímica das rochas do Complexo Paraíba do Sul

Gnaisses Aluminosos – Pps1

Dadas as inclusões de sillimanita na cordierita e na biotita, bem como a freqüente associação do feldspato potássico com a biotita, pode-se explicar a paragênese dos gnaisses aluminosos através das seguintes reações (segundo Von Platen *et al.*, 1966; *in* Winkler, 1977):

Biotita + sillimanita + quartzo = cordierita + K-feldspato + H_2O.

Quando as pressões são mais elevadas pode ser formada a almandina junto ou em lugar da cordierita, ocorrendo, então, a seguinte reação:

Biotita + sillimanita + quartzo K-feldspato + cordierita + almandina + H_2O.

Assim, pode-se concluir que a sillimanita formou-se a partir de uma reação envolvendo biotita. Tanto a cordierita quanto a granada contêm inclusões de sillimanita e quartzo. Logo, a sillimanita e a biotita devem ter reagido para formar a cordierita, a granada e o k-feldspato.

Tabela II.2.4 – Composição mineralógica estimada da Unidade Pps2 do Complexo Paraíba do Sul.

Amostras	29A	29B	31	45	126	140A	140B	141	148	149	214	258	274B	300A	300B	505	506A	506B	542A	542B	549A	549B	621	622A	647
Minerais			*	*	*		*		*				*				*	*			*	*		*	
Quartzo	35	30	40	5	25	30	35	50	20	30	35	40	29	70	60	47	40	25	57	5	10	25	30	30	45
Plagioclásio	35	25	10	20	60	35	30	40	45	60	30	30	50	10	10	37	35	40	20	40	65	40	20	40	20
Biotita	25	35	20	40	15	20	tr	10	30	10	20	25	20	20	10	6	20	25	20	10	25	20	20	20	15
Hornblenda				30			30						tr		20					40		15	15	10	4
Granada	5		tr		tr	10										4	5	10							
K-Feldspato			15						1		tr						tr			tr			15		15
Cordierita			10													5									
Sillimanita			5																						
Allanita		tr							1				tr			1		tr					tr	tr	
Apatita	tr	5		tr	tr			tr	tr		tr	tr	tr	tr		tr		tr	0,5	1	tr	tr	tr	tr	tr
Opacos	tr	tr	tr			tr	tr	tr	1	tr	tr		1		tr		tr	tr	1	1	tr	tr	tr		tr
Titanita													tr		tr	tr				tr		tr	tr		
Zircão	tr	3		tr	tr	tr		tr	1	tr	tr	tr	tr	tr			tr	tr	0,5	tr	tr	tr	tr		tr
Carbonato				tr	tr			tr		tr			tr	tr				tr		1	tr		tr		
Clorita	tr									tr	tr		tr	tr	tr	tr		tr	tr	1	tr	tr	tr		tr
Muscovita	tr				tr	tr			1	tr	10		tr	tr	tr	tr		tr	tr	1	tr	tr	tr	tr	
Sericita	tr				tr	tr			tr	tr	tr		tr	tr		tr			tr	tr	tr		tr	tr	tr
Cummingtonita						5	5															tr			
Epidoto									tr						tr								tr	tr	

* Amostra analisada quimicamente.

As evidências petrográficas indicam que o material original era provavelmente um sedimento de composição tipo grauvaca a pelítica (peraluminoso).

A temperatura de metamorfismo do kinzigito da Floresta Negra foi estimada entre 680 e 600°C, e a pressão, entre 5,5 e 4,5kbar. Esses intervalos são os exigidos para o metamorfismo de grau elevado, sendo, também, os necessários ao desenvolvimento da anatexia. Sighinolfi *et al.* (1979), em estudo das rochas pelíticas do sul da Bahia, estimou que as condições de temperatura de formação daquelas rochas estavam na faixa de 720 a 960°C.

Essa anatexia é verificada nos gnaisses aluminosos, podendo ser observados, localmente, restos do gnaisse fino semi-digeridos, bem como níveis constituídos por quartzo, feldspato e granada (neossoma) intercalados no gnaisse aluminoso. A amostra WL-366-B representa esse tipo de mobilizado.

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço.

O dendrograma da figura II.2.3, elaborado a partir das análises de óxidos maiores, mostra o agrupamento das rochas do Complexo Paraíba do Sul. Os gnaisses aluminosos distribuem-se na parte superior do mesmo, de maneira claramente distinta. A tabela II.2.5 mostra os resultados das análises químicas desses gnaisses aluminosos.

No. AMOSTRA		COEF. DISTÂNCIA EUCLIDIANA
2	3	.41341
5	9	.24622
23	25	.73910
26	29	.83742
28	31	.32439
2	14	.47793
5	12	.26996
19	24	.82143
4	27	.47429
5	11	.29157
17	21	1.08604
18	19	1.05439
5	6	.33314
7	13	.54706
1	30	.77382
4	5	.55847
4	10	.63574
2	4	.69117
7	28	.76028
2	20	.86815
8	22	.87020
2	7	.90760
15	23	1.15821
1	2	1.06877
1	8	1.21117
15	18	1.37584
15	17	1.48107
1	15	1.54539
1	26	1.76408
1	16	2.34895

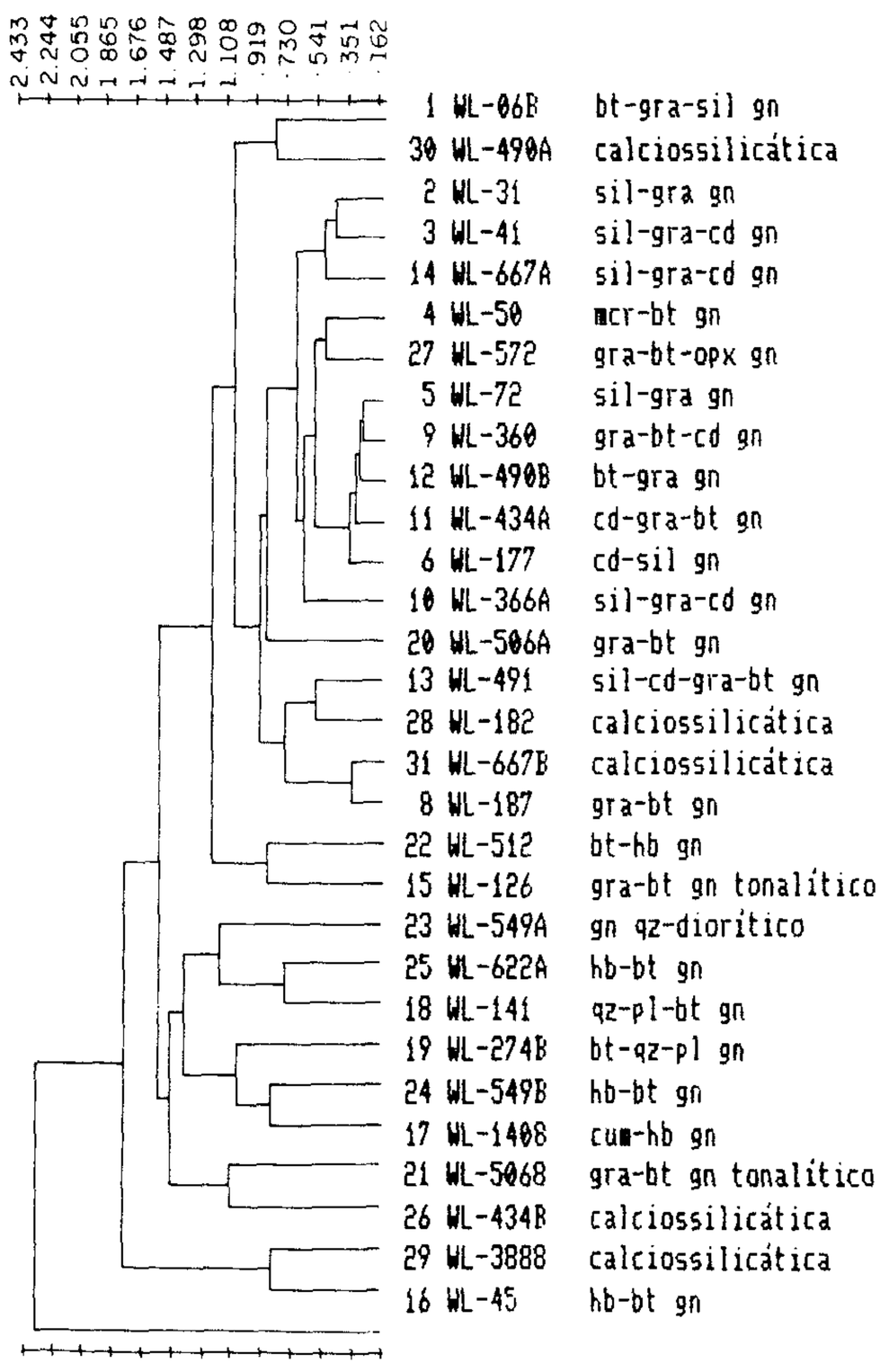


Figura II.2.3 – Dendrograma agrupando as rochas do Complexo Paraíba do Sul com base na análise de agrupamento (cluster) a partir de óxidos.

Tabela II.2.5 – Análises químicas dos gnaisses aluminosos (Pps1) do Complexo Paraíba do Sul.

Nº Amostra	WL-06	WL-41	WL-50	WL-72	WL-177	WL-185	WL-187	WL-360	WL-366A	WL-434A	WL-490B	WL-491	WL-572	WL-667A
SiO_2	71,70	65,40	68,60	68,60	69,20	74,20	65,70	70,20	67,50	70,60	70,60	72,70	66,80	62,70
Al_2O_3	12,60	15,80	12,00	14,60	14,80	11,00	12,00	13,80	14,80	13,70	13,30	10,60	14,30	16,70
Fe_2O_3	1,50	0,76	0,52	<0,10	0,10	<0,10	1,50	<0,10	1,10	<0,10	<0,10	<0,10	0,97	0,47
FeO	3,20	6,60	6,10	6,10	5,40	4,60	2,90	6,50	5,50	5,80	6,10	5,80	5,70	7,50
MnO	0,10	0,20	0,07	0,13	0,05	0,07	0,11	0,13	0,06	0,08	0,12	0,13	0,09	0,15
MgO	1,90	2,50	2,00	2,30	1,70	1,40	1,70	2,50	2,80	2,30	2,00	2,30	1,40	4,00
CaO	1,10	1,00	1,30	1,20	0,87	1,50	10,50	0,71	0,60	0,81	0,52	1,40	2,30	0,65
Na_2O	2,20	1,90	2,20	1,70	2,00	2,20	1,30	1,30	1,10	1,30	1,60	2,20	2,80	1,60
K_2O	3,70	3,70	4,60	2,80	2,90	3,30	0,82	2,60	4,00	3,30	3,40	2,20	3,60	3,60
TiO_2	0,58	0,96	1,00	0,91	0,87	0,75	0,70	0,97	1,20	0,80	0,98	1,00	1,00	1,10
P_2O_5	0,10	0,09	0,06	0,06	0,09	0,20	0,16	0,13	<0.05	0,10	0,12	0,09	0,08	0,12
S	0,04	0,04	0,13	0,03	0,17	0,02	0,07	0,05	0,10	0,04	0,08	0,09	0,14	0,23
CO_2	0,65	0,25	0,55	0,65	0,60	0,20	2,00	0,65	0,40	0,30	0,45	0,65	0,50	0,50
H_2O+	0,52	0,56	0,75	0,60	0,98	0,48	nd	0,45	nd	0,58	0,61	0,82	nd	0,51
H_2O-	0,06	0,13	0,12	0,06	0,08	0,09	0,04	0,03	0,03	0,05	0,07	0,02	0,08	0,08
PF	nd	nd	nd	nd	nd	nd	2,15	nd	0,80	nd	nd	nd	0,35	nd
Cu	26	16	nd	16	45	nd	15	26	62	22	41	41	39	50
Pb	7	10	nd	11	11	nd	10	8	12	8	10	8	16	10
Zn	67	92	nd	71	99	nd	52	87	152	91	140	92	57	114
Li	13	32	nd	13	56	nd	8	39	27	9	9	9	16	47
Hf	nd	nd	<200	nd	nd	<200	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	17	22	16	21	21	7	12	23	18	20	23	21	15	30
Cr	67	114	nd	88	114	nd	76	94	86	88	82	92	64	118
Ni	45	68	nd	64	64	nd	30	64	56	64	72	68	48	86
V	132	164	nd	154	144	nd	148	172	118	172	150	138	114	200
Sc	18	18	nd	20	18	nd	18	20	<5	17	22	19	8	30
Y	59	38	28	64	62	40	48	56	12	44	70	77	26	80
Nb	22	30	nd	30	30	nd	20	35	20	35	50	40	<20	39
Ba	750	420	790	450	290	310	230	500	590	730	320	310	610	380
Sr	220	85	240	150	120	160	380	1100	85	170	96	200	220	76
Rb	140	130	190	140	140	94	38	110	160	140	160	110	88	140
Zr	410	220	nd	400	420	nd	260	440	280	400	530	530	460	400
Cl	260	<20	nd	99	97	nd	140	78	22	170	130	380	<20	130
Th	<10	<15	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U	8,50	<15	nd	2,80	8,50	nd	<15	11,30	<15	5,70	16,90	11,30	<15	5,70
Ta	<15	<15	nd	<15	<15	nd	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
F	700	447	nd	1400	800	nd	393	700	1000	900	600	1200	751	900

O diagrama triangular de Osann (1913; *in* Raju & Rao, 1973), figura II.2.4, mostra que os gnaisses aluminosos se colocam preferencialmente no campo metassedimentar, havendo alguns poucos pontos que plotam no campo metaígneo, assim mesmo, na fronteira com o campo sedimentar.

No diagrama de Green & Poldervaart (1958; *in* Raju & Rao, 1973), figura II.2.5, as mesmas rochas mostram um maior espalhamento, refletindo também o caráter predominantemente metassomático (anatético), além de preservar alguns pontos com carater ígneo. Os gnaisses aluminosos ainda refletem, na maioria das amostras, a origem sedimentar. Essa origem é confirmada pelo diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), figura II.2.6, onde todas as amostras desses gnaisses posicionam-se no campo sedimentar.

No diagrama triangular de La Roche (1968), segundo Weisbrod (1969), figura II.2.7, os gnaisses aluminosos, ou grafita-sillimanita-cordierita-granada gnaisses, se dispõem no campo das grauvacas, confirmando os resultados dos diagramas anteriores quanto à sua natureza paraderivada. Já as mesmas amostras plotadas no diagrama de La Roche (1968), figura II.2.8, se distribuem no campo dos folhelhos.O diagrama de Bhatia (1983; *in* Condie & De Malas, 1985), figura II.2.9, mostra os gnaisses aluminosos distribuídos tanto em ambientes de arco oceânico como de arco continental. Essa dispersão, embora possa ser atribuída aos processos metamórficos e metassomáticos, sugere um ambiente tipo bacia retroarco em área de *back arc*. Considerando essa hipótese, foi utilizado o diagrama de Blatt *et al.* (1980), figura II.2.10. Os gnaisses aluminosos, aqui identificados como metassedimentos, posicionam-se aí como sedimentos de exogeossinclinal ou bacia *back arc*, concordando com a classificação obtida no diagrama anterior, figura II.2.8.

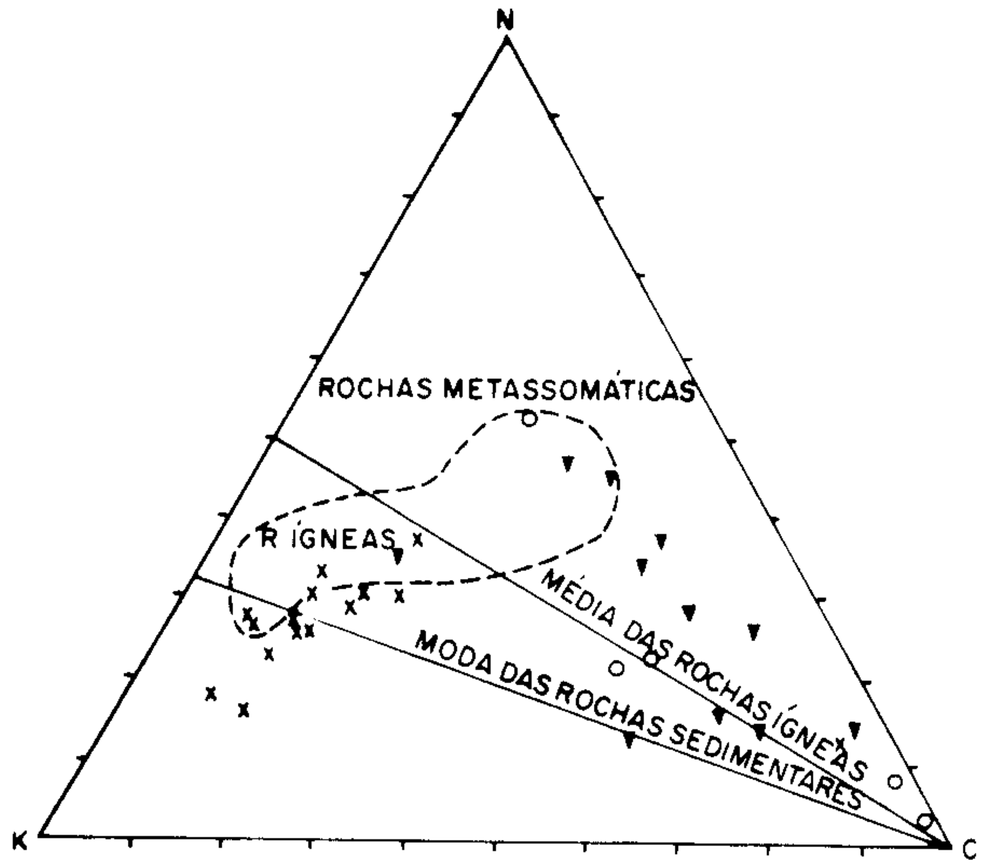


Figura II.2.4 – Diagrama de Osann (1913; *in* Raju & Rao, 1973), onde se discriminam os campos das rochas metassedimentares (S) e metaígneas (I), gnaisses aluminosos (x), anfibólio-biotita gnaisses (▼), calcissilicáticas (o).

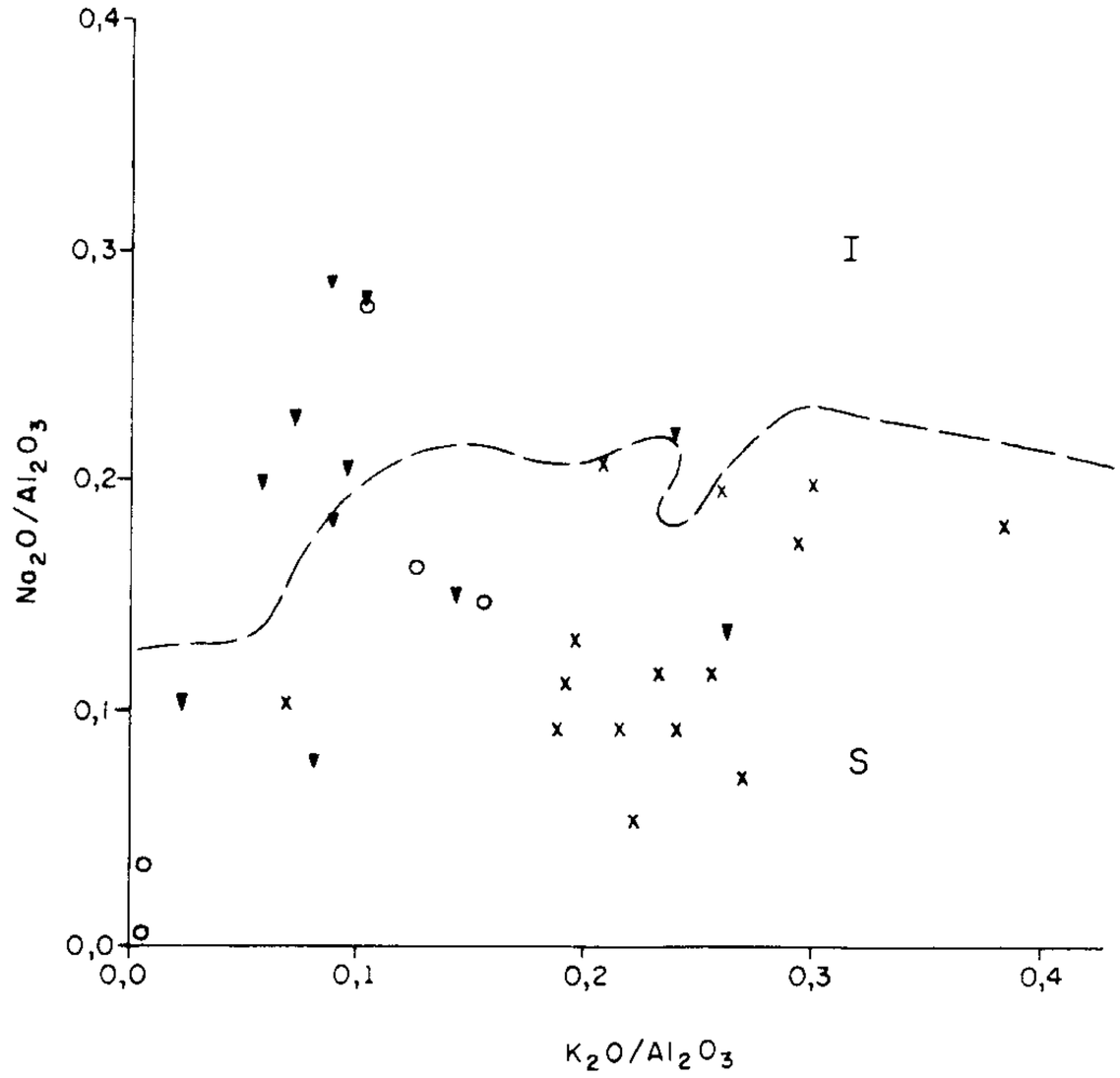


Figura II.2.6 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), mostrando a distribuição das rochas do Complexo Paraíba do Sul em relação aos campos das rochas ígneas (I) e sedimentares/metassedimentares (S). Mesma convenção da figura anterior.

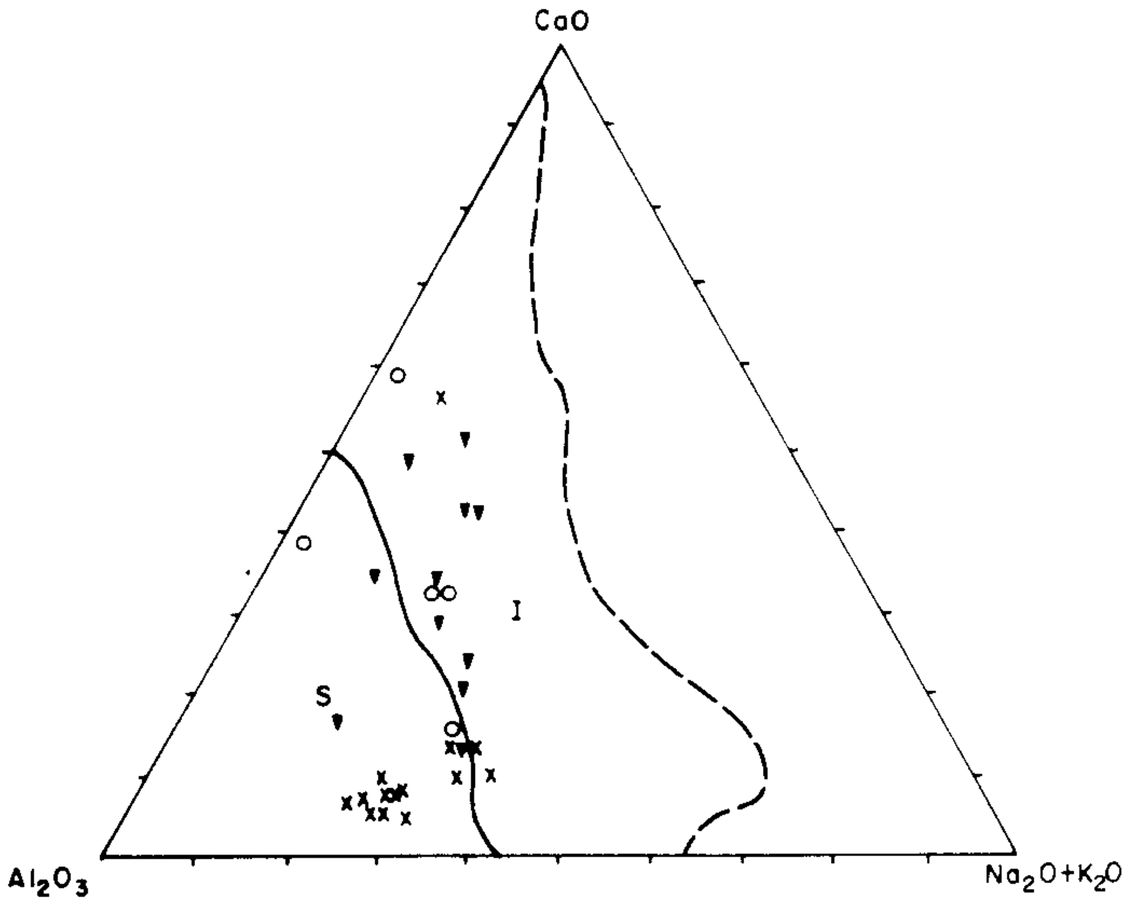


Figura II.2.5 – Diagrama de Green & Poldervaart (1958; *in* Raju & Rao, 1973), onde são discriminados os campos das rochas metassedimentares, metaígneas e metassomáticas. Mesma convenção da figura anterior.

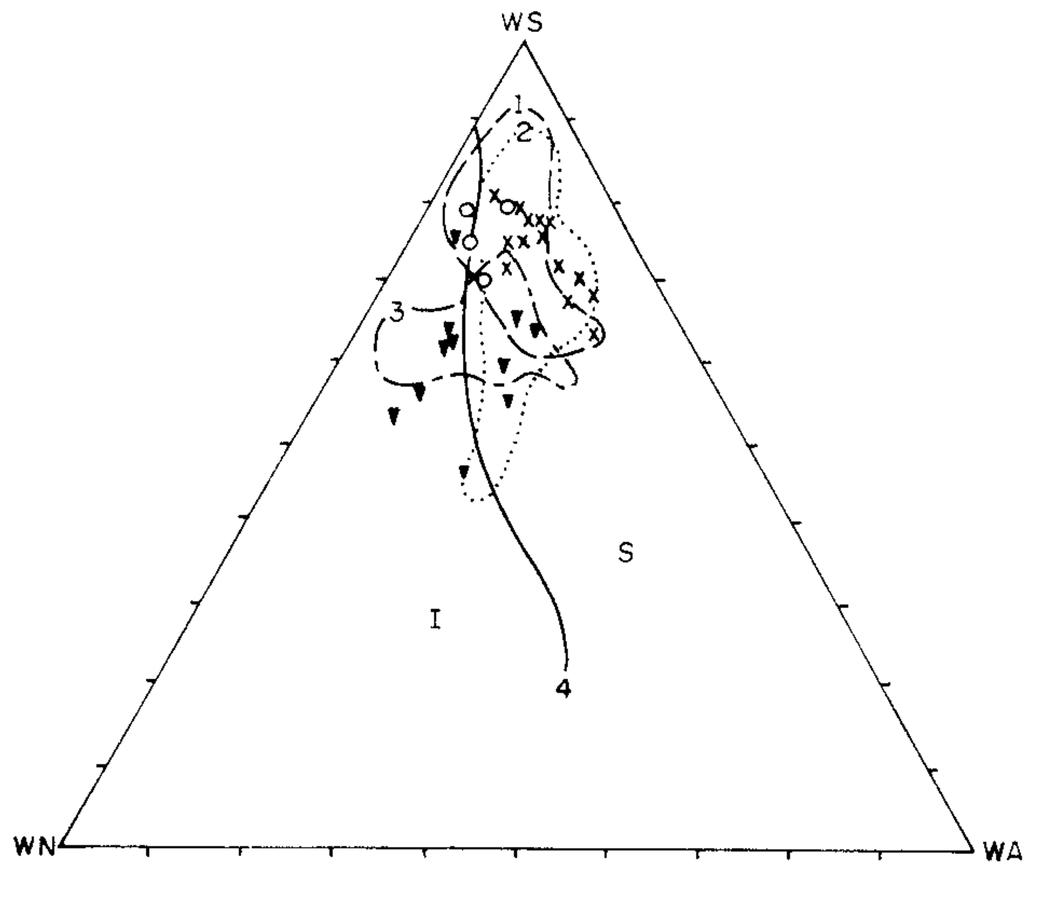


Figura II.2.7 – Diagrama WN-WS-WA, segundo Weisbrod (1969), que discrimina as rochas metassedimentares das metaígneas. (1) limite do campo dos arcósios; (2) limite do campo das grauvacas; (3) limite do campo das subgrauvacas; (4) limite entre os campos das rochas ígneas (I) e sedimentares (S); (x) gnaisses aluminosos; (▼) anfibólio-biotita gnaisses; (o) calcissilicáticas.

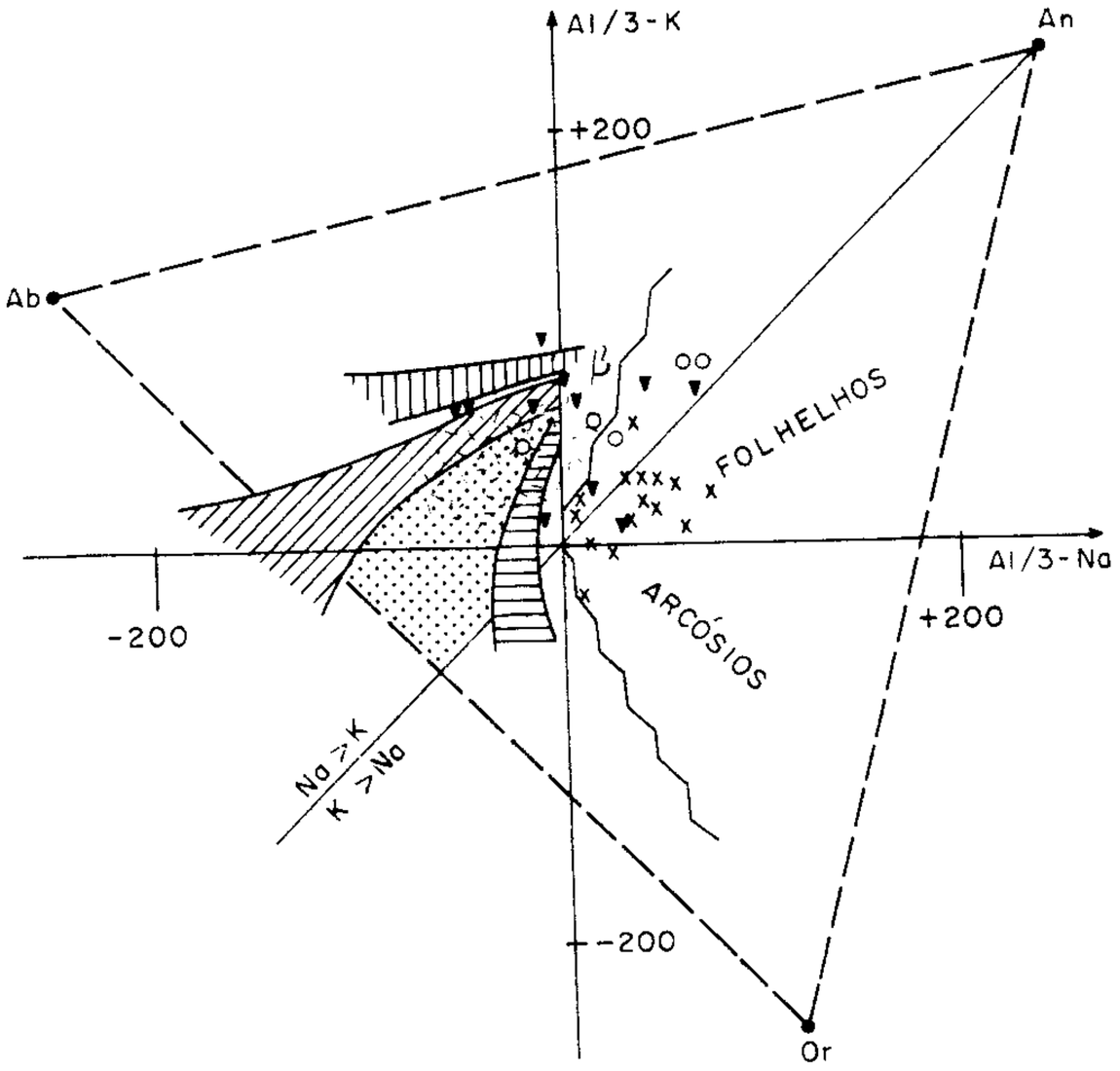


Figura II.2.8 – Diagrama Al/3-Na *versus* Al/3-K (em miliatomos/grama) de La Roche (1968), mostrando a distribuição predominante dos gnaisses aluminosos (x) no campo dos folhelhos, dos anfibólio-biotita gnaisses (▼) no campo das grauvacas e das calcissilicáticas (o).

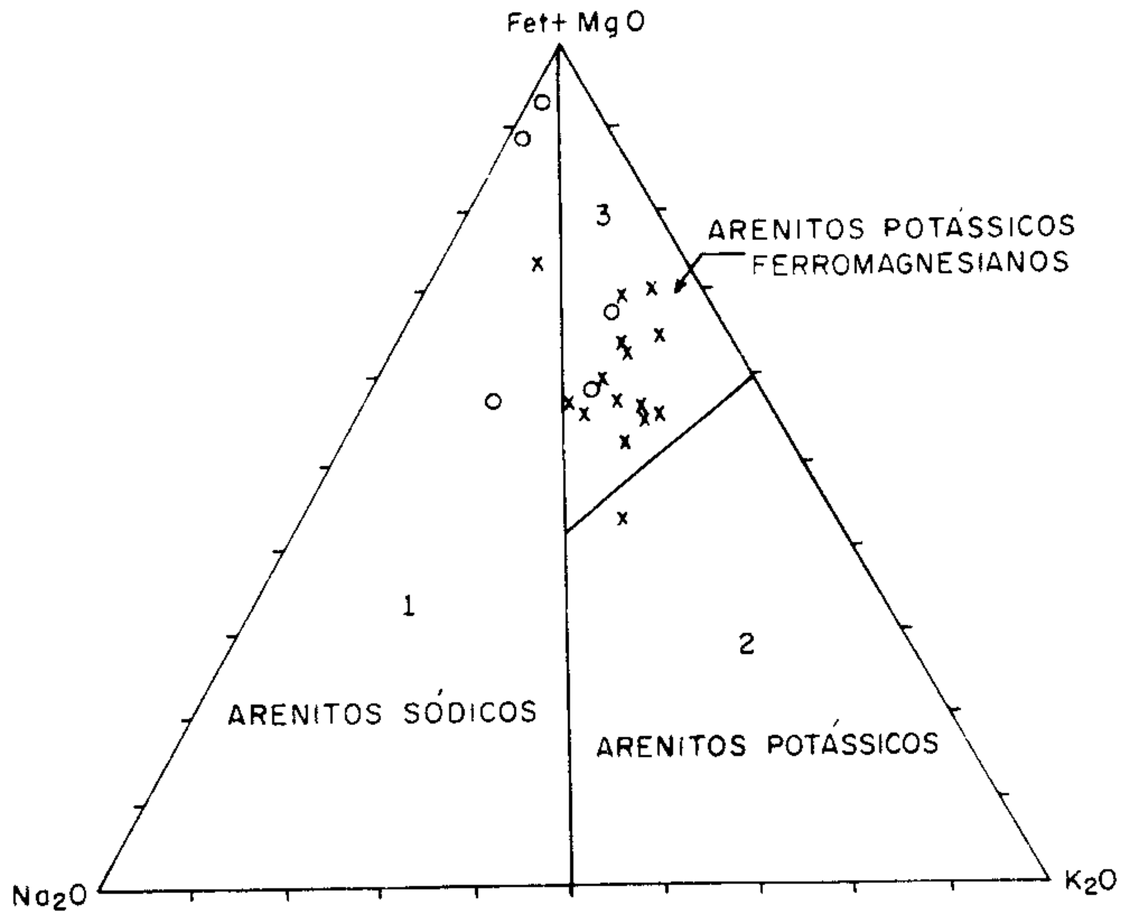


Figura II.2.10 – Diagrama de Blatt *et al.* (1980), onde são discriminados os sedimentos de eugeossinclinal (1), tafrogeossinclinal (2) e exogeossinclinal (3).

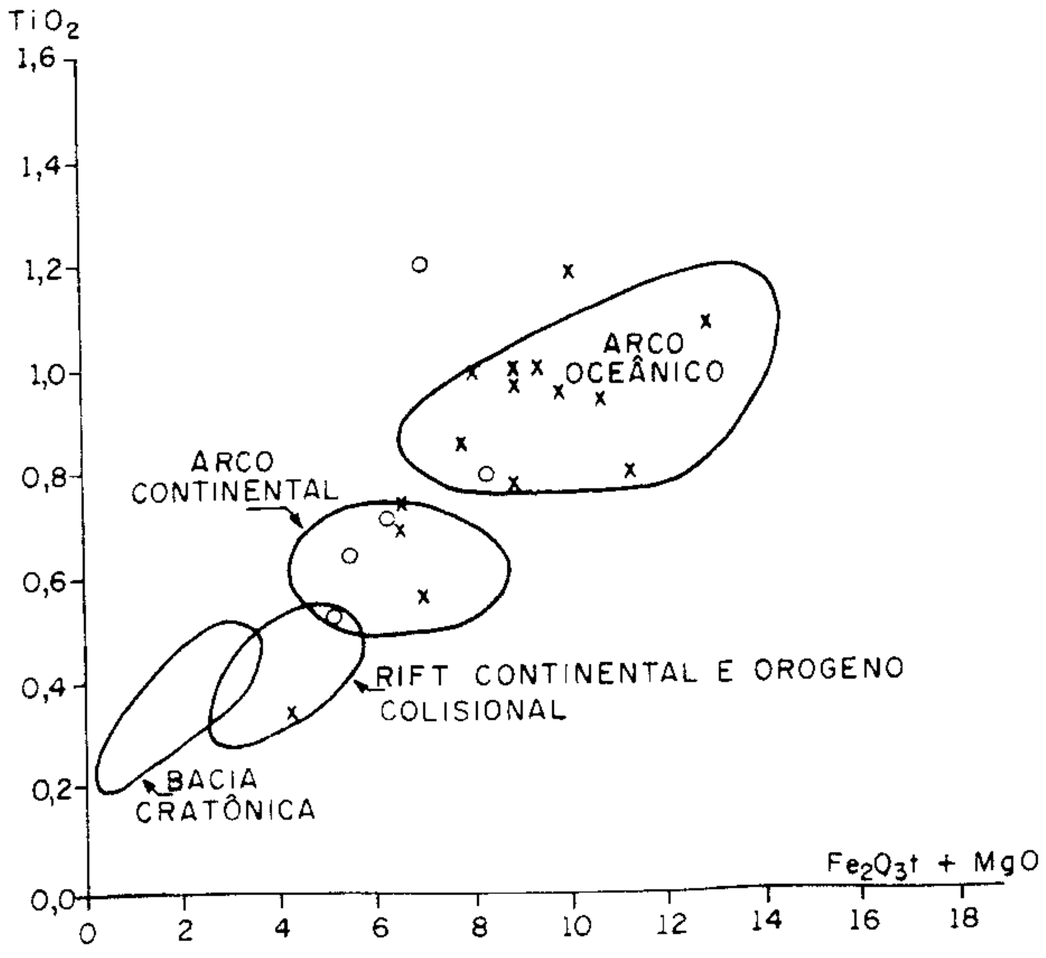


Figura II.2.9 – Diagrama $Fe_2O_3t + MgO$ *versus* TiO_2, segundo Bhatia (1983; *in* Condie & De Malas, 1985), que caracteriza os ambientes geotectônicos das rochas sedimentares. (x) gnaisses aluminosos; (o) calcissilicáticas.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Foram analisadas as terras-raras de 14 amostras da unidade gnaisses aluminosos, cujos resultados analíticos e curvas-padrão constam da tabela II.2.6 e da figura II.2.11, respectivamente.

Todas as interpretações que se seguem a respeito do comportamento das TR das rochas aluminosas baseiam-se fundamentalmente nas duas seguintes premissas: a) O protólito desses metamorfitos era rocha de natureza sedimentar, conforme comprovado pelos elementos maiores; b) O comportamento das TR nos gnaisses aluminosos é o mesmo do seu protólito, seguindo-se a linha de raciocínio de Wildeman & Haskin (1973). A partir dessas duas premissas básicas são, então, colocadas as seguintes observações a respeito desses gnaisses, vistos à luz das terras-raras:

a) O comportamento geral das curvas-padrão dos gnaisses aluminosos, visto na figura II.2.11, mostra uma suave caída para a direita, indicando enriquecimento em terras-raras leves (TRL) e suave depleção em terras-raras pesadas (TRP). Como as curvas das amostras WL-50 e WL-366A apresentam uma depleção mais acentuada no ramo das terras-raras pesadas, fugindo ao padrão geral, essas curvas foram individualizadas para efeito comparativo;

b) O valor médio do somatório de TR + Y igual a 196 corresponde à zona do miogeossinclíneo sul da plataforma russa, conforme estudada por Ronov *et al.* (1972, 1974), *apud* Haskin & Paster, 1979 (vide en-

carte "c" da figura II.2.11). Há entre os valores de TR indicações que vão de um mínimo de 112, correspondente ao eugeossinclíneo do Baixo Cáucaso, voltado para o mar, assim como valor máximo de 209 correspondente à zona continental longínqua oriental (Plataforma Russa). Os valores registrados para os somatórios de TR nos gnaisses aluminosos correspondem às concentrações normais de folhelhos. A média dos TR nesses gnaisses é pouco menor que nos NASC (*North American Shale Composite*), que segundo Wildeman & Condie (1973) é igual a 154, indicando provavelmente uma fonte de natureza ligeiramente mais básica para os gnaisses aluminosos (encarte "a");

c) Todas as amostras estão depletadas em Eu, com anomalia negativa em torno de 0,6–0,8. De acordo com Nance & Taylor (1976), esse padrão de anomalia corresponde ao de rochas supracrustais de idade pós-arqueana. Em reforço a essa assertiva tem-se o enriquecimento em TRL. Segundo McLennan (1982), a anomalia negativa de Eu nos sedimentos pós-arqueanos reflete a importância do processo de fusão parcial na geração da crosta superior. O encarte "b" da figura II.2.11 permite comparar os gnaisses aluminosos com os PAAS (*Post-Archean Average Australian Shale*) e os AAS (*Archean Australian Shale*), consistentes com a composição granodiorítica da crosta superior. As variações que se constatam nessas anomalias ficam por conta da maior ou menor participação de material da crosta inferior, pois, segundo McLennan & Taylor (1984), quanto mais próximo da unidade estiver o valor dessas anomalias, maior foi a contribuição de material de origem infracrustal na constituição dos sedimentos;

d) O padrão geral das curvas da figura II.2.11, com claro enriquecimento em terras-raras leves (TRL), ausência de anomalia de Ce e depleção relativa de terras-raras pesadas (TRP) apontam, segundo a concepção de Piper (1974), para sedimentos autígenos de origem fluvial, com somatório de TR semelhante ao que se tem registrado para os folhelhos, o que é compatível com os sedimentos de bacias tipo retroarco.

Sillimanita-Biotita Gnaisse – Pps2

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

A microscopia mostra que o hábito do plagioclásio desses sillimanita-biotita gnaisses é geralmente anédrico, fato que, aliado ao alto teor em micas, quartzo e granadas, além da ocorrência de bancos de rocha calcissilicática, sugere uma origem sedimentar. Apesar disso, localmente observa-se que o hábito do plagioclásio é hipidiomórfico, os cristais são geminados segundo a lei da Albita + Carlsbad e o quartzo ocorre em baixa porcentagem, conduzindo a uma origem ígnea.

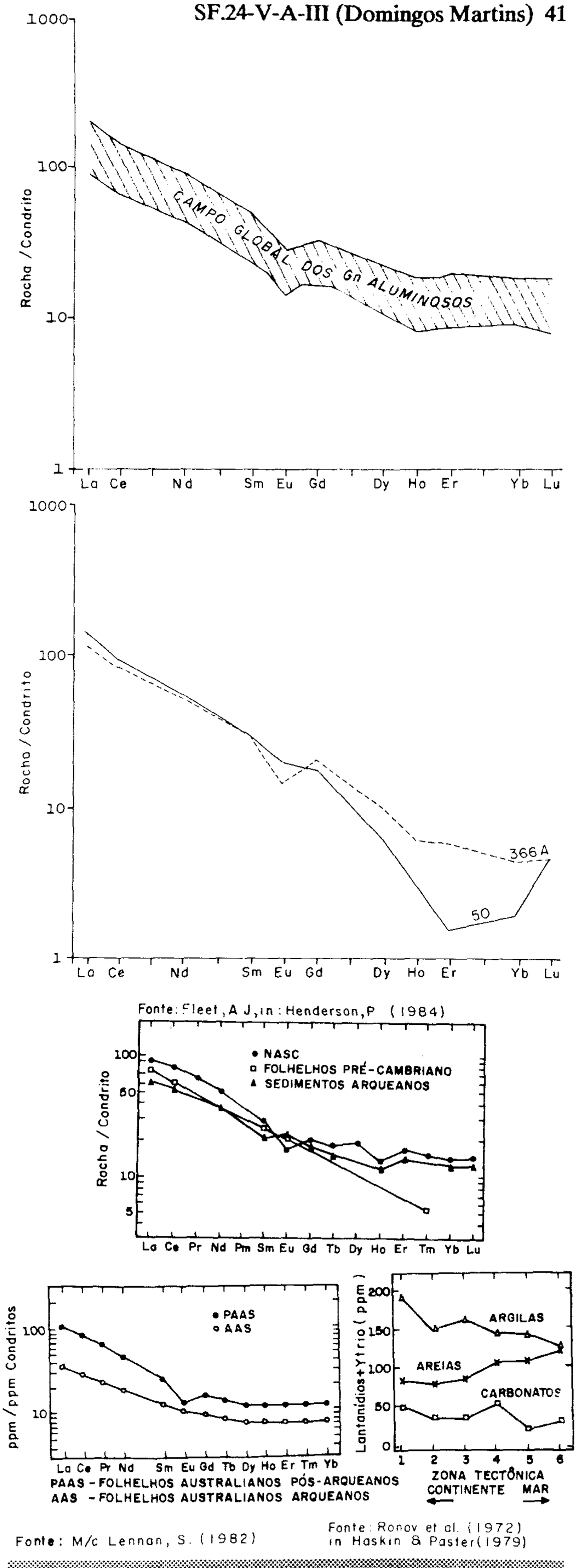


Figura II.2.11 – Curvas dos elementos terras-raras dos gnaisses aluminosos normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

Tabela II.2.6 – Análises e razões de elementos terras-raras em gnaisses aluminosos do Complexo Paraíba do Sul.

Nº Amostra	WL-06	WL-41	WL-50	WL-72	WL-177	WL-185	WL-187	WL-360	WL-366A	WL-434A	WL-490B	WL-491	WL-572	WL-667A
La	27,98	37,30	31,58	24,07	26,55	33,88	30,90	36,19	25,83	38,22	38,63	46,98	32,43	35,49
Ce	52,17	72,80	56,71	43,15	48,97	61,85	58,10	69,45	48,14	70,98	70,95	88,82	59,90	64,26
Nd	24,27	34,90	25,91	20,40	25,06	30,50	32,00	34,49	23,61	33,80	33,15	44,31	29,70	31,48
Sm	4,62	7,70	4,34	4,11	4,85	5,86	5,80	6,56	4,60	6,43	6,27	7,74	5,40	5,48
Eu	1,12	1,40	1,08	0,95	0,93	1,09	1,10	1,14	0,81	1,41	0,97	1,59	1,30	1,14
Gd	3,80	6,30	3,35	4,11	3,97	4,69	5,10	5,46	4,07	5,11	5,33	6,55	4,95	4,61
Dy	2,84	5,10	1,51	4,73	3,47	3,28	4,30	3,93	2,42	3,54	4,53	5,22	3,63	3,64
Ho	0,49	1,00	0,17	0,92	0,61	0,55	0,82	0,61	0,35	0,58	0,90	1,10	0,57	0,69
Er	1,65	3,30	0,27	2,35	2,09	1,77	2,50	2,04	0,94	1,55	2,64	3,08	2,04	2,07
Yb	1,65	3,00	0,33	2,28	2,25	2,07	2,20	2,02	0,73	1,57	2,78	3,09	2,01	1,85
Lu	0,24	0,44	0,12	0,36	0,32	0,29	0,31	0,28	0,12	0,22	0,37	0,41	0,28	0,26
Eu/Eu*	0,79	0,59	0,83	0,70	0,63	0,61	0,60	0,56	0,56	0,72	0,50	0,66	0,75	0,67
TRL	109,04	152,70	118,54	91,73	105,43	132,09	126,80	146,69	102,18	149,43	149,00	187,85	127,43	136,71
TRP	10,67	19,14	5,75	14,75	12,71	31,28	15,23	14,34	8,63	12,57	16,55	19,45	13,48	13,12
TRL/TRP	10,21	7,97	20,61	6,21	8,29	4,22	8,32	10,22	11,84	11,88	9,00	9,65	9,45	10,41
TR	120,83	173,24	125,37	107,43	119,07	164,46	143,13	162,17	111,62	163,41	166,52	208,89	142,21	150,97
La/Yb	16,95	12,43	95,69	10,55	11,80	1,63	14,04	17,91	35,38	24,34	13,89	15,20	16,13	19,18
La/Sm	6,05	4,84	7,27	5,85	5,47	5,78	5,32	5,51	5,61	5,94	6,16	6,06	6,00	6,47
Ce/Y	2,82	2,38	3,78	2,13	2,60	2,92	2,52	2,86	2,90	2,94	2,89	2,83	2,72	2,99

Essas primeiras observações já sugerem uma origem múltipla para os litótipos que compõem essa unidade. Essa hipótese fica mais evidenciada quando se observam as composições mineralógicas normativas (CIPW), calculadas a partir de análises químicas de óxidos maiores. A tabela II.2.7 apresenta as análises químicas e normas CIPW dessas rochas. Uma parte das amostras apresenta diopsídio normativo em proporções que variam de 0,78% até 17,57%. A amostra WL-45 apresenta, além de 15,15% de diopsídio normativo, 12,49% de olivina. Outra parte das amostras apresenta coríndon normativo em proporções que variam de 0,60% a 3,30%.

No dendrograma da figura II.2.3 as amostras destes litótipos se distribuem na parte inferior, balizadas por amostras de rochas calcissilicáticas. Nos diagramas ternários de Osann (*op. cit.*) e Weisbrod (*op. cit.*), figuras II.2.4 e II.2.7 respectivamente, esses gnaisses tendem a se posicionar como rochas ígneas, porém as amostras estão muito dispersas ao longo do limite entre os campos ígneo e sedimentar. Algumas chegam mesmo a se classificar como rochas de origem sedimentar. No diagrama de Garrels & Mackenzie (*op. cit.*), figura II.2.6, parte das amostras plota-se no campo das rochas ígneas.

No diagrama ternário de Green & Poldervaart (*op. cit.*), figura II.2.5, essa dispersão se torna ainda mais conspícua, com a maior parte das amostras ocupando o campo dos termos metassomáticos e uma população restrita tendendo a se posicionar como rochas de origem sedimentar.

Essa caracterização fica mais evidente ainda no diagrama de La Roche (*op. cit.*), figura II.2.8. Os sillimanita-biotita gnaisses estão discriminados aí como duas populações distintas: uma mais numerosa no campo das grauvacas e outra, mais restrita, no campo dos folhelhos. A discriminação das metagrauvacas de suas rochas fontes constitui um problema clássico, e de difícil solução, da petrologia, principalmente por constituírem sedimentos imaturos. Uma das técnicas utilizadas tem sido a observação da forma da nuvem de pontos em diagramas discriminantes. Uma concentração ao longo de *trends* permite a interpretação como rochas ígneas enquanto a dispersão aleatória, como rochas sedimentares. Entretanto, essa dispersão também tem sido interpretada, por alguns autores (Raju & Rao, *op. cit.*), como característica de rochas metassomáticas. No diagrama de Green & Poldervaart (*op. cit.*) observa-se uma tendência da maioria das amostras se distribuírem em um *trend* acima da média das rochas ígneas e no campo das rochas metassomáticas, sugerindo uma série de diferenciação magmática afetada por processos metassomáticos.

Para comparar os sillimanita-biotita gnaisses dessa unidade com os gnaisses aluminosos e rochas calcissilicáticas, foram utilizados os teores de 11 elementos-traço (Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Sr, Ba, Pb e Zn), plotados segundo uma escala logarítmica na figura II.2.12. No mesmo diagrama foram plotados valores médios de folhelhos, calcários de águas rasas, arenitos, rochas básicas, rochas ácidas com altos valores de Ca e rochas ácidas com baixos valores de Ca, segundo Turekian & Wedepohl, 1961 (*in* Roesler & Lange, 1972). A primeira observação é que a maior parte dos valores concentra-se próximo ao teor

médio dos folhelhos e quase sempre abaixo do teor médio das rochas básicas. Os valores de Pb concentram-se um pouco abaixo do valor médio dos folhelhos e os do Sc um pouco acima. São particularmente marcantes os amplos espectros de distribuição dos valores de Cr e Ni, apontando no sentido de uma origem sedimentar associada a rochas vulcânicas de caráter básico a intermediário. Os valores mais elevados de Sr se relacionam provavelmente à fácies metamórfica, ou a termos mais básicos de caráter ígneo.

Tendo em vista os valores positivos da função discriminante de Shaw (1972), os valores "T" de Niggli (tabela II.2.7) e as características de distribuição no diagrama da figura II.2.5, é possível interpretar a maior parte das amostras como rochas ígneas ou vulcânicas de caráter básico a intermediário, afetadas por processos metamórficos e metassomáticos de gnaissificação e granitização. Considerando essa possibilidade, no diagrama de Le Bas *et al.* (1986) cinco amostras iden-

Tabela II.2.7 – Análises químicas e normas CIPW dos sillimanita-biotita gnaisses (Pps2) do Complexo Paraíba do Sul.

Nº Amostra	WL-31	WL-45	WL-126	WL-140B	WL-141	WL-274B	WL-506A	WL-506B	WL-512	WL-549A	WL-549B	WL-622A
SiO2	65,90	49,90	64,10	58,00	56,80	64,00	64,50	60,30	67,70	59,10	61,40	64,10
Al2O3	15,80	13,70	19,10	13,80	14,80	15,20	14,50	17,00	9,10	20,00	16,50	18,10
Fe2O3	0,19	2,00	1,10	1,90	3,40	3,00	0,43	0,41	1,80	0,43	1,70	0,41
FeO	7,30	6,60	9,70	9,20	5,45	3,70	6,90	8,90	4,75	4,20	4,80	3,50
MnO	0,17	0,21	0,05	0,23	0,21	0,10	0,13	0,24	0,12	0,06	0,14	0,05
MgO	2,90	9,60	1,10	4,50	4,40	1,20	2,80	1,50	5,10	1,70	2,30	1,50
CaO	0,81	8,40	5,20	8,60	8,80	4,20	2,00	6,00	7,40	6,30	6,50	3,80
Na2O	0,88	1,90	3,90	1,50	3,40	4,60	3,20	1,40	1,40	4,20	3,10	5,10
K2O	3,50	3,60	1,10	0,34	1,10	1,40	3,60	1,40	1,30	2,00	1,50	1,90
TiO2	0,82	1,50	0,47	1,10	0,70	1,00	0,53	1,10	0,76	0,62	0,77	0,36
P2O5	0,06	0,72	0,22	0,11	0,08	0,24	0,06	0,42	0,08	0,47	0,40	0,23
S	0,18	0,11	0,03	0,08	0,04	0,02	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,02
Co2	0,55	0,75	0,20	0,10	0,30	0,20	0,35	0,65	0,10	0,20	0,20	0,10
H2+	0,68	0,49	0,60	0,28	0,29	0,36	nd	0,50	0,21	0,56	0,60	0,54
H2–	0,05	0,14	0,05	0,10	0,08	0,11	0,03	0,07	0,09	0,08	0,11	0,10
Quartzo	36,48	–	16,67	19,61	8,05	20,29	16,74	26,46	33,36	9,50	19,30	15,07
Ortoclásio	20,88	21,50	6,12	2,02	6,54	8,32	21,49	8,33	7,71	11,90	8,93	11,32
Albita	7,52	16,24	31,05	12,76	28,95	39,15	27,34	11,92	11,89	35,78	26,40	43,51
Anortita	3,66	18,40	22,91	30,07	22,01	18,44	9,62	27,18	14,75	28,36	26,85	17,48
Coríndon	8,33	–	2,42	–	–	–	1,87	3,30	–	0,61	–	1,31
Diopsídio	–	15,15	–	10,06	17,57	0,78	–	–	17,40	–	2,46	–
Hiperstênio	19,22	7,66	17,77	20,06	11,72	6,67	18,75	18,42	10,41	10,68	10,92	9,34
Magnetita	0,28	2,93	1,50	2,77	3,21	3,65	0,63	0,60	2,62	0,63	2,48	0,60
Ilmenita	1,57	2,88	0,84	2,10	1,34	1,91	1,02	2,10	1,45	1,19	1,47	0,69
Apatita	0,14	1,72	0,49	0,26	0,19	0,57	0,14	1,00	0,19	1,12	0,95	0,55
Pirita	0,34	0,21	0,06	0,15	0,08	0,05	0,06	0,06	0,09	0,06	0,04	0,05
Olivina	–	12,49	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Cu	29	46	nd	28	13	nd	19	24	26	nd	nd	nd
Pb	12	18	nd	6	10	nd	22	16	10	nd	nd	nd
Zn	91	60	nd	14	20	nd	118	112	18	nd	nd	nd
Li	17	34	nd	8	11	nd	27	117	13	nd	nd	nd
Co	20	48	< 5	42	42	8	26	20	36	8	15	6
Cr	114	560	nd	112	220	nd	124	7	220	nd	nd	nd
Ni	61	340	nd	78	140	nd	106	7	80	nd	nd	nd
V	118	260	nd	240	220	nd	136	162	260	nd	nd	nd
Sc	24	26	nd	24	34	nd	17	36	36	nd	nd	nd
Y	56	42	25	38	30	44	40	100	18	36	63	23
Nb	26	34	nd	26	26	nd	< 20	35	32	nd	nd	nd
Ba	1100	2450	630	90	130	750	720	1290	230	440	520	910
Sr	150	1180	460	190	440	370	260	500	160	400	380	1000
Rb	120	88	58	< 10	< 10	43	140	43	36	73	49	63
Zr	400	410	nd	140	110	nd	370	540	92	nd	nd	nd
Cl	160	530	nd	130	30	nd	550	340	65	nd	nd	nd
Th	< 10	< 15	< 10	< 15	< 15	< 10	< 10	< 10	< 15	< 10	< 10	< 10
U	2,80	< 15	nd	< 15	< 15	nd	< 15	< 15	< 15	nd	nd	nd
Ta	< 15	< 15	nd	< 15	< 15	nd	< 15	< 15	< 15	nd	nd	nd
F	600	920	nd	800	590	nd	895	700	190	nd	nd	nd
DF	-5,01	–	1,63	-2,54	1,88	3,56	-0,47	-0,56	-3,99	5,57	2,18	4,83
T	25,97	9,21	21,21	18,44	13,12	15,01	11,89	26,89	11,14	21,25	19,54	17,09

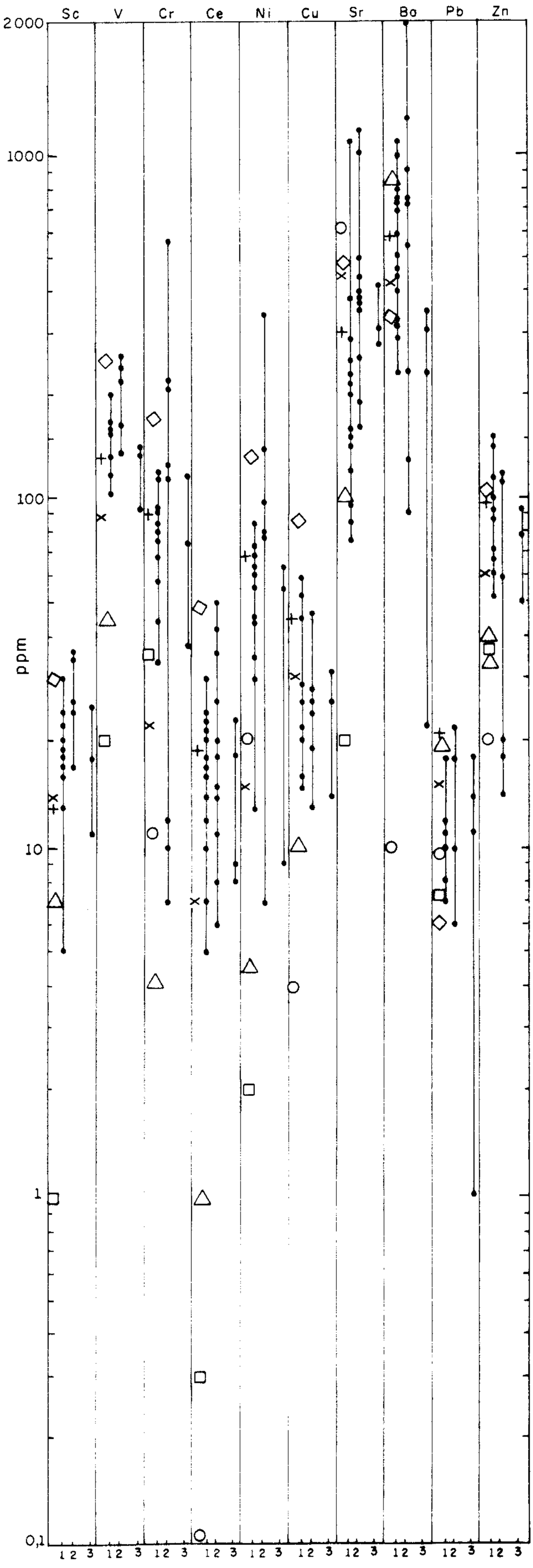


Figura II.2.12 – Conteúdo de elementos-traço dos gnaisses aluminosos (1), sillimanita-biotita gnaisses (2) e calcissilicáticas (3), comparado aos teores médios de litologias-padrão, segundo Turekian & Wedepohl (1961; *in* Roesler & Lange, 1972): (+) folhelhos, (o) calcários, (□) arenitos, (△) rochas básicas, (x) rochas ácidas a alto-Ca, (◇) rochas ácidas baixo-Ca.

tificam-se como andesitos, cinco como dacitos e apenas uma como traquibasalto (figura II.2.13). Essa composição é compatível com o caráter calcialcalino ou hiperstenítico identificado na maioria das amostras através do diagrama AFM (figura II.2.14) com os campos segundo Kuno (1968). Na mesma linha de considerações, essas rochas podem ser interpretadas como vulcânicas de arco de ilhas segundo o diagrama de Miyashiro (1975) (figura II.2.15). Por outro lado, considerando-se os processos de refusão parcial, de gnaissificação e granitização que as afetaram, foi elaborado o diagrama R1 x R2 de La Roche *et al.* (1980), com os campos de classificação tectônica idealizados por Batchelor & Bowden (1985), com o objetivo de definir os ambientes de geração desses processos. Nesse diagrama (figura II.2.16) cinco amostras identificam-se como granitóides pré-colisionais, três como fracionados do manto e duas como pós-colisionais. Uma das amostras (WL-45), classificada como traquibasalto, cai fora dos campos definidos nesse diagrama.

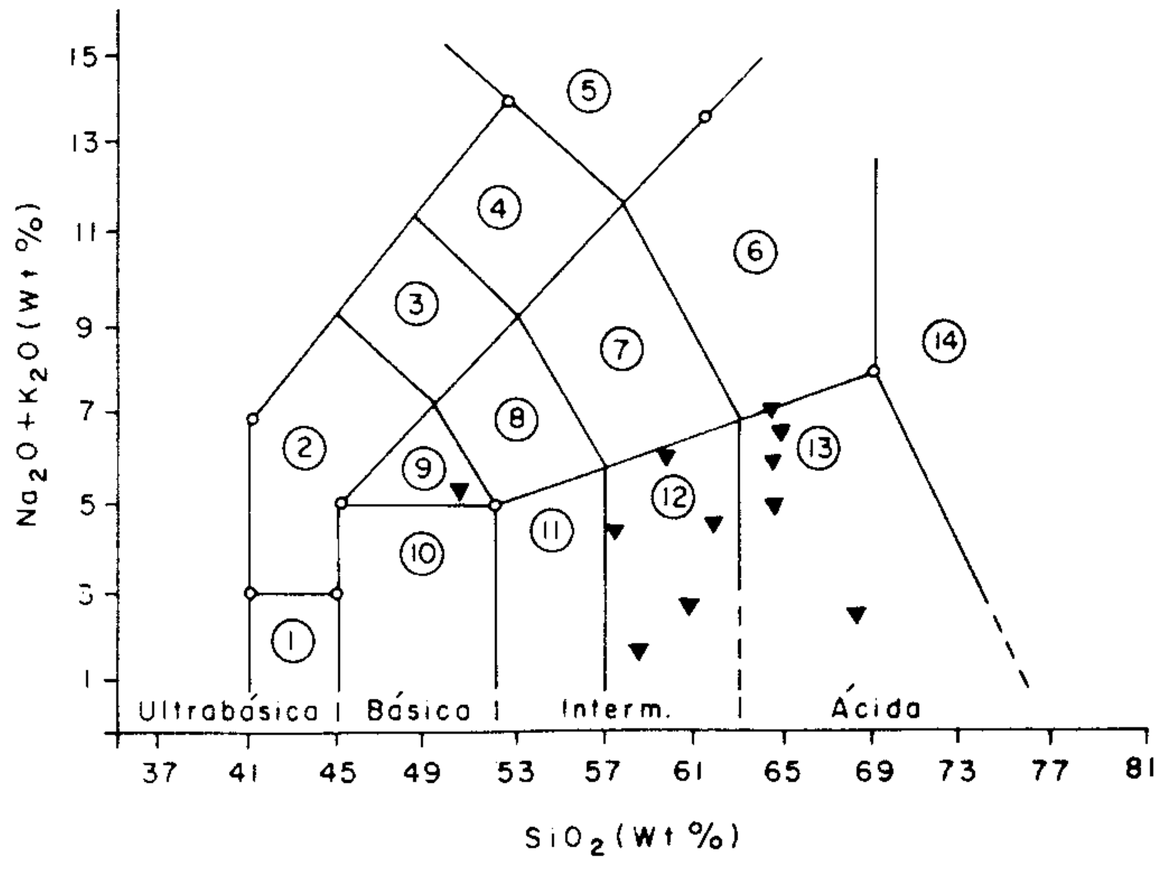


Figura II.2.13 – Diagrama álcalis total x SiO_2 (TAS), classificatório de rochas vulcânicas segundo Le Roche *et al.* (1986), identificando as amostras da unidade Pps2 como andesitos e dacitos.

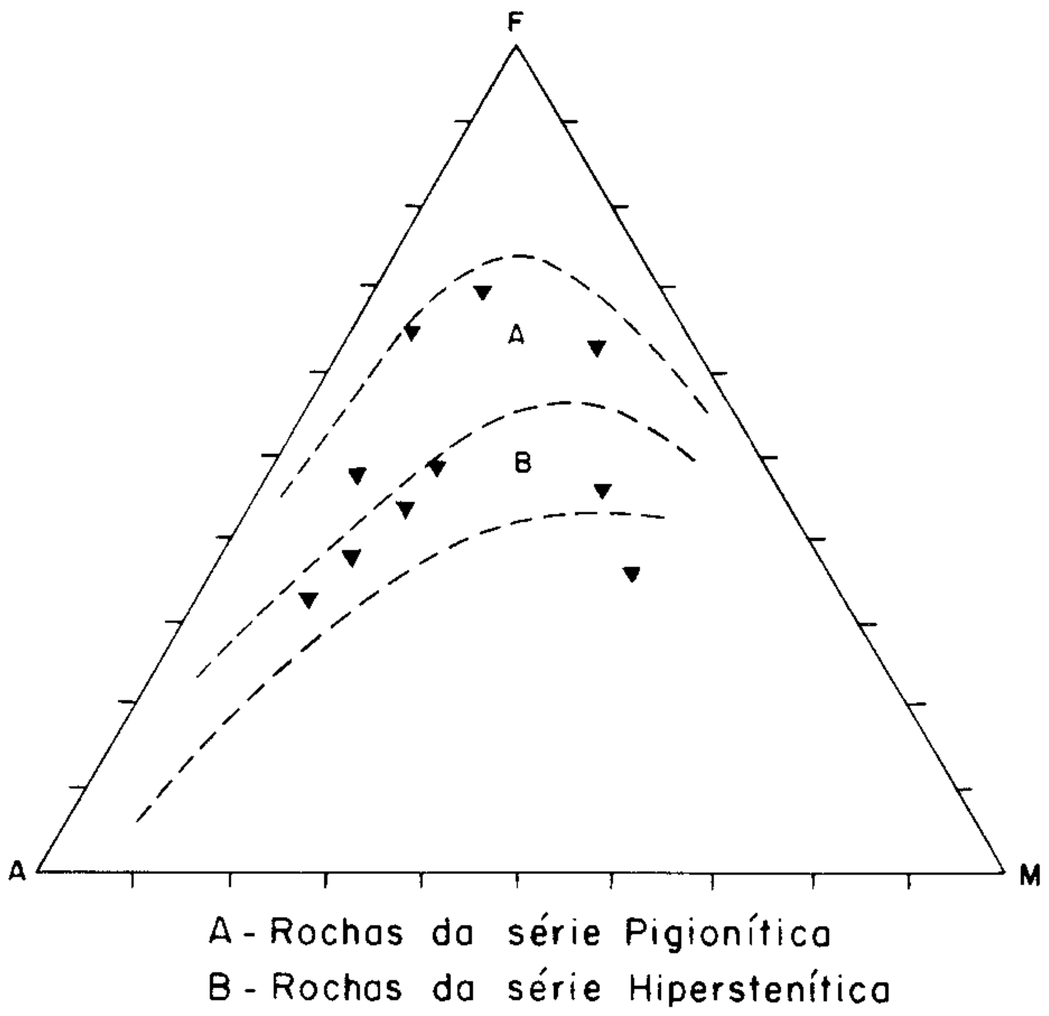


Figura II.2.14 – Diagrama AFM, referente às rochas da unidade anfibólio-biotita gnaisses com os campos das séries pigeonítica (toleítica) e hiperstenítica (calcialcalina), segundo Kuno (1968).

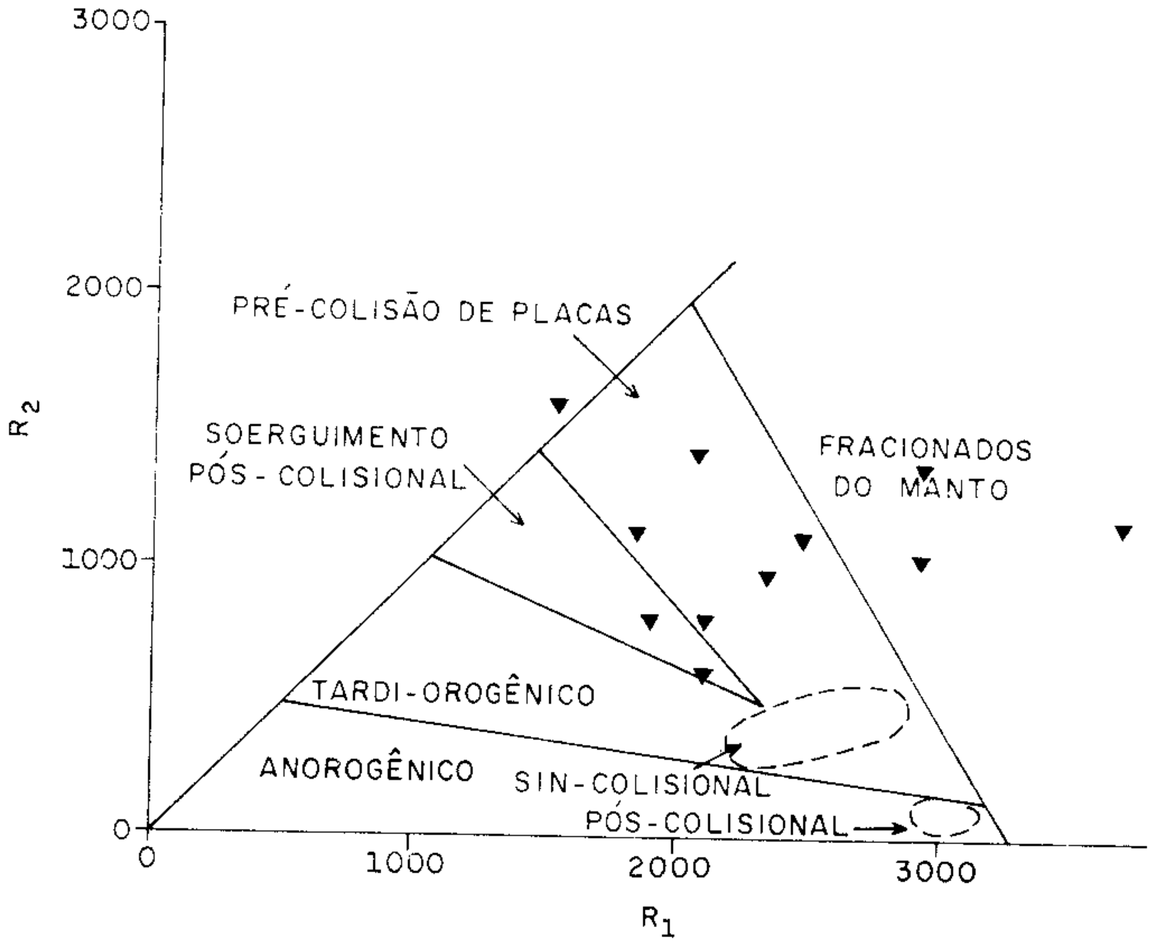


Figura II.2.16 – Diagrama multicatiônico R1 x R2 de La Roche *et al.* (1980), com indicação dos domínios tectônicos, segundo Batchelor & Bowden (1985), aplicado às rochas da unidade sillimanita-biotita gnaisse.

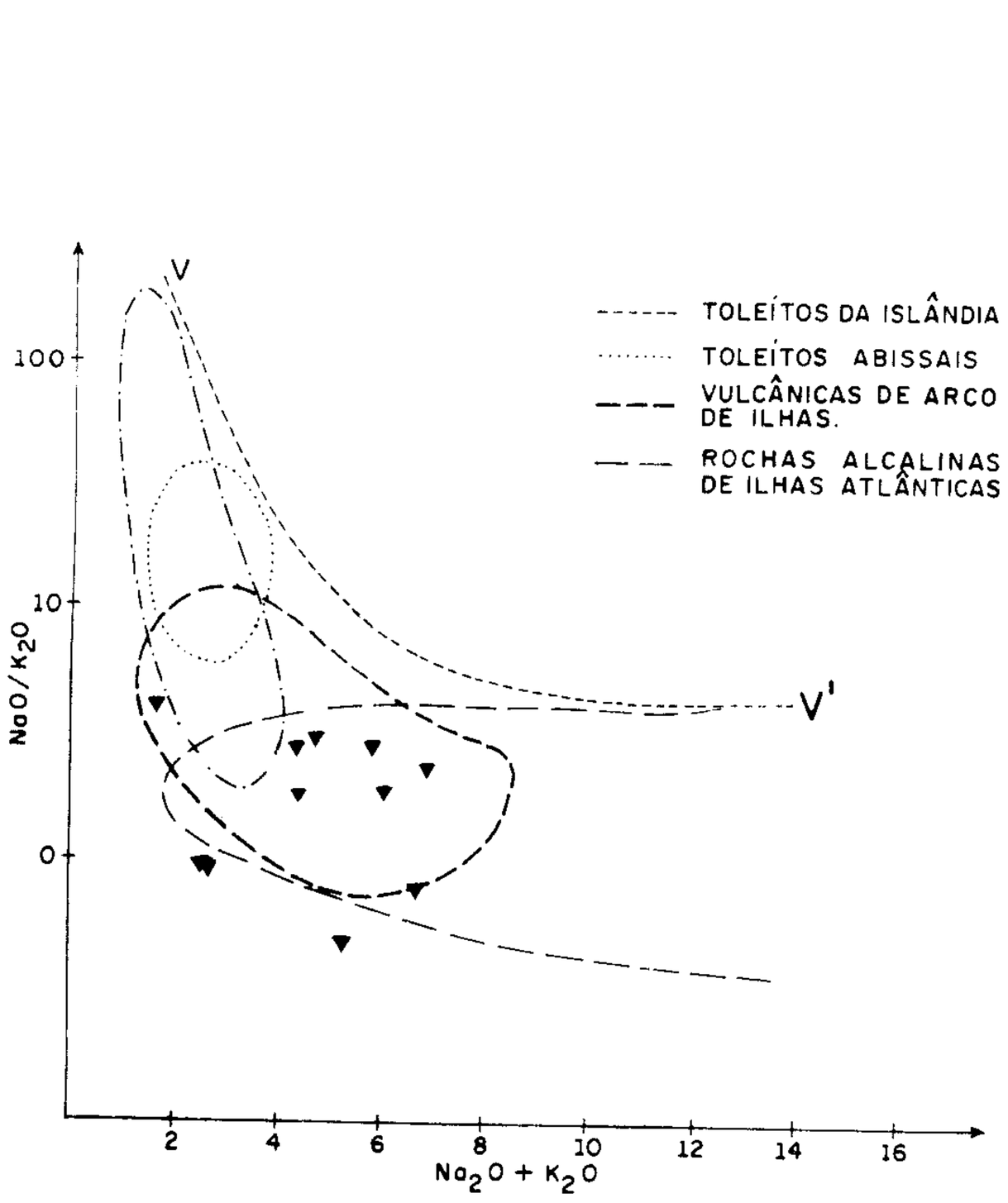


Figura II.2.15 – Diagrama de Miyashiro (1975), separando os campos de rochas vulcânicas cenozóicas alteradas por qualquer processo pós-ígneo (acima da linha VV') e rochas não-alteradas (abaixo da linha VV').

As profundidades de geração dessas rochas podem ser indicadas através do diagrama Rb x Sr de Condie (1973), figura II.2.17. Comparando-se as posições no diagrama de Batchelor & Bowden (*op. cit.*) verifica-se que as amostras WL-506A e WL-622A, identificadas como granitóides pós-colisionais, foram geradas em profundidades superiores a 30km. O mesmo se observa quanto à amostra WL-45, de caráter álcali-básico e fora dos campos do diagrama da figura II.2.16. A amostra WL-140B, empobrecida em Rb e identificada como granitóide fracionado do manto, aparece como gerada entre 15 e 20km de profundidade ou menos, uma vez que o teor de Rb está indefinido e é menor que 10ppm. Essa menor profundidade em relação às demais, o baixo teor em álcalis (com $Na_2O > K_2O$), o teor de TiO_2 (1,1%), bem como seu posicionamento no diagrama ternário da figura II.2.14, sugere tratar-se de rochas toleíticas de fundo oceânico. As demais amostras aparecem como geradas entre 20 e 30km e identificadas como granitoides pré-colisionais, exceto as WL-506B e WL-512, que se distinguem como fracionados do manto.

As amostras plotadas no diagrama Q x P de classificação químico-mineralógica de Debon & Le Fort (1983), figura II.2.18, não se concentram em *trends* de diferenciação magmática. Na realidade, a maioria das amostras se distribui entre os *trends* toleítico e calcialcalino, indicando uma geração a partir da fusão de rochas de ambientes distintos: fundo oceânico e arco vulcânico. Essa constatação, bem como as observações anteriores, sugere para essas rochas um ambiente primitivo, similar àquele definido para os gnaisses aluminosos: bacia tipo *backarc*

com seus dois subambientes, retroarco para os gnaisses aluminosos e rochas calcissilicáticas e interarco para os biotita gnaisses. Posteriormente, durante a colisão arco – continente, esse material teria sido retrabalhado e refundido, sendo geradas, a partir dele, rochas granitóides.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Para o estudo do comportamento das terras-raras das rochas da unidade Pps2 foram tomadas 11 (onze) amostras. Os resultados analíticos bem como os parâmetros gerados a partir desses resultados constam da tabela II.2.8, enquanto as feições geométricas das curvas normalizadas segundo os teores de TR em condrito de Evensen *et al.* (1978) constam da figura II.2.19.

As principais características desse grupo de rochas podem ser assim arroladas:

a) dois subgrupos são identificados com base nos valores das anomalias de európio: subgrupo A: Eu/Eu* = 1,32 - 1,00 (04 amostras: WL-141, WL-549A, WL-549B e WL-622A); subgrupo B: Eu/Eu* = 0,90 a 0,76 (07 amostras: WL-45, WL-126, WL-140B, WL-274B, WL-506A, WL-506B e WL-512).

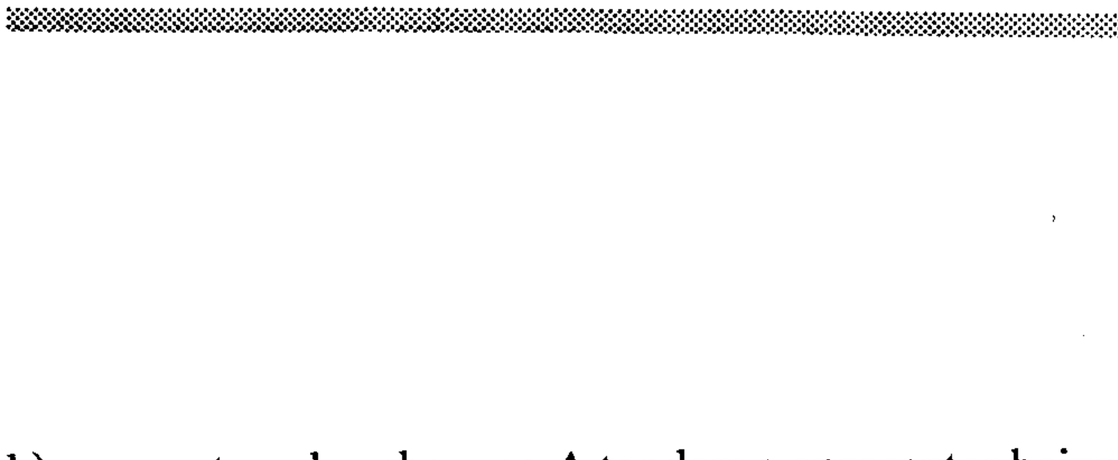


Figura II.2.18 – Diagrama de classificação químico-mineralógica Q x P de Debon & Le Fort (1983), com os *trends* das principais séries magmáticas: (2) adamelito; (3) granodiorito; (4) tonalito (trondhjemito); (8) qz-diorito (qz-gabro, qz-anortosito); (10) monzonito.

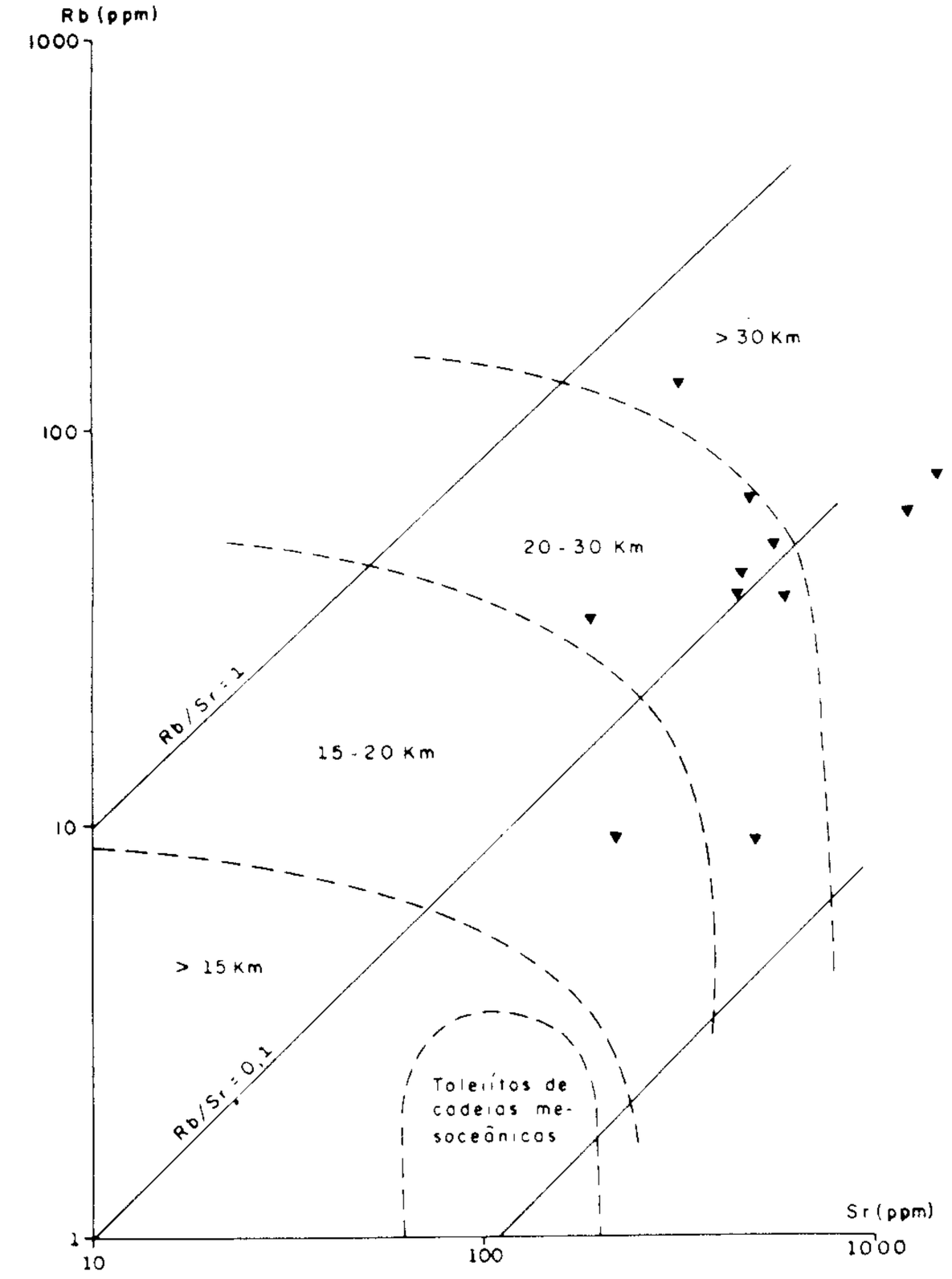


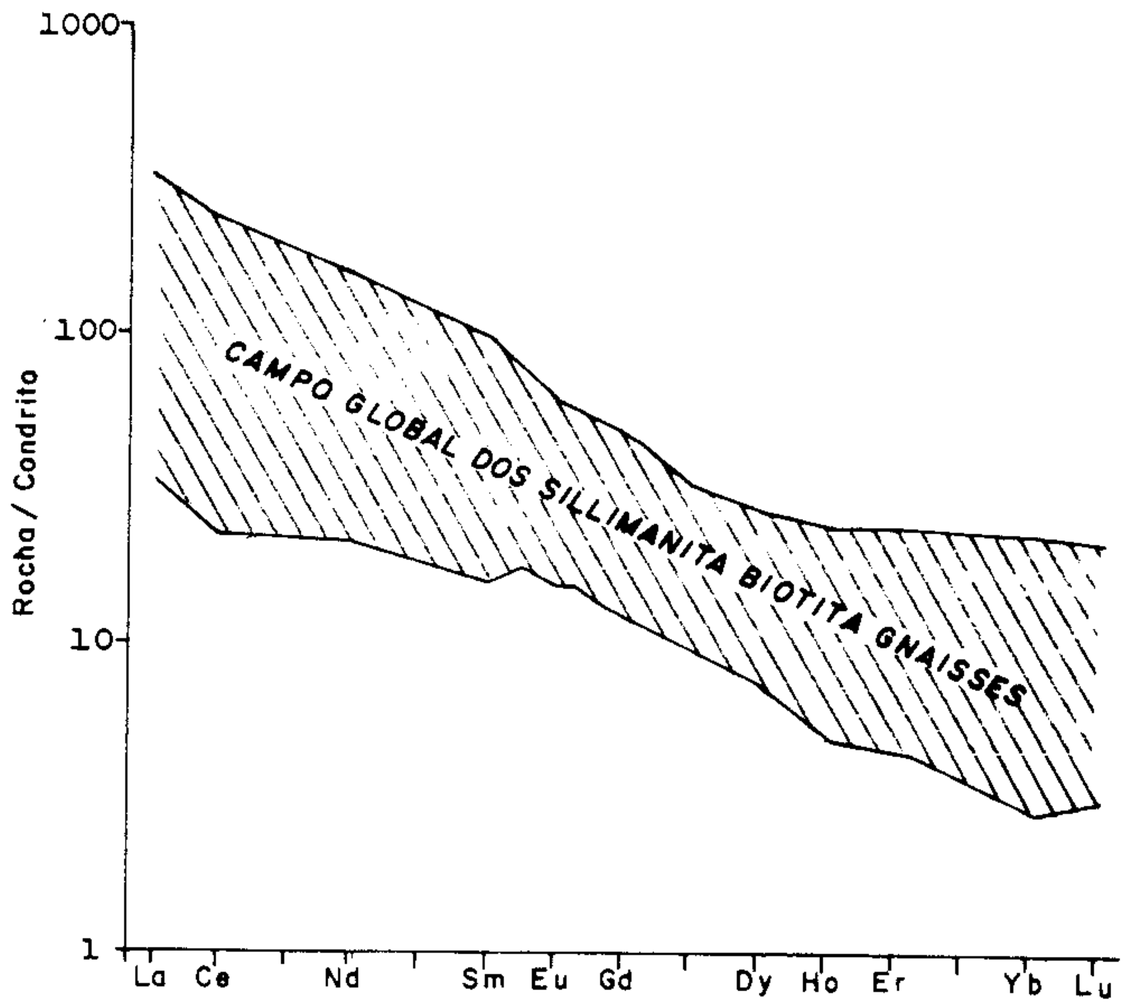
Figura II.2.17 – Diagrama Rb x Sr, de Condie (1973), relacionando os teores de Rb x Sr das rochas e a espessura e estágio de evolução da crosta sob os arcos magmáticos.

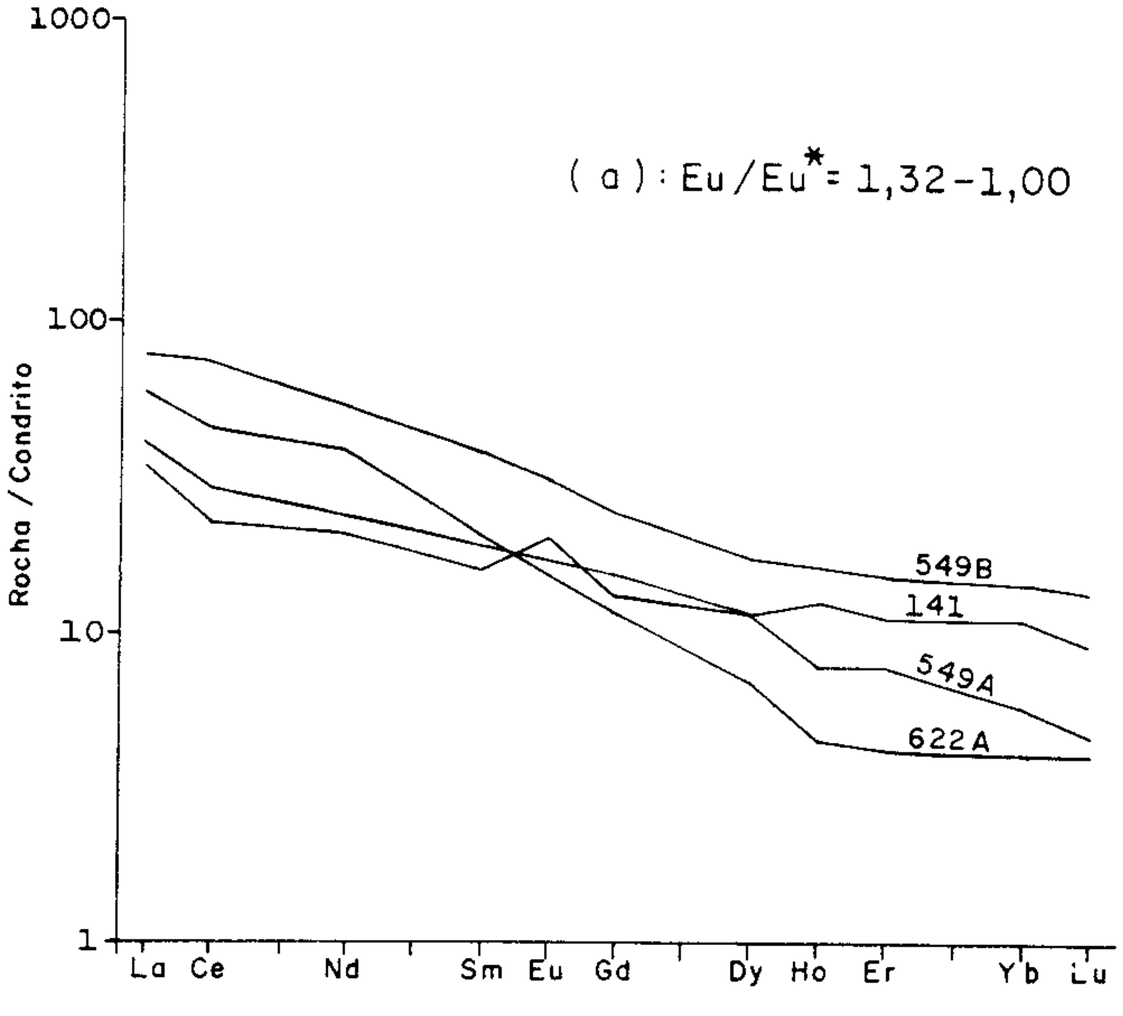
b) as amostras do subgrupo A tendem a apresentar baixos somatórios de terras-raras, com um mínimo de 46ppm e um máximo de 130ppm. Se expurgarmos esse valor máximo, a média fica em torno de 59ppm. Também a amostra WL-512 do subgrupo B apresenta um baixo valor de terras-raras, igual a 54ppm, bem diferente dos valores encontrados para as demais amostras do seu grupo que giram em torno de 130ppm. Há para esse subgrupo, considerando-se apenas as cinco amostras classificadas como biotita gnaisses, um valor mínimo de 110ppm e um máximo de 388ppm.

c) o grau de fracionamento do subgrupo A tende a ser mais baixo do que o do subgrupo B, uma vez que no primeiro as razões (TRL/TRP)N chegam no máximo a 4,51, tendo um mínimo de 1,62 (vide tabela II.2.7). Por seu turno, o segundo grupo apresenta elevado grau de fracionamento, porém com ampla faixa de variação, ou seja, compreendendo valor mínimo de 2,08 e um máximo de 8,38. Observa-se que no conjunto o subgrupo A é bem mais homogêneo do que o subgrupo B, conforme mostrado na figura II.2.19. As razões La/Yb indicam pequeno fracionamento para todas as amostras (valores entre 5,67 e 19,92), exceto para as WL-45 e WL-126 (valores de 62,93 e 84,92, respectivamente).

d) observa-se que todos os gnaisses em questão são muito ricos em CaO e apresentam baixo índice de diferenciação, variando entre próximo a gabro até granodiorito (Thornton & Tuttle, 1960), porém sem guardar qualquer relação aparente com o comportamento das TR.

e) os valores de Y, em sua maioria acima de 30ppm (apenas





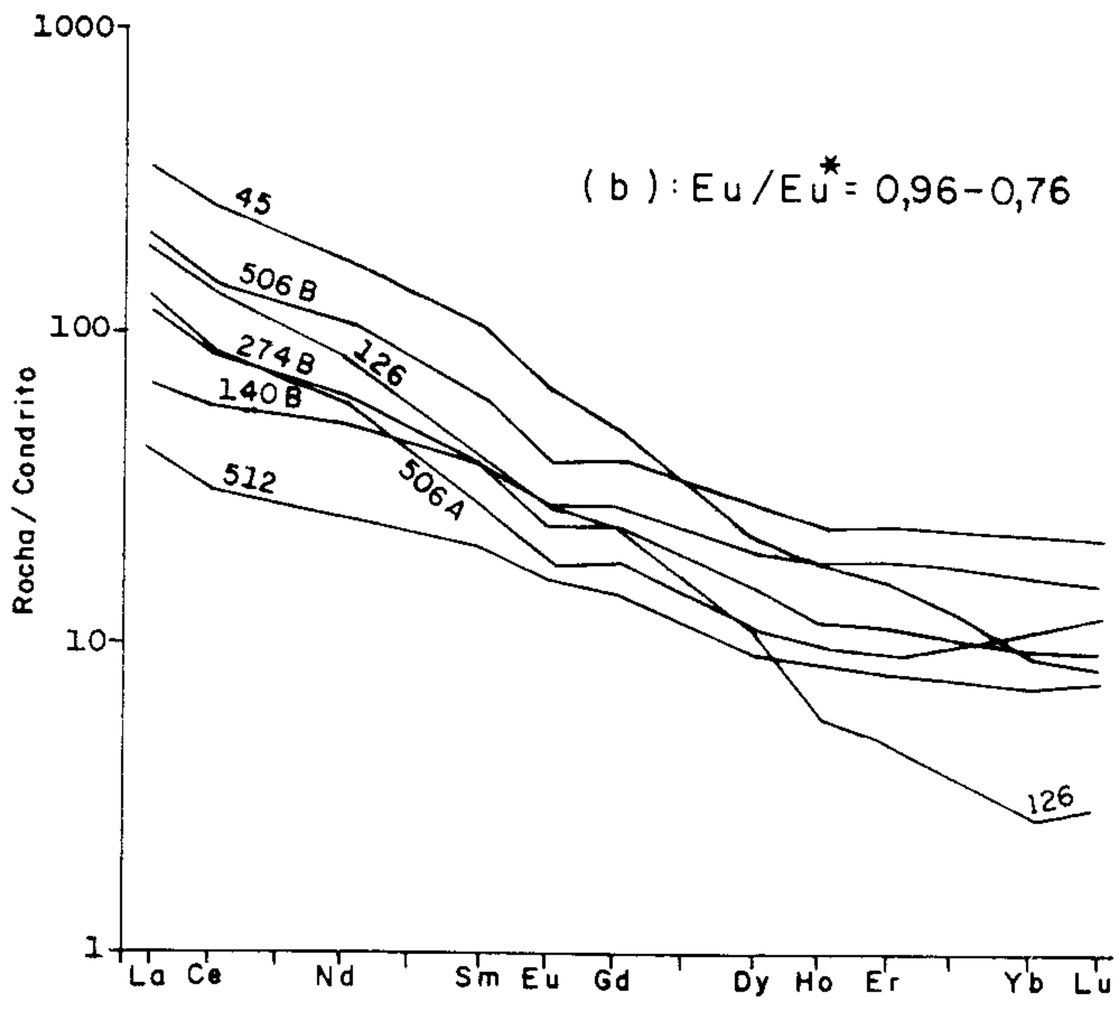


Figura II.2.19 – Curvas dos elementos terras-raras dos sillimanita-biotita gnaisses normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

as amostras WL-512 e WL-622A têm valores de 18ppm e 23ppm respectivamente) equivalem aos granitóides não depletados de Sheraton & Black (1988), que, segundo esses autores, são rochas geradas a partir de fusão intracrustal;

f) à exceção das amostras WL-549A e WL-622A, todas as demais, com base nos valores das razões (La/Yb)N e as proporções de YbN, são classificadas de acordo com Martin (1987) como pós-arqueanas. Mesmo as amostras que indicam idades arqueanas pelos seus valores relativamente baixos de YbN, podem ser consideradas como pós-arqueanas em função dos elevados valores das razões (La/Yb)N, mais compatíveis com rochas dessa idade;

g) as rochas dos dois subgrupos, em função do grau de enriquecimento de TRL e o fracionamento de TR, seriam produtos de fusão parcial de rochas de origem mantélica, com resíduo de hornblenda e granada e variado grau de hidratação, sendo maior naquelas com anomalia positiva de Eu e menores naquelas com deficiência desse elemento. Os valores de La/Yb são característicos de basaltos calcialcalinos (entre 5 e 20), cujas erupções são restritas quase exclusivamente a arcos vulcânicos (Garcia, 1978);

Tabela II.2.8 – Análises e razões de elementos terras-raras da Unidade Pps2 do Complexo Paraíba do Sul.

Nº Amostra	WL-31	WL-45	WL-126	WL-140B	WL-141	WL-274B	WL-506A	WL-506B	WL-512	WL-549A	WL-549B	WL-622A
La	25,50	94,40	40,76	18,20	10,20	30,53	32,97	53,53	10,80	8,75	19,83	14,94
Ce	45,13	169,10	77,59	40,20	19,40	54,78	56,57	95,04	20,20	14,75	49,31	29,31
Nd	22,25	85,50	36,28	26,20	11,90	29,75	28,44	52,35	11,40	10,42	27,23	19,82
Sm	3,76	15,50	5,84	6,20	3,00	5,73	4,10	9,49	2,70	2,42	5,97	3,29
Eu	0,98	3,60	1,58	1,50	1,00	1,36	1,02	2,33	0,84	1,14	1,90	0,99
Gd	3,38	10,10	4,67	5,70	3,10	5,01	3,70	8,10	2,60	2,86	5,11	2,54
Dy	3,79	5,20	2,82	5,10	3,00	3,83	2,71	6,84	2,20	2,90	4,47	1,86
Ho	0,79	0,98	0,35	1,00	0,72	0,67	0,55	1,40	0,48	0,46	0,95	0,26
Er	2,83	2,30	0,82	3,00	1,90	1,86	1,48	3,94	1,40	1,37	2,64	0,75
Yb	3,18	1,50	0,48	2,50	1,80	1,54	1,82	3,82	1,20	1,05	2,66	0,75
Lu	0,47	0,22	0,08	0,34	0,25	0,23	0,32	0,53	0,19	0,13	0,38	0,11
Eu/Eu*	0,82	0,82	0,89	0,76	0,99	0,76	0,78	0,79	0,95	1,32	1,02	1,01
TR	112,06	388,40	171,27	109,94	56,27	135,29	133,68	237,37	54,01	46,25	120,45	74,62
TRLN/TRPN	6,69	7,84	7,87	2,07	1,62	3,83	4,36	3,39	2,21	1,81	2,39	4,51
La/Yb	8,01	62,93	84,91	7,28	5,66	19,82	18,11	14,01	9,00	8,33	7,45	19,92
LaN/YbN	5,41	42,47	57,31	4,91	3,82	13,38	12,22	9,45	6,07	5,62	5,03	13,44
YbN	19,26	9,08	2,90	15,14	10,90	9,32	11,02	23,13	7,26	6,36	16,11	4,54

h) o ambiente tectônico de formação seria a zona de subducção, onde haveria suficiente material hidratado para fornecer os fluidos responsáveis pela formação de tais rochas.

Rochas Calcissilicáticas

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

A paragênese representativa deste grupo de rochas, constituída por uma associação rica em termos cálcicos e silicatados, permite caracterizar o protólito como metassedimentar do tipo calcissilicatado. Protólitos dessa composição são derivados de seqüências químicas, químico-exalativas ou ainda de misturas em seqüências diversas de material pelítico e carbonático (margas). Não existem argumentos puramente microscópicos suficientes para permitir a distinção entre as duas possibilidades. As paragêneses metamórficas em associações calcissilicáticas, do ponto de vista petrológico, apresentam pequeno significado relativo ao reconhecimento das condições operantes de P e T, não sendo recomendável a sua utilização como indicadores geotermobarométricos confiáveis (Winkler, 1977). Pela sua associação com outras rochas de fácies anfibolito desse Complexo, presume-se que a mesma tenha atingido condições mínimas dessa faixa de P e T (fácies anfibolito).

A distribuição das rochas calcissilicáticas em relação aos gnaisses aluminosos e biotita gnaisses pode ser observada no dendrograma da figura II.2.3. As amostras WL-182 e WL-667B posicionam-se na parte média, na base dos gnaisses aluminosos; as amostras WL-388B e WL-434B situam-se na porção inferior, quase na base dos biotita gnaisses. A amostra WL-490A ficou deslocada, situando-se no topo do dendrograma, junto dos gnaisses aluminosos. Como pode ser visto na figura II.2.2, aquelas foram coletadas na porção noroeste da área, enquanto estas, na porção leste, bem como a WL-490A. Quimicamente apresentam pequena diferença entre si, mas talvez a posição geográfica diferente implique em ligeiras modificações ambientais que se refletem na composição. Os dados químicos estão na tabela II.2.9.

No diagrama da figura II.2.4 três das amostras plotam-se no campo metaígneo e duas (WL-490A e WL-434B) no campo das rochas sedimentares, próximo ao limite com o campo anterior. O mesmo ocorre no diagrama da figura II.2.5, ficando apenas a amostra WL-182 no campo das rochas sedimentares. Já no diagrama da figura II.2.6 só a amostra WL-490A plota-se no campo das rochas ígneas, ficando as outras quatro no campo das rochas sedimentares. O diagrama da figura II.2.7 não se aplica à amostra WL-388B devido ao seu elevado teor em CaO (11,5%). As outras quatro plotam-se no campo das rochas metassedimentares, dentro do campo dos arcóseos. O mesmo ocorre em relação ao diagrama de La Roche (*op. cit.*), figura II.2.8, onde as calcissilicáticas distribuem-se duas no campo das grauvacas (WL-182 e WL-667B) e três no campo dos folhelhos (WL-388B, WL-434B e WL-490A). Considerando-se a variabilidade de posicionamento nos diagramas, pode-se admitir que essas rochas tenham se originado a partir de rochas sedimentares.

Quanto ao ambiente geotectônico, as rochas calcissilicáticas, plotadas no diagrama de Bhatia, 1983 (*in* Condie & De Malas, 1985) – figura II.2.9 – se discriminam em ambientes de arco continental (WL-434B, WL-490A e WL-667B) e arco oceânico (WL-182). A amostra WL-388B, devido ao alto teor em TiO_2 (1,2%), plota fora das curvas. Já no diagrama de Blatt *et al.* (1980),

figura II.2.10, as amostras WL-388B, WL-434B e WL-490A (coletadas na porção leste da área) plotam-se no campo eugeossinclinal (interarco), enquanto as de siglas WL-182 e WL-667B (coletadas no noroeste da área) plotam-se no campo exogeossinclinal (retroarco). Portanto, a ambiência de geração dessas rochas concorda com aquela admitida para os biotita gnaisses e gnaisses aluminosos: bacia tipo *back arc*.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

As cinco amostras, analisadas quimicamente (tabela II.2.10), classificadas como calcissilicáticas (WL-182, WL-388B, WL-434B, WL-490A e WL-667B) têm, de modo geral, os mesmos padrões dos gnaisses aluminosos quanto aos valores de anomalias negativas de Eu, somatórios de TR e as razões (La/Yb)N. Os padrões das curvas podem ser vistos na figura II.2.20. Apenas a amostra WL-388B apresenta valor muito alto de TRL, resultando maior somatório de TR, e a amostra WL-667B ocorre com uma razão (La/Yb)N da ordem de 31, ou seja praticamente três vezes o padrão dos gnaisses aluminosos e das demais calcissilicáticas. Esse padrão está intimamente relacionado com a forte depleção em TRP que se verifica na curva dessa amostra, pois é a única em que os lantanídeos da série do Y são inferiores a 10 vezes o padrão do condrito de Evensen *et al.* (1978). De acordo com Ronov *et al.* (1967), esta diferença entre os valores de TRL e TRP dá uma razão Ce/Y mais alta, da ordem de 3,33, ou seja entre os valores de 2,6 e 3,9 que foram atribuídos para o manto de intemperismo proveniente de piroxenito e gabro-anortosito. O valor médio do somatório de TR para as quatro amostras (WL-182, WL-434B, WL-490A e WL-667B) é igual a 137 e próximo dos valores atribuídos por Ronov *et al.* (*op.cit.*) para areias de ambiente continental árido e argilas pelágicas também de clima árido, valores esses iguais a 130 para ambos os sedimentos. Considerando-se o somatório de TR dado por Ronov *et al.* (1972 e 1974; *apud* Haskin & Paster, 1979) e a natureza da rocha como calcissilicática, é mais lógico aceitarem-se os sedimentos argilosos pelágicos de clima árido como protólito dessas rochas. Já a amostra WL-388B, pelo seu alto valor em TR, é mais característica de ambiente continental. A média geral dessas TR (à exceção da amostra WL-388B) indica material de ambiente de eugeossinclíneo, dentro da linha de estudos de Ronov (*op. cit.*), ou subambiente interarco de bacia tipo *back arc*, como deduzido para parte das amostras representativas da Unidade Sillimanita-Biotita Gnaisse (Pps2).

Tabela II.2.9 – Análises químicas de rochas calcissilicáticas do Complexo Paraíba do Sul.

Nº Amostra	WL-182	WL-388B	WL-434B	WL-490A	WL-667B
SiO_2	65,50	63,80	68,60	76,80	68,40
Al_2O_3	14,20	13,70	13,30	10,80	13,50
Fe_2O_3	0,35	0,42	<0,10	1,50	0,31
FeO	5,00	4,30	4,30	2,20	4,40
MnO	0,11	0,55	0,62	0,10	0,11
MgO	2,60	1,70	1,90	1,40	1,90
CaO	5,20	11,50	8,30	1,70	5,30
Na_2O	2,10	0,46	0,72	3,00	2,20
K_2O	2,20	0,08	0,07	1,10	1,70
TiO_2	0,79	1,20	0,70	0,53	0,65
P_2O_5	0,16	0,55	0,35	0,10	0,18
S	0,073	0,033	0,04	0,03	0,10
CO_2	0,95	1,40	0,70	0,30	0,90
H_2O+	0,45	0,25	0,41	nd	0,35
H_2O-	0,04	0,23	0,03	0,03	0,07
PF	nd	nd	nd	0,08	nd
Cu	32	nd	10	14	27
Pb	14	nd	10	18	11
Zn	94	nd	23	50	77
Li	22	nd	4	8	17
Co	23	8	14	9	18
Cr	116	nd	67	38	74
Ni	64	nd	30	9	55
V	132	nd	136	93	140
Sc	25	nd	19	11	18
Y	60	79	77	26	58
Nb	40	nd	44	<20	26
Ba	350	22	<20	310	230
Sr	310	410	280	310	280
Rb	89	<20	<10	46	78
Zr	350	nd	420	420	310
Cl	52	nd	310	<20	86
Th	<10	<10	<10	<10	<10
U	11,3	nd	14,10	<15	11,30
Ta	<15	nd	<15	<15	<15
F	900	nd	400	740	700

nd = não determinado

Tabela II.2.10 – Análises e parâmetros químicos de elementos terras-raras em rochas calcissilicáticas do Complexo Paraíba do Sul.

Nº Amostra	WL-182	WL-388B	WL-434B	WL-490A	WL-667B
La	30,60	52,90	30,75	35,05	30,12
Ce	54,38	95,05	57,44	60,59	56,65
Nd	27,49	44,15	32,67	28,41	27,27
Sm	5,30	8,20	6,79	4,10	4,90
Eu	0,99	1,22	0,96	1,07	1,01
Gd	4,25	6,62	6,16	3,92	3,83
Dy	3,38	5,75	5,17	3,43	2,28
Ho	0,57	1,08	0,95	0,53	0,22
Er	1,87	3,22	2,90	1,58	0,52
Yb	1,82	3,04	2,74	1,85	0,67
Lu	0,28	0,43	0,44	0,25	0,11
Eu/Eu*	0,61	0,49	0,44	0,80	0,68
TRL	117,77	200,30	127,65	128,15	118,94
TRP	12,17	20,14	18,36	11,56	7,63
TR	130,93	221,66	146,97	140,78	127,58
LaN/YbN	11,34	11,74	7,57	12,78	30,34
Ce/Y	2,80	3,09	2,22	3,42	3,33

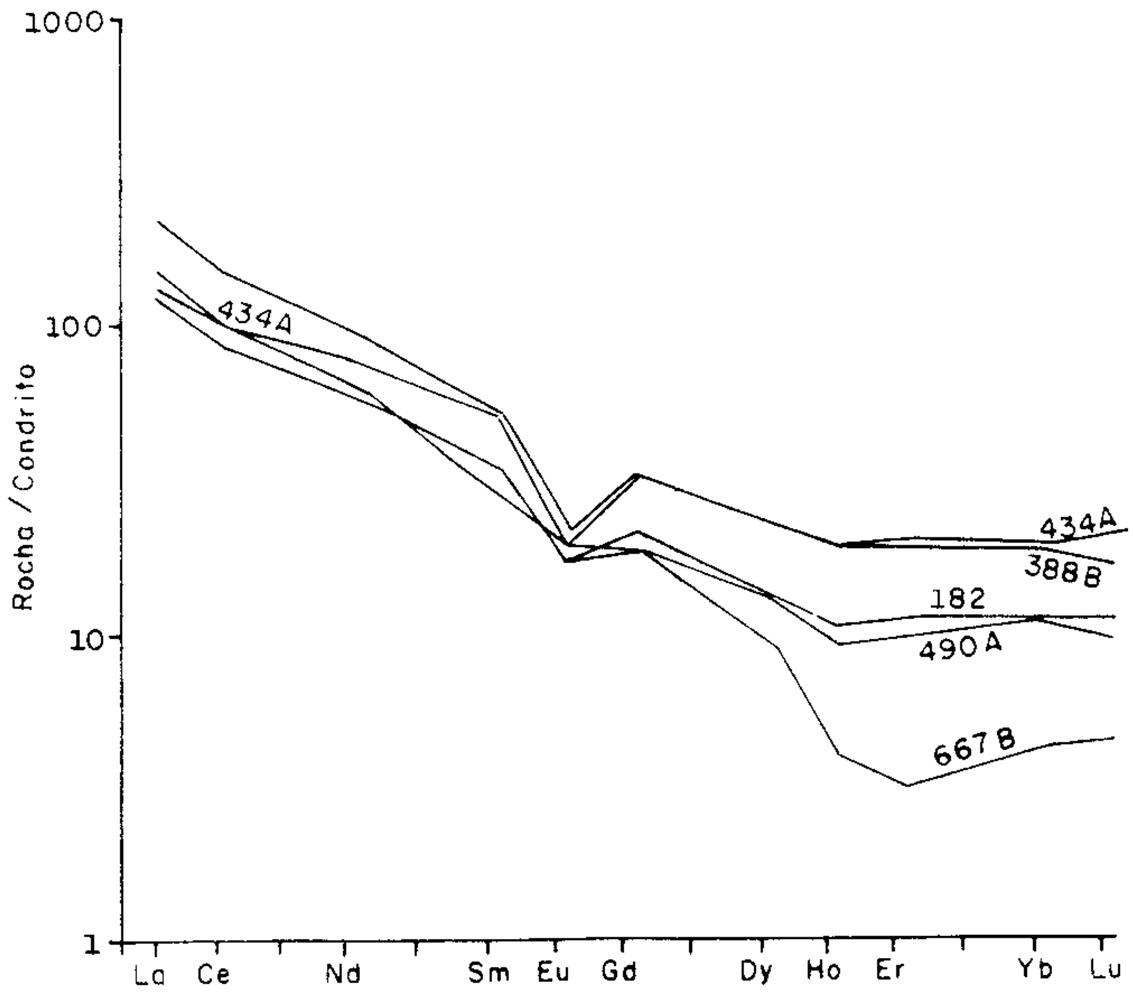


Figura II.2.20 – Curvas dos elementos terras-raras das rochas calcissilicáticas normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

2.3 Rochas Plutônicas

2.3.1 Aspectos Gerais

Constituem rochas de natureza ígnea (inclusive aquelas originadas através de anatexia), que variam desde ortognaisses posicionados sintectonicamente em relação ao Ciclo Brasiliano, a granitos posicionados tardi a pós-tectonicamente a esse ciclo, bem como a granitos claramente pós-tectônicos.

Os ortognaisses foram descritos como gnaisses granitóides por Rosier (1965), no Estado do Rio de Janeiro.

Silva & Ferrari (1976) os incluíram num Complexo Migmatítico (Associação Paraíba do Sul), denominando-os diatexitos. Baseando-se em observações de campo e de laboratório, esses autores concluíram que tais gnaisses se originaram às expensas dos gnaisses bandados (biotita gnaisse), devido a processos de natureza metassomática. A presença de pequenos corpos básicos (dioritos e quartzo-dioritos), associados concordantemente ao ortognaisse, é explicada como representativa de uma fase magmática sincrônica à fase de formação desse gnaisse. O caráter textural indicativo de uma origem magmática para essa rocha vem corroborar tal hipótese. Esses autores correlacionaram também os ortognaisses tonalíticos aos gnaisses que constituem a serra dos Orgãos, atribuindo a eles idade proterozóica superior.

Machado Filho *et al.* (1983) os descreveram como gnaisses granitóides, incluindo-os no Complexo Paraíba do Sul, ao qual atribuem idade arqueana, apesar das datações radiométricas nessas rochas fornecerem idades relacionadas ao Ciclo Brasiliano (732M.a). Identificaram duas grandes faixas abrangendo variedades orto e paraderivadas. A primeira, oriental, apresenta estreita associação com os gnaisses granatíferos, tendo muitas vezes estrutura homogênea. Na faixa ocidental as rochas são homogêneas, com estrutura nebulítica a granítica, isotrópica. Esses pesquisadores não conseguiram chegar a uma conclusão a respeito da origem dessas rochas, pois, em certos locais, elas se assemelham a granitos sintectônicos, inclusive com a presença de xenólitos, e, em outros, os dados químicos indicam uma origem a partir de rochas sedimentares.

No presente trabalho conseguiu-se individualizar cinco faixas relacionadas a esse tipo de rocha.

A faixa mais oriental, entre Domingos Martins, Santa Leopoldina e Biriricas, é de caráter aluminoso, apresentando íntima relação com os gnaisses aluminosos, a partir dos quais deve ter-se formado.

As outras faixas, todas de caráter tonalítico, correspondem às rochas que Silva & Ferrari (*op. cit.*) correlacionaram aos gnaisses da serra dos Orgãos.

O Maciço Garrafão e o Granito Fazenda Berger correspondem aos corpos tardi a pós-tectônicos. São granitos grossos (porfiríticos) com incipiente foliação observável apenas localmente e em algumas seções delgadas. Ocorrem *shear bands* e, às vezes, os feldspatos são sigmoidais. Silva & Ferrari *(op. cit.)* descreveram o granito de Garrafão como um corpo não diferenciado. Machado Filho *et al.* (*op. cit.*) o incluíram na Suíte Intrusiva Espírito Santo, que engloba intrusões em fases sin a pós-tectônicas em relação ao Ciclo Brasiliano.

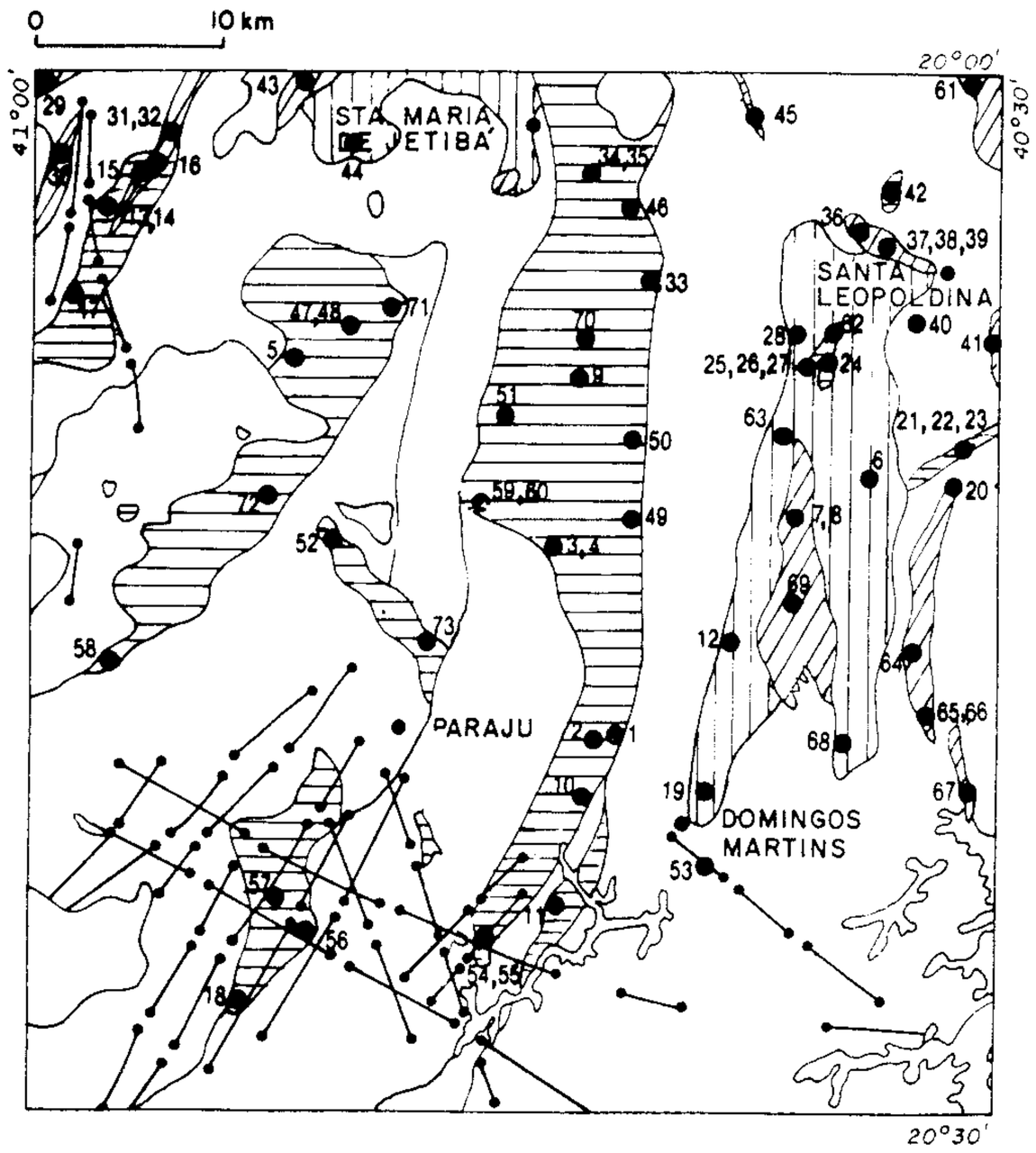
Não existem determinações geocronológicas para esses corpos, mas datações realizadas em rochas dessa suíte, uma pelo método Rb-Sr e outra por K-Ar, dão idades de 600M.a (Ri = 0,709) e 453±23M.a, respectivamente.

Os maçicos Aracê e Afonso Cláudio e o Granito Rio Ponte representam a fase mais tardia das intrusivas tardi a pós-tectônicas da área. Esses granitos têm granulação média e não apresentam foliação. São dessa fase também pequenos corpos arredondados de rocha diorítica a quartzo-diorítica, o corpo norítico de São José do Recreio e os diques básicos que cortam as outras rochas.

Diques e pequenos corpos graníticos, que cortam inclusive os granitos tardi a pós-tectônicos, são os indicadores do estágio final do magmatismo que afetou a área.

2.3.2 Intrusivas Sin a Tardi-tangenciais

O mapa da figura II.2.21 mostra a distribuição dessas intrusivas, enquanto que a tabela II.2.11 apresenta sua identificação e localização.



Ortognaisses tonalíticos tipo Jequitibá – Pγ1b

Ortognaisses graníticos tipo Colatina – Pγ1c

Gnaisses enderbíticos tipo Santa Tereza –Pγgl2

● **Estação com amostra analisada. O número ao lado do ponto corresponde ao número de ordem na tabela II.2.11.**

Figura II.2.21 – Mapa de distribuição dos granitóides sin a tardi-tangenciais.

2.3.2.1 Ortognaisse Tonalítico Tipo Jequitibá – Pγ1b

Trata-se de um litótipo de ampla distribuição na área, dispondo-se em faixas alongadas geralmente com direção NE a NNE. Constitui corpos bem definidos, em contato com diferentes tipos litológicos da área pesquisada.

Na região de Jequitibá o grande corpo que aí aflora estende-se desde a porção sul da BR-262, entroncamento para Paraju, até Alto Caldeirão, na Folha Colatina, passando por Soído, Alto Caramuru, Jequitibá e São Luiz. Apresenta contorno irregular e ocupa uma área aproximada de 280km^2 na Folha Domingos Martins. O contato a leste com as rochas da unidade Pps1, se dá através da

Tabela II.2.11 – Identificação das amostras de intrusivas sin a tarditangenciais

Nº Ordem	Amostra	Rocha	Unidade	Coordenadas UTM	
				N	E
1	WL-21	Gra gnaisse granodiorítico	Pγ1b	7752,1	323,3
2	WL-23	Bt - Mcr granito gnáissico	Pγ1b	7751,9	322,1
3	WL-34A	Hb - Gra - Bt gnaisse	Pγ1b	7761,7	319,3
4	WL-34B	Bt - Gra gnaisse	Pγ1b	7761,7	319,3
5	WL-52	Tonalito	Pγ1b	7772,1	305,2
6	WL-99	Bt granito gnáissico	Pγ1c	7766,0	336,5
7	WL-104B	Gnaisse enderbítico	Pγgl2	7764,4	332,6
8	WL-104C	Enderbito	Pγgl2	7764,4	332,6
9	WL-119	Hb - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7771,1	320,6
10	WL-131	Hb - Bt gnaisse	Pγ1b	7748,1	322,3
11	WL-133	Gra - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7743,0	319,4
12	WL-168	Bt granito gnáissico	Pγ1c	7757,2	327,9
13	WL-172A	Gra - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7780,4	294,5
14	WL-172B	Gra - Bt gnaisse	Pγ1b	7780,4	294,5
15	WL-174	Norito	Pγgl2	7782,2	296,7
16	WL-175	Gra - Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7782,5	297,3
17	WL-190	Norito	Pγgl2	7775,7	292,5
18	WL-291	Gra - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7737,3	302,5
19	WL-314	Gra - Bt gnaisse	Pγ1c	7749,5	228,1
20	WL-318	Hb - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7765,6	341,6
21	WL-324A	Dp - Hb - Bt gnaisse	Pγ1b	7767,6	341,2
22	WL-324B	Hb - Bt gnaisse granodiorítico	Pγ1b	7767,6	341,2
23	WL-324C	Hb - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7767,6	341,2
24	WL-335	Enderbito	Pγgl2	7772,7	333,9
25	WL-336A	Hb - Bt gnaisse	Pγ1b	7772,1	332,8
26	WL-336B	Bt gnaisse granodiorítico	Pγ1b	7772,1	332,8
27	WL-336C	Sil - Gra - Bt gnaisse	Pγ1b	7772,1	332,8
28	WL-337	Gra - Bt gnaisse	Pγ1c	7773,7	332,3
29	WL-341	Enderbito	Pγgl2	7787,3	290,8
30	WL-343B	Norito	Pγgl2	7783,4	291,0
31	WL-347A	Hb - Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7784,2	298,0
32	WL-347C	Hb - Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7784,2	298,0
33	WL-354	Gnaisse enderbítico	Pγgl2	7776,6	324,4
34	WL-363A	Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7782,3	320,9
35	WL-363B	Dp - Bt gnaisse	Pγgl2	7782,3	320,9
36	WL-373B	Enderbito	Pγgl2	7778,5	335,6
37	WL-374	Hb diorito	Pγ1b	7778,0	336,7
38	WL-374A	Gra Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7778,0	336,7
39	WL-374B	Hb - Bt gnaisse	Pγ1b	7778,0	336,7
40	WL-381B	Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7773,2	343,1
41	WL-388C	Bt granito gnáissico c/ Gra	Pγ1c	7774,5	338,7
42	WL-398	Gra - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7781,0	337,2
43	WL-415B	Gra - Bt gnaisse charnockítico	Pγgl2	7786,5	305,8
44	WL-424	Gra - Bt gnaisse charnockítico	Pγ1c	7784,0	307,8
45	WL-433	Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7785,7	329,5
46	WL-440	Gra - Bt gnaisse	Pγ1b	7780,4	323,7
47	WL-452A	Hb gnaisse tonalítico	Pγ1b	7774,5	309,3
48	WL-452B	Metaquartzo-diorito	Pγ1b	7774,5	309,3
49	WL-459	Gra - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7763,6	323,6
50	WL-461	Gra - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7767,9	323,9
51	WL-475B	Gra - Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7768,4	316,6
52	WL-481	Tonalito	Pγ1b	7762,2	307,6
53	WL-495A	Gra - Bt gnaisse	Pγ1c	7745,0	328,1
54	WL-503B	Bt - gnaisse granodiorítico	Pγ1b	7741,6	316,3
55	WL-503C	Gra - Bt gnaisse enderbítico	Pγ1b	7741,6	316,3
56	WL-509	Gra - Bt gnaisse enderbítico	Pγ1b	7741,8	306,0
57	WL-534	Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7743,6	304,4
58	WL-543	Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7745,5	295,7
59	WL-564A	Bt gnaisse tonalítico	Pγ1b	7764,3	315,2
60	WL-564B	Anfibolito	Pγ1b	7764,3	315,2
61	WL-584	Enderbito	Pγgl2	7787,6	341,2
62	WL-588	Tonalito	Pγ1b	7773,8	334,3
63	WL-596	Gra - Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7768,4	331,6
64	WL-598	Gra - Bt gnaisse enderbítico	Pγgl2	7757,0	339,1
65	WL-600B	Gra - Bt gnaisse	Pγ1b	7753,5	339,4

Zona de Cisalhamento (Transcorrente Dextral) Araguaia, enquanto a oeste o contato com os gnaisses aluminosos (Pps1) e sillimanita-biotita gnaisses (Pps2) se dá através de cisalhamento contracional de baixo ângulo. Com as rochas das unidades Pγ1c e Pγgl2 os contatos são transicionais.

Os outros corpos desse gnaisse abrangem uma área de 255km^2 e estão em contato brusco com as rochas do Complexo Paraíba do Sul (unidades Pps1 e Pps2).

As rochas pertencentes a todos esses corpos apresentam características muito similares. Geralmente têm cor cinza-clara a esbranquiçada, às vezes cinza-escura, granulação grosseira e são compostas de quartzo, feldspato, biotita, pouca granada e, localmente, anfibólio. Pirita é ocasional e geralmente associada a veio de quartzo. Localmente a estrutura torna-se isotrópica (foto 14). Ocorrem com muita frequência veios de quartzo, aplíticos e pegmatíticos, que cortam o conjunto ou preenchem fraturas. Há locais onde se tem diques de anfibolito cortando o gnaisse.

Localmente aparecem zonas de blastese sobre os ortognaisses, onde megacristais de feldspato potássico com arranjo aleatório e hábito tabular estão dispersos na rocha (foto 15).

Em lâmina, observa-se textura granular alotriomórfica a hipidiomórfica (foto 16), granoblástica, granonematolepidoblástica, a gnáissica, em que a foliação (bandamento) é definida pela disposição e orientação planar (incipiente) preferencial dos minerais máficos. Presença ocasional de porfiroblastos de plagioclásio de textura idioblástica. A freqüente observação de texturas magmáticas preservadas, especialmente do tipo cumuláticas, e de cristais zonados de plagioclásio, indica deformação preferencial no estado plástico. A rotação, translação e paralelização dos prismas de plagioclásio e de minerais fêmicos constituem a memória dessa deformação *subsolidus*.

A tabela II.2.12 mostra a composição mineralógica estimada dos ortognaisses tonalíticos, enquanto que a figura II.2.22 mostra a distribuição modal dessas rochas no diagrama QAP de Streckeisen (1976).

O quartzo é anédrico e ocorre de forma intersticial, como inclusões ou envolvendo outros constituintes. Mostra, às vezes, certo alongamento e forte extinção ondulante.

O plagioclásio é oligoclásio-andesina e ocorre como cristais hipidiomórficos a xenomórficos, maclados segundo a lei da Albita, Albita-Periclina e Albita-Carlsbad. É, freqüentemente, antipertítico. Apresenta inclusões de quartzo e biotita. Mostra evanescência, deformação das lamelas de geminação e estruturas de zoneamento. Altera-se para carbonato, sericita e muscovita.

A biotita ocorre na forma de palhetas com incipiente orientação. Mostra contatos bem definidos mas freqüentemente são observadas situações em que a biotita parece ser proveniente da alteração do anfibólio. Alguns porfiroblastos evidenciam uma recristalização posterior à fase de deformação da rocha. Observa-se a presença de restos de biotita em simplectitos a muscovita, clorita, carbonato e opacos, no contato com o plagioclásio. Apresenta inclusões de apatita e zircão e altera-se para muscovita, clorita e epidoto.

O feldspato potássico é representado com maior frequência pela microclina, e, mais raramente, pelo ortoclásio. Ocorre na forma de grandes porfiroblastos com maclado nem sempre típico. É pertítico a micropertítico e apresenta mirmequita no contato com o plagioclásio. Localmente parece ser tardio, pois está substituindo, em parte, o plagioclásio. Mostra inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita.

Granada ocorre em grandes porfiroblastos, às vezes com feição esqueletiforme. Está, em parte, associada a agregados de biotita, parecendo que pelo menos parte dessa biotita foi formada a partir de uma reação envolvendo a granada. Mostra inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. Altera-se para muscovita e clorita.

A hornblenda ocorre freqüentemente em contato com a biotita, mostrando quase sempre sinais de reação. São comuns os simplectitos a biotita, carbonato e quartzo contendo restos de hornblenda. A alteração para biotita libera SiO_2 na forma de quartzo. Mostra inclusões de apatita, carbonato e opacos.

Os minerais acessórios são allanita (foto 17), apatita, opacos, titanita (rara) e zircão. Os secundários são carbonato, clorita, epidoto, muscovita e sericita.

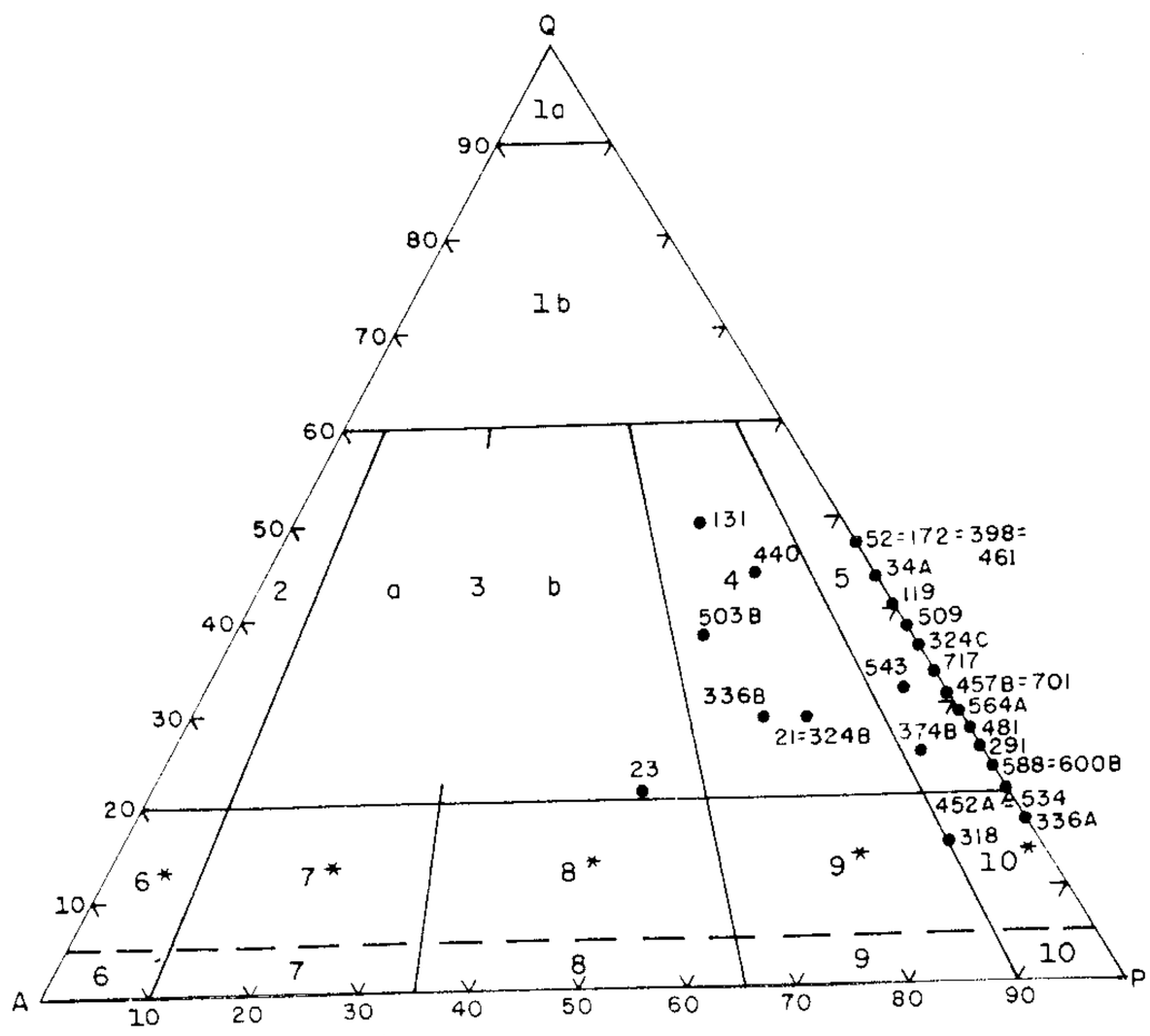


Figura II.2.22 – Diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) mostrando a distribuição dos ortognaisses tipo Jequitibá: (3) granito; (4) granodiorito; (5) tonalito; (10) qz-diorito.

Tabela II.2.12 – Composição mineralógica estimada dos ortognaisses tipo Jequibibá (Pγ1b)

Amostras WL	21	23	34A	34B	52	119	131	133	172A	172B	291	318	324A	324B	324C	336A	336B	336C	374	374B	398	440	452A	452B	459	461	475B	481	503B	509	534	543	564A	588	600B	677	701	717	725
Minerais %		*	*	x	*	*	*	*		x	*	*			*	*		*		*	*	*			*	*	*	*	*	*	*			*	*		*	*	*
Quartzo	20	20	30	40	35	30	40	40	35	35	20	10	20	20	20	10	25	40	tr	15	35	35	15	15	40	35	20	20	30	30	15	25	20	15	15	30	25	28	20
Plagioclásio	40	40	40	30	40	45	30	45	40	30	60	50	40	40	35	50	45	15	45	42	40	36	60	50	44	40	45	55	35	50	60	50	50	50	50	50	55	55	55
Biotita	20	10	20	25	12	15	10	10	20	30	18	20	15	15	30	20	15	20	20	20	25	16	10	15	15	25	20	12	20	20	20	20	20		25	15	15	15	15
K-Feldspato	10	30					10	2				5	10	10			15	10	tr	3		9	tr		tr				15			2						2	
Granada	5		5	5				3	5	5	2							5			tr	tr			1	tr	4			tr			1		5	tr			5
Hornblenda			5		13	10	10					20	15	15	15	20			35	20			15	20			10	13					8	35			5		
Sillimanita																		3																				
Allanita												tr																				0,5					tr	tr	tr
Apatita	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,5	tr	tr	tr		0,5	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Opacos			tr		tr	tr		tr	tr			tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	4						tr	tr	tr			tr	tr					
Titanita																			tr			tr										0,5							
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,5	tr		tr		0,5	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
Carbonato	tr		tr		tr	tr		tr			tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr		tr		
Clorita				tr	tr						tr		tr	tr	tr		tr						tr						tr		tr	tr					tr	tr	tr
Epidoto			tr		tr																		tr								tr			tr	tr		tr	tr	
Muscovita	tr				tr	tr		tr			tr		tr	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr		tr				tr			tr		3			tr				
Sericita	tr				tr	tr	tr			tr	tr				tr	tr	tr	tr			tr	tr					tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr

* Amostra analisada quimicamente

x Xenólito

A mineralogia (re)cristalizada na fase M1: **hornblenda + plagioclásio + biotita** (titanífera) **+ quartzo ± feldspato ± granada** é indicativa de condições metamórficas de médio a alto grau, embora não exista uma paragênese crítica que permita uma estimativa mais precisa do subnível em que ocorreu o evento deformacional/metamórfico. Entretanto, a associação freqüente com termos enderbíticos, poderia indicar condições de transição anfibolito/granulito. Evidências de recorrência de deformação pós-solidificação como subgranulação e recuperação de quartzo, microgranulação periférica e encurvamento das lamelas de geminação no plagioclásio, são indicativas de um segundo evento deformacional no estado sólido, com posterior recristalização estática pós-deformação. Como o percentual de cominuição/recristalização é inferior a 10-20% do volume da rocha, a designação de protomilonito é adequada. Pela ausência de mineralogia crítica não é possível estimar-se com precisão condições de recristalização desse segundo evento.

É freqüente a ocorrência de xenólitos dos gnaisses encaixantes, distribuídos preferencialmente nas bordas dos ortognaisses. Aparecem como faixas onduladas, às vezes de aspecto esfarrapado, e muitas vezes observa-se apenas uma forte estruturação no ortognaisse, onde o xenólito foi quase totalmente assimilado, constituindo uma estrutura tipo *ghost* na rocha. Podem ser observados principalmente nas estações WL-34, WL-172, WL-324, WL-336, WL-363, WL-452 e WL-503B.

Esses xenólitos são constituídos de granada-biotita gnaisses e sillimanita-granada-biotita gnaisses (kinzigitos). Geralmente são rochas de granulação fina, bastante foliadas, constituídas por quartzo, plagioclásio, biotita, granada e hornblenda ou sillimanita. A composição mineralógica estimada dessas rochas também está na tabela II.2.12 (assinaladas com "x").

Ao microscópico observa-se uma rocha de granulação fina a média com textura gnáissica e orientação conferida pelas palhetas de biotita. Pode-se perceber uma alternância de bandas claras e escuras.

O quartzo ocorre na forma de grandes porfiroblastos até pequenos cristais, com forte extinção ondulante.

O plagioclásio (oligoclásio-andesina) ocorre como pequenos cristais anédricos a porfiroblastos xenomórficos. Mostra baixa taxa de alongamento e está maclado segundo a lei da Albita. É, em parte, antipertítico. Contém, às vezes, inúmeras inclusões de pequenos cristais prismáticos de sillimanita. Altera-se para sericita, carbonato e muscovita.

Biotita ocorre na forma de palhetas orientadas e mostra sinais de recristalização. Contém inclusões de apatita e zircão e altera-se para muscovita.

Granada é esqueletiforme, mas também ocorre como pequenos cristais anédricos. Contém inclusões de quartzo e sillimanita.

Sillimanita ocorre na forma prismática.

Os minerais acessórios são apatita e zircão, enquanto os secundários são muscovita, sericita e carbonato.

Os ortognaisses tonalíticos exibem, normalmente, foliação incipiente, às vezes bem expressiva, predominando a direção NNE e caimento de baixo a alto ângulo, com predomínio do último. Localmente a rocha torna-se totalmente isotrópica (foto 14). A foliação ora impressa e predominante nessas rochas apresenta traços marcantes de transposição gerada por cisalhamento de transcorrência pertencente a um sistema dúctil, e estiramento de minerais e/ou veios presentes nas rochas. Encontram-se amiúde evidências do movimento de rotação que afetou a área em estudo, expresso pelos indicadores cinemáticos. A foliação é visível principalmente devido ao alinhamento das palhetas de biotita.

Determinação geocronológica realizada em amostra da estação WL-459 (JS-179) forneceu, em diagrama isocrônico Rb-Sr de referência, idade de 732M.a, com razão inicial 0,709.

2.3.2.2 Ortognaisse Granítico Tipo Colatina (Granatífero) – Pγ1c

Esse tipo litológico corresponde aos ortognaisses graníticos granatíferos, caracterizados no presente trabalho como produtos de anatexia parcial dos gnaisses aluminosos (kinzigitos). Sua distribuição geográfica pode ser observada na figura II.2.21 e sua identificação, na tabela II.2.11.

Na maior parte das vezes, esse material leucossomático é observado *in situ* ou muito próximo do seu local de geração, mas isso nem sempre ocorre. Nesse caso, podem formar corpos de espessuras decimétricas a métricas (e até quilométricas), injetados na forma de *sills* ou de diques que truncam não somente as supracrustais (Gnaisses Aluminosos – Pps1), mas também os ortognaisses, podendo ser encontrados em locais tão distantes das raízes que a vinculação com os gnaisses aluminosos seria insuspeitada (arteritos). Onde o material leucossomático migrou de seu sítio de formação, permitindo a separação do material melanossomático, houve condições de formação de corpos independentes de leucogranitóides granatíferos (peraluminosos) do tipo "S" (Chappel & White, 1974).

Ocorre na porção oriental da folha, entre Santa Leopoldina e Domingos Martins, ocupando uma área de cerca de 160km^2 e também a oeste de Santa Maria de Jetibá, compreendendo uma área de 45km^2.

Está em contato transicional com os gnaisses aluminosos (Pps1) e, na região de Luxemburgo, com gnaisse tonalítico (Pγ1b).

No domínio desse ortognaisse granítico, granatífero, ocorrem dois corpos de gnaisses enderbíticos, originados, muito provavelmente, por um processo de granulitização do próprio gnaisse, observando-se em afloramentos a passagem de um para o outro.

São rochas leucocráticas discretamente foliadas, de granulação grosseira, constituídas de quartzo, feldspatos

(geralmente mais plagioclásio que feldspato potássico), pouca biotita e granada que ocorre em cristais bem formados. Estrutura granítica não é rara (foto 18). Localmente observa-se a presença de grafita.

Em lâmina, as texturas predominantes são hipidiomórfica-granular e, mais raramente, granoblástica-elongadas (TGE), indicando que o processo de fusão/recristalização foi tardio a posterior relativamente ao pico da deformação regional (D1). Isso significa que o discreto incremento deformacional de D1 foi impresso no estado *subsolidus*. Algumas variedades hololeucocráticas podem ser constituídas por quartzo e mesopertita, ou quartzo, dois feldspatos e cordierita, em arranjo hipidiomórfico-granular. O desenvolvimento poiquiloblástico da granada, bem como, eventualmente, de texturas poligonizadas, indica a recorrência de processo metamórfico-deformacional (D2) já no estado sólido, obliterando parcialmente as texturas de cristalização magmáticas (anatéticas), originando texturas protomiloníticas a partir da subgranulação parcial e recristalização pós-tectonica (*recovery*). As taxas de deformação foram suficientemente brandas e heterogeneamente distribuídas para permitir a preservação generalizada das texturas ígneas, do tipo hipidiomórfica-granular.

A tabela II.2.13 mostra a composição mineralógica estimada desses gnaisses, enquanto no diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1976), figura II.2.23, pode ser observada sua distribuição no campo dos granitos, granodioritos e tonalitos.

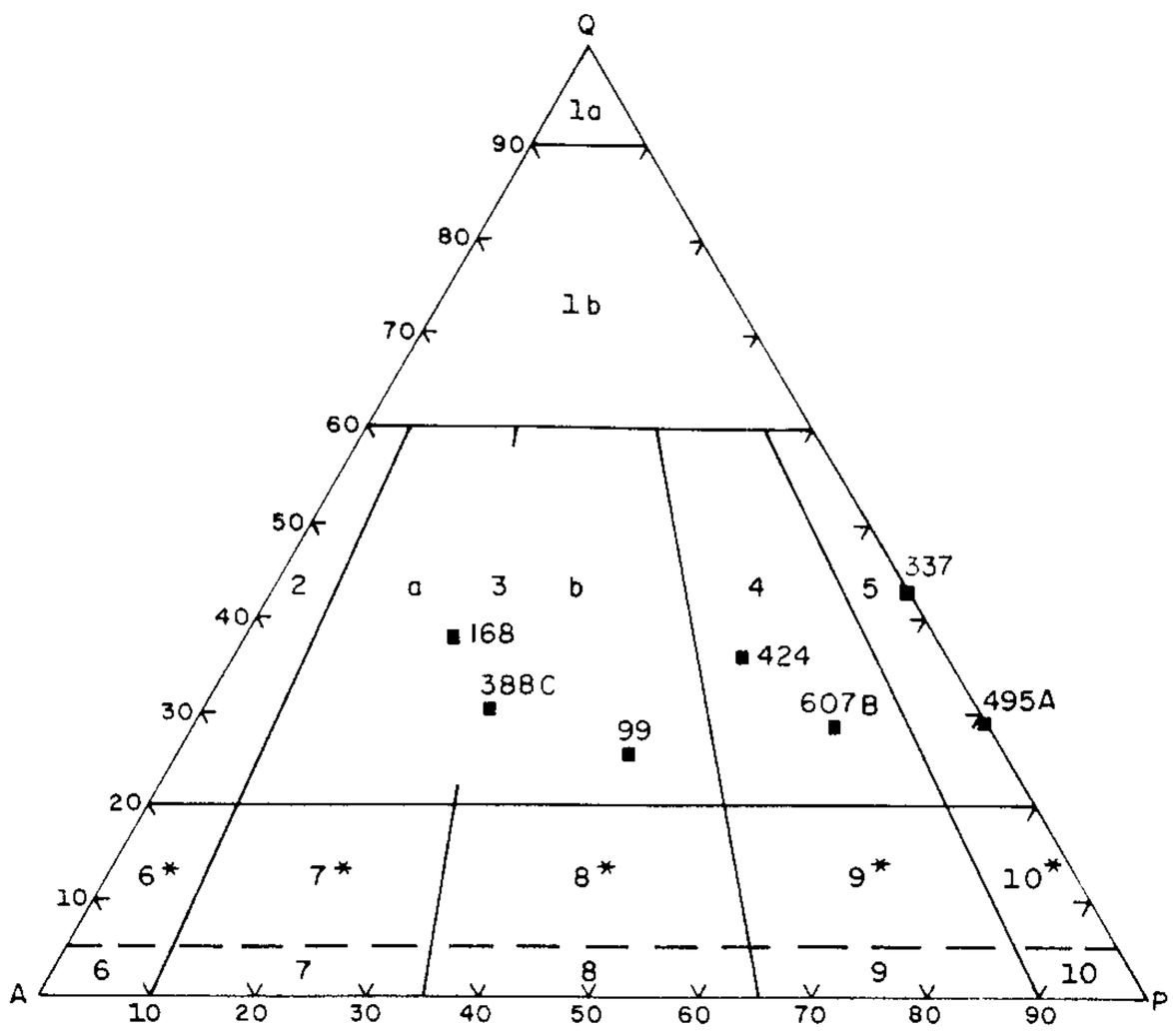


Figura II.2.23 – Diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) mostrando a distribuição dos ortognaisses tipo Colatina: (3) granito; (4) granodiorito; (5) tonalito.

Tabela II.2.13 – Composição mineralógica estimada do Ortognaisse Granítico tipo Colatina (Granatífero) - Pγ1c

AMOSTRAS	WL - 99	WL - 168	WL - 314	WL - 337	WL - 388C	WL - 424	WL - 495A	WL - 607B
MINERAIS	*	*	*		*		*	
Quartzo	20	30	?	30	25	30	25	20
Plagioclásio	30	15	?	40	20	35	60	40
Biotita	20	15	25	25	19	15	10	20
K-Feldspato	25	35	?		35	15	tr	10
Granada	5	5	?	5	1	5	3	5
Apatita		tr	tr	tr		tr	tr	tr
Opacos		tr	tr	tr	tr			tr
Zircão	tr	tr	tr	tr	tr	tr		
Carbonato					tr	tr		
Clorita						tr		
Epidoto							tr	
Muscovita					tr	tr		
Sericita						tr		

* analisada quimicamente

? porcentagem nÃo determidada

O plagioclásio é oligoclásio-andesina, com geminação segundo a lei da Albita e, às vezes, lei da Periclina. Geralmente é antipertítico. Altera-se para carbonato e sericita e apresenta inclusões de granada e sillimanita. Observa-se encurvamento das lamelas de geminação.

O feldspato potássico é normalmente a microclina micropertítica que envolve e substitui em parte o plagioclásio. Ocorrem freqüentes inclusões de quartzo, plagioclásio, biotita, albita e sillimanita.

O quartzo apresenta-se na forma de grandes porfiroblastos anédricos ou intersticiais, parecendo englobar outros constituintes. Mostra forte extinção ondulante.

A biotita é bastante avermelhada (titanífera), ocorre como grandes porfiroblastos orientados de forma incipiente e apresenta inclusões de zircão que, às vezes, é arredondado. Altera-se para muscovita, sericita e carbonato.

A granada ocorre na forma de porfiroblastos e parece reagir com a biotita e com o feldspato potássico. Apresenta inclusões de quartzo, biotita, opacos e sillimanita. Altera-se para carbonato e sericita.

Como minerais acessórios são observados zircão, apatita, opacos, sillimanita e epidoto. Os minerais secundários são sericita, muscovita, carbonato e clorita.

A paragênese indica que a rocha sofreu metamorfismo de fácies anfibolito médio a alto.

Não raramente encontram-se xenólitos de rocha calcissilicática em formas ovaladas até alongadas. Às vezes observa-se gnaisse fino, dobrado, em formas esfarrapadas que, provavelmente, são restos de gnaisses aluminosos que não foram totalmente digeridos pela anatexia (metatexitos?) que deu origem a esses ortognaisses granatíferos.

Observa-se que esses ortognaisses granatíferos foram afetados por cisalhamentos tanto de baixo quanto de alto ângulo. Esses cisalhamentos têm direção principalmente NS, variando até N20°E, enquanto os mergulhos médios são de 35° (baixo ângulo) para leste e de 70° (alto ângulo) tanto para leste quanto oeste, com ligeiro predomínio do primeiro.

2.3.2.3 Gnaisse Enderbítico Tipo Santa Tereza – Pγgl2

As rochas "charnockíticas" foram descritas pela primeira vez no Estado do Espírito Santo e no Brasil por Brajnikov (1953). Guimarães (1956) descreve microscopicamente rochas dessa natureza coletadas no Espírito Santo e fornece alguns esclarecimentos sobre sua origem, além de tentar enquadrá-las cronologicamente. Conclui que essas rochas são de origem ígnea, modificadas em sua composição mineralógica pelo metamorfismo, tendo sofrido, também, uma fase de granitização que produziu a acidificação dos tipos básicos. Quanto à idade, a hipótese julgada mais aceitável é a de que essas intrusões tenham ocorrido no Proterozóico e o último episódio de metamorfismo, no Siluriano/Devoniano.

Posteriormente, Guimarães (1961) e Rosier (1965) afirmaram que os charnockitos são de origem basáltica, englobando variedades noríticas, gabróicas, dioríticas e granodioríticas, sendo provenientes das regiões profundas dos geossinclinais paleozóicos.

Silva & Ferrari (1976) no Projeto Espírito Santo, devido à falta de determinações geocronológicas na área, correlacionaram essas rochas às do Complexo Juiz de Fora, atribuindo-lhes idades entre Pré-Cambriano Médio e Inferior.

Machado Filho *et al.* (1983) agruparam as rochas charnockíticas em uma sub-unidade do Complexo Paraíba do Sul, de provável idade arqueana, e as correlacionaram à Suíte Intrusiva Aimorés. Datações radiométricas existentes definem uma isócrona de 600M.a, com razão inicial 0,708.

Na área em questão essa unidade é constituída de gnaisses enderbíticos e charnockíticos, além de noritos. Estão intimamente associados aos gnaisses aluminosos (Pps1), aos ortognaisses granatíferos (Pγ1c) e aos ortognaisses tonalíticos (Pγ1b), constituindo corpos geralmente alongados, concordantes com a estruturação regional. Normalmente o que se observa, principalmente no âmbito dos ortognaisses tonalíticos (Pγ1b), é apenas uma mudança na coloração da rocha, que passa do cinza para o esverdeado, e o aparecimento de hiperstênio. No domínio dos gnaisses aluminosos, geralmente estão asssociados às faixas que sofreram anatexia. Localmente encontram-se porções de gnaisses aluminosos ainda preservadas, bem como do ortognaisse tonalítico. Às vezes observa-se o oposto, com porções de enderbitos circundadas por ortognaisse tonalítico (Pγ1b) ou ortognaisse granatífero (Pγ1c).

Foram delimitados vários corpos desse tipo gnáissico na Folha Domingos Martins, principalmente em sua porção leste, como mostrado na figura II.2.21. Alguns desses corpos foram delimitados mais como zona de predominância, pois além do gnaisse enderbítico ocorrem também ortognaisses tonalíticos e granatíferos, bem como gnaisses aluminosos. Estão situados nas localidades denominadas Formati, Trincheira, Meia Légua, Califórnia, Santa Lúcia, São José do Rio Claro, Barra Encoberta e Serra da Manquinha. Em geral ocorrem como morros bem destacados na topografia (foto 19), mostrando estrutura runiforme quando a rocha é maciça (foto 20).

Esses gnaisses constituem corpos normalmente alongados, com áreas variando de 4 a 40km^2, concordantes e em contato transicional com os gnaisses tonalíticos (Pγ1b) e graníticos (Pγ1c). O contato com os gnaisses aluminosos geralmente é aproximado, com os gnaisses enderbíticos cortando e englobando blocos daqueles. No domínio dos ortognaisses tonalíticos (Pγ1b) nota-se, em vários locais, a presença do gnaisse enderbítico, sempre em pequenas ocorrências semelhantes a "manchas de óleo", onde a tonalidade esverdeada dos tipos hiperstênicos passa gradativamente ao cinza-claro dos ortognaisses que, próximo ao contato, tornam-se também ligeiramente esverdeados, com essa tonalidade se intensificando até a cor característica do tipo enderbítico. Esses parecem estar bastante

associados às zonas do gnaisse aluminoso que sofreram anatexia, sendo observáveis ainda restos desse processo na forma de restitos do gnaisse aluminoso dentro do gnaisse enderbítico, ou porções deste englobadas por aquele, bem como dos ortognaisses granatíferos associados (fotos 21, 22 e 23).

Os gnaisses enderbíticos tipo Santa Tereza são cinza-es-verdeados a caramelados, têm granulação grosseira e são constituídos de quartzo, plagioclásio, biotita, rara granada, às vezes hornblenda e pontuações pretas a amarronzadas de hiperstênio. Na estação WL-104B pode ser vista uma "lança" de enderbito de granulação fina em gnaisse enderbítico grosseiro (foto 24).

Ao microscópio observa-se uma rocha de granulação grossa, com textura gnáissica a granonematolepidoblástica em que a foliação está estruturada pela disposição e orientação planar preferencial (incipiente a marcante) dos máficos e félsicos. Localmente observa-se quartzo alongado. Os cristais da matriz geralmente apresentam poligonização, com formação de pontos tríplices.

A *fabric* hipidiomórfica-granular e granoblástica-elongada (TGE), bem preservada, com discreta cominuição pós-cristalização, no estado sólido (protomilonítica) encontra-se discretamente reimpressa sobre texturas magmáticas originais e texturas granoblástica-elongadas ligadas à deformação pretérita no estado *subsolidus*. A foto 25 mostra um aspecto da textura granoblástica.

A perfeita concordância estrutural, petrográfica e mineralógica, inclusive com referência aos acessórios menores (allanita e titanita), torna imperceptível, a nível de seção delgada, a passagem entre os gnaisses enderbíticos e os Ortognaisses tipo Jequitibá (Pγ1b), especialmente em seções portadoras de quantidades traços do ortopiroxênio.

A composição mineralógica estimada dessas rochas é mostrada na tabela II.2.14, enquanto sua classificação modal pode ser vista na figura II.2.24 – Diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1974).

O quartzo ocorre em forma de grandes blastos envolvendo outros constituintes ou em forma de pequenos cristais anédricos. Mostram-se, em parte, alongados. Exibem maclas de tensão e extinção ondulante. Contêm inclusões de plagioclásio.

O plagioclásio é oligoclásio-andesina e ocorre na forma de grandes cristais hipidiomórficos ou pequenos cristais de tendência subédrica, maclados segundo a lei da Albita e, localmente, Albita Carlsbad, Periclina. É, em parte, antipertítico (foto 26) e mostra estrutura de zoneamento. Exibe uma pronunciada deformação das bandas de geminação e evanescência. Apresenta inclusões de apatita, zircão e epidoto. Altera-se para sericita, carbonato e clorita.

Tabela II.2.14 - Composição Mineralógica Estimada dos **Gnaisses** Enderbíticos (Pγgl2)

AMOSTRAS WL	104B	104C	190	335	341	343B	347A	347C	354	363A	363B	373B	374A	381B	415B	433	503C	584	596	598	600C	605	614
MINERAIS %	*	*	*			*	*	*		*		*		*	*	*	*	*		*	*	*	*
Quartzo	35	30	tr	20	15	4	30	20	40	25	30	15	25	25	25	30	30	20	30	28	20	20	15
Plagioclásio	45	40	50	30	40	55	40	45	30	40	25	40	35	45	35	50	40	45	30	37	50	45	50
Biotita	15	tr	20	15	25	15	20	15	25	30	25	15	20	15	10	15	20	25	20	20	15	25	30
Hiperstênio	5	3	5	25	15	25	10	10	5	5		15	5	15	5	5	5	10	10	10	5	10	5
Diopsídio		2		5							20												
Hornblenda		25	25				tr	10		tr		15					tr						
K-Feldspato			tr	1	1								10		25						3		tr
Granada						1							5	tr	tr		5		10	5	5		tr
Allanita				1	tr												tr						
Apatita	tr	tr	tr	1	1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	0,5	tr	tr
Opacos	tr	tr	tr	1	1	tr		tr		tr	tr	tr	tr			tr		tr	tr		1	tr	tr
Titanita			tr		1																		
Zircão	tr			1	1	tr	tr	tr	tr	tr		tr	tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr	0,5	tr	tr
Carbonato	tr	tr	tr	tr		tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr			tr		tr	tr		tr	tr	tr
Clorita				tr		tr							tr					tr					
Muscovita	tr			tr		tr	tr			tr		tr	tr		tr			tr	tr				
Sericita			tr	tr	tr	tr			tr	tr			tr			tr	tr			tr	tr	tr	tr
Serpentina	tr								tr	tr		tr	tr	tr	tr	tr			tr	tr	tr	tr	tr

(*) Amostra analisada quimicamente

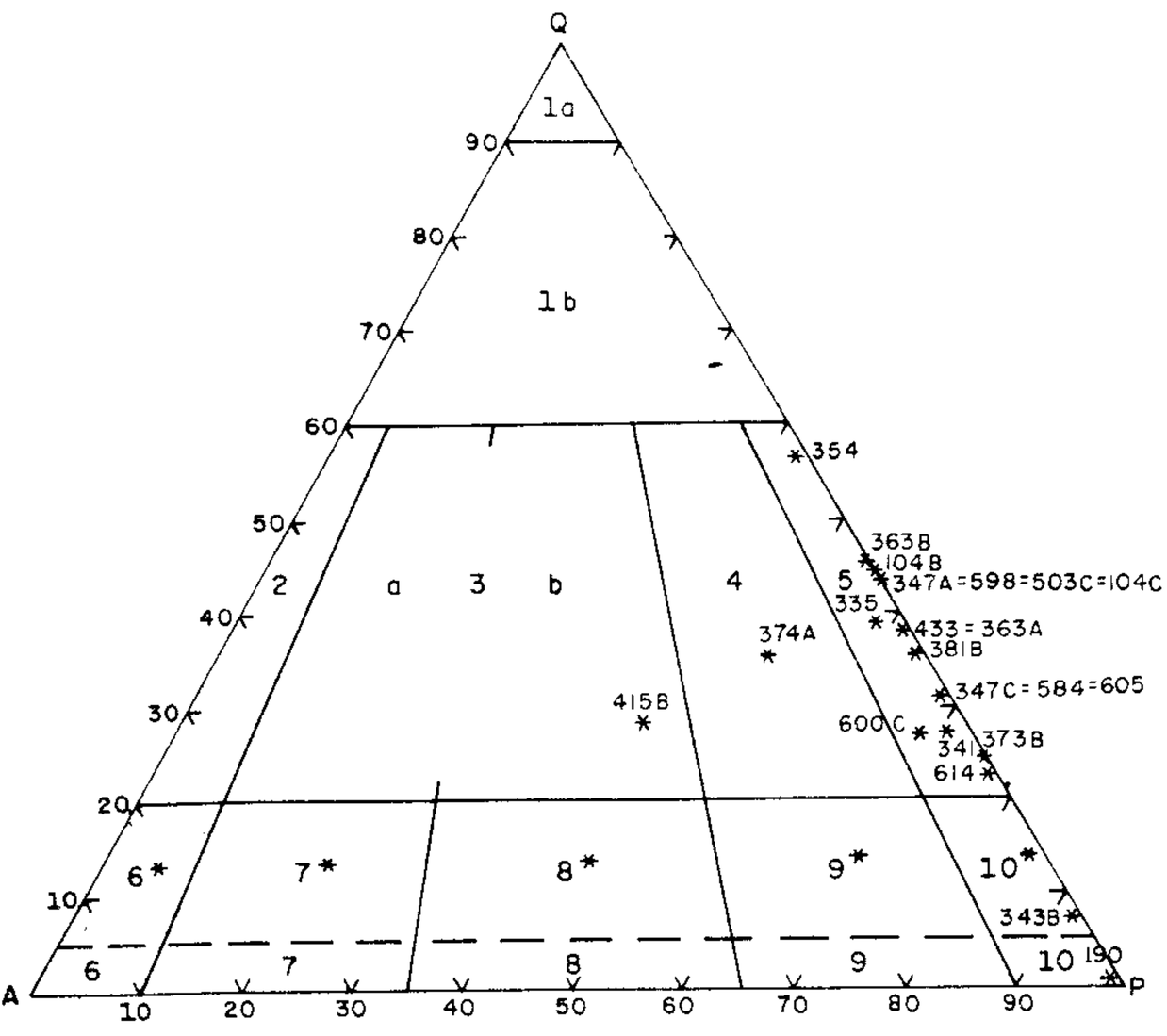


Figura II.2.24 – Diagrama QAP modal de Streckeisen (1974) mostrando a distribuição dos Gnaisses tipo Santa Tereza: (3) charnockito; (4) opdalito; (5) enderbito; (10) norito/anortosito.

A biotita é avermelhada (titanífera) e exibe-se em cristais tabulares predominantemente anédricos e em palhetas, conferindo orientação à rocha. Forma simplectitos com o quartzo e, mais raramente, com o hiperstênio. Ocasionalmente nota-se arqueamento dos cristais. Mostra inclusões de apatita, zircão (formando halos pleocróicos), opacos e epidoto. Encontra-se substituída, principalmente nas bordas, por muscovita e, ao longo dos planos de clivagem, por clorita, opacos e hidróxido de ferro. Parece ter-se formado, pelo menos em parte, às custas do piroxênio (foto 27).

O ortopiroxênio foi identificado como sendo o hiperstênio (foto 28) que se apresenta em cristais subédricos a euédricos, poiquiloblásticos ou não. Mostra, ocasionalmente, cristais relictos transformados em hornblenda ± biotita associados a opacos. Não são raros os simplectitos a quartzo e biotita. Às vezes ocorre como restos envolvidos por uma massa de serpentina e carbonato. São observadas reações regressivas com formação de diopsídio e biotita. Aquele, junto com a augita, representam os clinopiroxênios desse tipo litológico.

O diopsídio intercresce com a augita e ocorre sob a forma de pequenos cristais arredondados. Às vezes está incluso no hiperstênio. Apresenta reações regressivas para hornblenda e biotita. Esse anfibólio ocorre sempre como produto de reação do piroxênio.

A granada ocorre mais raramente sob forma de porfiroblastos às vezes estirados segundo a foliação da rocha. Mostra textura poiquiloblástica e inclusões de quartzo, opacos, plagioclásio e biotita, com a qual geralmente mostra-se associada.

O feldspato potássico é raro e mostra-se pertítico, substituindo em parte o plagioclásio.

Os minerais acessórios são allanita, apatita, opacos, titanita e zircão, enquanto os secundários são carbonato, clorita, muscovita, sericita e serpentina.

A paragênese indica um metamorfismo na fácies granulito.

A foliação predominante apresenta direção NNE, com caimento atingindo altos ângulos. Essas rochas geralmente estão localizadas nas proximidades ou em zonas de cisalhamento. Podem ser observadas *shear bands* e minerais com estiramento e forma sigmoidal.

2.3.2.4 Petrogênese e Litoquímica dos Granitoides Sin a Tardi-tangenciais

Ortognaisse Tipo Jequitibá – Pγ1b

A análise petrográfica mostra várias evidências que apontam para uma origem ortoderivada: hábito do plagioclásio e do zircão (idiomórfico), aspecto textural ígneo relíctico, zoneamento nesse mesmo mineral, ausência de bandas ricas só em biotita, teor relativamente baixo em quartzo.

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

No dendrograma da figura II.2.25 esses ortognaisses se distribuem principalmente na porção superior, mas ocorrem amostras dispersas associadas aos enderbitos e aos granitóides originados da anatexia dos gnaisses aluminosos. As análises químicas desses litótipos estão na tabela II.2.15.

Verificando-se as composições minerais normativas (CIPW) das 26 amostras analisadas, tabela II.2.15, nota-se que oito apresentam coríndon normativo em proporções superiores a 1%, apesar de a maioria das amostras mostrarem uma mineralogia normativa e modal compatível com rochas ortoderivadas (presença de diopsídio normativo e de allanita e hornblenda modais).

Assim, foi feito o diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), figura II.2.26, para definir o caráter de orto ou paraderivação dessas rochas. Nesse diagrama, a maior parte das amostras identifica-se com o campo ígneo. O mesmo ocorre no diagrama de Takahashi *et al.* (1980), figura II.2.27. No diagrama de La Roche (1968), figura II.2.28, as amostras desse litótipo se discriminam como rochas ígneas pouco diferenciadas, observando-se uma maior concentração de pontos no início das séries de diferenciação vulcânica, com tendência a se posicionarem no *trend* de diferenciação calcialcalina.

No. AMOSTRA		COEF DISTÂNCIA EUCLIDIANA
2	41	.34677
5	22	.65722
9	10	.45905
18	39	.35677
19	47	.30328
24	46	.40417
25	26	.91808
34	37	.32325
42	44	.56387
43	45	.65219
2	7	.44700
5	23	.75081
11	12	.34291
21	24	.46266
28	35	.47239
2	28	.48900
5	30	.98614
11	14	.35540
16	21	.51471
38	40	.68159
5	17	1.08900
11	19	.41625
33	42	.78094
4	32	1.32935
11	49	.46414
16	20	.64641
11	13	.51547
31	48	.56786
1	3	.63692
9	11	.61902
31	34	.62672
2	15	.69414
18	31	.68682
2	38	.83560
9	18	.70412
1	9	.75046
25	27	.99942
1	8	.81906
2	16	.93240
1	2	1.01696
25	29	1.11287
33	43	.99294
4	5	1.51480
33	36	1.09741
1	33	1.32873
1	25	1.53978
4	6	1.79039
1	4	1.90736

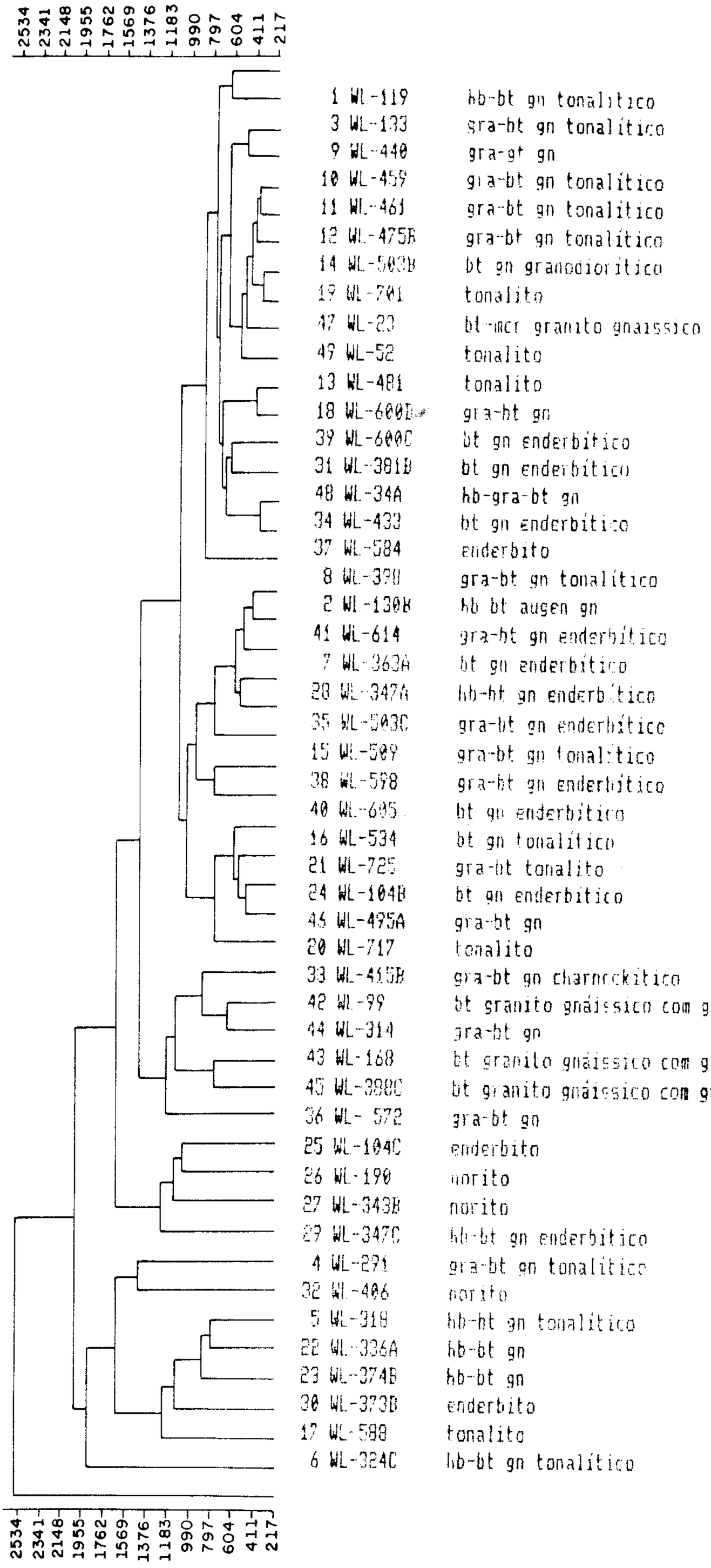


Figura II.2.25 – Dendrograma gerado a partir de análise de agrupamento através de matriz de distância para os granitóides sin a tardi-tangenciais.

Tabela II.2.15 – Análises químicas, norma CIPW e parâmetros petroquímicos dos ortognaisses tipo Jequitibá (Pγ1b).

Nº Amostra	WL-23	WL-34A	WL-52	WL-119	WL-130B	WL-133	WL-291	WL-318	WL-324C	WL-336A	WL-363A	WL-374B	WL-398	WL-440	WL-459	WL-461	WL-475B	WL-481	WL-503B	WL-509	WL-534	WL-588	WL-600B	WL-701	WL-717	WL-725
SiO2	67,10	62,90	64,80	66,20	64,50	67,30	60,50	53,80	54,70	56,40	63,30	54,80	64,70	64,70	66,50	64,80	62,90	62,20	65,90	69,90	72,80	52,80	65,10	68,90	70,20	70,80
Al2O3	17,00	15,70	16,30	17,70	15,70	16,20	15,60	15,00	14,70	15,00	16,60	16,00	18,00	16,00	15,80	17,70	17,20	16,50	16,50	15,60	14,60	16,40	17,50	15,80	15,70	14,50
Fe2O3	0,36	1,00	1,30	<0.10	1,50	<0.10	1,40	3,00	3,80	3,30	0,15	3,10	0,90	0,27	<0.10	0,93	1,10	1,20	0,42	0,35	<0.10	4,00	1,30	0,53	1,40	1,40
FeO	3,00	5,45	3,70	3,00	3,20	4,00	4,50	6,80	5,90	5,30	4,90	5,20	3,50	4,80	4,70	3,30	4,60	4,50	4,30	2,20	2,20	5,20	4,20	3,00	1,90	1,90
MnO	0,05	0,11	0,10	0,05	0,08	0,08	0,10	0,14	0,11	0,13	0,06	0,11	0,04	0,06	0,07	0,03	0,09	0,10	0,06	0,04	0,03	0,13	0,10	0,06	0,05	0,09
MgO	1,20	1,80	2,50	0,87	2,10	1,30	1,70	2,50	4,20	3,10	2,40	3,40	1,20	1,70	1,70	1,40	1,80	2,10	1,40	1,40	0,87	2,50	1,30	1,10	0,78	0,87
CaO	4,90	6,40	4,60	5,80	5,00	3,80	5,90	6,10	6,60	6,00	5,00	6,50	3,50	5,00	4,30	4,60	5,10	5,90	4,10	5,00	4,20	6,50	5,00	4,20	4,00	3,50
Na2O	3,80	3,10	3,40	3,40	3,60	3,00	3,50	3,40	2,20	3,20	3,40	3,20	4,20	3,30	2,70	3,80	3,80	3,80	3,90	3,00	2,90	3,30	2,90	3,80	2,90	3,10
K2O	1,30	1,90	1,60	1,40	2,40	2,60	2,40	3,50	2,50	3,10	2,50	2,80	1,80	2,10	2,30	2,00	1,80	1,70	2,00	1,50	1,40	3,60	1,30	1,40	1,80	2,40
TiO2	0,46	0,80	0,59	0,43	0,68	0,48	1,80	2,70	2,60	2,00	0,72	2,30	0,69	0,70	0,56	0,66	0,71	0,58	0,58	0,20	0,21	2,20	0,59	0,39	0,28	0,37
P2O5	0,15	0,15	0,16	0,12	0,15	0,06	1,10	1,20	0,96	0,85	0,15	1,10	0,30	0,24	0,18	0,20	0,22	0,49	0,20	<0.05	0,06	0,97	0,20	0,14	0,34	0,11
S	0,02	0,03	0,02	0,03	0,03	0,02	0,17	0,13	0,14	0,06	0,04	0,12	0,04	0,07	0,03	0,03	0,04	0,05	0,02	0,02	0,01	0,18	0,03	0,02	0,02	0,04
Co2	0,20	0,25	0,20	0,55	0,35	0,80	0,50	0,50	0,65	0,65	0,30	0,65	0,50	0,35	0,30	0,20	0,20	0,35	0,20	0,25	0,55	1,70	0,20	0,20	0,20	0,55
H2O+	0,37	0,28	0,37	0,30	nd	0,24	0,52	0,76	nd	0,65	nd	0,25	0,53	0,63	0,52	0,28	0,31	0,43	0,33	nd	0,04	0,17	0,19	0,33	0,33	0,04
H2O-	0,07	0,12	0,08	0,04	0,07	0,03	0,30	0,12	0,07	0,10	0,05	0,06	0,09	0,08	0,04	0,06	0,07	0,06	0,05	0,03	0,04	0,07	0,07	0,07	0,04	0,05
PF	nd	nd	nd	nd	0,28	nd	nd	nd	0,72	nd	0,37	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	0,31	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Quartzo	26,26	19,69	23,74	25,64	20,40	27,10	17,74	6,32	14,06	10,70	16,93	9,11	23,05	21,84	27,49	21,86	18,09	17,08	22,35	32,67	38,85	4,91	28,65	29,32	36,98	34,43
Ortoclásio	7,71	11,27	9,52	8,30	14,28	15,40	14,30	20,94	14,91	18,49	14,84	16,67	10,70	12,50	13,69	11,86	10,68	10,10	11,87	8,90	8,28	21,39	7,70	8,31	10,68	14,23
Albita	32,29	26,33	28,97	28,86	30,67	25,44	28,86	29,12	18,79	27,32	28,90	27,27	35,75	28,11	23,01	32,26	32,29	32,32	33,13	25,50	24,55	28,07	24,60	32,29	24,64	26,32
Amorita	23,42	23,40	21,91	28,06	19,72	18,49	19,92	15,52	23,06	17,56	22,75	21,17	15,49	22,79	20,29	21,57	23,95	23,06	19,09	24,58	20,44	19,40	23,54	19,99	17,68	16,69
Corídon	0,80	–	1,00	0,33	–	1,69	–	–	–	–	–	–	3,52	–	1,49	1,40	0,26	–	0,95	0,07	0,82	–	2,72	0,74	2,53	0,70
Diopsídio	–	6,30	–	–	3,47	–	1,92	5,90	2,91	5,54	0,97	3,26	–	0,49	–	–	–	2,60	–	–	–	5,37	–	–	–	–
Hiperstênio	7,51	9,34	11,16	6,92	7,17	9,81	7,30	8,98	12,47	8,92	13,25	10,10	7,54	11,44	12,00	7,69	10,96	10,37	10,16	6,96	5,79	6,87	9,02	7,24	3,86	3,97
Magnetita	0,52	1,45	1,89	0,14	2,19	0,14	2,04	4,40	5,56	4,83	0,21	4,53	1,31	0,39	0,14	1,35	1,60	1,74	0,61	0,51	0,14	5,39	1,89	0,77	2,03	2,03
Ilmenita	0,87	1,52	1,12	0,82	1,30	0,91	3,44	5,19	4,98	3,83	1,37	4,40	1,31	1,33	1,07	1,25	1,35	1,10	1,10	0,38	0,39	4,20	1,12	0,74	0,53	0,70
Apatita	0,35	0,35	0,38	0,28	0,35	0,14	2,62	2,87	2,29	2,03	0,35	2,62	0,71	0,57	0,43	0,47	0,52	1,16	0,47	0,11	0,14	2,31	0,47	0,33	0,80	0,26
Pirita	0,04	0,06	0,04	0,06	0,06	0,05	0,32	0,24	0,26	0,13	0,07	0,23	0,09	0,13	0,05	0,06	0,07	0,09	0,05	0,03	0,03	0,33	0,07	0,05	0,04	0,08
Cu	nd	14	nd	5	26	10	nd	nd	37	nd	21	nd	nd	nd	28	nd	nd	nd	nd	3	2	nd	nd	nd	nd	9
Pb	nd	14	nd	9	23	11	nd	nd	34	nd	16	nd	nd	nd	8	nd	nd	nd	nd	<5	8	nd	nd	nd	nd	10
Zn	nd	62	nd	44	70	58	nd	nd	184	nd	85	nd	nd	nd	83	nd	nd	nd	nd	79	51	nd	nd	nd	nd	59
Li	nd	17	nd	21	18	9	nd	nd	22	nd	25	nd	nd	nd	17	nd	nd	nd	nd	25	17	nd	nd	nd	nd	13
Hf	<200	nd	<200	nd	nd	nd	<200	<200	nd	<200	nd	<200	<200	<200	nd	<200	<200	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd	nd
Co	6	16	12	7	7	10	12	20	32	18	12	19	6	9	17	6	8	8	8	<5	<5	15	8	5	<5	17
Cr	nd	11	nd	11	12	8	nd	nd	64	nd	32	nd	nd	nd	33	nd	nd	nd	nd	<5	10	nd	nd	nd	nd	23
Ni	nd	34	nd	22	13	23	nd	nd	66	nd	26	nd	nd	nd	23	nd	nd	nd	nd	9	<5	nd	nd	nd	nd	33
V	nd	220	nd	124	168	112	nd	nd	156	nd	118	nd	nd	nd	124	nd	nd	nd	nd	80	66	nd	nd	nd	nd	200
Sc	nd	26	nd	16	7	16	nd	nd	20	nd	18	nd	nd	nd	20	nd	nd	nd	nd	<5	9	nd	nd	nd	nd	20
Y	51	38	44	152	30	23	63	72	46	66	12	66	20	20	22	14	42	77	23	<10	10	56	47	16	10	64
Nb	nd	32	nd	<20	<20	<20	nd	nd	54	nd	20	nd	nd	nd	35	nd	nd	nd	nd	<20	20	nd	nd	nd	nd	35
Ba	360	570	2600	420	780	550	340	2060	2820	1700	430	2050	190	530	520	410	570	510	580	390	430	2350	220	390	450	680
Sr	400	320	350	400	280	340	1510	1050	1080	840	220	1180	210	270	240	300	360	380	300	510	550	1120	250	380	350	350
Rb	56	61	68	61	87	86	93	55	70	79	95	82	120	100	110	110	74	52	82	62	57	68	79	63	74	74
Zr	nd	200	nd	500	300	240	nd	nd	630	nd	240	nd	nd	nd	390	nd	nd	nd	nd	290	320	nd	nd	nd	nd	260
Cl	nd	84	nd	350	130	140	nd	nd	1370	nd	110	nd	nd	nd	450	nd	nd	nd	nd	250	190	nd	nd	nd	nd	450
Th	<10	19	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<15	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U	nd	<15	nd	5,70	<15	11,30	nd	nd	<15	nd	<15	nd	nd	nd	8,50	nd	nd	nd	nd	<15	11,30	nd	nd	nd	nd	11,30
Ta	nd	<15	nd	<15	<15	<15	nd	nd	<15	nd	<15	nd	nd	nd	<15	nd	nd	nd	nd	<15	<15	nd	nd	nd	nd	<15
F	nd	540	nd	500	1400	500	nd	nd	3200	nd	800	nd	nd	nd	1000	nd	nd	nd	nd	450	400	nd	nd	nd	nd	600
DF	3,05	2,51	1,18	3,62	2,68	1,61	3,88	3,86	0,05	2,55	2,25	2,80	3,33	2,28	0,83	3,29	3,00	3,25	2,76	1,52	0,88	4,42	1,46	2,39	1,33	1,46
ID	66,28	57,31	62,25	62,81	65,37	67,95	61,91	56,39	47,77	56,51	60,69	53,05	69,52	62,46	64,21	65,99	61,0	59,5	67,3	67,0	71,6	54,3	60,9	69,9	72,3	75,0

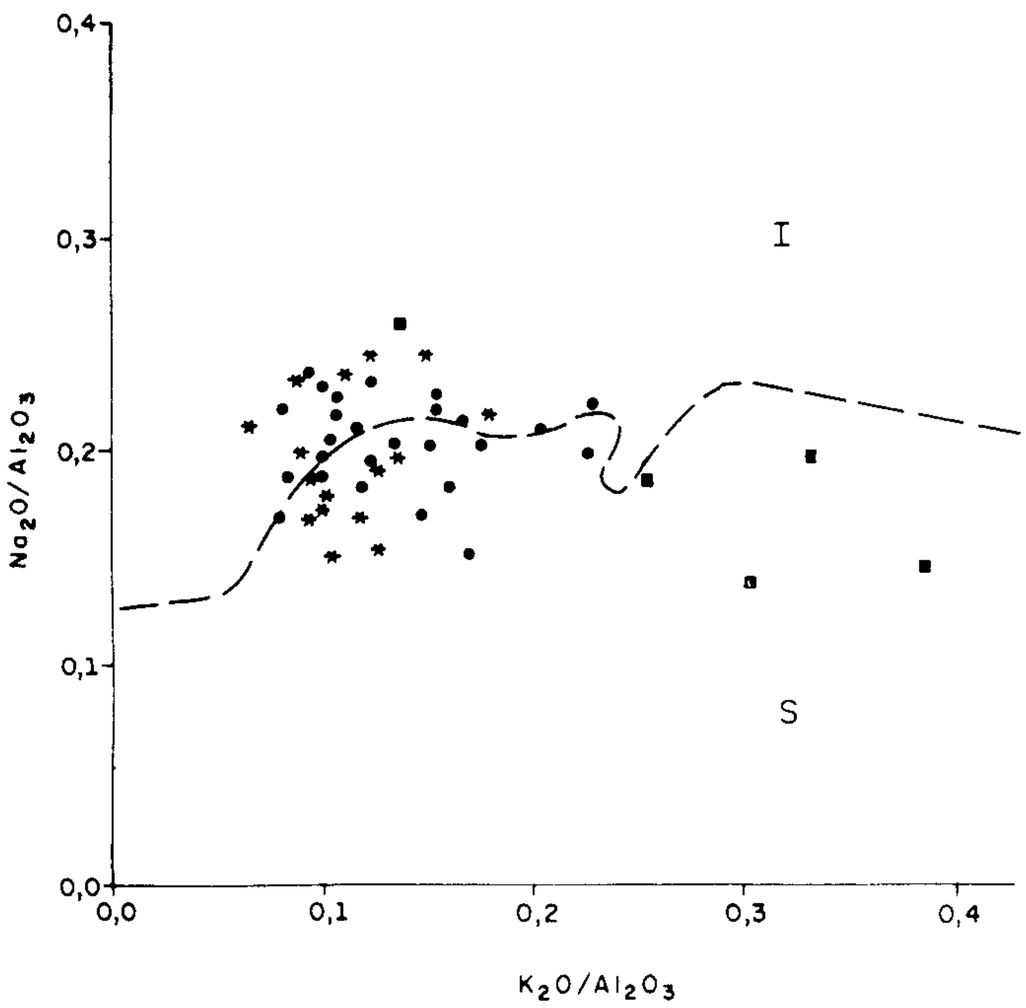
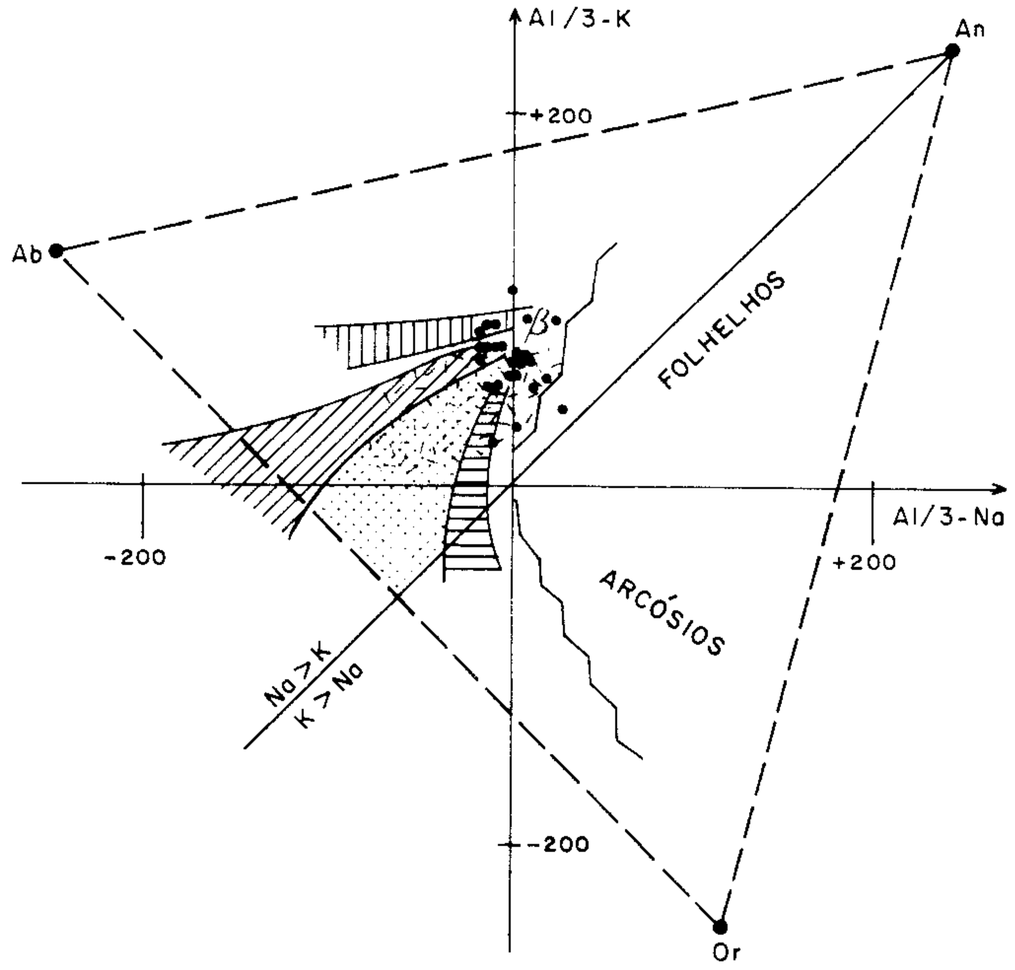


Figura II.2.26 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), com a distribuição dos granitóides sin a tardi-tangenciais: (●) ortognaisses tipo Jequitibá; (■) ortognaisses tipo Colatina; (✱) gnaisses tipo Santa Tereza.



β Zona de basaltos

Vulcanismo espilítico

Vulcanismo alcalino sódico – Atlântico (e províncias plutônicas alcalinas)

Vulcanismo calcialcalino – Pacífico

Vulcanismo toleítico (e províncias plutônicas calcialcalinas)

Vualcanismo intermediário (e plutonismo equivalente)

Grauvacas

Figura II.2.28 – Diagrama de La Roche (1968) onde os ortognaisses tipo Jequitibá se distribuem no campo das rochas ígneas pouco diferenciadas.

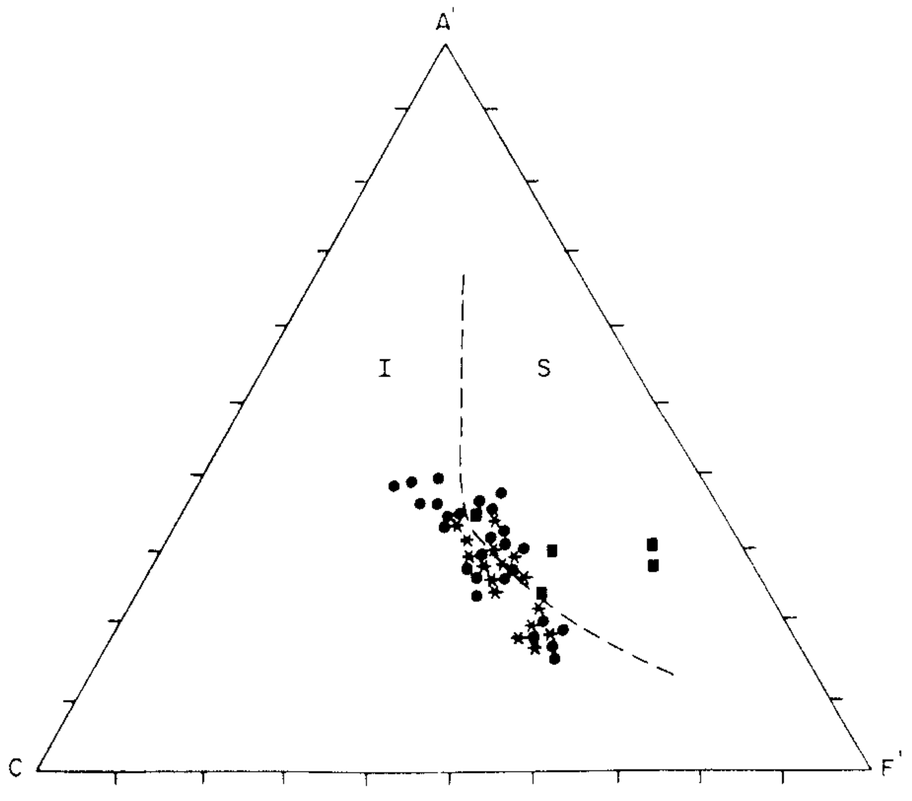


Figura II.2.27 – Diagrama A'CF' de Takahashi *et al.* (1980), mostrando o posicionamento dos granitóides sin- a tardi-tangenciais em relação aos campos das rochas de origem ígnea e sedimentar. Mesma simbologia da figura anterior.

Para confirmar a hipótese de derivação ígnea dessas rochas, foi utilizada a função discriminante (DF) derivada por Shaw (1972). A tabela II.2.15 mostra que os valores de DF para as amostras do ortognaisse são todos positivos e, portanto, apontam claramente para um caráter ortoderivado.

A partir desses resultados utilizou-se diagramas classificatórios para rochas ígneas como QxP de Debon & Le Fort (1983), figura II.2.29. Os ortognaisses se discriminam principalmente como tonalitos e granodioritos e uma pequena parte como quartzo-monzonitos e monzonitos, ou seja, seguem os *trends* toleítico e calcialcalino.

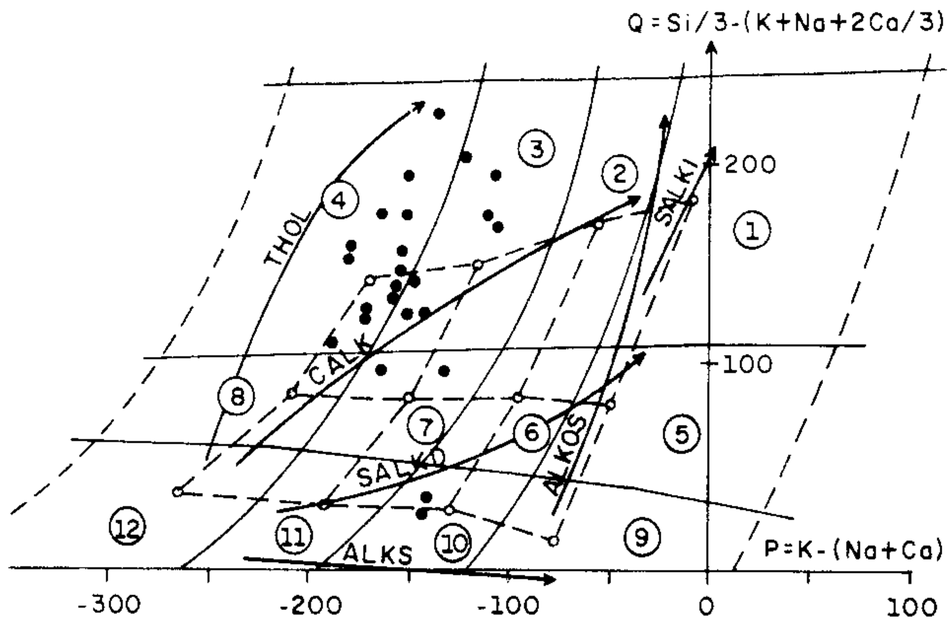


Figura II.2.29 – Diagrama de classificação químico-mineralógica Q x P de Debon & Le Fort (1983) com *trends* das principais séries magmáticas. Os ortognaisses se posicionam nos seguintes campos: (3) granodiorito; (4) tonalito; (7) qz-monzonito; (10) monzonito.

No diagrama de Wright (1969), figura II.2.30, a maior parte das amostras mostra um caráter dominantemente calcialcalino e o diagrama Q-A-P, utilizando as composições normativas das mesmas amostras, apresenta claramente sua distribuição na série calcialcalina-granodiorítica, como idealizada por Lameyre & Bowden (1982), figura II.2.31. No diagrama de Rapela & Caminos (1987), figura II.2.32, metade das amostras plotam-se no campo metaluminoso e a outra metade no peraluminoso.

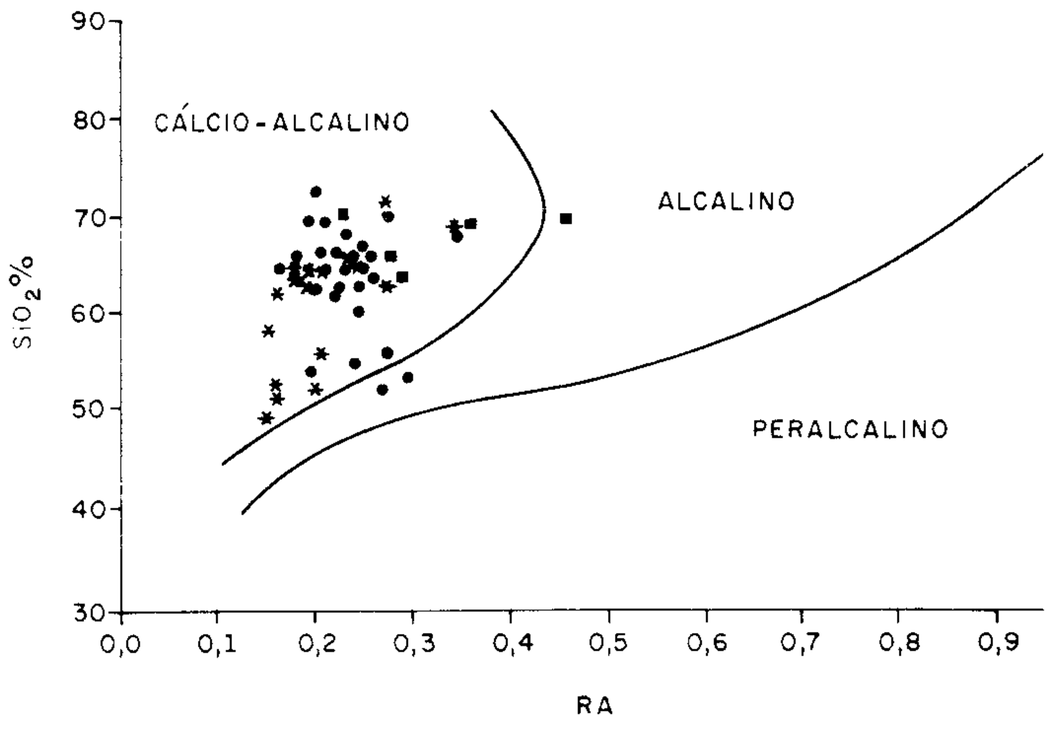


Figura II.2.30 – Diagrama de Wright (1969) identificando o caráter de alcalinidade dos granitóides sin- a tardi-tangenciais: (●) ortognaisses tipo Jequitibá; (■) ortognaisses tipo Colatina; (*) Gnaisses tipo Santa Tereza.

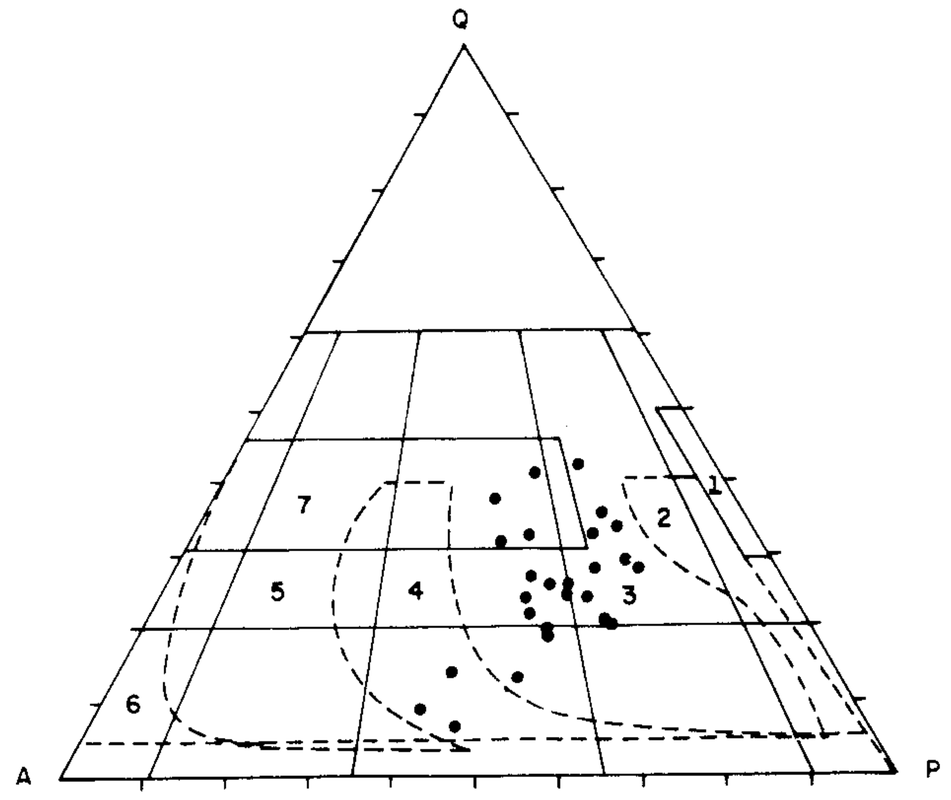


Figura II.2.31 – Diagrama QAP normativo de Streckeisen (1976) com as séries de diferenciação de Lameyre & Bowden (1982) para os ortognaisses tipo Jequitibá.

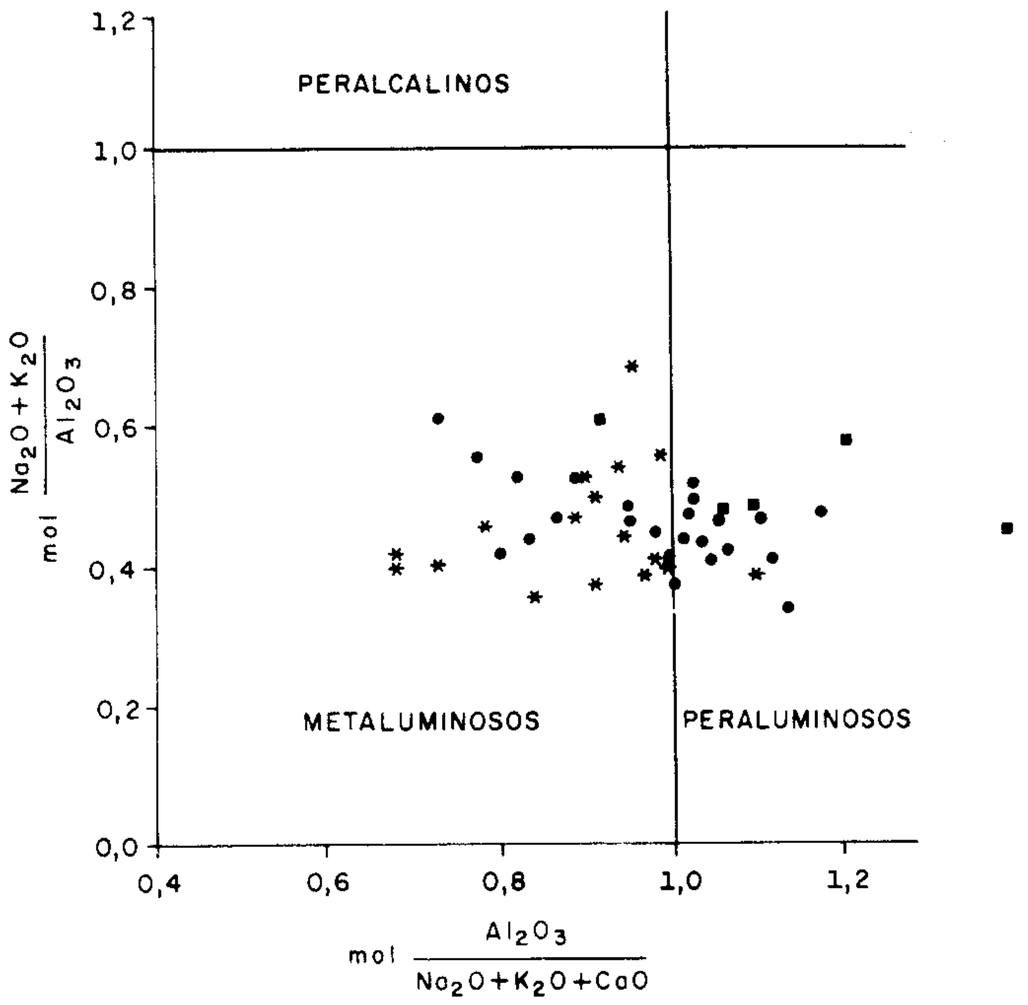


Figura II.2.32 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987), mostrando o caráter de aluminosidade dos granitóides sin a tardi-tangenciais: (●) ortognaisses tipo Jequitibá; (■) ortognaisses tipo Colatina; (*) gnaisses tipo Santa Tereza.

Finalmente, foram utilizadas as funções discriminantes R1 e R2 de La Roche *et al.* (1980) segundo Batchelor & Bowden (1985), para relacionar a granitogênese ao posicionamento tectônico dos ortognaisses (figura II.2.33). As amostras dessas rochas se identificam como granitóides pré-colisão de placas e fracionados do manto. Note-se que duas amostras apenas se discriminam no campo dos granitóides de soerguimentos pós-colisionais e que as mesmas se identificam no diagrama Q-A-P (figura II.2.31), na série monzonítica de Lameyre & Bowden (*op. cit.*).

O diagrama de Condie (1973), figura II.2.34, indica a profundidade de formação dessas rochas entre 20 e 30km.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Como complemento aos estudos dessa unidade foram analisados elementos de terra-raras em 26 amostras de ortognaisse que, junto a outros parâmetros, tais como dados de campo, análises petrográficas e análises químicas de óxidos e elementos-traço, permitiram uma visão melhor embasada quanto aos aspectos petrogenéticos, ambientais e metalogenéticos desse pequeno fragmento da crosta.

Os dados analíticos de TR e os parâmetros elaborados a partir deles compõem a tabela II.2.16. A par de todo o contexto quantitativo do comportamento dos elementos terras-raras (TR), a figura II.2.35 retrata as feições geométricas dos lantanídeos através dos padrões de curvas de terras-raras normalizadas pelos valores dos condritos IC de Evensen *et al.* (1978).

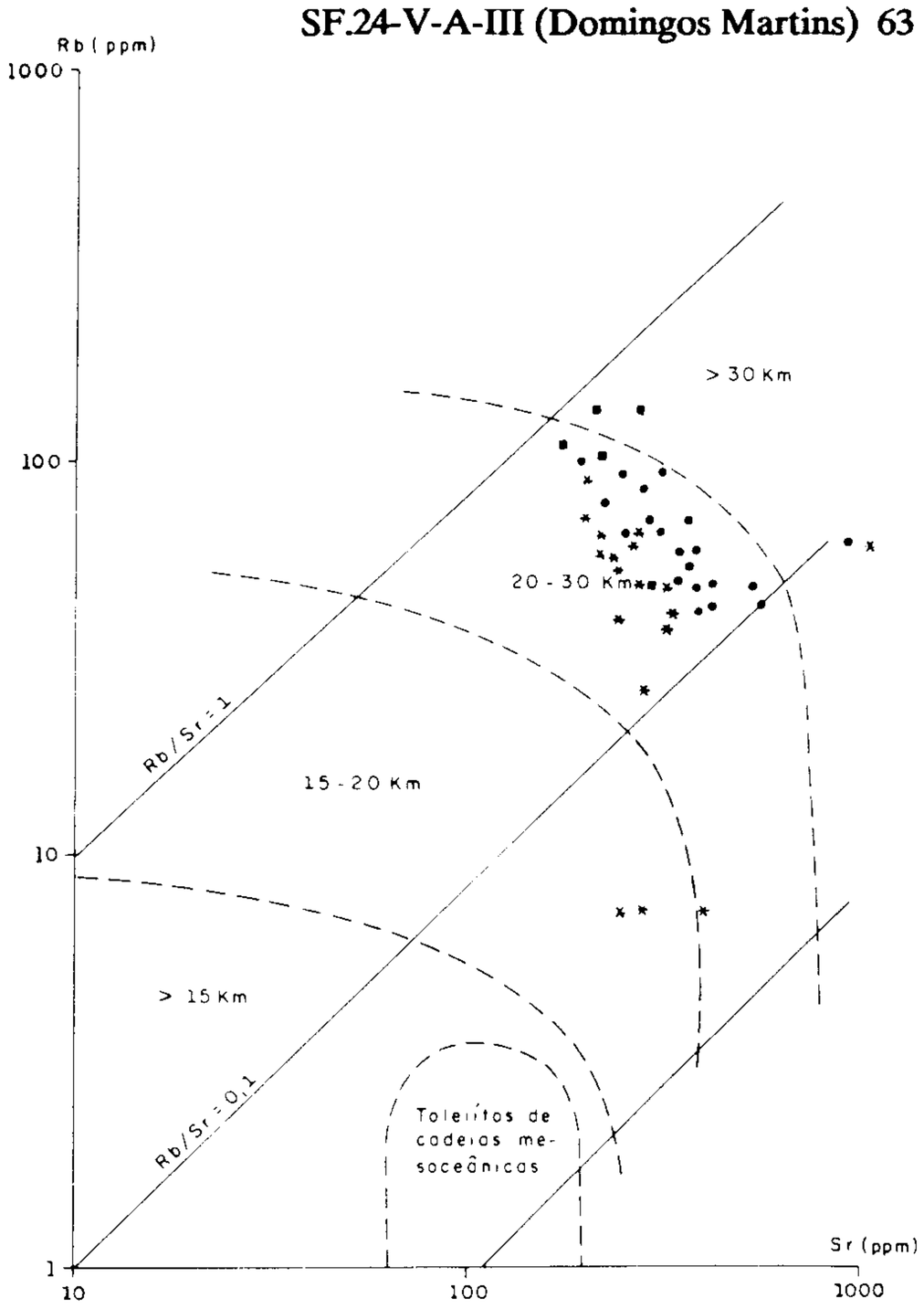


Figura II.2.34 – Diagrama Condie (1973) relacionando os teores de Rb x Sr de dos granitóides sin a tardi-tangenciais e a espessura e estágio de evolução da crosta sob os arcos magmáticos.

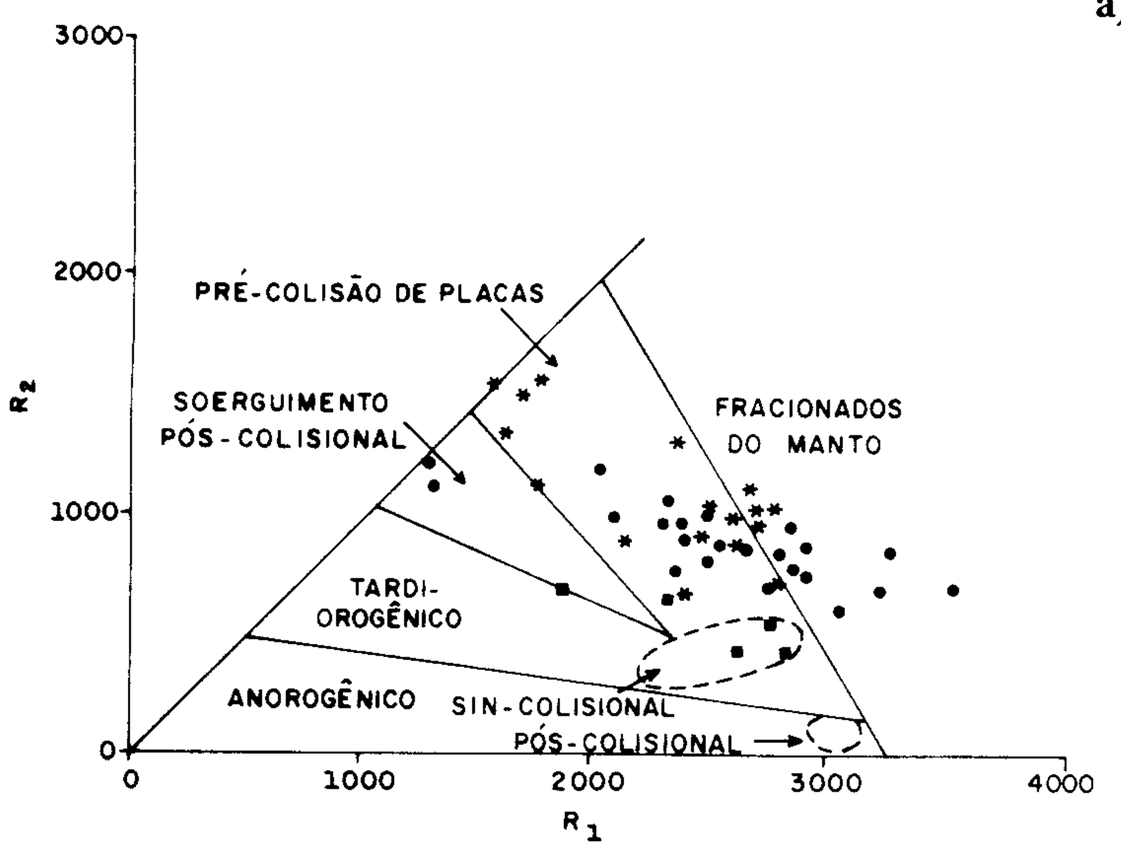


Figura II.2.33 – Diagrama multicatiônico R1 x R2 de La Roche (1980), com indicação dos domínios tectônicos segundo Batchelor & Bowden (1985). Mesma simbologia anterior.

Tomando-se por base os dados da tabela II.2.16 e o conjunto de padrões da figura II.2.35, são realçadas as seguintes características da unidade dos ortognaisses:

a) Todas as amostras têm uma inclinação geral para a direita, refletindo considerável fracionamento das TRL em relação as TRP. Não obstante, a observação detalhada dos dados demonstra uma grande variedade nos valores das razões TRL/TRP, obtendo-se valores desde 1,75 até 12,61. Essas variações acontecem marcadamente devido ao enriquecimento de TRL em algumas amostras, especialmente naquelas de siglas: WL-291, WL-318, WL-324C e WL-588. Conforme mostra a tabela II.2.16, nessas amostras as TRL, quando normalizadas pelo padrão condrito de Evensen *et al.* (1978), atingem valores bem superiores a 1.000, enquanto no restante da população esse parâmetro se distribui em torno de aproximadamente 400. Wildeman & Condie (1973) ao estudarem as grauvacas arqueanas do Wyoming, USA, e do grupo Fig Tree, na África do Sul, constataram elevados teores de TRL em amostras ricas em minerais como apatita, zircão, monazita e alanita, mas pobres em micas, sendo que estas chegam a participar com 35% em abundância nas grauvacas de Wyoming. Nas amostras ora em estudo o percentual de

biotita, à exceção da WL-588, está na faixa de 18 a 30% acompanhada ainda de apatita, allanita e zircão. Para que se tenha uma idéia da importância de alguns minerais como concentradores de TR apresenta-se a seguir a tabela elaborada por Wildeman & Condie (*op. cit.*) mostrando as médias de concentrações em ppm.

As variações de TRP acontecem em geral como depleção, a exemplo das amostras WL-509 e WL-534, que descem a níveis da ordem de 24 vezes o padrão condrito, quando a população se mantém acima de 30 e quase atinge 100 (amostra WL-34A).

Embora não seja absolutamente exclusivo, as amostras com altos teores de TRL têm, também, altos percentuais em peso de CaO, variando entre 5,9 e 6,6. Da mesma forma, ainda não sendo exclusivo, elas apresentam também tendência para os mais altos teores de Y na população;

b) Os valores de anomalia de Eu são bastante variáveis no conjunto, de tal maneira que se pode, em função desses valores, identificar os seguintes grupos de gnaisse:

Subgrupo B: **Anomalias >1** (3 amostras): WL-119 (1,00), WL-509 (1,42) e WL-534 (1,05);

Subgrupo C: **Anomalias entre 0,91 e 0,72** (13 amostras): WL-52 (0,88), WL-130B (0,88), WL-291 (0,76), WL-318 (0,76), WL-324C (0,79), WL-336A (0,78), WL-374B (0,72), WL-459 (0,76), WL-503B (0,88), WL-588 (0,74), WL-701 (0,84), WL-717 (0,81) e WL-725 (0,91);

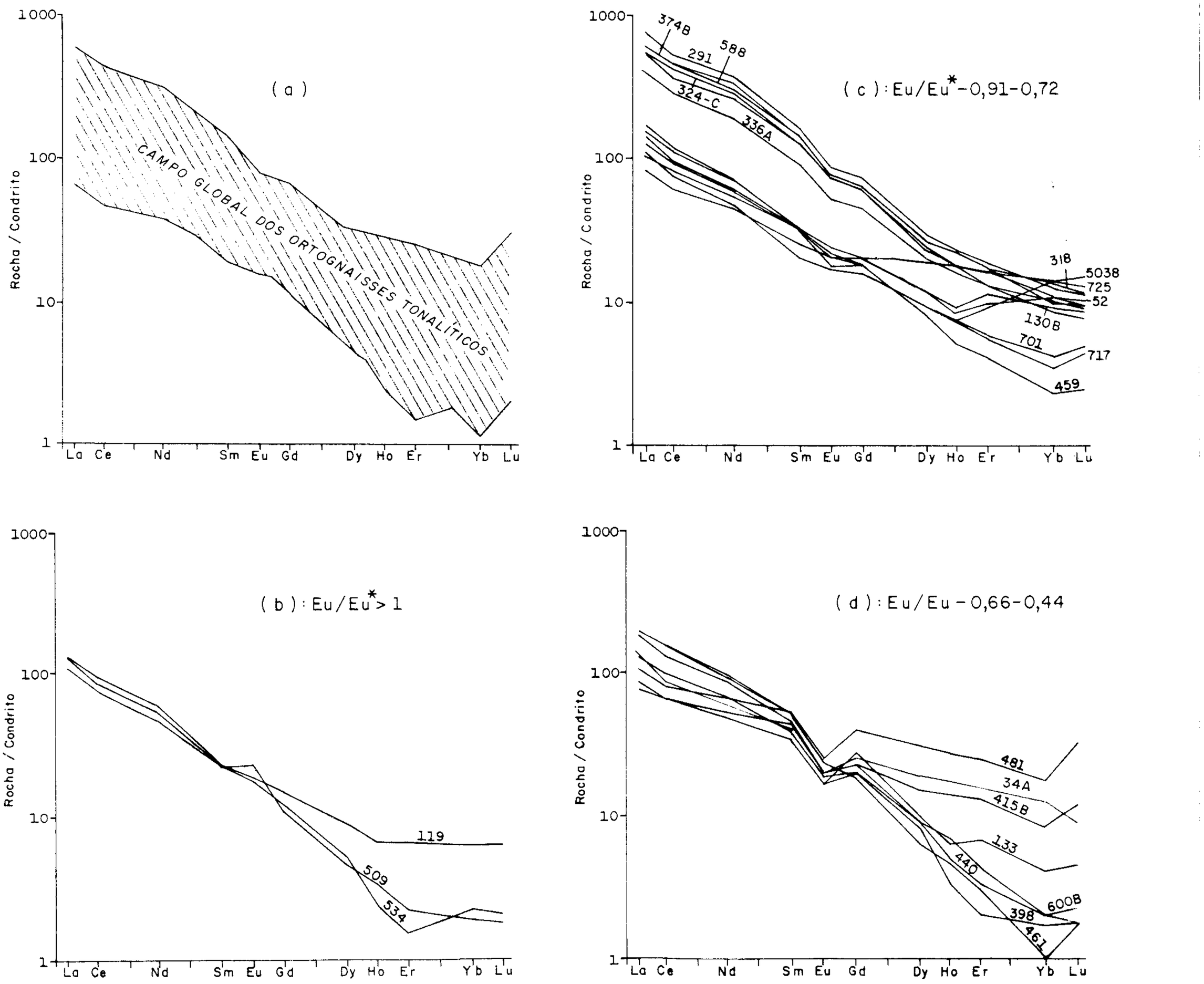


Figura II.2.35 – Curvas dos elementos terras-raras dos ortognaisses tipo Jequitibá normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

Tabela II.2.16 – Análises e razões de elementos terras-raras nos ortognaisses tipo Jequitibá (Pγ1b)

Nº Amostra	WL-23	WL-34A	WL-52	WL-119	WL-130B	WL-133	WL-291	WL-318	WL-324C	WL-336A	WL-363A	WL-374B	WL-398	WL-440	WL-459	WL-461	WL-475B	WL-481	WL-503B	WL-509	WL-534	WL-588	WL-600B	WL-701	WL-717	WL-725
La	< 0.50	31,70	32,09	26,35	33,30	50,34	165,20	134,50	122,50	103,70	17,56	153,40	23,07	46,09	24,04	47,45	20,02	27,69	19,16	32,00	32,20	140,60	32,06	38,81	28,57	25,09
Ce	< 1.50	56,60	55,89	47,36	61,60	98,33	296,90	242,30	229,60	181,00	32,07	304,30	42,63	83,62	47,45	93,07	42,08	52,59	36,32	57,34	56,29	263,60	61,05	67,95	50,45	43,47
Nd	< 0.40	29,20	27,26	22,25	30,40	45,42	150,50	122,30	121,00	91,21	18,90	158,30	23,93	41,08	23,69	43,18	25,90	31,76	19,18	28,23	25,36	132,20	31,16	30,40	25,20	21,28
Sm	< 0.30	6,40	4,67	3,55	4,80	8,12	22,92	19,16	18,20	14,28	3,70	21,59	5,41	7,09	4,39	8,34	6,90	8,24	3,71	3,20	3,50	20,53	6,06	4,86	4,48	3,01
Eu	< 0.02	1,30	1,25	1,10	1,30	1,03	4,77	4,02	3,95	3,13	1,28	4,14	1,01	1,24	0,99	1,43	1,21	1,53	1,09	1,31	1,05	4,17	1,15	1,18	1,08	0,91
Gd	< 0.35	5,60	3,85	3,02	4,00	5,77	13,71	12,09	11,22	9,27	3,39	12,05	4,47	5,04	3,36	4,17	4,98	8,64	3,82	2,24	2,40	12,43	4,49	3,47	3,44	3,09
Dy	< 0.06	4,50	3,05	2,19	3,10	2,72	7,25	6,66	6,09	5,15	2,06	5,67	2,13	2,41	2,03	1,70	4,10	8,51	4,43	1,14	1,30	6,39	2,51	2,28	2,14	2,33
Ho	< 0.05	0,95	0,47	0,37	0,50	0,38	1,30	1,19	0,96	0,90	0,26	1,02	0,20	0,31	0,28	0,29	0,83	1,64	0,94	0,18	0,13	1,19	0,42	0,42	0,38	0,40
Er	< 0.08	2,40	1,52	1,06	1,70	1,22	3,05	2,85	2,63	2,12	0,49	2,06	0,36	0,57	0,64	0,53	2,33	4,35	2,61	0,36	0,25	2,84	0,75	0,92	0,86	1,42
Yb	< 0.03	1,90	1,71	1,00	1,40	0,74	2,11	2,05	1,73	1,63	0,33	1,36	0,29	0,35	0,37	0,18	1,45	3,00	2,19	0,31	0,35	1,65	0,36	0,64	0,53	2,15
Lu	< 0.20	0,25	0,24	0,15	0,20	0,12	0,28	0,26	0,23	0,22	0,06	0,18	0,05	0,05	0,06	0,05	0,29	0,79	0,35	0,04	0,05	0,23	0,06	0,11	0,10	0,31
Eu/Eu*	–	0,65	0,87	1,00	0,88	0,43	0,76	0,75	0,78	0,78	1,08	0,72	0,61	0,60	0,75	0,66	0,60	0,55	0,87	1,42	1,05	0,74	0,64	0,83	0,81	0,90
TRL	–	123,90	119,91	99,51	130,10	202,21	635,52	518,26	491,30	390,19	72,23	637,59	95,04	177,88	99,57	192,04	94,90	120,28	78,37	120,77	117,35	556,93	130,33	142,02	108,70	92,85
TRP	–	15,60	10,84	7,79	10,90	10,95	27,70	25,10	22,86	19,29	6,59	22,34	7,50	8,73	6,74	6,92	13,98	26,93	14,34	4,27	4,48	24,73	8,59	7,84	7,45	9,70
TRL/TRP	–	7,94	11,06	12,77	11,93	18,46	22,94	20,64	21,49	20,23	10,96	28,54	12,67	20,38	14,77	27,75	6,78	4,46	5,46	28,28	26,19	22,52	15,17	18,11	14,59	9,57
TRLN	–	321,51	306,66	251,98	328,03	508,54	1607,29	1312,25	1234,31	992,94	185,98	1578,48	246,78	452,25	251,17	485,18	247,28	316,18	199,84	301,07	296,13	1400,37	331,89	360,90	278,16	235,18
TRPN	–	97,68	68,10	48,27	67,19	62,20	160,74	146,20	131,19	112,82	36,79	127,02	39,68	47,14	37,83	38,46	89,39	180,19	95,48	24,48	24,75	143,13	48,32	47,11	44,29	65,13
TR	–	140,80	132,00	108,40	142,30	214,19	667,99	547,38	518,11	412,61	80,10	664,07	103,55	187,85	107,30	200,39	110,09	148,74	93,80	126,35	122,88	585,83	140,07	151,04	117,23	103,46
LaN/YbN	–	11,26	12,66	17,78	16,05	45,91	52,84	44,28	47,79	42,94	35,91	76,13	53,69	88,88	43,85	177,93	9,31	6,23	5,90	69,67	62,09	57,51	60,11	40,93	36,38	7,87
CeN/YbN		7,71	8,45	12,25	11,38	34,39	36,41	30,59	34,34	28,74	25,15	57,91	38,04	61,83	33,19	133,82	7,51	4,53	4,29	47,87	41,62	41,34	43,89	27,47	24,63	5,23

	Minerais					
Elementos	Feldspato	Mica	Apatita	Zircão	Alanita	Monazita
La	–	132	–	–	50.300	118.000
Ce	11,6	253	1.580	68	71.200	194.000
Nd	3,2	122	1.090	23	30.200	98.000
Sm	0,45	23	280	11	7.700	24.000
Eu	1,46	11	18	0,92	330	640
Dy	0,26	16	260	160	2.430	14.700
Er	0,12	–	118	280	–	–
Yb	0,12	7,9	84	560	410	590

Subgrupo D: **Anomalias entre 0,66 e 0,44** (8 amostras): WL-34A (0,65), WL-133 (0,44), WL-398 (0,61), WL-440 (0,60), WL-461 (0,66), WL-475B (0,60), WL-481 (0,55) e WL-600B (0,65).

c) Vale lembrar que as amostras com os mais extraordiários valores de enriquecimento em TRL encontram-se no subgrupo C (WL-291, WL-318, WL-324C, WL-336A, WL-374B e WL-588) sendo as mesmas bastante ricas em biotita, além de conterem allanita e zircão;

d) Todas as amostras, à exceção das citadas no item c, têm um comportamento mais ou menos semelhante em TRL, com totais girando em torno de 100 vezes o condrito. O *gap* entre as amostras WL-291, WL-318, WL-324C, WL-336A, WL-374B e WL-588 é visto claramente na figura II.2.35C. Já as TRP tendem a mostrar um comportamento mais irregular, especialmente no subgrupo D, onde elas variam de um total de 8 até 29, havendo uma freqüente tendência de depleção sobretudo do Yb (figura II.2.35d). Na figura II.2.35c é interessante notar-se que mesmo as amostras que em termos de TRL formam um grupo com baixo somatório, no lado da TRP elas mostram um forte enriquecimento, com deslocamento para o grupo daquelas seis amostras ricas em TRL. Este é o caso das amostras WL-52, WL-130B, WL-503B e WL-725, que são, em geral, ricas em hornblenda, biotita e zircão. Observa-se pelas tabelas que acompanham cada subgrupo, que as amostras do subgrupo D tendem a ser as mais ricas em TRP, seguidas daquelas do subgrupo C (exceto as amostras WL-291, WL-318, WL-324C, WL-336A, WL-374B e WL-588) e, por fim, as do subgrupo B são as mais pobres;

e) Não há qualquer relação clara, como acontece nos granitos chineses ou mesmo em ortognaisses arqueanos, entre os valores de anomalia de Eu e as percentagens de SiO_2, alcalinidade ou mesmo ID (Índice de Diferenciação);

f) As razões (La/Yb)N são muito variadas obtendo-se valores mínimos como 6 e máximo como 178. Essas razões, associadas com as proporções de YbN, não seguem exatamente os limites do modelo de Martin (1987) usado na caracterização das associações arqueanas TTG (trondhjemito-tonalito-granodiorito) e os corpos granitóides calcialcalinos pós-arqueanos, ou seja, TTG arqueano: $5 < (La/Yb)N < 150$, com $0,3 < YbN < 8,5$. Granitos pós-arqueanos: $(La/Yb)N < 20$ e com $4,5 < YbN < 20$.

Do total de 25 amostras tem-se com segurança que 13 atendem às especificações de rochas do tipo TTG arqueana e quatro se equiparam aos granitos pós-arqueanos. No subgrupo C amostras com altos fatores de fracionamento têm também valores de YbN que ultrapassam o limite de 8,5 estabelecido para o arqueano. No subgrupo D uma amostra ultrapassa o limite de 150 estabelecido para a relação (La/Yb)N para o arqueano. Finalmente ainda nesse subgrupo ocorre amostra que estaria na fronteira arqueano/pós-arqueano pois tem valor (La/Yb)N baixo (9), porém o YbN ultrapassa um pouco o limite de 8,5 (9). Apesar dessas restrições, somos propensos a considerar todas essas rochas mais típicas do ramo TTG arqueano. Em resumo, seriam pós-arqueanas apenas as amostras WL-52, WL-503B, WL-725 (no subgrupo C) e WL-481 (no subgrupo D), enquanto as demais seriam arqueanas.

Embora não absolutamente coerente, algumas amostras com alta relação (La/Yb)N (em torno de 50) parecem guardar baixos valores de SiO_2. É o caso das três amostras enriquecidas em TRL do subgrupo C (WL-291, 324C e 588). As demais espécimes não mostram qualquer tipo de relação. A situação assim constatada é semelhante ao que Iden (1981) concluiu para os gnaisses basais pré-cambrianos em Lofoten-Vesteralen, norte da Noruega. Os padrões de TR até então analisados, com uma freqüente falta de coerência, parece não pertencer a processos de fracionamento magmático, mas devendo ter prevalecido fusão parcial na geração desses gnaisses.

g) Considerando que, de acordo com as razões (La/Yb)N, a maioria dos gnaisses em estudo seria de origem arqueana, segundo advoga Martin (1987), os minerais granada e hornblenda certamente estiveram presentes na rocha mãe de composição basáltica submetida à fusão parcial e gerando então os tonalitos. Há muita semelhança de processos e de padrões entre o que aqui se observam e o que foi concluído por Barker (1979) nos trondhjemitos do SW das montanhas Big Horn, Wyomng. Também existem semelhanças dos gnaisses da Folha Domingos Martins com aqueles tonalíticos-trondhjemíticos da Escócia e do leste da Groenlândia, conforme estudado por Tarney *et al.* (1979), para os quais a fusão parcial parece ser o processo mais adequado e mais coerente com as características petroquímicas dessas rochas. Aqui também verifica-se que, à exceção das três amostras do subgrupo C, o maior valor de anomalia negativa de Eu pertence à amostra de maior somatório de TR (WL-133: $Eu/Eu^* = 0,44$ e TR = 215ppm). Há, por fim, muita semelhança desses gnaisses com os migmatitos trondhjemíticos do "Ancient Gneiss Complex" da Swazilândia, como seja:

(Ce/Yb)N > 40; TRP depletada e anomalias positivas de Eu, conforme informa Glikson & Jahn (1985).

h) As amostras WL-291, WL-318, WL-324C e WL-588 que se destacam pelos seus valores extremamente altos de La e Ce são também ricas em Y e CaO, exatamente à semelhança dos veios trondhjemíticos segregados nos gnaisses estudados por Tarney *et al.* (*op. cit.*) na Escócia e no leste de Groenlândia.

i) Levando-se em conta os altos valores de Sr (acima de 300ppm), e a ausência de baixos valores de Ba, Zr, Ce e La (caráter dos cumulados), é pouco provável, ou mesmo inadequado, o mecanismo de cristalização fracionada, com formação de hornblenda a partir de magma basáltico para explicar as anomalias positivas de Eu e os padrões íngremes de TR aqui presentes. Ainda em reforço, verifica-se que, quando os percentuais de SiO_2 aumentam (para 70%) aqueles do CaO e do Al_2O_3 tendem a decrescer;

j) Os níveis de Ba e do Sr altos (vide tabela II.2.15) induzem à atribuição de uma fonte básica mais evoluída para a geração desses gnaisses, em ambiente de zona de subdução alimentando uma grande quantidade de crosta oceânica máfica hidratada para a zona de geração crustal. Também existe uma correlação negativa entre SiO_2 e TiO_2, porém não é perfeita com o Y e, por fim, os gnaisses são ricos em Al_2O_3 (Al_2O_3 maior do que 15%), indicando a existência de granada residual, o que explica as altas proporções de (Ce/Yb)N e a depleção de TRP.

k) As rochas com anomalias positivas de Eu são formadas por fusão parcial de rocha máfica hidratada, de fundo oceânico, enquanto aquelas com anomalias negativas se formaram em ambiente cada vez menos hidratado, tipo andino, ou podem ter-se formado também em ambiente de subdução com a participação de eclogito (material menos hidratado).

Gnaisse Granítico Tipo Colatina (Py1c)

Esses litótipos, tanto em afloramentos como em lâminas petrográficas, apresentam indícios de granitização, ou seja, localmente mostram-se afetados por processos comuns na evolução de rochas graníticas tais como: geração de fenoblastos K-feldspáticos e texturas blastoporfiríticas, estruturas mirmequíticas, digestão de plagioclásio por K-feldspato e maclas polissintéticas e lei da periclina em um mesmo cristal de plagioclásio. Localmente essas rochas apresentam menor porcentagem de K-feldspato e mostram uma composição mais tonalítica. Ainda nesses casos observam-se estruturas de substituição como o envolvimento de granadas por plagioclásio e mirmequitas. São, pois, rochas granitóides associadas aos gnaisses aluminosos e geradas por processos metassomáticos.

Os dados obtidos até o presente não foram suficientes para permitir uma caracterização segura das etapas envolvidas no processo de migmatização. Ambas as possibilidades, tanto a anatexia parcial *in situ* quanto a anatexia *layer by layer* (camada por camada) podem ter tido papel preponderante na evolução dos leucossomas, embora a última modalidade pareça ser mais compatível.

Anatexia camada por camada – o caráter estromático com bandas leucossomáticas em mesossoma semipelítico, poderia ser uma estrutura reliquiar pré-migmatização e talvez pré-metamórfica. Nesse contexto, o desenvolvimento das bandas totalmente fundidas, leucossomáticas, e a presença de bandas pouco fundidas (mesossoma) seriam (sob idênticas condições de P, T e PH_2O) devidos a diferentes composições originais nas bandas dos gnaisses pré-anatexia. As bandas máficas (melanossoma) poderiam, por sua vez, representar relíquias não fundidas, de bandas gnáissicas com composição mais próxima à dos mesossomas e, portanto, mais afastadas da composição eutética.

Embora não se tenha, até o momento, observado porções não fundidas do paragnaisse seguramente em continuidade direta com bandas leucossomáticas de idêntica composição, alguns argumentos indiretos tendem a favorecer a hipótese da anatexia camada por camada. Argumentos de ordem especialmente mecânica (estrutural) foram levantados por Yardley (1978; *in* Silva, 1989), que sugeriu que as estruturas estromáticas (*lit-par-lit*) dos migmatitos não podem ser na maior parte dos casos geradas por fusão parcial *in situ*: a geração de fundidos ocorrendo de maneira simultânea e generalizada no interior de um corpo de rocha, acarretaria obrigatoriamente brechações e rotação mecânica dos fragmentos, resultando estruturas agmáticas ao invés das observadas (*lit-par-lit*). A ausência de feldspato nos mesossomas e sua ubiqüidade nos leucossomas e granitos S em geral, favoreceria a hipótese da anatexia camada por camada, onde, pelo processo de fusão diferencial, comumente fundiriam as camadas originariamente portadoras de K-feldspato e, por conseguinte, de composição mais próxima à do eutético. Entretanto, o caráter anidro da fusão requer a participação da biotita na liberação de fluidos necessários à fusão. Nesse caso, a presença de feldspato-K em leucossomas adjacentes a melanossomas desprovidos desse mineral seria explicada pela fusão incongruente da biotita. Independentemente do mecanismo envolvido, a reação clássica da fusão incongruente da biotita em mesossomas originariamente destituídos ou mesmo portadores de K-feldspato, com geração de líquidos portadores desse mineral, é dada por: *biotita* + Al_2SiO_5 + *quartzo* + *albita* (mesossoma) = = *K-feldspato* + *cordierita* ± *granada* + *fundido* (melanossoma + leucossoma).

A presença dos quatro reagentes como componentes principais dos mesossomas e de seus protólitos não migmatíticos poderia ser tomada como critério de correlação positiva. Entretanto, a abundância da biotita titanífera como principal componente do melanossoma indica que ao menos parte da biotita original não participou da fusão incongruente e, juntamente com outros minerais

máficos, passou a constituir parte do resíduo cristalino.

As condições gerais de evolução desses anatexitos poderiam ser monitoradas através da reação antes discutida, representativa de fusão na transição de fácies granulito/anfibolito, sob condições de PH_2O < Ptotal. Mais precisamente, constituir-se-ia em uma reação de fusão por desidratação, ou reação "sem vapor" (*vapor absent*). Nela, a ausência de um fluido aquoso intercristalino e a conseqüente desidratação da biotita, atuaria como gerador dos líquidos graníticos anatéticos nos terrenos de fácies granulito.

As temperaturas (mínimas) entre 700-750°C e pressões de 4kbar, podem ter sido superadas nos anatexitos da área, conforme registrado pelas paragêneses diagnosticadas em assembléias do melanossoma. Aliás, a presença dessas paragêneses anidras e de baixa variança como principais produtos das reações de fusão por desidratação constituem evidências diretas de processos de tamponamento interno, com elevação local na atividade de água, indispensável para o início da fusão parcial na ausência de uma fase fluida, comum na fácies granulito. Da mesma forma, mesopertitas cálcicas abundantes seriam feições indicativas de condições secas para essas fusões parciais, através do tamponamento interno. A ausência de ortopiroxênio, seja nos mesossomas, seja nos melanossomas, quando não devida a restrições de ordem composicional, poderia indicar que o limite da fácies granulito não tenha sido alcançado, embora em pelo menos duas amostras de anatexitos tenham sido identificados pseudomorfos bastitizados possivelmente de ortopiroxênio.

Na literatura nacional são raras as descrições de processos de fusão parcial sob condições de P, T e PH_2O da fácies granulito, originando anatexitos charnockitóides. Isso possivelmente devido às noções popularizadas na literatura nas décadas passadas pelas quais, sob PH_2O relativamente baixas operantes nos terrenos granulíticos, ocorreria uma inibição dos processos de fusão parcial. Inúmeros trabalhos experimentais desenvolvidos nos últimos anos têm chamado a atenção para a importância dos anatexitos granulíticos. Nesse sentido, apenas a título de ilustração, vale citar Grant (1983; *in* Silva, 1989): sillimanita, cordierita, granada e ortopiroxênio são fases amplamente distribuídas nos migmatitos pelíticos onde ocorre fusão parcial. Do ponto de vista experimental, os trabalhos de Grant (*op. cit.*) em seqüências metapelíticas e de Powel (1983; *in* Silva, *op. cit.*) em granulitos máficos são referências indispensáveis, enquanto o de Ashworth (1985; *in* Silva, *op. cit.*) constitui-se na mais completa síntese sobre os processos de migmatização sob quaisquer condições metamórficas operantes, especialmente no intervalo da fácies granulito.

Nesse contexto, os paragnaisses aluminosos de alto grau constituem-se em excelentes exemplos de evolução anatética, tanto em fácies anfibolito quanto granulito, de acordo com parâmetros estabelecidos na literatura anteriormente mencionada. Conforme deduzido da caracterização petrográfica e estrutural, dois grupos de leucossomas são abundantes na região, sendo constituídos por leucogranitóides aluminosos granatíferos, mesopertíticos, eventualmente hiperstênicos.

Assim, é pertinente ressaltar que a reação anterior, apesar de não ter ortopiroxênio entre os produtos, pode igualmente ocorrer sob condições de fácies granulito. Aliás, a presença de granada ou ortopiroxênio entre os produtos de paragnaisses aluminosos fundidos sob condições secas (como no presente caso), pode relacionar-se à composição química e não ao grau metamórfico em si. Warren & Stwart (1988; *in* Silva, *op. cit.*) relatam um controle direto do teor de SiO_2 na cristalização dessas duas fases em fundidos anatéticos de paragnaisses proterozóicos da Austrália, onde a presença do ortopiroxênio estava sempre restrita a fundidos com teores de SiO_2 inferiores a 69%, e a da granada nos termos mais silícicos.

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

No dendrograma da figura II.2.25 as amostras dessa unidade se posicionam agrupadas na porção superior da metade inferior.

Na tabela II.2.17 são apresentados os resultados analíticos dos ortognaisses tipo Colatina, bem como sua norma CIPW.

No diagrama normativo Q-A-P de Streckeisen (1976), com os campos de Lameyre & Bowden (1982), figura II.2.36, essas rochas plotam-se no campo dos granitos, principalmente no campo dos granitos de refusão crustal.

Observando-se as composições minerais normativas (CIPW) das cinco amostras analisadas (tabela II.2.17), nota-se que todas apresentam coríndon normativo em proporções que variam de 0,20% a 3,76%, indicando uma origem crustal, apesar de a função discriminante de Shaw (1972) mostrar valores positivos, indicando o contrário (tabela II.2.17).

Para a definição do caráter de paraderivação desses gnaisses, os dados analíticos foram plotados nos diagramas de Garrels & Mackenzie (1971), figura II.2.26 e de Takahashi *et al.* (1980), figura II.2.27. No primeiro, apenas a amostra WL-495A plotou-se no campo das rochas ígneas, devido provavelmente a potassificação provocada por um dique granítico que corta o afloramento, enquanto no segundo todas as amostras plotaram-se no campo dos granitos tipo "S".

Essas rochas apresentam um caráter predominantemente peraluminoso (só a amostra WL-314 tem caráter metaluminoso), como demonstrado no diagrama de Rapela & Caminos (1987), figura II.2.32 e são dominantemente calcialcalinas (só a amostra WL-388C plota no campo alcalino), conforme diagrama de Wright (1969), figura II.2.30.

No diagrama R1 x R2 de La Roche (1980) segundo Batchelor & Bowden (1985), figura II.2.33, as amostras se

Tabela II.2.17 – Parâmetros químicos dos ortognaisses tipo Colatina (Pγ1c).

Nº Amostra	WL-99	WL-169	WL-314	WL-388C	WL-495A
SiO_2	66,10	70,30	64,60	70,10	71,10
Al_2O_3	15,40	13,20	15,50	13,30	14,80
Fe_2O_3	<0,10	0,10	0,53	1,60	0,75
FeO	4,70	5,40	4,20	3,20	2,20
MnO	0,07	0,11	0,06	0,08	0,07
MgO	1,60	1,50	1,50	1,50	0,99
CaO	2,90	1,20	3,30	1,20	3,00
Na_2O	2,90	1,90	3,10	2,00	3,90
K_2O	3,90	4,00	5,10	5,10	2,00
TiO_2	0,68	0,76	0,88	0,69	0,33
P_2O_5	0,54	0,07	0,55	0,11	0,07
S	0,05	0,06	0,03	0,04	0,01
Co_2	0,65	0,55	0,25	0,50	0,50
H_2O+	0,27	0,52	0,28	0,40	0,22
H_2O-	0,05	0,05	0,10	0,10	0,06
Quartzo	23,96	35,72	16,71	33,09	31,82
Ortoclásio	23,14	23,84	30,26	30,31	11,85
Albita	24,63	16,21	26,33	17,02	33,08
Amortita	10,89	5,53	12,82	5,26	14,45
Corídon	2,44	3,76	0,20	2,58	0,93
Hiperstênio	11,46	12,47	9,63	7,24	5,44
Magnetita	0,14	0,14	0,77	2,33	1,09
Ilmenita	1,29	1,45	1,67	1,31	0,62
Apatita	1,28	0,16	1,3	0,26	0,16
Pirita	0,10	0,12	0,05	0,07	0,03
Cu	20	26	16	nd	nd
Pb	10	11	18	nd	nd
Zn	62	87	87	nd	nd
Li	13	9	21	nd	nd
Co	12	16	14	10	<5
Cr	34	64	44	nd	nd
Ni	34	44	13	nd	nd
V	156	104	200	nd	nd
Sc	18	16	13	nd	nd
Y	44	48	12	55	27
Nb	40	22	34	nd	nd
Ba	690	780	990	790	470
Sr	210	170	260	200	290
Rb	130	140	180	180	65
Zr	440	310	200	nd	nd
Cl	430	420	210	nd	nd
Th	<10	<10	<15	<10	<10
U	11,3	5,7	<15	nd	nd
F	900	700	780	nd	nd
DF	1,40	-1,96	3,00	-0,90	2,04
ID	71,75	75,78	73,31	80,43	76,76

nd = não determinado

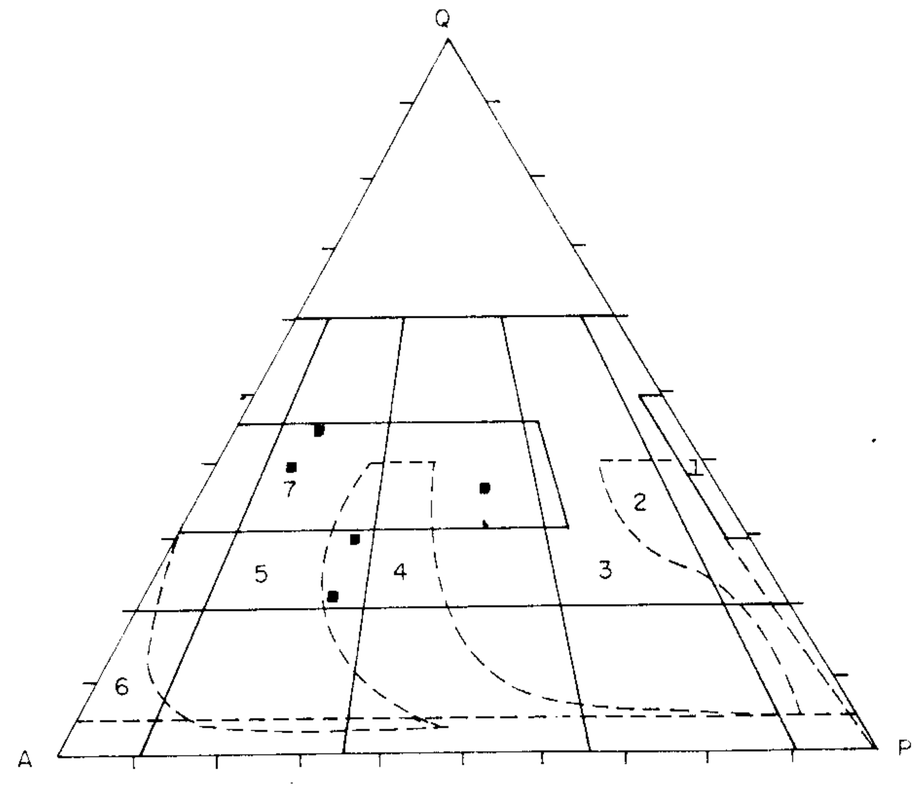


Figura II.2.36 – Diagrama QAP normativo de Streckeisen (1976) com as séries de diferenciação de Lameyre & Bowden (1982), para os ortognaisses tipo Colatina.

posicionam na região dos granitóides sin-colisionais (com uma amostra plotando no campo dos granitóides de soerguimento pós-colisional e outra no campo dos granitóides de pré-colisão de placas, mas muito próximo ao sin-colisional).

As relações Rb x Sr (figura II.2.34) indicam que essas rochas foram formadas a profundidades entre 20 e 30km, segundo Condie (1973).

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Foram analisados elementos terras-raras em cinco amostras desse tipo litológico, duas das quais (WL-388C e WL-495A) coletadas em corpos não individualizados, no domínio dos gnaisses aluminosos. Os resultados analíticos e algumas razões são apresentadas na tabela II.2.18.

Observando-se a figura II.2.37, onde são apresentadas as curvas padrões dessas amostras, nota-se que a curva WL-495A destaca-se completamente das outras devido à sua elevada anomalia positiva de európio (4,11) e à sua pequena inclinação. Pode-se notar que a curva tem um declive relativamente acentuado no ramo dos TRL (com a razão LaN/SmN = 9,25) e um ligeiro aclive no ramo dos TRP (razão GdN/YbN = 0,62), com razão TRL/TRP = 1,79. A anomalia positiva de európio associada ao baixo somatório de TR (46,27ppm), ao teor de CaO (3%), alta razão LaN/SmN (9,26) e ao ID (77%), indica, segundo Shen Jili & Liu Jiayuan (1985), granitóide do tipo transicional, enquanto que as baixas razões CeN/YbN (2,6) e LaN/LuN (4,96) indicam granitóides do tipo crustal, concordando com os elementos maiores e traço.

Tabela II.2.18 – Análises e razões de elementos terras-raras nos ortognaisses tipo Colatina – Pγ1c

Nº Amostra	WL-99	WL-168	WL-314	WL-388C	WL-495A
La	21,87	36,23	17,80	29,74	11,47
Ce	43,98	69,27	38,10	50,16	17,83
Nd	25,53	34,05	22,60	23,59	7,02
Sm	5,07	6,36	5,50	4,54	0,78
Eu	1,16	1,31	1,50	1,43	1,41
Gd	4,38	5,27	4,60	4,60	1,38
Dy	3,66	4,07	2,40	5,09	2,47
Ho	0,55	0,79	0,37	0,95	0,41
Er	1,27	2,27	0,70	2,68	1,47
Yb	0,85	2,44	0,58	2,39	1,79
Lu	0,13	0,37	0,07	0,36	0,24
Eu/Eu*	0,73	0,67	0,88	0,94	4,11
TRL	96,45	145,91	84,00	108,03	37,10
TRP	10,84	15,21	8,72	16,07	7,76
TRL/TRP	8,89	9,59	9,63	6,72	4,78
TR	108,45	162,43	94,22	125,53	46,27
Yb/La	0,039	0,067	0,033	0,080	0,156
CeN/YbN	13,39	7,34	17,00	5,43	2,57
GdN/YbN	4,16	1,74	6,40	1,55	0,62
LaN/SmN	2,71	3,58	2,03	4,12	9,25
LaN/LuN	17,46	10,16	26,39	8,57	4,96

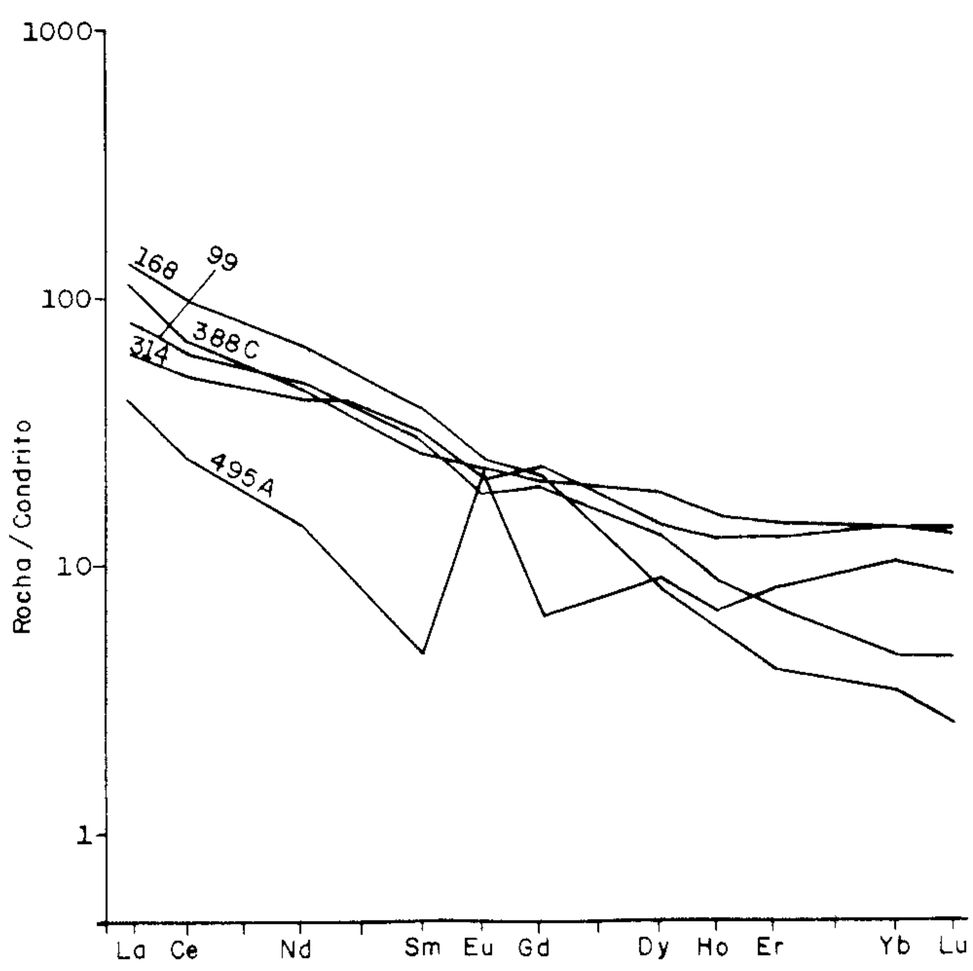


Figura II.2.37 – Curvas dos elementos terras-raras dos ortognaisses tipo Colatina, normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

As outras quatro amostras têm comportamento semelhante entre si e com os gnaisses aluminosos (figura II.2.11). Observa-se apenas um ligeiro declínio no ramo dos TRP nas curvas das amostras WL-99 e 168. Todas apresentam anomalias negativas de Eu (0,67 a 0,95), baixo somatório de TR (94 a 162), baixa razão Yb/La (0,03 a 0,08) e altas razões TRL/TRP (6,72 a 9,63), CeN/YbN (5,4 a 17,0) e LaN/LuN (8,57 a 26,4), ou seja, características de granitóides tipo transicional.

Comparando-se essas quatro curvas com as da figura II.2.11, percebe-se que elas são extremamente semelhantes e como os terras-raras não sofrem alterações sensíveis com o metamorfismo, isso vem reforçar a hipótese de que os gnaisses tipo Colatina provavelmente sejam derivados da refusão daqueles gnaisses. Essa refusão e posicionamento se devem, de acordo com o gráfico de Condie (1973), da figura II.2.34, a profundidades superiores a 20km. Assim, o material crustal que foi levado a essas profundidades deve ter sofrido alguma contaminação de material da crosta inferior e até mesmo mantélico. Raciocinando-se de maneira oposta, poder-se-ia pensar em granitos tipo I que foram tão fortemente contaminados por material crustal que suas características originais ficaram quase que totalmente obliterados (granitos tipo I-CR, de Ague & Brimhall, 1987). Isso explicaria, pelo menos em parte, as características ambíguas dadas pelos elementos maiores, traço e terras-raras.

Gnaisse Enderbítico Tipo Santa Tereza (Pygl2)

Tendo em vista o modo de ocorrência e as composições mineralógicas e químicas desses gnaisses, pode-se partir do pressuposto de que tenha havido uma "hiperstenização" dos tipos litológicos envolvidos, pois a passagem entre as porções enderbíticas e os ortognaisses tanto tonalítico quanto granatífero é gradual, notando-se apenas a mudança de coloração (que passa do esverdeado ao cinza-esbranquiçado) e o surgimento de hiperstênio, que aparece em pontuações escuras a amarronzadas (tipo pó de café). A textura continua a mesma, havendo algumas modificações quando o contato se faz com os gnaisses aluminosos.

O processo de "enderbitização" pode se dar através de metamorfismo progressivo, ficando as porções com minerais anidros como resíduos da fusão. As reações de formação do hiperstênio, segundo De Waard (1965; *in* Winkler, 1977), são:

hornblenda + quartzo = hiperstênio + clinopiroxênio + plagioclásio + H_2O;

hornblenda + biotita + quartzo = hiperstênio + plagioclásio + H_2O;

hornblenda + almandina + quartzo = hiperstênio + plagioclásio + H_2O.

Nas rochas pelíticas (segundo o mesmo autor), a formação do hiperstênio se daria através das seguintes reações:

biotita + sillimanita + quartzo = almadina + feldspato + H_2O;

biotita + quartzo = hiperstênio + almadina + K-feldspato + H_2O.

Segundo Turner (1968), a reação que conduz à formação do hiperstênio seria:

biotita + quartzo = hiperstênio + K-feldspato + H_2O.

Todas as reações envolvendo biotita e/ou hornblenda são contínuas, ou seja, os produtos convivem, pelo menos durante um certo intervalo de pressão e temperatura, com os reagentes. Por isso é que são encontrados minerais anidros, como o hiperstênio, junto com biotita e hornblenda, que são minerais hidratados.

As reações que conduzem à formação de rochas de alto grau metamórfico são produzidas a altas temperaturas, altas pressões de sólidos e muito baixas pressões de água. A condição de $PH_2O < Ps$ só pode realizar-se em zonas bastante profundas da crosta, ou então em locais onde houve uma diluição de fase fluida. Essa diluição é possibilitada através do influxo de CO_2 proveniente do manto, que provoca a desidratação localizada, com conseqüente "hiperstenização" *in situ* dos gnaisses.

Esse processo foi sugerido através do estudo das inclusões fluidas em quartzo de rochas de alto grau por Touret (1971). Ele constatou que nas rochas com hiperstênio as inclusões eram predominantemente constituídas por CO_2. O papel do CO_2 nesse processo também foi verificado por Janardhan *et al.* (1979; *in* Friend, 1983) na pedreira de Kabbaldurga, Índia, onde a "hiperstenização" de gnaisses, ou seja, a presença de rochas da fácies anfibolito em contato transicional com rochas da fácies granulito sem modificações texturais, foi bastante estudada.

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

No dendrograma da figura II.2.25 esses gnaisses enderbíticos se distribuem aleatoriamente, mas parecem apresentar uma leve concentração na porção inferior. Os resultados analíticos estão na tabela II.2.19.

Tabela II.2.19 – Análises químicas, norma CIPW e parâmetros petroquímicos dos gnaisses tipo Santa Tereza – Pγγλ2

Nº Amostra	WL-104B	WL-104C	WL-190	WL-343B	WL-347A	WL-347C	WL-373B	WL-381B	WL-406	WL-415B	WL-433	WL-503C	WL-584	WL-598	WL-600C	WL-605	WL-614
SiO_2	69,80	50,30	52,70	56,30	64,10	58,50	52,60	62,20	51,10	69,30	64,30	65,60	64,00	62,80	64,50	66,20	63,00
Al_2O_3	14,70	16,60	16,90	17,10	15,80	17,00	16,20	16,00	15,40	14,40	15,80	15,50	16,30	17,70	17,30	15,20	16,10
Fe_2O_3	0,48	3,70	1,50	1,50	0,98	0,98	2,00	1,10	4,20	0,10	0,43	0,50	0,28	3,00	1,40	3,80	1,50
FeO	3,10	7,40	7,20	7,40	4,70	6,50	6,40	5,80	5,90	3,20	5,70	4,50	5,60	2,60	3,90	1,80	4,40
MnO	0,10	0,28	0,24	0,15	0,10	0,14	0,15	0,11	0,20	0,08	0,10	0,08	0,14	0,09	0,09	0,07	0,08
MgO	0,95	4,50	5,60	3,00	2,30	3,20	5,10	2,50	5,20	1,50	2,40	1,80	2,10	1,60	2,00	1,50	2,00
CaO	3,60	9,60	8,90	6,10	5,30	7,70	7,20	6,30	8,80	2,80	5,50	4,90	5,50	5,80	4,90	4,90	4,50
Na_2O	3,60	3,50	3,20	4,00	3,00	2,60	3,20	2,70	3,10	3,30	2,80	3,80	2,90	3,00	2,70	3,60	3,50
K_2O	2,20	1,10	1,60	1,50	2,00	1,80	2,20	1,50	1,40	4,20	1,60	1,90	1,70	2,10	2,20	1,70	2,90
TiO_2	0,24	1,20	1,20	1,10	0,78	0,86	1,80	0,69	2,30	0,37	0,62	0,48	0,64	0,63	0,56	0,54	0,95
P_2O_5	0,10	0,15	0,14	0,42	0,13	0,12	0,89	0,17	0,81	0,09	0,10	0,15	0,18	0,13	0,16	0,09	0,23
S	0,03	0,06	0,08	0,05	0,03	0,05	0,15	0,05	0,14	0,02	0,03	0,03	0,05	0,04	0,04	0,03	0,04
Co_2	0,80	0,95	0,40	0,60	0,15	0,30	1,30	0,80	0,85	0,30	0,55	0,15	0,45	0,25	0,10	0,25	0,35
H_2O+	0,09	0,60	0,21	0,57	nd	nd	0,48	0,57	0,29	nd	nd	nd	0,12	nd	0,04	nd	nd
H_2O-	0,08	0,08	0,14	0,08	0,08	0,04	0,10	0,08	0,28	0,05	0,05	0,03	0,05	0,05	0,08	0,06	0,04
PF	nd	nd	nd	nd	0,20	0,17	nd	nd	nd	0,17	0,11	0,22	nd	0,25	nd	0,26	0,32
Quartzo	29,42	–	–	6,83	22,08	12,85	3,28	20,78	4,43	24,01	22,83	21,17	22,11	21,37	25,05	25,48	17,49
Ortoclásio	13,04	6,55	9,48	8,93	11,89	10,66	13,10	8,89	8,32	24,90	9,46	11,29	10,06	12,45	13,02	10,09	17,21
Albita	30,55	29,83	27,16	34,10	25,54	22,05	27,29	22,90	26,39	28,01	23,70	32,34	24,57	25,47	22,87	30,61	29,74
Anortita	17,24	26,52	27,10	24,45	23,88	29,46	23,52	27,17	24,11	12,11	25,82	19,74	26,13	28,00	23,28	20,39	19,74
Coríndon	0,09	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	0,12	0,26	1,96	–	–
Diopsídio	–	16,90	13,29	2,72	1,41	6,67	5,36	2,53	11,60	1,02	0,67	3,12	–	–	–	2,83	0,96
Hiperstênio	7,42	7,05	17,74	16,92	11,73	14,51	17,30	13,67	12,09	8,53	14,84	10,11	14,39	7,49	10,15	6,06	9,87
Magnetita	0,66	3,94	2,18	2,19	1,43	1,42	2,92	1,60	5,54	0,14	0,82	0,72	0,40	3,09	2,03	2,97	2,18
Ilmenita	0,45	2,29	2,28	2,10	1,49	1,63	3,44	1,31	4,39	0,70	1,17	0,91	1,21	1,20	1,06	1,03	1,81
Apatita	0,23	0,35	0,33	1,00	0,31	0,28	2,12	0,40	1,93	0,21	0,23	0,35	0,42	0,30	0,38	0,21	0,54
Pirita	0,05	0,12	0,15	0,10	0,05	0,09	0,28	0,09	0,26	0,03	0,05	0,05	0,08	0,07	0,06	0,05	0,07
Cu	2	18	32	nd	16	53	58	nd	32	7	11	9	24	12	nd	4	15
Pb	6	10	10	nd	8	16	11	nd	10	16	18	<5	8	16	nd	12	6
Zn	28	40	36	nd	61	45	102	nd	53	50	43	72	47	63	nd	69	83
Li	9	9	21	40	20	10	13	30	15	61	18	12	30	18	nd	27	16
Co	5	40	40	nd	13	22	42	nd	36	<5	15	11	18	12	8	11	12
Cr	<5	53	210	nd	22	20	183	nd	128	10	42	12	34	30	nd	40	12
Ni	5	55	50	nd	12	34	108	nd	70	13	24	16	43	14	nd	13	14
V	112	380	220	nd	144	182	260	nd	300	120	132	124	172	102	nd	140	132
Sc	5	57	52	nd	13	28	33	nd	34	5	23	19	26	7	nd	13	10
Y	<10	50	38	68	10	30	67	36	34	22	18	15	59	10	44	22	14
Nb	20	<20	28	nd	<20	20	58	nd	36	<20	<20	<20	22	<20	nd	<20	<20
Ba	720	130	280	400	400	430	990	420	1320	570	470	540	530	660	520	430	580
Sr	330	390	240	280	230	310	960	250	1100	200	240	270	310	260	270	220	200
Rb	55	<10	53	36	75	50	84	<10	23	120	68	64	64	85	90	79	95
Zr	160	142	130	460	380	114	400	180	290	144	120	400	340	280	nd	310	340
Cl	170	430	75	250	130	52	690	260	370	49	120	100	140	36	nd	290	140
Th	<10	<10	<15	<10	<10	<10	<10	<10	<15	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10	<10
U	2,80	8,50	<15	nd	<15	<15	11,30	nd	<15	<15	<15	<15	2,80	<15	nd	<15	<15
F	200	1200	400	600	760	586	1800	600	795	586	571	800	800	1000	nd	880	895
DF	2,15	3,02	1,58	2,88	1,31	1,66	1,59	0,97	1,64	1,99	0,81	2,59	1,25	2,69	1,11	2,27	2,58
ID	73,03	36,39	36,86	49,88	59,52	45,57	43,69	52,59	39,16	76,94	56,00	64,82	56,75	59,30	60,96	66,19	64,46

nd = não determinado.

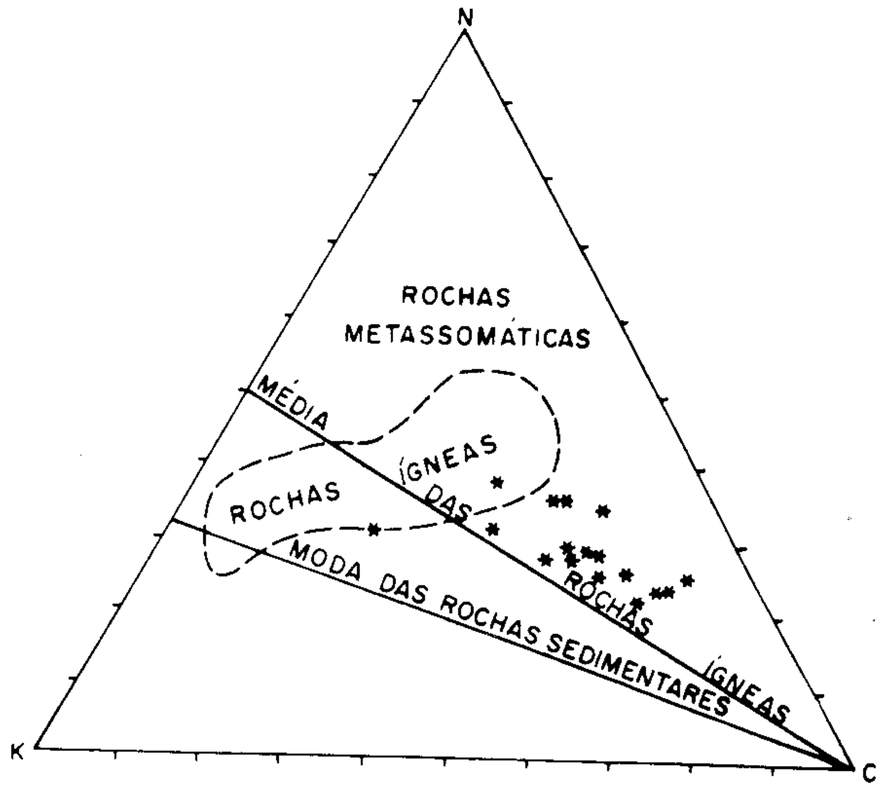
Na tentativa de identificar os prováveis protólitos desses gnaisses, utilizou-se a função discriminante (DF) derivada por Shaw (1972), conforme Jahn & Zhang (1984). Todas as amostras deram resultados positivos, indicando um protólito ígneo (tabela II.2.19).

Observando-se a composição normativa (CIPW) dessas rochas (tabela II.2.19), percebe-se que apenas a amostra WL-600C apresenta coríndon normativo em proporção superior a 1% em sua composição (1,96%), indicando uma possível origem sedimentar. Esse coríndon pode ser explicado pelo alto teor em Al_2O_3, proveniente, talvez, das granadas que abundam nossa rocha.

Assim, foi utilizado o diagrama de Garrels & Mackenzie (1971), figura II.2.26, onde os gnaisses enderbíticos se posicionam tanto no campo das rochas sedimentares e metassedimentares, como no campo das rochas ígneas.

Seguindo a linha de trabalho de Raju & Rao (1973), onde são distinguidos granitóides de origem magmática de granitóides originados por substituição, foram utilizados os diagramas ternários de Osann (1913) e Green & Poldervaart (1958; *in* Raju & Rao, 1973), Weisbrod (1969) e Takahashi *et al.* (1980), figuras II.2.38, II.2.39, II.2.40 e II.2.27, respectivamente. Nesses gráficos as amostras dos enderbitos espalham-se no campo das rochas ortoderivadas, porém sempre próximo e com algumas amostras plotando-se no campo das rochas paraderivadas.

Em afloramentos, esses enderbitos mostram uma mor-fologia difusa, quase que amebóide, como manchas esverdeadas de aspecto oleoso entre os ortognaisses. No diagrama Q-A-P de Streckeisen (1974), figura II.2.24, as amostras dessas rochas plotam-se predominantemente no campo dos enderbitos, com uma plotando-se no campo dos noritos (WL-343B), outra no campo dos opdalitos (WL-374A) e outra (WL-415B) no campo dos charnockitos, provavelmente devido à contaminação por K proveniente do granito intrusivo a oeste do corpo. Já no diagrama Ab-An-Or (normativo) com os campos de O'Connor (1965), figura II.2.41, esses enderbitos plotam-se predominantemente no campo dos tonalitos, com parte no campo dos granodioritos e duas amostras no campo dos quartzo-monzonitos.



Figuras II.2.39 – Diagrama de Green & Poldervaart (1958; in Raju & Rao, 1973). Os gnaisses tipo Santa Tereza distribuem-se no campo das rochas metassomáticas, próximo à linha da média das rochas ígneas.

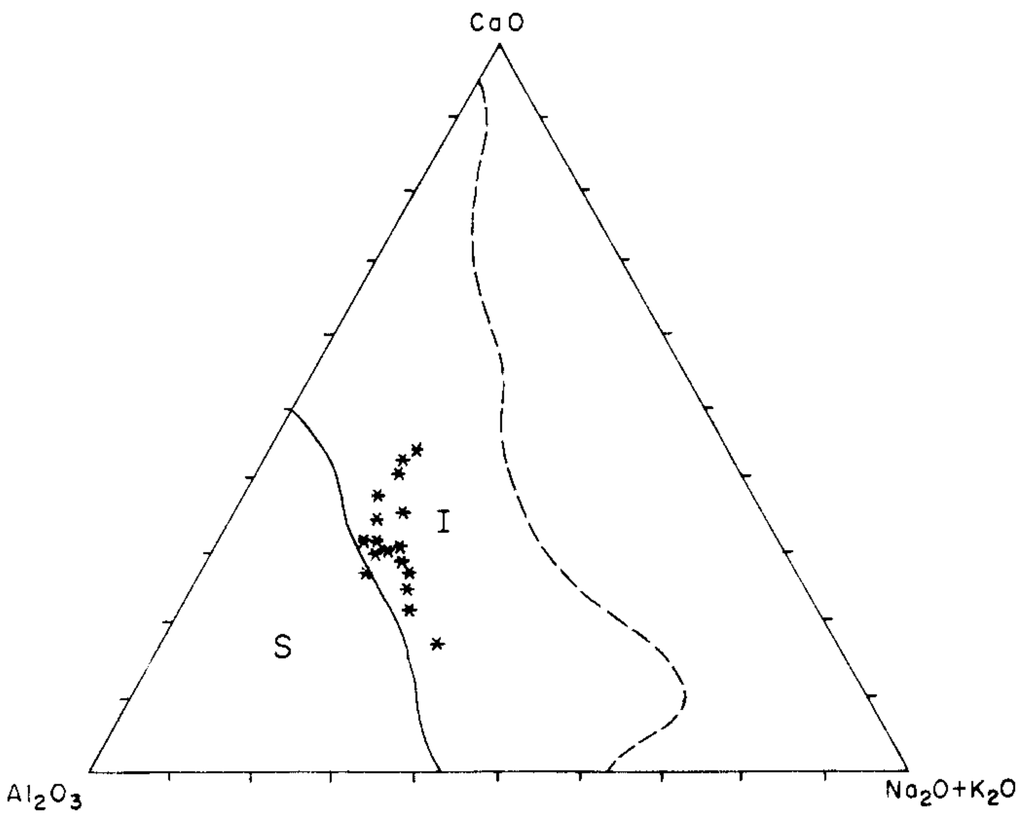


Figura II.2.38 – Diagrama de Osann (1913; *in* Raju & Rao, 1973) onde os gnaisses tipo Santa Tereza distribuem-se no campo das rochas ortoderivadas (I), porém próximo ao limite do campo das rochas paraderivadas (S).

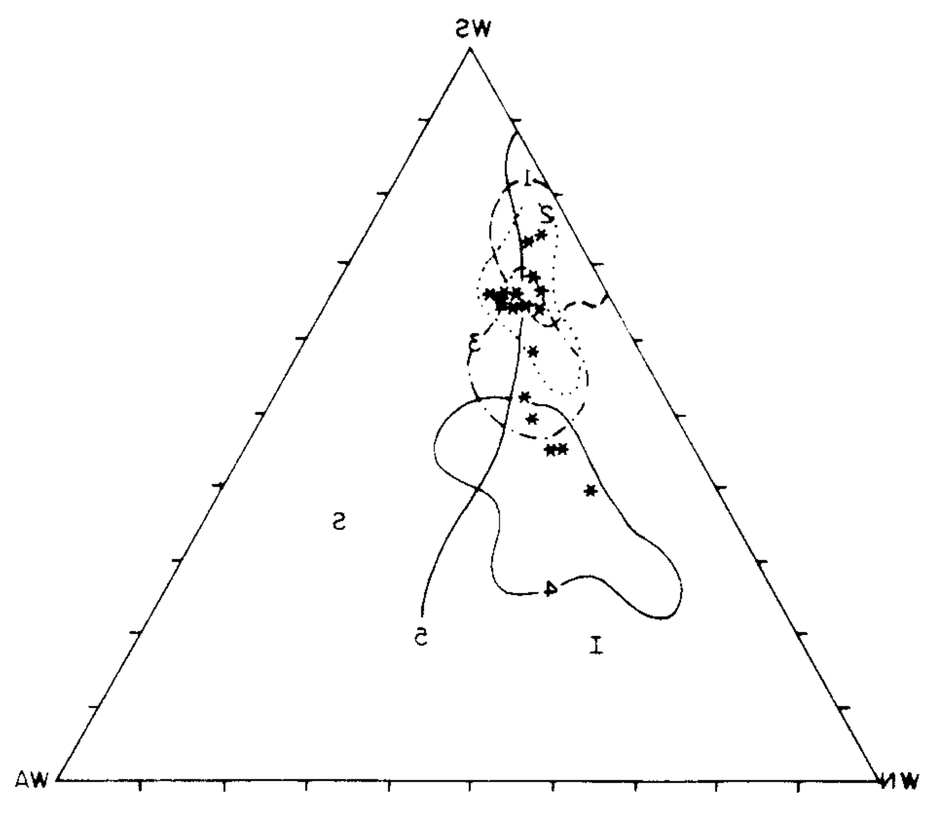


Figura II.2.40 – Diagrama WN-WS-WA segundo Weisbrod (1969) que discrimina as rochas metassedimentares (S) das metaígneas (I): (1) campo dos granitos; (2) campo dos granodioritos; (3) campo dos dioritos; (4) campo dos gabros; (5) limite do domínio ígneo.

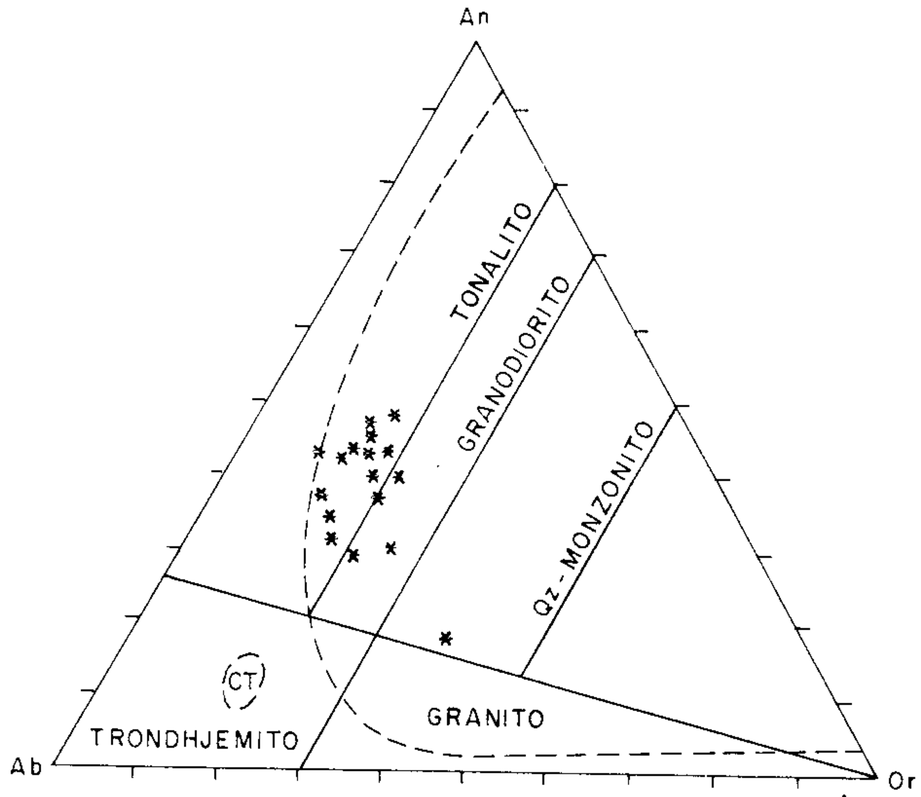


Figura II.2.41 – Diagrama de classificação normativa de Coleman (1977), com os campos separados por O'Connor (1965), com o posicionamento dos gnaisses tipo Santa Tereza.

No diagrama K-C-N, com os *trends* CA e TT segundo Condie & Hunter (1976), figura II.2.42, essas mesmas rochas plotam-se nos campos dos granodioritos, tonalito-trondhjemitos e quartzo-monzonitos, com tendência a acompanharem o *trend* calcialcalino. O mesmo pode ser observado no diagrama A-F-M, com os campos e *trend* segundo Barker & Arth (1976), figura II.2.43, onde os enderbitos plotam-se segundo o *trend* calcialcalino (hiperstenítico). Isso significa que essas rochas têm um *trend* de tendência calcialcalina de baixo a médio K. Isso se confirma no diagrama de Wright (1969), figura II.2.30, onde todas as amostras se plotam no campo calcialcalino. No diagrama de Rapela & Caminos (1987), figura II.2.32, essas rochas identificam-se, na sua maioria, como metaluminosas. Isso contrasta significativamente em relação aos gnaisses aluminosos e aos ortognaisses granatíferos, que são peraluminosos, mas coadunam-se com os ortognaisses tonalíticos. Como os gnaisses enderbíticos ocorrem com maior expressão no domínio dos gnaisses aluminosos e dos ortognaisses granatíferos, é possível que aqueles tenham sido formados em zonas originariamente pobres em Al_2O_3 ou que, dada a menor mobilidade do alumínio, essas *manchas* tenham-se formado em locais afastados de sua origem, por ação de fluidos (principalmente ricos em CO_2), durante os processos metamórficos/metassomáticos.

Os fatos observados nos diversos diagramas que discriminam rochas para e ortoderivadas convergem principalmente no sentido de uma origem ígnea. Os caracteres metaluminoso e calcialcalino reforçam ainda mais essa hipótese. Por outro lado, a dispersão dos pontos nos diversos diagramas indica a atuação de processos metassomáticos na evolução dessas rochas.

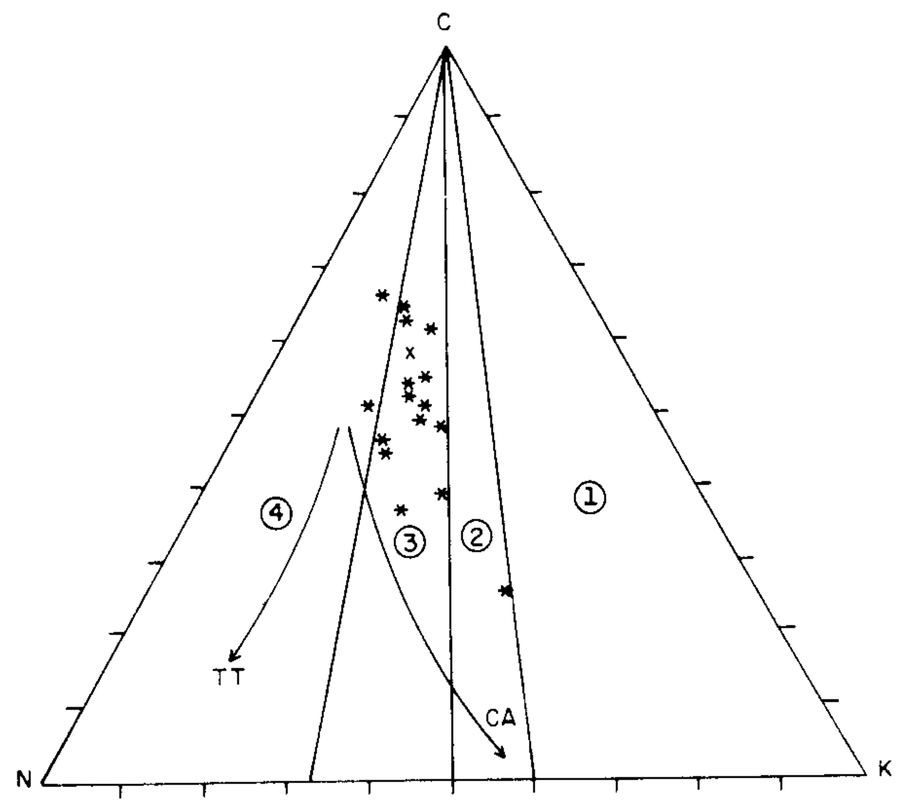


Figura II.2.42 – Diagrama KCN com os *trends* calcialcalino (CA) e tonalito-trondhjemítico (TT), segundo Condie & Hunter (1976): 1 – granito; 2 – qz-monzonito; 3 – granodiorito; 4 – tonalito-trondhjemito.

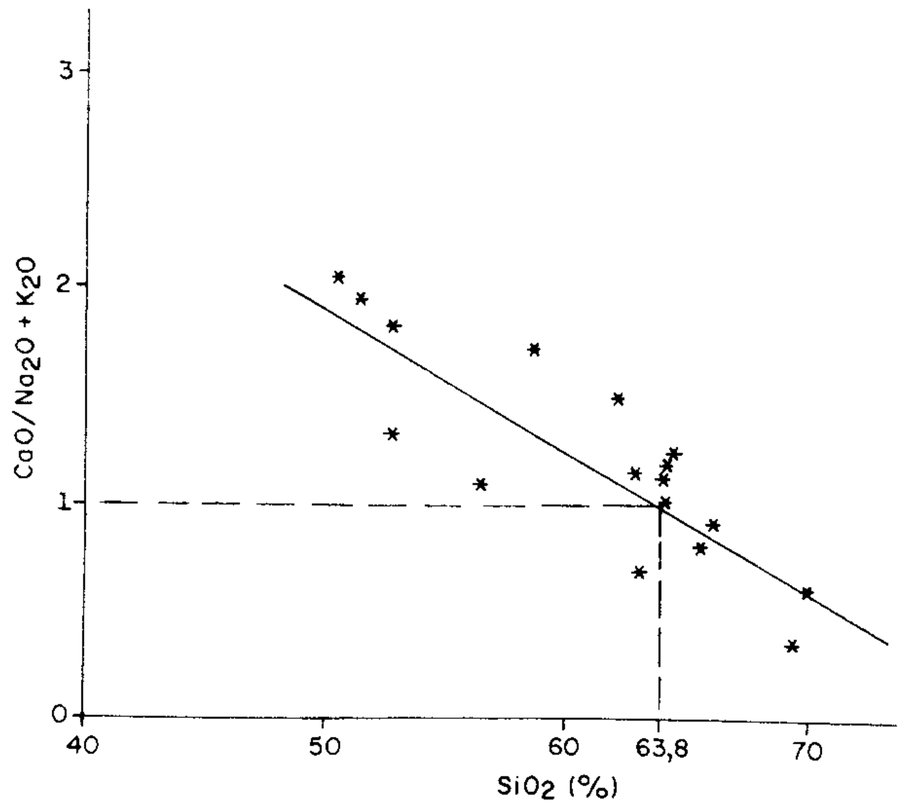


Figura II.2.43 – Diagrama AFM com os campos e *trends* compilados por Barker & Arth (1976): (1) toleítico (pigionítico); (2) calcialcalino (hiperstenítico); (3) *trend* trondhjemítico; (4) alcalino.

Diante desses fatos pode-se aventar duas possíveis origens para esses litótipos: ou esses gnaisses enderbíticos seriam originariamente grauvacas e refletiríam a composição da área fonte, no caso tonalítica, ou seriam, na origem, corpos tonalíticos ou de vulcânicas intermediárias, deformados e transformados por metamorfismo e/ou metassomatismo.

No diagrama R1 x R2 de La Roche (1980), segundo Batchelor & Bowden (1985), figura II.2.33, esses gnaisses posicionam-se predominantemente no campo dos granitóides de pré-colisão de placas, com alguns pontos plotando-se no campo dos granitóides fracionados do manto.

No diagrama Rb x Sr de Condie (1973), figura II.2.34, observa-se que essas rochas foram formadas a profundidades entre 20 e 30km.

Utilizando-se a conceituação de Petro *et al.* (1979), observa-se que no diagrama A-F-M (figura II.2.43) as amostras se posicionam em um *trend* aproximadamente perpendicular ao eixo F-M, ou seja, segundo o *trend* dos granitóides originados em ambiente compressional, o que também é confirmado através do índice cálcio/álcalis/ (63,8), figura II.2.44.)

Acredita-se que a solução quanto à origem dessas rochas será melhor esclarecida através de estudos mais detalhados, com uma amostragem sistemática e acurada visando, sobretudo, à caracterização precisa dos contatos entre os enderbitos e os outros tipos litológicos.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Os gnaisses enderbíticos, aqui representados por um conjunto de 17 amostras (figura II.2.45a-d e tabela II.2.20), foram estudados quanto aos comportamentos dos elementos de terras-raras em complemento às investigações dos padrões petroquímicos desenvolvidos a partir de análises de óxidos e de elementos-traço.

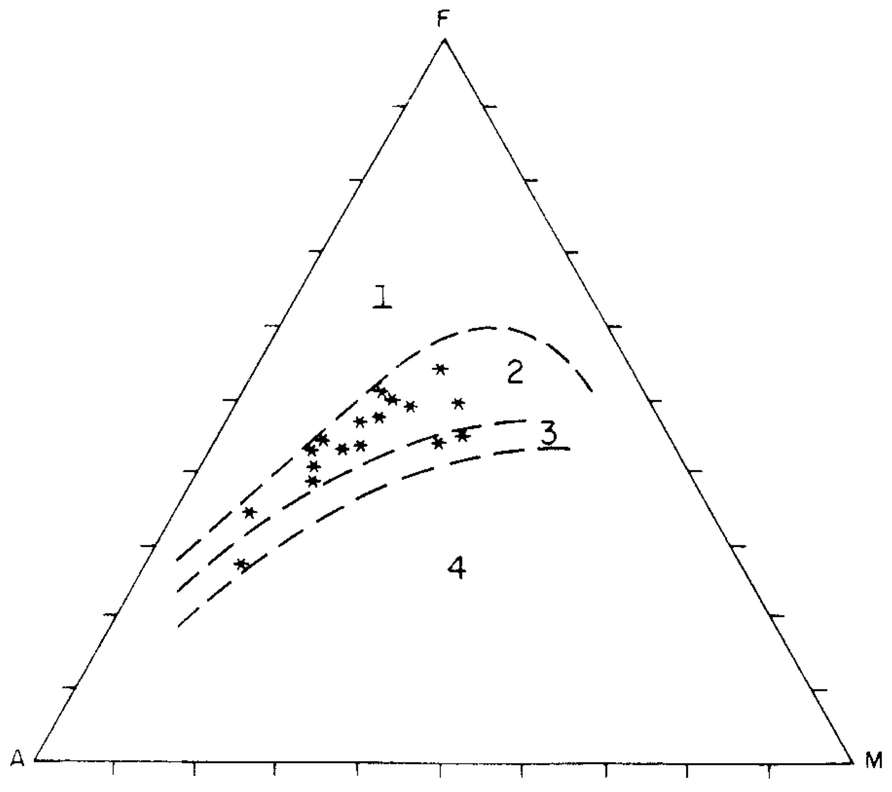


Figura II.2.44 – Diagrama cálcio/álcalis x SiO_2, segundo Petro *et al.* (1979), com a distribuição dos gnaisses tipo Santa Tereza. O valor de SiO_2, onde $CaO/Na_2O + K_2O$ é igual a 1 (63,8%) é típico das suítes tectônicas compressionais.

No que concerne aos padrões de terras-raras verifica-se, a princípio, um padrão bastante heterogêneo do conjunto, o que levou à separação de três subgrupos (figura II.2.45 b-d):

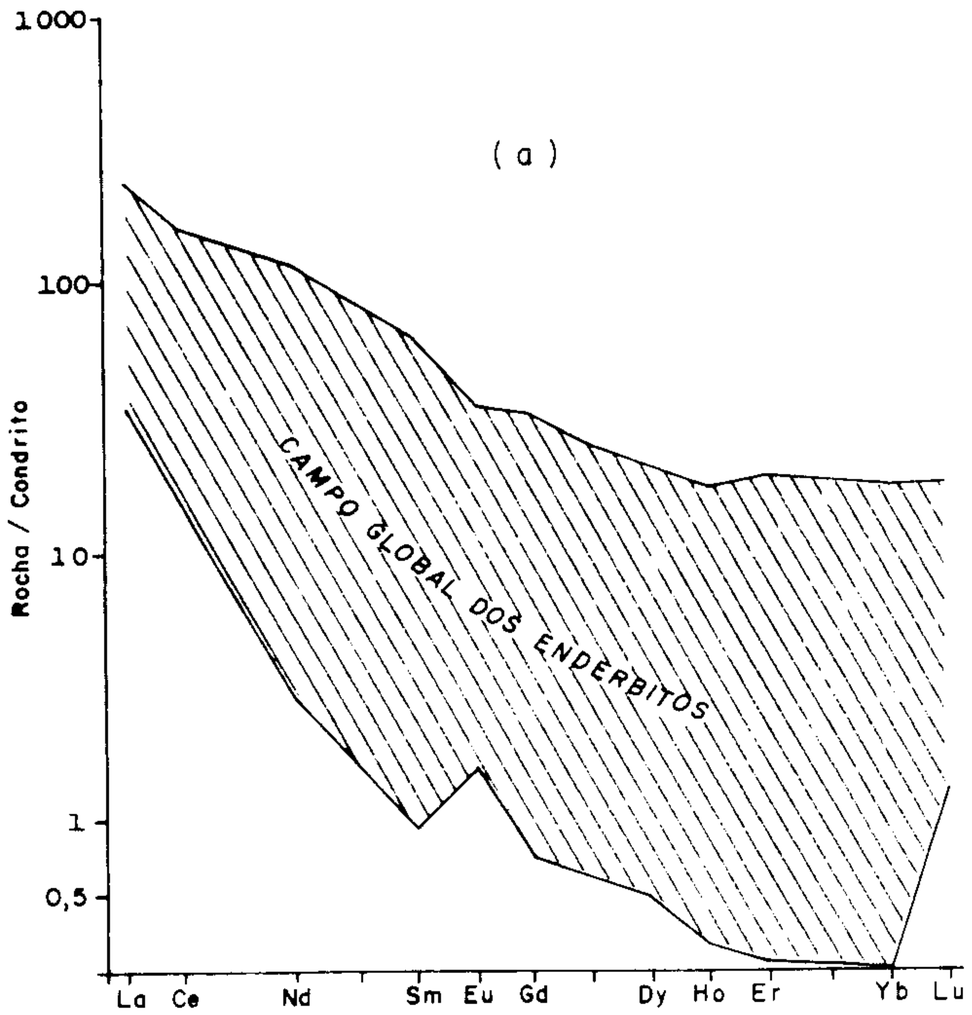
Subgrupo B: anomalia positiva de Eu: 1,82 - 1,03
Subgrupo C: anomalia negativa de Eu: 0,99 - 0,70
Subgrupo D: forte anomalia negativa de Eu: 0,56

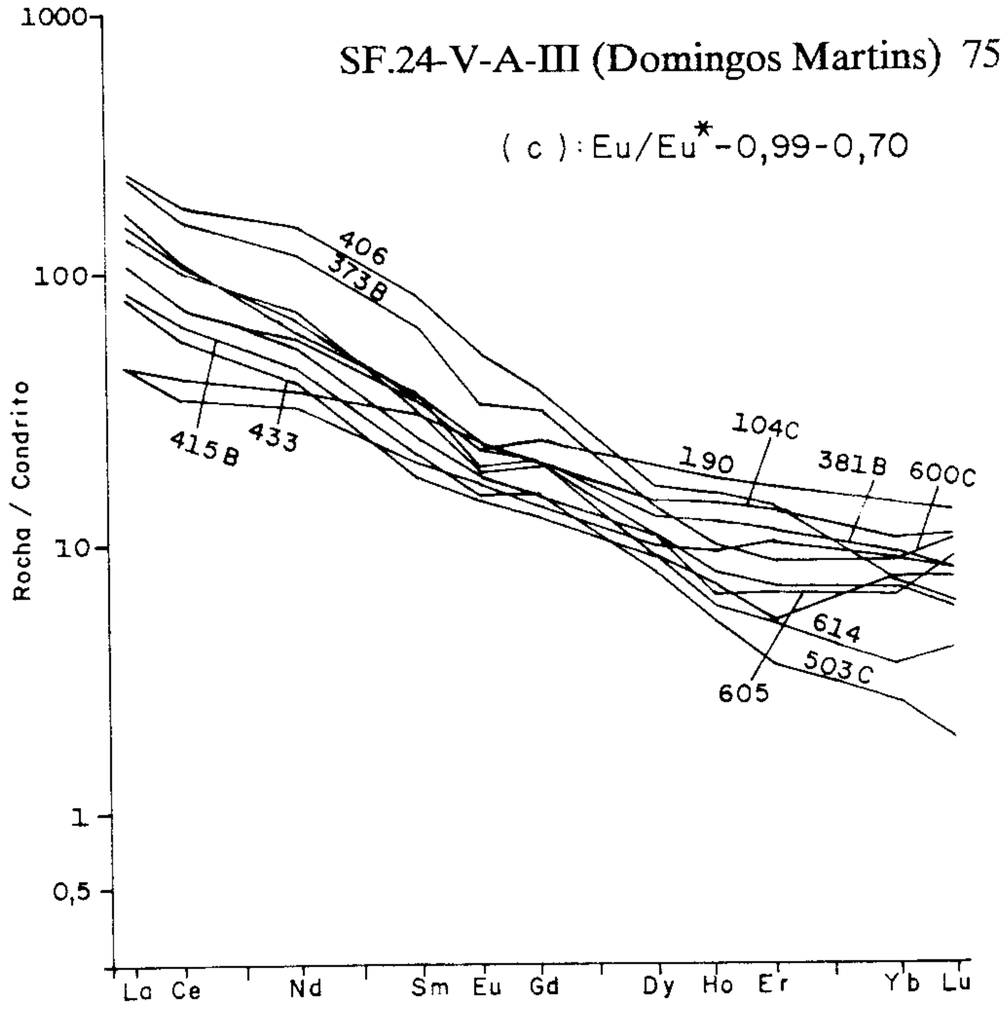
Em seguida, as peculiaridades de cada um desses subgrupos ou características comuns foram avaliadas.

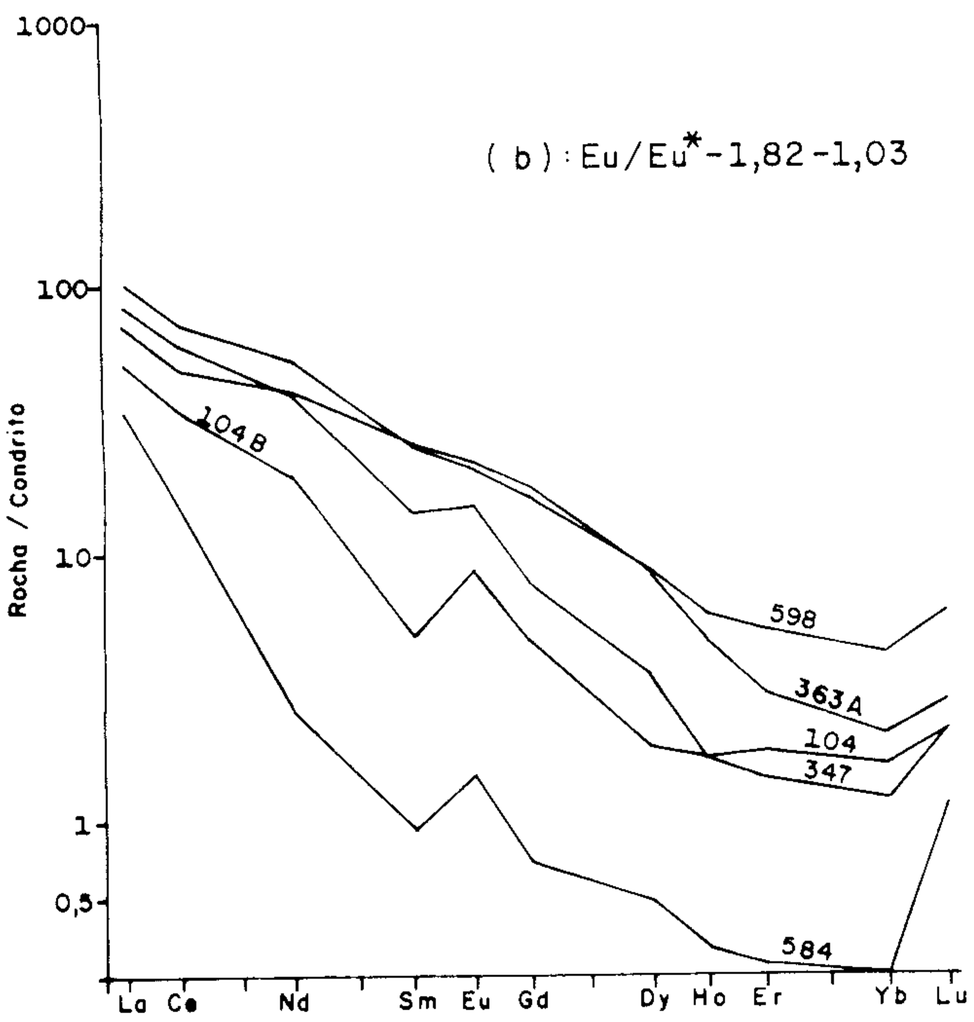
a) Todas as amostras, no geral, têm um declive para a direita, indicativo do fracionamento das TRL em função das TRP. Entretanto, esse fracionamento é muito variável, como se pode constatar nos subgrupos B e C. No subgrupo B os índices de fracionamento são bastante expressivos e variados, já que se tem para a relação (La/Yb)N valores entre 22 e 116 com correspondente variação também de YbN, com valores entre 0,30 (abaixo do valor do condrito de Evensen *et al.*, 1978) e 4,54. As variações desses elementos-traço estão relacionadas sobretudo à presença de minerais como biotita, hornblenda, granada e ortopiroxênio, além de allanita, apatita e zircão. A amostra WL-584, por exemplo, apresenta-se altamente depletada em Yb, devido, certamente, à atuação de granada e/ou anfibólio durante o processo de sua formação restando um líquido final enriquecido em biotita (25%), responsável pelo enriquecimento em TRL (La é 34 vezes o padrão condrito). Essa amostra, bem como as de números WL-104B e WL-347A, enriquecidas em TRL, têm semelhança com os gnaisses Uivak e Amitsoq (figura II.2.45 - encarte), para os quais o enriquecimento em TRL está relacionado à presença de granitos de processos de migmatização. A perda de TRP está também relacionada à decomposição de hornblenda e do zircão durante a migmatização. Há também semelhança com os gnaisses granulíticos ácidos arqueanos (TTG) da Província Oriental Hebei, China, estudados por Jahn & Zhang (1984), vide encarte da figura II.2.45 (granulitos ácidos).

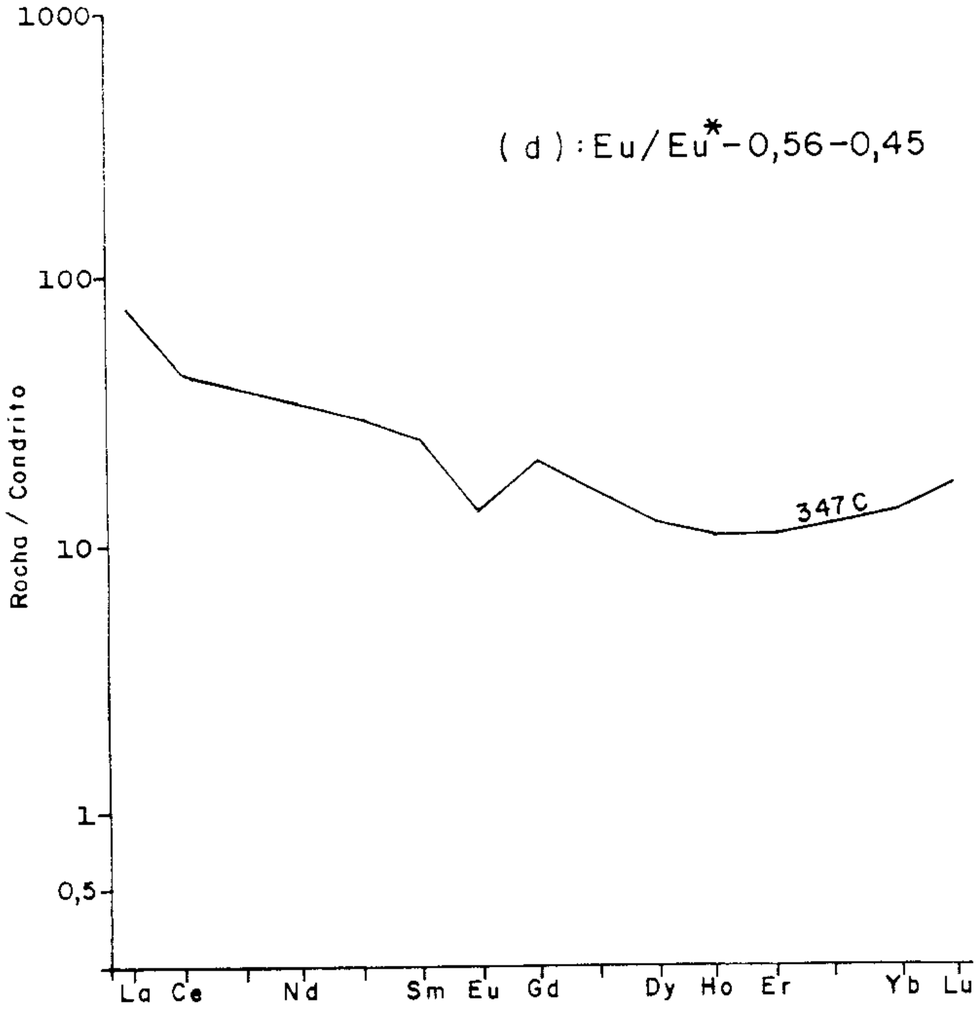
b) As anomalias positivas de Eu acompanhadas pelos altos valores de (La/Yb)N (tabela II.2.20) são, segundo Rudnick & Taylor (1986) feições típicas de rochas tonalítico-trondhjemíticas arqueanas, formadas por fusão parcial de anfibolito rico em granada. Entretanto, ainda segundo esses autores, tendo em vista os valores das razões (Gd/Yb)N apresentadas pelas nossas rochas (com um mínimo de 2 e um máximo de 6), ainda poder-se-ia ter como fonte dessas rochas algo como granada granulito e/ou eclogito.

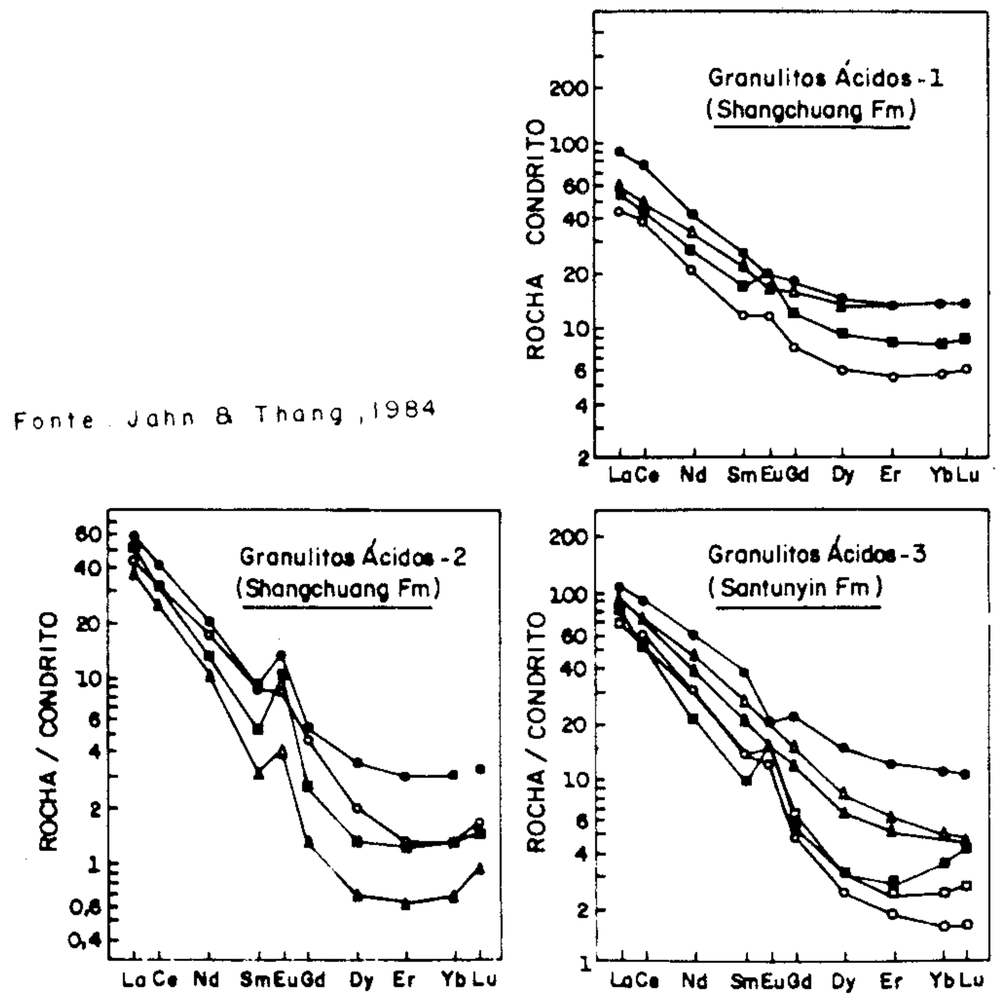
c) No caso do subgrupo C, as rochas tendem a diminuir o grau de declividade, ou seja seu grau de fracionamento, como são os casos extremos das amostras WL-104C e WL-190 quase em forma de disco. Esse aspecto é semelhante àqueles registrados para os vulcanitos e batólitos











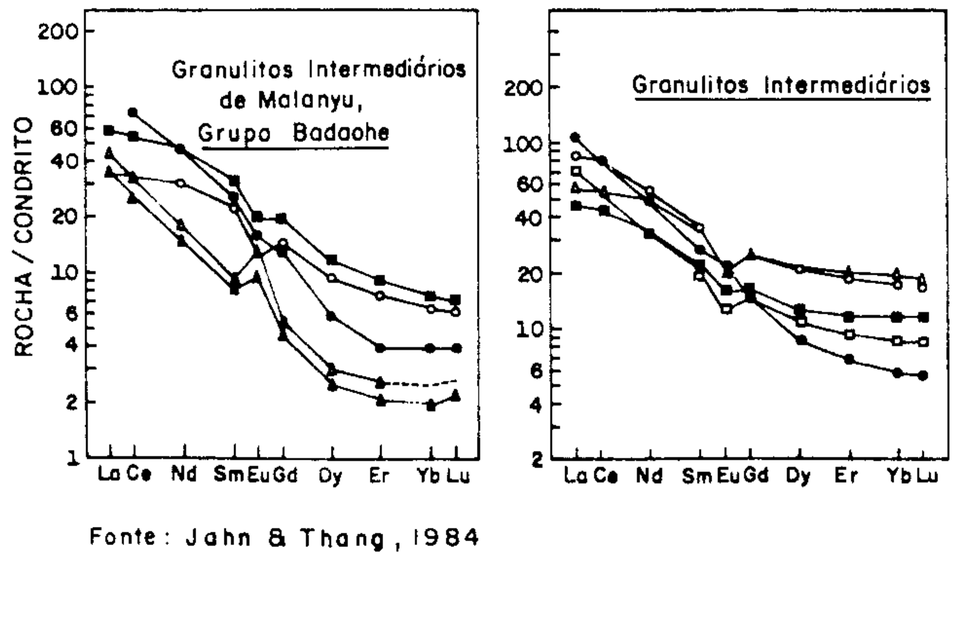


Figura II.2.45 – Curvas dos elementos terras-raras dos gnaisses tipo Santa tereza, normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

Tabela II.2.20 – Análises e razões de elementos terras-raras nos gnaisses enderbíticos tipo Santa Tereza – Pygl2

Nº Amostra	WL-104B	WL-104C	WL-190	WL-343B	WL-347A	WL-347C	WL-373B	WL-381B	WL-406	WL-415B	WL-433	WL-503C	WL-584	WL-598	WL-600C	WL-605	WL-614
La	12,37	10,86	11,20	26,35	19,28	18,85	55,94	41,22	62,40	20,03	18,45	24,62	8,51	23,95	25,83	35,58	32,2
Ce	20,58	21,28	25,90	49,52	36,58	27,14	102,00	68,98	123,70	37,85	33,12	44,52	9,58	43,63	46,87	64,60	61,5
Nd	8,92	15,01	18,10	30,19	17,23	15,41	55,23	28,95	67,80	20,04	17,75	24,02	1,24	23,93	24,70	29,78	32,6
Sm	0,75	2,93	4,60	6,42	2,20	3,80	9,47	5,30	12,20	3,10	2,60	3,40	0,15	3,70	4,79	4,50	5,2
Eu	0,50	0,95	1,30	1,52	0,87	0,74	1,91	1,09	3,00	0,84	0,83	0,96	0,09	1,18	1,27	1,01	1,3
Gd	0,97	2,84	4,60	5,84	1,60	4,21	6,28	4,01	8,20	2,98	2,52	2,85	0,15	3,18	4,19	3,87	4,0
Dy	0,50	2,47	4,40	4,44	0,92	3,01	3,35	3,15	4,50	2,61	2,17	1,97	0,14	2,13	3,63	2,58	2,8
Ho	0,10	0,53	0,91	0,92	0,10	0,60	0,56	0,66	0,91	0,44	0,38	0,28	0,02	0,33	0,79	0,36	0,3
Er	0,32	1,59	2,60	2,32	0,25	1,73	1,40	1,83	2,20	1,10	0,88	0,58	0,05	0,88	2,20	1,06	0,2
Yb	0,28	1,41	2,30	1,56	0,20	2,04	1,46	1,48	1,40	1,14	1,20	0,42	0,05	0,75	1,71	1,03	0,5
Lu	0,06	0,24	0,32	0,22	0,58	0,40	0,20	0,20	0,21	0,14	0,15	0,05	0,03	0,15	0,26	0,22	0,1
Eu/Eu*	1,79	0,99	0,85	0,74	1,35	0,56	0,71	0,69	0,86	0,83	0,98	0,90	1,81	1,02	0,85	0,72	0,8
TRL	42,62	50,08	59,80	112,48	75,29	65,20	222,64	144,45	266,10	81,02	71,72	93,56	19,48	95,21	102,19	134,46	130,9
TRP	2,23	9,08	15,13	15,30	3,65	11,99	13,25	11,33	17,42	8,41	7,30	6,24	0,44	7,42	12,78	9,12	8,2
TRL/TRP	19,11	5,51	3,95	7,35	20,62	5,43	16,80	12,75	15,27	9,63	9,82	14,99	44,27	12,83	7,99	14,74	15,9
TR	45,35	60,11	76,23	129,30	79,81	77,93	237,80	156,87	286,52	90,27	80,05	103,76	20,01	103,81	116,24	144,59	140,5
YbN	1,69	8,54	13,93	9,44	1,21	12,35	8,84	8,96	8,48	6,90	7,26	2,54	0,30	4,54	10,35	6,23	3,5
LaN/YbN	29,82	5,19	3,28	11,40	65,06	6,23	25,86	18,79	30,08	11,86	10,37	39,56	114,88	21,55	10,19	23,31	37,5
GdN/YbN	2,80	1,62	1,61	3,02	6,46	1,66	3,47	2,19	4,73	2,11	1,69	5,67	2,42	3,42	1,98	3,03	5,6

dos Andes, os quais são igualmente ricos em TRP e, segundo Tarney *et al.* (1979), foram gerados a partir de fusão parcial de uma fina fonte máfica com piroxênio e plagioclásio, dando, então, anomalia negativa de Eu. As demais amostras desse subgrupo C são levemente mais fracionadas e apresentam pequenas anomalias negativas de Eu, formando vales bem rasos. O enriquecimento em TRP pode estar ligado a variações quanto à rocha fonte, originariamente rica nos lantanídeos da série do Ce, enquanto a depleção ou fracionamento das TRP se relaciona a pequenas variações nos conteúdos de minerais do tipo granada, hornblenda, piroxênio e zircão.

d) A curva do subgrupo D tem um declive para a direita muito suave e no ramo das TRP assume a forma côncava para cima, semelhante aos padrões dos "Ancient Gneiss Complex" da Swazilândia, conforme estudados por Glikson & Jahn (1985). A par dessa concavidade, observa-se sobretudo que há um enriquecimento no ramo das TRP, de tal maneira que a feição discóide praticamente se mantém, a ponto de podermos advogar para as rochas desse subgrupo a mesma origem atribuída para aquelas do subgrupo C; ou seja, são semelhantes aos vulcanitos e batólitos calcialcalinos dos Andes, gerados de fontes máficas com piroxênio e plagioclásio residuais, em ambiente menos hidratado para responder pelas anomalias negativas de Eu.

e) Finalmente, como regra geral para toda a população, admite-se a eventualidade de um parentesco entre os tonalitos/trondhjemitos com os enderbitos. A formação desses últimos teria sido favorecida provavelmente pela mudança do regime de fluidos, onde, enquanto para os tonalitos/trondhjemitos a água foi o fluido predominante, no campo dos enderbitos o CO_2 assumiu papel de maior relevância.

2.3.3 Intrusivas Tardi a Pós-Transcorrentes

O mapa da figura II.2.46 mostra a distribuição geográfica desses granitóides, enquanto a tabela II.2.21 apresenta sua identificação.

2.3.3.1 Maçico Garrafão – $\in\gamma 3g$

Apresenta-se como um expressivo corpo granítico situado na porção oeste da Folha Domingos Martins, englobando as serras Tijuco Preto e Garrafão. É limitado pelas localidades de Cristo Rei ao sul, Garrafão a leste e Sabino a norte, adentrando a Folha Afonso Cláudio em sua parte sudoeste, onde ocupa pequena área.

O corpo granítico possui forma irregular, alongada, com cerca de 20km de eixo maior, alinhado na direção NE-SW, apresentando um estrangulamento na região de Bom Parto.

Ocupa uma área de aproximadamente 120km^2 e está em contato com diferentes tipos litológicos como sillimanita-biotita gnaisses (Pps2) a sudoeste e oeste, ortognaisses tonalíticos (Pγ1b) a sul e leste e gnaisses aluminosos (Pps1)

a norte e noroeste. O contato com esta última litologia é discordante e abrupto, conforme pode ser visto nos afloramentos das estações WL-576 e WL-764, enquanto que com as outras unidades o contato, apesar de definido, encontra-se localmente mascarado devido ao intemperismo.

O litótipo predominante é um microclina-granito de cor rosa a cinza-clara, granulação variável, geralmente grossa (porfirítica), com foliação incipiente e estrutura isotrópica. Observa-se um aumento da granulação de sudoeste para nordeste, do mesmo modo para a relação borda/centro. Nas porções nordeste e sudoeste observa-se uma borda tonalítica até gabróica (WL-48, WL-49, WL-153 e WL-544B).

A textura da rocha varia de granular hipidiomórfica (foto 29) a xenomórfica e sua composição mineralógica é de microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. A tabela II.2.22 mostra a composição mineralógica estimada desse maçico.

Tabela II.2.21 – Identificação das amostras de intrusivas tardi a pós-transcorrentes.

Nº Ordem	Amostra	Rocha	Unidade	Coordenadas UTM	
				N	E
1	WL-48A	Hb - Bt gnaisse	Cγ3g	7768,9	303,9
2	WL-48B	Tonalito	Cγ3g	7768,9	303,9
3	WL-48C	Meta quartzo-diorito	Cγ3g	7768,9	303,9
4	WL-55	Gra - Bt gnaisse	Cγ3g	7750,6	301,7
5	WL-153	Gabro	Eγ3qd	7755,0	293,5
6	WL-180	Quartzo-diorito	Eγ3g	7780,1	309,2
7	WL-195	Mcr granito	Cγ3g	7769,6	302,6
8	WL-196B	Mcr granito	Cγ3g	7769,0	302,0
9	WL-197B	Mcr quartzo-sienito	Cγ3g	7766,4	300,5
10	WL-198	Mcr quartzo-sienito	Cγ3g	7766,3	299,9
11	WL-200B	All granito	Cγ3g	7768,5	296,1
12	WL-202	Quartzo-monzonito	Cγ3g	7767,7	293,9
13	WL-203A	Norito	Cγ3g	7766,8	292,3
14	WL-203B	Mcr granito	Cγ3g	7766,8	292,3
15	WL-205	Bt granito gnáissico	Cγ3g	7759,8	292,4
16	WL-207B	All - Bt granito	Cγ3a	7742,3	297,2
17	WL-207C	Meta quartzo-diorito	Cγ3a	7741,8	297,4
18	WL-231	Mcr granito	Cγ3a	7738,2	294,3
19	WL-235	Mcr granito	Cγ3a	7737,4	292,1
20	WL-244	Hornblendito	Cγ3db	7734,0	292,9
21	WL-247	Mcr granito	Cγ3a	7742,8	292,2
22	WL-251	All granito	Cγ3a	7740,8	295,1
23	WL-256B	Granodiorito	Cγ3a	7740,1	297,2
24	WL-381C	Ol gabro	Cγ3db	7773,2	343,1
25	WL-388A	Norito	Cγ3db	7774,5	338,7
26	WL-406	Norito	Cγ3nr	7785,9	323,9
27	WL-408	Norito	Cγ3nr	7785,5	322,2
28	WL-428	Bt augen gnaisse	Cγ3fb	7784,3	301,5
29	WL-480	All - Bt granito	Cγ3rp	7763,8	308,6
30	WL-514A	Mcr granito	Cγ3a	7742,1	295,9
31	WL-514B	Meta quartzo-diorito	Cγ3a	7742,1	295,9
32	WL-524C	Meta quartzo-diorito	Cγ3a	7742,1	295,9
33	WL-544B	Meta quartzo-diorito	Cγ3g	7757,5	295,0
34	WL-569	Mcr granito	Cγ3g	7763,4	298,2
35	WL-571A	Quartzo-monzonito	Cγ3g	7766,0	293,6
36	WL-571B	Norito	Cγ3g	7766,0	293,6
37	WL-656	All - mcr granito	Cγ3g	7760,9	297,0
38	WL-683B	All - mcr granito	Cγ3g	7772,4	298,9
39	WL-694	All - mcr granito	Cγ3g	7770,4	297,3
40	WL-695	Meta diorito	Cγ3g	7770,7	298,3
41	WL-746	Meta quartzo-diorito	Cγ3db	7770,1	330,9

A microclina ocorre como pequenos cristais anédricos bem como na forma de grandes cristais, envolvendo grãos de quartzo, biotita e substituindo o plagioclásio. Pode-se atentar para a ocorrência de um metassomatismo potássico (foto 30) provavelmente correspondente a uma fase tardia de granitização. Exibe geminação tipo Carlsbad e é, em parte, pertítica, mostrando formação de mirmequitas no contato com o plagioclásio. Este é o oligoclásio e ocorre em cristais hipidiomórficos e xenomórficos, maclados segundo a lei da Albita e Albita-Carlsbad. Exibe bordas albitizadas e altera-se para carbonato, sericita e muscovita. Observa-se deformação das lamelas de geminação.

O quartzo ocorre na forma de grandes cristais ané-

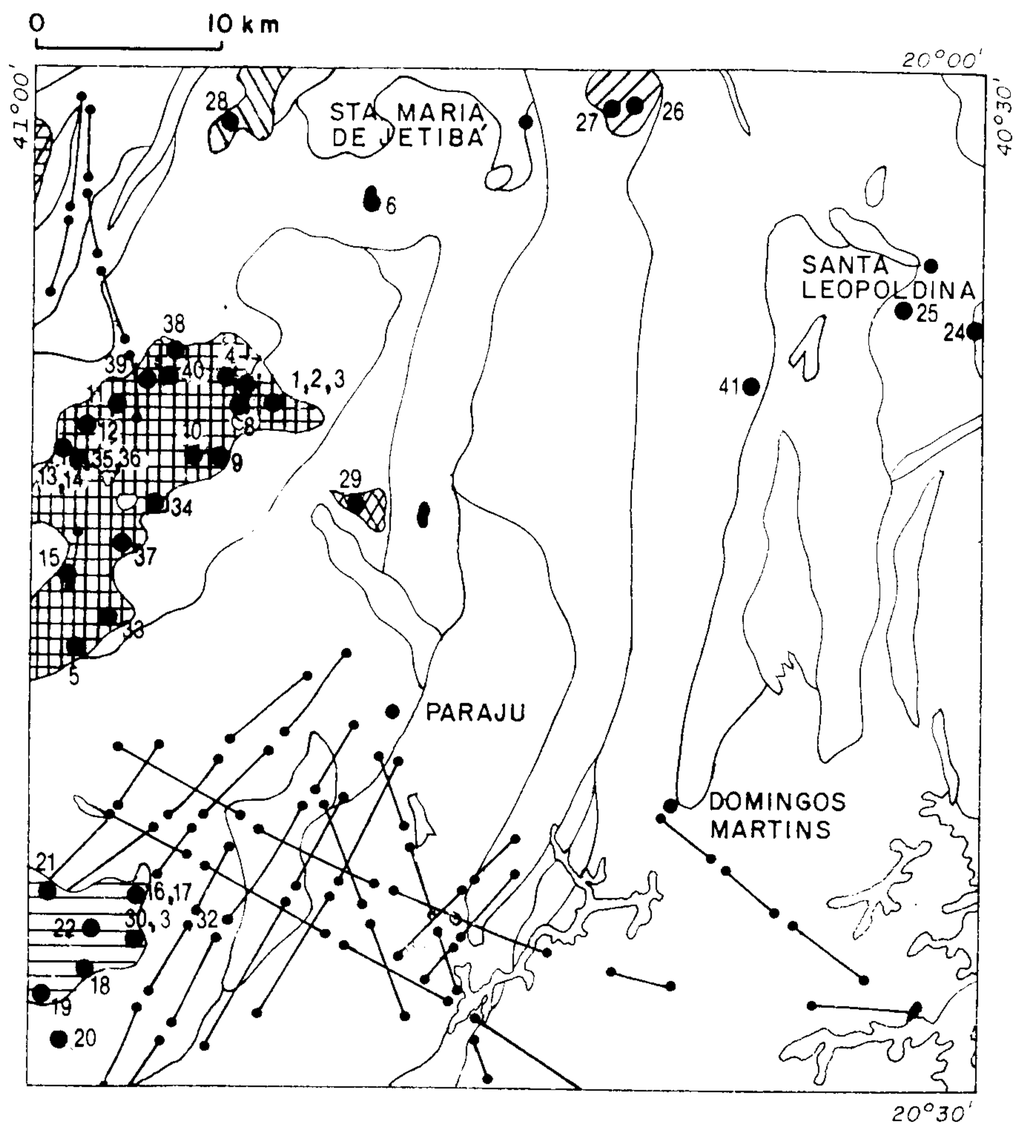


Figura II.2.46 – Mapa de distribuição dos granitóides tardi a pós-transcorrentes.

dricos, preenchendo espaços intergranulares. Geralmente exibe extinção ondulante.

A biotita ocorre na forma de pequenas palhetas sem orientação e com inclusões de apatita, zircão e epidoto. Às vezes mostra sinais de deformação.

Os minerais acessórios são representados por titanita, opacos, allanita, apatita e zircão, enquanto os minerais secundários são muscovita, carbonato, clorita e sericita. Macroscopicamente notam-se pontuações e pequenas concentrações de pirita disseminadas na rocha granítica.

Através das observações de campo verificou-se a presença de restos da encaixante ainda preservados no granito, e grande quantidade de pegmatitos e/ou veios pegmatóides cortando essa rocha, indicando um corpo ainda preservado em sua porção apical, com erosão apenas inicial.

Foi evidenciado também um aumento do número de sistemas de fratura provocado pelo *emplacement* do corpo granítico e dispostos sem orientação preferencial.

Aparece grande número de xenólitos encravados no granito, de dimensões variadas, formas diversas e composição correspondente à de um quartzito grosseiro, gnaisse tonalítico, hornblenda gnaisse, piroxênio-fels (enderbito) e granada-biotita gnaisse (gnaisse aluminoso) – foto 31.

Nas bordas do maçico são encontrados diferentes litótipos, como diorito, tonalito e enderbito, constituindo às vezes uma mistura com o granito, onde se apresentam na forma de mosaicos e/ou como interdigitações (foto 32). Em direção ao centro do maçico passa a predominar apenas o granito.

Há evidências da ação do tectonismo sobre essas rochas, tendo ficado impressas deformações como estiramento de minerais e veios com rotação, foliação discreta e às vezes marcante. Também se fazem presentes as estruturas impostas pelo cisalhamento dúctil que afetou o maciço, distinguindo-se freqüentes *shear bands* (fotos 33 e 34). Pela microscopia é possivel se detectar a extinção ondulante no quartzo, muitas fraturas em minerais e a biotita em palhetas recurvadas.

A geração dessas rochas deve ter-se dado no período tarditectônico, com o soerguimento de granitos ricos em K.

No diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1976), figura II.2.47, as rochas deste maçico plotam-se predominantemente no campo dos granitos, mas duas delas situam-se no campo dos quartzo-sienitos e duas outras no campo dos quartzo-monzonitos. As rochas de borda plotam no campo dos quartzo-dioritos, gabros e tonalitos.

2.3.3.2 Granito Fazenda Berger – $\in\gamma 3fb$

O Granito Fazenda Berger situa-se imediatamente a leste da localidade do mesmo nome, a norte-noroeste da folha. Abrange uma área de 7,7km^2 e estende-se num corpo alongado, de direção norte-sul, que adentra a área da Folha Colatina. É bordejado em sua maior parte por gnaisses aluminosos (Pps1) associados a rochas calcissilicáticas, e a leste, por gnaisses enderbíticos (Pγgl2). No contato com os gnaisses aluminosos e rochas calcissilicáticas, a norte de Fazenda Berger, observa-se uma brecha com cerca de 0,60m de largura, constituída principalmente por fragmentos angulosos da rocha calcissilicática, indicando que o posicionamento do granito pode ter sido para-autóctone.

A intrusão é constituída por microclina granito de

Tabela II.2.22 – Composição mineralógica estimada de rochas do maciço Garrafão e granito Faz. Berger.

AMOSTRAS WL	48A	48B	48C	55	153	195	196B	197B	198	200B	202	203A	205	544B	569	571A	571B	656	693	694	695	485
MINERAIS		*	*	x	*		*	*		*	*		*	*	*	*	*	*			*	*
Quartzo	20	20	7	40		15	24,5	7	10	25	4	tr	30	5	30	10	5	27	30	20	3	25
Microclina		5		2	1	75	38	61	62	45	20	tr	35		40	25		60	20	40		20
Plagioclásio	40	50	35	15	45	5	28	14	10	10	30	65	20	45	10	40	50	5	35	30	70	35
Biotita	20	20	20	30	10	5	4,5	16	15	15	10	10	10	20	20	15	15	5	15	8	25	20
Hornblenda	20		20		15						20			20								
Piroxênio					25						15	20		10			13					
Alanita	tr					tr			tr	3,			0,5						tr	0,5	tr	
Apatita	tr	tr	3	tr	1	tr		1	tr	tr	0,5	tr	0,5	tr	tr	tr			tr	0,5	0,5	tr
Opacos	tr	tr	10	tr	1		1,5	0,5	tr	tr	0,5	5	0,5	tr	tr	3	10		tr	0,5	0,5	
Titanita		5	2	tr					3	tr		tr	0,5	tr	3	tr			tr			
Zircão	tr		1	tr	1	tr		0,5	tr	tr			1		tr				tr	0,5		tr
Carbonato			1		1	tr	1,5	tr					1							tr	0,5	
Clorita			tr	tr		tr							1			3						
Epidoto		tr	tr	tr															tr			
Moscovita			tr	tr		tr	2									3					0,5	
Anfibólio		tr	tr																			
Granada				10																		

x – Xenólito.
* – Amostra analisada quimicamente.

coloração rosa a esbranquiçada, de granulação grosseira, com cristais de feldspato potássico euedrais, tabulares e amendoados a arredondados, que atingem até 7 centímetros de comprimento por 4 de largura (foto 35). Esses megacristais estão distribuídos de forma não homogênea numa matriz de granulação fina a média, de coloração acinzentada, onde são observados quartzo, plagioclásio, biotita, magnetita e pirita. Encontrou-se um pequeno cristal de turmalina numa das amostras (WL-429). Localmente os fenocristais de feldspato estão alinhados, principalmente ao redor dos xenólitos.

Ao microscópio observa-se uma textura gnáissica, com fenocristais de microclina e oligoclásio, além de quartzo e biotita. A composição mineralógica estimada da amostra WL-428 pode ser vista na tabela II.2.22.

O plagioclásio é o oligoclásio e ocorre em forma de cristais euédricos bem desenvolvidos ou pequenos cristais associados ao quartzo. Contém inclusões de quartzo e está maclado segundo a lei da albita, mostrando alguma deformação das lamelas de geminação.

O quartzo ocorre tanto sob a forma de grandes cristais anédricos como pequenos cristais. Mostra extinção ondulante.

O feldspato potássico é a microclina. Mostra uma distribuição zonada das porções pertíticas, ocorre em forma de grandes cristais com maclado típico e apresenta inclusões de cristais hipidiomórficos de plagioclásio e palhetas de biotita. Parece corroer, em parte, o plagioclásio.

A biotita contém inclusões de zircão e apatita, forma aglomerados e mostra encurvamento das palhetas.

Os minerais acessórios são apatita e zircão, enquanto que os secundários são representados por sericita, muscovita e carbonato.

Ocorrem xenólitos de formas ovaladas e achatadas de rocha cinza a cinza-escura, foliada, de granulação fina, constituída por quartzo, feldspato, biotita e fenocristais de granada. Provavelmente são restos do gnaisse aluminoso encaixante. Observam-se também, muito localmente, xenólitos de rocha cinza-esverdeados de granulação fina, com aspecto diorítico, que, às vezes, tomam formas ameboidais. Variam de 1 a 50 centímetros.

Em escala de afloramento quase não se percebem sinais de deformação, a não ser uma certa orientação dos xenólitos, mas em lâmina foi observada uma foliação que imprime uma textura gnáissica à rocha. Esse tipo de deformação é o mesmo encontrado no Maciço Garrafão, levando a crer que seus posicionamentos podem ter sido contemporâneos, ou seja, tarditectônicos.

Próximo a Fazenda Berger foi observado um pegmatito contendo quartzo róseo.

No diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1976), figura II.2.47, suas amostras plotam-se no campo dos granitos, próximo ao limite com os granodioritos.

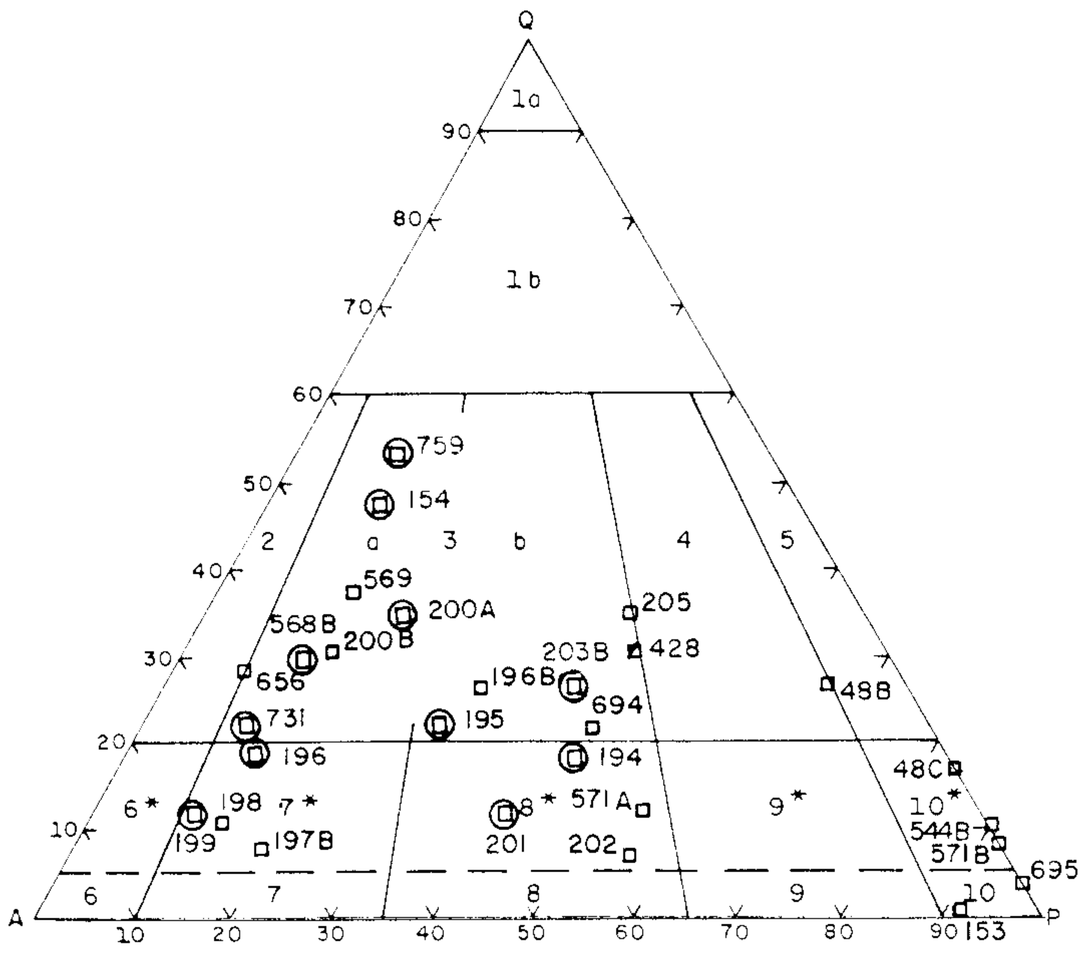


Figura II.2.47 – Diagrama a GAP modal de Streckeisen (1976) mostrando a distribuição das rochas do maciço Garrafão (□) e do Granito Fazenda Berger (*). Nas amostras assinaladas com 0 a análise modal foi executada através de colorimetria.

2.3.3.3 Maçico Aracê – $\in\gamma 3a$

Trata-se de uma associação de rochas graníticas intrusivas, localizadas na porção sudoeste da Folha Domingos Martins, constituindo um corpo de contorno ovalado, alongado no sentido EW.

Possui como limites a fazenda Alto do Castelinho, bem como a localidade de Alto do Redentor a sul, a fazenda Caixal a leste, e a BR-262 a norte. A oeste, o corpo granítico adentra a Folha Afonso Claúdio, onde apresenta mais da metade de sua exposição e onde ocorre o pico da Pedra Azul, considerado como pedra símbolo do Estado do Espírito Santo (foto 36).

Ocupa uma área de aproximadamente 33km^2 na Folha Domingos Martins e encontra-se em contato com sillimanita-biotita gnaisses (Pps2). Contato observado na BR-262 (estação WL-515) mostra uma migmatização de borda no gnaisse.

O litótipo predominante é um microclina granito de coloração cinza-clara a discretamente rosa, de granulação fina a média e estrutura isotrópica (homófana).

Nas bordas do maçico ocorrem exposições de quartzo-diorito, granodiorito e quartzo-sienito, formando interdigitações com o granito dominante (foto 37).

A tabela II.2.23 mostra a composição mineralógica estimada dos litótipos desse maçico, enquanto que a foto 38 apresenta sua textura.

O maior constituinte mineralógico do granito é a microclina, que se apresenta em grãos anédricos a subédricos, com maclado típico. É pertítica a

micropertítica. Altera-se para sericita, carbonato e muscovita.

O quartzo ocorre em cristais anédricos ocupando espaços intergranulares e tem extinção ondulante.

O plagioclásio é o oligoclásio e ocorre em grãos anédricos e subédricos maclados segundo a lei da albita, albita-periclina e Carlsbad. Apresenta bordas albitizadas, estruturas de zoneamento e alguma evanescência. Altera-se para sericita, carbonato e muscovita. Observam-se inclusões de biotita, microclina e quartzo.

A biotita ocorre em palhetas euédricas a subédricas, com inclusões de zircão, titanita, opacos e apatita.

Como minerais acessórios ocorrem zircão, apatita, titanita, allanita (foto 39) e opacos.

Aparecem como produtos de alteração carbonato, epidoto, clorita, muscovita e sericita.

Nas bordas do maçico ocorrem rochas de composição intermediária, interdigitadas com o granito. Essas rochas têm granulação fina a média e textura granular-hipidiomórfica a granoblástica. São constituídas de plagioclásio, quartzo, microclina, biotita e titanita. Como acessórios ocorrem zircão, allanita, apatita, opacos e hornblenda. Sericita, epidoto, carbonato e muscovita são os minerais secundários.

É comum nesse maçico a presença de xenólitos de tamanhos variados, com formas irregulares, angulosos e/ou arredondados, em diferentes graus de assimilação pelo granito.

São observados xenólitos do gnaisse (Pps2) encaixante (foto 40), bem como de blocos de quartzo, que, às vezes, já foram quase que totalmente assimilados, sendo identificados apenas pelo seu contorno e por uma coloração mais clara no granito.

É grande o número de fraturas cortando o maçico, sendo estas de extensão regional e preferencialmente dispostas nas direções NE e NW.

O caráter intrusivo do granito é alicerçado em dados que englobam a presença de xenólitos de tamanhos variados, a ausência de estruturas metamórficas e tectônicas na rocha, forma do maçico e homogeneidade do corpo, sendo relacionado aos granitos tardi a pós-tectônicos em relação ao Ciclo Brasiliano.

Todas as evidências indicam uma intrusão do tipo passiva para esse corpo.

No diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1976), figura II.2.48, as amostras desse corpo distribuem-se desde o campo dos quartzo-dioritos até o dos granitos.

2.3.3.4 Granito Rio Ponte – $\in\gamma 3rp$

Trata-se de um pequeno corpo de forma alongada, com cerca de 4,2km^2, direção aproximada NW-SE, que aflora a sul do povoado homônimo, na porção centro-noroeste da folha.

Está em contato discordante com gnaisse fino bandado.

Tabela II.2.23 – Composição Mineralógica Estimada de Rochas do Maciço Aracê ($\varepsilon\gamma 3a$) e Granito Rio Ponte Ponte ($\varepsilon\psi\beta rp$)

AMOSTRAS	WL-207B	WL-207C	WL-231	WL-235	WL-247	WL-251	WL-256B	WL-514A	WL-541B	WL-541C	WL-480
MINERAIS	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*	*
QUARTZO	28	15	20	20	10	23	25	15	5	5	25
MICROCLINA	40	10	40	50	65	45	10	55	2	5	35
PLAGIOCLÁSIO	15	50	30	10	10	22	30	10	50	55	19
BIOTITA	15	15	10	20	15	10	30	20	25	25	20
ALLANITA	0,2	0,5		tr	tr	tr			1	1	tr
APATITA	0,2	0,5	tr	tr		tr	tr	tr	1	1	tr
OPACOS	0,2	0,5		tr	tr	tr	tr	tr	2	1	1
TITANITA	0,2	3		tr		tr	5		2	1	tr
ZIRCÃO	0,2	0,5	tr		tr	tr	tr	tr	2		
TURMALINA		0,5									
HORNBLENDA		0,5				tr			10	3	
CARBONATO									tr	1	
SERICITA									tr	1	
EPIDOTO										1	

* Amostra Analisada Quimicamente

No contato nordeste ocorre também rocha diorítica fina interdigitada com o granito.

É uma rocha acinzentada de granulação média a fina, composta essencialmente por feldspato, quartzo, biotita e allanita. Apresenta estrutura maciça. A composição mineralógica estimada desse granito (amostra WL-480) está na tabela II.2.23.

Em seção delgada revela uma textura granular hipidiomórfica e é composta por microclina, que ocorre em grãos grandes anédricos a subédricos. Apresentam maclas tipo Albita-Periclina e Carlsbad. Mostra inclusões de quartzo, biotita e opacos. Altera-se para sericita, carbonato e muscovita.

O quartzo apresenta-se em grãos anédricos, com contatos lobados, e mostra extinção ondulante.

O plagioclásio é o oligoclásio e ocorre em ripas subédricas. Está maclado segundo as leis da Albita, Albita-Periclina e Carlsbad. Alguns cristais exibem maclas evanescentes. Apresentam-se mimerquíticos e com bordas albitizadas. Alteram-se para muscovita, sericita e carbonato.

A biotita apresenta-se em cristais euédricos e subédricos dispostos aleatoriamente. Altera-se para muscovita e carbonato. Possui inclusões de zircão e apatita.

A titanita ocorre em cristais bem desenvolvidos e associa-se aos minerais opacos formando borda de reação. Além desse mineral, ocorrem como acessórios zircão, apatita e allanita.

Como minerais secundários observam-se sericita, muscovita e carbonato.

Próximo da borda NE observa-se um bloco de quartzo de forma ovalada, com cerca de 0,50m de comprimento por 0,20m de largura, semidigerido pelo granito.

A deformação é incipiente e é caracterizada pela extinção ondulante, maclas evanescentes e contatos lobados dos minerais.

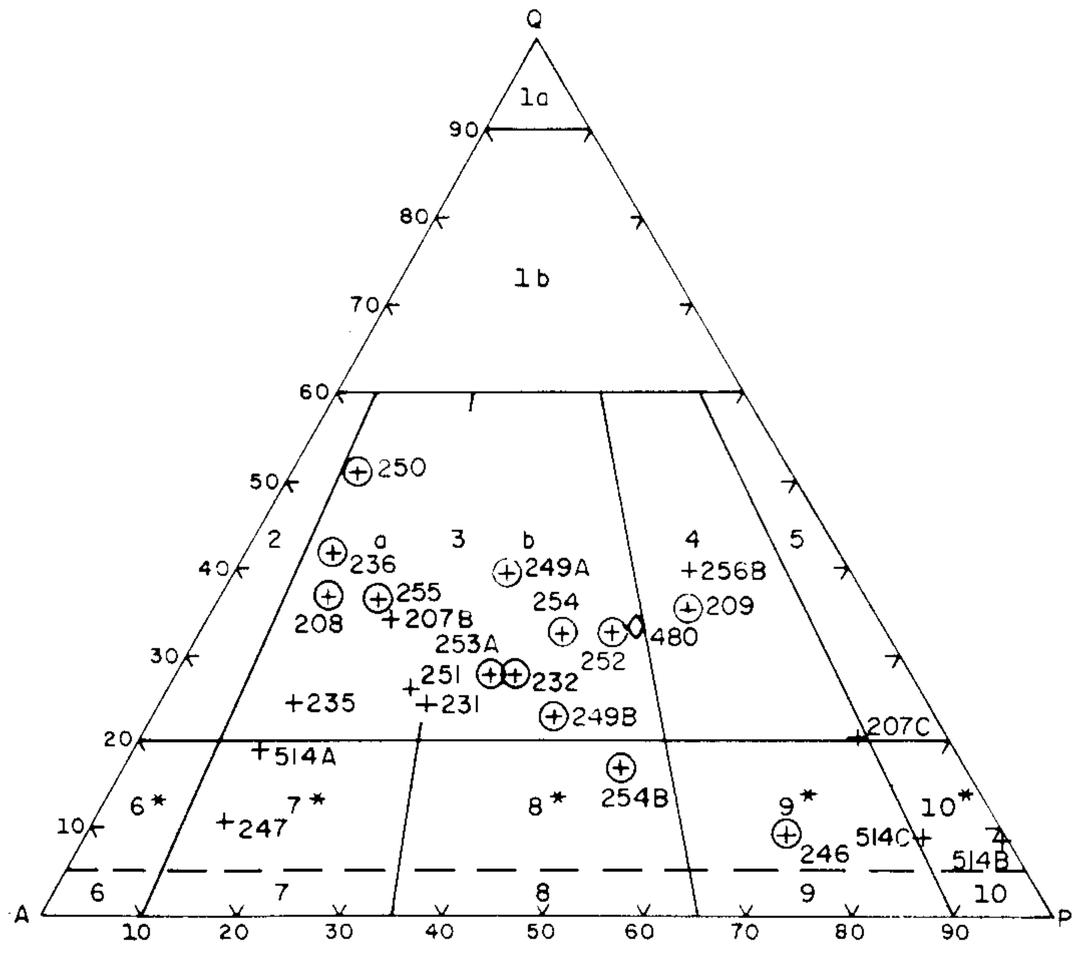


Figura II.2.48 – Diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) com a distribuição das rochas do maciço Aracê (+) e Granito Rio Ponte (◊). Nas amostras assinaladas com 0 a análise modal foi executada através de colorimetria.

Trata-se de um pequeno corpo arredondado, com uma área de cerca de 3,8km^2, situado no contato entre os Gnaisses Aluminosos (Pps1) e o Ortognaisse Tonalítico tipo Jequitibá (Pg1b). Na porção oeste está interdigitado com o gnaisse tonalítico. Na porção NNE, já andentrando a Folha Colatina, está em contato discordante com gnaisse aluminoso, através de uma borda quartzo-diorítica.

Tem coloração cinza-esverdeada, granulação média a grossa, localmente fina, e é constituído de pouco quartzo, feldspato (com geminação polissintética), biotita e piroxênio, com composição norítica, mas que localmente passa a diorítica.

Ao microscópio a rocha exibe plagioclásio de composição oligoclásio-andesina (com geminação Carlsbad e lei da Albita), piroxênio (hiperstênio e clinohiperstênio) biotita e raro quartzo, que ocorre preenchendo vazios. Como acessórios estão presentes apatita, titanita, zirconita e opacos. Sericita e carbonato ocorrem como minerais secundários. A tabela II.2.24 mostra a composição estimada desse tipo litológico.

Na porção norte encontrou-se um afloramento de gnaisse aluminoso alterado, com lentes de rocha calcissilicática, interpretado como xenólito dentro do norito.

No mapa magnetométrico observa-se uma anomalia dipolar correspondente a esse corpo, indicando seu posicionamento intrusivo.

2.3.3.5 Maciço Afonso Cláudio – $\in\gamma$3ac

Aflora na Folha Domingos Martins apenas numa pequena área (1,6km^2) no canto noroeste, no local denominado Alto Lagoa, ficando sua maior extensão na Folha Afonso Cláudio.

É constituído por granito porfirítico rosa a esbranquiçado de matriz acinzentada, granulação média a grossa, composto por quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio, encerrando fenocristais de álcali-feldspato com dimensões até 5 centímetros, euédricos, de coloração rosa a esbranquiçada, com geminação Carlsbad. Na porção central do maciço observa-se a presença de norito, quartzo-diorito e quartzo-monzonito.

Veios aplíticos pegmatítitos cortam o granito.

Ocorrem freqüentes encraves de rocha gnáissica finamente bandada, granulação fina, constituída de quartzo, feldspato, biotita e provável anfibólio (rocha calcissilicática). Estão bastante alterados. São observadas *shear bands* nesses xenólitos.

2.3.3.6 Norito Recreio – $\in\delta$r

Está situado na porção centro-norte da folha, a leste da cidade de Santa Maria de Jetibá, no local denominado Alto Recreio.

2.3.3.7 Quartzo-diorito – $\in\gamma$qd

Ocorrem como pequenos corpos geralmente arredondados, intrusivos principalmente nos Gnaisses Aluminosos (Pps1). Os corpos de maior expressão estão localizados a sudeste da folha, no local denominado Mocambo, e na porção central, na região de Pena, ao sul de Melgaço e imediatamente a leste de Alto Possmouser. As outras ocorrências são apenas puntuais, tendo-se colocado em mapa apenas o local de ocorrência com a designação "qd".

Geralmente observam-se apenas blocos arredondados (matacões) com desplacamento esferoidal.

Apresentam coloração esverdeada a acinzentada, granulação média a grossa, estrutura isotrópica e são compostos por quartzo, plagioclásio, biotita e hornblenda. Normalmente ocorre pirita disseminada. A tabela II.2.25 mostra a composição mineralógica estimada do quartzo-diorito de Alto Possmouser.

2.3.3.8 Diques Básicos – $\in\delta$db

Essas rochas ocorrem em forma de diques não mapeáveis que cortam discordantemente diversas litologias, tais como gnaisses aluminosos, ortognaisses tonalíticos, gnaisses enderbíticos, ortognaisses granatíferos, etc. Os contatos são sempre bruscos.

São diques estreitos, geralmente com cerca de 0,20m de

Tabela II.2.24 – Composição mineralógica estimada do norito Recreio – ($\in\delta\rho$).

Minerais	Amostras	
	WL-406	WL-408
Quartzo	5	
Plagioclásio	75	50
Biotita	5	5
Piroxênio	15	30
Anfibólio		10
Apatita	tr	2
Opacos	tr	2
Titanita	tr	
Rutilo		1
Zircão	tr	
Carbonato	tr	tr
Sericita	tr	

Tabela II.2.25 – Composição mineralógica estimada do quartzo-diorito Possmouser – ($\in\Upsilon\theta\delta$)

Minerais	Amostra WL-180
Quartzo	10
Plagioclásio	50
Biotita	10
Horblenda	30
Apatita	tr
Opacos	tr
Carbonato	tr
Clorita	tr
Sericita	tr

espessura, raras vezes apresentando possança mais expressiva.

Na maior parte da área trata-se de anfibolitos, mas, em alguns locais, esses diques apresentam algumas particularidades. É o que ocorre na estação WL-244, composta exclusivamente por hornblenda e diopsídio. Na estação WL-381 a composição é de olivina-gabro, enquanto na WL-388 é norítica.

São sempre rochas esverdeadas a acinzentadas, de granulação variando de fina até grossa. A composição mineralógica estimada pode ser observada na tabela II.2.26.

O quartzo ocorre sempre em pequena quantidade, presente na matriz e preenchendo interstícios. Na estação WL-746, o dique que aí ocorre apresenta quartzo na forma de *spots* que gradam para uma matriz poligonizada. Raras maclas de tensão e extinção ondulante.

O plagioclásio é andesina a labradorita e ocorre em ripas idiomórficas a subédricas, macladas segundo a lei da Albita ± Carlsbad ± Periclina e apresenta zoneamento composicional. Observam-se restos, interrupções, deformações e arqueamento de maclas. Mostra substituição por sericita e carbonato. Ocorrem inclusões de apatita euédrica, piroxênio, zircão e titanita.

A biotita ocorre em cristais predominantemente tabulares, às vezes aglomerados caoticamente. Localmente conferem foliação à rocha. Grande parte é proveniente da transformação de piroxênios e anfibólios. São observados simplectitos no contato com o quartzo. Ocorrem inclusões de opacos, apatita euédrica e zircão (com halos pleocróicos). Encontra-se substituída por clorita, epidoto, carbonato, muscovita e hidróxido de ferro.

O hiperstênio aparece em cristais subédricos a anédricos, em seções preferencialmente prismáticas. É substituído parcial a totalmente por biotita, tremolita-actinolita, muscovita, clorita, carbonato e hidróxido de ferro. Mostra rara reação regressiva para biotita.

O clinopiroxênio é representado por diopsídio/augita, que ocorre em pequenos cristais subédricos a anédricos.

A hornblenda ocorre na forma de cristais euédricos a subédricos de dimensões variadas, conferindo, localmente, foliação à rocha. Apresenta inclusões de opacos e apatita euédrica. Está substituída nas bordas por biotita, clorita, carbonato, muscovita, opacos e hidróxido de ferro.

Na estação WL-381 ocorre olivina em cristais fraturados e serpentinizados (foto 41).

Os principais acessórios são apatita (que na amostra WL-746 chega a 10%), opacos, zircão e titanita, enquanto que os secundários são carbonato, serpentina, sericita, clorita, muscovita e epidoto.

Esses diques às vezes mostram-se levemente foliados, com atitudes bastante discordantes da foliação regional. Como são muito pouco espessos, essa foliação pode ser de fluxo, provocada pelo alinhamento dos minerais prismáticos.

2.3.3.9 Litoquímica das Intrusivas Tardi a Pós-Transcorrentes

Maciço Garrafão e Granito Fazenda Berger

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Para confirmar a composição modal (figura II.2.47) foi elaborado o mesmo diagrama Q-A-P com as composições normativas a partir das análises químicas dos óxidos maiores de 15 amostras representativas desse maciço e uma do Granito Fazenda Berger (os resultados analíticos estão na tabelas II.2.27A e B). No mesmo diagrama (figura II.2.49) estão representados os campos das séries de diferenciação magmática como idealizados por Lameyre & Bowden (1982). Evidenciam-se aí duas populações distintas: uma

Tabela II.2.26 – Composição mineralógica estimada de diques básicos.

Minerais	Amostras			
	WL-244	WL-381C	WL-388A	WL-746
	*	*	*	*
Quartzo			5	5
Plagioclásio		70	30	35
Biotita			30	25
Hiperstênio			20	3
Diopsídio	30	15	5	
Olivina		15		
Anfibólio	70		1	1
Opacos	tr	tr	5	15
Apatita	tr		1	10
Zircão				1
Carbonato		tr	1	1
Clorita			1	1
Muscovita			1	1
Sericita		tr	tr	1
Serpentina		tr		1

* analisada quimicamente.

que se inicia na variante calcialcalina monzonítica, concentrando-se sobretudo na série de granitóides aluminosos das províncias alcalinas e com os termos mais diferenciados na série alcalina, e outra, menor, que se distribui na série calcialcalina granodiorítica, com uma amostra na variante calcialcalina monzonítica da mesma série. Também no diagrama classificatório de Debon & Le Fort (1983) as mesmas amostras se distribuem em duas populações distintas. Na primeira, os espécimes se identificam como monzogabros ou monzodioritos, monzonitos e quartzo-monzodioritos e, no segundo, quartzo-sienitos e granitos (figura II.2.50). Essa classificação sugere uma litogênese bimodal para essas rochas, o que já foi identificado em outros maciços semelhantes no Estado do Espírito Santo (Wiedeman *et al.*, 1986; Bustamante Junho *et al.*, 1987). No diagrama de Rapela & Caminos (1987) as amostras desse maciço se identificam quase todas como metaluminosas, com apenas duas amostras se discriminando como peralcalinas e uma, apenas, como peraluminosa (figura II.2.51).

O caráter de alcalinidade fica bem evidenciado no diagrama de Wright (1969), figura II.2.52. As amostras do Maciço Garrafão plotam-se quase todas no campo calcialcalino, com apenas cinco no campo alcalino, exatamente as quatro amostras mais básicas (WL-48B, WL-153, WL-202 e WL-544B) e a mais ácida (WL-205). O posicionamento tectônico desse maciço pode ser visualizado no diagrama de variação multicatiônica R1 x R2 de La Roche *et al.* (1980), segundo Batchelor & Bowden (1985). A maioria das amostras posiciona-se no campo dos granitóides tardi-orogênicos. Apenas quatro podem ser identificadas como granitóides de soerguimentos pós-colisionais (figura II.2.53).

Essa dupla ambiência está relacionada à bimodalidade composicional, que é interpretada por alguns dos autores já referidos como uma mistura de dois magmas parentais. Esses magmas, embora gerados em posições diferentes da crosta, teriam evoluído através dos mesmos condutos.

O diagrama Rb x Sr de Condie (1973) mostra que essas rochas foram formadas a profundidades superiores a 30km (figura II.2.54).

Para discriminar a ambiência tectônica desses granitóides foi utilizado o diagrama de Pearce *et al.* (1984), figura II.2.55, no qual esses granitóides são identificados como posicionados em ambiente intraplaca.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Para melhor alicerçar os estudos petroquímicos desses granitos foram analisados os padrões de terras-raras em 16 amostras referidas a variados tipos petrográficos dentro do clã granítico, como diorítico/granodiorítico até granitos alcalinos.

Os valores analíticos dessas terras-raras, bem como os parâmetros gerados a partir desses dados estão reunidos na tabela II.2.28.

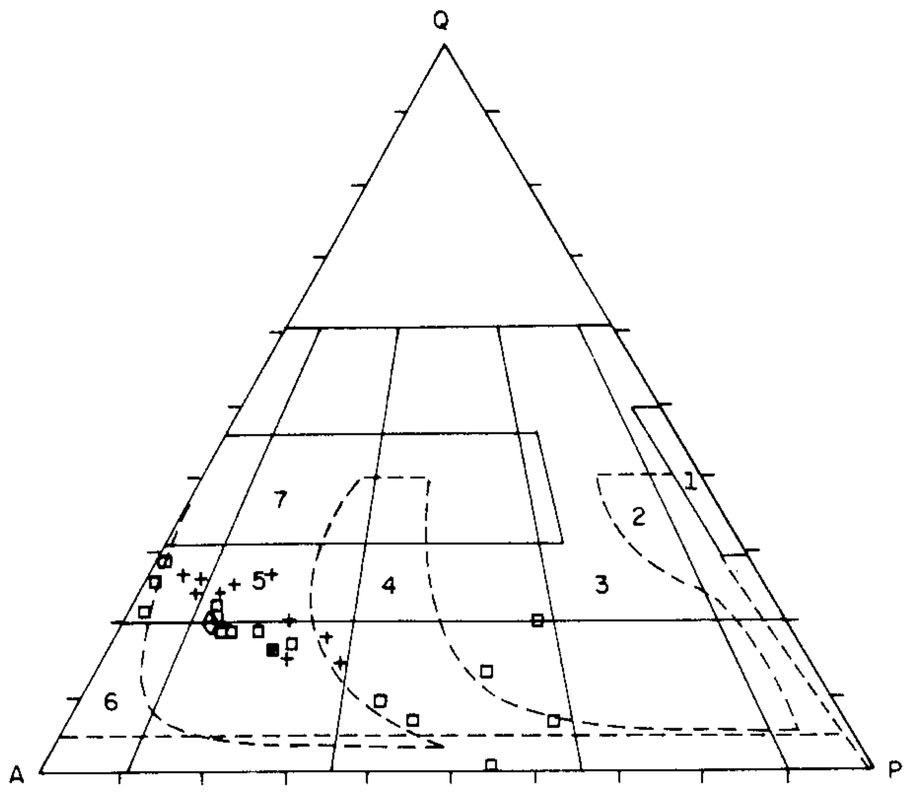


Figura II.2.49 – Diagrama QAP normativo de Streckeisen (1976) com os campos das séries de diferenciação de Lameyre & Bowden (1982): (□) maciço Garrafão; (+) maciço Aracê; (◩) Granito Fazenda Berger; (◊) Granito Rio Ponte.

Tabela II.2.27A – Análises químicas, norma CIPW e parâmetros petroquímicos das rochas do Maciço Garrafão e granito Faz. Berger.

Amostras	WL-48B	WL-48C	WL-153	WL-196	WL-197B	WL-200B	WL-202	WL-205	WL-428	WL-544B	WL-569	WL-571A	WL-571B	WL-656	WL-694	WL-695
SiO2	49,80	55,20	52,60	68,10	65,60	64,40	50,90	72,40	63,60	51,30	68,30	62,30	57,50	71,50	65,80	60,40
Al2O3	14,60	15,20	13,10	13,60	15,50	14,50	14,30	12,30	15,60	14,80	14,30	15,10	16,20	12,70	14,90	16,10
Fe2O3	3,80	2,80	4,10	1,70	< 0,10	1,80	6,40	0,74	0,58	3,40	0,55	2,40	2,60	0,41	1,70	1,50
FeO	7,60	7,30	6,30	1,70	4,00	3,40	6,50	1,40	3,80	6,10	2,20	3,50	5,20	1,70	2,70	5,30
MnO	0,23	0,16	0,15	0,06	0,07	0,09	0,19	0,03	0,07	0,15	0,04	0,10	0,13	0,07	0,08	0,11
MgO	4,80	0,73	4,20	0,66	1,10	1,90	2,60	0,53	1,40	6,50	1,30	1,80	3,40	0,43	0,98	2,70
CaO	7,70	7,30	7,60	1,60	1,80	2,80	7,00	1,40	2,80	9,20	2,10	3,10	5,10	1,10	2,40	4,80
Na2O	3,10	3,20	3,00	3,10	2,70	3,50	3,20	3,30	3,00	3,20	3,20	3,50	3,60	3,10	3,70	2,60
K2O	2,00	2,10	3,20	7,40	6,70	5,20	3,20	6,60	6,00	2,60	6,30	5,00	2,80	7,20	5,70	3,30
TiO2	3,80	2,90	2,40	0,65	0,64	1,00	2,50	0,47	0,90	1,60	0,51	1,10	1,80	0,43	0,87	1,50
P2O5	1,30	1,90	1,60	0,47	0,31	0,33	1,90	0,12	0,33	0,67	0,12	0,37	0,74	0,07	0,31	0,57
S	0,12	0,11	0,12	0,11	0,07	0,07	0,17	0,03	0,06	0,13	0,04	0,09	0,12	0,03	0,06	0,09
CO2	0,65	0,35	0,35	0,35	0,70	0,25	0,35	0,35	1,00	0,10	0,65	0,70	0,35	0,90	0,35	0,20
H2O +	0,18	0,45	0,74	0,43	0,42	ND	0,27	0,15	0,34	0,01	ND	0,42	0,02	0,14	0,22	0,49
H2O–	0,16	0,07	0,09	0,07	0,03	0,02	0,07	0,08	0,06	0,07	0,02	0,08	0,07	0,06	0,06	0,07
PF	ND	ND	ND	ND	ND	0,18	ND	ND	ND	ND	0,45	ND	ND	ND	ND	ND
Quartzo	4,11	15,03	5,92	19,30	16,96	15,66	4,26	25,56	13,97	–	19,10	13,96	10,14	23,44	16,42	5,90
Ortoclásio	11,88	12,50	19,16	43,95	39,88	30,96	19,11	39,13	35,79	15,41	37,38	29,83	16,62	42,70	33,83	19,19
Albita	26,36	27,27	25,71	26,36	23,00	29,83	27,35	26,62	25,60	27,15	27,18	29,89	30,59	25,34	31,44	25,76
Anortita	20,11	21,06	12,99	1,35	6,95	8,56	15,36	–	11,47	18,38	6,07	10,82	19,86	–	7,24	13,02
Coríndon	–	–	–	–	1,28	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–
Diopsídio	7,82	2,51	11,77	2,83	–	2,65	5,99	5,13	0,29	18,46	2,95	1,82	0,55	4,25	2,19	11,80
Hiperstênio	12,95	6,95	9,68	0,82	8,98	6,60	12,08	0,30	8,41	3,89	4,53	6,27	12,64	1,30	3,52	9,76
Magnetita	5,53	4,09	5,73	2,47	0,14	2,63	5,86	0,46	0,84	4,50	0,80	3,51	3,78	0,16	2,47	5,74
Ilmenita	7,25	5,54	4,61	1,24	1,22	1,91	4,79	0,89	1,72	3,04	0,97	2,10	3,43	0,82	1,66	4,62
Apatita	3,09	4,53	3,83	1,11	0,73	0,78	4,54	0,28	0,78	1,59	0,28	0,88	1,76	0,16	0,73	3,84
Pirita	0,22	0,20	0,22	0,2-0	0,13	0,13	0,32	0,05	0,12	0,24	0,07	0,17	0,22	0,05	0,12	0,16
Acmita	–	–	–	–	–	–	–	1,22	–	–	–	–	–	0,86	–	–
Olivina	–	–	–	–	–	–	–	–	–	7,15	–	–	–	–	–	–

ND = não determinado.

Tabela II.2.27B – Elementos-traço e parâmetros petroquímicos das rochas do maciço Garrafão e granito Faz. Berger.

Amostras	WL-48B	WL-48C	WL-153	WL-196	WL-197B	WL-200B	WL-202	WL-205	WL-428	WL-544B	WL-569	WL-571A	WL-571B	WL-656	WL-694	WL-695
Cu	52	34	36	3	14	15	9	8	11	35	9	12	14	3	8	24
Pb	14	12	11	10	8	38	10	8	nd	8	28	8	6	8	7	12
Zn	71	nd	nd	nd	83	108	nd	nd	nd	nd	70	nd	nd	nd	nd	nd
Li	25	21	11	21	22	27	18	14	30	25	24	28	18	18	35	53
Au	nd	<0.05	0,05	<0.05	nd	nd	<0.05	<0.05	<0.05	<0.05	nd	<0.05	<0.05	0.05	0.05	>0.05
Mo	nd	9	6	5	nd	nd	9	6	<5	6	nd	5	6	7	6	5
B	nd	<10	<10	<10	nd	nd	<10	<10	24	<10	nd	<10	11	<10	<10	37
Ga	nd	24	26	23	nd	nd	34	15	29	32	nd	29	37	23	20	18
Co	48	19	28	<5	7	17	18	<5	8	42	<5	9	18	<5	5	16
Cr	184	118	164	8	10	34	6	8	nd	310	6	38	48	6	18	38
Ni	104	106	130	11	16	26	20	16	nd	220	7	26	38	11	26	44
V	280	250	177	98	124	146	265	115	nd	255	92	169	250	83	112	132
Sc	24	nd	nd	nd	12	30	nd	nd	nd	nd	<5	nd	nd	nd	nd	nd
Y	38	60	66	60	40	48	86	21	41	61	10	48	66	58	43	38
Nb	44	46	58	48	30	68	58	34	24	45	<20	41	60	45	37	37
Ba	1350	1450	2170	2300	2600	2070	2560	1160	2540	1820	1650	2690	2080	1030	1840	1600
Sr	900	1030	1260	330	550	610	1080	410	640	1100	440	760	860	150	620	820
Rb	32	36	61	190	180	130	44	140	130	60	220	92	62	170	160	85
Zr	380	405	435	680	830	940	320	245	650	450	660	880	780	460	405	330
Cl	440	780	970	340	250	300	770	370	530	1080	200	340	530	540	410	780
Th	<15	<10	<10	<15	<10	<10	<10	29	15	<10	<10	<10	<10	28	33	<10
U	<15	<1	2,80	2,80	8,50	<15	<1	5,70	<1	<1	<15	2,80	2,80	2,80	5,70	5,70
W	nd	<3	3	<3	nd	nd	<3	<3	<3	3	nd	3	3	<3	<3	3
F	1000	2100	2300	1400	1000	2100	2300	600	1400	800	1500	1500	1800	1100	2000	1400
ID	42,35	54,82	50,80	89,62	79,85	76,47	50,73	91,32	75,34	42,56	83,67	73,70	57,37	91,50	81,70	59,22

nd = não determinado

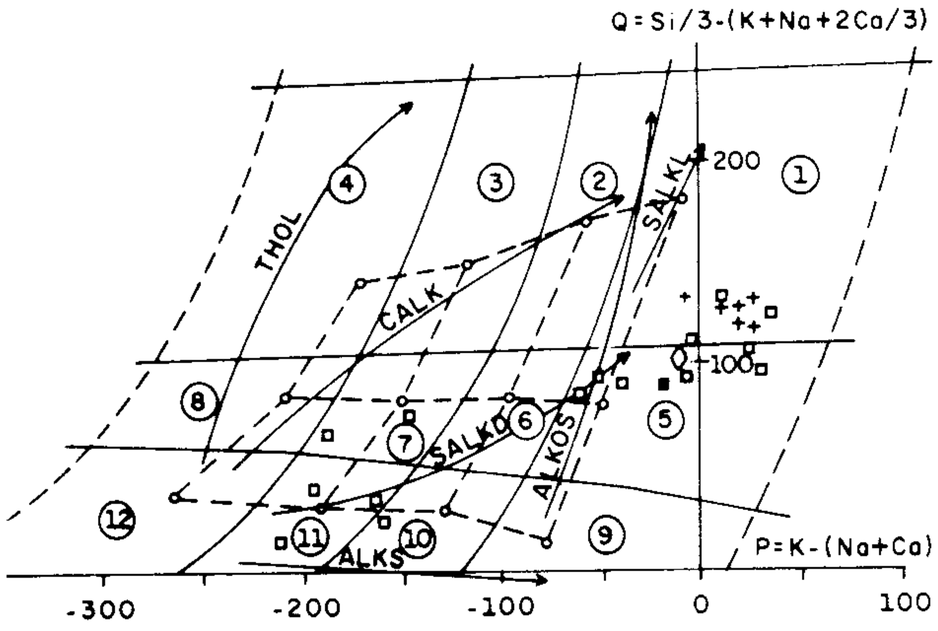


Figura II.2.50 – Diagrama de classificação químico-mineralógica Q x P de Debon & Le Fort (1983) com os *trends* das principais séries magmáticas. Mesma simbologia anterior: (1) granito; (2) adamelito; (5) qz-sienito; (6) qz-monzonito; (7) qz-monzodiorito; (10) monzonito; (11) monzodiorito-monzogabro.

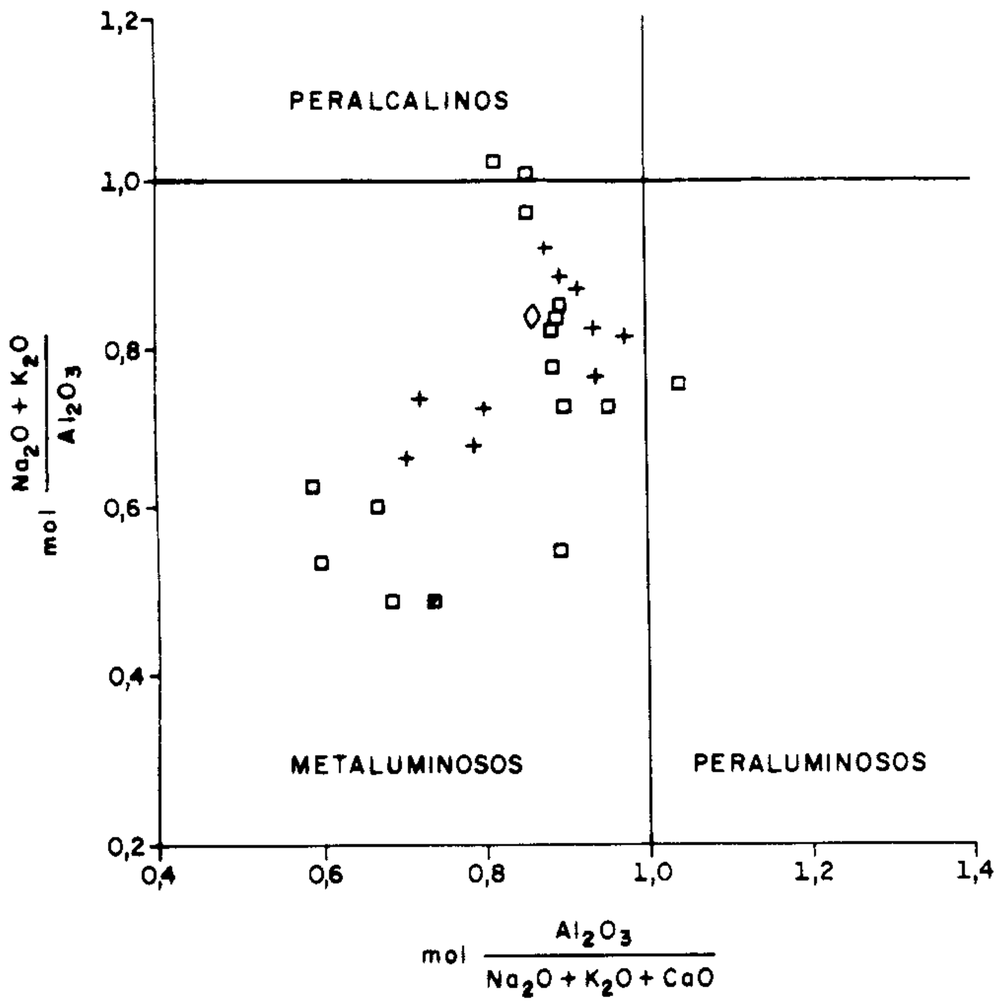


Figura II.2.51 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que discrimina o caráter de aluminosidade dos granitóides tardi a pós-transcorrentes. Mesma simbologia anterior.

Na figura II.2.56 constam as curvas-padrão das amostras estudadas, primeiramente agrupadas de maneira global e indiscriminada (figura II.2.56A). Em seguida, com base nos valores das anomalias de Eu combinadas com as percentagens de CaO, o somatório de TR e o índices de diferenciação (ID), o conjunto principal foi subdividido em quatro subgrupos, com as seguintes características fundamentais:

– Subgrupo A:

1) Anomalias de Eu: pequenas predominantes (0,71 a 0,92);

2) Baixos ID (42,4 a 57,4);

3) Muito altos percentuais de CaO (5,1 a 9,2%)

4) Somatório de TR de tendência baixa a alta (231 até 731ppm);

Amostras (7): WL-48B, WL-48C, WL-153, WL-202, WL-544B, WL-571B e WL-695.

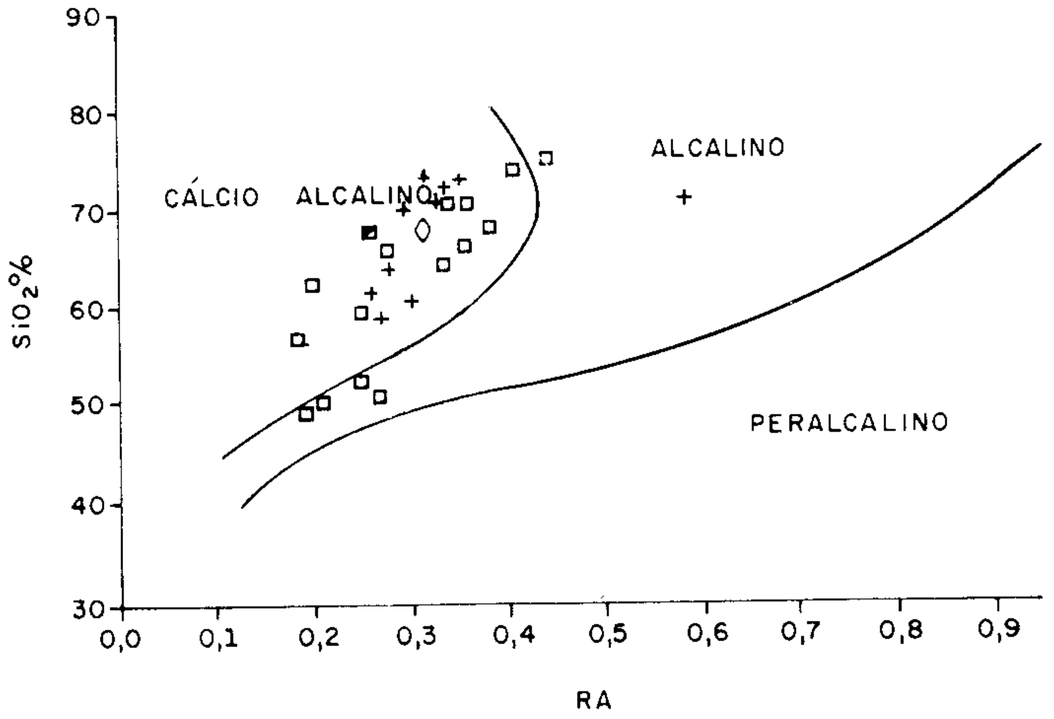


Figura II.2.52 – Diagrama SiO_2 x RA de Wright (1969) que indica o caráter de alcalinidade dos granitóides tardi a pós-transcorrentes: (□) maciço Garrafão; (+) maciço Aracê; (◪) Granito Fazenda Berger; (◊) Granito Rio Ponte.

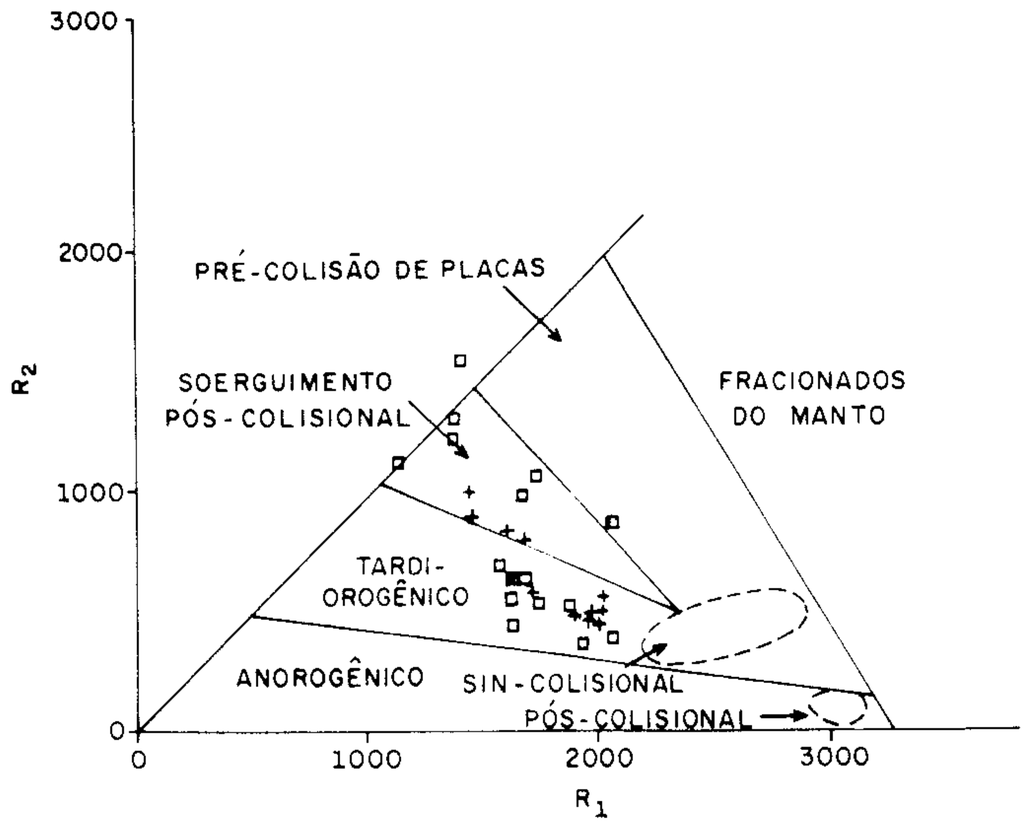


Figura II.2.53 – Diagrama multicatiônico R1 x R2 de la Roche *et al.* (1980), com indicação dos domínios tectônicos segundo Batchelor & Bowden (1985), para as rochas dos granitóides tardi a pós-transcorrentes. Mesma simbologia anterior.

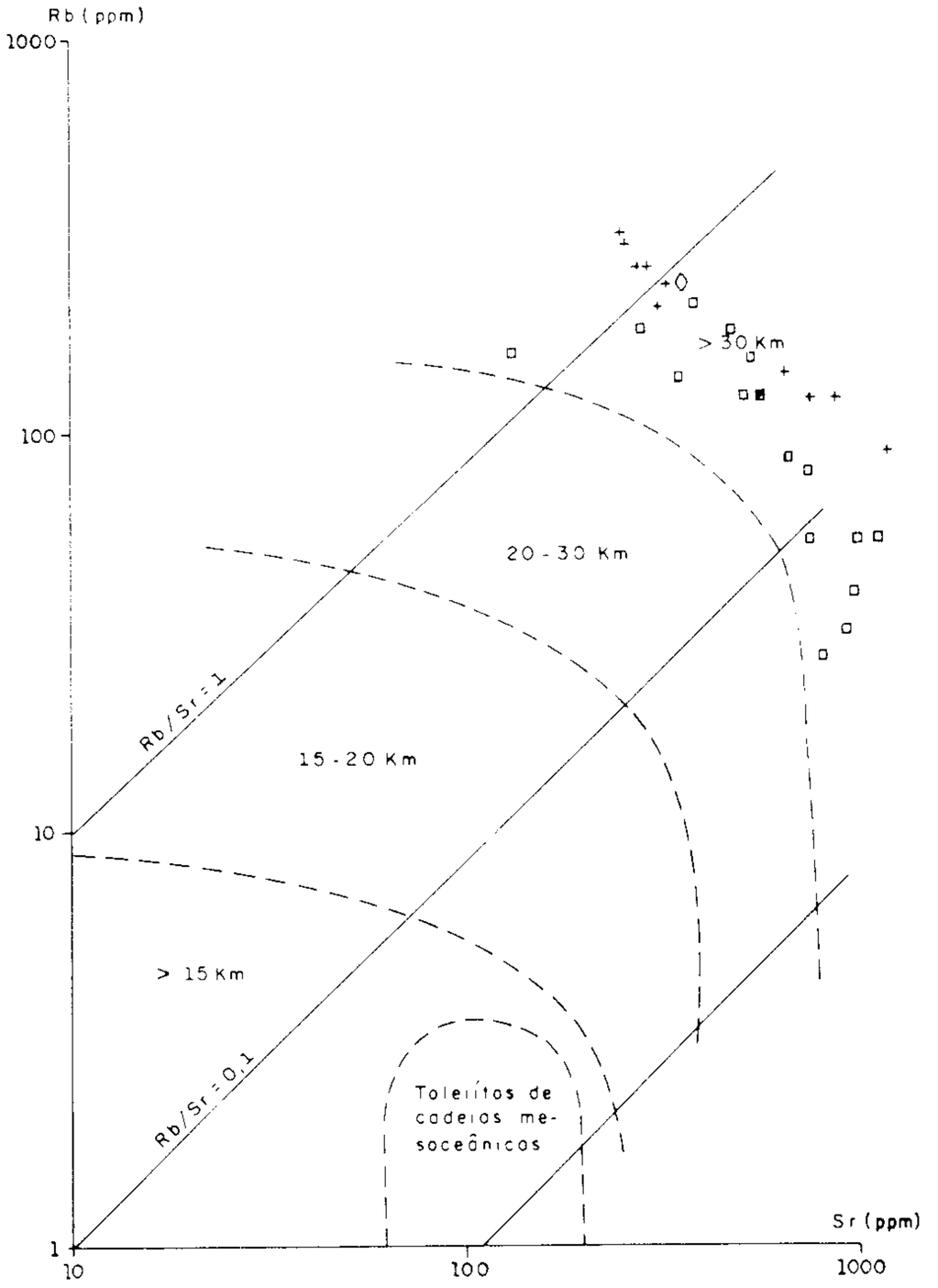


Figura II.2.54 – Diagrama Rb x Sr de Condie (1973) relacionando os teores de Rb e Sr dos granitóides tardi a pós-transcorrentes e a espessura e estágio de evolução da crosta sob os arcos magmáticos. (□) maciço Garrafão; (+) maciço Aracê; (◪) Granito Fazenda Berger; (◊) Granito Rio Ponte.

Classificação petrográfica geral: Diorito (gabro) a granodiorito.

– Subgrupo B:

1) Anomalias de Eu: pequenas a moderadas (0,68 a 0,84);
2) Valores intermediários de ID (73,7 a 79,9);
3) Altos percentuais de CaO (granitos ricos em CaO) – (1,8 a 3,1%);
4) Somatório de TR de tendência baixa a intermediária (386 a 531ppm);

Amostras (4): WL-197B, WL-200B, WL-428 e WL-571A.
Classificação petrográfica geral: granodiorito a granito.

– Subgrupo C:

1) Anomalias de Eu: moderadas a grandes (0,75 a 0,51);
2) Índices de diferenciação altos (81,7 a 91,5);
3) Percentuais de CaO altos a baixos (2,4 a 1,1%);
4) Somatório de TR de intermediário a alto (442 a 824ppm);

Amostras (4): WL-196B, WL-205, WL-656 E WL-694.
Classificação petrográfica geral: granito a alcaligranito.

– Subgrupo D:

1) Anomalia de Eu: alta (0,55);
2) Índice de Diferenciação alto (83,7);
3) Percentual de CaO alto (2,1%);
4) Somatório de TR alto (627ppm);

Amostra (1): WL-569;
Classificação petrográfica geral: granito

A par dessas características fundamentais e específicas de cada subgrupo, acrescentaram-se ainda outros importantes dados que subsidiaram a elaboração de informações

Tabela II.2.28 – Análises e razões de elementos terras-raras em rochas do maciço Garrafão e granito Faz. Berger.

Amostras	WL - 48B	WL - 48C	WL-153	WL-196	WL-197B	WL-200B	WL-202	WL-205	WL-428	WL-544B	WL-569	WL-571A	WL-571B	WL-656	WL-694	WL-695
La	70,40	114,30	185,60	149,90	114,70	99,30	161,70	138,50	114,50	84,28	181,90	144,70	72,55	218,80	141,50	51,68
Ce	140,50	185,90	281,10	267,70	201,90	177,80	316,50	213,70	201,10	155,60	304,00	243,90	138,40	378,10	237,80	98,51
Nd	75,40	95,61	155,20	115,70	77,63	80,20	180,40	69,35	92,62	81,60	117,10	105,50	76,47	165,70	103,40	56,71
Sm	14,50	14,84	23,52	16,92	10,28	11,30	30,02	9,04	14,29	13,16	12,40	15,06	13,74	25,56	14,95	8,83
Eu	3,20	3,25	5,02	2,92	1,94	2,20	5,89	1,75	3,12	3,03	1,77	3,45	3,28	3,54	2,74	2,30
Gd	10,10	9,66	16,00	9,52	6,57	7,70	18,86	4,54	9,19	8,31	6,28	9,08	9,37	15,15	9,41	5,90
Dy	5,50	5,24	9,12	3,71	3,27	4,10	9,65	2,58	4,81	4,59	2,60	4,71	5,61	8,14	5,17	3,51
Ho	1,00	1,05	1,76	0,61	0,57	0,68	1,70	0,47	0,93	0,90	0,28	0,97	1,10	1,55	0,93	0,69
Er	2,60	2,41	4,17	1,22	1,28	1,66	3,71	1,07	2,16	2,19	0,48	2,22	2,53	4,06	2,28	1,72
Yb	1,60	1,48	2,68	0,85	0,79	1,20	1,96	0,78	1,29	1,24	0,52	1,10	1,57	2,87	1,64	1,30
Lu	0,23	0,26	0,39	0,14	0,22	0,19	0,26	0,17	0,19	0,18	0,08	0,17	0,25	0,37	0,24	0,19
Eu/Eu*	0,76	0,78	0,74	0,64	0,67	0,68	0,70	0,74	0,78	0,82	0,54	0,83	0,83	0,50	0,66	0,92
TRL	300,80	410,65	645,42	550,22	404,51	368,60	688,62	430,59	422,51	334,64	615,40	509,16	301,16	788,16	497,65	215,73
TRP	21,03	20,10	34,12	16,05	12,70	15,53	36,14	9,61	18,57	17,41	10,24	18,25	20,43	32,14	19,67	13,31
TRL/TRP	14,30	20,43	18,91	34,28	31,85	23,73	19,05	44,80	22,75	19,22	60,09	27,89	14,74	24,52	25,29	16,20
TR	325,03	434,00	684,56	569,19	419,15	386,33	730,65	441,95	444,20	355,08	627,41	530,86	324,87	823,84	520,06	231,34
CeN/YbN	22,72	32,51	27,14	81,51	66,14	38,34	41,79	70,90	40,34	32,47	151,30	57,38	22,81	34,09	37,52	19,61
Yb/La	9,69	8,96	16,23	5,14	4,78	7,26	11,87	4,72	7,81	7,51	3,15	6,66	9,50	17,38	9,93	7,87
Ce/ Y	2,80	4,02	3,97	5,49	6,11	4,82	3,36	8,08	4,31	3,58	9,35	5,04	2,89	5,09	5,15	3,19

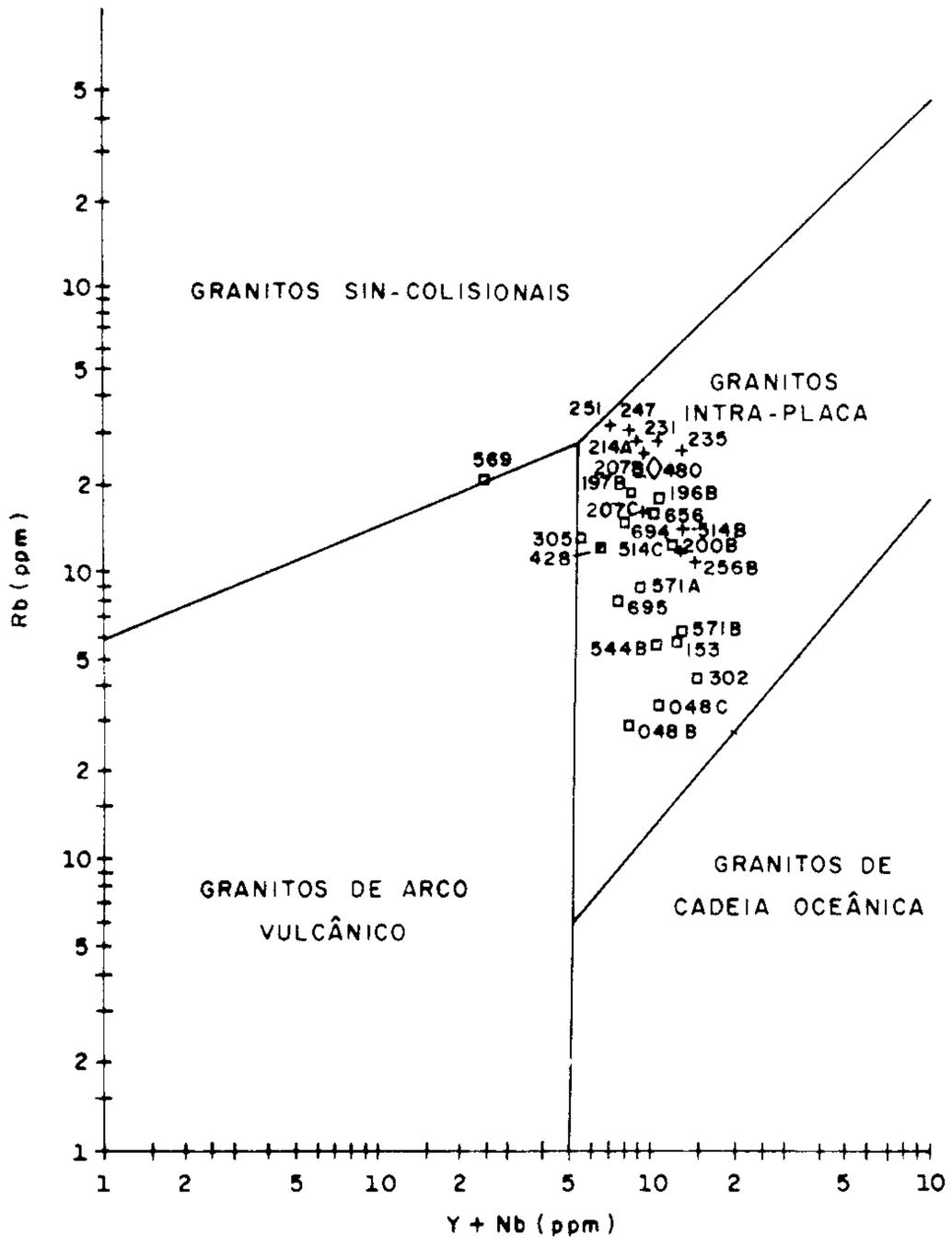


Figura II.2.55 – Diagrama de Pearce *et al.* (1984) onde são discriminadas as ambiências tectônicas dos granitóides tardi a pós-transcorrentes. (□) maciço Garrafão; (+) maciço Aracê (◩) granito Fazenda Berger; (◊) Granito Rio Ponte.

quanto à natureza petrogenética, à ambiência geotectônica e ao potencial metalogenético do maciço Garrafão.

a) Todas as amostras, indistintamente, têm sua curva-padrão com declive para a direita, indicando, portanto, enriquecimento em TRL e depleção em TRP. As relações TRL/TRP crescem do subgrupo A ao subgrupo B, observando-se os seguintes intervalos de valores:

Subgrupo A: 6,18 – 8,79
Subgrupo B: 9,24 – 13,32
Subgrupo C: 10,54 – 18,91
Subgrupo D: 28,03

Esses números indicam, portanto, um gradual empobrecimento das TRP de A para D, ou seja, há um *trend* de diferenciação de básico para ácido e alcalino entre essas rochas.

b) Em cada subgrupo há uma variação das curvas para cima, no sentido do enriquecimento do somatório das TR. Tais deslocamentos são indicativos provavelmente da evolução de processos de cristalização fracionada de magma, onde as amostras situadas nas partes mais inferiores são as mais primitivas, enquanto aquelas superiores são as mais jovens e evoluídas.

c) O *trend* estabelecido pelas disposições das curvas no que tange ao somatório das terras-raras (TR) encontra suporte também quando analisado à luz da abundância ou deficiência de európio na rocha, expressada por meio da anomalia de Eu (Eu/Eu*). As rochas mais primitivas são mais ricas em Eu e, portanto, praticamente não apresentam anomalia negativa desse elemento. Em contrapartida, os espécimes mais evoluídos e mais jovens têm expressivas anomalias, que são indicadas pelos vales profundos e em V no ponto do európio.

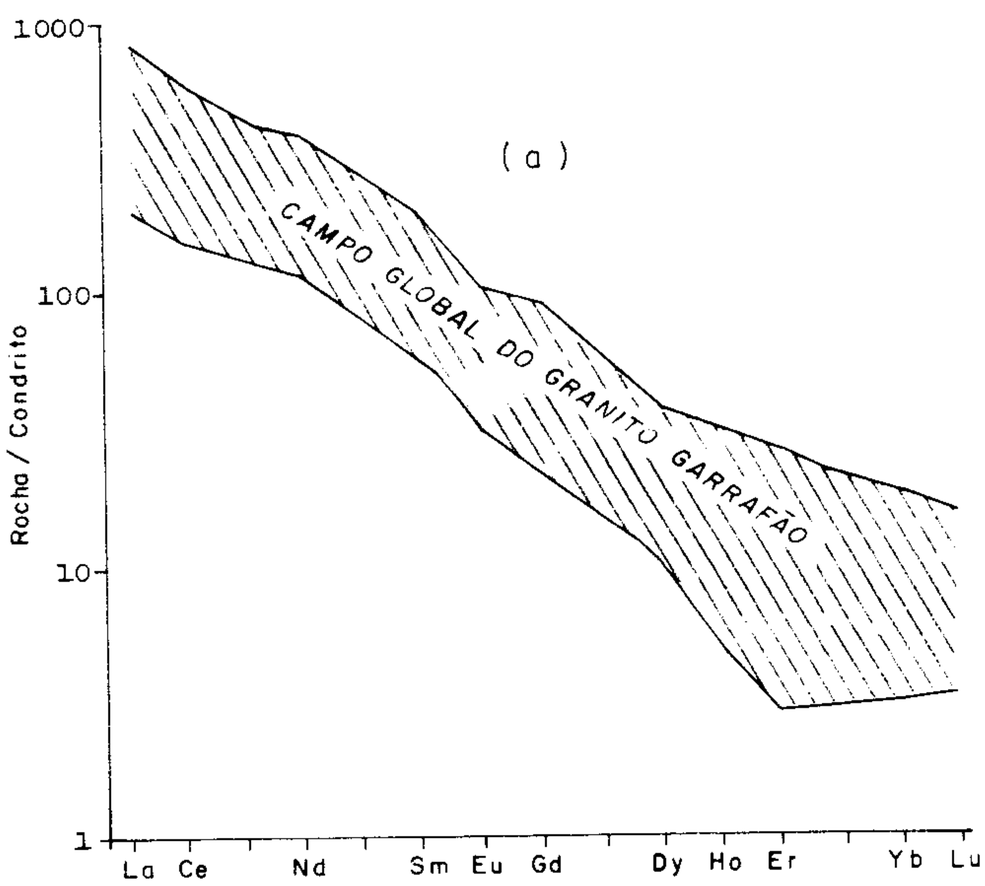
Desse modo, com base nas anomalias de európio pode-se dizer que a evolução do conjunto representado pelo Maciço Garrafão ocorreu progressivamente do subgrupo A até o subgrupo D.

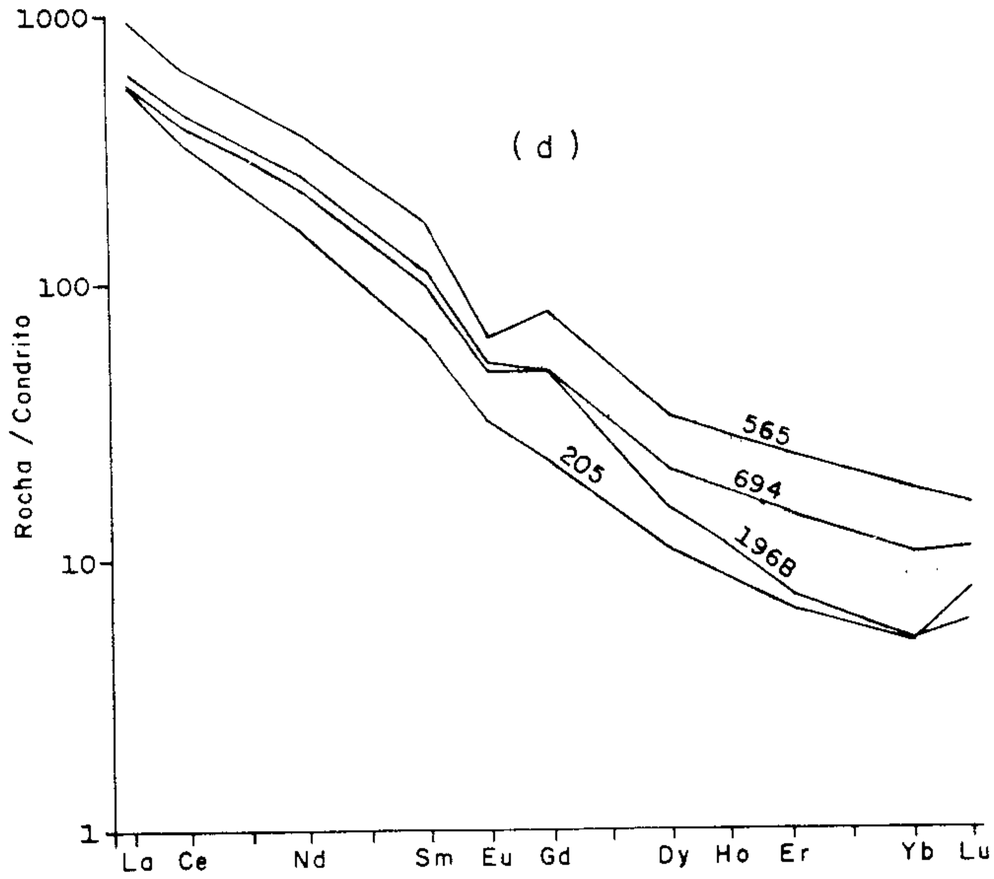
d) Por outro lado, a assertiva de Bowden & Whitley (*in* Emmermann *et al.*, 1975, p. 268) quanto à existência de relação entre as anomalias de Eu e o caráter alcalino das rochas parece confirmar-se no Maciço Garrafão. Amostras como a WL-569 e WL-656 apresentam as mais expressivas anomalias de Eu (0,55 e 0,51, respectivamente) e são classificadas como microclina granitos.

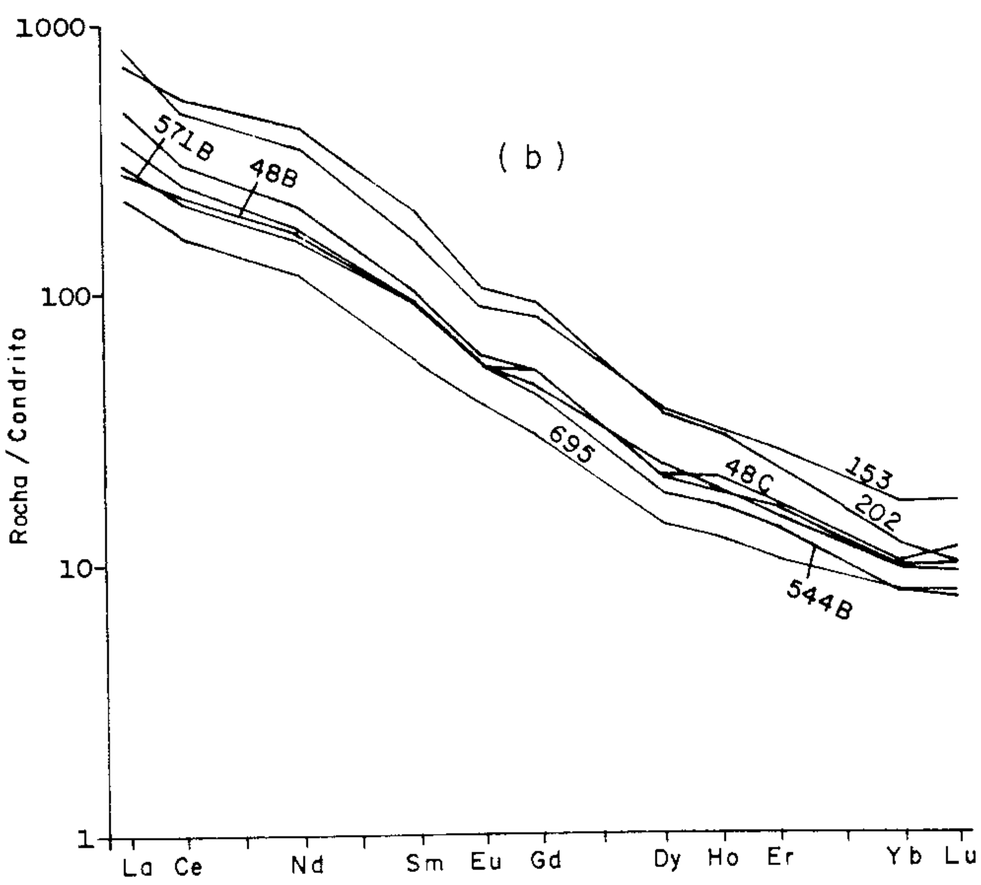
e) Em todos os subconjuntos nota-se que o Ce é especialmente enriquecido em todas as amostras. Tal fato, na concepção de Rozanov & Smirnova (1975), é indicativo de granitos metamórficos e de ambiente de geossinclíneo. Esse ambiente geotectônico se confirma para esses granitos tomando-se por base as faixas das razões de TRL/TRP definidas por Chaoqun (1985). Essas razões no Granito Garrafão são semelhantes àquelas dos granitos MS e MM do autor chinês, os quais se desenvolvem em margem continental ativa (ambiente orogênico andino de Pitcher, 1979) e em geossinclíneo, respectivamente.

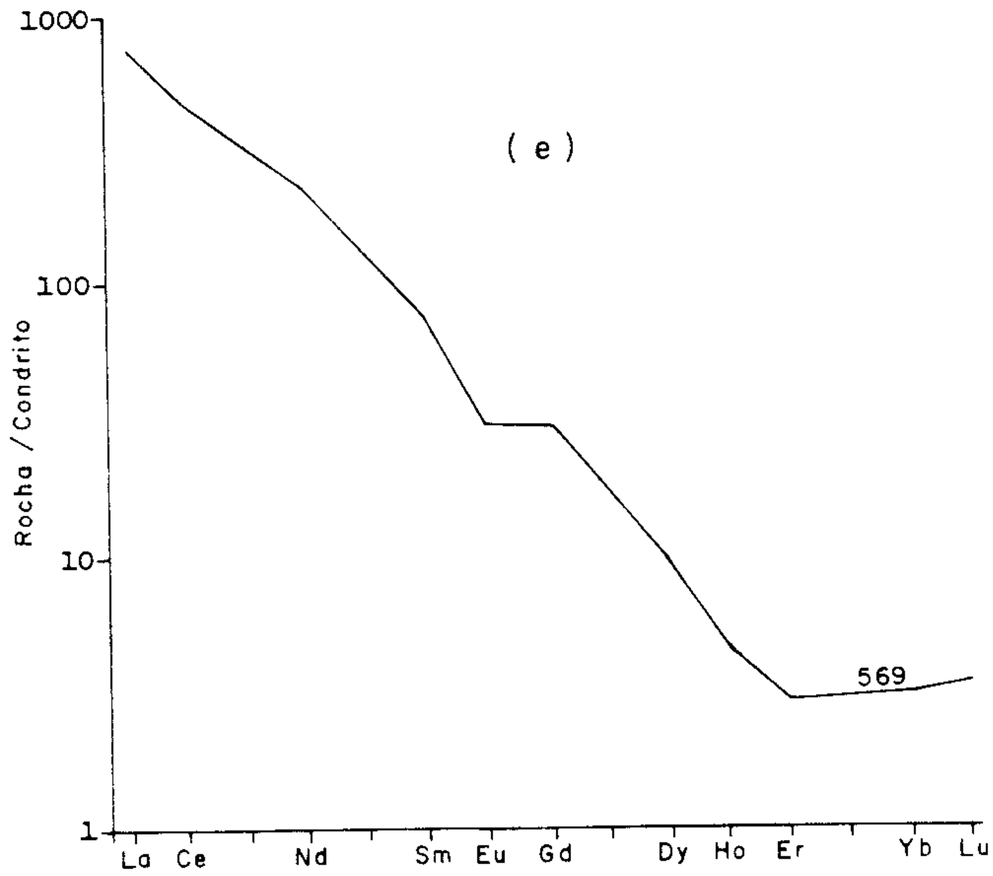
f) Quanto aos teores de Yb, a maioria das amostras (WL-196B, WL-197B, WL-200B, WL-205, WL-428, WL-544B, WL-569, WL-571A, WL-571B e WL-695) contém valores menores do que 1,5ppm, sendo consideradas como depletadas na visão de Arth (1979), e correspondentes a granitos do tipo transicional (ígneo, mantélico) segundo o enfoque de Shen Jili & Liu Jiayuan (1985). De fato, tanto essas amostras como outras, com teores maiores de Yb, apresentam-se com razões Yb/La variando entre 0,01 e 0,04 sendo, portanto, de caráter ígneo, mantélico.

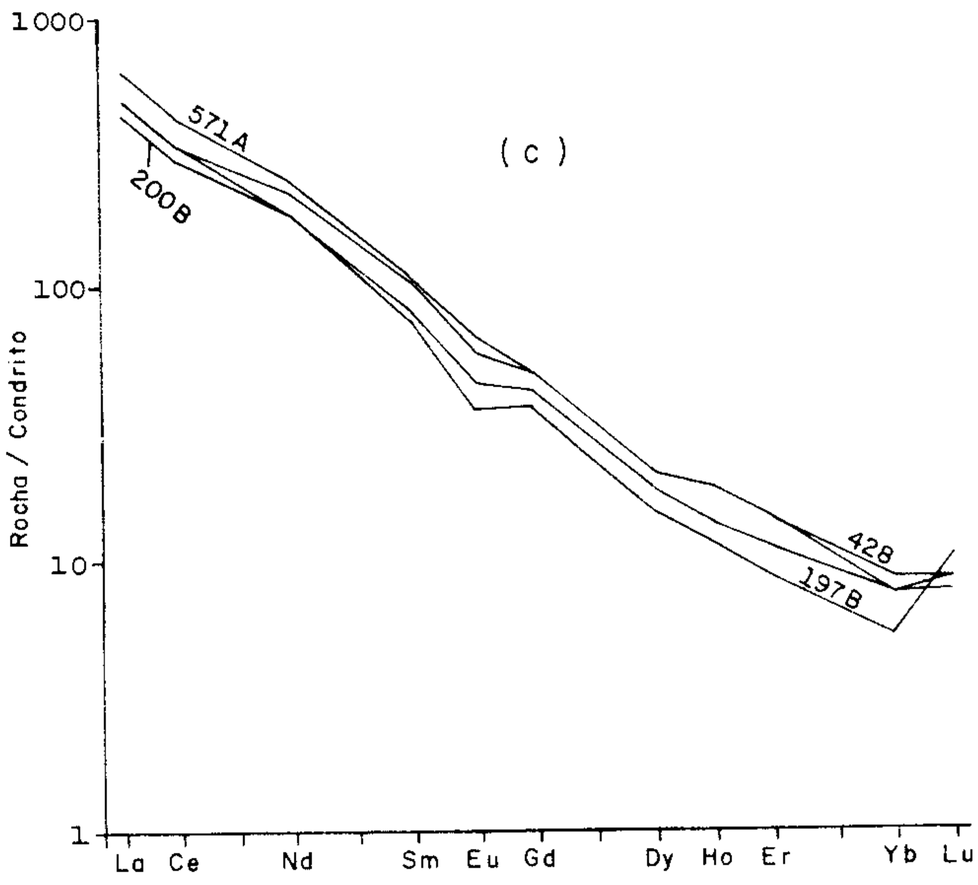
g) A natureza mantélica desses granitos se confirma também pelo padrão de anomalia do európio, pois os valores registrados estão compreendidos na faixa definida por Chaoqun (1985) para os granitos ígneos (0,422 - 1,22). Apenas as amostras WL-196B, WL-197B, WL-200B, WL-569, WL-656 e WL-694 identificam-se como granitos crustais devido aos valores de Eu/Eu* inferiores a 0,70. Observando-se a tabela II.2.28 nota-se que essas amostras são fortemente alcalinas e assim as anomalias de európio estariam relacionadas à diferenciação do granito. Em reforço à natureza mantélica do Maciço Garrafão contribuem também as











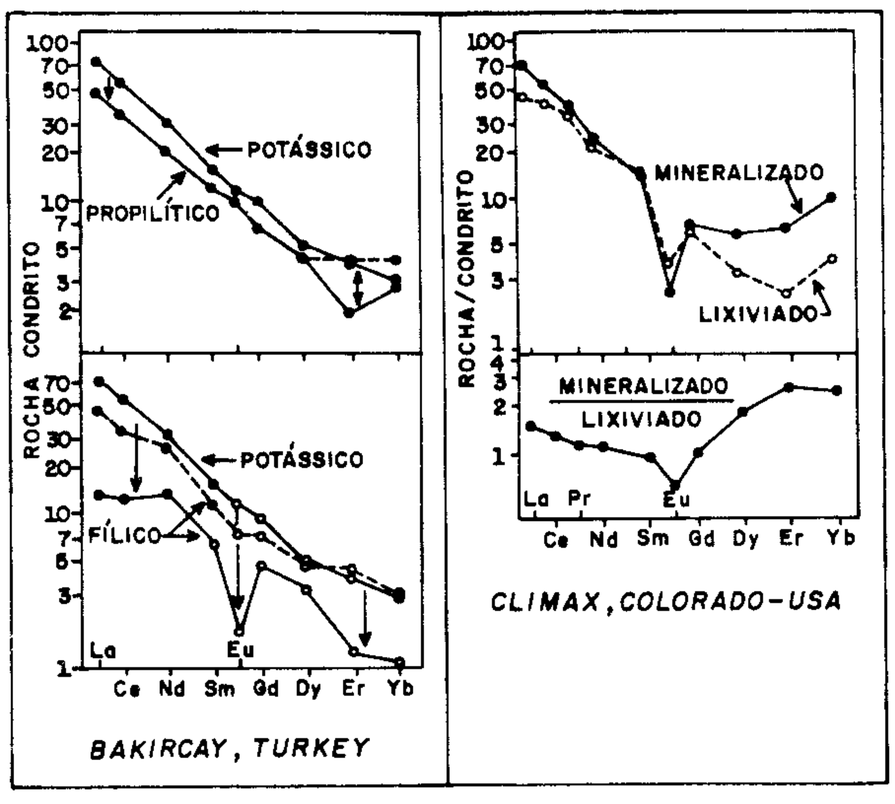


Figura II.2.56 – Curvas dos elementos terras-raras do maciço Garrafão e Granito Fazenda Berger (WL-428) normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al. (1978).*

razões Ce/ Y que variam numa faixa de 2,80 a 9,35, tendo como média o valor de 4,83.

h) Os percentuais de Al_2O_3 do Maciço Garrafão, todos situados em torno do ponto 14,5%, sendo uma pequena parte com valores baixos (12,30 a 14,30: WL-153, 196B, 202, 205, 569 e 656) e a maior parte com valores altos (14,5 a 16,2), indicam existir rochas tanto de ambiente continental quanto oceânico, ou, o que é mais provável, ambiente transicional oceânico-continental do tipo margem continental. Confirma-se assim a conclusão a que se chegou no item "e", a partir da análise das razões TRL/TRP e dos valores de Ce.

Maciço Aracê e Granito Rio Ponte

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

A tabela II.2.29 apresenta os resultados analíticos e a norma CIPW dessas rochas.

A partir das análises químicas dos óxidos maiores de 10 (dez) amostras representativas das litologias desse maciço e 01 (uma) do Granito Rio Ponte (WL-480), obteve-se o diagrama Q x P classificatório de Debon & Le Fort (1983). Essas rochas se classificam como qz-monzodiorito, qz-monzonito, qz-sienito e granito (figura II.2.50). A maior parte das amostras se identifica como granitos, notando-se uma diferenciação dos termos intermediários a ácidos. No diagrama ternário Q-A-P, onde são identificadas as séries de diferenciação como idealizadas por Lameyre & Bowden (1982), figura II.2.49, essas mesmas amostras se distribuem na série de granitóides aluminosos de províncias alcalinas. A aluminosidade desses litótipos pode ser visualizada nos diagramas da figura II.2.51 de Rapela & Caminos (1987). Todas as amostras se classificam como metaluminosas.

Os caracteres de alcalinidade foram investigados com base no diagrama de Wrigth (1969), figura II.2.52. As amostras do Maciço Aracê classificam-se como calcialcalinas (apenas a amostra WL-235 plota no campo alcalino) confirmando os resultados do diagrama Q-A-P da figura II.2.49.

Para investigar o posicionamento tectônico dessas rochas foi utilizado o diagrama de La Roche (1980), segundo Batchelor & Bowden (1985), figura II.2.53. Esse maciço se identifica como tardi-orogênico com uma pequena parte das amostras plotando-se no campo dos granitóides de soerguimentos pós-colisionais.

Quanto à profundidade de geração dessas rochas, o diagrama Rb x Sr, de Condie (1973), indica valores superiores a 30km (figura II.2.54).

No diagrama de Pearce *et al.* (1984), as amostras do Maciço Aracê se identificam como granitóides intraplaca (figura II.2.55).

As razões molares $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ inferiores a 1,03 e entre 0,687 e 0,926 discriminam essas rochas como granitóides tipo MS (fontes mistas - mantélica e sedimentar, com predomínio da primeira) segundo a concepção de Chaoqun (1985). Porém, as razões molares $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ entre 0,705 e 0,974, aproximam-nos mais do tipo MD (diferenciado do manto) do mesmo autor.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Em relação às terras-raras, esses corpos graníticos foram analisados a partir de 11 amostras. Os resultados constam da tabela II.2.30 e as curvas normalizadas estão representadas na figura II.2.57.

Do conjunto dos dados analíticos elaborou-se as seguintes informações:

a) Todas as amostras apresentam anomalias negativas de Eu, variando de um máximo de 0,669 a um mínimo de 0,339, para uma média de 0,484. Em função do conjunto de valores dessas anomalias, as curvas dessas amostras, agrupadas na figura II.2.57A, foram subdivididas em três subgrupos:

Subgrupo A: anomalias pouco significativas de Eu, 0,67 a 0,58: WL-207C, WL-256B, WL-514B e WL-514C;

Subgrupo B: anomalias moderadas de Eu, 0,45 a 0,41: WL-207B, WL-480 e WL-231.

Subgrupo C: anomalias moderadas a significativas de Eu, 0,44 a 0,34: WL-247, WL-235, WL-251 e WL-514A.

b) Há uma relação com os índices de diferenciação ID de Thornton & Tuttle (1960). Ao subgrupo A, de anomalias pouco significativas, correspondem ID baixos (entre 61,9 e 66,6), ou seja, no máximo próximos a granodioritos. Nas amostras do subgrupo B, variam de 81,7 a 87,5 e no subgrupo C compreendem valores entre 81 e 89,5, com maior tendência nesse último para o campo dos granitos de caráter mais alcalino e diferenciado.

c) As curvas têm um marcante declive geral para a direita, denotando considerável enriquecimento em TRL (terras-raras leves) e depleção em TRP (terras-raras pesadas). Esse grau de fracionamento é algo homogêneo, ficando em torno de uma dezena na relação TRL/TRP. Entretanto, há uma maior variação do grau de fracionamento quando analisado à luz da relação CeN/YbN, onde a faixa de valores está compreendida entre 73 e 31. Apesar disto, os valores rocha total/TRP de condrito são sempre maiores do que 10 e, portanto, semelhantes aos valores encontrados em trondhjemitos de arco de ilha. Em complemento, vale acrescentar que segundo Chaoqun (1985) esses altos valores encontrados para a razões TRL/TRP são compatíveis com aqueles registrados nos granitos gerados por sintexia, granitos do tipo MS, ou seja, granitos mantélicos, formados em ambiente orogênico (margem continental ativa) tipo andino, de Pitcher (1979). Note-se que a faixa de valores das anomalias de Eu registrada em nossos granitos (0,339-0,669)

Tabela II.2.29 – Análises químicas e norma CIPW do Maciço Aracê e granito Rio Ponte.

	WL-207B	WL-207C	WL-231	WL-235	WL-247	WL-251	WL-256B	WL-480	WL-514A	WL-514B	WL-514C
SiO_2	70,30	59,70	69,10	68,20	67,60	70,10	57,20	66,20	71,00	59,10	62,00
Al_2O_3	13,50	14,20	14,30	14,10	13,90	13,90	14,10	14,30	13,30	13,80	14,20
Fe_2O_3	0,55	2,60	0, 95	1,00	1,30	0,48	3,10	0,88	0,48	2,50	3,00
FeO	2,20	5,10	2,20	2,50	3,10	2,00	5,40	2,90	2,00	5,40	3,20
MnO	0,05	0,11	0,06	0,08	0,06	0,05	0,13	0,05	0,05	0,12	0,10
MgO	0,73	2,20	0,63	0,77	0,93	0,57	2,50	1,10	0,50	2,20	1,90
CaO	1,70	4,50	1,60	1,80	2,20	1,60	5,70	2,50	1,60	4,80	4,00
Na_2O	2,80	2,90	3,00	2,70	2,80	3,00	3,20	3,10	3,00	3,30	3,00
K_2O	6,80	4,60	6,30	6,80	5,70	6,80	4,00	6,40	6,80	4,50	5,10
TiO_2	0,57	1,90	0,54	0,65	0,86	0,46	2,20	0,97	0,42	1,90	1,50
P_2O_5	0,16	0,90	0,21	0,19	0,30	0,15	1,10	0,28	0,15	0,96	0,76
S	0,03	0,07	0,04	0,02	0,04	0,04	0,11	0,03	0,04	0,07	0,08
CO_2	0,20	0,20	0,35	0,35	0,35	0,35	0,40	0,60	0,20	0,35	0,35
H_2O+	0,14	0,44	0,31	0,23	0,27	0,13	0,32	0,29	0,27	0,33	0,25
H_2O-	0,06	0,04	0,06	0,10	0,08	0,06	0,01	0,07	0,04	0,05	0,05
Quartzo	23,31	14,05	22,87	21,24	23,09	22,32	10,75	17,18	23,64	11,51	16,51
Ortoclásio	40,35	27,46	37,50	40,53	33,98	40,39	23,84	38,08	40,37	26,86	30,38
Albita	23,78	24,79	25,56	23,03	23,89	25,50	27,30	26,41	25,50	28,20	25,58
Anortita	4,20	12,26	6,60	6,32	8,60	4,40	12,40	6,24	2,75	9,64	10,30
Coríndon	–	–	0,14	–	–	–	–	–	–	–	–
Diopsídio	2,68	3,55	–	1,19	0,35	2,17	7,20	3,64	3,58	6,63	3,71
Hiperstênio	3,14	7,96	3,97	4,15	5,41	2,85	6,51	3,98	2,04	7,08	3,94
Magnetita	0,80	3,80	1,38	1,46	1,90	0,70	4,53	1,28	0,69	3,66	4,38
Ilmenita	1,08	3,64	1,03	1,24	1,64	0,87	4,21	1,85	0,80	3,64	2,87
Apatita	0,38	2,15	0,50	0,45	0,71	0,35	2,62	0,66	0,35	2,29	1,81
Pirita	0,06	0,12	0,08	0,04	0,07	0,08	0,20	0,06	0,07	0,13	0,15
Cu	7	17	13	6	12	11	24	11	4	16	11
Pb	nd	nd	nd	nd	nd	nd	48	nd	nd	nd	nd
Zn	nd	nd	nd	nd	nd	nd	146	nd	nd	nd	nd
Li	30	30	40	40	30	40	20	30	40	40	30
Mo	6	< 5	< 5	< 5	< 5	< 5	nd	< 5	6	6	< 5
B	< 10	16	19	< 10	11	11	nd	11	< 10	< 10	< 10
Ga	34	38	29	34	32	29	nd	39	28	35	29
Co	< 5	20	< 5	< 5	< 5	< 5	22	< 5	< 5	18	13
Cr	nd	nd	nd	nd	nd	nd	38	nd	nd	nd	nd
Ni	nd	nd	nd	nd	nd	nd	34	nd	nd	nd	nd
V	nd	nd	nd	nd	nd	nd	134	nd	nd	nd	nd
Y	52	68	46	62	44	32	64	42	32	68	55
Nb	46	38	55	62	40	34	84	50	45	65	57
Ba	1520	2150	1500	1690	1360	1060	2750	1820	1110	2260	2400
Sr	360	750	320	370	330	290	1350	420	300	880	1030
Rb	220	150	270	250	270	310	96	250	300	130	130
Zr	600	960	760	950	960	620	765	1180	420	940	790
Cl	430	1450	630	600	740	450	1010	810	420	1210	770
Th	41	< 10	31	38	63	54	< 10	24	24	< 10	< 10
U	< 1	2,80	2,80	< 1	1,40	< 1	< 15	< 1	< 1	< 1	2,80
F	1200	3000	1100	2200	2400	1900	3200	2700	1200	3100	2000
ID	87,45	66,31	85,94	84,81	80,97	88,22	61,91	81,68	89,52	66,58	72,49

Tabela II.2.30 – Análises e razões de elementos terras-raras em rochas do maciço Aracê ($C\gamma 3a$) e granito Faz. Berger.

Amostras	WL - 207B	WL - 207C	WL-231	WL-235	WL-247	WL-251	WL-256B	WL-480	WL-514A	WL-514B	WL-514C
La	222,30	208,80	200,70	254,20	266,40	224,50	170,80	200,50	146,20	188,20	170,70
Ce	354,70	368,80	346,30	407,10	462,60	388,80	301,40	352,40	277,50	323,80	310,40
Nd	139,10	165,70	139,10	174,60	182,00	144,30	148,60	146,10	106,80	145,60	140,70
Sm	21,31	25,81	21,37	24,89	28,12	20,48	21,80	20,30	19,94	23,56	22,04
Eu	2,65	4,34	2,42	2,98	3,25	2,02	4,04	2,48	1,69	3,78	3,73
Gd	13,01	16,51	13,43	15,02	18,67	12,24	13,63	11,74	8,69	14,93	13,32
Dy	8,24	9,66	7,83	8,35	10,95	6,62	7,48	5,66	4,45	7,88	7,32
Ho	1,56	1,81	1,29	1,64	1,88	1,27	1,39	1,04	0,88	1,38	1,22
Er	3,97	4,31	3,00	4,11	4,16	3,06	3,47	2,39	2,02	3,20	2,85
Yb	2,79	3,04	1,22	2,82	2,36	2,34	2,32	1,36	1,09	1,98	1,57
Lu	0,33	0,41	0,15	0,36	0,33	0,33	0,30	0,17	0,17	0,25	0,19
Eu/Eu*	0,45	0,60	0,40	0,43	0,40	0,36	0,66	0,45	0,33	0,57	0,61
TRL	737,41	769,11	707,47	860,79	939,12	778,08	642,60	719,30	550,24	681,16	643,84
TRP	29,90	35,74	26,92	32,30	38,35	25,86	28,59	22,36	17,30	29,62	26,47
TRL/TRP	24,66	21,51	26,28	26,64	24,48	30,08	22,47	32,16	31,80	22,99	24,32
TR	769,96	809,19	736,81	896,07	980,72	805,72	675,23	744,14	569,23	714,56	674,04
CeN/YbN	32,90	31,39	73,46	37,36	50,73	43,00	33,62	67,06	65,89	42,32	51,17
Yb/La	0,013	0,015	0,006	0,011	0,009	0,010	0,014	0,007	0,007	0,011	0,009
Ce/ Y	5,71	4,53	5,52	5,87	5,41	6,63	4,47	6,16	5,37	4,57	4,58

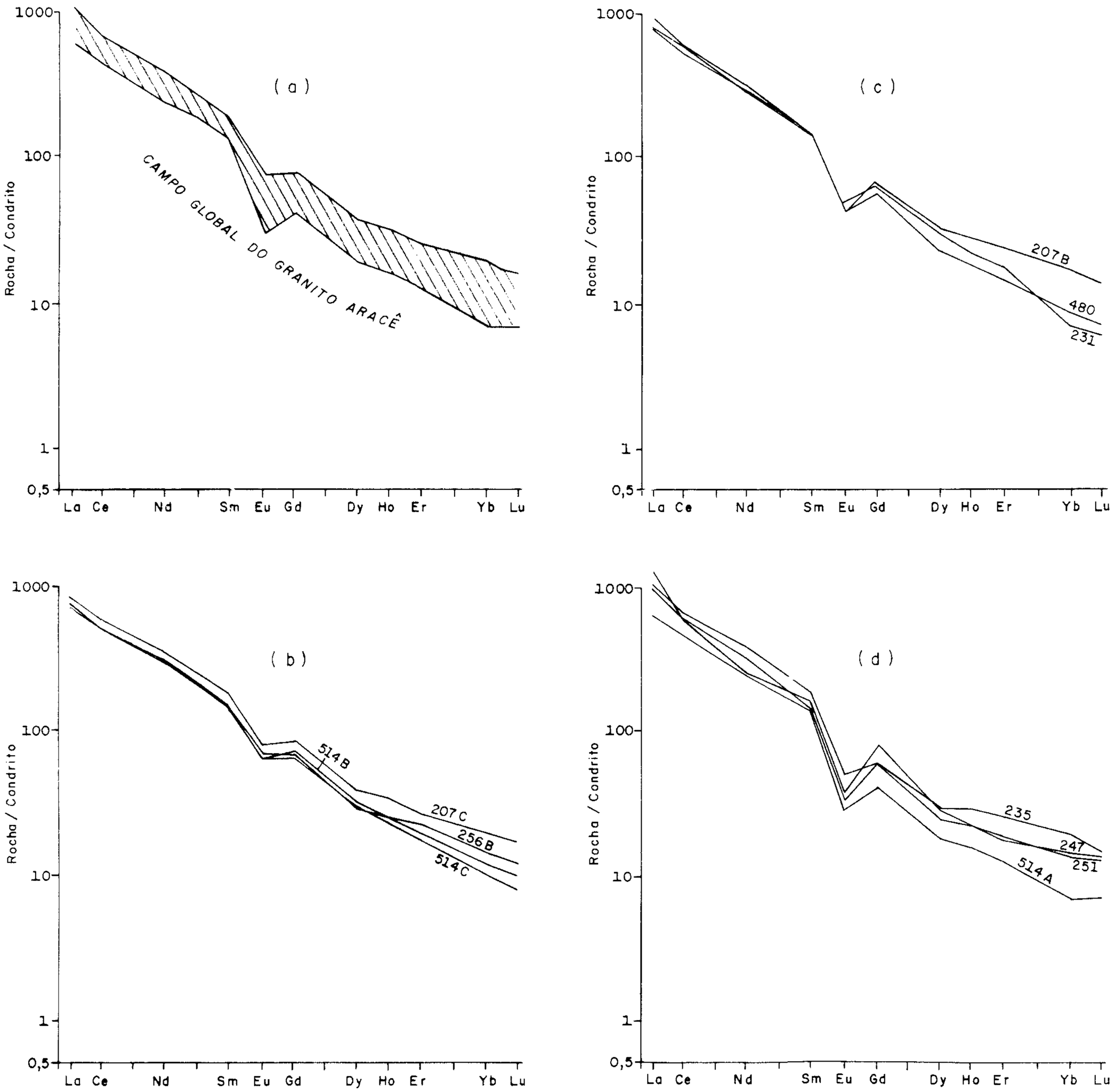


Figura II.2.57 – Curvas dos elementos terras-raras do maciço Aracê e Granito Rio Ponte (WL-480) normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

é também compatível com aqueles valores que Chaoqun *(op. cit.)* encontrou para os granitos mantélicos (sintexisa) : 0,422 a 1,22.

d) Os totais de TR são variáveis numa ampla faixa de valores, indo de um máximo de 980ppm a um mínimo de 569ppm, mantendo uma média de 761ppm. Vale ressaltar que esta média é praticamente 3,6 vezes maior do que o máximo estimado por Chaoqun (*op. cit.*) para os granitos MS e que ela se aproxima mais do valor máximo dos granitos crustais (CR) desse autor, estabelecido como 666ppm.

e) Os teores de Yb são, na maioria das amostras, superiores a 1,5ppm o que, na concepção de Arth (1979), corresponde a rochas ricas em Yb e para Shen Jili & Liu Jiayuan (1985) equivalem a valores de granitos crustais. Entretanto, esta assertiva fica prejudicada quando vista em combinação com os teores também bastante altos de

La, gerando razões Yb/La menores do que 0,15, portanto características de granitos mantélicos ou granitos do tipo I.

Apenas as amostras WL-514A, WL-480 e WL-231 têm valores de Yb menores que 1,5ppm, ou seja: 1,09, 1,36 e 1,22ppm, respectivamente. Os altos valores de Yb aliados aos baixos percentuais de Al_2O_3 (menores do que 14,50%) indicam, segundo Arth (*op. cit.*), que o conjunto granítico em pauta ter-se-ia formado em ambiente oceânico, tendo a participação de processos de cristalização fracionada ou fusão parcial de basalto em profundidades rasas, incluindo plagioclásio nas fases residuais.

f) As razões Ce/ Y variam de um mínimo de 4,53 a um máximo de 6,66, estando a média na marca de 5,35. Esses valores são característicos de granitos transicionais de Shen Jili & Liu Jiayuan (1985), ou seja, granitos do tipo I ou de sintexia. Na verdade, os valores mais baixos dessas razões registrados nas amostras do subgrupo B (WL-207C, WL-256B, WL-514B e WL-514C), com valores respectivamente de 4,53-4,47-4,57-4,59, equivalem também aos valores baixos dos índices de diferenciação de Thornton & Tuttle (1960), sendo característicos de rochas de natureza mais básica, como já observado no subitem "a".

g) Até o momento constataram-se vários parâmetros e padrões de TR nesses granitos que são indicativos de uma origem mantélica. As únicas exceções têm sido os valores das anomalias de Eu que se mostram inferiores a 0,7 e os TR muito elevados, com um mínimo de 569ppm (WL-514A) a um máximo de 981ppm (WL-247). No caso do somatório das TR constata-se que esses altos valores são atribuídos sobretudo ao Ce, pois somente à guisa de exemplo, ele, na amostra WL-247, é responsável por 49% do teor de TR e em todas as 11 amostras este elemento supera, com grande destaque, os teores da família dos TRL. Segundo Henderson (1984), o mineral allanita, no qual o granito em pauta é relativamente rico, tem elevado coeficiente de participação (KD) para o Ce e outros elementos de terras-raras leves, graças à sua constituição cristalográfica caracterizada por poliedros de grande coordenação para cations (10-12). Os valores de anomalia de Eu podem ser atribuídos, também, aos elevados índices de diferenciação (ID) desses granitos, que apresentam valores tendendo para granitos alcalinos (subgrupo C). Verifica-se na figura II.2.57 que os vales de Eu vão se tornando cada vez mais profundos quando se evolui do subgrupo A até o subgrupo C.

h) Portanto, embora as anomalias de európio das amostras desse granito apresentem valores relacionados a granitos crustais, em vista das demais evidências preferiu-se considerar, como aliás os próprios autores dos diagramas mostraram em seu trabalho (Shen Jili & Liu Jiayuan, *op. cit.*), que se trata de uma exceção em que granitos de caráter mantélico assumem características de granito crustal. Também, em complemento, vale lembrar que, de acordo com Chaoqun (1985), os granitos mantélicos têm anomalias de Eu variando na faixa de 0,422 a 1,22.

Diques Básicos

As análises químicas de óxidos e elementos-traço e as normas CIPW estão relacionadas nas tabelas II.2.31A e B.

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Seguindo a sistemática adotada por Beswick & Soucie (1978) foram feitos cinco gráficos (figura II.2.58a, b, c, d, e e), onde os dados analíticos das quatro amostras foram lançados. No geral, as amostras plotam-se dentro do *trend* ígneo, ou próximo a ele, mas nos gráficos que levam em consideração Al_2O_3, a amostra WL-244 fica nitidamente fora desse *trend*, devido ao baixo conteúdo daquele óxido. Nos outros diagramas essa amostra plota-se dentro ou próximo ao *trend* e, portanto, visto que os desvios são muito pequenos, consideram-se essas amostras como tendo balanço químico compatível com o esperado para rochas magmáticas normais.

No diagrama A-F-M (figura II.2.59) com os campos segundo Kuno (1968), essas rochas plotam-se no trend das rochas calcialcalinas da série hiperstenítica.

Utilizando-se o diagrama $K_2O - TiO_2 - P_2O_5$ (figura II.2.60) segundo Pearce *et al.* (1975), observa-se que esses diques foram posicionados em ambiente tectônico não oceânico.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Esses diques acham-se representados por 4 (quatro) amostras, cujos resultados de análises de elementos de terras-raras encontram-se registrados na tabela II.2.32, e os padrões das curvas normalizadas, segundo o padrão condrito de Evensen *et al.* (1978), acham-se representados na figura II.2.61.

Dessas rochas foram retiradas as seguintes conclusões quanto ao comportamento das TR:

a) Apenas a amostra WL-244 apresenta anomalia positiva de Eu, enquanto nas demais esta anomalia é negativa e da ordem de 0,8. Portanto, na maioria das amostras deu-se a separação do plagioclásio;

b) O somatório de TR é bastante variável, com valores mínimos e máximos de 33ppm e 303ppm, respectivamente. Todas as curvas mostram declive para a direita, denotando enriquecimento em TRL. As razões (La/Yb)N são bastante variáveis, compreendendo valor mínimo de 5 e máximo de 36. O mesmo acontece com o fracionamento das TRP medido pelas razões (Gd/Yb)N, que vão de um mínimo de 1 a um máximo de 6. Os valores de TRL são bastante elevados (especialmente Ce) nas amostras WL-388A e WL-746. As faixas de variações

Tabela II.2.31A – Análises químicas e norma CIPW de rochas dos diques básicos.

Amostras	WL-244	WL-381C	WL-388A	WL-746
SiO_2	51,60	48,90	51,60	54,20
Al_2O_3	4,50	15,80	15,00	13,50
Fe_2O_3	4,10	2,90	1,90	0,62
FeO	7,30	9,70	7,30	8,80
MnO	0,20	0,19	0,16	0,12
MgO	14,80	5,40	7,00	4,90
CaO	14,30	10,80	8,90	5,10
Na_2O	0,85	2,70	0,97	1,70
K_2O	0,29	0,73	2,60	3,70
TiO_2	0,44	1,60	1,50	3,20
P_2O_5	0,06	0,17	0,62	1,70
S	0,18	0,05	0,12	0,13
CO_2	0,10	0,20	1,10	0,70
H_2O+	1,08	0,82	0,92	0,94
H_2O-	0,09	0,15	0,13	0,08
Quartzo	–	–	6,49	12,24
Ortoclásio	1,74	4,35	15,56	22,23
Albita	7,30	23,04	8,31	14,62
Anortita	7,72	29,07	29,24	14,43
Coríndon	–	–	–	1,52
Diopsídio	51,32	19,66	9,19	–
Hiperstênio	27,47	12,67	22,65	22,85
Olivina	–	3,13	–	–
Magnetita	2,86	4,24	2,79	0,91
Ilmenita	0,85	3,07	2,88	6,18
Apatita	0,14	0,41	1,49	4,09
Pirita	0,34	0,10	0,23	0,25

Tabela II.2.31B – Análises químicas de elementos-traço de rochas dos diques básicos.

Amostras	WL-244	WL-381C	WL-388A	WL-746
Cu	288	160	54	30
Pb	25	11	18	30
Zn	7	nd	48	124
Li	nd	11	nd	nd
Ag	nd	<1	nd	nd
As	nd	<1	nd	nd
Au	nd	<0,05	nd	nd
Mo	nd	5	nd	nd
Sn	nd	<5	nd	nd
B	nd	<10	nd	nd
Ga	nd	21	nd	nd
Hf	nd	<200	nd	nd
Co	7	32	32	30
Cr	360	110	390	260
Ni	250	94	194	180
V	225	290	220	220
Y	36	56	52	50
Nb	27	37	39	70
Ba	nd	210	nd	nd
Sr	98	210	970	980
Rb	<20	19	92	120
Zr	48	166	345	725
Cl	nd	380	nd	nd
Th	nd	<10	nd	nd
U	nd	2,80	nd	nd
Ta	nd	<15	nd	nd
W	nd	3	nd	nd
F	nd	300	nd	nd

dessas razões aqui apresentadas são semelhantes àquelas dos toleítos continentais estudados por Dupuy & Dostal (1984), como por exemplo Coppermine River, Canadá, toleítos mesozóicos das margens atlânticas do noroeste da África – Marrocos e o Deccan, na Índia Central. Vale lembrar que nos basaltos estudados por esses autores (por exemplo, High Atlas, África) foi observada uma variação da razão La/Yb com o tempo de posicionamento da rocha na crosta: as razões maiores correspondiam às rochas do topo. No presente caso a ordem decrescente é a seguinte: WL-746 (36), WL-388A (19), WL-244 (5), WL-381C (4). Apesar dessa ordem decrescente, não se pode afirmar com segurança a ordem cronológica, uma vez que não são conhecidas as relações de campo dessas rochas entre si.

c) As amostras WL-381C e WL-244 têm padrão de uma curva mais plana *flat* (semelhante ao padrão dos MORB tipo P também chamado tipo E) não muito comum em toleíto continental, enquanto aquelas de siglas WL-746 e WL-388 são tipicamente enriquecidas em TRL e, portanto, dentro do padrão de toleítos continentais.

2.3.4 Intrusivas Pós-Transcorrentes–Oγ4

Ocorrem como um verdadeiro enxame, entrecruzando-se principalmente no quadrante sudoeste da folha. Um deles estende-se de Domingos Martins até Mocambo, enquanto que outros dois, de direção aproximada norte-sul, situam-se no canto noroeste da Folha, um deles cortando o Maçico Garrafão. A figura II.2.62 mostra a distribuição aproximada desses diques e a tabela II.2.33 apresenta sua identificação.

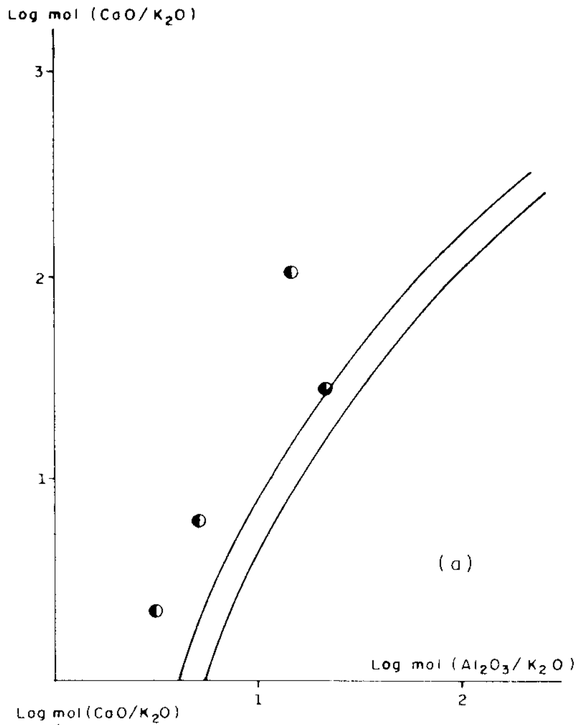
Estação com amostra analisada. O número ao lado do ponto corresponde ao número de ordem na tabela II.2.21.

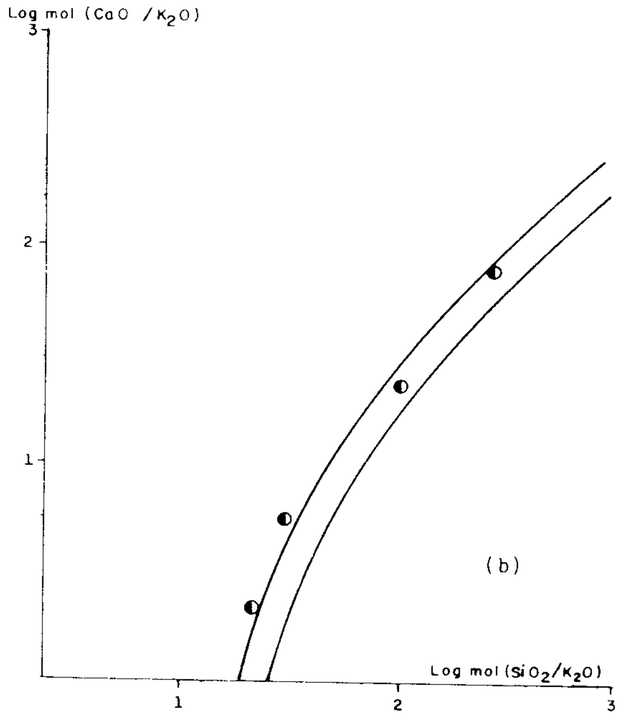
São diques descontínuos e de espessura reduzida, só localmente ocorrendo como pequenos corpos arredondados a ovalados, às vezes alongados, como nas fazendas Pinheiro, Quatro Irmãos, Pica-pau Amarelo e Modelo. Geralmente são constituídos por um alinhamento de blocos arredondados ocasionais, que se estendem por até dezenas de quilômetros.

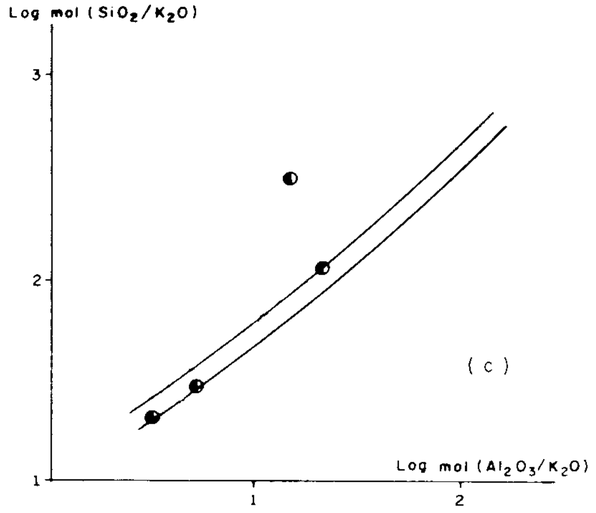
Compõem-se de granito cinza-claro a esbranquiçado, isotrópico, de granulação fina a média, com feldspato potássico, quartzo, plagioclásio e biotita. Em vários desses diques observa-se a presença de allanita em cristais escuros circundados por uma auréola esverdeada a avermelhada, conforme o grau de alteração. Localmente a composição varia para granodiorítica e até diorítica.

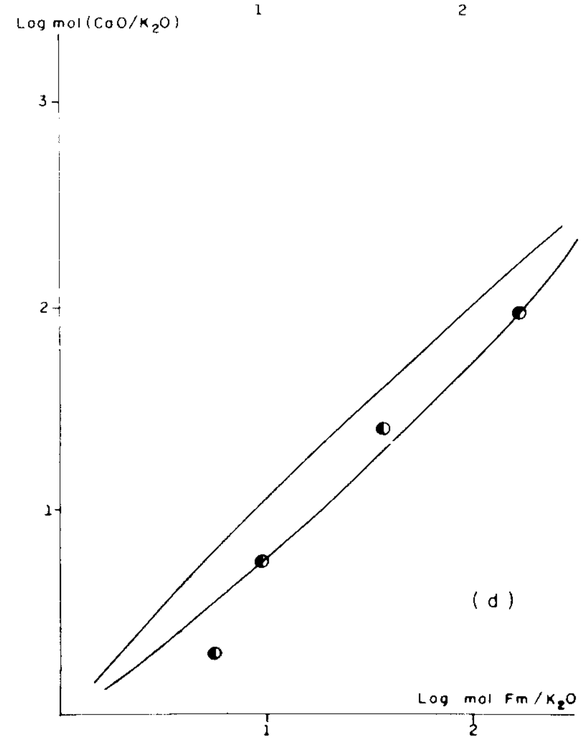
Microscopicamente a rocha é equigranular e tem textura granular hipidiomórfica (foto 42). É constituída por microclina, quartzo, plagioclásio e biotita. A tabela II.2.34 mostra a composição mineralógica estimada dessas rochas.

A microclina ocorre em grandes cristais anédricos ocupando espaços intergranulares, envolvendo e substituindo, em parte, o plagioclásio. Mostra maclado típico e, local-









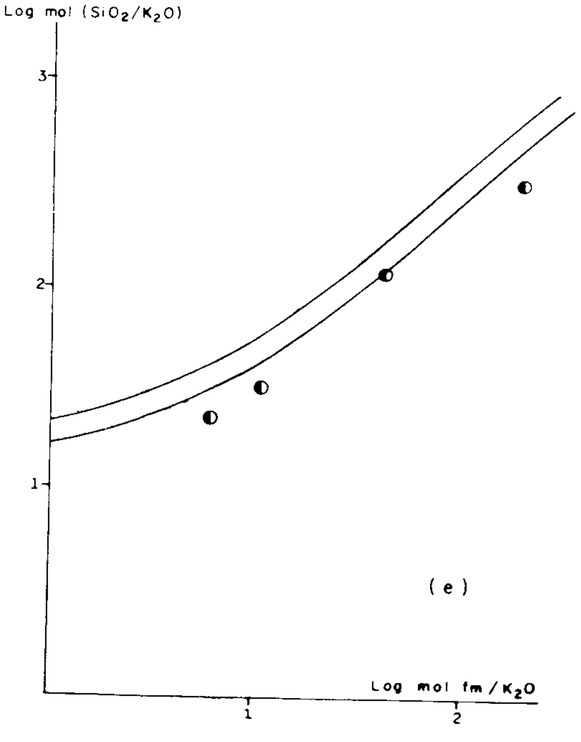


Figura II.2.58a,b,c,d,e – Diagrama de Beswick & Soucie (1978) com a distribuição dos diques básicos.

mente, Carlsbad (foto 43). É em parte pertítica a micropertítica e mostra mirmequitização no contato com o plagioclásio. Apresenta inclusões de quartzo, plagioclásio e biotita. Localmente zonada.

O quartzo apresenta-se em grãos anédricos, ocasionalmente intersticiais, com contornos lobados a poligonizados, envolvendo às vezes outros constituintes, ou como inclusões no feldspato.

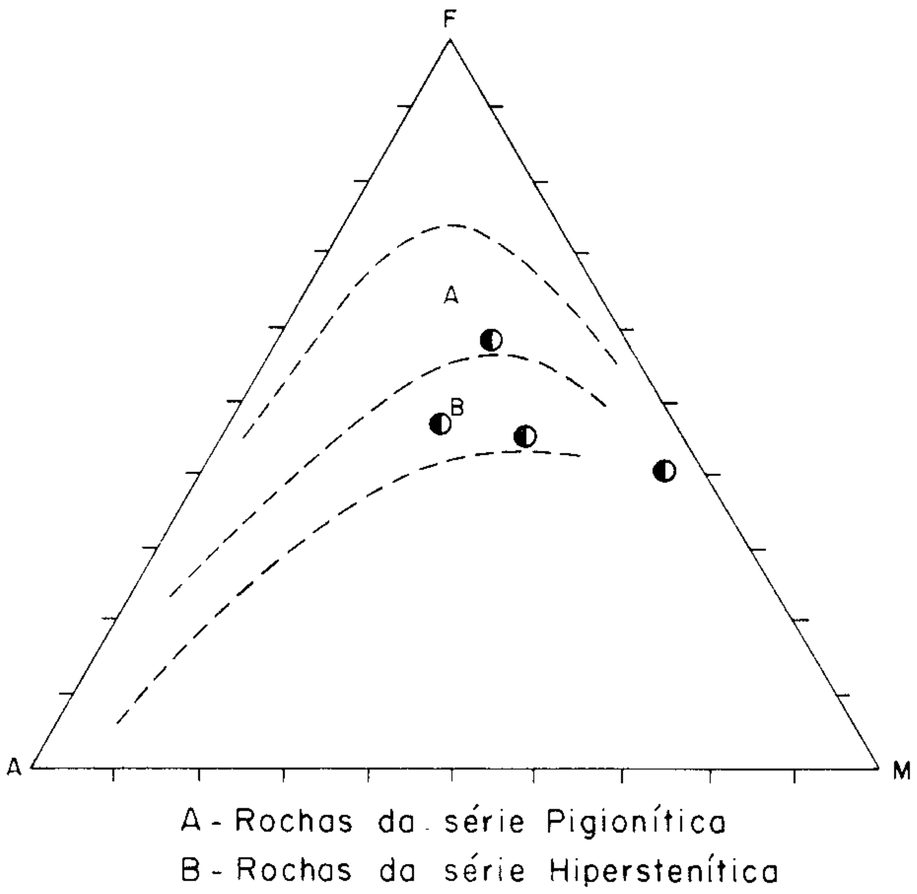


Figura II.2.59 – Diagrama AFM de Kuno (1968) mostrando a natureza dos diques básicos de acordo com os *trends* das séries pigionítica ou toleítica (A) e hiperstenítica ou calcialcalina (B).

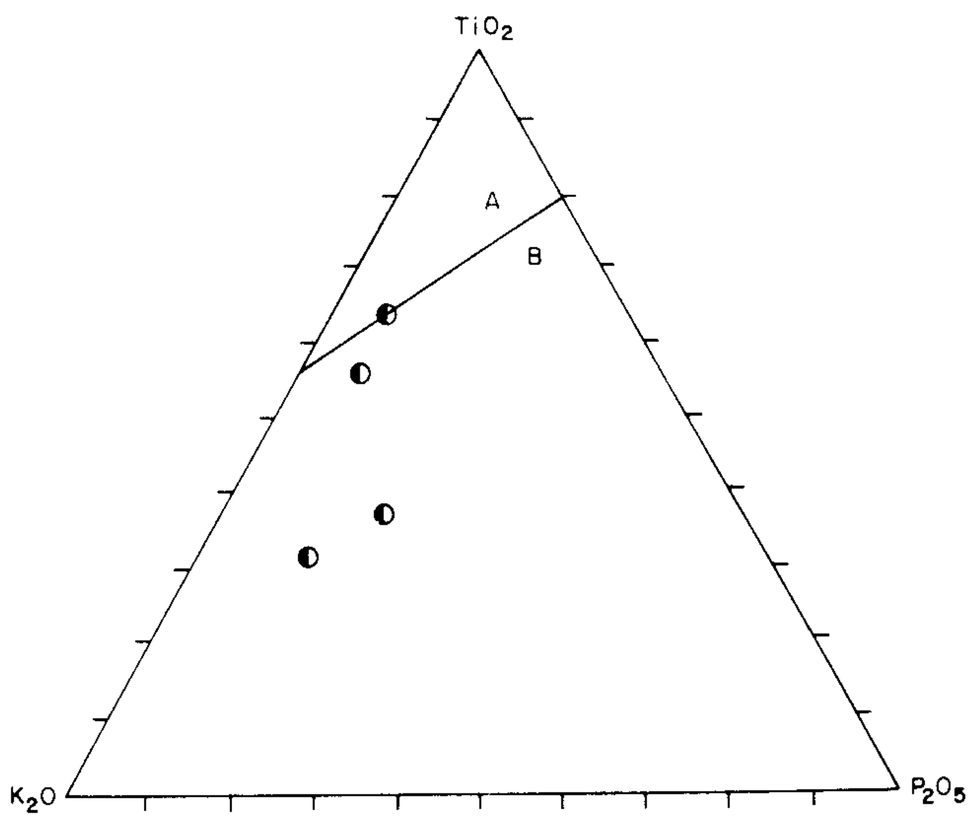


Figura II.2.60 – Diagrama de Pearce *et al* (1975) com indicação dos ambientes tectônicos dos diques básicos: (A) ambientes tectônicos oceânicos; (B) ambientes tectônicos não-oceânicos.

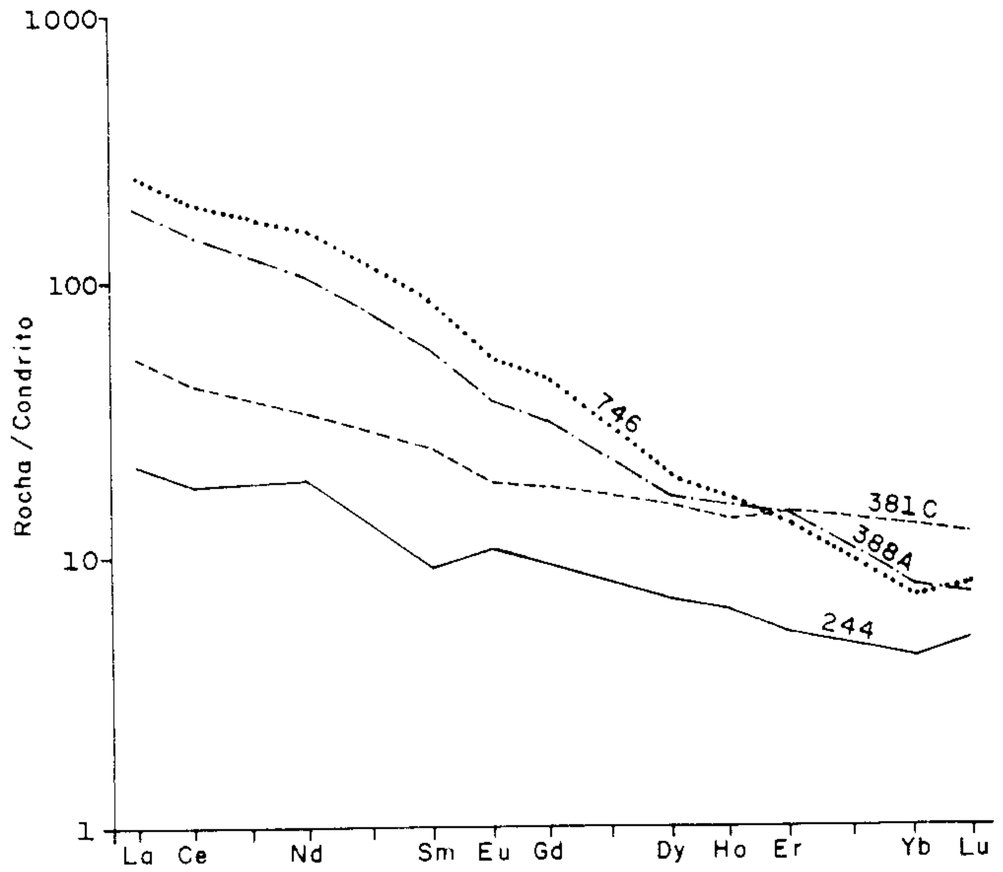


Figura II.261 – Curvas dos elementos terras-raras dos diques básicos normalizados em relação aos condeitos de Evensen *et al.* (1978).

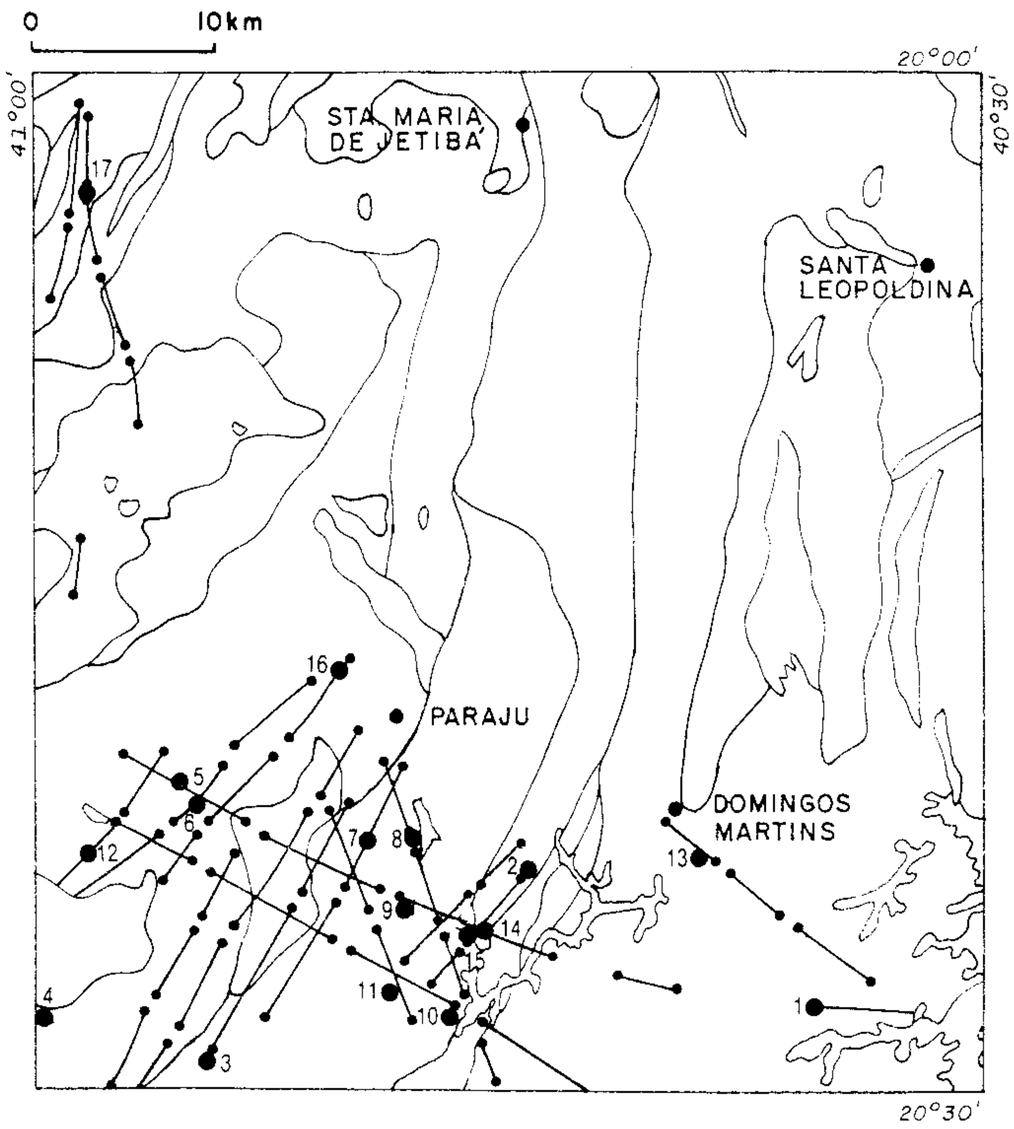


Figura II.2.62 – Mapa de distribuição das intrusivas ácidas a intermediárias pós-transcorrentes.

O plagioclásio é o oligoclásio, às vezes andesina, ocorre na forma de ripas hipidiomórficas e cristais de tendência anédrica a subédrica. É maclado segundo lei da albita, albita-periclina e Carlsbad. Exibe zoneamento composicional, bordas albitizadas, restos e interrupções de maclas e evanescência. Está em parte substituído pela microclina.

A biotita ocorre em cristais tabulares, palhetas subédricas e formas irregulares, em grãos isolados ou agrupados. Contém inclusões de zircão, apatita e ortita. Confere orientação incipiente à rocha.

Os minerais acessórios são titanita (que às vezes chega a 5%), allanita, zircão, apatita, monazita e opacos (que também chega a atingir 5%). Os minerais secundários são representados por muscovita (às vezes com até 10%), sericita, carbonato, clorita e epidoto.

São observados restitos de formas mais ou menos ovaladas, constituídos quase que exclusivamente de biotita (foto 44). São encontrados também xenólitos de rocha gnáissica bandada, de granulação fina (biotita gnaisse) e que apresentam formas irregulares.

Esses diques correspondem a um dos últimos eventos de plutonismo na área, não demonstrando praticamente nenhum tipo de deformação (só observada localmente através de uma incipiente foliação). Cortam todas as outras rochas regionais, inclusive os granitos tardi a pós-transcorrentes.

No diagrama Q-A-P modal de Streckeisen (1976), figura II.2.63, as rochas desses diques caem predominantemente dentro do campo dos granitos, com uma no campo dos granodioritos e outra no campo dos quartzo-dioritos.

Tabela II.2.32 – Análises e razões de elementos terras-raras em rochas de diques básicos

	WL-244	WL-381C	WL-388A	WL-746
La	5,13	13,07	45,19	62,13
Ce	11,42	26,27	92,24	129,50
Nd	9,16	15,67	50,22	76,14
Sn	1,31	3,63	8,89	13,63
Eu	0,59	1,06	2,13	3,17
Gd	1,90	3,74	6,44	9,05
Dy	1,58	3,76	4,08	4,85
Ho	0,33	0,75	0,85	0,87
Er	0,78	2,26	2,15	2,02
Yb	0,65	2,05	1,57	1,15
Lu	0,12	0,30	0,24	0,19
Eu/Eu*	1,14	0,87	0,82	0,82
TRL	27,02	58,64	196,54	281,40
TRP	5,36	12,86	15,33	18,13
TRL/TRP	5,04	4,55	12,82	15,52
TR	32,97	72,56	214,00	302,70
La/Yb	7,89	6,37	28,78	54,02
LaN/YbN	5,32	4,30	19,42	36,46
GdN/YbN	2,36	1,47	3,31	6,36

Tabela II.2.33 – Identificação das amostras correspondentes às intrusivas pós-transcorrentes (Oγ4).

Nº Ordem	Amostra	Rocha	Unidade	Coordenadas UTM	
				N	E
1	WL-76	Mcr granito	Oγ4	7737,5	335,6
2	WL-135B	Mcr - Bt granito	Oγ4	7743,8	317,9
3	WL-163	All granito	Oγ4	7733,6	300,8
4	WL-245	Mcr granito gnáissico	Oγ4	7734,7	291,5
5	WL-263	Mcr granito	Oγ4	7749,2	299,2
6	WL-265	Mcr granito	Oγ4	7747,5	300,0
7	WL-268	Metaquartzo-diorito	Oγ4	7746,6	309,0
8	WL-271	All - Bt granito	Oγ4	7746,4	312,0
9	WL-275B	All granito	Oγ4	7742,4	311,6
10	WL-278	Metagranodiorito	Oγ4	7736,2	315,1
11	WL-281	Mcr granito	Oγ4	7737,8	311,0
12	WL-305	All granito	Oγ4	7745,0	293,9
13	WL-4495B	Mcr granito	Oγ4	7745,0	328,1
14	WL-503D	Mcr granito gnáissico	Oγ4	7741,6	316,3
15	WL-504	All granito	Oγ4	7741,0	315,4
16	WL-659	All - Mcr granito	Oγ4	7755,0	307,7
17	WL-767	Mcr granito	Oγ4	7780,8	293,6

2.3.4.1 Litoquímica das Intrusivas Pós-Transcorrentes – Oγ4

I) Caracterização Litoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Para caracterizar a série magmática de distribuição desses granitos foi utilizado o diagrama ternário Q-A-P, elaborado com as composições normativas de 08 (oito) amostras analisadas quimicamente (os resultados analíticos e a norma CIPW são mostrados na tabela II.2.35). No mesmo diagrama (figura II.2.64) estão identificados os campos das séries magmáticas como idealizados por Lameyre & Bowden (1982), sendo que os diques graníticos se distribuem no campo da série dos granitos aluminosos de províncias alcalinas, com apenas uma amostra no campo calcialcalino diorítico. Neste aspecto são similares às rochas do Maciço Aracê e a uma das populações do Maciço Garrafão. Para melhor caracterizar as composições litológicas normativas, foi elaborado o diagrama de Debon e Le Fort (1983), figura II.2.65. As amostras dos diques graníticos plotam-se nos campos dos qz-sienitos e granitos, com apenas uma no campo dos qz-monzonitos confirmando as observações anteriores.

Para identificar o caráter de aluminosidade foi utilizado o diagrama de Rapela & Caminos (1987), figura II.2.66. Os diques graníticos caracterizam-se todos como metaluminosos. A alcalinidade foi investigada com base no diagrama de Wright, 1969 (figura II.2.67). Os diques graníticos definem-se como de caráter calcialcalino.

Tabela II.2.34 – Composição mineralógica estimada das intrusivas pós-transcorrentes ($O\gamma 4$).

Minerais	Amostras															
	WL-135B	WL-163	WL-245	WL-263	WL-265	WL-268	WL-271	WL-275B	WL-278	WL-281	WL-305	WL-495B	WL-503D	WL-504	WL-659	WL-767
				*			*	*	*		*			*	*	*
Quartzo	25	30	25	20	25	10	25	20	17	20	20	20	20	20	25	20
Microclina	55	44	45	50	35	5	39	35	8	40	40	60	40	30	39	60
Plagioclásio	5	14	15	15	15	55	20	10	50	30	20	10	10	10	21	10
Biotita	10	10	10	15	25	15	15	15	15	5	20	5	30	15	8	10
Allanita	1	tr			tr		tr	1			tr	tr		1	tr	tr
Apatita	1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	1	tr		tr	tr	tr	1	tr	tr
Opacos	1	tr				tr	tr	5	tr		tr	3	tr	5	tr	tr
Titanita	1		tr	tr		5	tr	1	tr			tr		3	tr	tr
Zircão	1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	1	tr	tr	tr		tr	1		tr
Muscovita	tr							10			tr			10	1	
Carbonato	tr										tr			1		
Hornblenda			tr			10			10							tr
Clorita								1			tr					
Sericita	tr										tr			1		
Epidoto														1		

* analisada quimicamente

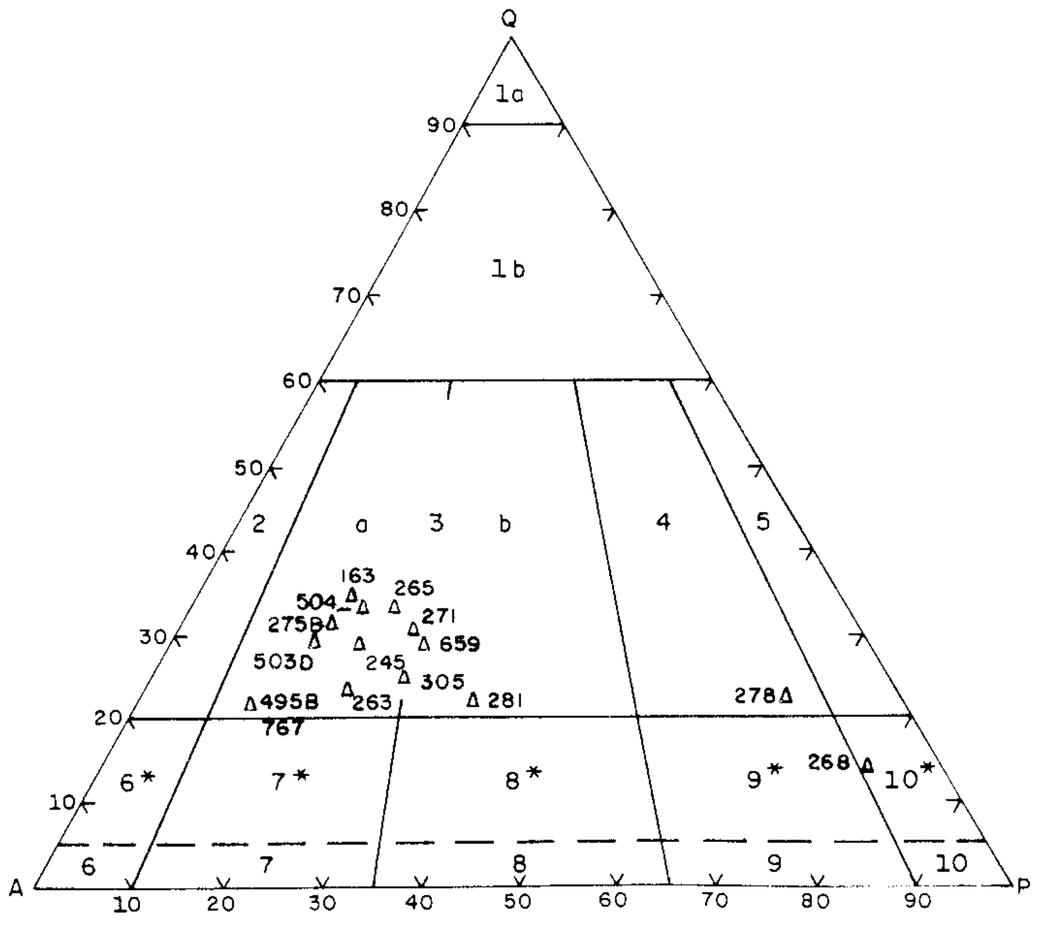


Figura II.2.63 – Diagrama QAP modal de Streckeisen (1976) mostrando a distribuição das intrusivas ácidas a intermediárias pós-transcorrentes.

Apenas as amostras WL-275B e WL-767 plotam no campo alcalino, devido ao elevado teor em K_2O e baixo teor em CaO. O posicionamento tectônico foi identificado pelo diagrama R1 x R2 de La Roche *et al.* (1980), segundo Batchelor & Bowden (1985), figura II.2.68. Os diques graníticos se posicionam no campo dos granitóides tardi-orogênicos, com apenas uma amostra plotando-se no campo dos granitóides de soerguimento pós-colisional e, nesse aspecto, concordam com o posicionamento dos Maciços Garrafão e Aracê. As razões Rb x Sr indicam, segundo Condie (1973), que a profundidade de formação dessas rochas foi maior que 30km (figura II.2.69).

Finalmente, a ambiência geotectônica foi estudada através do gráfico de Pearce *et al.* (1984), figura II.2.70. Todas as amostras dos diques graníticos identificam-se aí, indistintamente, como granitos intraplacas.

II) Caracterização Litoquímica dos Elementos Terras-Raras

Oito amostras de diques graníticos foram analisadas para terras-raras (resultados na tabela II.2.36), e o conjunto das curvas, padrão (figura II.2.71) apresentou as seguintes características:

a) Todas as curvas têm um considerável declive para a direita, indicando enriquecimento em TRL e depleção em TRP que, apesar disto, se mantêm em sua maioria 10 vezes acima do padrão condrítico; as relações TRL/TRP variam entre 8,73 e 17,66, dando como média 13,33 (tabela II.2.36).

b) As oito amostras têm anomalias negativas de Eu, havendo, entretanto, variações de padrões de vales de Eu desde médios até profundos, ou seja, o valor mínimo é de 0,65, o máximo de 0,37 e a média de 0,46.

Tabela II.2.35 – Análises químicas e Norma CIPW das intrusivas pós-transcorrentes

	WL-263	WL-271	WL-275B	WL-278	WL-305	WL-504	WL-659	WL-767
SiO2	65,90	68,10	69,90	56,50	66,50	67,00	65,90	69,00
Al2O3	14,50	13,90	13,90	14,30	14,30	14,10	15,00	13,50
Fe2O3	0,13	0,90	<0.10	3,60	0,63	0,73	1,10	<0.10
FeO	4,20	2,70	2,70	5,60	3,30	3,30	3,00	3,50
MnO	0,06	0,05	0,04	0,14	0,06	0,05	0,05	0,12
MgO	0,99	0,80	0,63	2,20	0,76	0,99	0,93	0,53
CaO	2,60	2,10	1,70	5,60	2,70	2,30	2,30	1,50
Na2O	2,80	2,70	2,40	3,10	3,10	2,90	3,20	2,80
K2O	6,00	6,60	7,00	4,00	6,00	6,30	6,40	7,10
TiO2	0,82	0,78	0,52	2,30	1,00	0,95	0,86	0,53
P2O5	0,26	0,28	0,14	1,20	0,30	0,29	0,27	0,14
S	0,03	0,04	0,05	0,10	0,03	0,04	0,04	0,04
CO2	0,60	0,20	0,20	0,20	0,20	0,10	0,20	0,30
H2O+	0,51	0,47	0,42	0,54	0,48	0,45	0,46	0,35
H2O-	0,11	0,09	0,12	0,07	0,10	0,09	0,09	0,08
Quartzo	18,11	21,60	23,57	11,23	18,76	19,45	13,36	20,27
Ortoclásio	35,86	39,34	41,67	23,92	35,86	37,59	38,11	42,32
Albita	23,96	23,04	20,45	26,54	26,52	24,77	27,27	23,89
Anortita	9,38	6,37	6,53	13,45	7,47	6,92	7,72	3,33
Diopsídio	1,65	1,91	0,89	5,48	3,46	2,25	1,66	2,81
Hiperstênio	8,01	4,01	5,13	6,46	4,12	5,28	4,70	5,53
Magnetita	0,19	1,32	0,15	5,28	0,92	1,07	1,60	0,15
Ilmenita	1,57	1,49	0,99	4,42	1,92	1,82	1,64	1,02
Apatita	0,62	0,67	0,33	2,88	0,72	0,69	0,64	0,33
Pirita	0,06	0,07	0,10	0,18	0,06	0,08	0,83	0,08
Cu	9	9	7	19	11	10	10	3
Li	32	18	18	18	25	21	25	18
Mo	5	5	8	6	7	8	6	nd
Sn	<5	<5	<5	<5	<5	<5	<5	nd
Y	74	64	53	70	43	66	47	63
Nb	64	45	43	64	64	56	45	47
Ba	1791	1612	1164	2329	1254	1791	2150	1881
Sr	400	450	300	1170	300	470	610	260
Rb	230	230	240	96	250	210	210	210
Zr	950	535	510	630	445	785	765	580
Cl	900	440	880	900	770	810	500	360
Th	36	36	53	23	34	39	34	33
U	2,80	5,70	<1	2,80	28,30	2,80	5,70	2,80
Ta	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15
W	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3	<3
F	2500	1500	1900	2500	3000	2200	2100	1300

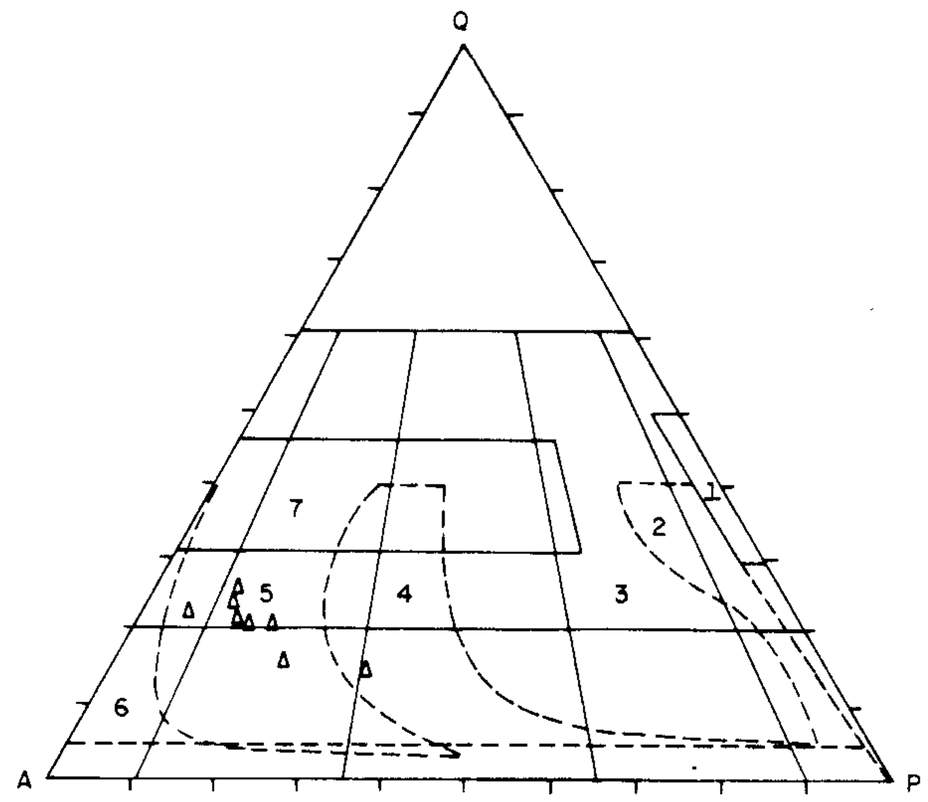


Figura II.2.64 – Diagrama QAP normativo de Streckeisen (1976) com os campos das séries magmáticas segundo Lameyre & Bowden (1982).

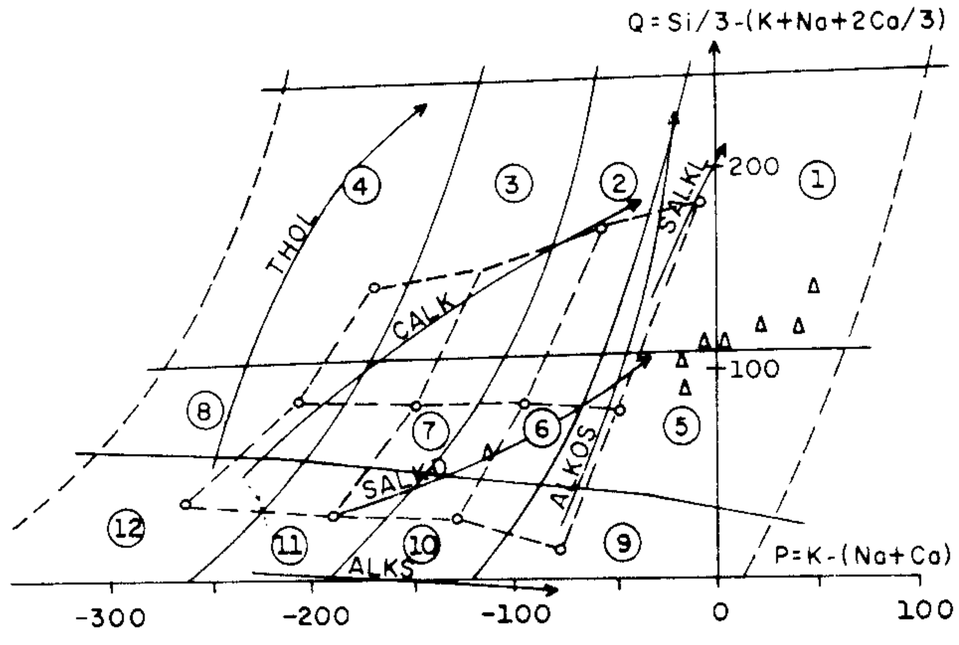


Figura II.2.65 – Diagrama de classificação químico-mineralógica Q x P de Debon & Le Fort (1983) com os *trends* das principais séries magmáticas

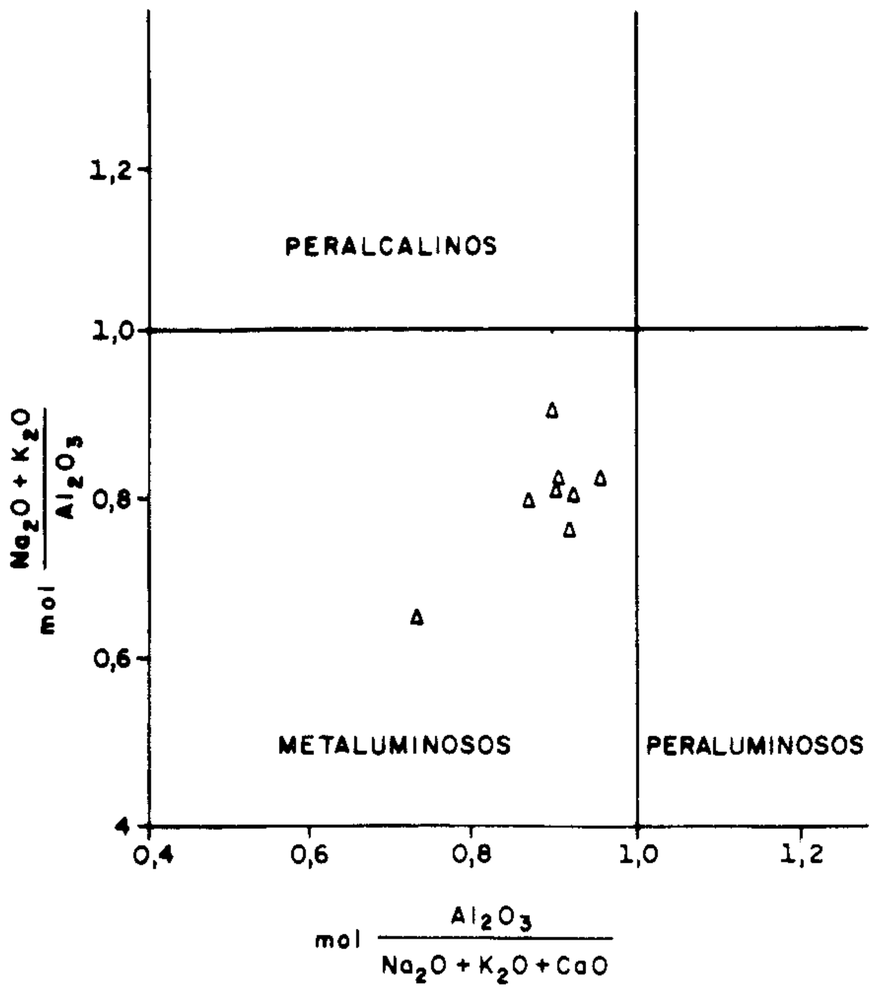


Figura II.2.66 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) discriminando o caráter de aluminosidade das intrusivas ácidas a intermediárias pós-transcorrentes.

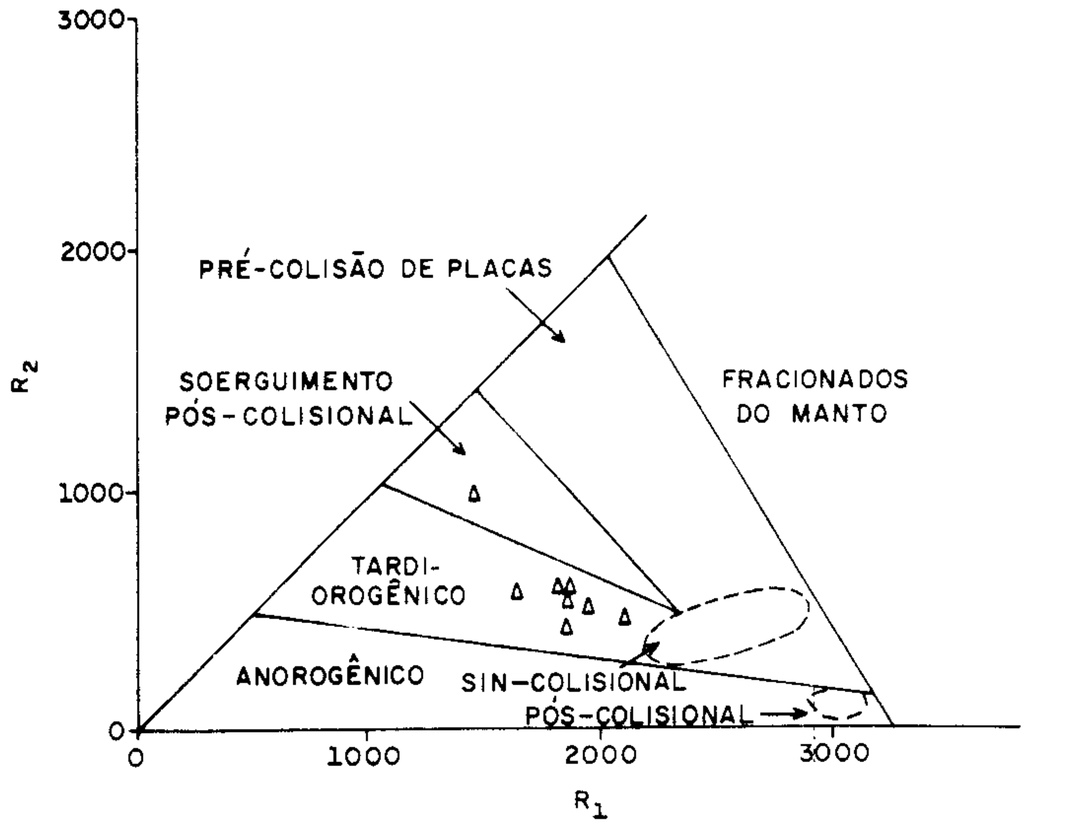


Figura II.2.68 – Diagrama multicatiônico R1 x R2 de La Roche *et al.* (1980), com indicação dos domínios tectônicos segundo Batchelor & Bowden (1985).

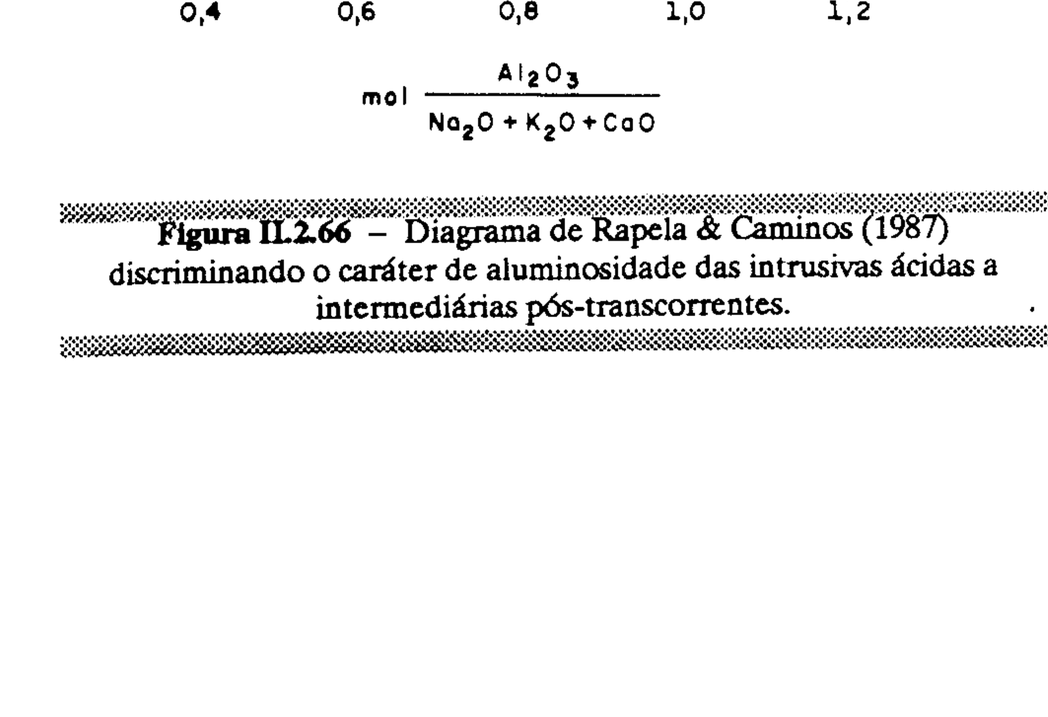


Figura II.2.67 – Diagrama SiO_2 x RA de Wright (1969) que indica o caráter de alcalinidade das intrusivas ácidas a intermediárias pós-transcorrentes.

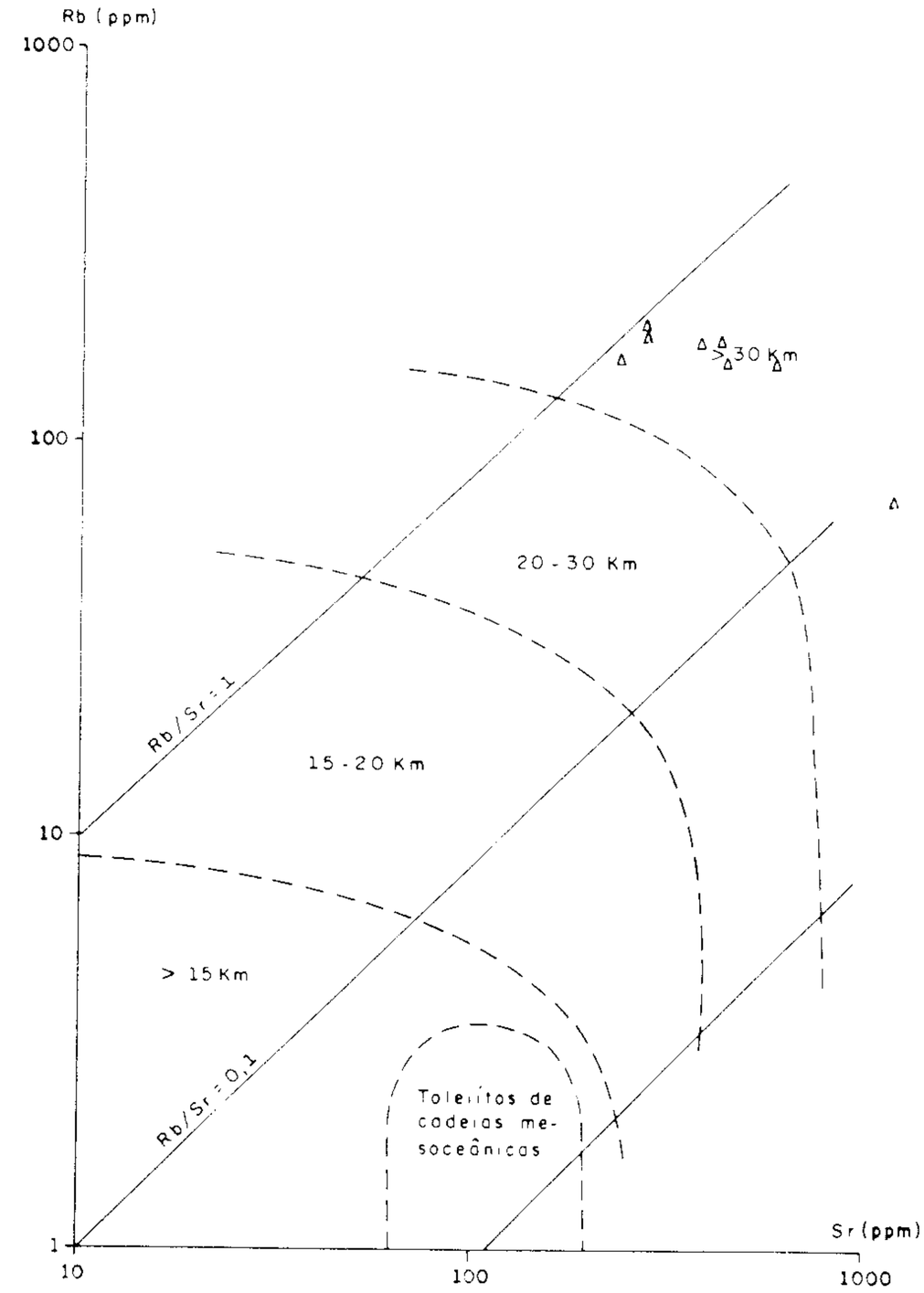


Figura II.2.69 – Diagrama Rb x Sr de Condie (1973) relacionando os teores de Rb e Sr das intrusivas ácidas a intermediárias pós-transcorrentes e a espessura e estágio de evolução da crosta sob os arcos magmáticos.

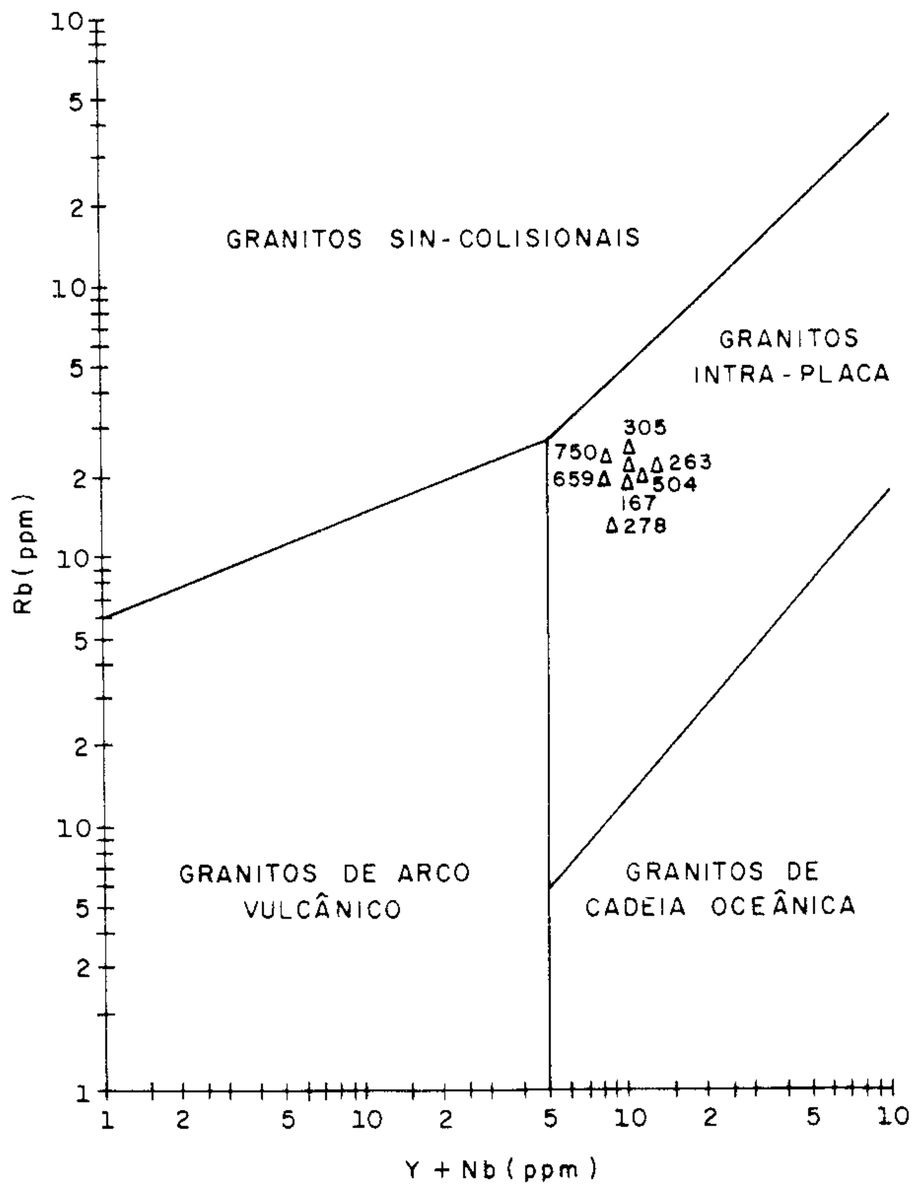


Figura II.2.70 – Diagrama de Pearce *et al.* (1984) onde são discriminadas as ambiências tectônicas das intrusivas ácidas a intermediárias pós-transcorrentes.

Tabela II.2.36 – Análises e razões de elementos terras-raras de intrusivas pós-transcorrentes.

	WL-263	WL-271	WL-275B	WL-278	WL-305	WL-507	WL-659	WL-767
La	234,70	152,40	281,20	158,40	205,30	225,90	194,00	199,10
Ce	413,60	261,70	511,70	280,00	370,20	361,30	345,00	362,00
Nd	163,60	110,80	190,40	131,30	148,90	144,90	137,90	157,30
Sm	23,35	18,49	25,89	20,91	22,40	23,24	17,54	24,09
Eu	2,82	2,04	2,55	3,83	2,54	2,66	2,44	3,61
Gd	13,29	12,37	14,58	13,77	13,43	15,33	9,73	14,43
Dy	6,48	6,99	6,33	7,10	7,36	7,10	4,44	8,12
Ho	1,11	1,35	1,14	1,25	1,33	1,32	0,73	1,56
Er	2,42	3,21	2,45	3,00	3,28	2,62	1,45	3,93
Yb	1,12	2,47	1,20	1,72	2,00	1,69	1,03	2,91
Lu	0,14	0,32	0,17	0,23	0,25	0,23	0,14	0,38
Eu/Eu*	0,44	0,38	0,36	0,65	0,41	0,40	0,52	0,54
TRL	835,25	543,39	1009,19	590,61	746,80	755,34	694,44	742,49
TRP	24,56	26,71	25,87	27,07	27,65	28,29	17,52	31,33
TRL/TRP	34,00	20,34	39,01	21,81	27,00	26,69	39,63	23,69
TR	862,63	572,14	1037,61	621,51	776,99	786,29	714,40	777,43
Yb/La	0,005	0,016	0,004	0,011	0,010	0,007	0,005	0,015
Ce/ Y	6,29	4,74	7,16	4,27	5,64	5,55	6,94	4,91

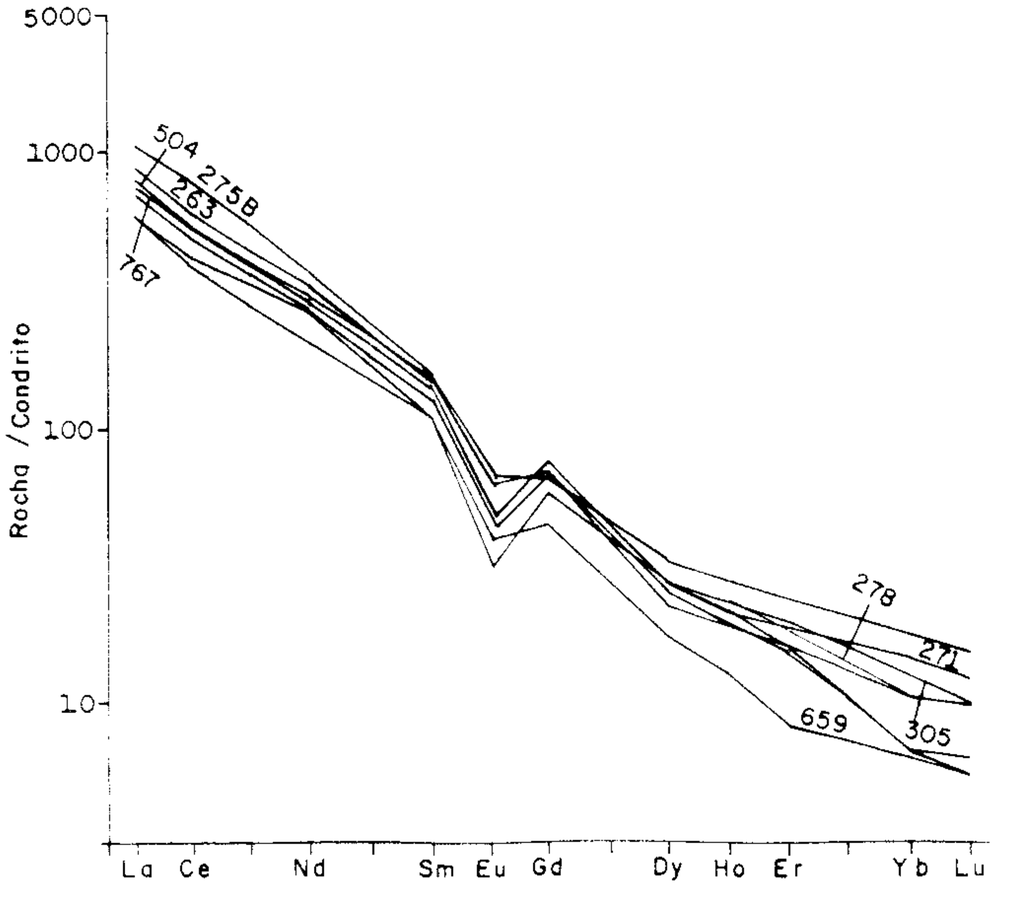


Figura II.2.71 – Curvas dos elementos terras-raras das intrusivas ácidas a intermediárias pós-transcorrentes, normalizados em relação aos condritos de Evensen *et al.* (1978).

c) O conjunto de TRL em geral é muito homogêneo, havendo entretanto variações das proporções rochas/condrito em torno de 1.000 para La.

d) Os somatórios de TR são bastante elevados, com um mínimo de 572ppm, um máximo de 1.038ppm e uma média de 776ppm.

e) Todos os granitos são caracteristicamente ricos em Ce, com valor máximo de 511,70ppm, um mínimo de 261,70ppm e uma média de 366ppm. São os valores mais elevados comparativamente àqueles registrados nos granitos Aracê e Garrafão.

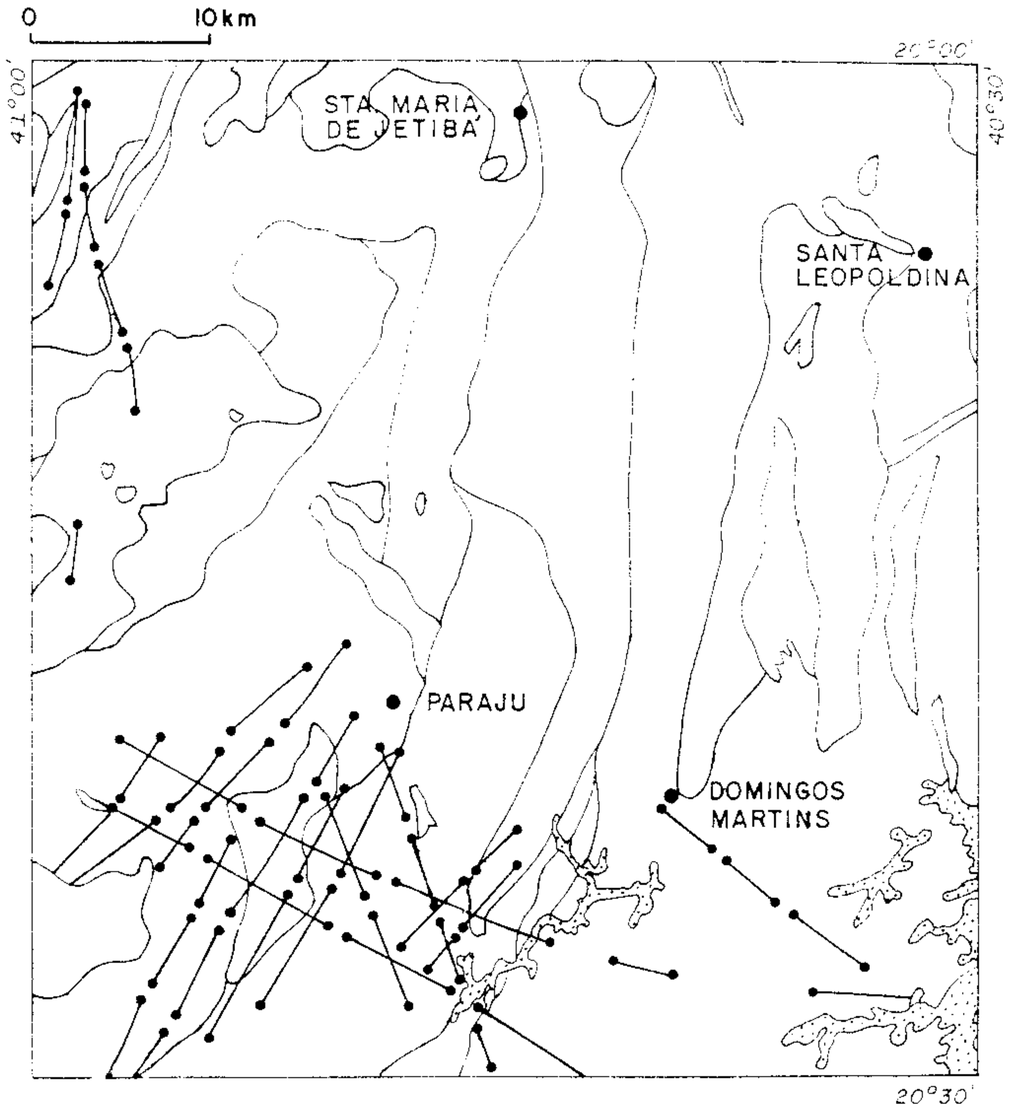
f) Os valores Ce/ Y dão uma média de 5,52 correspondente ao padrão dos granitos transicionais de Shen Jili & Liu Jiayuan (1985). Aos valores mais altos dessas razões, de modo geral, correspondem índices de diferenciação também altos, muito embora várias exceções ocorram nessas relações. Também as razões Yb/La são muito baixas, tendo em média valor de 0,016, reforçando o caráter ígneo desses granitos, corroborado também pelos altos percentuais de CaO (*high-calcium granite* de Ramsay, 1986), que variam de 1,5 a 5,6.

As características mais importantes do ponto de vista de tipo, profundidade de intrusão, texturas, estruturas, litologias, composições, enclaves, linhagem petrogenética, etc, das associações de rochas graníticas da Folha Domingos Martins estão sintetizadas na tabela II.2.37.

2.4 Coberturas Quaternárias

Os depósitos aluvionares têm expressão cartográfica apenas na porção sudeste da folha, nas planícies dos rios Fundo, Jacarandá e Jucu Braço Norte, conforme pode ser observado na figura II.2.72. São constituídos essencialmente de sedimentos argilo-arenosos. Um perfil esquemático mostra a seguinte distribuição, da base para o topo: cascalho fino a grosso com areia, areia com seixos, areia fina a grossa, areia argilosa e argilo-arenosa. Matéria orgânica distribui-se aleatoriamente. Às vezes são observados níveis bastante argilosos, de dimensões centimétricas.

Essas coberturas apresentam, em locais como o rio Ponte, córrego Areinhas, rio Jucu Braço Norte, etc, concentrações de ouro e água-marinha, que se distribuem nas porções cascalhentas das aluviões.



Aluviões

Figura II.2.72 – Mapa de distribuição das coberturas aluvionares.

Tabela II.2.37 – Tabela de caracterização dos granitóides.

Granitóides x Características		Regime Tangencial		Regime Transcorrente		
		Sin a tarditectônico		Tardi a pós-tectônico		Pós-tectônico
		Ortognaisse tipo Jequitibá Pγ1b	Ortognaisse tipo Colatina Pγ1c	granitóide tipo Garrafão ∈Cγ3g	granitóide tipo Aracê ∈Cg3a	Diques graníticos Oγ4
Formas/Dimensões		Batólitos	Batólitos	"Stock"	"Stock"	Diques
Contato	Relação de contato	Concordante brusco, gradativo	Concordante gradativo	Discordante brusco	Discordante brusco	Discordante brusco
	Metamorf. f contato migmatz./outros	Ausente	Ausente	Ausente	Ausente	Ausente
Intrusão	Nível crustal intrusão	Mesozona	Mesozona	Mesozona	Mesozona	Mesozona
	Tipo de intrusão	Forçada	Forçada (?)	Forçada	Forçada	Forçada
Características texturais e estruturais	Granulom./textura	Grosseira	Grosseira	Porfirítica	Grosseira	Média
	Foliação/lineação internas	Tectônica	Tectônica	Fluxo/tectônica (?)	Fluxo	Fluxo
	Estruturas encaixantes	Regional	Regional	Regional	Regional	Regional
	Controle estrutural da intrusão	sin a tardi D1	sin a tardi D1	tardi a pós-D2	tardi a pós-D2	Pós-D2
Enclaves	Natureza/composição	Supracrustais	Supracrustais	Supracrustais	Supracrustais	Supracrustais
	Distribuição/densidade	Freqüentes nas margens	Freqüentes	Freqüentes	Raras	Raras
	Forma	Irregular	Irregular	Arredondados	Arredondados	Arredondados
Características Composicionais	Espectro composicional	Tonalito a granodioritos	Granito	Granito a qz-monzonito	Granito a qz-monzonito	Granito a qz-diorito
	Minerais característicos (Acess. import.)	Biotita, hornblenda (granada)	Microclina (granada)	Microclina (allanita)	Microclina, biotita (titanita, allanita)	Biotita (allanita, titanita)
	Índice diferenciação	48 a 75	72 a 80	42 a 92	62 a 90	62 a 87
	Quimismo relacionado álcalis/cálcio	Calcialcalino	Calcialcalino	Calcialcalino	Calcialcalino	Calcialcalino
	Quimismo relacionado a alumina	Meta a peraluminoso	Peraluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso	Metaluminoso
	Linhagem petrogenética	Mantélico	Crustal fonte sedimentar	Mantélico	Mantélico	Mantélico
Outras Características	Elementos-traço	Rico em Sr, Zr, Ba, Ce	Rico em Ba, Zr, Sr baixo Li, F e Rb,	Rico em La, Ce, Nd, Sr, Th, Zr, Ba baixo Rb, Li	Ricos em tr, F, Ba, Sr, Zr baixo Li, Rb e Y	Ricos em La, Ce, F, Ba, Sr e Zr baixo Li, Rb e Y
	Anomalias geoquímicas meio secundário	Au, Cu, Pb	Au, W			
	Alterações pós-critaliz.	Carbonato, moscovita, sericita	Carbonato, muscovita	Carbonato, muscovita, epidoto	Carbonato, sericita	Muscovita, clorita, sericita

Capítulo 3
Geologia Estrutural

por
Orivaldo Ferreira Baltazar

3.1 Introdução

A Folha Domingos Martins encontra-se totalmente inserida na denominada Província Mantiqueira, de Hasui (1982), cujos limites coincidem com os do Cinturão Ribeira (Almeida *et al.*, 1973), considerado como de natureza ensiálica por Cordani & Brito Neves (1982), com atuação muito forte do Ciclo Brasiliano sobre um embasamento de idade arqueana a proterozóica inferior, denominado por sua vez de Cinturão Paraíba do Sul por Cordani *et al.* (1973), com mesmo *trend* estrutural e com idades amplamente indicadas por isócronas Rb/Sr em Rocha Total e medidas U-Pb em zircões. Todas essas unidades geotectônicas fariam parte de uma unidade maior, o Cinturão Móvel Costeiro, de Mascarenhas (1973) e Almeida (1979, 1981), de idade Jequié (2.700m.a.), que se estende através do Brasil oriental desde a Faixa Sergipana, a norte, atingindo o Uruguai, a sul.

Reportando-nos aos trabalhos de cunho geofísico, elaborados por Haralyi & Hasui (1982) para o Brasil oriental, a área encontra-se inserida no domínio do Bloco Vitória, dentro da compartimentação regional em blocos proposta por aqueles autores, com base em anomalias gravimétricas lineares, indicativas de importantes descontinuidades, com a origem dessa estrutura relacionada ao Evento Jequié.

Os principais agrupamentos litológicos cartografados dentro da área da folha incluem terrenos granito-gnáissicos com encraves de supracrustais associados, aqui subdivididos em ortognaisses tonalíticos e paragnaisses bandados, com níveis de quartzitos, e ainda terrenos de alto grau, representados por gnaisses aluminosos tipo kinzigítico, com corpos charno-enderbíticos intimamente associados, todos relacionados a um Cinturão Granulítico Atlântico, de Leonardos Jr. & Fyfe (1974). Corpos de granitos intrusivos ocorrem principalmente na metade oeste da folha.

Em termos deformacionais, a estrutura mais notável observada na área é uma foliação/bandamento gnáissico de baixo ângulo, de distribuição regional, resultado de forte transposição que afetou as estruturas pretéritas de todos os litótipos nela individualizados, à exceção dos tipos graníticos intrusivos presentes. A essa deformação estão associadas algumas zonas de cisalhamento contracional, também de baixo ângulo, interpretadas aqui como resultado da evolução do próprio processo de transposição. A essa deformação segue-se uma outra representada por dobras com *trend*, em geral, segundo N-S, com estilos variando desde fechados a até muito abertos, às quais, possivelmente, estariam relacionadas zonas de cisalhamento de alto ângulo, de mesma direção. A terceira fase de deformação é representada por um dobramento muito aberto, provavelmente do tipo flexural, de *trend* E-W, assim considerada face à sua interferência com a deformação anterior, resultando padrões locais do tipo domo. Finalmente seguem-se fraturas de distensão, algumas preenchidas por rochas básicas, predominantemente de direção NW-SE.

3.2 Fases de Deformação

3.2.1 Deformação D1

Essa é a fase de deformação mais antiga detectada na área e de abrangência regional, afetando todos os grupos litológicos nela individualizados, à exceção dos corpos de granito intrusivos cartografados em sua metade oeste. É representada por uma generalizada foliação/bandamento de baixo ângulo, aqui referida como foliação St, resultante da forte transposição, documentada pelo intenso dobramento e estiramento das estruturas anteriores, conferindo à rocha um aspecto lenticularizado do bandamento atual (fotos 45 e 46), especialmente visível nos tipos gnáissicos aluminosos e anfibólio-biotita gnaisses do Complexo Paraíba do Sul, que apresentam melhores marcadores de deformação, entre os tipos individualizados, devido a seu bandamento diferenciado. Outros testemunhos da transposição são dobras isoclinais preservadas, intrafoliais, quase sempre rompidas, preferencialmente desenhadas por bandas neossomáticas, quartzo-feldspáticas, em geral de espessuras centimétricas nos gnaisses bandados da supra-estrutura (foto 46) e menos freqüentemente por níveis máficos lenticulares, dobrados

nos gnaisses aluminosos da faixa de alto grau (foto 47). Há o desenvolvimento de uma foliação de plano axial, determinada por micas e estiramento de félsicos, visível nos ápices dessas pequenas dobras intrafoliais. *Boudinage* de níveis mais competentes desses gnaisses é também uma feição comum, indicativa de forte estiramento, próprio do processo de transposição. O aspecto anastomosado local da foliação também é uma feição indicativa do estiramento, complementada por uma forte lineação de estiramento impressa nos planos de foliação St.

Vale salientar que essas feições estruturais, indícios do processo de transposição, praticamente não ficaram tão bem expressas nos ortognaisses tonalíticos do setor ocidental da folha, devido à ausência de marcadores cinemáticos, em decorrência de sua homogeneidade estrutural ocorrida antes da fase de transposição. Entretanto, os efeitos dessa fase de deformação nessas rochas se traduzem megascopicamente na forma aproximadamente lenticular dos corpos de rocha aqui cartografados.

Considerando a extensão da área em estudo e a sua complexidade estrutural, traduzida na descontinuidade da foliação gnáissica das principais unidades individualizadas por efeito de transposição, além de outros aspectos como interferências de dobramentos e acilindricidade destes, é feita aqui uma tentativa de análise das estruturas medidas durante os trabalhos de campo. Para isto, dividiu-se a área em três domínios estruturais distintos, assim discriminados: domínio I (gnaisses aluminosos); domínio II (sillimanita-biotita gnaisses) e domínio X (ortognaisses tonalíticos) – ver figura II.3.1. Essa divisão foi feita considerando os diferentes níveis crustais e ambientes de formação desses grupos de rocha, com o intuito de comparar o comportamento de cada um deles em relação às sucessivas fases de deformação.

Observando-se o estereograma (figura II.3.2d) das medidas de foliação St, elaborado para a área como um todo, observa-se uma tendência para a concentração das medidas efetuadas no campo em um único máximo, à despeito das demais deformações superpostas. Há um certo paralelismo dessas estruturas nos três domínios distintos (figura II.3.2a, b e c), evidenciando a importância dessa transposição, além de sua atuação de maneira relativamente uniforme sobre todos os conjuntos de rochas individualizados, independente do nível crustal de deformação. As poucas medidas de lineações b (eixos de minidobra) dessa deformação (figura II.3.2f) mostram uma grande dispersão em sua direção, principalmente no quadrante NE, atribuída aqui à própria heterogeneidade da deformação e/ou ainda, às modificações impostas pela superimposição das duas fases de dobramentos subsequentes. As poucas lineações de estiramento medidas, impressas nesses planos de foliação, também exibem uma forte dispersão dentro dos quadrantes NE e NW (figura II.3.2f). Os poucos dados obtidos não permitem uma interpretação dessa dispersão, embora a tendência das poucas medidas registradas em se adaptarem a um grande círculo sugira muito mais variações

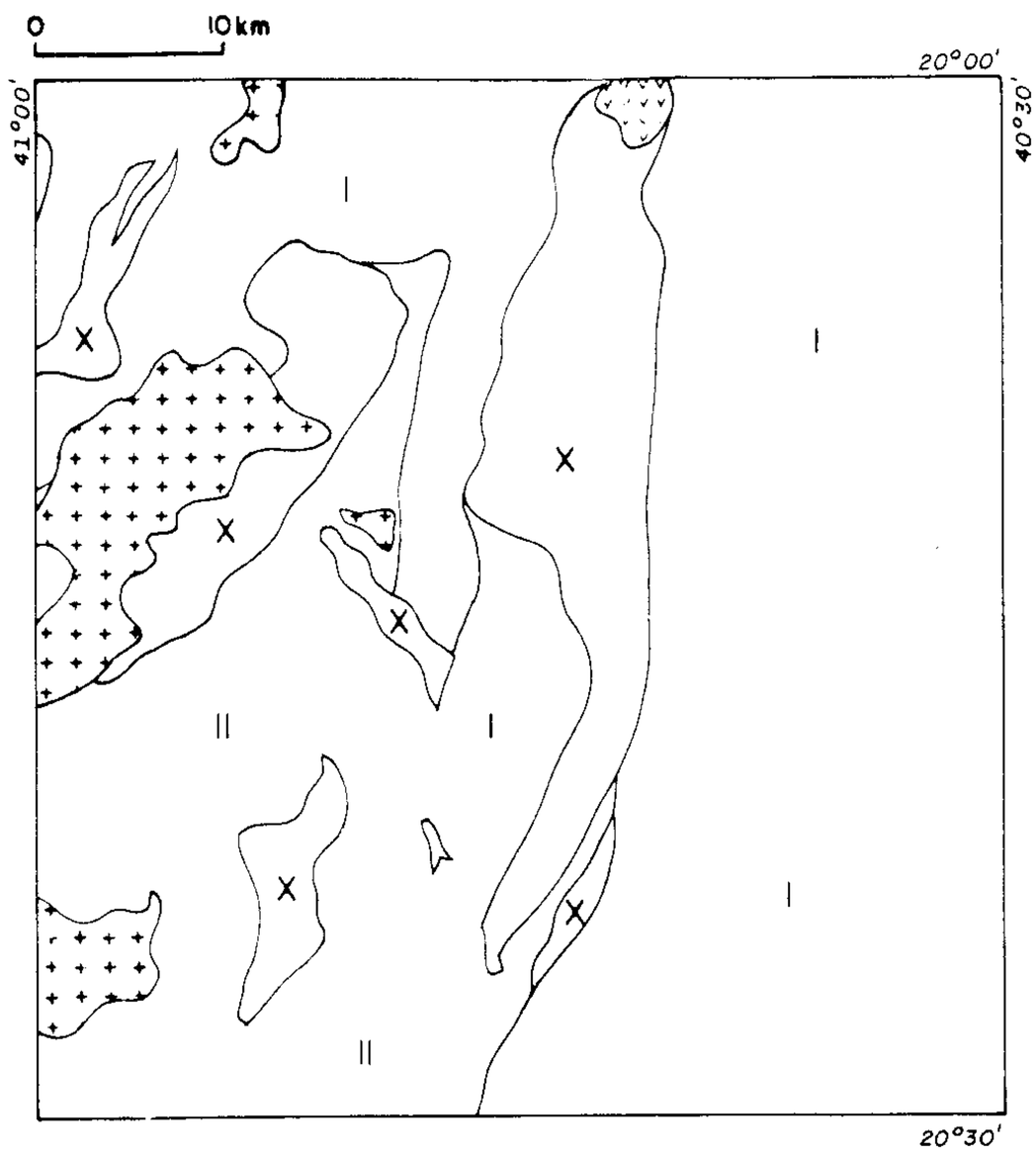


Figura II.3.1 – Domínios estruturais da Folha Domingos Martins.

em suas direções dentro do próprio plano de foliação St, em decorrência da própria heterogeneidade da deformação, do que propriamente modificações provocadas por interferências das demais fases.

Algumas zonas de cisalhamento contracional de baixo ângulo - empurrões – (foto 48), cartografadas na parte central da folha, são aqui relacionadas a essa fase de deformação e interpretadas como resultantes do processo evolutivo da própria transposição. São reconhecidas pela presença de milonitos e blastomilonitos em seus planos de maior deformação.

Marcam, em geral, os contatos entre as unidades cartografadas, preferencialmente entre os ortognaisses tonalíticos e unidades Pps1 e Pps2. Na parte centro-oeste da folha esses cisalhamentos têm importante componente direcional, relacionado à posição de seus planos em relação aos esforços.

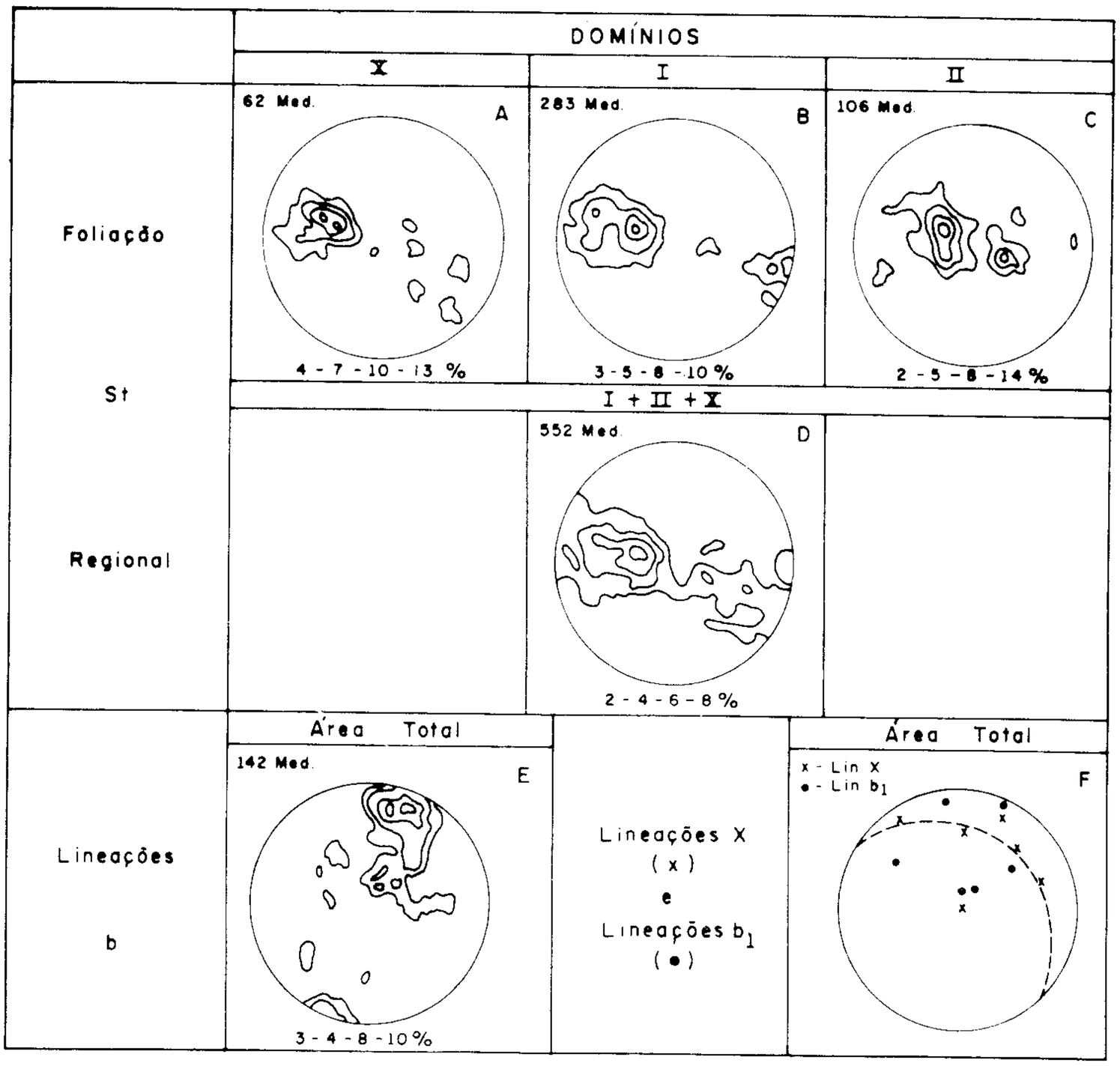


Figura II.3.2 – Diagramas de contorno de foliação St, lineações "b" e lineações de estiramento da Folha Domingos Martins.

3.2.2 Deformação D2

Está representada na área da folha principalmente por dobras de perfis muito variáveis, desde relativamente cerradas a muito abertas, configurando até suaves ondulações, com ângulos interlimbos variando de 40 a 140 graus. Observando-se os diagramas da figura II.3.2 percebe-se a individualização de dois máximos bem definidos para o domínio II (sillimanita-biotita gnaisses bandados) e uma tendência para isto no domínio I (gnaisses aluminosos), no primeiro caso sugerindo dobramento por deslizamento flexural para essa fase de deformação.

Seus planos axiais tendem, em geral, à verticalização, com eixos posicionados preferencialmente segundo NNE e com fracos caimentos em geral segundo esta direção, estando representados no diagrama da figura II.3.2e pela forte concentração próxima àquela posição. Não foi observada no campo a ocorrência de qualquer tipo de foliação relacionada a esta fase de dobramento.

Zonas de cisalhamento de alto ângulo, cartografadas principalmente na metade leste da folha, cortando-a segundo a direção aproximada N-S, são aqui relacionadas a essa fase de deformação. Estão representadas linearmente em mapa e são reconhecidas no campo por faixas de milonitos e blastomilonitos associados, nas zonas mais intensamente deformadas, traduzindo-se, à medida que nos afastamos destas, por dobramentos de perfis variados, com estilos e atitudes semelhantes aos daqueles acima descritos, o que permitiria a associação. No Lineamento Batatal, que passa próximo a Domingos Martins, foi detectada uma importante componente direcional dextral, determinada com base em estruturas sigmoidais verificadas no campo.

3.2.3 Deformação D3

Está representada na área por um dobramento muito aberto, configurando suaves ondulações da foliação St, observadas especialmente nos sillimanita-biotita gnaisses bandados e gnaisses aluminosos (kinzigíticos), nos quais chega a esboçar-se, em megaescala, uma interferência do tipo domo (tipo I de Ramsay, 1962) com os dobramentos da fase anterior, observada no canto sudeste da folha. Os diagramas da figura II.3.2, para foliações St dos diversos domínios, não mostram representatividade devido à suavidade do dobramento em relação ao anterior. Quanto às lineações b (eixos de minidobras), observa-se no estereograma da figura II.3.2e que sua representação é muito discreta, devido à escassez de dados de campo, tendo sido efetuadas muito poucas medidas.

Capítulo 4
Geoquímica

por
Adolfo Alves de Souza e Hélio Antonio de Souza

4.1 Sistemática adotada

4.1.1 Amostragem

a) Sedimentos de corrente

Foram coletadas 292 amostras distribuídas numa área de aproximadamente 3.000km^2, com densidade média de amostragem de uma amostra para cada 10km^2. Uma maior ou menor densidade dependeu das informações geológicas e mineralógicas adquiridas no decurso do trabalho. As amostras foram compostas de várias porções de sedimentos ativos, identificadas pela sigla do coletor (duas letras), seguido do código da classe da amostra (letra S) e o número da estação de amostragem. Quando na mesma estação foi coletada outra amostra (bateia), adicionou-se rotineiramente a letra A após o número da estação para diferenciá-la. Dados pertinentes de campo foram lançados na ficha de amostras geoquímicas do SEAG–Sistema Estatístico de Amostragem Geoquímica, da CPRM. As amostras foram coletadas nos seguintes períodos: abril a novembro de 1987 e julho a agosto de 1988.

b) Concentrados de bateia

Foram coletadas 119 amostras com densidade média de amostragem em torno de uma amostra para 15km^2. Coletou-se um volume original de 10 litros/amostra, quando havia suficiência de material pesado, e de 15 ou 20 litros em caso de insuficiência do mesmo. Para identificação utilizou-se a sigla do coletor, o identificador da classe da amostra (letra B) e o número da estação de amostragem. Quando na mesma estação foi coletada outra amostra (sedimento), adicionou-se a letra B após o número da estação para diferenciá-la.

c) Rochas

Foram coletadas pela equipe de mapeamento geológico, sendo uma ou mais amostras dos afloramentos representativos de todas as unidades litológicas que ocorrem na área, para estudos petroquímicos e geoquímicos.

4.1.2 Preparação das Amostras e Análises Geoquímicas

a) Sedimentos de corrente

As amostras foram preparadas no laboratório da CPRM-SECLAB/BH, através dos seguintes procedimentos:

- secagem em estufa (80°C)
- peneiramento na fração -80 *mesh*
- pulverização na fração -150 *mesh*

b) Concentrados de bateia

As principais fases de preparação foram:

- secagem das amostras
- pesagem da amostra total
- separação da fração pesada, pelo uso de bromofórmio
- pesagem da fração pesada
- quarteamento para análises químicas e mineralógicas
- pulverização a -150 *mesh* para análises químicas.

Na tabela II.4.1 encontram-se transcritas as técnicas analíticas utilizadas, os elementos analisados para cada material amostrado e o respectivo laboratório executor.

Tabela II.4.1 - Técnicas analíticas utilizadas.

Método e Laboratório x Material	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sedimento de Corrente	Cu, Pb, Zn Ni, Co, Fe Mn		P, W	F		Cr	As	Mo	Sb
Concentrados de Bateia	Cu, Pb, Zn Ni, Co, Ag	Minerais Pesados			Au	Cr		Mo	Sb
Rocha	Cu, Pb, Zn Ni, Co, Ag				Au	Cr		Mo	

1 - AA (HN03) - CPRM - SECLAB/BH;
2 - Mineralometria - CPRM - LAMIN/RJ;
3 - Colorimetria - CPRM - SECLAB/BH;
4 - Eletrodo de íon específico - CPRM - SECLAB/BH;
5 - AA (Ácido bromídrico/bromo) - CPRM-SECLAB/BH;
6 - AA (água-régia) - CPRM - SECLAB/BH;
7 - AA (mistura ácida) geração de hibretos - CPRM - SECLAB/BH;
8 - AA (água-régia invertida) - CPRM - SECLAB/BH;
9 - AA (fusão com pirossulfato) extração TOPO/MIBK - SECLAB/BH;

4.1.3 Controle de Qualidade

Exercido através de amostras duplicatas de campo, de sedimentos de corrente, coletadas em estações do levantamento regional, para efeito de cálculo dos erros e análise de variância dos elementos Cu, Pb, Zn, Co, Ni e Cr.

A representatividade dos dados geoquímicos correspondentes às amostras de sedimentos de corrente foi testada através do esquema proposto por Krumbein & Slack (1956), qual seja, de uma análise de variância hierárquica (*one-way design*): em 138 estações de coleta de material, definidas aleatoriamente e distribuídas entre as várias áreas (folhas) estudadas neste projeto, foram tomadas duas amostras de sedimentos fluviais em cada estação; nos demais pontos (a grande maioria dos casos) os procedimentos de rotina envolveram sempre a coleta de apenas uma amostra.

Na tabela II.4.2 encontram-se resumidos os cálculos levados a efeito para os estimadores da variabilidade natural (*entre* diferentes drenagens e derivada, principalmente, das variações litológicas) e da introduzida pelas técnicas de amostragem e analíticas adotadas, que influenciam os resultados *dentro* de cada drenagem ou estação de coleta. As seguintes conclusões podem ser extraídas da metodologia aplicada:

Tabela II.4.2 – Estimadores da variabilidade.

ELEMENTO	TOTAL	NATURAL (BACIAS DE DRENAGEM		INTRODUZIDA (AMOSTRAGEM + ANÁLISES)	
Cobre	0,0510	0,0424	83%	0,0086	17%
Chumbo	0,0440	0,0321	73%	0,0120	27%
Zinco	0,0365	0,0259	71%	0,0106	29%
Cobalto	0,0363	0,0261	72%	0,0102	28%
Níquel	0,0661	0,0584	88%	0,0077	12%
Cromo	0,0726	0,0633	87%	0,0093	13%

– os trabalhos de amostragem e análise podem ser considerados satisfatórios no que se refere aos elementos cobre, níquel e cromo, uma vez que os termos da variância introduzida são relativamente pequenos e responsáveis por 12 a 17% da variabilidade total. Como esta última, no caso dos elementos citados, também apresenta os maiores valores absolutos, conclui-se que os mesmos descrevem melhor as diferenças litológicas entre os vários segmentos estudados, com destaque para os domínios dos metassedimentos (gnaisses aluminosos e rochas calcissilicáticas) e anfibolitos do Complexo Paraíba do Sul, ortognaisses tonalíticos a graníticos do regime tangencial e polidiápiros (dioritos a granitos calcialcalinos) tardi a pós-transcorrentes;

– as drenagens amostradas não são significativamente diferentes quando se observa a variância total definida para os elementos chumbo, zinco e cobalto, o que implica numa discriminação apenas razoável dos diversos tipos litológicos. A análise dos valores relativamente elevados (27% a 29%) da variância introduzida mostra que estes elementos encontram-se bastante afetados pelos procedimentos de amostragem adotados nas várias folhas, salientando-se fatores como influência do relevo (montanhoso), proeminência da fração quartzosa (domínio de rochas ácidas até quartzíticas) e o grande número de coletores (heterogeneidade metodológica);

– as técnicas laboratoriais (análises geoquímicas) não são responsáveis por erros (variabilidade) substanciais na massa dos resultados.

Desta forma, resultou reforçada a validade dos conceitos a serem emitidos sobre o panorama da distribuição dos metais cobre, níquel e cromo estudados nos sedimentos de corrente da área e, em menor escala, dos metais chumbo, zinco e cobalto, cujos mapas geoquímicos não mostram a mesma estabilidade, particularmente nas faixas de valores situadas abaixo dos respectivos teores médios.

Quanto aos concentrados de minerais pesados, não foi realizado qualquer trabalho para mensurar as variações e suas origens, mas cabe ressaltar que algumas zonas anômalas para ouro foram reamostradas e confirmaram os resultados da campanha regional, apesar da baixa reprodutividade inerente ao método.

4.1.4 Critérios de Interpretação

Foram utilizados os dados fornecidos pela espectrometria de absorção atômica, tanto para sedimentos de corrente quanto para concentrados de bateia dos elementos Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr e Au. Os parâmetros estatísticos elementares foram obtidos através do gráfico de log-probabilidade (Lepeltier, 1969), tanto para sedimentos quanto para concentrados, à exceção dos elementos Au, Fe, Mn, Ag, As, W, F e P. Os limites que definem as anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordens correspondem, respectivamente, aos valores situados nos percentuais de 2,5%, 5% e 10% da curva de freqüência cumulativa, estando a média ao nível de 50% da distribuição. Nas tabelas II.4.3 e II.4.4 estão relacionados os parâmetros estatísticos obtidos para sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

Foram utilizados os dados fornecidos pela colorimetria para os elementos P e W. Considerando que o P, W, Ag e o As foram analisados somente em parte das amostras, selecionou-se empiricamente as três classes mais elevadas dos valores obtidos desses elementos como correspondentes às anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordens, respectivamente, sem a aplicação do tratamento estatístico gráfico.

A maioria das amostras de concentrados de bateia foi analisada para Au, considerando-se automaticamente como anômalas, a nível de 1ª ordem, aquelas com ouro visível, bem como as amostras com teores maiores do que 3ppm. Os demais resultados foram classificados como sendo de 2ª e 3ª ordens (ver tabela II.4.4). O critério adotado para o Au se justifica uma vez que a aplicação de um tratamento estatístico para os resultados de Au, tem pouca representatividade na região, considerando-se que a maioria (87%) dos valores registrados inclui resultados

Tabela II.4.3 - Parâmetros estatísticos para sedimentos de corrente.

Elemento	Número de Valores Tratados	Valor Mínimo (ppm)	Valor Máximo (ppm)	Média Geométrica (ppm)	Desvio Geométrico	Anomalia de 1ª. Ordem (ppm)	Anomalia de 2ª. Ordem (ppm)	Anomalia de 3ª. Ordem (ppm)
Cu	297	3	40	15.	1,5	> 34	> 29	> 25
Pb	298	L3	90	16	1,8	> 46	> 42	> 33
Zn	298	13	120	112	1,6	> 98	> 90	> 74
Ni	298	8	50	20	1,6	> 47	> 43	> 36
Co	292	4	80	13	1,3	> 32	> 25	> 23
Cr	292	5	94	32	1,7	> 87	> 79	> 63
P	172	250	2325	759	-	> 1778	> 1380	> 1072

L = abaixo do limite de detecção.

Tabela II.4.4 – Parâmetros estatísticos para concentrados de batela

Elemento	Número de Valores Tratados	Valor Mínimo (ppm)	Valor Máximo (ppm)	Média Geométrica (ppm)	Desvio Geométrico	Anomalia de 1ª Ordem (ppm)	Anomalia de 2ª Ordem (ppm)	Anomalia de 3ª Ordem (ppm)
Cu	72	L 3	45	7	2,5	> 42	> 35	> 24
Pb	72	8	140	46	1,9	> 142	> 132	> 110
Zn	72	10	65	31	1,5	> 74	> 65	> 55
Ni	72	2	55	11	1,9	> 40	> 34	> 26
Co	72	L 3	55	12	2,0	> 46	> 40	> 30
Cr	72	L 5	350	50	2,3	>250	> 200	> 158
P	17	1500	7200	3539	–	> 4446	> 3296	> 2443
Au	16	–	–	–	–	> 3	> 0,7	> 0,02

L = abaixo do limite de detecção.

abaixo dos limites de detecção (0,02 e 0,05ppm), ou não detectados, além de indicar insuficiência de material em 20 amostras, restando, assim, apenas 16 resultados válidos para interpretação.

4.2 Prospecção geoquímica

Desenvolveu-se em duas etapas distintas, a saber: a) prospecção regional e b) adensamento de áreas anômalas.

a) Prospecção regional

Nesta fase foram coletadas 292 amostras de sedimentos ativos de corrente e 109 de concentrados de bateia.

Os resultados obtidos, tanto para sedimentos quanto para concentrados, não refletem o conteúdo metálico de uma única unidade geológica, pois a maioria das drenagens amostradas pode atravessar mais de uma litologia, resultando numa lixiviação ou concentração dos elementos químicos, bem como numa inevitável mistura populacional. Através desse levantamento foi possível selecionar áreas geoquimicamente anômalas para adensamento, permitindo o traçado final de faixas anômalas, como subsídio à elaboração de cartas metalogenéticas-previsionais.

b) Adensamento de áreas anômalas

Constou de um reconhecimento geológico local, bem como da coleta de 10 amostras adicionais de concentrados de bateia em uma área anômala selecionada para a verificação de anomalias de ouro. Essa área faz parte da bacia do rio Ponte, a qual foi amostrada na fase regional, com detecção de ouro visível na bateia.

4.3 Distribuição Geoquímica dos Elementos nas Unidades Geológicas

O panorama geoquímico da área foi investigado de duas formas distintas, embora integradas. A primeira refere-se ao comportamento geoquímico dos elementos no ambiente primário, e a segunda forma trata do ambiente secundário, cujos meios amostrados, sedimentos de corrente e concentrados de bateia apresentam concentrações de teores dos elementos nem sempre compatíveis com o ambiente primário. O número de amostras de rochas envolvido neste estudo, na maioria das unidades, é pequeno e pouco representativo. A visão, portanto, obtida através da avaliação dos resultados, sobre cada unidade considerada, é de alcance limitado, ressaltando-se o fato de que em algumas amostras de rochas não foram dosados todos os elementos considerados no tratamento geoquímico aplicado ao ambiente secundário.

4.3.1 Distribuição Geoquímica Regional dos Elementos no Ambiente Primário

4.3.1.1 Gnaisses Aluminosos

Foram analisadas 19 amostras (tabela II.4.5) dos gnaisses aluminosos que ocorrem na Folha Domingos Martins.

O teores médios apresentados pelos elementos são típicos de folhelhos, com assinatura subordinada de grauvacas. São teores provavelmente frutos de processos de adsorção pelo material original, de composição argilosa, dentro da bacia de acumulação dos sedimentos.

4.3.1.2 Sillimanita-Biotita Gnaisse

Somente o cobalto foi analisado em todas as amostras de um lote de 10 (ver tabela II.4.5). Com base nos dados disponíveis, percebe-se uma interposição de material ácido com material básico, ressaltando-se que são encontrados níveis anfibolíticos concordantes com a foliação gnáissica regional.

4.3.1.3 Gnaisses Enderbíticos

As considerações são baseadas nos resultados de 16 amostras analisadas (ver tabela II.4.5). Os teores médios apresentados parecem indicar uma origem para o conjunto de rochas analisado com envolvimento de material ígneo e sedimentar . Esse seria um dos motivos para a discrepância observada em relação às médias conhecidas para tais tipos de litologias (Turekian & Wedepohl, *op. cit.*). Além disso, algum processo metamórfico/metassomático poderia ter alterado a composição de todo o conjunto de rochas.

4.3.1.4 Ortognaisses

Foram analisadas 25 amostras dessa unidade (ver tabela II.4.5), ressaltando-se que somente o cobalto foi dosado em todas elas. Os elementos cobre, chumbo, zinco, níquel e cromo foram analisados apenas em 10 amostras da população.

Com base nos dados disponíveis, não se percebe nitidamente qualquer tipo de correlação entre os elementos, devido, provavelmente, às pequenas, porém significativas, variações petrológicas das rochas.

De um modo geral, os teores desses elementos (ver tabela II.4.5) refletem o caráter ácido das rochas analisadas, permanecendo na faixa de normalidade para os tipos de litologias amostradas (Turekian & Wedepohl, 1961). Somente se constata uma elevação dos teores na amostra WL-324C (rocha tonalítica), destacando-se o zinco (184ppm). Essa elevação pode estar refletindo a influência de material de composição básica original, na formação da rocha.

Tabela II.4.5 – Média geométrica dos elementos químicos das unidades geológicas.

Unidade Geológica	Rochas Nº amostras	Teor Médio (ppm)						
		Cu	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	Mo
Sillimanita Gnaisses	6 am	24	12	40	126 (5 am)	118	20 (10 am)	–
Kinzigitos	15 am	27	10	89	60 (12 am)	81	15 (19 am)	–
Ortognaisses Tonalítico	10 am	11	11	71	19	15	9 (25 am)	–
Enderbitos	16 am	15	10	51	26	34	15	–
Várias Unidades	Diques Básicos 4 am	93	20	35 (3 am)	170	252	22	–
	Calcissilicáticas 3 am	23	14	71	32	69	13 (4 am)	–
Maciço Aracê	Granitos 8 am	9	–	–	–	–	4	4
	Dioritos 2 am	14	–	–	–	–	16	4
	Granodiorito 1 am	24	48	146	34	38	22	–
Maciço Garrafão	Granitos 7 am	8	13 (6 am)	86 (3 am)	14 (6 am)	11 (6 am)	6	5 (4 am)
	Dioritos 3 am	31	10	–	100	111	23	6
	Noritos 2 am	22	8	–	70	89	22	6
	Monzonitos 3 am	10	9	–	23	15	13	7
	Tonalito 1 am	52	14	71	104	184	48	–

Obs.: Os resultados de amostras isoladas são colocados para efeito de comparação.

4.3.1.5 Maciços Aracê e Garrafão

Das 26 amostras analisadas (ver tabela II.4.5), 15 são do Maciço Garrafão e 11 do Aracê.

Esses granitóides são complexos diferenciados e, portanto, com mudanças composicionais, o que leva a variações, às vezes apenas sutis, nos teores dos elementos-traço. A tabela mostra que determinados elementos não foram analisados em parte das amostras, principalmente no caso do Maciço Aracê (Pb, Zn, Ni e Cr), dificultando uma apreciação mais abrangente.

No caso do corpo intrusivo de Aracê, os teores médios apresentados pelo cobre (9ppm) e o cobalto (4ppm) situam-se na faixa normal, com exceção do cobalto (4ppm), refletindo o caráter predominantemente ácido das rochas amostradas (Turekian & Wedepohl, 1961). Tomando-se o Cu e o Co, em termos comparativos, não se percebe uma nítida correlação positiva entre ambos, apesar de estarem associados entre si, aspecto que não se percebe com relação ao molibdênio. O granitóide Garrafão, por sua vez, mostra mais nitidamente uma diferenciação do que o do Aracê, com base no conjunto de amostras coletadas. Observa-se que os teores médios dos elementos estão perfeitamente compatíveis com a natureza das rochas analisadas (Turekian & Wedepohl, *op.cit.*) . Há uma tendência de crescimento dos teores no caso do Cu, Co, Ni e Cr, proporcionalmente à diminuição da acidez das rochas. A discrepância entre dioritos e noritos deve-se basicamente ao pequeno número de amostras disponíveis para computação das médias. Quanto ao Pb, há uma tendência a uma inversão no comportamento, ou seja, o teor decresce dos granitos para os noritos. O teor médio de zinco encontrado é normal nos granitos. Uma amostra de diorito (WL-544) apresentou teores para Ni (220ppm) e Cr (310ppm) que destoam bastante dos demais espécimes similares.

A elevação dos teores de Cu, Ni, Co e Cr em algumas amostras de rochas ácidas a intermediárias, quando vistas individualmente, pode estar refletindo uma contribuição básica ao material que as originou, como é o caso de um tonalito (amostra WL-48B).

Ao comparar os resultados médios para o Cu, Co e Mo entre amostras de granitos desses dois maciços, é notada uma similaridade de teores. Tal fato indica uma semelhança genética das duas intrusões, conforme apontado também por outras feições geológicas.

4.3.1.6 Diques Básicos e Calcissilicáticas

Foram consideradas análises de quatro amostras de rochas básicas e três de calcissilicáticas. As médias obtidas com esse pequeno conjunto de dados (ver tabela II.4.5) mostram similaridades com litologias conhecidas (Turekian & Wedepohl, *op.cit.*). Entretanto, demonstram certas dissimilaridades, que não invalidam a comparação, como é o caso das calcissilicáticas, as quais exibem teores típicos de uma mistura de material pelito-carbonático. Considerações mais aprofundadas existem em capítulo específico.

4.3.2 Distribuição Geoquímica Regional dos Elementos no Ambiente Secundário

O conjunto de rochas na área foi afetado por sucessivas fases de deformação, propiciando, assim, uma redistribuição dos elementos de maior mobilidade em toda a região considerada. O alto grau metamórfico impresso às rochas em sistema cisalhante compressivo, reduz a concentração de fluidos, podendo restringir as concentrações químicas dos elementos.

A amostragem, mesmo assim, permitiu uma visualização da paisagem geoquímica regional dos elementos, possibilitando o traçado de faixas com maiores concentrações. De uma maneira geral, o teor médio apresentado pelos elementos (ver tabelas II.4.3 e II.4.4) em sedimentos ativos e concentrados de bateia, não mostrou elevação em relação ao ambiente primário, conforme discutido anteriormente. O Pb, particularmente, apresentou um teor médio nas frações pesadas bem superior ao teor do ambiente primário.

4.3.2.1 Ouro

Apresenta-se em teores relativamente baixos e sem maior expressão prospectiva e metalogenética, destacando-se as faixas II e III.

Sua distribuição na área mostra uma íntima relação com bordas e/ou proximidades de granitos (ou rochas graníticas), em contato, principalmente, com o conjunto de sillimanita-biotita gnaisses e, secundariamente, com os gnaisses aluminosos (porção NW da folha – Faixa I). É importante chamar a atenção para o panorama tectono-estrutural dominante na área, visando auxiliar a compreensão da distribuição do ouro, pois a formação de falhas distensivas propicia a concentração de material mineralizante.

O conjunto de sillimanita-biotita gnaisses apresenta intercalações de rochas anfibolíticas, que poderiam constituir-se numa das fontes primárias do ouro na área, com posterior remobilização diante das sucessivas fases de metamorfismo.

4.3.2.2 Níquel, Cromo e Cobre

Estes três elementos evidenciaram suas principais concentrações (Faixas I, III e IV) relacionadas principalmente ao conjunto de sillimanita-biotita gnaisses.

Todos eles mostraram uma queda substancial no teor médio, principalmente o níquel e o cromo, quando se compara os resultados de rochas (tabela II.4.5) com os de sedimentos (tabela II.4.3) e bateia (tabela II.4.4). Esse fato demonstra que o ambiente secundário funciona como dispersivo e não como concentrador desses elementos.

4.3.2.3 Chumbo e Zinco

O chumbo apresentou similaridade entre as médias obtidas em sedimentos e em rochas. Já o zinco evidenciou uma depleção nos teores médios no ambiente secundário.

Suas principais concentrações estão relacionadas aos gnaisses aluminosos. O Maciço Garrafão mostra também um conjunto de anomalias de chumbo (40ppm) em sedimentos de corrente, da ordem de duas vezes o teor médio encontrado no interior do corpo.

Chama-se a atenção para o extremo sudeste da folha, na região de Domingos Martins, que mostra várias bacias anômalas de zinco, cobre, níquel, chumbo, cromo e tungstênio. Segundo os estudos de metalogenia (ver capítulo específico), tais anomalias podem estar relacionadas a algumas fontes sulfetadas , manifestando-se na rede de drenagem atual.

4.3.2.4 Fósforo

A manifestação pegmatítica é bastante generalizada na região, fato que deve contribuir significativamente na distribuição do fósforo. Este elemento apresenta também problemas relacionados a processos de contaminação por adubos fosfatados (região de Domingos Martins), além de ter uma distribuição marcada pela presença de minerais como a apatita e o xenotímio na rede de drenagem.

4.3.2.5 Cobalto

Apresentou baixas concentrações tanto em sedimentos, quanto em concentrados de bateia, sendo que em termos de área mostrou pouca expressividade. A sua principal concentração (80ppm na Faixa I) foi registrada na amostra de sedimento RR-272A, coletada no domínio dos gnaisses aluminosos.

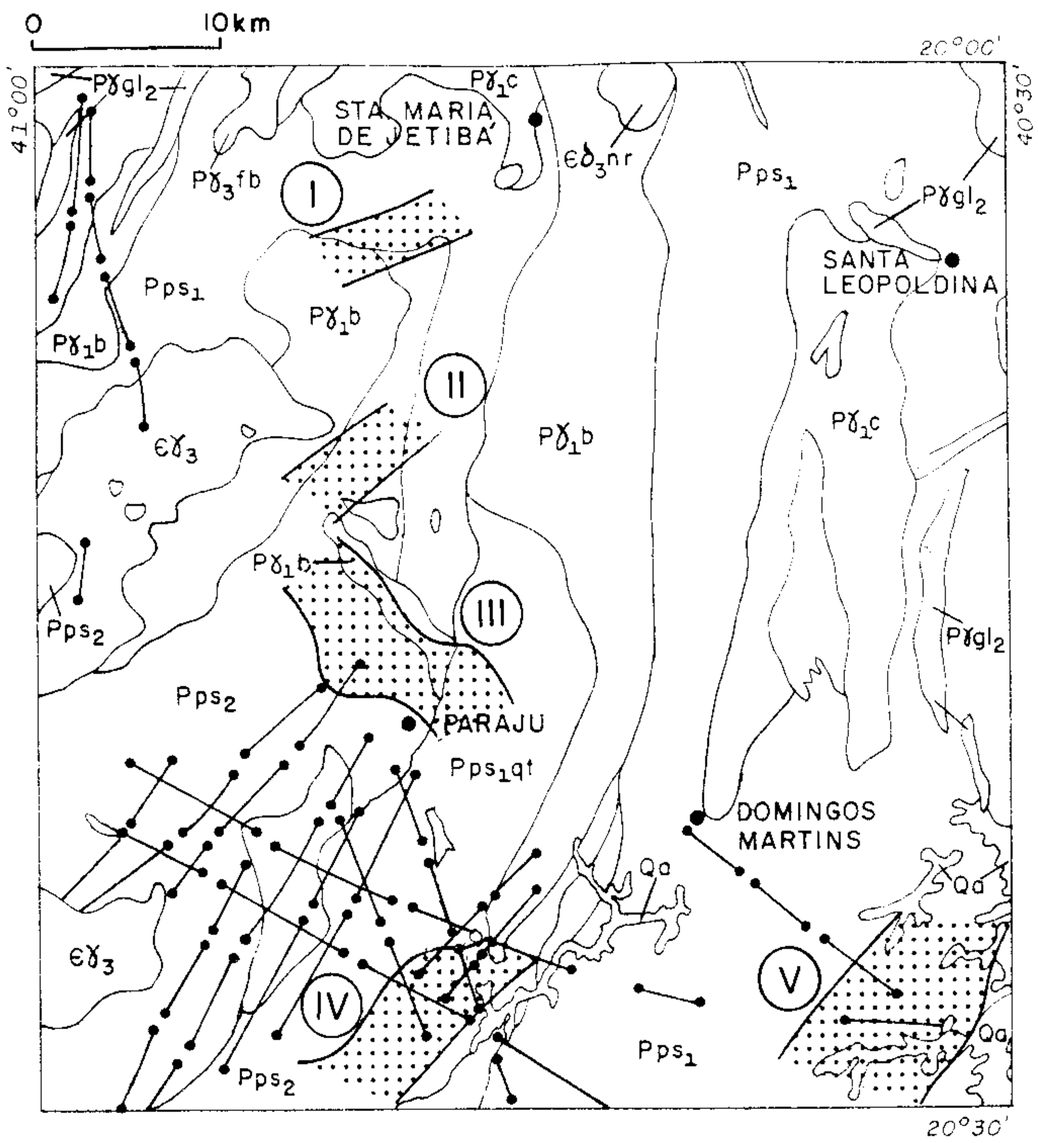
4.3.3 Descrição das Faixas Anômalas

As bacias anômalas foram agrupadas em faixas e, para efeito de apresentação, acham-se esquematizadas na figura II.4.1. Nas tabelas II.4.6 e II.4.7 estão relacionadas as faixas anômalas e suas respectivas anomalias.

Faixa I – Au, Pb, Ni e Zn

Localização: Sul de Alto Possmouser

Abrange parte dos gnaisses aluminosos e dos sil-



Figrua II.4.1 – Faixas geoquimicamente anômalas da Folha Domingos Martins.

limanita-biotita gnaisses do Complexo Paraíba do Sul, bem como parte dos ortognaisses tipo Jequitibá, associados a uma zona de intensa pegmatização, tendo sido o conjunto todo afetado por cisalhamento de baixo ângulo.

Tabela II.4.6 – Anomalias em sedimentos de corrente.

Faixa	Amostra	Cu	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	UTM-E	UTM-N
I	RR-272A	40	90	90	50		80	309850	7779750
III	RR-87A				40			310400	7756900
	RR-85A					88		310250	7755500
	RR-82A					94		313350	7755400
IV	RR289				45	65	25	313400	7738350
	RR290A				55			312400	7737500
V	RR-35			85				338800	7733250
	RR-36			110	40			335050	7736350
	RR-33		55					339550	7740800
	RR-32		35					342650	7742250
	RR-31			75				340850	7738750
	RR-39A			85				337550	7741850
	RR-68A			85				335300	7734400
	RR-69A			75				332450	7733600

Tabela II.4.7 – Anomalias em concentrados de minerais pesados.

Faixa	Amostra	Cu	Pb	Co	Cr	Au	UTM-E	UTM-N
I	RR-272B					0,72	309850	7779750
	AS-117		200			0,32	309570	7779250
	AS-118					0,54	308150	7779100
II	RR-221B					visível	308400	7767350
	RR-217B					18,40	308550	7766000
	AS-113					10,16	308220	7766050
	AS-109					0,30	307700	7764350
	AS-116		120			0,63	309050	7767250
III	RR-90B					visível	308250	7755650
	RR-92B				252		306900	7754550
	RR-93B					visível	306000	7754250
	RR-81B	30				0,70	313700	7756100
	RR-85B				170		310250	7755500
IV	RR-291B			35	350		311350	7736150
	RR-129B				cromita		316500	7738650

As anomalias de ouro em concentrado de bateia são de relativo significado geoquímico, carecendo, portanto, de uma investigação mais detalhada, visando comprovar seu potencial prospectivo. A associação geoquímica dessa faixa, com base na ambiência geológica e geotectônica, sugere a existência de zonas sulfetadas. A amostra de bateia, AS-117, além da anomalia de ouro, exibe uma anomalia de chumbo (200ppm) de 1ª ordem.

Faixa II – Au e Pb

Localização: Leste de Melgaço

Esta faixa compõe-se predominantemente de sillimanita-biotita gnaisses do Complexo Paraíba do Sul circundados por Ortognaisse tipo Jequitibá e pelo Granito Rio Ponte. É intenso o processo de pegmatização na região, em função das intrusões graníticas ocorridas. A região encontra-se afetada por zonas de cisalhamento, que podem representar o principal metalotecto na área de interesse.

O ouro foi detectado de forma visível na bateia, destacando-se a amostra RR-217B, na qual foram contadas cerca de 30 pintas.

A faixa em questão merece alguns estudos de semidetalhe, uma vez que a ambiência geológica apresenta características tais como paragnaisses abrigando intrusões graníticas, pegmatitos, zonas de cisalhamento, etc, todas favoráveis ao desenvolvimento de atividades mineralizantes.

Faixa III – Au, Cu e Cr

Localização: NW de Domingos Martins

Apresenta uma geologia semelhante à da Faixa II. Há predominância de sillimanita-biotita gnaisses do Complexo Paraíba do Sul, com níveis anfibolíticos, sendo estes anfibolitos os prováveis responsáveis pela elevação dos teores de cobre e cromo.

A amostra de bateia RR-90B denunciou a presença de pirita visível, indicando a existência de zonas e/ou níveis sulfetados. Intensamente fraturada, essa região pode conter ocorrências de veios de quartzo derivados de atividades hidrotermais, culminando com a formação de zonas sulfetadas, além de concentrações auríferas. Resta, no entanto, verificar o potencial da região com uma continuidade dos trabalhos de prospecção.

Faixa IV – Cr e Ni

Localização: NW de Domingos Martins

Dentro do mesmo contexto geológico da Faixa III, a região considerada evidencia-se pelas concentrações de cromo e níquel, tanto em bateia quanto nos sedimentos de corrente. São teores relativamente baixos, mas assumem uma certa importância, uma vez que foi identificada a presença de cromita (<1%) na amostra de bateia RR-129B. Tal indício sugere a existência de rochas ultramáficas na região (não detectadas pelo mapeamento geológico), dando uma maior consistência aos baixos resultados de níquel e cromo. Desse modo, a faixa pode abranger geologicamente uma zona de intensa manifestação básica/ultrabásica e mineralizada tanto em sulfetos quanto em óxidos (cromita). Resta, assim, levar a efeito trabalhos de detalhe ao longo da faixa e cercanias, com o objetivo de estudar mais profundamente essas concentrações e indícios.

Faixa V – Pb, Zn e Ni

Localização: Extremo sudeste da Folha

Inteiramente no domínio dos gnaisses aluminosos (Complexo Paraíba do Sul), esta faixa apresenta concentrações, principalmente de zinco, com teores de até 110ppm. O potencial da mesma pode estar ligado à existência de sulfetos metálicos de cobre, chumbo e zinco, uma vez que a ambiência geológica favorece a formação de minerais sulfetados. Aconselha-se a realização de trabalhos de semidetalhe na região, em que pese o baixo contraste em relação ao *background* e a similaridade dos teores de Zn e Ni com aqueles encontrados nas rochas aluminosas, o que denuncia um ambiente secundário com predominância de processos de dispersão clástica. As análises das frações pesadas colhidas na região não corroboram os dados obtidos nos sedimentos de corrente.

Capítulo 5
Geofísica

por
Ricardo Moacyr de Vasconcellos, Raimundo Antônio Alves Dias Gomes,
Edson Lopes Barreto e Mário José Metelo

5.1 Sistemática Adotada

A sistemática adotada na interpretação dos dados aeromagnetométricos consistiu na interpretação qualitativa dos mapas aerogeofísicos (magnetometria), a partir dos quais foram elaborados mapas de apoio à geologia e selecionadas anomalias para modelamento bidimensional. Assim, a interpretação qualitativa restringiu-se aos mapas magnetométricos gerados no Convênio Geofísica Brasil-Alemanha (CGBA), editados há 15 anos. Foram selecionadas ainda anomalias isoladas para a interpretação quantitativa.

Por outro lado, a ausência de registros digitais contendo os dados magnéticos resultantes do aerolevantamento não permitiu a aplicação de filtros específicos aos dados (primeira derivada, separação regional/residual,etc.) para uma definição mais precisa das unidades magnéticas.

Para a interpretação geofísica regional, foram utilizados, além dos mapas magnetométricos do CGBA, os do Projeto Aerogeofísica São Paulo–Rio de Janeiro, que cobre a maior parte do Estado do Rio de Janeiro. Esse trabalho considerou uma área que compreende o centro-leste e sudeste de Minas Gerais, a porção sul do Espírito Santo, e a parte central e oriental do Rio de Janeiro.

Na geofísica terrestre, foram levantados seis perfis de gravimetria visando a obtenção de subsídios para a definição da compartimentação tectônica regional (figura II.5.1).

A sistemática incluiu ainda a utilização de *softwares* para a interpretação quantitativa, mediante o modelamento – em microcomputador – das anomalias dos perfis geofísicos.

5.2 Dados Utilizados

5.2.1 Aerogeofísica

Os mapas de magnetometria utilizados para a interpretação e correlação dos dados são do aerolevantamento sistemático executado pela PRAKLA, dentro do Convênio Geofísica Brasil–Alemanha (CGBA), no período 1971-1973.

O levantamento foi efetuado com linhas de vôo E-W, espaçamento entre linhas de 2km, e altitude constante (barométrico), com altura média de 800m sobre o terreno.

O tratamento aplicado aos dados consistiu na correção da variação diurna do campo geomagnético, no nivelamento dos perfis e na remoção do IGRF (International Geomagnetic Reference Field).

Os dados foram apresentados sob a forma de mapas de contorno, nas escalas 1:100.000 e 1:500.000, com intervalo de contorno de 5nT.

Embora os mapas sejam de boa qualidade, a sistemática de levantamento adotada, principalmente com relação à altura de vôo, provocou uma atenuação excessiva das anomalias causadas por corpos de menor expressão e por estruturas mais superficiais. Além disso, a área foi levantada segundo blocos, com diferentes altitudes de vôo (para manter a média de altura sobre o terreno), provocando descontinuidades no traçado dos mapas de contorno na linha limítrofe dos blocos.

Nos trabalhos de interpretação da folha, utilizou-se o mapa na escala de 1:100.000; quanto à interpretação magnética regional foram também utilizados os mapas magnetométricos do Projeto Aerogeofísica São Paulo-Rio de Janeiro que cobrem a parte central e oriental do Estado do Rio de Janeiro (figura II.5.2).

O levantamento desse último projeto, executado pela ENCAL em 1979, inclui também uma subárea localizada no Estado de São Paulo, cujo processamento de dados foi efetuado pela CPRM em 1988. Consistiu na aquisição de dados magnéticos e gamaespectrométricos, com linhas de vôo de direção N-S, espaçadas de 1km, e altura de vôo constante sobre o terreno, de 150m. O tratamento dos dados magnéticos foi similar ao aplicado nos dados do CGBA, com a geração de mapas de contorno magnético e radiométrico (contagem total), ambos nas escalas de 1:100.000 e 1:250.000.

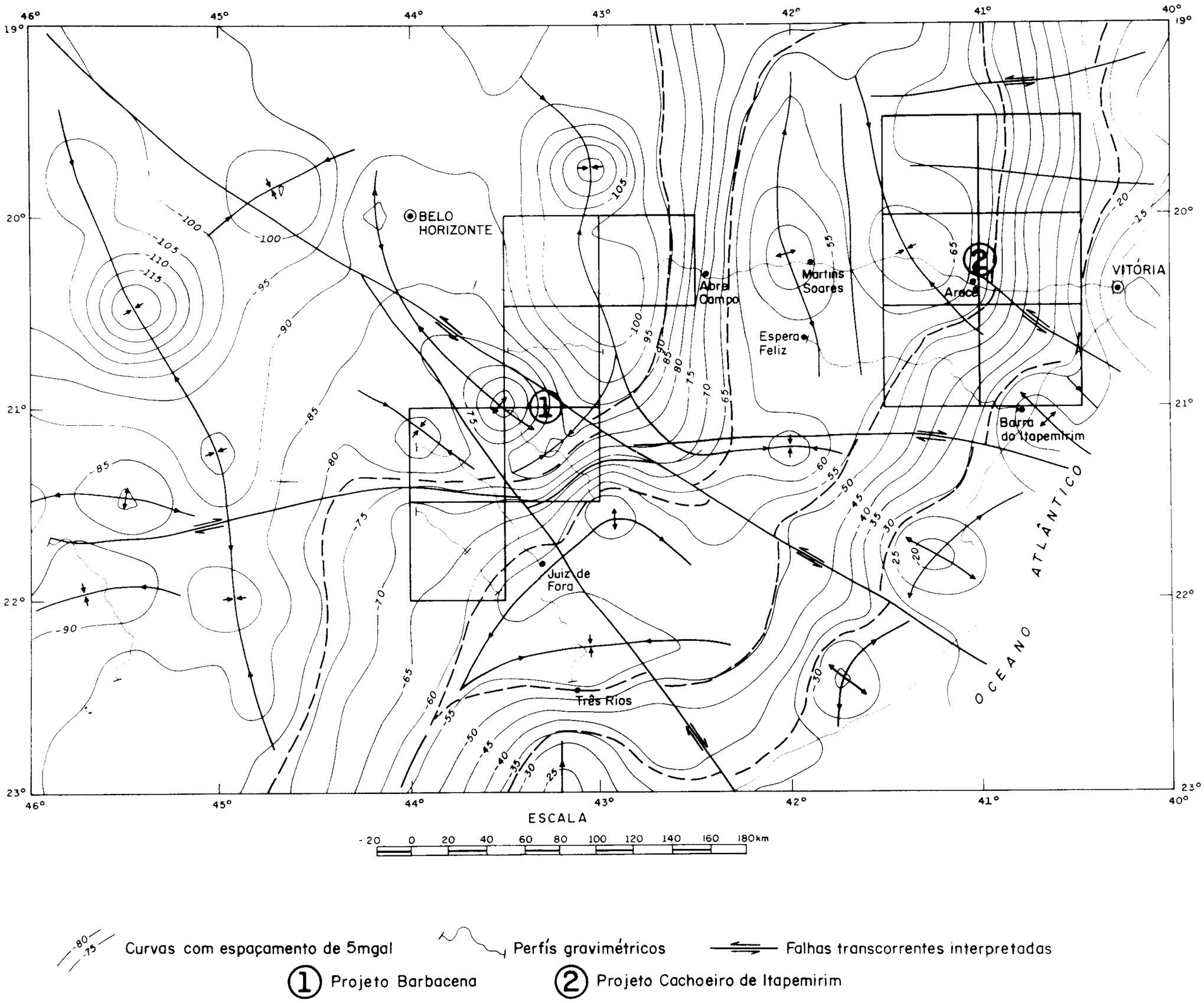


Figura II.5.1 – Esboço do Mapa Bouguer (MG/ES/RJ).

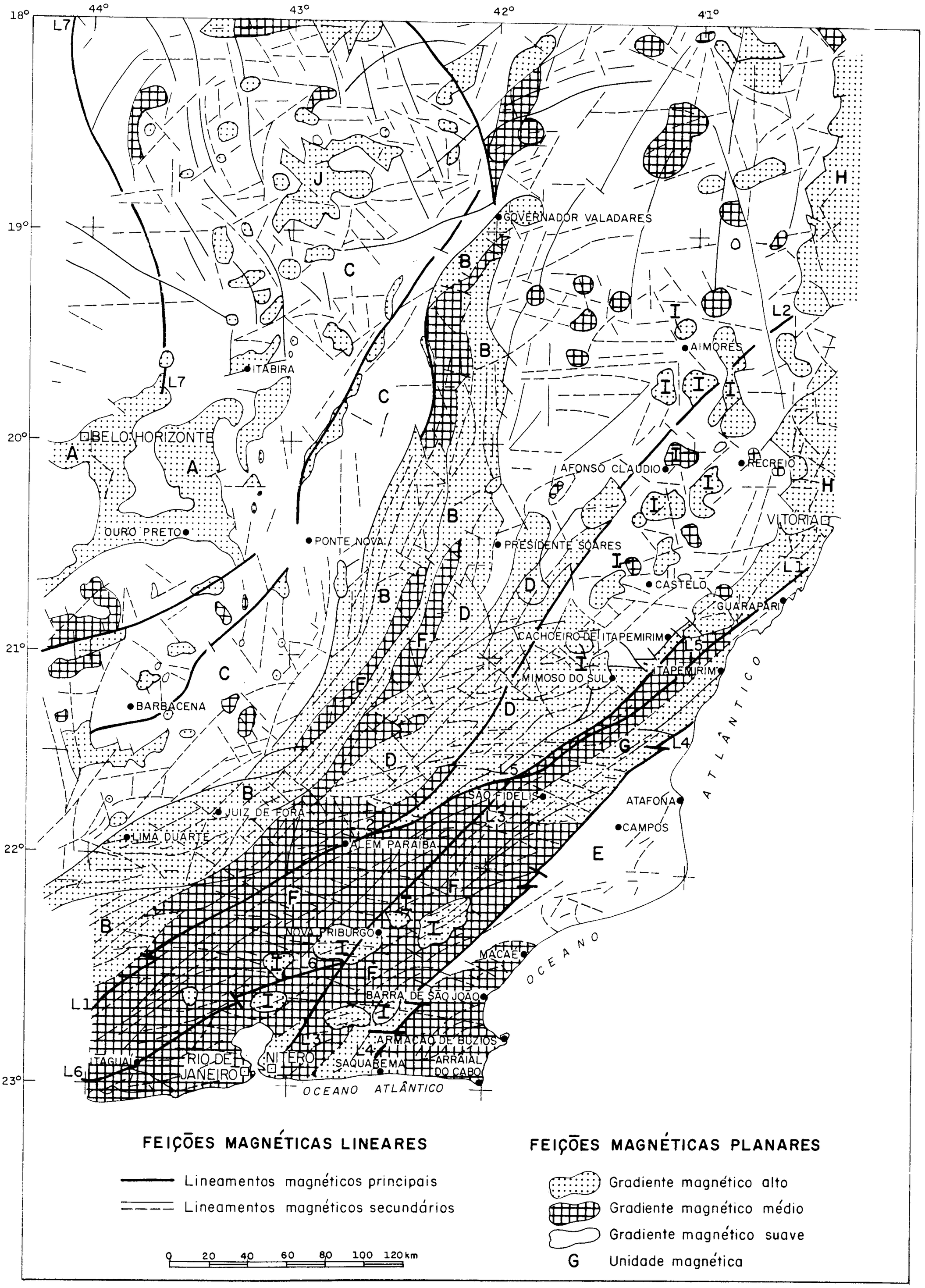


Figura II.5.2 – Mapa magnético regional.

5.2.2 Geofísica Terrestre

Foram levantados dois perfis regionais de gravimetria: de Matipó (MG) até Vitória (ES) e de Barra do Itapemirim (ES) até Espera Feliz (MG).

O levantamento e o processamento dos dados foram efetuados pelo Observatório Nacional, dentro do Convênio CPRM/CNPq-ON. A topografia dos perfis foi determinada por nivelamento trigonométrico, ao longo de estações demarcadas a cada quilômetro, com auxílio de distanciômetro. A aquisição dos dados foi efetuada com um gravímetro Lacoste & Romberg (geodésico).

Os valores Bouguer foram calculados de conformidade com a fórmula abaixo:

Vb = AB + g - g", onde

AB = correção de Ar-Livre e correção Bouguer

g = gravidade medida

g" = gravidade teórica

Considerando o fato de a gravimetria ter sido levantada para fins de interpretação regional, evitou-se a correção de terreno, que, envolvendo procedimentos extremamente demorados, nesse caso, é um excesso de precisão dispensável.

Ainda, para a obtenção de subsídios à tectônica, também foi utilizado o Mapa Bouguer Provisório do Brasil-SE (Haralyi, 1985), enriquecido com os dados dos perfis gravimétricos levantados no âmbito do PLGB.

Para suporte da interpretação quantitativa gravimétrica, foram determinadas densidades de amostras coletadas de diversos litótipos da área. As amostras apresentaram as seguintes densidades, em gramas por centímetro cúbico (g/cm^3):

granitos2,67tonalitos2,75
granodioritos2,67charnockitos2,70
dioritos2,84migmatitos2,78
gnaisses2,72gn. aluminosos2,78

5.3 Interpretação e Correlação dos Dados

5.3.1 Interpretação Geofísica Regional

5.3.1.1 Gravimetria

O estudo do comportamento gravimétrico, através do mapa Bouguer (Haralyi, *op. cit.*) enriquecido de dados obtidos em partes dos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo (figura II.5.1), bem como dos dois perfis gravimétricos levantados no âmbito do presente trabalho (figuras II.5.3 e II.5.4), evidenciam um pronunciado adelgaçamento da crosta em direção à faixa costeira do Estado do Espírito Santo e mostram um quadro de grandes estruturas regionais relacionadas a um processo de colisão de blocos com eventos sin e pós-tectônicos com intrusões mantélicas e intrusões originadas da fusão na interface crosta/manto, com incorporação de material crustral, que foram identificados nos perfis gravimétricos executados. Além disso, o mapa mostra a feição do alto gravimétrico de Manhuaçu, onde ocorrem rochas de alto grau e cujo centro coincide com a cidade de mesmo nome. Uma extensa depressão gravimétrica, localizada entre as cidades de Martins Soares e Aracê, é indicativa de espessamento crustal. Localmente, alguns baixos gravimétricos, somente identificados nos perfis levantados, são representativos de corpos intrusivos de composição granítica, correspondentes aos complexos intrusivos de Iuna e Venda Nova no perfil Matipó-Vitória (figura II.5.3).

Duas faixas de gradientes elevados são identificadas no mapa Bouguer (figura II.5.1), caracterizando as descontinuidades de Abre-Campo a oeste e a costeira a leste, ambas com direção geral N-S na parte norte e central, infletindo para SW na parte sudeste do Estado de Minas Gerais (a nordeste da cidade de Rio Novo), provocando uma verdadeira soldadura entre as faixas. Este mapa também evidencia três falhas transcorrentes principais, uma de direção aproximada E-W que, juntamente com a segunda falha, de direção N45°W, parece ter produzido a primeira junção entre as duas faixas de gradientes elevados.

A terceira falha, de direção geral NW-SE, parece ter movimento contrário ao das duas primeiras, observando-se um afastamento entre as faixas, o que implica, nessa parte, em um pequeno espessamento crustal identificado em mapa pelo baixo gravimétrico cujo centro está localizado a nordeste da cidade de Três Rios.

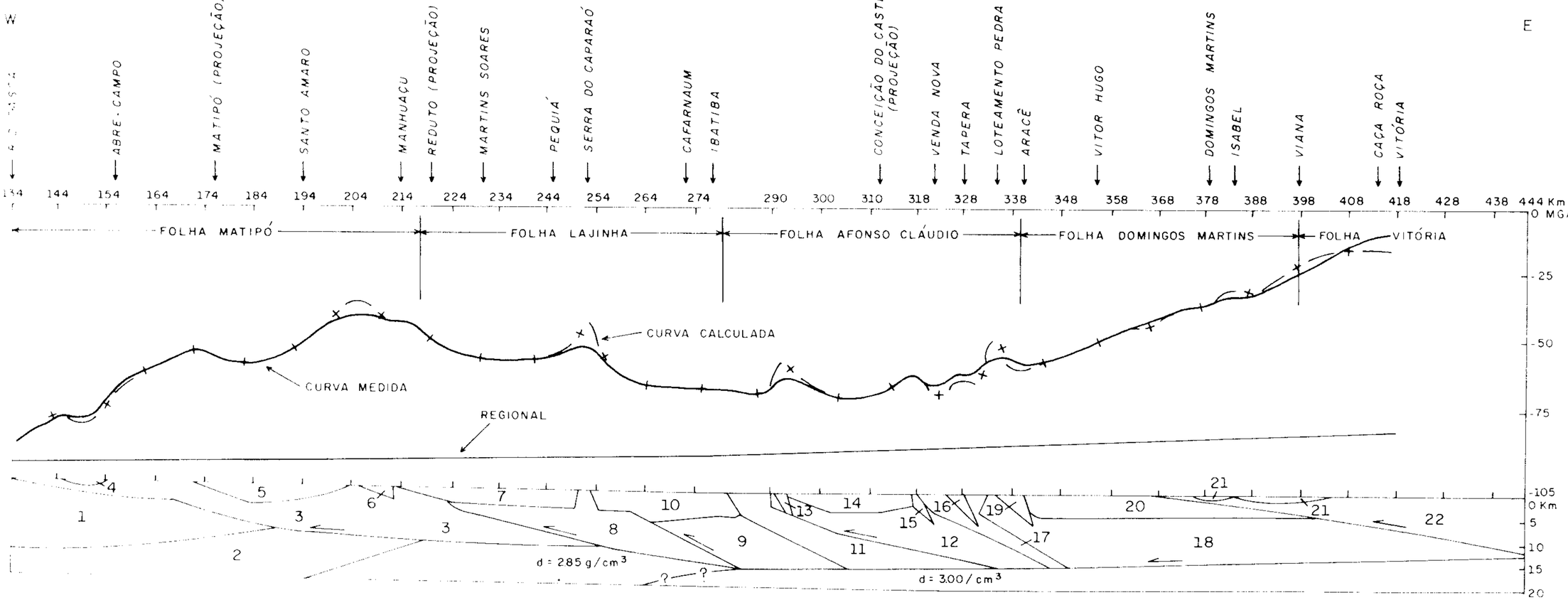
O mapa Bouguer mostra que a sudoeste da falha as faixas se fundem num processo de nova soldadura, ocorrendo, como no caso anterior, um forte gradiente lateral ascendente para leste, com uma variação de amplitude de 55mGal. Os esforços que ocorreram na região parecem definir um quadro de grandes eventos tectônicos, estando a área entre as duas faixas sujeita a processos de deslocamentos de blocos e intrusões de naturezas ácidas e básicas.

A faixa de gradiente elevado da descontinuidade de Abre-Campo delimita o contato oeste do Complexo Juiz de Fora.

Os dois perfis, além dos aspectos gravimétricos observados no mapa Bouguer, identificaram feições de altos e baixos Bouguer correlacionáveis às feições geológicas, como as anticlinais da serra do Caparaó e da serra do Valentim (que têm correspondência com rochas de alto grau), o granito de Iuna, o Maciço Venda Nova, além de corpos intrusivos de natureza básica e os maciços Santa Angélica e Castelo, em subsuperfície.

Perfil Matipó-Vitória

A interpretação do perfil gravimétrico Matipó–Vitória (figura II.5.3), com aproximadamente 240km de extensão, em que pese o caráter regional, mostrou uma boa correlação com as unidades geológicas conhecidas.



$d_1 = 2{,}70\ g/cm^3$

$d_2 = d_{20} = d_{21} = 2{,}75\ g/cm^3$

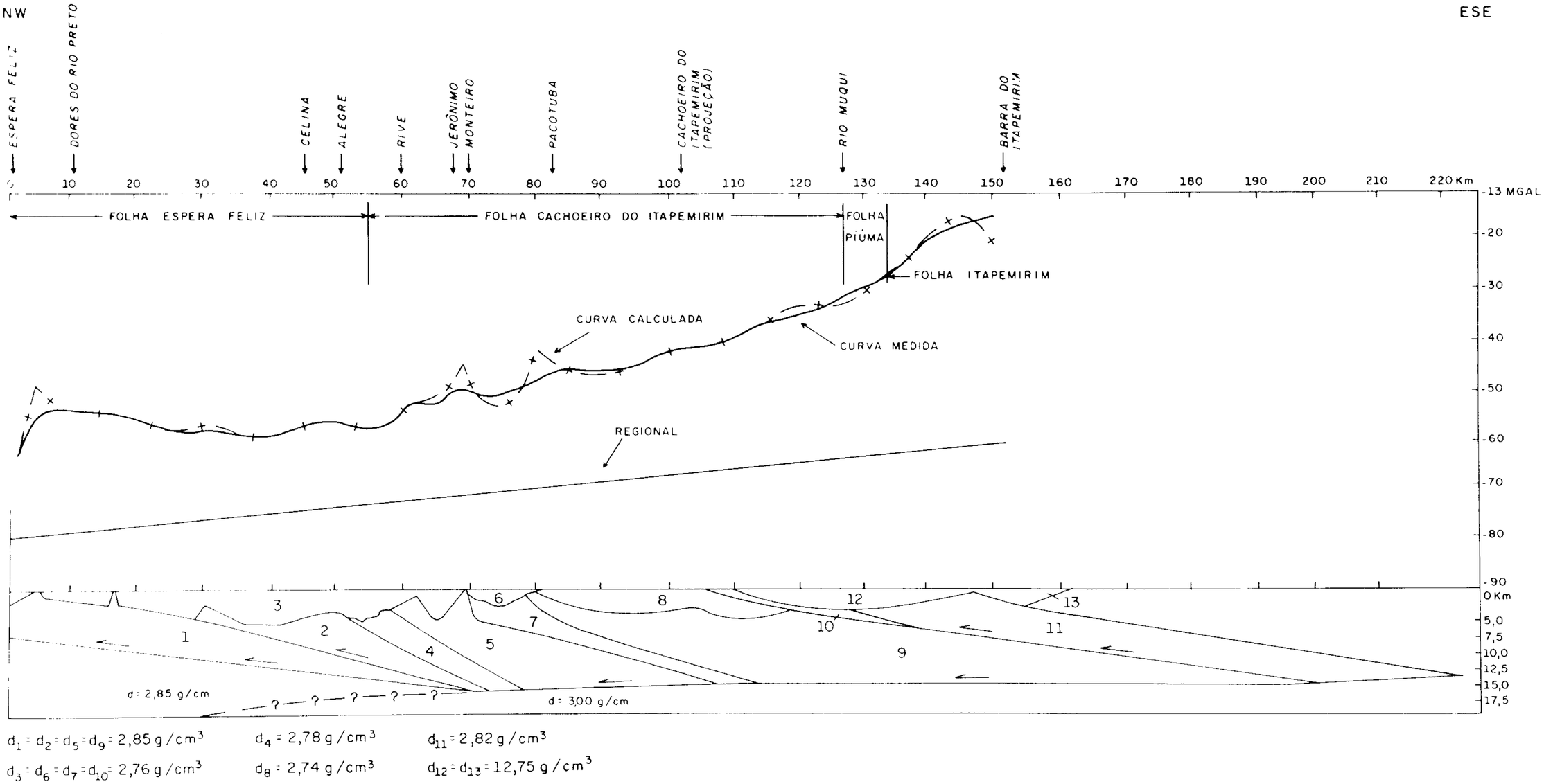
$d_3 = d_8 = d_9 = d_{12} = d_{18} = d_{22} = 2{,}85\ g/cm^3$

$d_4 = d_5 = d_6 = d_7 = d_{10} = d_{11} = d_{14} = d_{17} = d_{19} = 2{,}78\ g/cm^3$

$d_{13} = 2{,}94\ g/cm^3$

$d_{15} = d_{16} = 2{,}90\ g/cm^3$

Figura II.5.3 – Modelamento gravimétrico – perfil Matipó–Vitória.



$d_1 = d_2 = d_5 = d_9 = 2{,}85\ g/cm^3$ $d_4 = 2{,}78\ g/cm^3$ $d_{11} = 2{,}82\ g/cm^3$

$d_3 = d_6 = d_7 = d_{10} = 2{,}76\ g/cm^3$ $d_8 = 2{,}74\ g/cm^3$ $d_{12} = d_{13} = 12{,}75\ g/cm^3$

Figura II.5.4 – Modelamento gravimétrico – perfil Espera Feliz–Barra do Itapemirim.

Como o perfil Matipó–Vitória é a continuação do perfil Cachoeira do Campo–Matipó, foram necessários pequenos ajustes, na parte de junção dos dois perfis, nos contrastes de densidades e nas espessuras de alguns corpos modelados, sem se modificar sua extensão e forma.

O perfil Bouguer apresenta, entre a descontinuidade de Abre-Campo e a cidade de Manhuaçu, um expressivo alto gravimétrico. Essa feição gravimétrica tem correspondência com rochas de alto grau (corpo 3) presentes na Faixa Móvel (Complexo Juiz de Fora), onde as feições estruturais mostram mergulho para leste, decorrentes do cavalgamento do cinturão granulítico (Complexo Juiz de Fora) sobre os terrenos ortognáissicos do Complexo Mantiqueira, a oeste (corpo 1).

O perfil mostra que entre as estações 180 (Matipó) e a estação 418 (Vitória), o gradiente de um modo geral é ascendente para leste, mostrando uma variação entre 60mgal (estação 171) e -7mgal (estação 418 - Vitória) e evidenciando com isso que a crosta continental vai se adelgaçando em direção à costa. Não existe nesse trecho grandes variações na amplitude dos altos e baixos Bouguer, demonstrando claramente que as supracrustais, presentes nessa parte, são pouco espessas, o que é comprovado pelas pequenas amplitudes dos baixos gravimétricos. Outro aspecto interessante é que entre Manhuaçu (estação 214) e a estação 249, o perfil mostra uma interface de densidade horizontal entre as supracrustrais (corpo 7) e as rochas de alto grau (corpo 8), evidenciando um caráter não intrusivo com caimento para o centro da estrutura, segundo uma feição em sinclinal. O perfil entre as estações 249 e 256 mostra que o alto Bouguer, nessa parte, tem correspondência com rochas de alto grau que afloram na porção norte da encosta da serra do Caparaó. O corpo modelado representativo dessas rochas (corpo 8) sugere uma estrutura antiforme, que corresponde ao anticlinal de Caparaó, onde rochas arqueanas e do Proterozóico Inferior (?), tais como charnockitos, granulitos e granada-sillimanita gnaisses, assim como quartzitos, estão expostas dentro do Complexo Juiz de Fora (Hasui & Oliveira, 1984).

Entre a serra do Caparaó (estação 253) e a estação 293, onde ocorrem rochas de alto grau, o perfil tem um comportamento em parte semelhante ao trecho compreendido entre Manhuaçu (estação 214) e a serra do Caparaó (estação 253), onde a feição de baixo gravimétrico tem correspondência com rochas supracrustais, com uma interface horizontal. No entanto, no trecho entre Ibatiba (estação 278) e a estação 288, o gradiente aumenta para depois inverter-se, ampliando o baixo na parte leste e sugerindo um corpo de raiz profunda como causador da feição (corpo 11), aparentemente denotando um caráter intrusivo, cuja profundidade da base é inferida como sendo a da interface crosta inferior/manto.

Entre as estações 288 e 293, o perfil, além de sugerir o afloramento de rochas de alto grau nesse trecho (corpo 12), mostra também um enclave de rochas básicas (corpo 13), caráter esse confirmado pelas amostras colhidas no trecho e cuja densidade é de 2,94g/cm^3.

Entre as estações 293 e 315 (Conceição do Castelo), novamente o perfil mostra uma feição de baixo gravimétrico modelada segundo o corpo 14 semelhante às feições produzidas pelas supracrustais, com uma interface de densidade horizontal com rochas supostamente de alto grau (corpo 12).

No trecho entre as estações 315 (Conceição do Castelo) e 340 (Aracê) o modelamento do perfil Bouguer sugere corpos de caráter intrusivo, que corresponderiam aos granitos do Maciço Venda Nova (corpo 17) com enclaves de rochas básicas (corpos 15 e 16).

Entre as estações 333 e 341, o perfil mostra uma inversão de gradiente, com a passagem de um alto para um baixo gravimétrico. O alto foi modelado como afloramento de rochas de alto grau (corpo 18), e o baixo representando rochas intrusivas ácidas (corpo 19) do Maciço Venda Nova.

Entre as estações 341 (Aracê) e 368, o perfil mostra um forte gradiente ascendente para leste, sugerindo um adelgaçamento da crosta continental. Por outro lado, a feição de baixo gravimétrico de pequena amplitude na parte inicial desse trecho, modelada segundo o corpo 20 e representando supracrustais que ocorrem em superfície, indica uma pequena espessura e interface de densidade com as rochas de alto grau (corpo 18), posicionada a uma profundidade em torno de 4km.

É importante salientar que no modelamento do perfil Matipó–Vitória, no trecho compreendido entre a serra do Caparaó (estação 253) e Aracê (estação 314), os corpos modelados apresentam, em superfície, expressivos ângulos de mergulho com tendência, em profundidade, a apresentarem mergulhos mais suaves para leste. Essa interpretação foi a que possibilitou o melhor ajuste do perfil calculado ao perfil Bouguer de campo.

Entre as estações 368 e 418 (Vitória) o perfil continua a mostrar um forte gradiente ascendente para leste, apresentando um baixo de pequena amplitude correspondente aos gnaisses aluminosos (corpo 21), o que sugere pouca espessura para essas rochas. A estação 368 define o ponto de inflexão do forte gradiente que caracteriza uma descontinuidade da crosta, indicando que houve acavalamento das rochas de alto grau do Complexo Costeiro (corpo 22) sobre os gnaisses do Complexo Paraíba do Sul (corpo 20).

A estruturação decorrente da interpretação do perfil Bouguer sugere um modelo de colisão de blocos. Vale ressaltar ainda que, nessa interpretação, os contrastes de densidades adotados não mostraram grandes variações entre as rochas de alto grau, as supracrustais e as rochas ácidas intrusivas. Poder-se-ia aventar três hipóteses:

a) as densidades médias adotadas para as rochas ácidas e intermediárias refletem enclaves de rochas básicas e ultrabásicas, principalmente nos centros dos maciços intrusivos, conforme comprovado pela cartografia geológica;

b) os contatos entre os corpos intrusivos e as encaixantes provocaram uma variação composicional, com possível aumento de densidade;

c) ocorrência de zonas mistas de rochas magmáticas com diferentes composições, incluindo assimilações locais;

O Maciço de Venda Nova seguramente comprova o que foi dito acima e parece explicar um mecanismo de fusão na interface manto/crosta, com interações dessas fusões e assimilação de material crustal.

Perfil Espera Feliz–Barra do Itapemirim:

A análise do perfil Espera Feliz–Barra do Itapemirim (figura II.5.4) permitiu a definição da descontinuidade da faixa costeira, até próximo à descontinuidade de Abre-Campo, indicando uma estrutura semelhante à definida no perfil Matipó–Vitória.

O perfil Bouguer mostra que os dois altos identificados têm correspondência com rochas de alto grau pertencentes aos Complexos Juiz de Fora (corpo 1) e Costeiro (corpo 11).

O alto gravimétrico entre as estações 1 (Espera Feliz) e 20 tem correspondência com rochas de alto grau presentes no anticlinal da serra do Caparaó, atravessado, também, pelo perfil Matipó–Vitória.

Embora o perfil não tenha cortado a zona de elevado gradiente (faixa móvel), o corpo 1 projeta-se suavemente para oeste, no sentido ascendente (ângulos de mergulho bastante suaves), indicando possivelmente o cavalgamento da seqüência de alto grau do Complexo Juiz de Fora sobre os ortognaisses do Complexo Mantiqueira. Aí pode ser inferida a descontinuidade de Abre-Campo, aqui interpretada como uma geossutura causada por colisão de continentes ou fragmentos continentais (Gibb, *et al.*, 1983).

O Lineamento de Guaçuí, feição bem definida pela geologia, não foi identificado pela gravimetria. É possível que, com a adição de novos dados gravimétricos, esse lineamento seja identificado.

O perfil Bouguer mostra a projeção em subsuperfície do Maciço Santa Angélica (representado pelo corpo 4), entre as estações 50 (Alegre) e 60 (Rive), e do Ortognaisse Estrela, entre as estações 70 (Jerônimo Monteiro) e 80 (próxima a Pacotuba), representado pelo corpo 7.

As altas densidades utilizadas para o modelamento desses corpos intrusivos foram consideradas como devidas aos enclaves de rochas básicas existentes e à existência de zonas mistas de rochas magmáticas de diferentes composições, com assimilações locais.

O perfil sugere que os corpos 2 e 5 foram intrudidos pelo corpo 4, já referido como Maciço Santa Angélica. A interpretação resultou em uma caracterização dos corpos 2 e 5 como de crosta intermediária inferior e do corpo 3 como rochas supracrustais, já definidas pela geologia.

O forte gradiente lateral ascendente para leste, entre as estações 55 (limite leste da Folha Espera Feliz) e 152 (Barra do Itapemirim, final do perfil), embora perturbado por variações locais de altos e baixos gravimétricos, mostra que o corpo 9 aflora próximo a Pacotuba, correspondendo às rochas de alto grau pertencentes ao Complexo Costeiro.

O perfil ainda mostra que o corpo 11, também constituído de rochas de alto grau, se projeta de forma ascendente para oeste, como a indicar um duplo cavalgamento decorrente da colisão entre massas continentais. Como a geologia não identificou a presença de rochas da crosta inferior em torno da estação 110, e sim uma rocha de caráter intrusivo, foi modelada uma fina placa de composição granítica, que inclusive possibilitou um melhor ajuste do perfil calculado ao perfil Bouguer. Entre as estações 110 e 150 ocorrem gnaisses aluminosos e tonalitos.

Na parte oeste do perfil, entre as estações 1 e 20, está bem definida uma feição de alto gravimétrico devida ao corpo 1, de densidade 2,85g/cm^3, que tem correspondência com rochas de alto grau da anticlinal da serra do Caparaó, aflorando entre Espera Feliz e Dores do Rio Preto (estação 11). O perfil, através da interpretação do corpo 1, com ângulo de mergulho suave, parece indicar que rochas de alto grau do Complexo Juiz de Fora acavalaram sobre os ortognaisses do Complexo Mantiqueira, definindo assim a descontinuidade de Abre-Campo.

Entre as estações 5 e 70 (Jerônimo Monteiro) foram modelados os corpos 3, de densidade 2,76g/cm^3, que têm correspondência com as rochas supracrustais, e os corpos 2 e 5 de densidade próxima a 2,85g/cm^3, que correspondem às rochas da crosta intermediária.

Os corpos 6 e 8, de densidade 2,76 e 2,74g/cm^3, respectivamente, têm correspondências com rochas supracrustais.

O corpo 7, de densidade 2,76g/cm^3, é a representação em subsuperfície do Ortognaisse Estrela.

Para um melhor ajuste entre o perfil medido e calculado foi introduzida uma fina placa granítica, de densidade 2,76g/cm^3 (corpo 10), entre as estações 107 e 112, comprovado pela geologia.

A grande descontinuidade mostrada pelo mapa Bouguer na faixa costeira foi identificada, no perfil, nas proximidades da estação 80 (próxima a Pacotuba), devendo corresponder às rochas de alto grau, e baixos ângulos de mergulho, de densidade 2,85g/cm^3, (corpo 9). No entanto, em torno da estação 130 o perfil mostra uma outra descontinuidade da crosta, indicando um possível duplo cavalgamento das rochas de alto grau, do Complexo Costeiro.

O corpo 12, de densidade 2,75g/cm^3, corresponde aos gnaisses aluminosos do Complexo Paraíba do Sul.

O corpo 13 foi modelado para dar um melhor ajuste entre os perfis medido e calculado e não tem significado geológico conhecido.

5.3.1.2 Aeromagnetometria

O mapa aeromagnetométrico regional (figura II.5.2), com escala aproximada de 1:3.000.000, apresenta um relevo magnético que varia de suave a extremamente movimentado, com gradientes elevados, definindo extensas feições

planares e lineares. Mostra um padrão de estruturação complexo, de direções predominantes variáveis. No Rio de Janeiro e sudeste de Minas Gerais, a predominância é NE-SW, passando a variar entre NNW-SSE na porção norte do mapa. Esse padrão é marcante no mapa refletindo os intensos movimentos e as deformações decorrentes que ocorrem ao lado de anomalias indicativas de corpos com pouca ou nenhuma deformação.

A estruturação indicada pelo mapa de interpretação magnética coincide aproximadamente com aquela presente no Esboço Geotectônico Regional de parte da Região Sudeste (figura II.5.5), na mesma escala, compilado a partir das informações geológicas disponíveis.

A seguir, é apresentada uma correlação das principais feições estruturais/tectônicas, bem como das grandes unidades litológicas, com as feições magnéticas interpretadas:

a) Descontinuidade de Abre-Campo

A descontinuidade de Abre-Campo, indicada na figura II.5.4 e definida por Haralyi (1985), compreende o cinturão de cisalhamento em que ocorrem os terrenos granulíticos do Complexo Juiz de Fora. Está representado no mapa de interpretação pela unidade magnética "B", composta por anomalias bastante estiradas, de relevo acentuado, alinhadas segundo a direção da estruturação do cinturão. Estende-se dentro de uma faixa de direção predominante NE-SW que vai, no mapa, de Lima Duarte a oeste de Juiz de Fora até próximo a Governador Valadares, onde a direção se torna quase N-S.

b) Lineamentos Paraíba do Sul/Guaçuí/Batatal

O lineamento Paraíba do Sul apresenta-se muito bem definido pelo lineamento magnético "L1", que se estende desde a região do Norte de Itaguaí até próximo a Vitória. No mapa de interpretação magnética o Lineamento Guaçuí ("L2") aparece como uma ramificação do Paraíba do Sul, tendo início próximo à cidade de Além Paraíba. Nas imediações de Afonso Cláudio este lineamento magnético tem uma inflexão para NE, enquanto que o Guaçuí se estende para o norte. O lineamento Batatal também aparece como uma ramificação do Paraíba do Sul, segundo o lineamento magnético "L5", embora sua representação no mapa se estenda somente até próximo a Cachoeiro de Itapemirim.

O lineamento magnético "L3" não tem correspondência no Esboço Geotectônico, possivelmente por estar recoberto pelos gnaisses do Complexo Paraíba do Sul que ocorrem segundo uma faixa que acompanha a direção deste lineamento. Além disso, o lineamento "L3" delimita aproximadamente o lado do batólito granitóide do Rio de Janeiro.

Também sem correspondência no Esboço Geotectônico, o lineamento magnético "L4" parece indicar o limite da Bacia de Campos, representada pela unidade magnética "E", sugerindo que sua borda é definida por falhamento.

No quadrante noroeste do mapa o lineamento magnético "L7" acompanha aproximadamente a borda da Bacia do Bambuí.

O mapa de interpretação magnética também apresenta, vinculadas a esses lineamentos e principalmente no Rio de Janeiro, feições magnéticas representativas de sigmóides, indicativas de uma tectônica transcorrente.

Aparece ainda no mapa de interpretação, na região correspondente ao Rio de Janeiro e sul/sudeste de Minas Gerais, uma estruturação secundária, também transcorrente, de direção geral NW a E-W, aparentemente posterior às deformações transcorrentes principais e de movimento claramente sinistral.

c) Plutonismo granitóide

Situando-se entre o lineamento Paraíba do Sul (lineamento magnético "L1") e o cinturão de cisalhamento Abre-Campo (unidade magnética "B"), o plutonismo granitóide, correspondente a várias suítes intrusivas no Espírito Santo, está bem representado por anomalias isoladas e bem distintas (unidades magnéticas "I"), indicando a diferenciação magnética ocorrida nesses granitóides, com assinatura mais mantélica, os quais ainda sugerem um processo de alívio de tensões, com gênese tardi a pós-transcorrência, devido à preservação parcial ou integral de suas feições, em contraste com a intensa deformação dos terrenos vizinhos.

d) Supergrupos Minas/Rio das Velhas

A unidade magnética "A" delimita aproximadamente a ocorrência das supracrustais dos dois supergrupos. Engloba anomalias magnéticas de grande amplitude (até 2.000nT), refletindo a contribuição das formações ferríferas com magnetita do Rio das Velhas.

e) Complexo Mantiqueira

Os ortognaisses e paragnaisses do Complexo Mantiqueira apresentam um gradiente magnético bastante suave, com anomalias isoladas de maior amplitude. Estão representados pela unidade magnética "C".

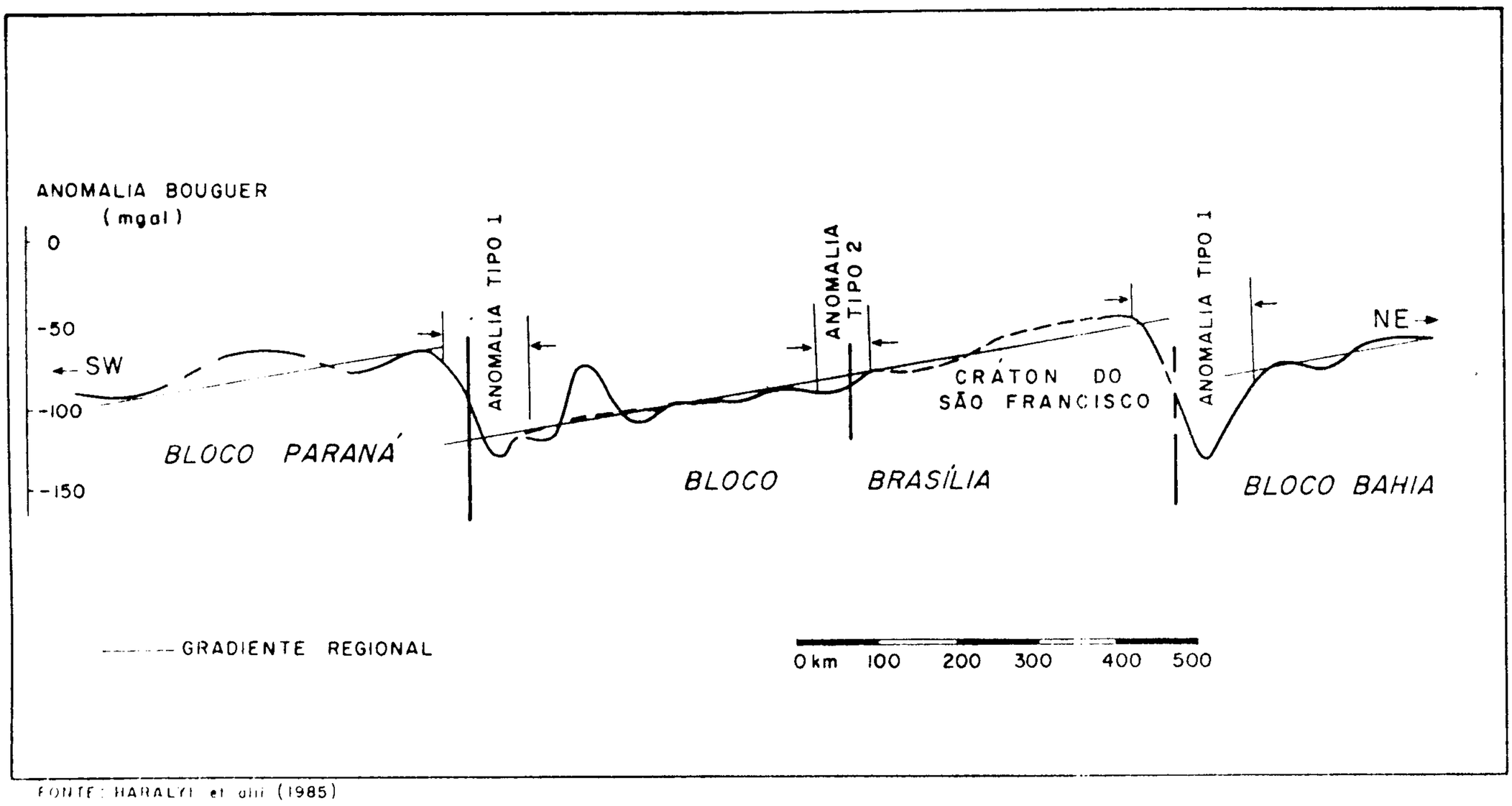
f) Complexo Juiz de Fora

Além das ocorrências de rochas de alto grau segundo a descontinuidade crustal de Abre-Campo (unidade magnética "B"), ocorrem também granulitos básicos entre essa descontinuidade crustal e o lineamento Paraíba do Sul ("L1"), incluídos na Unidade Magnética "D". No entanto, apresentam-se assinaturas magnéticas distintas. Enquanto as primeiras apresentam uma orientação mais linear das anomalias, com estiramento intenso, predominantemente segundo a direção da descontinuidade Abre-Campo, a segunda apresenta um padrão de orientação mais variado, refletindo provavelmente a ocorrência de deformações diferentes com relação às atuadas nas primeiras.

g) Complexo Paraíba do Sul/Complexo Rio Bonito–Lumiar

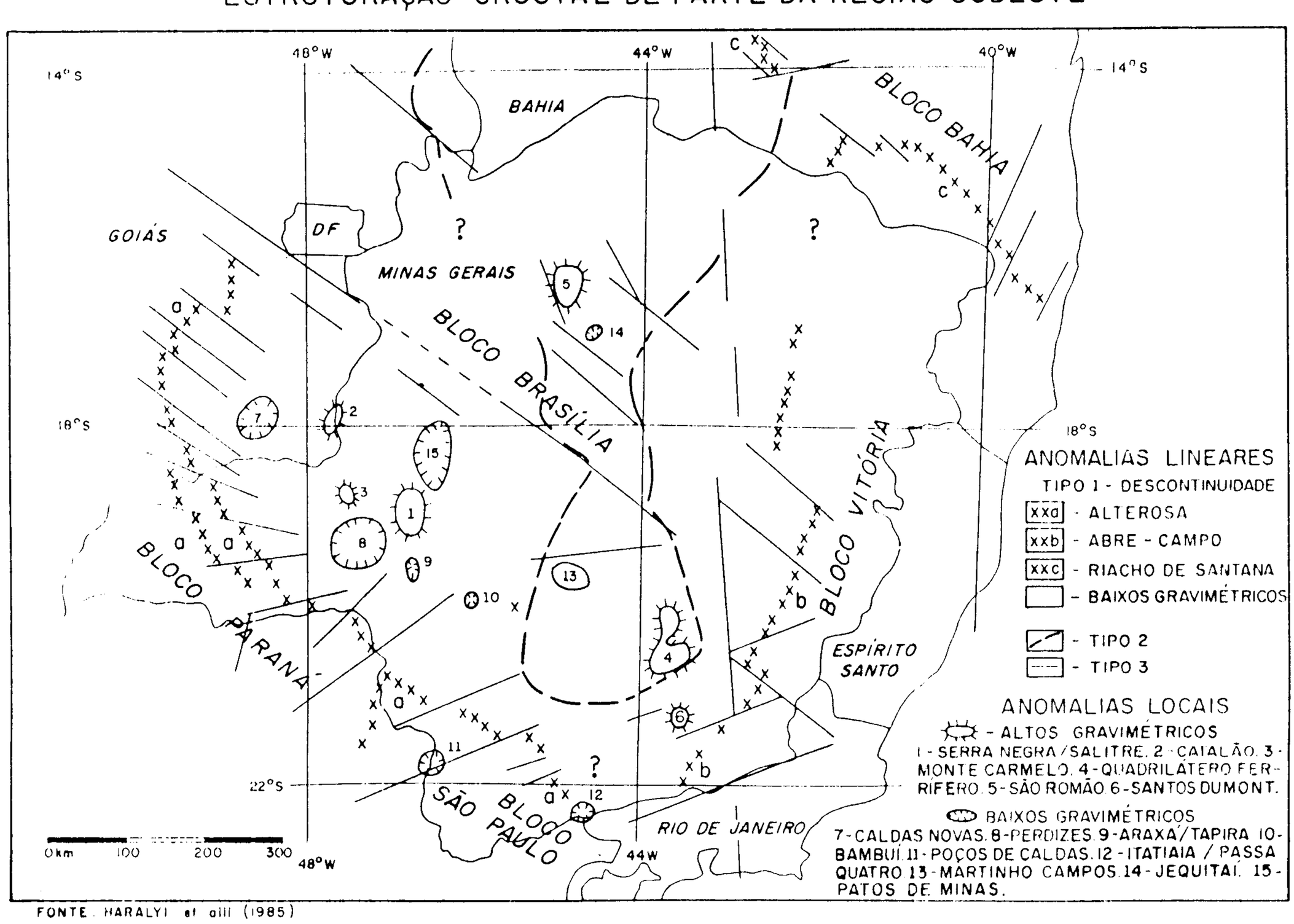
As rochas do Complexo Paraíba do Sul (gnaisses aluminosos) e do Complexo Rio Bonito–Lumiar, predominantemente gnaisses, estão associadas à unidade magnética "F", caracterizada por um relevo magnético suave na parte norte da região com anomalias orientadas, indicando um aumento da deformação para sul, segundo a direção de esforços de transcorrência que atuaram na região. Aparen-

ESTRUTURAÇÃO CRUSTAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS



FONTE: HARALYI et alii (1985)

ESTRUTURAÇÃO CRUSTAL DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE



FONTE: HARALYI et alii (1985)

Figura II.5.5 – Esboço geotectônico de parte da região sudeste.

temente, os gnaisses aluminosos do Complexo Paraíba do Sul estão estruturados segundo a direção dos esforços cisalhantes que atuaram na região. Nessa unidade magnética também se inclui o batólito granitóide do Rio de Janeiro.

A unidade magnética "G" corresponde às ocorrências de terrenos granulíticos, encaixadas em rochas do Complexo Rio Bonito–Lumiar, com anomalias indicando uma deformação intensa, com orientação segundo a direção da estruturação predominante na área.

Embora a unidade magnética "D" englobe parte da ocorrência de rochas do Complexo Paraíba do Sul, entre os lineamentos magnéticos "L1" e "L2", as expressivas anomalias da unidade "D" devem corresponder a ocorrências de granulitos básicos subjacentes aos gnaisses do Complexo Paraíba do Sul.

h) Complexo gnáissico indiscriminado

A ocorrência das rochas desse complexo também corresponde à unidade magnética "F", de relevo magnético bastante suave.

Cobrindo parte desse complexo, foi interpretada a unidade magnética "H", que deve refletir a ocorrência de terrenos de rochas básicas, aflorantes ou subjacentes às rochas deste complexo. Nessa área, as anomalias não refletem uma deformação muito expressiva, apresentando anomalias alinhadas segundo várias direções, mais ou menos deformadas, e até mesmo algumas anomalias circulares, provavelmente de natureza intrusiva. Sugere ainda que essa área esteve submetida a processos de deformação de menor intensidade, e que a zona de transcorrência de maior deformação provavelmente é a que passou entre Guarapari e Vitória (lineamento "L1"), com direção aproximada NE, até a costa.

i) Complexos Gnáissicos Retrabalhados

As rochas desse complexo têm correspondência com a unidade magnética "C", com relevo magnético bastante suave.

Interrompendo a monotonia magnética regional, aparece a unidade magnética "J", refletindo deformações complexas, que correspondem em parte aos granitóides pré-cambrianos que ocorrem na área, bem como a unidade "L", coincidente, inclusive na forma, com os granitóides do proterozóico superior que ocorrem a norte de Governador Valadares. Provavelmente, devem apresentar processos de diferenciação magmática com geração de termos básicos, considerando o padrão das anomalias magnéticas associadas.

5.3.2 Interpretação Geofísica da Folha Domingos Martins

5.3.2.1 Aeromagnetometria

A interpretação qualitativa consistiu na identificação de lineamentos e de unidades magnéticas, definidas por padrões magnéticos similares. Posteriormente se correlacionou essa interpretação com os dados geológicos de campo, buscando uma explicação, nem sempre possível, para as feições interpretadas.

O mapa magnetométrico da folha (figura II.5.6) mostra um relevo predominantemente suave contrastando com feições magnéticas distintas: 1) zonas de relevo perturbado, onde se vêem aglomerações de numerosas anomalias de pequeno comprimento de onda causadas pelo Maciço Garrafão e localizadas na parte oeste da folha; 2) uma depressão formando uma anomalia principal causada pelo Maciço Aracê, na porção sudoeste; 3) outra depressão, agora uniforme e de gradiente elevado, retrata uma estrutura dômica que permite inferir neste local, no extremo sudeste da folha, um adelgaçamento do Complexo Paraíba do Sul; 4) na parte leste destaca-se uma estruturação alongada segundo norte-sul e com ensaios esparsos de anomalias de pequeno comprimento de onda; e 5) nos limites norte e leste, prolongando-se pelas folhas vizinhas a intervalos irregulares, pequenas anomalias interrompem a monotonia do relevo.

Algumas anomalias foram selecionadas para a interpretação quantitativa, mediante modelamento em microcomputador, na tentativa de se inferir a profundidade e atitude dos corpos causativos. Esses corpos e seus parâmetros geométricos, resumidos na tabela II.5.1 e plotados no mapa de interpretação, também estão apresentados em perfis na figura II.5.7.

As unidades magnéticas interpretadas estão identificadas por letras; representam, em conjunto com os lineamentos identificados, a análise qualitativa do mapa de contorno de intensidade do campo magnético total.

A partir da interpretação desse mapa, tentou-se identificar padrões de comportamento magnético associados a uma mesma unidade litológica definida no mapeamento geológico, de modo que a suposta *assinatura* magnética da unidade geológica pudesse servir de guia para litótipos semelhantes. Lamentavelmente, a ambigüidade do método magnético não permite a plena utilização do termo *assinatura*, em razão deste traduzir uma desejável, porém inexistente, relação de correspondência unívoca entre a resposta magnética e a litologia causativa. Apesar disso, procurou-se descrever o comportamento magnético associado a cada unidade litoestratigráfica, conforme exposto a seguir.

I) Proterozóico

Complexo Paraíba do Sul (Pps1, Pps2): as rochas que constituem este complexo estão incluídas nas unidades magnéticas "F" e "F1", denotando assim a fraca magnetização das mesmas. No extremo sudeste da folha ocorre uma grande anomalia, que foi interpretada como devida a um corpo individualizado e em subsuperfície.

Ortognaisse tipo Jequitibá (Pγ1b): estes corpos apresentam fraca magnetização representada por um relevo magnético suave, unidade magnética "F", demonstrando a sua origem a partir de rochas ácidas. É evidente no mapa aeromagnetométrico que estas rochas foram afetadas pela deformação tangencial e transcorrente de direção NE-SW, designada unidade magnética "F1".

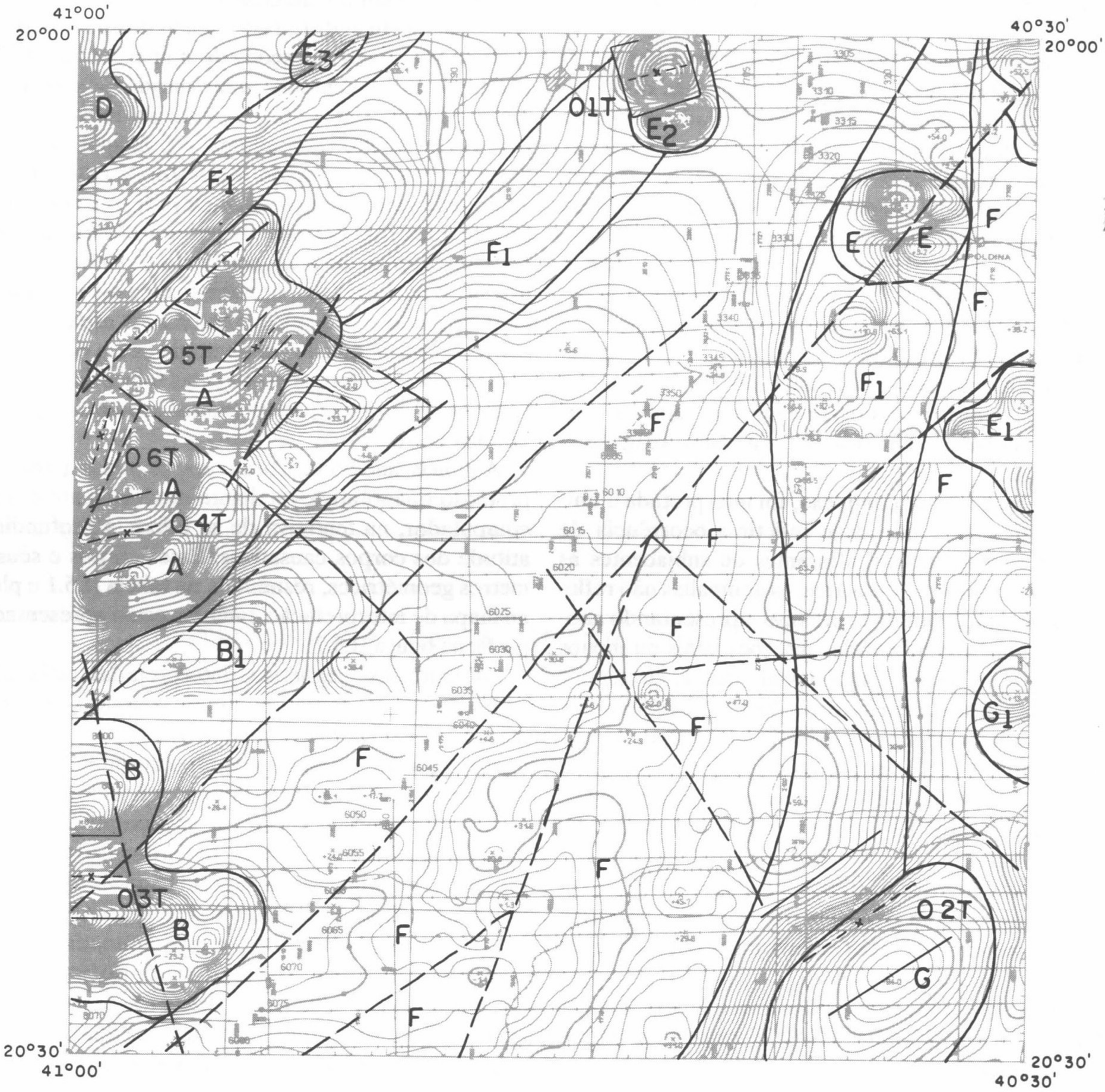
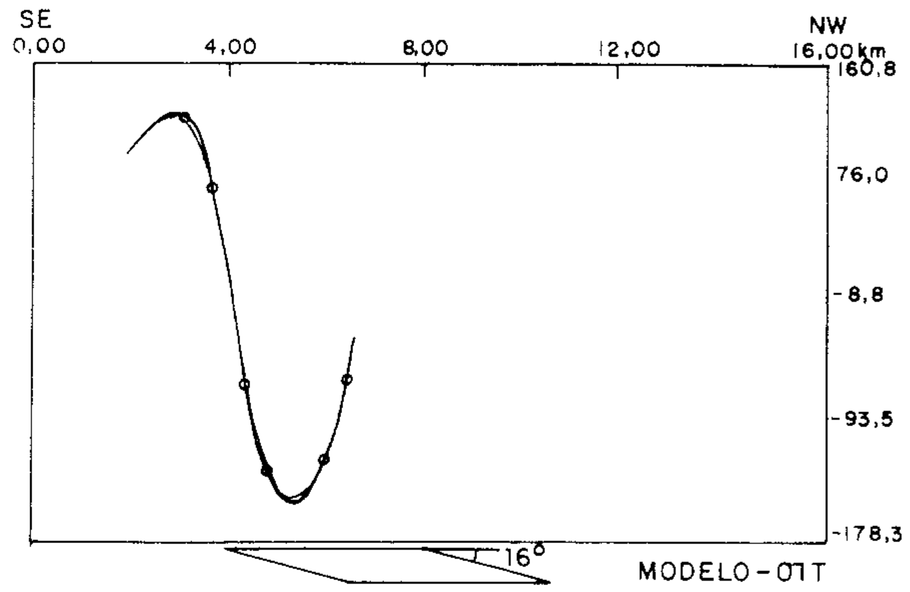
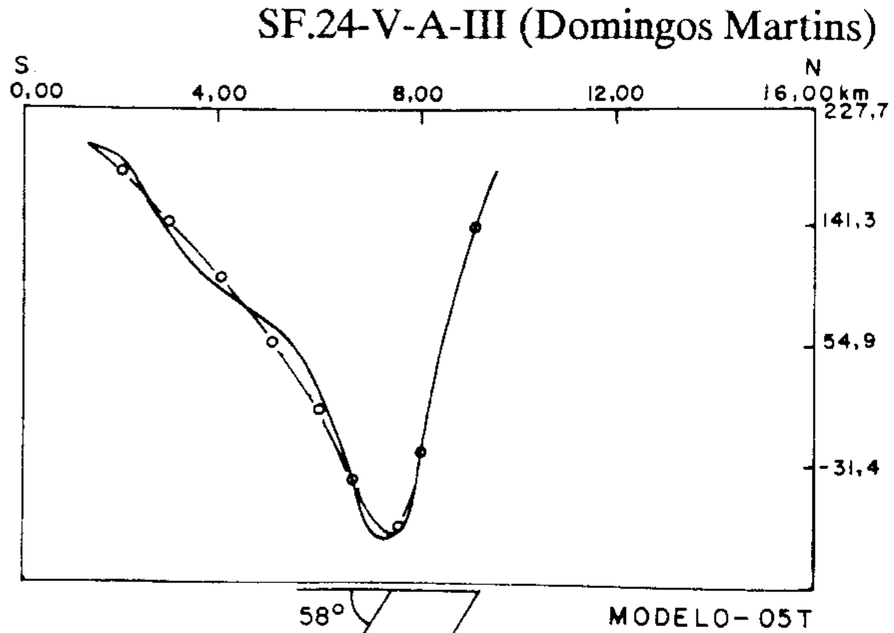
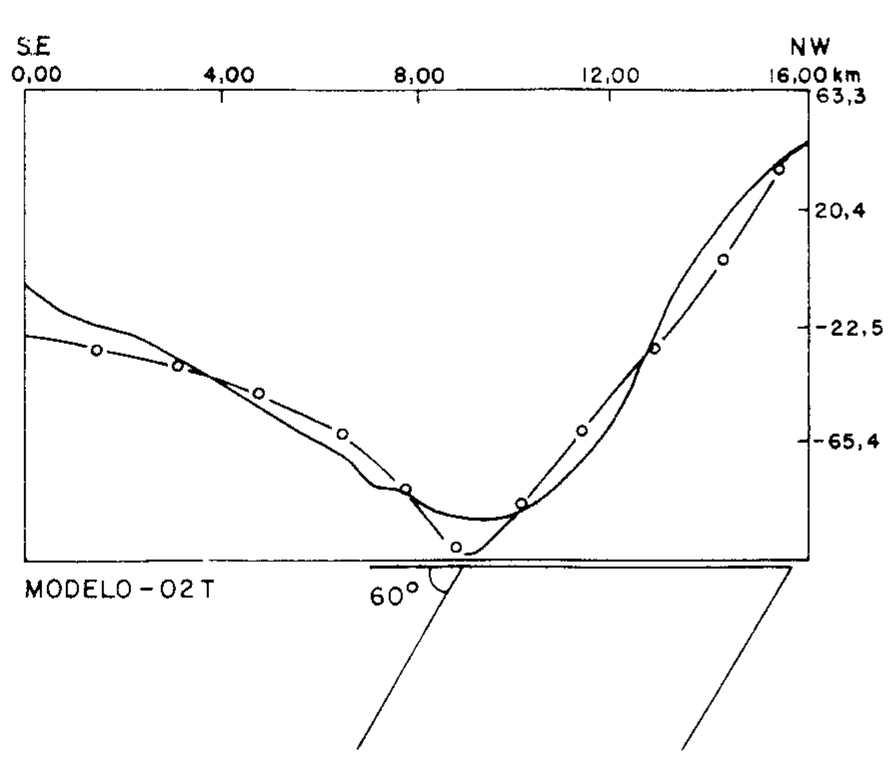
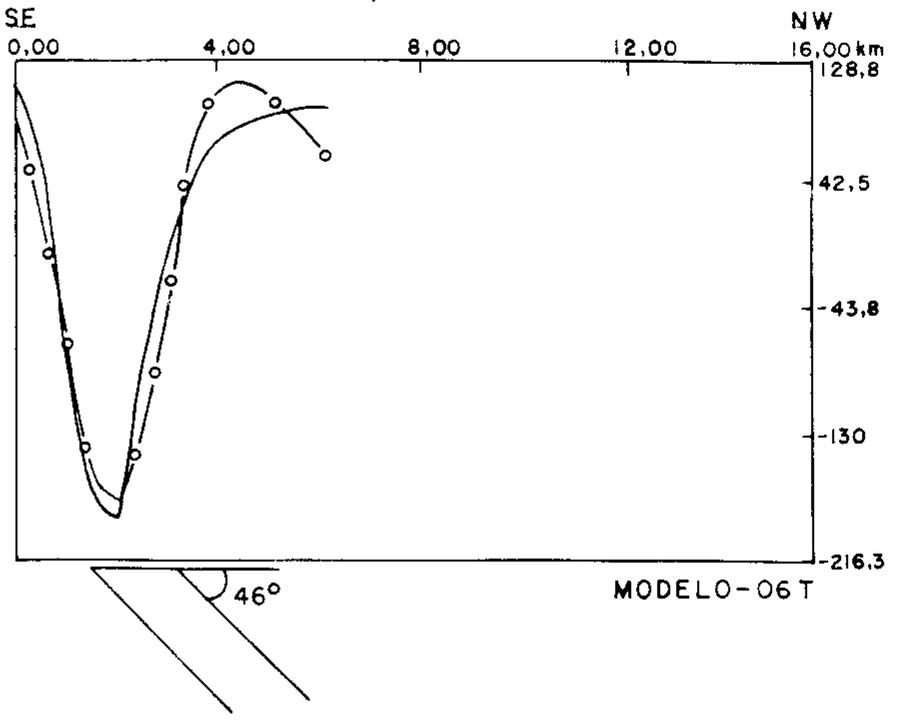


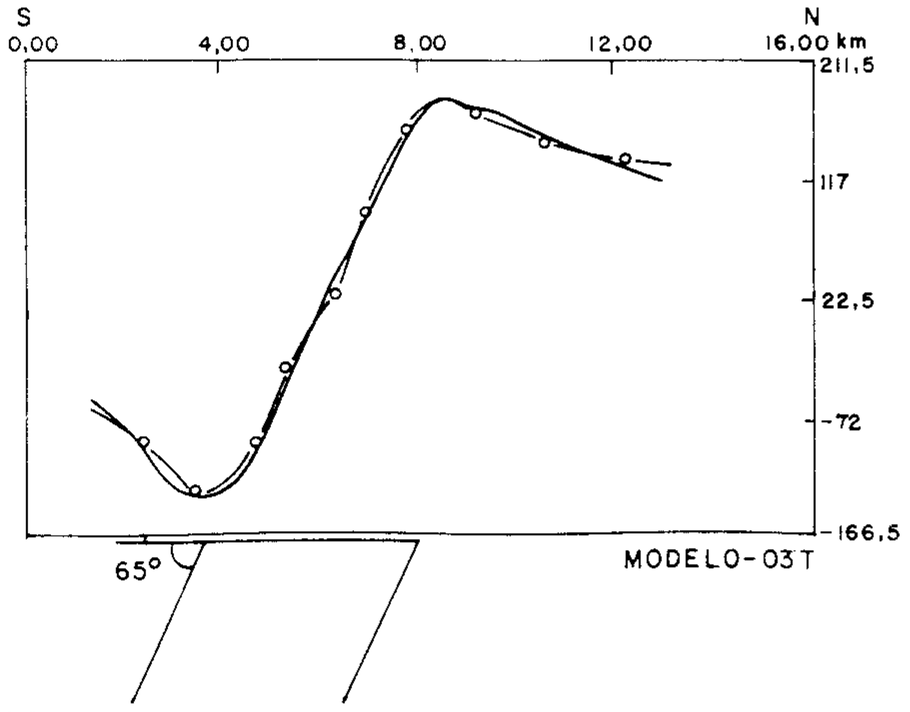
Figura II.5.6 – Interpretação magnética do campo total

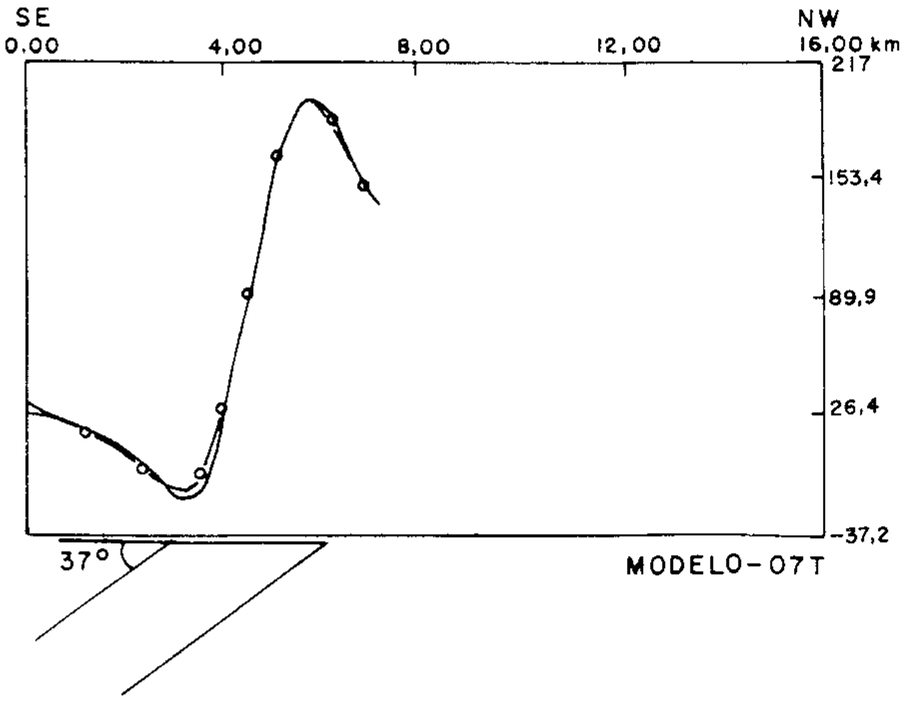


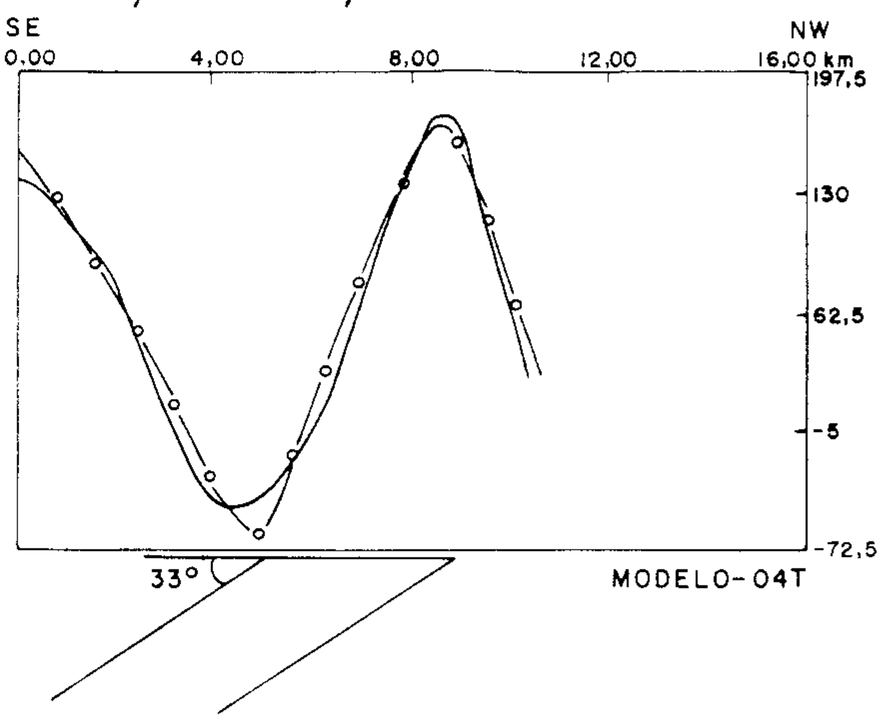


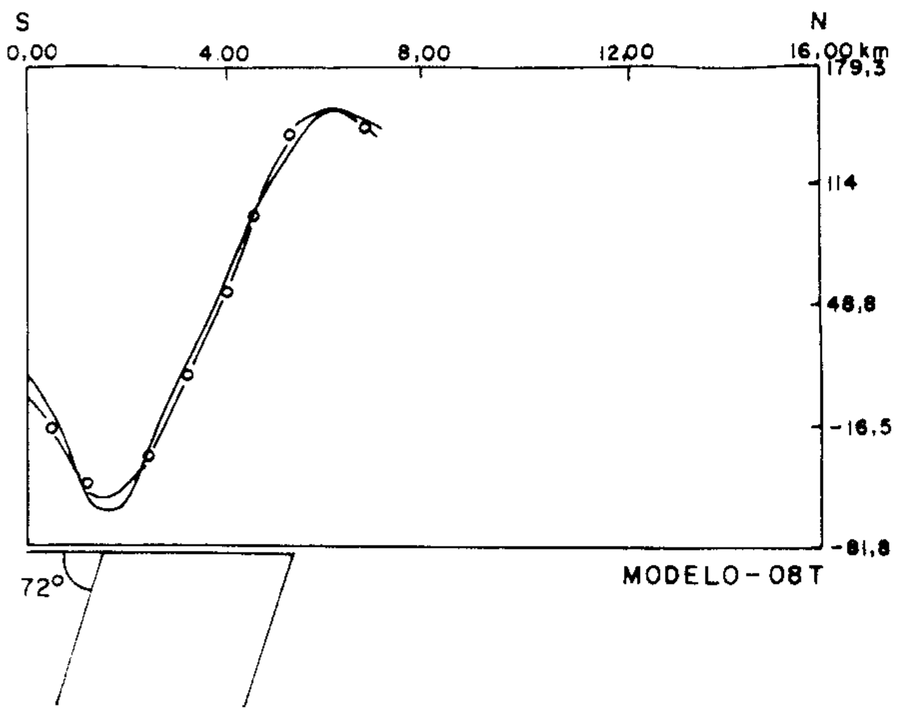












Perfil calculado

Perfil medido

Figura II.5.7 – Modelamento automático de corpos geológicos.

Tabela II.5.1 – Parâmetros Geométricos do Modelamento de Anomalias Aeromagnetométricas.

1 – Dique Espesso Infinito

Modelo Nº	Direção do Merg. (Graus)	Merg. (Graus)	Prof. Topo (m)	Susc Emu 1000	Meia Largura Aparente (Km)	Coordenadas UTM (Km)		Pos (Km)	Ajuste (A < 1)
02	145	60	50	12,4	3,4	7.740,0	334,7	12,4	0,136
03	180	65	50	2,3	2,2	7.741,5	292,0	5,9	0,045
04	165	33	50	4,5	1,9	7.760,3	293,7	7,1	0,073
05	180	58	50	4,9	0,9	7.769,3	294,1	8,5	0,08
06	288	46	50	15,6	0,8	7.765,4	292,0	2,2	0,099
07	131	37	50	5,2	0,9	7.770,5	300,7	4,7	0,019
08	180	72	50	1,7	61,9	7.768,4	298,7	3,5	0,064

2 – Dique Espesso Finito

Modelo Nº	Direção do Merg. (Graus)	Merg. (Graus)	Prof. Topo (m)	Prof. Base (m)	Susc Emu 1000	Meia Largura Aparente (Km)	Meio Compr. (Km)	Coordenadas UTM (Km)		Pos (Km)	Ajuste (A < 1) (%)
01	342	16	50	750	23,3	2,0	2,0	7.786,0	322,5	5,9	0,011

Ortognaisse tipo Colatina (Pγ1c): essas rochas também se apresentam com fraca magnetização e estão predominantemente localizadas nas unidades magnéticas "F1", que foram interpretadas como faixas de transcorrência, onde ocorrem amplas zonas de cisalhamentos, cujas evidências no campo foram localizadas ao longo dos lineamentos Batatal, Araguaia, etc.

Gnaisses Enderbíticos (∈γgl2): essas rochas estão diretamente relacionadas às zonas de cisalhamentos, unidade magnética "F1", diferenciando-se magneticamente dos ortognaisses apenas na orientação das curvas de contorno. É provável que a origem desses enderbitos esteja associada aos movimentos tectônicos transcorrentes que ocorreram nessas faixas. A única exceção é o corpo mapeado próximo a Santa Leopoldina que apresenta uma intensa anomalia, unidade magnética "E". No entanto, nos estudos de campo, foi identificada, além dos gnaisses enderbíticos, presença de rochas graníticas e anfibolíticas que justificam a anomalia magnética.

II) Cambriano

Maciço Garrafão (Sγ3g): esse maciço está bem mapeado pela unidade magnética "A1", onde predomina um relevo magnético intenso com amplitude magnética de até 330nT, corroborando o seu caráter de ácido a básico.

Granito Fazenda Berger (∈γ3fb): é correlacionado à unidade magnética E3, que está melhor caracterizada na Folha Colatina, a norte. O caráter magnético é semelhante ao do Granito Garrafão, a sul.

Maciço Afonso Cláudio (∈γ3ac): situado no canto NW da folha, este maciço é responsável por uma intensa anomalia, unidade magnética "D", que na folha ao lado atinge uma amplitude de aproximadamente 600nT.

Maciço Aracê (∈γ3a): como os demais corpos intrusivos do Cambriano, a presença desse maciço na parte sudeste da folha assinala no mapa aeromagnetométrico uma intensa anomalia, com amplitude de até 400nT, unidade magnética "B3".

Granito Rio Ponte (∈γ3rp): esse corpo está incluído na unidade magnética "F", de fraca magnetização, não sendo identificado pela magnetometria; corrobora os estudos de campo que não detectaram diferenciação nesse corpo.

Norito Recreio (∈γ3r): corresponde no mapa a uma anomalia dipolar de amplitude igual a 290nT, unidade magnética "E2"; sua resposta geofísica é característica de corpos intrusivos.

Diques Básicos: não mostram registros magnetométricos, tendo em vista que as ocorrências se restringem a diques de pequenas dimensões, portanto fora do alcance do sensor magnético do aerolevantamento (muito alto e com um grande espaçamento entre as linhas de vôo).

III) Intrusivas Básicas e Ácidas (quartzo diorito e diques graníticos)

A intrusiva quartzo-diorítica da localidade de Pena, no centro da folha, não foi individualizada pela magnetometria. Por outro lado, aquela situada no canto SE da folha ocorre sobre uma grande anomalia cujas características indicam a presença de um grande corpo em subsuperfície, unidade magnética "B". Aparentemente o quartzo-diorito que aqui aflora não é o responsável por essa anomalia, cujo corpo causativo ainda é desconhecido.

Concluindo, destacam-se na folha as intrusivas ácidas e básicas bem caracterizadas por anomalias magnéticas, as rochas do Complexo Paraíba do Sul sem expressão magnética e três faixas de cisalhamentos de direção NE-SW.

5.3.2.2 Modelamento Automático de Anomalias

A sistemática incluiu a utilização de *softwares* para a interpretação quantitativa, mediante modelamento, em microcomputador. Desse modo algumas anomalias foram selecionadas, na tentativa de se inferir a profundidade e atitude dos corpos causativos. Esses corpos e seus parâmetros geométricos, resumidos na tabela II.5.1 e plotados no mapa de interpretação, também estão apresentados em perfis na figura II.5.7.

O modelamento automático vem sendo aplicado nas folhas do PLGB, com o objetivo prioritário de implantar a sistemática, visto que, a rigor, os dados magnetométricos disponíveis, face aos parâmetros do aerolevantamento – elevada altura de vôo e grande espaçamento entre as linhas de vôo – se afastam das condições ideais que restringem a ambigüidade da interpretação quantitativa.

Capítulo 6
Evolução Geológica

por
Athaualpa Valença Padilha

6.1 Considerações Preliminares

As informações prévias sobre o quadro geológico dessa área são ou de caráter regional, em escalas pequenas, com conceitos conflitantes entre si, ou de detalhe, de cunho específico. Dessa maneira, apesar de respeitados os critérios e classificações anteriores, foi necessário desenvolver-se uma cartografia criteriosa, sistemática, que conduzisse à formulação de proposições de divisões litoestratigráficas e tectonoestruturais inéditas.

Em termos formais, as unidades geológicas que englobam as rochas aí encontradas compõem o Cinturão Atlântico de Leonardos & Fyfe (1974), o Cinturão Ribeira de Almeida *et al.* (1973), a Faixa Costeira de Fonseca *et al.* (1979) ou a Província Mantiqueira de Almeida *et al.* (1977). São unidades líticas, com idades que vão desde o Arqueano até o Ordoviciano, afora os diques jurássicos relacionados à abertura do Oceano Atlântico.

O mosaico que se apresenta nos mapas elaborados é composto por blocos justapostos, de diferentes níveis crustais e associações litoambientais, relacionados à porção racinal do orógeno que aí se formou no Proterozóico Superior.

A despeito de se tratar de um conjunto lítico, cristalizado a profundidades médias de 20-30km, aflorante devido à intensa e prolongada erosão, foi possível reconhecer feições e características litoambientais, as quais sugerem um ambiente deposicional semelhante àqueles de bacias plataformais e de talude desenvolvidas frontalmente a um arco magmático de margem continental ativa (*forearc basins*), bem como partes do batólito granítico subjacente ao arco vulcânico e do embasamento Proterozóico Inferior/Arqueano. A sugestão do arco magmático é reforçada pela predominância de diques e soleiras de anfibolitos e metagabros nas supracrustais das bacias plataformais, em detrimento das de talude, onde depositou-se a seqüência tipo flisch – os gnaisses aluminosos (kinzigíticos).

As sugestões de litoambientes, para essas unidades, são:

a) bacias da plataforma continental adjacentes ou superpostas ao arco: seqüências psamo-pelito-carbonáticas das regiões de Mutum e Sobreiro, Cachoeiro de Itapemirim/Várzea Alta, Afonso Cláudio/Alegre;
b) bacias deltáicas e/ou do talude superior: seqüências psamo-pelíticas das regiões Várzea Alta/Paraju e Itapina;
c) bacias do talude inferior: gnaisses aluminosos (kinzigitos) da Faixa Colatina-Alfredo Chaves.
d) batólito pré-colisional a tardi-soerguimento colisional (raiz de um arco magmático): granitóides calcialcalinos, metaluminosos, cujas escamas tectônicas permeiam toda a seqüência metavulcano-sedimentar;
e) embasamento preservado: bloco a oeste do Lineamento de Guaçuí nas folhas Afonso Cláudio e Cachoeiro de Itapemirim.

Claramente se nota a superposição das escamas de empurrão, desenvolvidas durante a tectônica colisional do Ciclo Brasiliano (ver Parte II, Capítulo1), que interdigitaram porções da raiz de um arco magmático com porções do prisma sedimentar acrescional frontal ao arco, bem como transporte de massa em direção ao antepaís, na transição crosta intermediária-crosta inferior.

Assim, foi possível reconhecer "setores" litoestruturais que identificam segmentos crustais, os quais apresentam magmatismo, fácies metamórficas e elementos estruturais característicos, e cujos limites cruzam aqueles das zonas litoambientais. Este paradigma é que torna, em primeira análise, complicado o arranjo espacial das unidades. No entanto, ao ser reconhecido, informa que o pico metamórfico precedeu o posicionamento final das escamas de cavalgamento.

Essa estruturação tangencial, com a bem desenvolvida foliação de baixo ângulo, foi transposta, deslocada e teve seus elementos planares e lineares girados pelas zonas de cisalhamento transcorrente que cortam os limites tectonometamórficos dos empurrões. Esse regime de transcorrência provocou o dobramento flexural das coberturas. Mais desenvolvido nas zonas superiores da crosta intermediária e essencialmente transpressivo, condicionou, em seu final, a constituição de zonas transtensivas, aparentemente segundo direções da componente "P", de direção NNE/SSW, propícias ao posicionamento diapírico dos plútons tardi-transcorrentes diferenciados das suítes intrusivas Aimorés e Santa Angélica (folhas Cachoeiro de Itapemirim, Afonso Cláudio, Domingos Martins e Colatina).

Esses setores litoestruturais foram, experimentalmente, agrupados nos domínios geotectônicos seguintes:

a) Paraplataforma Brasiliana

a.1) setor extremo nordeste

a.2) setor noroeste

b) Cinturão de cisalhamento de baixo ângulo Muqui–Colatina

b.1) setor central

b.2) setor leste

Como evento magmático terminal houve a intrusão de granitos não diferenciados a allanita, gabros, noritos circunscritos e anortositos.

As determinações geocronológicas nas rochas do Embasamento Proterozóico Inferior e/ou Arqueano retrabalhado, nas rochas da cobertura metassedimentar e intrusões graníticas associadas, mostram um quadro evolutivo que se inicia na fase principal do Ciclo Tectonotermal Brasiliano, anterior a 660M.a. (idade do metamorfismo cata e mesozonal), precoce à tectônica colisional, sofrendo efeito térmico das intrusões tardi-transcorrência no intervalo de 520±10M.a., encerrando-se com o resfriamento regional, marcado pelo fechamento do sistema K-Ar em temperaturas abaixo de 250°C, no Ordoviciano, há 440±20M.a.

6.2 Domínios Geotectônicos

Na área em questão foram reconhecidas duas unidades geotectônicas, tendo sido utilizados como parâmetros a superposição de eventos, o evento cuja impressão é dominante, o regime tectônico dominante e a associação magmática correlativa.

Essas unidades são, de oeste para leste: a Paraplataforma de Mutum e o Cinturão de Cisalhamento de Baixo Ângulo Muqui–Colatina.

6.2.1 Paraplataforma de Mutum

A região a oeste do Lineamento de Guaçuí apresenta característica superposição de três fases deformacionais, sendo a região onde estão melhor representadas as dobras flexurais das duas fases penecontemporâneas às grandes zonas de cisalhamento transcorrente.

Também é caracterizada pela influência da intrusão tardi-transcorrência da Suíte Intrusiva Galiléia e a seqüência lítica plataformal, com ritmitos de águas rasas, da região de Mutum – unidades Pps4, Pps6 e Pps7 do Complexo Paraíba do Sul.

A intrusão da Suíte Intrusiva Galiléia – tardi-transcorrência – provocou a deformação das guirlandas de foliação dos metassedimentos de modo centrífugo e conferiu um formato radial aos conjuntos de afloramentos.

Esta sedimentação plataformal está intimamente associada com blocos do embasamento granulítico, corpos granitóides sin a tardi-tangenciais e corpos de anfibolitos, sugerindo desenvolvimento em bacias frontais a um arco magmático em margem continental ativa. No entanto, a imbricação tectônica dessa seqüência plutonovulcano-sedimentar e de seu embasamento, cavalgando a margem continental, quando da inversão, mascara as relações iniciais da bacia de sedimentação.

É a região do projeto de mais baixo grau de metamorfismo, com sua região sudeste atingindo a isógrada da cordierita, enquanto porções de sua região noroeste encontram-se na isógrada da estaurolita.

Da mesma maneira, é o local onde os dobramentos sin-transcorrência foram melhor definidos devido, entre outros fatores, à grande anisotropia primária, dada pela alternância litológica entre quartzitos, pelitos, calcissilicáticas, grauvacas, metavulcânicas e mármores, realçada pela foliação desenvolvida quando da transposição de baixo ângulo, subparalela ao acamamento em regime dúctil.

Em termos estruturais subdivide-se em dois setores, já mencionados anteriormente: o extremo noroeste e o noroeste. O que caracteriza essa divisão é a posição dos eixos principais do dobramento D2, caracterizado pelo aspecto geral das guirlandas da foliação S1/S0, desenhadas nos diagramas de Schmidt-Lambert. Enquanto no setor extremo noroeste, as dobras D2 apresentam eixos, em média, segundo NE-SW, caindo para NE, no setor noroeste essas dobras têm eixos, em média, dirigindo-se segundo NNE-SSW. Essas direções, no geral, podem até ser rotacionadas, sob a influência da intrusão sin-transcorrência da Suíte Intrusiva Galiléia.

6.2.2 Cinturão de Cisalhamento de Baixo Ângulo Muqui–Colatina

A leste do Lineamento de Guaçuí e a noroeste da Zona de Cisalhamento Além Paraíba, a crosta terrestre caracteriza-se pela presença dominante de uma foliação milonítica, a qual, onde é possível definir, mostra S1//S0. Seu arranjo espacial desenha uma superfície cilindroidal suavemente ondulada, cuja envoltória assume atitudes desde horizontais até levemente inclinada (10°) para sudeste.

Essa faixa, com 100km de largura média, cruza toda a área do projeto, estendendo-se tanto para NNE quanto para SSW.

O bandamento composicional resultante mostra intenso dobramento intrafolial, transposto, e esboça fechamentos antiformais recumbentes. Dependendo do nível, mostra, ainda, recristalização sin-milonítica e, mais raramente, feições de redobramento em laço.

A superfície média desta foliação, claramente definida nos diagramas estruturais (Capítulo 3, Parte II), assume uma direção segundo NE-SW, com mergulhos oscilando entre 20 e 40° para sudeste principalmente, com raros

flancos mergulhando para noroeste. Tal constatação define a superposição dos dobramentos sin-transcorrência, que são ligeiramente assimétricos, com eixos suborizontais.

Algumas folhas (*sheets*) de granitos batolíticos mostram perfeita concordância com a envoltória dessa superfície quanto ao seu posicionamento crustal, talvez indicando que foram intrusivas por delaminação subcrustal. Essa concordância é mais acentuada nos granitos sin-colisionais (tipo "S").

Cortando esta superfície são encontradas aquelas feições que, pela sua posterioridade e granitogênese tardi-tectônica associada, mais saltam à vista em uma primeira análise da cartografia geológica e geofísica: a rede de zonas de cisalhamento de alto ângulo, de caráter transcorrente dúctil.

As características descritivas deste domínio geotectônico, acrescidas das modelagens dos perfis gravimétricos levantados cruzando-o, permitiram caracterizá-lo como uma zona de encurtamento crustal, com superposição de escamas de empurrão e *nappes* desenvolvidas na base da crosta intermediária, com a zona da descontinuidade de Conrad brasiliana sendo representada, possivelmente, pela faixa kinzigítica Colatina–Alfredo Chaves e seus *stocks* enderbíticos alongados.

A falta de um considerável espessamento crustal subjacente a este domínio, como mostram os perfis gravimétricos (figuras II.5.3 e II.5.4), a proximidade da descontinuidade de Conrad brasiliana, o gradiente gravimétrico regional que deve mapear a interface crosta inferior/manto litosférico, com acentuada subida para leste, e a litoambiência sugerida para as seqüências metavulcano-sedimentares e metassedimentares, indicam que esse domínio é representado por um cinturão de cavalgamento, como definido, que transportou sobre a paraplataforma e antepaís, consequentemente, lascas de um conjunto racinal frontal ao arco vulcânico, do arco (na maior parte erodido), e do batólito costeiro subjacente ao arco.

Assim, não há a expectativa de que tenha obliterado nem a zona principal de sutura nem a zona de subducção que devem situar-se a leste, ou sob as bacias cretácicas costeiras, ou sob o talude continental, ou ainda estar no continente africano.

A crosta terrestre, nessa região, parece adaptar-se ao modelo de nível único, já que só apresenta o nível inferior, conforme o prognosticado por Weber (1986).

Nesse domínio foram individualizados dois setores litoestruturais: o setor central e o setor leste (figura II.1.16).

O setor central está delimitado a oeste pelo Lineamento de Guaçuí e a leste, separando-o do setor leste, pela Zona de Cisalhamento Araguaia. Desta falha para leste ocorre o setor leste.

Este setor tem como características distintivas:

1 – litologias proximais do Complexo Paraíba do Sul, até de talude superior, ao arco magmático;

2 – ortognaisses do batólito intercalados tectonicamente com as supracrustais Paraíba do Sul;

3 – metamorfismo de crosta intermediária até anfibolito alto: cordierita + sillimanita;

4 – *locus* das intrusões tardi a pós-transcorrência;

5 – granitóides sin-colisionais (tipo "S"), subordinados, em sua metade norte.

O setor leste, por seu lado, tem como características distintivas:

1 – litologias distais, do talude inferior, do Complexo Paraíba do Sul: gnaisses aluminosos (kinzigíticos);

2 – ortognaisses enderbíticos intercalados tectonicamente com os gnaisses aluminosos;

3 – metamorfismo da transição crosta intermediária–crosta inferior: cordierita + sillimanita, anatexia e clinopiroxênio + ortopiroxênio + hornblenda;

4 – abundantes corpos de dimensões batolíticas, alongados, de granitóides sin-colisionais (tipo "S"), em toda faixa.

6.3 Proposta de Síntese Evolutiva

A deficiência em dados geocronológicos não permitiu precisar temporalmente a evolução deste trato da crosta e, conseqüentemente, corre-se o risco de agrupar, em uma síntese evolutiva, unidades litológicas formadas em eventos geológicos distintos.

No entanto, foi possível reunir alguns elementos que favorecem a proposta de evolução monocíclica de uma bacia frontal a um arco magmático:

1 – as associações litológicas permitiram idealizar os seguintes ambientes deposicionais:
   a) bacias plataformais contíguas ao arco;
   b) bacias deltáicas (?) e de talude superior;
   c) bacias flishóides de talude inferior;
2 – as associações a) e b) apresentam intercalações freqüentes de anfibolitos e possíveis metavulcânicas;
3 – as associações a) e b) mostram um relacionamento íntimo, realçado pela tectônica tangencial, com os ortognaisses graníticos metaluminosos do batólito que deve ter sido subjacente ao arco;
4 – a modelagem do perfil gravimético Vitória–Matipó sugere um sobrecavalgamento dessas litologias sobre o Cinturão de Empurrões Mantiqueira (Padilha, *et al.*, 1990);
5 – as idades Rb/Sr brasilianas anômalas em rochas do embasamento Proterozóico Inferior (Complexo Mantiqueira–Padilha *et al.*, *op.cit*) e arqueano (Complexo Juiz de Fora, Padilha *et al.*, *op. cit.*) ocorrem apenas até a altura de uma faixa côncava para noroeste, que passa, aproximadamente, por Rio Casca, Viçosa, Rio Pomba, Santos Dumont e Madre de Deus de Minas, no Estado de Minas Gerais.
6 – As idades de resfriamento (K-Ar) em toda a região – Espírito Santo e Minas Gerais – aumentam da costa (Ordoviciano) para o interior (Cambriano).

Desse modo, é possível que a evolução seguinte tenha tido lugar nessa região:

I – **Evento "rift"** – Proterozóico Médio/Ciclo Uruaçuano

II – Evento "arco magmático/subducção" – Proterozóico Superior/ Ciclo Brasiliano Precoce

III – **Evento "colisão"** – Proterozóico Superior/Ciclo Brasiliano Principal

IV – **Evento "transcorrente"** – Cambriano/Ciclo Brasiliano Tardio

V – **Evento "cratonização"** – Ordoviciano

Capítulo 7
Geologia Econômica

por
José Heleno Ribeiro

7.1 Panorama Mineral

Os bens minerais encontrados, muitos já conhecidos da literatura geológica, constituem ou poderão se tornar alvos importantes para o crescimento da economia da região em destaque.

Esses bens minerais são diversificados e, às vezes, localizados em zonas de fácil acesso, o que aumenta ainda mais a viabilidade de explotação dessas ocorrências, principalmente pelo fato de a região ser bem servida de estradas, pela sua localização bem posicionada em relação a importantes rodovias federais, além de sua proximidade da capital do estado (Vitória).

A extração mineral atualmente na folha é reduzida, com destaque apenas para o aproveitamento de água mineral, areia para pavimentação de estradas, dragagem para ouro no rio Jucu Braço Norte e alguns garimpos sazonais, principalmente para pedras preciosas.

Os bens minerais, alguns apenas conhecidos pela literatura e outros cadastrados no decorrer dos trabalhos de mapeamento, incluem água mineral, água marinha, areia, bauxita, caulim, crisoberilo, charnockito, feldspato, grafita, granitos, ouro, quartzo e turfa.

7.1.1 Água Mineral

Trata-se atualmente do bem mineral mais rentável e de maior atividade na região, localizado em quatro fontes distintas, sendo duas situadas na cidade de Domingos Martins (Água Mineral Campinho) e as outras duas às margens da BR-262 (Água Mineral Ingá-Santa Isabel) e outra localizada no sítio Pousada da Esperança, ribeirão do Crime, esta em fase inicial de industrialização.

Na fonte de Domingos Martins, as condições hidrológicas estão relacionadas a várias nascentes de pequeno porte, surgentes através de diáclase localizada no gnaisse kinzigítico regional. As águas de uma dessas fontes apresentam, segundo a análise do Laboratório Central de Análises Minerais da CPRM-Boletim 277/LAMIN/72, a seguinte composição química em g/l:

Bicarbonato de Cálcio	0,0189
Bicarbonato de Magnésio	0,0024
Bicarbonato de Sódio	.0,0029
Clorcto de Sódio	0,0092
Nitrato de Potássio	0,0032
Anidrido Silícico	.0,9142
Anidrido Carbônico	0,0488

Análise em outra fonte, na mesma localidade, apresentou resultados no Boletim 28.552 de 21/12/70 do Laboratório da Produção Mineral do DNPM, com as seguintes características:

a) Composição química em g/l:

Bicarbonato de Cálcio	0,0037
Bicarbonato de Magnésio	0,0144
Bicarbonato de Sódio	0,0073
Cloreto de Sódio	0,0070
Nitrato de Potássio	0,0064
Sulfato de Cálcio	.0,0035
Sílica	0,0105

b) Características físico-químicas

Odor a frio e quente	nenhum
Resíduo e evaporação a 100°C	0,0450g/l
pH	7,4
Condutividade a 25°C	4,9x10-5 ohms-1xcm-1

Gaseificada artificialmente.

7.1.2 Água Marinha

Apesar da pouca divulgação acerca da riqueza dos pegmatitos produtores de pedras coradas no Estado do Espírito Santo, sabe-se do pontencial dessas rochas portadoras de águas-marinhas na Folha de Domingos Martins e da produção pouco conhecida dessas pedras na região. No entanto, durante os trabalhos de campo, pôde-se constatar o grande número de corpos pegmatíticos aflorantes e a ampla atividade de extração de pedras coradas (entre estas a água-marinha), desenvolvida tanto nos pegmatitos quanto nas aluviões, através do garimpo, atividade que predomina, e de lavra subterrânea e a céu aberto dos pegmatitos.

São inúmeros os corpos dessas rochas assim como as aluviões e coluviões. Geralmente os trabalhos são executados visando pedras coradas, especialmente águas-marinhas, e se concentram principalmente nos municípios de Santa Leopoldina e Domingos Martins.

Foram cadastradas muitas ocorrências, garimpos e lavras nas localidades de Chico Rei, Bom Parto (rio Jucu Braço Norte), Alto Possmouser (foto 49), Rio Ponte, entre São Sebastião e Barracão, Alto Caramuru, Alto Jucu e Garrafão (foto 50).

Na região de Garrafão, município de Santa Leopoldina, realizam-se catas para a extração desse mineral, que é considerado de excelente qualidade.

As encaixantes dos corpos pegmatíticos correspondem a gnaisses aluminosos, paragnaisses e granitóides. Pedras coradas aí extraídas, das quais a mais importante é a água-marinha, são usadas em quase sua totalidade na indústria de jóias.

7.1.3 Areia

Constitui uma fonte rentável na região, devido à sua utilização como material de construção, principalmente.

Trata-se de um produto constituído em quase sua totalidade de grãos de quartzo, tanto originados de veios de quartzo quanto de quartzitos.

Suas principais fontes de extração se localizam em Alto Possmouser, Garrafão, Lamego e Boa Esperança, todas constituindo garimpos a céu aberto.

Suas atividades são sazonais e sua utilização é principalmente na pavimentação, na fabricação de vidro e para fundente na indústria siderúrgica.

7.1.4 Bauxita

A referência que se tem sobre esse bem mineral se restringe ao município de Domingos Martins, localidade de Costa Pereira (Fazenda Chico Paganini) onde foi, no passado, cadastrada uma ocorrência de bauxita, em região altamente laterizada.

No local foram encontradas argilas de cores variegadas, onde se originou a bauxita por intermédio da lixiviação de rochas aluminossilicatadas em clima tropical úmido, com condições de boa precipitação anual.

A bauxita, no entanto, possui alto teor em sílica, e a soma das espessuras dos horizontes atinge 15 metros ou mais.

Trata-se de bem mineral utilizado na produção de alumínio metálico, na indústria de refratários e na fabricação de sulfato de alumínio.

7.1.5 Caulim

Trata-se de um produto de alteração com grandes chances de vir a ser explorado, pois na região ocorre grande quantidade de pegmatitos que poderão, após estudados, se tornar importantes fornecedores desse material. Tem-se, no município de Santa Leopoldina, localidade de Jequitibá, uma ocorrência de caulim de cor amarela e branca, com as seguintes especificações registradas pelas análises feitas pela Empresa de Caulim Ltda:

Rendimento#32554,21%

Rendimento#40053,38%

Alvura 78,9%

pH 5,4

IA 9,7%

Além dessa, há ainda mais duas ocorrências de caulim muito puro, de boa qualidade, ambas associadas a pegmatitos da região de Garrafão, municípios de Santa Leopoldina e Afonso Claúdio.

Há indícios de trabalhos subterrâneos desenvolvidos nos pegmatitos, porém atualmente paralisados.

As principais utilidades do caulim estão na indústria do papel, da borracha, do sabão, na cerâmica, no fabrico de cimento, inseticidas, etc.

7.1.6 Crisoberilo

A ocorrência desse mineral de alta cotação no mercado de pedras preciosas localiza-se no município de Domingos Martins, no córrego Melgaço, a sudoeste de Melgaço de Cima.

É encontrado em sedimentos aluvionares, como cristais de coloração esverdeada, bem facetados e sua extração se deu através da garimpagem, atualmente desativada. Sua principal utilização é em joalheria.

7.1.7 Charnockito/Enderbito

Trata-se de rochas com ampla distribuição na área em estudo e cujo aproveitamento industrial tem grande interesse, visando principalmente o mercado de materiais de construção.

Apesar dos vários corpos aflorantes, só se conhece, através do registro das áreas protocolizadas pelo DNPM, um pedido de pesquisa referente ao charnockito da região de Jatiboca, município de Itarana.

A principal utilização dessa rocha é como pedra ornamental, para revestimento de paredes, piso, confecção de lápides, etc.

7.1.8 Feldspato

Além dos muitos pegmatitos que se distribuem em toda a área, sabe-se apenas de uma ocorrência bem conhecida, situada no município de Domingos Martins, na localidade denominada Galo, cujos trabalhos de extração estão agora paralisados. O feldspato aí encontrado ocorre em pegmatito de pequena possança e classifica-se como sendo de boa qualidade.

Deve-se alertar aqui para o grande número de pegmatitos que cortam o Maciço Granítico Garrafão, com

amplas possibilidades de se tornarem produtores desse bem mineral. Sua utilização maior é na indústria cerâmica, principalmente na fabricação de porcelana, na indústria de vidro, como adornos e no fabrico de objetos artesanais, no caso da amazonita, pela sua cor verde e verde-azulada.

7.1.9 Grafita

Esse mineral é bastante comum nos gnaisses kinzigíticos, onde se apresenta em pequenas palhetas e disseminado na rocha. Muitas vezes ocorre em bolsões e/ou como lentes nesses gnaisses, podendo constituir expressivas ocorrências e jazimentos.

Na Folha Domingos Martins conhece-se, de cadastramentos anteriores, apenas duas ocorrências de destaque, estando uma localizada na Barra do Pena, município de Domingos Martins e uma outra no município de Santa Leopoldina.

Na primeira, através de furos a trado, determinou-se grafita de boa qualidade. Trata-se de uma ocorrência lenticular em laterita avermelhada, às vezes amarelada.

Não se pode desprezar o potencial da área para esse bem mineral, pois, no limite dessa folha com a de Piúma, existe um garimpo em atividade onde o minério ocorre em lentes e bolsões encaixados no gnaisse aluminoso.

O uso da grafita é diversificado, sendo muito empregada na metalurgia, em geradores elétricos e escovas de motores, nas pilhas secas, baterias elétricas, como lubrificante, na siderurgia, na fabricação de tintas anticorrosivas, na fabricação de lápis, etc.

7.1.10 Granitos

Apesar dos vários maciços graníticos aflorantes situados na Folha Domingos Martins, é pequeno o aproveitamento industrial dessas rochas.

Foram cadastrados apenas três locais com evidências de atividade mineradora, apesar de sazonal, onde o granito é utilizado na produção de paralelepípedos.

Todas elas se localizam no município de Domingos Martins, em Ribeirão Capixaba, nas proximidades da Granja Ibérica e na própria sede do município.

Tanto os granitos dos maciços quanto os inúmeros diques graníticos encontrados na área têm grande potencial econômico para uso como material de construção, fabricação de paralelepípedos para calçamento de ruas e também na pavimentação e conservação das estradas.

7.1.11 Ouro

No Brasil, dentre as atividades mineradoras de maior tradição e mais antigas, a de extração do ouro reveste-se como a mais importante desde o século XVIII, pois se tem notícias dessa atividade no Espírito Santo a partir dessa época.

Apesar dos muitos indícios de ouro, é inexpressiva a atividade de extração desse metal na área, geralmente representada por garimpos sazonais e abandonados.

Atualmente a produção de ouro dessa região consiste apenas do subproduto proveniente das aluviões do córrego da Lavra, que estão sendo trabalhadas para pedras coradas, na região de Rio Ponte, município de Domingos Martins.

Existem ainda os garimpos de ouro da localidade de S. Rafael, no rio Jucu Braço Norte, e da foz do córrego Areinhas, na região de Ponto Alto, ambos situados no município supracitado, estando o primeiro em atividade (dragagem do leito do rio) e o segundo abandonado.

A aluvião com potencial aurífero do rio Jucu já é conhecida de data anterior, tendo-se pedidos de pesquisa de ouro protocolizados pelo DNPM desde 1972.

A prospecção geoquímica detectou anomalias auríferas na região de Rio Ponte (duas anomalias), em Alto Possmouser (uma anomalia) e no córrego Areinhas, em sua confluência com o rio Jucu Braço Norte.

7.1.12 Quartzo

Esse bem mineral pode ser encontrado tanto nos quartzitos, às vezes muito puros, quanto em pegmatitos, onde ocorre como cristal de rocha. Devido aos muitos pegmatitos aflorantes em toda a Folha Domingos Martins, o potencial para esse bem mineral reveste-se de grande interesse.

É muito usado principalmente na fabricação de vidro e, quando se apresenta colorido, tem sua aplicação na indústria de jóias.

7.1.13 Turfa

Apenas uma ocorrência de turfa acha-se registrada nessa área. Está localizada no sudeste da Folha Domingos Martins, bacia do rio Jacarandá. Faz parte de um pedido de pesquisa já protocolizado no DNPM.

7.1.14 Outros Minerais

Os trabalhos de prospecção geoquímica na área serviram como indicadores de possíveis ocorrências de elementos até então desconhecidos ali, como Pb, Zn, Cu, Ni e Co.

Outros minerais são também citados na literatura, como euclásio, urânio, mas que não foram encontrados durante o mapeamento geológico.

Deve ser citada a presença de placas de molibdenita em veios de quartzo de diques graníticos próximos à localidade de Araguaia.

A pirita é outro mineral muito comum, que se encontra disseminada nos corpos graníticos da área e nos veios de quartzo.

7.2 Aspectos Ambientais

Observa-se na área uma certa preservação do meio ambiente no que se refere às atividades mineradoras, que são quase ausentes na região.

Sabe-se apenas da ação de dragagem do rio Jucu Braço Norte para a extração de ouro do cascalho do leito desse rio, onde, além da poluição da água pela remoção do cascalho, há também um fator negativo no que tange à inibição ou impedimento da desova dos peixes.

Apesar da pouca ação dos mineradores na região, deve-se alertar para o fato de, se necessário for, programarem-se essas ações de modo a manter o equilíbrio ecológico da região através da racionalização dos métodos de extração dos minérios aí contidos.

O que se tem observado em quase toda a extensão areal é um grande e contínuo desmatamento da região pelos agricultores e agropecuaristas, o que poderá futuramente acarretar muitos prejuízos ecológicos para o Estado do Espírito Santo, sobretudo quanto à mudança climática, com conseqüente desertificação de áreas que estão sendo afetadas profundamente.

Capítulo 8
Metalogenia

por
Carlos Alberto Heineck e Wilson Luis Féboli

8.1 Introdução

A apreciação e integração multidisciplinar das informações disponíveis sobre a Folha Domingos Martins permitiram a preparação de um mapa, na escala 1:100.000 de acordo com as diretrizes de sua elaboração, ainda em fase de aperfeiçoamento, do Sistema DNPM/CPRM (Delgado, 1987). Apesar dos dados relativos às diversas mineralizações não serem considerados suficientes para uma completa visão do panorama metalogenético em bases conceituais, são satisfatórios quando integrados aos outros indícios geológicos, geoquímicos e geofísicos. Esse trabalho foi executado embasado nas seguintes informações:

cadastramento mineral
carta geológica na escala de 1:100.000
carta geoquímica na escala de 1:100.000
mapa geofísico na escala de 1:100.000
dados de litogeoquímica relativos aos resultados de elementos maiores e traço (inclusive terras-raras)

Dentre os principais resultados alcançados, cabe destacar a delimitação e a especificação de algumas áreas de interesse para prospecção e/ou exploração mineral, com base na cartografia metalogenética-previsional em escalas de semidetalhe, conforme concepção exposta a seguir, bem como a expectativa metalogenética face à ambiência geológico-geotectônica. Através do cadastro dos recursos minerais, foram catalogadas 46 ocorrências minerais correspondentes a 12 substâncias minerais, conforme discriminado na legenda do mapa metalogenético-previsional e sintetizado na tabela II.8.1.

8.2 Concepção e Metodologia da Carta Metalogenética-Previsional

Dados sobre mineralização, estratigrafia, petrologia, estrutura, geomorfologia, geoquímica e geofísica foram levantados, integrados e hierarquizados numa única carta, provisoriamente denominada carta metalogenética-previsional, marcando um novo estágio no tratamento de informações multidisciplinares através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, com o objetivo de delimitar, na escala de 1:100.000, as áreas com indícios de mineralizações, prioritárias para a prospecção e a exploração mineral.

A metodologia aplicada, fundamentada nos princípios de Orlova & Shatalov (1960) e consolidada no conhecimento adquirido durante a execução do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, na escala de 1:250.000, através do Convênio DNPM/CPRM, implantado a partir de 1982, constitui a base para a elaboração das novas cartas, na escala de 1:100.000.

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,

Tabela II.8.1 – Recursos minerais da Folha Domingos Martins e respectivos contextos geológicos.

Substância Mineral	Nº de Ocorr.	Contexto Geológico
Pegmatito	4	Pegmatitos encaixados em granitos
	1	Pegmatito encaixado em gnaisse aluminoso
Pedras Coradas	1	Pegmatito encaixado em gnaisse aluminoso
	1	Pegmatito encaixado em ortognaisse granítico
	2	Pegmatitos encaixados no granito Garrafão
Água Marinha	13	Cascalho de aluviões recentes dos rios Ponte e Alto Possmouser, córregos Chico Rei, Alto Santa Maria, da Lavra e de Cima.
	3	Pegmatitos encaixados em ortognaisse tonalítico
	3	Pegmatitos encaixados no granito Garrafão
Água Marinha + Ouro	1	Cascalho de aluviões do rio Ponte
Água Mineral	3	Zonas de fratura em gnaisse aluminoso
	1	Zonas de fratura em ortognaisse tonalítico
Areia	4	Quartzito friável em biotita gnaisse
	2	Quartzito friável no granito Garrafão
Granito	1	Dique de allanita-granito em biotita gnaisse
	1	Dique de granito fino em gnaisse aluminoso
Ortognaisse Tonalítico	1	Ortognaisse tonalítico encaixado em gnaisse aluminoso
Charnockito	1	Rocha charnockítica encaixada em sil. gnaisse
Crisoberilo	1	Aluvião recente do córr. Cabeceira do Melgaço
Ouro	1	Aluvião recente do córrego Areinhas
Feldspato	1	Pegmatito encaixado em gnaisse aluminoso
Bauxita	1	Eluvio em gnaisse aluminoso

supergrupos e grupos, bem como associações magmáticas consangüíneas ou as séries toleíticas, calcialcalinas e alcalinas. São também realçados os litótipos especiais (metalotectos prováveis e possíveis), enquanto as unidades de menor categoria, tais como formação, membro e seus equivalentes, sem realce metalogenético, são identificados apenas pelo uso de letras-símbolo. Os elementos estruturais da carta geológica são integralmente preservados e eventualmente acrescidos de informações geofísicas, como lineamentos, profundidades e contorno do substrato das coberturas, etc.

A concepção da legenda resultou, em parte, de adaptações da simbologia gráfica utilizada nacional e internacionalmente, segundo critérios de legibilidade e precedência, e foi ajustada à escala de 1:100.000, 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 a sua representação cartográfica.

Dentre as referências bibliográficas consultadas, merecem destaque: Carta Metalogenética e de Previsão de Recursos Minerais do Brasil, escala 1:250.000 (Siqueira & Dalton de Souza, 1982 e 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 de Vosges e Floresta Negra, escala 1:400.000 (BRGM, 1975); e Carta Metalogenética da Europa, escala 1:250.000 (BRGM-Unesco, 1968-1970). Também foram examinadas as legendas do Mapa Metalogenético da Bahia, escala 1:1.000.000 (Sá, 1982), do Mapa Metalogenético do Brasil (Suszczynski, 1973) e o Mapa da América do Norte (Guild, 1981), escala 1:5.000.000.

Na representação dos jazimentos minerais, estabeleceu-se uma distinção entre as características metalogenéticas e as econômicas. As primeiras 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 (Espanha-PNIM, 1972).

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 por Wacrenier e Rouveyrol (1977), Stanton (1972) e Routhier (1963). Essa classificação aproxima-se da utilizada para os depósitos minerais do Brasil (Branco, 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, 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, aposto 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 alteração de origem exógena ou endógena, são submetidos a tratamento cartográfico específico, visando um maior realce.

A integração dos dados multidisciplinares permite reconhecer os metalotectos comprovados, prováveis e possíveis, dependendo se as relações entre os mesmos e os indícios de mineralização foram obtidos 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.

8.3 Panorama Metalogenético

A análise da ambiência geológica-geotectônica de cada unidade litoestratigráfica, numa abordagem interdisciplinar complementada pela apreciação dos dados geoquímicos, geofísicos, petrográficos, estruturais, etc, permite estabelecer alguns parâmetros metalogenéticos gerais nem sempre tratados dentro das especificidades das áreas mineralizadas/previsionais. Pretende-se, com isto, realçar aspectos como a vocação metalogenética dos diferentes tratos crustais, respeitadas suas especificidades, bem como fornecer uma visão mais ampla das diversas condicionantes dos processos de mineralização. No caso dos dados litogeoquímicos, além das interpretações petrotectônicas já exaradas no capítulo referente à estratigrafia, procurou-se também uma avaliação comparativa das rochas granitóides e básicas a ultrabásicas, com base nos parâmetros consagrados em obras como as de Turekian & Wedepohl (1961), Tauson & Kozlov (1972), Olade (1980), Chaoqun (1985), Shen Jili & Liu Jiayuan (1985) e Ramsay (1986). Cabe ressaltar ainda a escala regional do trabalho ora apresentado, que limita as abstrações ao plano das **tendências,** no que se refere ao potencial mineral verificado no âmbito de cada unidade ou

domínio metalogenético considerado, e não raro obrigando a inferências ou generalizações na identificação dos controles das mineralizações.

8.3.1 Complexo Paraíba do Sul

8.3.1.1 Domínio dos Gnaisses Aluminosos - Pps1

Corresponde a uma seqüência paraderivada compreendendo gnaisses aluminosos com intercalações subordinadas de rochas calcissilicáticas. O ambiente de acumulação desse material foi provavelmente marinho profundo (distal), redutor, tendo como protólitos rochas sedimentares do tipo folhelhos, com grauvacas subordinadas.

Foi individualizada uma área mineralizada nesse domínio:

Área III, onde ocorre uma anomalia magnética correspondente a um corpo intrusivo não aflorante, com anomalias geoquímicas de Zn (até 110ppm) e Pb (55ppm) em sedimentos de corrente e W (36ppm) em concentrado de minerais pesados;

Na região de Domingos Martins tem-se duas jazidas de água mineral aparentemente associadas à descontinuidade correspondente ao Lineamento Batatal, que coincide com um extenso lineamento magnético, enquanto que na região de Alto Possmouser existem cinco garimpos de pegmatitos berilíferos, com produção de água-marinha e pedra corada, além de indícios indiretos de ouro (0,72ppm) em concentrado de bateia.

Outras ocorrências isoladas, que não permitiram a delimitação de áreas previsionais, são relacionadas também a numerosos corpos de pegmatitos, explorados para feldspato e água-marinha, bem como de água mineral (Boa Vista) e bauxita.

Dentre as anomalias geoquímicas verificadas no contexto dessa unidade, merecem destaque as de S (2.300ppm) e F (1.400ppm) em rochas, Pb (110ppm), Zn (110ppm) e Co (80ppm) em sedimentos de corrente, e de Au (até 0,75ppm), Cr (250ppm) e P (até 7.200ppm) na fração pesada de concentrados. Tal diversidade de elementos reflete indubitavelmente um amplo espectro de processos que ocorreram na área.

Na análise da potencialidade mineral dessa pilha metassedimentar devem ser considerados os seguintes aspectos: os corpos de rochas calcissilicáticas, particularmente os mais espessos e encontrados na região de Alto Possmouser, a norte da área, apresentam um potencial bastante discreto para mineralizações de Pb (maior do que Zn), limitado pela ausência de uma sedimentação carbonática mais expressiva, ainda que relativamente impura. A conspícua presença da grafita disseminada nos gnaisses aluminosos, reforçada pela existência de um garimpo próximo à localidade de São Félix, imediatamente a sul da área (Folha Piúma), demonstra um elevado potencial para esse bem mineral. Os corpos pegmatíticos devem ser reportados, com mais propriedade, às atividades graníticas mais tardias.

Com relação ao ouro, verificado apenas em concentrações secundárias, em garimpos sazonais das aluviões junto com a água-marinha proveniente de pegmatitos, e tomando por base os resultados da prospecção geoquímica, é possível aventar uma hipótese de sucessivas depleções e remobilizações. As duas primeiras fases deformacionais que afetaram as rochas kinzigíticas processaram-se em condições de metamorfismo compatíveis com a fácies anfibolito alto, cujos gradientes de pressão e temperatura normalmente não admitem concentrações primárias do metal a nível de depósito, em especial quando se procura aplicar os conceitos de substituições metamórficas. Contudo, com a evolução da deformação, particularmente através de dobramentos de grande comprimento de onda e cisalhamento transcorrente, é possível que se tenham criado condições propícias à concentração do ouro. Também devem ter exercido papel de grande relevância os sucessivos eventos de granitogênese, embora na periferia dos diversos plutonitos não tenham sido percebidas freqüentes evidências de fenômenos hidrotermais, a não ser eventuais alterações dos gnaisses por carbonatação e muscovitização, além de veios de quartzo esporádicos e descontínuos.

8.3.1.2 Domínio de Sillimanita-Biotita Gnaisses – Pps2

Corresponde a uma associação de sillimanita-biotita gnaisses granatíferos, biotita-hornblenda gnaisses, anfibolitos, quartzitos e rochas calcissilicáticas, depositada em ambiente marinho proximal, plataformal, com menor espessura da lâmina d'água do que a seqüência anteriormente descrita. Com base no registro químico dessa seqüência de rochas foi possível caracterizar um ambiente tectônico tipo bacia retroarco, que concorda com aquele interpretado por Grossi Sad *et al.* (1988) para o Complexo Paraíba do Sul na região do Estado do Rio de Janeiro.

No contexto dessa unidade, merecem destaque algumas anomalias geoquímicas para Pb (até 110ppm) e Cr (até 350ppm) em concentrado de bateia, bem como de ouro, com valores de até 30ppm e coincidentes com as áreas de garimpo aluvionar desse metal, além de teores mais elevados de Ni (até 55ppm) e Cr (até 85ppm) nos sedimentos quaternários, refletindo prováveis proximidades de corpos anfibolíticos. Outros indícios indiretos residem nos processos de alteração como carbonatação e muscovitização, percebidos nos estudos petrográficos, e que podem estar relacionados aos eventos mais tardios da evolução geológica da área. Com efeito, o domínio da seqüência metavulcano-sedimentar foi palco de intensos processos magmáticos, responsáveis pelas freqüentes intrusões de diques e maciços graníticos brasilianos.

A integração das informações disponíveis sobre a unidade em foco mostra um potencial metalogenético pouco promissor e limitado às seguintes situações: no caso dos corpos anfibolíticos, caso se confirme a sua derivação a partir de basaltos de arco de ilha, há perspectivas de mineralizações de Au (Ni, Cu), embora a pequena espessura (decimétrica) dos mesmos talvez constitua um fator restritivo quanto à intensidade do processo. A ausência de uma típica plataforma carbonática limita sobremaneira as possibilidades quanto à presença de depósitos plumbo-zincíferos. Já os pegmatitos berilíferos e garimpos de água-marinha devem ser reportados, com mais propriedade, ao plutonismo granitóide mais tardio.

O quadro referente aos indícios auríferos pode ser colocado de uma maneira bastante similar. Embora admissível uma hipótese de aporte junto com o magmatismo básico, as fases deformacionais imediatamente subseqüentes (D1 e D2) não devem ter produzido concentrações epigenéticas expressivas dentro dos conceitos de substituição metamórfica, devido às condições compatíveis com a fácies anfibolito alto que caracterizam os primeiros dobramentos e as transposições sintangenciais. Por outro lado, é na periferia dos corpos graníticos, tipo Aracê e Garrafão, que se situam os segmentos crustais com maior incidência de garimpos aluvionares e anomalias geoquímicas de ouro. Tal fato leva a admitir remobilizações auríferas hidrotermais condicionadas mormente pelo acentuado fluxo térmico propiciado pelas intrusões tardi a pós-transcorrentes, e, parcialmente, sugerido pelas discretas alterações como carbonatação, bem como pela ocorrência de veios descontínuos com *molibdenita* em diques quartzo-dioríticos. Por último, cabe destacar a inexistência de indícios geoquímicos para ouro nas zonas mais quartzíticas, como a de Paraju, na porção central da folha, o que praticamente descarta também a possibilidade de ocorrência de depósitos do tipo *paleoplacer*.

Assim, foram delimitadas duas áreas metalogenética-previsionais nessa unidade:

Área I, para ouro, no leito do rio Jucu Braço Norte e alguns afluentes, onde existem balsas em atividade e garimpos já abandonados;

Área II, com anomalias de Ni (45 e 55ppm) em sedimento de corrente e de Cr (350ppm) em concentrado de minerais pesados.

8.3.2 Plutonismo Granitóide

8.3.2.1 Ortognaisses Tonalíticos tipo Jequitibá – Pγ1b

Esses ortognaisses são tonalíticos (classificação petrográfica predominante) e correspondem a corpos estratóides de dimensões até batolíticas, concordantes com a foliação gnáissica regional, gerados sincronicamente com o regime de deformação tangencial (evento D1). Encontram-se redobrados pelo evento D2 e afetados por cisalhamento de alto ângulo. O quimismo é granodiorítico a monzogranítico, calcialcalino, meta a peraluminoso, com diopsídio ou coríndon normativos, o último aparentemente representando as fácies mais externas.

Com base nos teores de elementos como Ca, Pb, Ba, Rb, Th, F, La, Ce e Nd (os mais discriminantes) os litótipos desse domínio são caracteristicamente do tipo *precursor*, da associação monzogranítica com alto-cálcio (Ramsay, 1986), cuja evolução poderia gerar mineralizações de Mo-Bi-W. Por outro lado, o uso de parâmetros como norma CIPW, razão F/Cl, anomalia de Eu e caráter alumínoso, mostra que esses granitóides são predominantemente do tipo transicional (Shen Jili & Liu Jiayuan, 1985), aos quais podem associar-se mineralizações de Au-Mo-Cu. No diagrama normativo Q-A-P (Lameyre *et al.*, 1982), apresentado na figura II.8.1, incidem mormente no campo da série calcialcalina, com expectativa metalogenética para Mo-Cu.

Algumas amostras de ortognaisses, especialmente as situadas mais na borda dos batólitos e *stocks* de maiores dimensões, exibem características compatíveis com os granitóides de fusão crustal, conforme pode ser verificado na figura II.8.1, corroboradas por outros parâmetros (terras-raras, F/Cl e coríndon normativo), talvez em função dos processos mais acentuados de assimilação (contaminação) de material dos estratos mais superiores. A esses tipos há possibilidade de se associarem concentrações de W, Sn, Nb, U, Y, TR e Ta.

Os dados litogeoquímicos apresentam algumas concentrações anômalas para vários elementos: o estrôncio foi detectado com teores de 1.050 a 1.510ppm em amostras de hornblenda-tonalito e hornblenda-quartzo-diorito gnáissicos ricos em cálcio (CaO > 5,8%), quando se faz acompanhar também de Zr (630ppm), Cl (1.370ppm) e alto somatório de terras-raras + ítrio (máximo de 825ppm). A tendência para uma ausência de especialização granítica nesse domínio é reforçada pelas fortes anomalias de Ba (2.060 a 2.820ppm) e a apreciação das razões Rb/Ba, Rb/Sr, Y/Ba e K/Rb (ver figura II.8.2), onde apenas a última denota um discreto recobrimento com o campo dos granitóides mineralizados.

Em termos de anomalias detectadas através da prospecção geoquímica, cabe destacar as de Cu (40ppm) e Pb (90ppm) em sedimentos de corrente coletados na periferia dos corpos em apreço, bem como várias de Au (até 10,7ppm) em concentrados de bateia tomados em situações idênticas.

Não foram individualizadas áreas mineralizadas/previsionais no contexto dessa unidade, mas em alguns locais na periferia desses ortognaisses exibem indícios diretos de Au e água-marinha, além de indiretos, como Cu e Pb em sedimentos. Neste sentido, cabe ressaltar que a atividade pegmatítica é aqui considerada posterior ao evento deformacional D2, aspecto confirmado pelas datações

geocronológicas na Faixa Atlântica e pela boa qualidade das gemas berilíferas, em grande parte isentas de deformações mais pronunciadas. Com relação às mineralizações auríferas observadas nos *placers* aluvionares, e apesar das freqüentes alterações hidrotermais presentes nos litótipos deste domínio, com destaque para os fenômenos de carbonatação + sericitização + muscovitização (+ clorita + epidoto), as condicionantes metamórficas apontam para processos subseqüentes, devido às restrições impostas por fatores como P e T, compatíveis no mínimo com a fácies anfibolito médio.

8.3.2.2 Ortognaisses Graníticos tipo Colatina – Pγ1c

O domínio dos ortognaisses tipo Colatina (granatíferos), gerados por fusão parcial a total dos gnaisses aluminosos (kinzigíticos) do Complexo Paraíba do Sul, encerra corpos de dimensões batolíticas, provavelmente autóctones ou paraautóctones. Esses granitóides apresentam ampla variação na sua composição modal (sienogranítica a tonalítica, ver figura II.8.1), e têm quimismo calcialcalino, peraluminoso, com coríndon normativo.

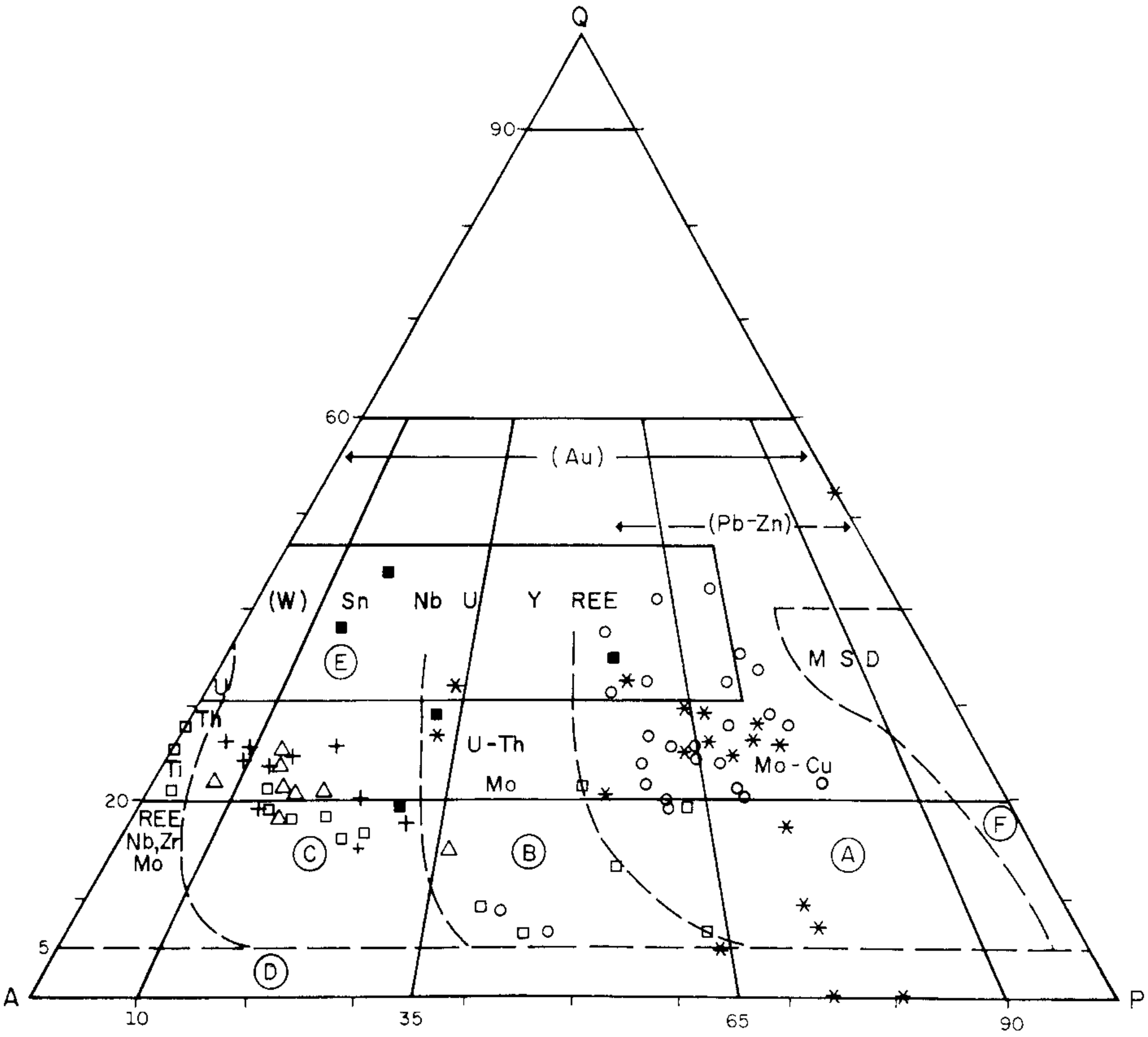


Figura II.8.1 – Mineralizações associadas às séries graníticas no diagrama Q-A-P, segundo Lameyre *et al.* (1982). (■) Ortognaisse tipo Jequitibá; (△) Ortognaisse tipo Colatina; (*) Gnaisse tipo Santa Tereza; (□) Maciço Garrafão; (+) Maciço Aracê; (○) Diques graníticos. A = campo da série calcialcalina; B = campo da série monzonítica; C = campo da série alcalina aluminosa; D = campo da série alcalina supersaturada; E = campo dos granitóides de fusão crustal ou mobilizados leucograníticos; F = campo da série toleítica; MSD = depósitos de sulfetos maciços.

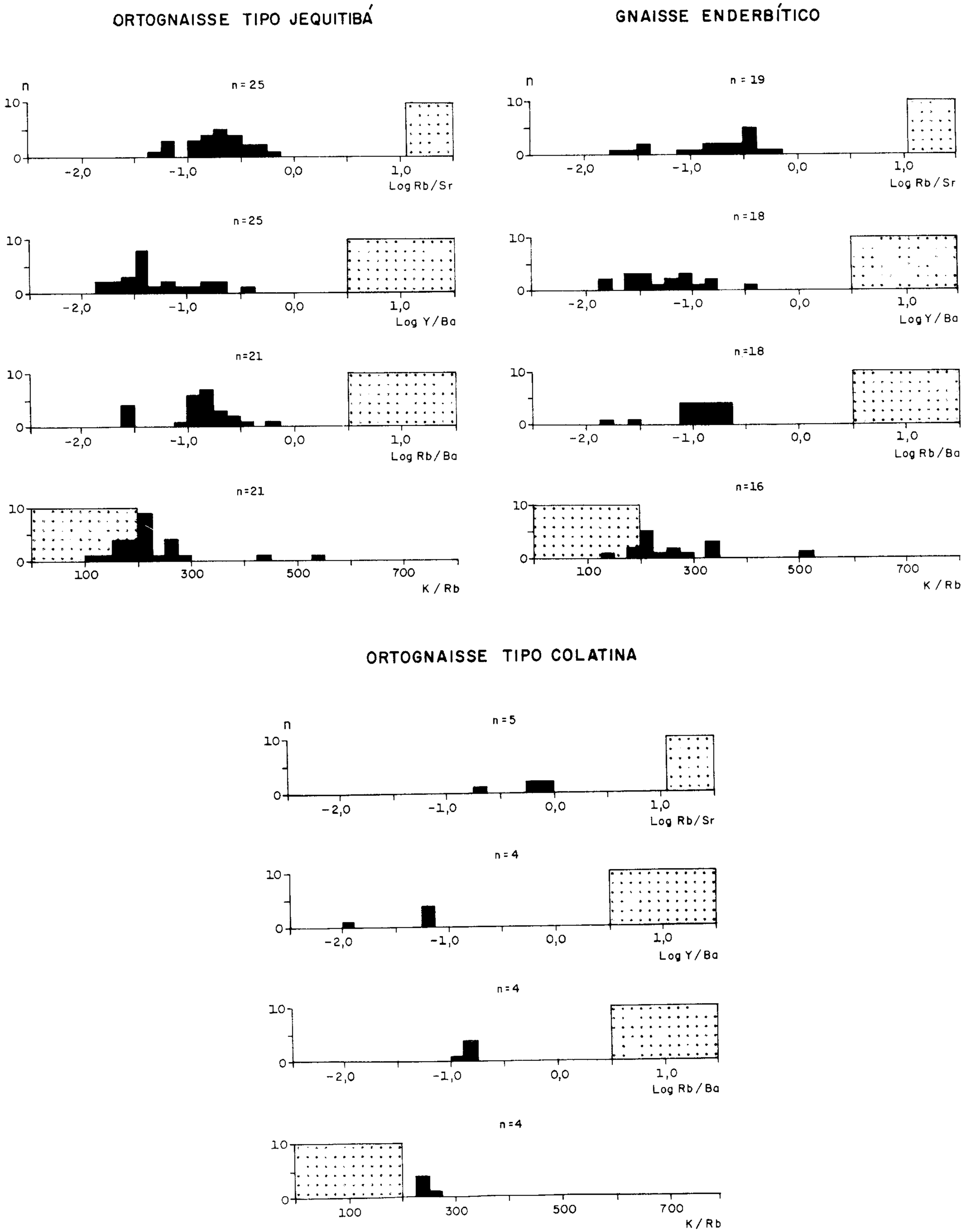


Figura II.8.2 – Histogramas de razões de elementos-traço em rochas intrusivas sin a tarditangenciais da Folha Domingos Martins, comparadas aos campos indicativos de rochas plutônicas especializadas (área pontilhada), segundo Ramsay (1986).

Tais características crustais, reforçadas pela disposição no diagrama Q-A-P normativo e que lhes conferem um potencial para mineralizações de W, Sn, Nb, U, Y, TR e Ta, nem sempre são confirmadas por outros parâmetros, como as razões de terras-raras (item II.2.3.2.4) e razões F/Cl (1,67 a 3,71). Embora apenas parcialmente observado, o hibridismo introduzido por essas feições transicionais, quando integrado com outros aspectos da distribuição dos elementos-traço, permite também caracterizá-los como granitóides não especializados (ver figura II.8.2) do tipo precursor de mineralizações de Au-Mo-Cu, dentro da associação monzogranítica alto-cálcio (1,2 a 3,3% de CaO) de Ramsay (1986). Nesse sentido destacam-se os baixos conteúdos de Li (9 a 21ppm), F (700 a 900ppm), Rb (65 a 180ppm), Th (< 10ppm) e terras-raras (menos de 200ppm) nos granitóides granatíferos, bem como os altos teores de Ba (470 a 990ppm), Zr (200 a 440ppm) e Sr (170 a 290ppm), todos eles corroborando uma ausência de especialização dos líquidos graníticos.

Os dados geoquímicos prospectivos revelaram uma anomalia de Au (0,95ppm) em concentrados de minerais pesados, coletados no âmbito desses ortognaisses e que se soma ao cadastro de um garimpo de pedras coradas. Cabe referir, ainda, discretos valores de W em concentrados de bateia, em segmentos vizinhos (rochas encaixantes) mas, pelos menos no caso dos indícios de Au e Be, é mais provável uma hipótese que envolva eventos posteriores ao regime tangencial. Os estudos petrográficos mostram alterações por carbonatação, cloritização e sericitização, todas elas entretanto pouco expressivas.

Não foi definida qualquer área mineralizada/previsional nos terrenos correspondentes a esses ortognaisses.

8.3.2.3 Gnaisses Enderbíticos tipo Santa Tereza – Pγgl2

Esses gnaisses ocorrem como corpos estreitos e alongados, grosseiramente lenticulares, gerados tardiamente em relação à deformação tangencial (evento D1). Estão afetados por cisalhamento de alto ângulo.

Petrograficamente apresentam composição predominantemente enderbítica. No diagrama de Q-A-P normativo (figura II.8.1) plotam nos campos das séries calcialcalina e monzonítica. O quimismo é calcialcalino e metaluminoso (localmente peraluminoso), com diopsídio normativo.

Comparando-se os resultados analíticos dos elementos maiores, menores e de terras-raras com os dados químicos dos granulitos do sul da Índia e os da Escócia (Lewisianos), não especializados (tabela II.8.2), observam-se apenas pequenas diferenças no teor de alguns traços, com depleção em Cr, Ni, Sr, Ba e Zr e aumento em Rb, Nb e Y nos gnaisses enderbíticos da folha Domingos Martins.

Em relação aos granitos alto-cálcio especializados de Ramsay (1986), nota-se que os gnaisses enderbíticos são fortemente depletados em K, Rb, Ba, Zr, Th, La e Ce, e pouco enriquecidos em Ca, Mg, Mn e Fe (tabela II.8.2).

Na figura II.8.2 há um pequeno recobrimento com o campo dos granitos mineralizados quando se utiliza a razão K/Rb. Aliás, os baixos valores dessa razão sugerem que o metamorfismo que afetou os gnaisses enderbíticos atingiu apenas o limiar inferior da fácies granulito (de acordo com Weaver & Tarney, 1983).

Tabela II.8.2 – Comparação entre granulitos e granito não especializados.

	1	2	3	4	5	6
SiO2	70,7	60,6	61,2	60,7	71,3	72,9
Al2O3	14,7	15,1	15,6	16,1	14,3	14,0
Fe2O3	2,9	7,6	5,9	6,3	2,5	2,0
MnO	0,04	0,13	0,08	0,12	0,05	0,06
MgO	1,42	4,50	3,40	2,50	0,50	0,50
CaO	3,40	7,20	5,60	5,70	1,70	1,40
Na2O	4,20	3,30	4,40	3,20	4,00	4,10
K2O	1,70	0,90	1,00	1,90	4,30	4,10
TiO2	0,31	0,67	0,54	0,80	0,36	0,30
P2O5	0,08	–	0,18	0,18	0,11	0,10
Cr	323	318	88	31	–	–
Ni	–	98	58	24	12	4
Rb	17	7	11	50	135	113
Sr	327	334	569	308	248	196
Ba	475	521	757	495	700	571
Zr	120	120	202	235	245	169
Nb	–	4	5	17	26	21
Y	–	16	9	26	35	21
Pb	–	–	13	10	31	18
Th	6,50	–	0,40	6	15	10
La	–	44	22	23	46	28
Ce	–	–	44	40	112	54
Nd	–	–	18,50	20	40	23
Sm	–	–	3,30	3,30	–	–
Eu	–	–	1,18	1,00	–	–
Yb	–	–	1,20	0,90	–	–
K/Rb	830	1067	755	315	264	301
K/Ba	29,70	14,30	11	32	51	60
Rb/Sr	0,05	0,02	0,02	0,16	0,54	0,58
Ba/Sr	1,45	1,60	1,30	1,61	2,80	2,90

1) Média dos maciços charnockíticos do sul da Índia (Newton et al., 1983);
2) Média de 254 gnaisses granulíticos de Dumberg (Weaver et al., 1981);
3) Média de 110 gnaisses granulíticos de Lochiver - Scourie (Weaver et al., 1981);
4) Média de 17 gnaisses enderbíticos da Folha Domingos Martins;
5) Média dos granitos alto-cálcio especializados do Escudo Árabe (Ramsay, 1986);
6) Média dos granitos alto-cálcio precursores do Escudo Árabe (Ransay, 1986).

Utilizando-se os parâmetros de Shen Jili & Liu Jiayuan (1985), ou seja, TR < 210ppm, CaO > 2%, Eu/Eu* > 0,7, Yb/La < 0,15 e ID < 80, essas rochas podem ser enquadradas no conjunto dos granitóides do tipo transicional, aos quais podem associar-se mineralizações de Cu, Mo, Pb, Zn, Au, Ag e tungstênio pórfiro.

Os dados litoquímicos apresentam algumas concentrações anômalas para os seguintes elementos: Ba (até 1.320ppm), Ce (até 124ppm), Cr (até 210ppm), Ni (até 108ppm), Sr (até 1.100ppm), V (até 380ppm) e Zr (até 460ppm), que traduzem a origem profunda e o baixo grau de especialização geoquímica dos gnaisses enderbíticos.

A prospecção geoquímica no meio secundário (sedimentos de corrente e concentrados de bateia) não revelou nenhuma anomalia relacionada a esse tipo litológico. Esse fato, aliado às restrições impostas por fatores tais como P e T, que apontam para um metamorfismo de alto grau, bem como a ausência de anomalias geofísicas e de ocorrências minerais, conduziu à não-individualização de áreas mineralizadas/previsionais neste domínio. A sugestão para aproveitamento comercial desse tipo litológico reduz-se à sua exploração como material de construção (pedra ornamental).

8.3.2.4 Maciço Garrafão – Sγ3g

Trata-se de um maciço diferenciado, com bordas de composição mais básica (quartzo-monzonito, quartzo-diorito e diorito) e um núcleo mais ácido e potássico (granito e quartzo-sienito), gerado a profundidades superiores a 30km, e posicionado em regime tardi-transcorrente, em ambiente intraplaca. No diagrama Q-A-P normativo (figura II.8.1) as amostras distribuem-se nos campos das séries calcialcalina, monzonítica, alcalino-aluminosa e alcalina supersaturada. O quimismo é metaluminoso e calcialcalino.

Em relação aos granitos da associação monzogranítica com alto-cálcio (Ramsay, 1986), os litótipos do Maciço Garrafão podem ser considerados como especializados, e sua evolução poderia gerar mineralizações de Mo-Bi-W, tendo em vista os conteúdos freqüentemente anômalos dos elementos Ce (99 a 378ppm), La (52 a 219ppm), Nd (57 a 180ppm), Sr (150 a 1260ppm), Th (5 a 33ppm), U (0,5 a 8,5ppm), V (83 a 280ppm) e Zr (245 a 940ppm). Por outro lado, os altos teores de Ba (1.030 a 2.690ppm) associados a baixos valores de Rb (32 a 220ppm) se contrapõem à expectativa de mineralizações.

No diagrama ternário Ba x Rb x Sr, idealizado por El Bouseily & El Sokkary (1975), figura II.8.3, pode ser identificada a linha de tendência de diferenciação nas suítes ácidas. Sabe-se que os granitóides fortemente diferenciados são os de maiores potencialidades econômicas. As amostras do Maciço Garrafão se dispõem nos campos dos granodioritos e quartzo-dioritos, dos granitos anômalos e dos granitos normais. Os granitos anômalos se distinguem dos granitos normais principalmente pelos seus mais baixos teores em Rb que, segundo os autores, se deve ao fracionamento desse elemento durante o metassomatismo que os caracteriza.

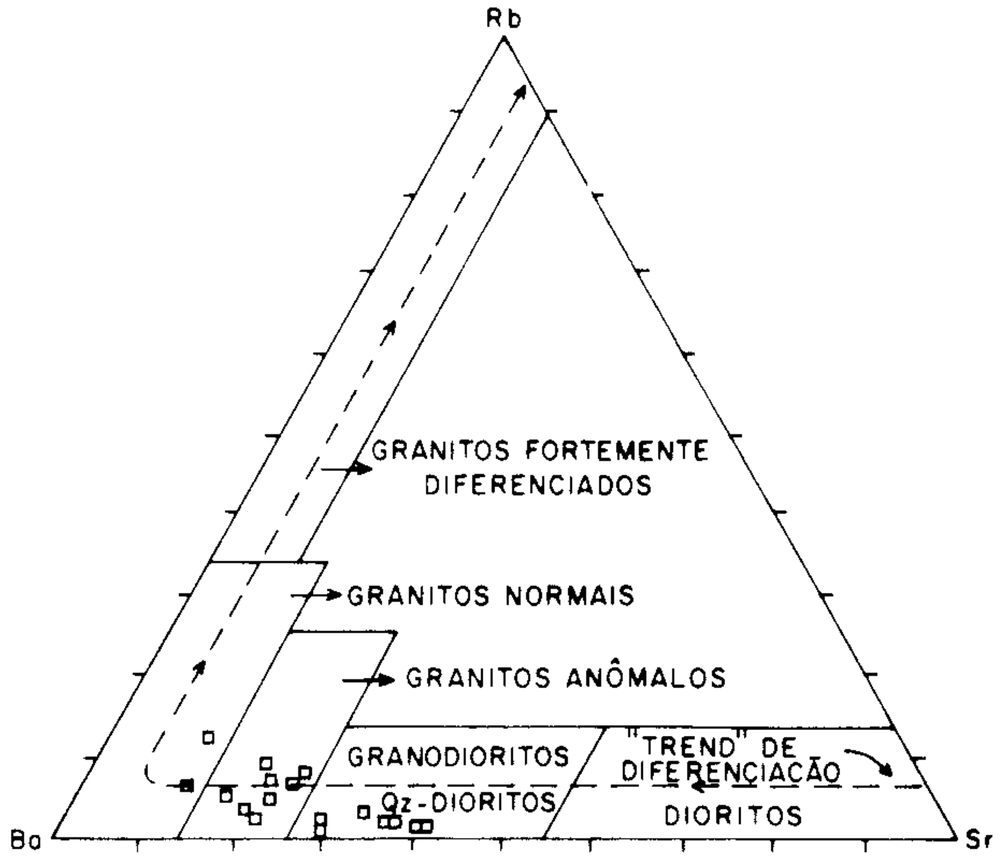


Figura II.8.3 – Diagrama de especialização metalogenética aplicado a rochas do maciço Garrafão, segundo El Bouseily & El Sokkary (1975).

Os teores médios de Li (23ppm), V (156ppm), Sr (644ppm), aliados aos altos valores das razões K/Rb (376) e Ba/Rb (20), e baixos valores de Rb/Sr (0,15) e F/Cl (2,9), anomalias de Eu variando entre 0,55 e 0,92, e razão série La/série Y entre 2,8 e 9,35, indicam, segundo Chaoqun (1985), granitos do tipo MS, aos quais podem associar-se mineralizações de Cu-Pb-Zn.

As razões Rb/Sr, Y/Ba, Rb/Ba e K/Rb (figura II.8.4), conforme idealizadas por Ramsay (1986), não apontam nenhum recobrimento com os campos dos granitos mineralizados.

O potencial metalogenético desses granitos, tipicamente do tipo granito rico em Ca, ou HHP (*high-heat production granite*), ou ainda tipo MS, tem sido estudado e caracterizado por vários autores como Plant *et al.* (1985), Wenrong & Hongnian (1985), Shen Jili & Liu Jiayuan (1985), Ramsay (1986), Tischendorf (1977) e outros. De acordo com Chaoqun (*op. cit*) os granitos MS (tipo I, ou série da magnetita) são potenciais para elementos do Grupo da Platina contidos nos óxidos e sulfetos desses granitos. Segundo esse autor, os granitos MS são também importantes como fontes de depósitos de Mo, Cu, W, Sn, Fe (SKARN). Ainda segundo esse autor, os granitos do tipo MM, onde também poderia estar enquadrado o Granito Garrafão, são potenciais para mineralizações de Ta, Nb, e, secundariamente, Sn, ocorrendo em geral esses depósitos sob forma de pegmatitos. Do total de 16 amostras estudadas quimicamente do Granito Garrafão, registrou-se que 12 (doze) delas têm teores de Mo variando de 5 a 9ppm, enquanto que, com relação aos teores de Nb, veri-

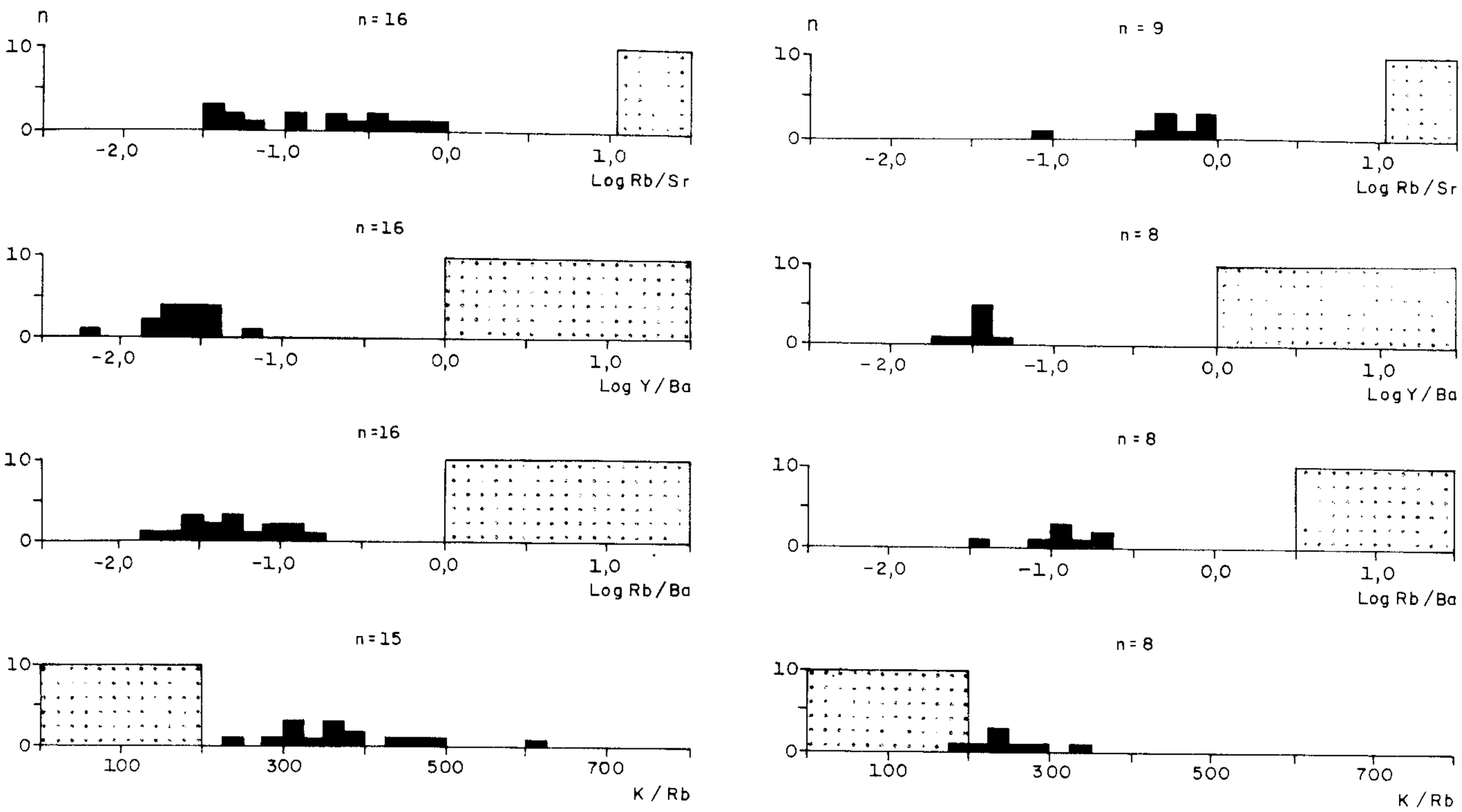


Figura II.8.4 – Histogramas de razões de elementos-traço em rochas intrusivas tardi a pós-transcorrentes da Folha Domingos Martins, comparadas aos campos indicativos de rochas plutônicas especializadas (área pontilhada), segundo Ramsay (1986).

fica-se que 14 (quatorze) amostras têm teores variando entre 24 e 68ppm. De acordo com Tischendorf (1977), a média de Mo para granitos especializados é de 4 ± 2ppm, enquanto a do Nb para os granitos cálcicos especializados é de 26ppm, segundo estudos de Ramsay (1986) nos granitos da Arábia Saudita. Para esses autores os granitos cálcicos do escudo arábico mostraram-se especializados em Mo-Bi-W. Shen Jili & Liu Jiayuan (1985) caracterizam os potenciais metalogenéticos dos granitos segundo agrupamentos de anomalias de Eu. Assim, as rochas do subgrupo B, com uma faixa de anomalia de 0,71 a 0,92 e com predominância daquelas mais próximas da unidade, tendem a se caracterizar por um potencial metalogenético para Au, Mo e Cu; no subgrupo C o potencial é mais dirigido para W, embora ainda seja possível ocorrência de Cu, e Mo; no subgrupo D predomina o potencial para W com menor possibilidade para Mo; por fim, o subgrupo E, caracterizado pela amostra WL-569, tem potencial predominante para W. A aplicação do comportamento das TR no monitoramento das mineralizaçõcs ligadas a granitos foi brilhantemente desenvolvida por Taylor & Fryer (1983) nos depósitos pórfiros (Cu, Mo e Au), granófiros (Sn, W, U e Mo) e depósitos associados a granitos peralcalinos (Nb, Ta, Zr e TR). De acordo com a linha de raciocínio desses autores, esses subgrupos, analisados de B para E, caracterizam-se por faixas de valores crescentes das razões TRL/TRP, ou seja há depleção de TRP de B para E, com o respectivo enriquecimento de TRL. Essa seqüência vem então acompanhada por padrões de mineralizações ligados aos tipos de alterações hidrotermais nas rochas. Aquelas com maiores valores de TRL/TRP são mais relacionadas com alteração do tipo potássica e mineralizações do tipo Cu e Au, enquanto que com o aumento gradativo de TRP e correspondente diminuição das razões TRL/TRP dá-se uma evolução dos padrões de alterações hidrotermais e das mineralizações. Passa-se das alterações potássicas para as propilíticas e dessas para as fílicas até, finalmente, atingir-se as argílicas, com as mineralizações evoluindo para Mo e W. Tais alterações são acompanhadas também por variações nas anomalias de Eu. As alterações potássicas são enriquecidas em TRL e em Eu, dando anomalias positivas; as propilíticas preservam a anomalia positiva de Eu mas diminui o somatório de TR. Nas alterações fílicas e argílicas os padrões de TR diminuem consideravelmente, e durante a deposição das soluções mineralizantes dá-se o enriquecimento dos elementos de terras-raras mais leves e os pesados, ou seja, La e Yb, passando a aumentar os valores do Eu devido à lixiviação por fluidos de tipo F e/ou CO_2.

Na figura II.2.56 parece que apenas as curvas WL-202 (subgrupo B), WL-200B (subgrupo C) e WL-205 (subgrupo D) guardam certas características próximas do padrão de alterações hidrotermais avançadas tipo argílica a fílica, como o enriquecimento de La e Lu. Mesmo assim esses padrões não são muito convincentes, uma vez que os vales do Eu são muito rasos quando comparados com as curvas-padrão de Climax, Colorado, USA, e Bakircay, Turquia, apresentadas por Taylor & Fryer (1983; figuras 3 e 5, pp. 76 e 77).

Como conclusão, pode-se dizer que as amostras estudadas do Granito Garrafão permitem identificá-lo como granito precursor (fértil) para mineralização de Mo, Bi, W, Au, Sn, U, e que as zonas eventualmente afetadas por fraturas abertas com percolações e deposições de soluções hidrotermais/meteóricas devem ser pesquisadas.

A prospecção geoquímica não revelou nenhuma anomalia no meio secundário (concentrados de bateia e sedimentos de corrente).

As foliações das encaixantes, mergulhando concentricamente no sentido do corpo granítico, indicam que a sua porção apical já foi erodida, apesar de os diversos pegmatitos mineralizados a água-marinha e de dois grandes enclaves de quartzitos em seu interior indicarem o contrário.

A área mineralizada/previsional IVa engloba toda a área de ocorrência do plutão e visa a exploração da própria rocha granítica como pedra ornamental, mas também apresenta indícios diretos de água-marinha em pegmatitos. Essa atividade pegmatítica faz parte das últimas manifestações magmáticas da área, visto que as gemas são consideradas de excelente qualidade, pois não mostram ação de eventos deformacionais.

8.3.2.5 Maciço Aracê – Sγ3a

Esse corpo granitóide apresenta forma ovalada e dispõe-se perpendicularmente ao *trend* estrutural da área. É intrusivo em uma seqüência vulcano-sedimentar depositada em ambiente marinho raso (plataformal proximal).

O maciço mostra-se bastante diferenciado, com faixas marginais de composição básica e calcialcalina (quartzo-diorito e quartzo-monzodiorito) e um núcleo mais ácido e alcalino (granito, alcali-granito, quartzo-sienito e granodiorito). O quimismo tem caráter metaluminoso e calcialcalino. No diagrama Q-A-P normativo (figura II.8.1), as amostras desse maciço dispõem-se no campo da série alcalino-aluminosa (granitóides aluminosos de províncias alcalinas).

Parâmetros tais como o teor em CaO (maior do que 1,6%), razão F/Cl (maior do que 10), Ce/Y (igual a 5) e Yb/La muito menor do que 0,15 indicam feições de granitóides do tipo transicional, propensos a mineralizações de Cu-Mo-Pb-Zn-Au-Ag e W pórfiro (segundo Shen Jili *et al.*, 1985) e Mo-Bi-W (segundo Ramsay, 1986). Apesar disso, o alto somatório de elementos terras-raras (570 a 980ppm), alto F (1.100 a 3.200ppm) e baixas anomalias de Eu (0,34 a 0,67) indicam granitóides tipo crustal, potenciais para mineralizações de W, Sn, Nb, U, Y, TR e Ta. Essa dualidade leva ao enquadramento desses litótipos, dentro da classificação de Chaoqun (1985), no

grupo dos granitóides tipo MS, ou seja, têm origem mantélica (corroborada por intensa anomalia magnética) com forte contribuição crustal. O posicionamento das amostras junto ao pólo alcalino no diagrama Q-A-P e a associação de elementos-traço presentes sugerem tratar-se de rochas de tendência alcalina que, apesar de seu caráter mantélico, apresentam características crustais.

Os elevados teores de Ba (1.060 a 2.750ppm), Sr (290 a 1350ppm), Zr (420 a 1.180ppm) e TiO_2 (0,42 a 2,2%), elevadas razões Ba/Rb (de 10), K/Rb (182 a 346), reforçados pelos baixos teores em Li (20 a 40ppm), Rb (96 a 310ppm), Y (32 a 68ppm) e baixas razões Rb/Sr (0,23 a 0,33) e Y/Ba (0,02 a 0,03) conduzem ao enquadramento do Maciço Aracê no grupo dos granitóides não especializados (na concepção de Ramsay, 1986). Os histogramas da figura II.8.4 reforçam essa tendência, notando-se apenas um discreto recobrimento com o campo dos granitóides especializados na razão K/Rb.

Com o objetivo de orientar o estudo das possibilidades metalogenéticas desse maciço, foi elaborado o diagrama ternário idealizado por El Bouseily & El Sokkary (1985). As amostras do Maciço Aracê se discriminam nesse diagrama (figura II.8.5) como granitos anômalos e, uma pequena parte (três amostras) como granodioritos e quartzo-dioritos. Segundo os idealizadores do diagrama, os granitos anômalos são distinguidos dos quartzo-dioritos/granodioritos pelo seu alto teor em Rb que é ainda inferior ao dos granitos normais. Esses baixos teores de Rb em relação aos granitos normais são atribuídos a fracionamentos deste elemento durante o metassomatismo, que também constitui uma de suas características.

Além disso, nos dados petroquímicos podem ser observadas concentrações anômalas dos seguintes elementos: Ce (277 a 463ppm), La (146 a 266ppm), Nb (34 a 84ppm), Nd (106 a 182ppm) e Th (5 a 63ppm).

A prospecção geoquímica não caracterizou anomalias no meio secundário, nem foram cadastradas ocorrências minerais no âmbito desse maciço.

A área mineralizada/previsional (IVb) definida para esse corpo corresponde a pedra ornamental.

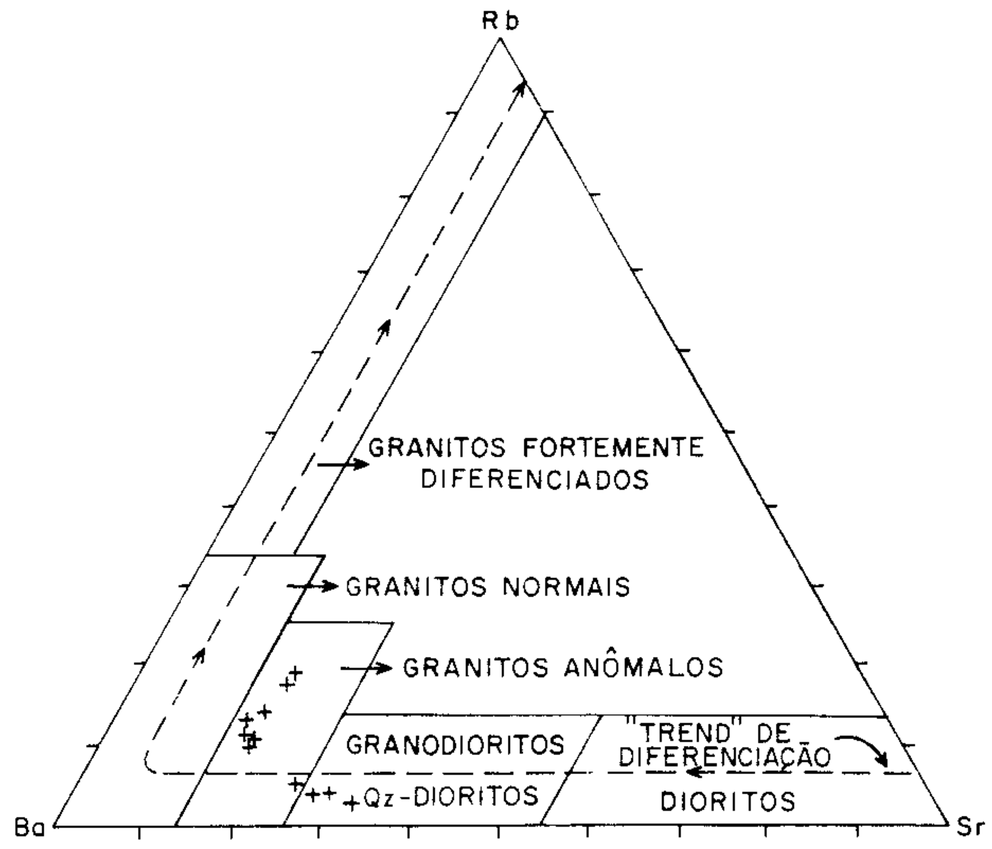


Figura II.8.5 – Diagrama de especialização metalogenética aplicado a rochas do maciço Aracê, segundo El Bouseily & El Sokkary (1975).

8.3.2.6 Intrusivas Pós-Transcorrentes – *Oγ4*

Essas intrusivas constituem um enxame de finos diques descontínuos e pequenos corpos intrudidos em seqüência vulcano-sedimentar, gnaisses aluminosos e mesmo em granitos tarditectônicos.

Compõem-se predominantemente de allanita-granitos, localmente granodiorito e quartzo-diorito. No diagrama Q-A-P normativo (figura II.8.1), as amostras desses diques plotam no campo dos granitóides aluminosos de províncias alcalinas. São metaluminosos, calcialcalinos e posicionaram-se em ambiente intraplaca, em período pós-transcorrente.

Em relação a parâmetros como o teor em CaO (1,5 a 5,6%), razões F/Cl (2,2 a 4,2), Yb/La (0,005 a 0,016) e Ce/Y (4,12 a 7,17), esses litótipos classificam-se como transicionais e, integrados a outros dados, como baixos teores de Li (18 a 32ppm), Rb (96 a 250ppm) e Y (43 a 74ppm), baixas razões Y/Ba (0,02 a 0,046), Rb/Ba (0,041 a 0,206), elevados teores em Ba (1.164 a 2.329ppm), Sr (260 a 1170ppm), Zr (445 a 950ppm), altas razões K/Rb (199 a 346) e Ba/Rb (3,88 a 24,3), permite classificá-los como granitóides não especializados, do tipo precursor de mineralizações de Au-Mo-Cu.

Na figura II.8.4 observa-se que há um recobrimento com os granitos especializados apenas quando se utiliza a razão K/Rb.

Por outro lado, parâmetros tais como as anomalias negativas de európio (0,37 a 0,65), somatórios de terras-raras (572 a 1.037ppm), e teores elevados de F (1.300 a 3000ppm) indicam características crustais para estes granitóides (segundo a escola chinesa) e lhes conferem um potencial para mineralizações de W, Sn, Nb, U, Y, TR e Ta. A presença de allanita e elementos-traço incompatíveis, além dos altos teores em K_2O, indicam, entretanto, granitos de tendência alcalina (corroborado pelo diagrama Q-A-P normativo, figura II.8.1), com espectativa para Th, U, Ti, Nb, Zr, TR e Mo.

No diagrama de El Bouseily & El Sokkary (1985), figura II.8.6, as amostras desses diques plotam-se no campo dos granitos anômalos, com apenas uma no campo dos granitos normais, ou seja, fora do campo dos granitos diferenciados.

Os altos teores de terras-raras, principalmente no ramo das terras-raras leves, deve-se essencialmente à presença de allanita, que encontra-se em porcentagens superiores a 3 nestes diques.

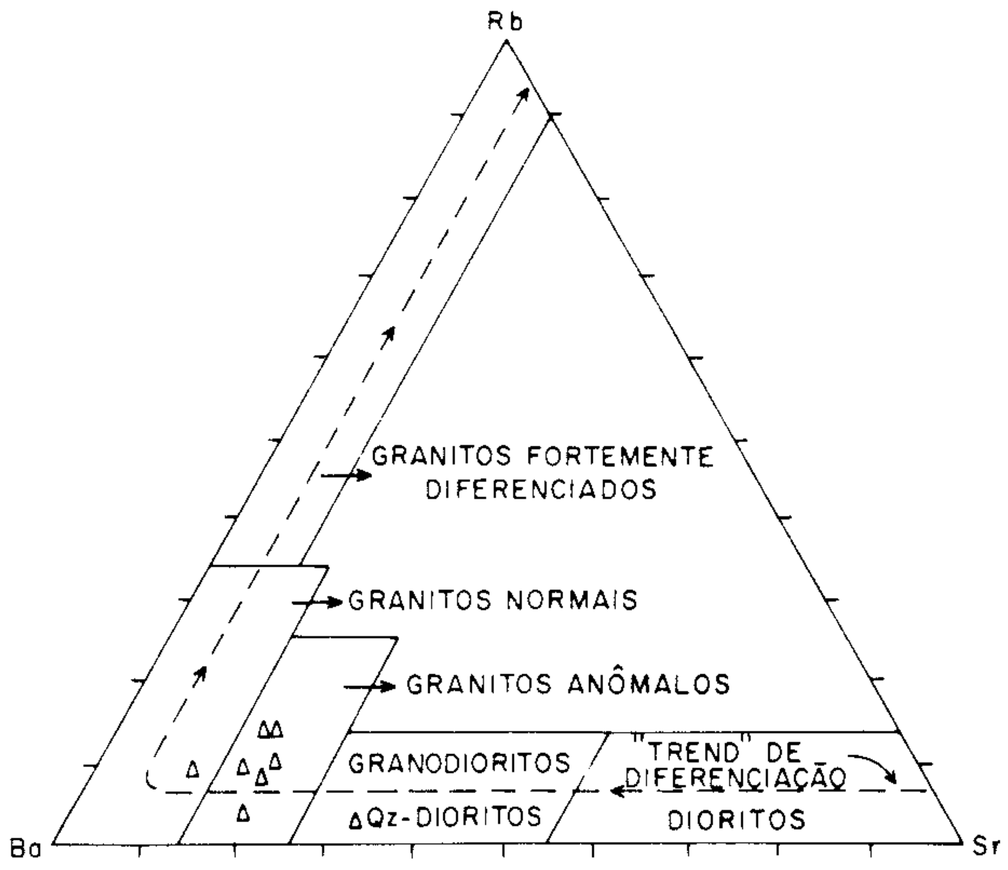


Figura II.8.6 – Diagrama de especialização metalogenética aplicado a rochas dos diques graníticos, segundo El Bouseily & El Sokkary (1975).

Além da allanita, há uma ocorrência bastante restrita de molibdenita em veios de quartzo nesses granitos, na localidade de Santo Antônio, aparentemente corroborando as assertivas quanto às características transicionais/alcalinas dos últimos.

A prospecção geoquímica não detectou anomalias comprovadamente relacionadas a esses diques, talvez por serem muito estreitos e descontínuos, fatores estes que determinaram também a ausência de contrastes magnéticos no mapa geofísico.

Devido ao seu tamanho pouco expressivo, não foram delimitadas, também, áreas metalogenética-previsionais nesses corpos, apesar de haver exploração rudimentar desses diques para uso como material de construção, como em Domingos Martins e Ribeirão Capixaba.

8.3.3 Aluviões – Qa

Nos depósitos de materiais fluviais inconsolidados são lavradas, atualmente, pedras coradas tais como água-marinha e berilos. Essa lavra se dá principalmente no quadrante noroeste da folha, principalmente nas imediações do Maciço Garrafão.

No local denominado Rio Ponte e na região a sul de Alto Possmouser a água-marinha é lavrada no leito dos córregos, no nível mais cascalhento. Nesse nível, o ouro é obtido através de bateia, como subproduto.

No leito do rio Jucu Braço Norte o ouro é retirado através de dragagem eventual.

A prospecção geoquímica detectou quatro zonas anômalas em ouro, que, entretanto, não foi encontrado no ambiente primário devido provavelmente à escala de amostragem. Esse ouro pode, inclusive, ter sido remobilizado da seqüência vulcano-sedimentar através do fluxo térmico emanado das intrusões graníticas.

PARTE III
CONCLUSÕES

Capítulo1
Conclusões

por
Wilson Luis Féboli

As informações obtidas nos trabalhos de campo, associadas aos dados analíticos e representadas em mapas e diagramas diversos, permitiram chegar às seguintes conclusões:

1.1 Geologia

Foram caracterizados no Complexo Paraíba do Sul dois domínios: marinho profundo (distal), a leste, e marinho plataformal (proximal), a oeste. O primeiro é caracterizado pelos gnaisses aluminosos grosseiros com níveis finos, bastante cordieríticos, originados a partir de grauvacas finas e folhelhos, enquanto o segundo, constituído pelos sillimanita-biotita gnaisses, foi gerado a partir de sedimentos plataformais e vulcanismo básico a intermediário, com abundante contribuição continental (os quartzitos devem ter origem fluvial). A porção norte da folha, entre Santa Maria de Jetibá, Melgaço e Rio da Penha, parece ter sido uma região intermediária entre as outras duas, pois é onde ocorrem os bancos de rochas calcissilicáticas, e a cordierita e outros minerais aluminosos são mais raros.

Essas rochas estão deformadas por, pelo menos, três fases superpostas, sendo a primeira representada por dobras isoclinais quase sempre rompidas, com eixos orientados aproximadamente N-S, generalizada foliação/bandamento de baixo ângulo e *boudinage* de níveis mais competentes. A segunda fase é representada por dobras de perfis variados, com planos axiais verticalizados e eixos segundo NNE com fracos caimentos. O cisalhamento de alto ângulo está relacionado a essa fase. A terceira é caracterizada por um dobramento muito aberto, configurando suaves ondulações, com eixos orientados aproximadamente E-W.

O metamorfismo que afetou essa área é da fácies anfibolito alto a granulito.

Faltam determinações geocronológicas mais precisas (U-Pb, Sm-Nd) para um correto posicionamento desse complexo no tempo geológico. Admite-se que sua formação tenha se dado no Proterozóico (as datações existentes indicam idades Brasilianas). Supõe-se, assim, que o Complexo Paraíba do Sul tenha se originado através do retrabalhamento de material crustal mais antigo.

O plutonismo que ocorre nessa região iniciou-se com os granitóides tipo Jequitibá. Sua natureza é calcialcalina e a derivação é mantélica, com razoável contribuição crustal. A colocação foi sin a tardi-tangencial e sua idade, determinada pelo método Rb-Sr em rocha total no afloramento WL-459, é de 732m.a.

O Ortognaisse tipo Colatina (granatífero) que ocorre tanto na porção leste da folha quanto ao norte, também está relacionado a essa fase deformacional, só que sua natureza é peraluminosa, tendo sido gerado através da anatexia dos gnaisses aluminosos.

O plutonismo tardi a pós-tectônico (em relação à fase transcorrente) é representado pelos granitos calcialcalinos de origem mantélica que ocorrem na porção oeste da folha.

Nessa mesma região são observados abundantes diques graníticos, em grande parte portadores de allanita, referidos como pós-tectônicos em relação à fase D2. São constituídos de rocha granítica, localmente quartzodiorítica.

Todos esses granitóides foram caracterizados sob o ponto de vista petrográfico, químico, estrutural e metalogenético

1.2 Geoquímica

O levantamento geoquímico regional permitiu delinear cinco faixas geoquimicamente anômalas, as quais necessitam ser retrabalhadas visando o estabelecimento de seu real potencial metalogenético.

A representatividade dos dados geoquímicos correspondentes às amostras de sedimentos de corrente é considerada satisfatória com base nos estudos sobre controle de qualidade.

Os teores médios dos elementos Cu, Pb, Zn, Ni, Cr e Co apresentados pelas rochas de todas as unidades são compatíveis com litologias de mesma natureza normalmente conhecidas.

O ouro ocorre em teores relativamente baixos e sem maior expressão prospectiva e metalogenética, destacando-se as Faixas II e III (ver figura II.4.1).

O níquel, cromo e cobre evidenciam suas principais concentrações (faixas I, III, IV) relacionadas predominantemente à unidade de Sillimanita-Biotita Gnaisses.

Em relação ao ambiente primário, o chumbo ocorre em teores bastante superiores nas frações pesadas e similares nos sedimentos de corrente. Suas principais concentrações estão relacionadas aos Gnaisses Aluminosos.

O fósforo relaciona-se aos pegmatitos presentes na região, porém deve-se sempre ter em conta os problemas relacionados a processos de contaminação.

1.3 Geofísica

A análise interpretativa do mapa aeromagnetométrico permitiu identificar os traços estruturais predominantes na área do Projeto, os corpos intrusivos com diferenciação magmática e as zonas de cisalhamentos onde a geofísica mostra claramente a relação dos corpos intrusivos com esses movimentos transcorrentes de direção geral NE-SW. Os dados magnetométricos também sugerem que as intrusões, com diferenciação magmática, ocorreram em dois períodos distintos, um tardi-transcorrente, onde as anomalias apresentam formas elípticas orientadas segundo a direção de cisalhamento, e outro pós-transcorrente, representado pelas anomalias circulares produzidas por dois corpos no quadrante NE da folha.

Os corpos intrusivos ácidos, sem diferenciação magmática, não foram identificados pela magnetometria.

A interpretação quantitativa apresentada em função da elevada altura de vôo do levantamento magnético ressaltou fontes excepcionais pela sua alta susceptibilidade magnética, bem como estruturas regionais profundas e de grandes dimensões que, sobrevoadas em blocos a diferentes altitudes, dificulta a determinação quantitativa dos seus parâmetros geométricos. Deste modo, os lineamentos e as unidades magnéticas acima descritas, pelos motivos já expostos, não guardam uma relação de correspondência mais estreita com as estruturas geológicas mapeadas, com exceção de algumas áreas restritas relativas às unidades de alta atividade magnética.

A ausência de levantamentos aerogamaespectrométricos limitou consideravelmente a contribuição que a geofísica poderia fornecer ao levantamento geológico em questão, como detecção de litologias, processos metamórficos, alteração supergênica, contatos, entre outras estruturas, nem sempre acessíveis aos demais métodos de investigação

Capítulo 2
Recomendações

por
Wilson Luis Féboli

2.1. Recomendações às Universidades

A área levantada oferece extenso campo de trabalho para pesquisadores e pós-graduados, devido aos vários problemas ligados à petrogênese, geocronologia e geotectônica. Assim, sugere-se a seguir alguns temas que poderiam despertar o interesse para estudos mais pormenorizados:

a) Estudo petrogenético dos maciços graníticos, com análise de isótopos, terras-raras e elementos maiores a nível de detalhe, com especial atenção aos pegmatitos portadores de águas-marinhas.

b) Datações geocronológicas pelos métodos U/Pb e Sm/Nd nos granitóides, paragnaisses e principalmente nos gnaisses enderbíticos para esclarecer definitivamente seu posicionamento na coluna.

c) Estudo geoquímico detalhado da região de Rio Ponte e cabeceiras do rio Jucu Braço Norte (bordas do Maciço Aracê), para determinação precisa da área fonte do ouro ali verificado.

d) Estudo minucioso do Lineamento Batatal, que, associado ao estudo da granitogênese generalizada que ocorre na região, e integrado aos dados obtidos no presente levantamento, poderia conduzir à elucidação do ambiente geotectônico e suas potencialidades metalogenéticas.

e) Estudo petroquímico detalhado dos ortognaisses tonalíticos, objetivando estabelecer um possível zoneamento, visto que ocorrem duas populações distintas, sendo uma com características mantélicas (metaluminosa) e outra com características crustais (peraluminosa).

2.2 Recomendações ao Setor Mineral Privado

Os trabalhos de mapeamento aliados ao cadastramento mineral geraram abundantes informações a respeito das rochas graníticas e enderbíticas, utilizáveis como materiais de construção e como pedra ornamental.

A pesquisa dessas rochas é de custo extremamente baixo, a lavra de fácil implantação e o retorno quase que imediato.

As rochas quartzíticas, abundantes na região, podem ter um emprego mais nobre do que encascalhar estradas, como na indústria vidraceira. Essas rochas são bastante limpas e já estão desagregadas em sua maior parte.

A proximidade do porto de Vitória, aliada à excelente rede de estradas de rodagem reduz ainda mais os custos.

2.3. Recomendações ao DNPM

Continuar a promover o mapeamento em escala 1:100.000 no Estado do Espírito Santo, e dar início ao mapeamento de áreas com interesse mais imediato, em escalas de maior detalhe.

Retrabalhar as faixas geoquimicamente anômalas visando à verificação do seu potencial prospectivo e metalogenético.

Nos próximos trabalhos envolvendo prospecção geoquímica, adotar rotineiramente as análises mineralométricas em amostras de concentrados de minerais pesados, visando principalmente minerais econômicos, a exemplo de pedras coradas, ouro, sulfetos, etc, e estudo detalhado das anomalias encontradas.

Recomenda-se para a folha um novo levantamento aéreo, simultaneamente magnético e gamaespectrométrico. Neste caso, a altura de vôo não pode exceder 150 metros, devido ao alcance dos raios gama. Esta altura também é adequada à magnetometria. Direção das linhas de vôo – N45°W ou norte-sul com espaçamento de 1km. As vantagens deste novo levantamento consistem na obtenção simultânea de cinco informações distintas (intensidade de campo magnético total, canais de urânio, tório, potássio e contagem total), tornando possível o processamento posterior desses dados que, por sua vez, forneceriam dezenas de outras medidas deduzidas dessas cinco informações obtidas a partir desse novo levantamento. O produto final do novo levantamento, bem como suas vantagens são as seguintes:

a) um conjunto de mapas de contorno de diferentes grandezas – susceptibilidade magnética, gradiente vertical, continuação para baixo ou para cima, redução ao pólo ou ao equador e outros; obtenção do espectro de potência, que fornece a profundidade média das fontes magnéticas;

b) outro conjunto de mapas de contorno dos radioelementos e de suas relações;
c) perfis empilhados magnetométricos e gamaespectrométricos;
d) modelamento magnético automático de grande número de anomalias;
e) processamento dos dados radiométricos para obtenção de mapas coloridos pelo ploter Applicon, que fornece simultaneamente, através da combinação das cores primárias, em um único mapa, a proporção dos radioclementos na área do novo levantamento.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

AGUE, J.J. & BRIMHALL, G.H. Granites of the batholiths of California: Products of local assimilation and regional-scale contamination. *Geology, 15*: 63-6, jan. 1987.

ALMEIDA, F. F. M. de. "O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco". *In*: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. *Anais...*, Salvador, Soc. Bras. dc Geol./Coord. Prod. Min., 1981. p.1-10.

ALMEIDA, F. F. M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. The Precambrian Evolution of the South America Cratonic Margin South of Amazon River. *In*: NAIRN, A. E. M & STELLI, F. G. (ed). *The ocean basins and margins*. New York, Plenum,1973 v.1, p.411-46.

ALMEIDA, F. F. M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B. B.; FUCK, R. A. Províncias estruturais brasileiras. *In*: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, 1977. *Atas...* Campina Grande, Soc. Bras. Geol., 1977. p.363-91.

ALMEIDA, F. F. M. de & HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo. Edgard Blucher, 1984. 378p.

ARTH, J. G. Some trace elements in trondhjemites - their implications to magma genesis and paleotectonic setting. *In*: BARKER, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1979. p. 123-32.

BARKER, F. Trondhjemites: definition, environment and hypothesis of origin. *In*: BARKER, F. (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1979. p. 1-12.

BARKER, F. & ARTH, J. G. Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemite-basalt suites. *Geology, 4* (10): 596-600, 1976.

BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, Amsterdam, *48*: 43-55, 1985.

BESWICK, A. E. & SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in an Archean Greenstone Belt. *Precambriam Research 6* (2): 235-48, mar. 1978.

BLATT, H.; MIDDLETON, G. V.; MURRAY, R. *Origin of sedimentary rocks*. 2ª ed. New Jersey, Prentice-Hall, 1980, 782p.

BOSUM, W.; HAGEN, D.; MOLLAT, H. *Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico Guandu-Castelo, Minas Gerais-Espírito Santo*. s.n.t, 1974. 52p. mapas. Tradução de Maria C. C. Jinno. (Relatório inédito DNPM/CGBA).

BOWMAN, A. N. *Mine data sheets and metellogenic study*; Forbes 1:250.000 metallogenic Map. S.1 Geological Survey of New South Wales, 1977. 1 mapa anexo.

BOWMAN, A. N. & STEVENS, B. P. O. The philosophy, design and applications of the New South Wales Geological Survey's Metallogenic Mapping Programs. *Journal of the Geological Survey of Australia, 25* (3): 121-40, jun. 1978, il.

BRAJNIKOV, B. Sur la présence, au Brésil, de roches du type charnockite. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Sciences de l'Academie des Sciences*, Paris, *237*: 1258-60, 1953.

BROOKS, C.; JAMES, D.E; HART, S.R. Ancient lithosphera: its role in young continental volcanism. *Science, 193*: 1086-94, 1976.

BRUNO, E. M. *Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais;* Folha SE. 24-Y-C - Colatina, escala 1:250.000. Belo Horizonte, s.ed, 1985. 77p. (Relatório inédito-DNPM/CPRM).

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES – BRGM. Service Geologique Nationel. *Carte Metallogenique des Massifs des Vosges et de la Foret Noire*, 1975. Escale 1:400.000.

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINERES – BRGM & ORGANIZATION DES NATIONS UNIES POUR L'EDUCATION, LA SCIENCE ET LA CULTURE – UNESCO. *Carte Metallogenique de L'Europe*, 1968-1970. escala 1:2.500.000. s.n.t.

BUSTAMANTE JUNHO, M. C.; WEBER-DIEFENBACH, K.; WIEDEMANN, C. M.; PENHA, H. M. Major and minor elements geochemistry of the Pedra Branca, Frades and Nova Friburgo granitic complexes, Ribeira Mobile Belt, Rio de Janeiro, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *17*(4): 507-11, dez. 1987. (Proceedings of the ISGAM).

CHAOQUN, Y. On specialization of granitoids of different genetic types of South China. *In*: *THE CRUST – the significance of granites-gneisses in the lithosphere.* Athens, Theophrastus Publ., 1985. p. 365-87.

CHAPPEL, B. W. & WHITE, A. J. R. Two contrasting granite types. *Pacific Geol.*, *8*: 173-4, 1974

CONDIE, K.C. Archean Magmatism and Crustal Thickening; *Geological Society of America Bulletin, 84:* 2981-92. set. 1973.

CONDIE, K. C. & DE MALAS, J. P. The Pinal Schist: An Early Proterozoic quartz wacke association in southeastern Arizona. *Precamb Research*, *27*: 237-356, 1985.

CONDIE, K. C. & HUNTER, D. R. Trace element geochemistry of Archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, *29*: 389-400, 1976.

CORDANI, U. G. *Evolução geológica Pré-Cambriana da faixa costeira do Brasil, entre Salvador e Vitória*. São Paulo, s.ed., 1973. 98p. il. (Tese Livre Docência – Instituto de Geociências, USP).

CORDANI, U. G. & BRITO NEVES, B. B. The geologic evolution of South America during the Archean and early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *12* (1/3): 78-88. mar/set. 1982 (Anais do ISAP).

CORDANI, U. G. & TEIXEIRA, W. Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. *In*: FONSECA, M. J. G. *et al., Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo.* Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM, 1979. p.175-207.

CORDANI, U. G.; DELHAL, J.; LEDENT, O.Orogeneses superposées dans le Precambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Rev. Bras. Geoc*. São Paulo, *3*(1): 1-22, 1973.

DEBON, F. & Le FORT, P. A chemical mineralogical classification of common plutonic rocks and associations. *Transactions of The Royal Society of Edinburgh: Earth Sciences*, *73*(1): 135-49, 1983.

DELGADO, I. de M. *Diretrizes para representação litológica em mapas "Metalogenético-Previsionais" na escala 1:100.000. Versão 001.* 1987. s.n.t. 50p. (Convênio DNPM/CPRM, Rel. Interno).

DUPUY, C. & DOSTAL, J. Trace element geochemistry of some continental tholeiites. *Earth and Planetary Science Letters*, Amsterdam, *67*: 61-9. 1984.

EL BOUSEILY, A. M. & EL SOKKARY, A. A. The relation between Rb, Ba and Sr in granitic rocks. *Chemical Geology*, Amsterdam, *16*: 207-19, 1975.

EMMERMANN, R.; DAIEVA, L.; SCHNEIDER, J. Petrologic significance of rare earths distribution in granites. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *52*: 267-83, 1975.

ESPANHA. Ministerio de Industria. Plan Nacional de la Mineria; Programa Nacional de Investigación Minera; mapa metalogenético. 5.1., 1972. 157p. il.

EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J.; O'NIONS, R. K. Rare-earth abundances in chondritic meteorites. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *42*: 1199-212. 1978.

FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. A.; TOSATO. Texto Explicativo da *Carta Geológica do Brasil ao milionésimo; Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)*. Brasília, DNPM, 1979. 240p.

FONTES, C. Q. NETTO, C.; COSTA, M. R. A.; BALTAZAR, O. F.; SILVA, S. L.; VIEIRA, V. S. *Projeto Jequitinhonha;* relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1978. 12 V. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2787).

FONTES, C. Q. NETTO, C.; COSTA, M. R. A.; BALTAZAR; O. F.; SILVA, S. L. *Projeto Mimoso do Sul;* relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1981. 4V.

FRIEND, C. R. L. The link between charnockite formation and granite production: evidence from Kabbaldurga, Karnataka, southern India. *In*: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (eds.), *Migmatites, Melting and Metamorphism.* Nantwich, Shiva Publications, 1983. p.264-76.

GARCIA, M.O. Criteria for identification of ancient volcanic arcs. *Earth sci. Rev., 14*: 147-65. 1978

GARRELS, R. M. & MACKENZIE, F. T. *Evolution of sedimentary rocks*. New York, W. W. Norton, 1971. 397p.

GIBB, R. A. & THOMAZ, M. T. Geophisics of proposed proterozoic suturesin Canada. *Precambrian Research, 19*:349-84, 1983.

GILLIGAN, L. B. *Mine data sheets to accompany metallogenic map Camberra 1:250.000 sheet*. s.1. Geological Survey of New South Wales, 1975, 297p. 1 mapa.

GLIKSON, A. Y. & JAHN, B. M. REE and LIL elements, eastern Kaapvaal Shield, South Africa: Evidence of crustal evolution by 3-stage melting. *In*: AYRES, L. D.; THURSTON, P. C.; CARD, K. D.; WEBER, W. – *Evolution of Archean Supracrustal Sequences*. Geological Association of Canada, *28*: 303-24. 1985. (Special Paper).

GROSSI SAD, J. H. & DUTRA, C. V. Chemical composition of supracrustal rocks from Paraíba do Sul Group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochimica Brasiliensis*, *2*(2): 143-65, 1988.

GUILD, P. W. *Preliminary metallogenic map of North America: a numerical listing of deposits*. s.1. Geological Survey, 1981. 12p. (Geological Survey Circular, 858-A).

GUIMARÃES, D. Os charnockitos do Espírito Santo. *Boletim do Instituto de Tecnologia Industrial*, Belo Horizonte (23): 3-30, 1956.

GUIMARÃES, D. A Origem dos charnockitos. *Boletim da Sociedade Brasileira de Geologia*, São Paulo, *10*(2): 5-38, nov. 1961.

HAGEN, D.; MOLLAT, H.; ULRICH, H. J. Relatório de reconhecimento geológico-geoquímico e geofísico Cachoeiro-Mucurici, Espírito Santo. s. n. t., 1975. 66p. mapas. Tradução de Maria C. C. Jinno. (Relatório inédito DNPM/CGBA).

HARALYI, N. L. E. Mapa Bouguer provisório do Brasil, escala 1:2.500.000. 1985 (inédito).

HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. "Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. *Anais...*, Salvador, Soc. Bras. Geol., 1982a, V.1, p.374-85.

HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. The Gravimetric Information and the Archean – Proterozoic Structural Framework of Eastern Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *12*(1/3): 160-6, mar/set. 1982. (Anais do ISAP).

HASKIN, L. A. & PASTER, T. P. Geochemistry and Mineralogy of the Rare Earths. *In*: GSCHNEIDNER Jr, K. A. & ERYING, L. *(eds.) Handbook on the Physics and Chemistry of Rare Earths*. North Holland, 1979. Cap.21, 80p.

HASUI, Y. The Mantiqueira Province; Archean structure and Proterozoic evolution. *Rev. Bras.Geoc.*, São Paulo, *12* (1/3): 167-71. mar/set. 1982 (Anais do ISAP).

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira. Setor Central. *In*: Almeida F.F.M. & HASUI, Y. (Coord.) O Pré-Cambriano do Brasil. São Paulo, Edgard Blucher Ltda, 1984, p.308-44.

HENDERSON, P. General Geochemical Properties and abundances of the rare earth elements. *In*: HENDERSON, P. (ed.) *Rare Earth Element Geochemistry*. Amsterdam, Elsevier, 1984, p. 1-32. (Developments in Geochemistry, 2).

IDEN, K. Geochemistry of Precambriam basal gneisses in Lofoten Vesteralen, northern Norway. Amsterdam, *Elsevier, 14*: 135-66. 1981.

JAHN, B. M. & ZHANG, Z. Q. Radiometric Ages (Rb-Sr, Sm-Nd, U-Pb) and REE geochemistry of Archean granulite gneisses from eastern Hebei Province, China. *In*: KROENER, A.; HANSON, G. N.; GOODWIN, A. M. *Archean geology; the origin and evolution of the archean continental crust*. Berlin, Springer Verlag, 1984, p. 204-34.

KING, L. *A Geomorfologia do Brasil Oriental*. Rio de Janeiro, IBGE, 1977. 265p. il. [Separata da Revista Brasileira de Geografia, Rio de Janeiro, *18* (2), abr/jun. 1956].

KRUMBEIN, W. C. & SLACK, H. A. Statistical analysis of low level radioactivity of Pennsylvania black fissile shale in Ilinois. *Bulletin of the Geological Survey of America, 67* (6): 739-962, jun. 1956.

KUNO, H. Differentiation of basaltic magmas. *In*: HESS, H. H. & POLDERVAART, A. (ed.) BASALTS – *The Poldervaart treatise on rocks of basaltic composition*. New York, Interscience, *2*: 623-88, 1968.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, Amsterdam, *14*: 169-86, 1982.

LAMEYRE, J.; BLACK, R.; BONIN, B.; BOWDEN, P.; GIRET, A. The granitic terms of converging plutonic type series and associated mineralizations. *In*: KEQIN, X. & GUANGCHI, T. (eds.). *Geology of granites and their metallogenetic relations*. Beijing, Science Press, oct. 1984. p. 1-32. (Proceedings of the International Symposium Held at Nanjing University, Nanjing, China. October 26- 30, 1982).

LA ROCHE, H. de. Comportement géochimique différentiel de Na, K et Al dans les formations volcaniques et sédimentaries: un guide pour l'étude des formations métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris, 267* (D): 39-42. Jui. 1968.

LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRANDCLAUDE, P.; MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1-R2 diagram and major-element analyses – its relationships with current nomenclature. *Chemical Geology*, Amsterdam, *29*(3/4): 183-210. june, 1980.

LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R. W.; STRECKEISEN, A.; ZANETTIN, B. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology, 27* (3): 745-50, 1986.

LEONARDOS Jr, O. H. & FYFE, W. S. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region. *Contributions to Mineralogy and Petrology, 45*: 201-14, 1974.

LEPELTIER, C. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Economic Geology, 64*: 538-50, 1969.

LIANDRAT, E. & LEAL, J. *Mapa geológico da Folha Vitória*. s.n.t. 1967. 7p.il. (Relatório inédito do DNPM, 473).

LIMA, M. I. C.; SILVA, J. M. R.; SIGA JR., O. *In*: PROJETO RADAMBRASIL. Folha SD.24. Salvador; Geologia. Rio de Janeiro, 1981, 624p. (Levantamento de Recursos Naturais, 24) p. 25-192.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M. W.; GONZALES, S. R.; SCHENINI, C. A.; SANTOS NETO, A.; PALMEIRA, R. C. B.; PIRES, J. L.; TEIXEIRA, W.; CASTRO, H. E. F. Geologia. *In*: BRASIL - Ministério das Minas e Energia. *PROJETO RADAMBRASIL, Folhas SF.23/24, Rio de Janeiro/Vitória*; geologia, geomorfologia, pedalogia, vegetação, uso potencial da terra. Rio de Janeiro, MME, 1983. p.27-304 (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

MARTIN, H. Archean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *17*(4): 360-5. dez. 1987. (Proceedings of the ISGAM).

MASCARENHAS, J. F. "A geologia do centro-leste do Estado da Bahia". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO

DE GEOLOGIA, 27, Aracaju, 1973. *Anais*..., Aracaju, Soc. Bras. Geol., 1973, 1:35-66.

MATSON, C. R. Part 1: *Mine data sheets to accompany metallogenic map. Dubbo 1:250.00 sheet*. Part 2: a metallogenic study of Dubbo 1:250.000 sheet. s.1. Geological Survey of New South Wales, 1975. 3 mapas anexos.

McLENNAN, S. M. On the geochemical evolution of sedimentary rocks. *Chemical Geology*, Amsterdam, *37*: 335-50, 1982.

McLENNAN, S. M. & TAYLOR, S. R. Geochemistry of Archean metasedimentary rocks from West Greenland. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *48*: 1-13. 1984.

MEHNERT, K. R. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1968. 393p. (2a. ed., 1971. 405p.)

MIYASHIRO, A. Classification, characteristics and origin of ophiolites. *Journal of Geology, 83*: 249-81. 1975

NANCE, W.B. & TAYLOR, S.R. Rare earth patterns and crustal evolution, I. Australian post-Archean sedimentary rocks. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *40*: 1539 - 51. 1976.

NEWTON, R.C. & HANSEN, E.C. The origin of Proterozoic and Archean Charnockites – evidence from field relations and experimental petrology. *Geological Society of America*. 1983.p.167-78 (Memoir 161).

O'CONNOR, J.T. A classification for quartz-rich igneous rocks based on feldspar ratios. *US Geological Survey Profissional Paper* (Geological Survey Research), *525B*: 79-84, 1965.

OLADE, M. A. Geochemical characteristics of tin-bearing and tin-barren granites, Northern Nigéria. *Economic Geology*, *75*: 71-82.1980.

ORLOVA, A. V. & SHATALOV, C. T. Principes Methodiques de l'etáblissement des Cartes Metallogeniques et des Cartes de Prevision des Regions Miniéres. trad. M. Markovic. Paris, BRGM, 1960. 24p.

PADILHA, A. V. *et al*. Colisão no Sudeste de Minas Gerais, Cinturão de Empurrão da Mantiqueira. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36, Natal, 1990. Boletim de Resumos, p. 340. 1990.

PEARCE, J. A.; GORMAN, B. E.; BIRKETT, T. C. The TiO_2 - K_2O - P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non oceanic basalts. *Earth and Planetary Sciences Letters*, Amsterdam, *24*: 419-26, 1975.

PEARCE, J. A.; HARRIS, N.B.W; TINDLE, A. G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journal of Petrology*, *25*(4): 956-983, 1984.

PENALVA, F. & HENNIES, W.,T. A coloração seletiva de minerais como técnica auxiliar no estudo de rochas. *Ciência Cultura*, São Paulo, *23* (5): 577-84, 1971.

PETRO, W. L.; VOGUEL, T. A.; WILBAND, J. T. Major element chemistry of plutonic rock suites from compressional and extensional plate boundaries. *Chemical Geology*, Amsterdam, *26*:217-35. 1979.

PIPER, D. Z. Rare earth elements in the sedimentary cycle: a summary. *Chemical Geology*, Amsterdam, *14*: 285-304. 1974.

PITCHER, W. S. Comments on the geological environments of granites. *In*: ATHERTON, M. P. & TARNEY, J. (eds). *Origin of Granite Batholiths-Geochemical Evidence*. Orpington, Shiva, 1979. p. 1-8.

PLANT. J. A.; O BRIAN, C.; TARNEY, J.; HURDLEY, J. Geochemical criteria for the recognition of high heat production granites. *In*: *HIGH HEAT PRODUCTION GRANITES, HYDROTHERMAL CIRCULATION AND ORE GENESIS*. London, The Institution of Mining and Metallurgy, 1985. p.263-85.

RAJU, R. D. & RAO, J. S. R. K. The petrochemistry of some Indian granitic rocks. *Geol. Society South Africa*, *3*: 434-41, 1973. (Spec. Publ.).

RAMSAY, C. R. Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian Shield and their precursors. *Journal of African Earth Sciences*, *4*: 153-68, 1986.

RAMSAY, J. G. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *Journal of Geology*, *70*(4): 466-81, jul.1962.

RAPELA, C.W. & CAMINOS, R. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the Eastern sector of the North Patagonian Massif. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *17*(4): 535-43, dez. 1987. (Proceedings of the ISGAM).

ROESLER, H. J. & LANGE, H. *Geochemical Tables*. Amsterdam, Elsevier, 1972. 468p.

RONOV, A. B.; BALASHOV, Y. A.; MIGDISOV, A. A. Geochemistry of the rare earths in the sedimentary cycle. *Geochemistry International*, *4*(1): 1-17, 1967.

ROSIER, G. F. Pesquisas geológicas na parte oriental do Estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do Estado de Minas Gerais. *B. DNPM/DGM*, Rio de Janeiro, (222): 1-40, 1965.

ROUTHIER, P. *Les Gisements metallifères*. Paris, Masson, 1963. Tomos 1 e 2.

ROZANOV, K. I. & SMIRNOVA, N. V. Differenciation of rare earth in Precambrian granitoids of southeastern parts of the Ukranian and the Baltic Shields. *Doklady Earth Science Sections*, *224*: 179-82, sept./oct. 1975.

RUDNICK, R. L. & TAYLOR, S. R. Geochemical constraints on origin of Archean tonalitic, trondhjemitic rocks. *In*: DAWSON, J.B.; CARSWELL, J.B.; HALL, J.; WEDEPOHL, K.H. *The nature of the lower continental crust*. s.n.t, 1986. p.179-91. (Geological Society Special Publication, 24).

SA, J.H.S. – Mapa Metalogenético do Estado da Bahia, escala 1:1.000.000. Salvador, Secretaria das Minas e Energia, Coordenação da Produção Mineral, 1982. 1 mapa.

SCHOBBENHAUS, C. (coord.) *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, 1984. 501 p., il.

SHAW, D. M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario. *Canad. J. Earth Sci.*, *9*(1): 18-35. 1972.

SHEN JILI & LIU JIAYUAN. REE Geochemical characteristics of the two types of granitoid in Jiangxi Province and their metallogenic implication. *In*: *THE CRUST – The significance of granites-gneisses in the lithosphere.* Athens, Theophrastus, 1985. p.345-64.

SHERATON, J. W. & BLACK, L. P. Chemical evolution of granitic rocks in the east Antartic shield, with particular reference to post-orogenic granites. *Lithos*, *21*: 37-52, 1988.

SIGHINOLFI, G.; GORGONI, C.; SILVA FILHO, M. A.; OLIVEIRA, M. A. T. Petrochemistry of an Upper Precambrian Metasedimentary Belt in southern Bahia – The significance of cordierite. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *9*(4): 267-72. dez. 1979.

SILVA, J. M. R.; LIMA, M. I. C.; VERONESE, V. F.; RIBEIRO JR, R. N.; ROCHA, R. M.; SIGA JR, O. Geologia. *In*: *PROJETO RADAMBRASIL*; *Folha SE.24 – Rio Doce*. Rio de Janeiro, 1987. 544 p. (Levantamento de Recursos Naturais, 34).

SILVA, J. N. & FERRARI, P. G. *Projeto Espírito Santo;* relatório final. Belo Horizonte, s. ed. 1976. (Relatório inédito DNPM/CPRM).

SILVA,L. C. Projeto Cachoeiro de Itapemirim. Caracterização petrográfica e microestrutural. Belo Horizonte, CPRM, 1989. 31p. (Rel. interno).

SIQUEIRA, L. P. de. "A legenda das cartas metalogenéticas regionais do Brasil". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro. *Anais*..., Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., 1984. V.2, p.458-3.

SIQUEIRA, L. P. & DALTON DE SOUZA, J. *Legenda parcial para uso nas cartas metalogenéticas 1:250.000*; dados e metalogênese. Salvador, CPRM, 1982. 13p. (Rel. Interno).

SOELLNER, F.; LAMMERER, B.; WEBER - DIEFENBACH, K.; HANSEN, B. T. The Brasiliano orogenesis; age determinations (Rb-Sr and U-Pb) in the coastal mountain region of Espírito Santo, Brazil. *Zbl. Geol. Palaeont*. Teil I, Stuttgart, (7/8): 729-41, set. 1987.

STANTON, R. L. *Ore Petrology*. New York, McGraw-Hill, 1972. 713p. il.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. *Earth Science Reviews*, *12* (1): 1-33, 1976.

STRECKEISEN, A. How should charnockitic rocks be named? *(Centenaire de la Société Géologique de Belgique*). Géologie des Domaines Cristallins, Liége, 1974. p.349-60.

SUSZCZYNSKI, E. F. *Mapa metalogenético do Brasil*; notícia explicativa da legenda. Brasília, DNPM, 1973, 17p.

TAKAHASHI, M. ARAMAKI, S.; ISHIHARA, S. Magnetite series/ Ilmenite series vs. I-type/S-type granitoids. *Mining Geology*. (8): 13-28, 1980. *(Special Issue)*

TARNEY, J.; WEAVER, B.; DRURY, S. A. Geochemistry of Archean trondhjemitic and tonalitic gneisses from Scotland and Greenland. *In*: BARKER, F. (ed.) *Trondhjemites, Dacites and related rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1979. p.275-99. (developments in Petrology, 6).

TAUSON, L. V. & KOSLOV, Y. D. Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore-bearing potential of granites. *In*: International Exploration Symposium, London, Inst. Min. Metall., 1972. *Anais*..., p.37-44.

TAYLOR, R. P. & FRYER, B. J. Rare earth element lithogeochemistry of granitoid mineral deposits. *Am. Bulletin*, *76* (860): 74-84, 1983.

THORNTON, C. P. & TUTTLE, O. F. Chemistry of igneous rocks. I – Differentiation Index. *American Journal of Science*, *258*: 664-84. nov. 1960.

TISCHENDORF,G. Geochemical and petrographic characteristics of silicic magmatic rocks associated with rare - element mineralization. *In*: STEMPROK, M.; BURNOL, L.; TISCHENDORF, G. (ed.) *International Geological Correlation Programme*. Prague, Geological Survey, 1977. p.41-96. (Metallization Associated with Acid Magmatism, vol. 2).

TOURET, J. Les facies granulite en Norvege meridionale: 2. Les inclusions fluides. *Lithos, 4*: 423-36. 1971.

TUREKIAN, K. K. & WEDEPOHL, K. H. Distribution of the elements in some major units of the earth's crust. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, *72*, 175-92. 1961.

TURNER, F. J. *Metamorphic petrology*: mineralogical and field aspects. New York, McGraw Hill 1968. 403p. (International Series in the Earth and Planetary Sciences).

WACRENIER, P. R. & ROUVEYROL, P. T. Thémes de recherche liés à la prospection des Gisements; 1er partie. Chronique de la Recherche Miniére, *BRGM*, (473): 3-10, mai-juine, 1977.

WEAVER, B. L. & TARNEY, J. Lewisian gneiss geochemistry and archean crustal development models. *Earth and Planetary Science Letters*. Amsterdam, *55* (1): 171-80. set. 1981.

WEAVER, B.L. & TARNEY, J. Elemental depletion in Archaean Granulite - facies rocks. *In: ATHERTON, M. P. & GRIBBLE, C. D. (eds.) Migmatites, Melting and Metamorphism. Nantwich, Shiva Publications*, 1983. p.250-263

WEBER, K. Metamorphism and crustal rheology implications for the structural development of the continental crust during prograde metamorphism. *In*: DAWSON, J. B., CARSWELL, J. B.; HALL, J.; WEDEPOHL, K. H. *The Nature of the Lower Continental Crust*. s.n.t, 1986. p.95-106. (Geological Society Special Publication nº 24).

WEISBROD, A. Caracteres géochimiques et origine des "schistes amygdalaires" des Cévennes (Massif Central Français). *C. R. Acad. Sci. Paris*, *268*: 3018-20. 1969.WENRONG, H. & HONGNIAN, Z. Characteristics of petrochemistry of the different genetic types of granites in the Fujian, China. *In: THE CRUST – The significance of granites gneisses in the litosphere*. Athens, Theophrastus Pub., 1985. p. 319-44.

WIEDEMANN, C. M.; BAYER, P.; HORN, H.; LAMMERER, B.; LUDKA, I. P.; SCHIMIDT-THOME, R.;

WEBER-DIEFENBACH, K. Maciços Intrusivos do Sul do Espírito Santo e seu contexto regional. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *16*(1): 24-37, mar. 1986.

WILDEMAN, T. R. & CONDIE, K. C. Rare earths in Archean Graywacks from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *37*: 439-53, 1973.

WILDEMAN, T. R. & HASKIN, L. A. Rare Earth in Precambrian Sediments. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *37*: 419-38, 1973.

WINKLER, H. G. *Petrogênese das rochas metamórficas*. (Petrogenesis of Metamorphic Rocks). 4 ed. Tradução Carlos Burger Júnior. Porto Alegre, Edgard Blucher/UFRGS, 1977. 254p. il.

WRIGHT, J. B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, Cambridge, *4*: 370-84, 1969.

VIEIRA, V. S. *Estudos de Ouro; Prospecto Faixa Guarapari – Vitória*. Belo Horizonte, s.ed., 1980. perf. geol., graf., tab. (Rel. Interno da CPRM).

APÊNDICES

Súmula dos Dados de Produção

1. Geologia

Mapeamento Geológico (km2)	2.889
Caminhamento geológico (km)	3.070
Afloramentos estudados	770
Amostras de rochas coletadas	880
Cadastramento mineral	46
Análises petrográficas	167

2. Geofísica

Gravimetria (km)	57
Interpretação de dados aeromagnetométricos (km^2)	2.900
Densidade de rochas	12

3. Geoquímica (Prospecção e Litoquímica)

3.1 Amostragem

Sedimento de corrente	292
Concentrado de minerais pesados	119
Rocha	118

3.2 Determinações Analíticas

Espectrografia ótica de emissão	827
Espectrografia de absorção atômica	4.482
Fluorescência de raios X	1.707
Eletrodo de íon específico	88
Via úmida	472
Espectrometria de plasma	1.298
Fluorimetria	56
Colorimetria	243
Sublimação	17
Análise mineralógica	32
Reconhecimento mineralógico por raios X	1
Testes de Colorimetria em rochas	40

ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS

Foto 1

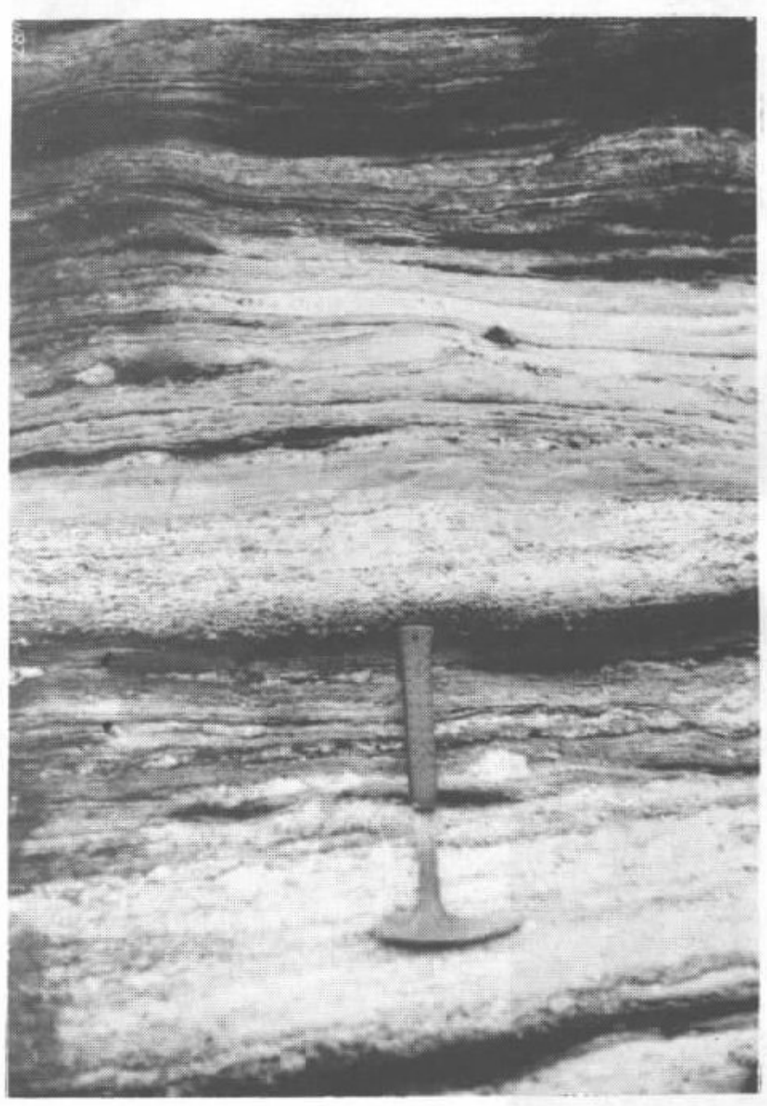


Foto 2

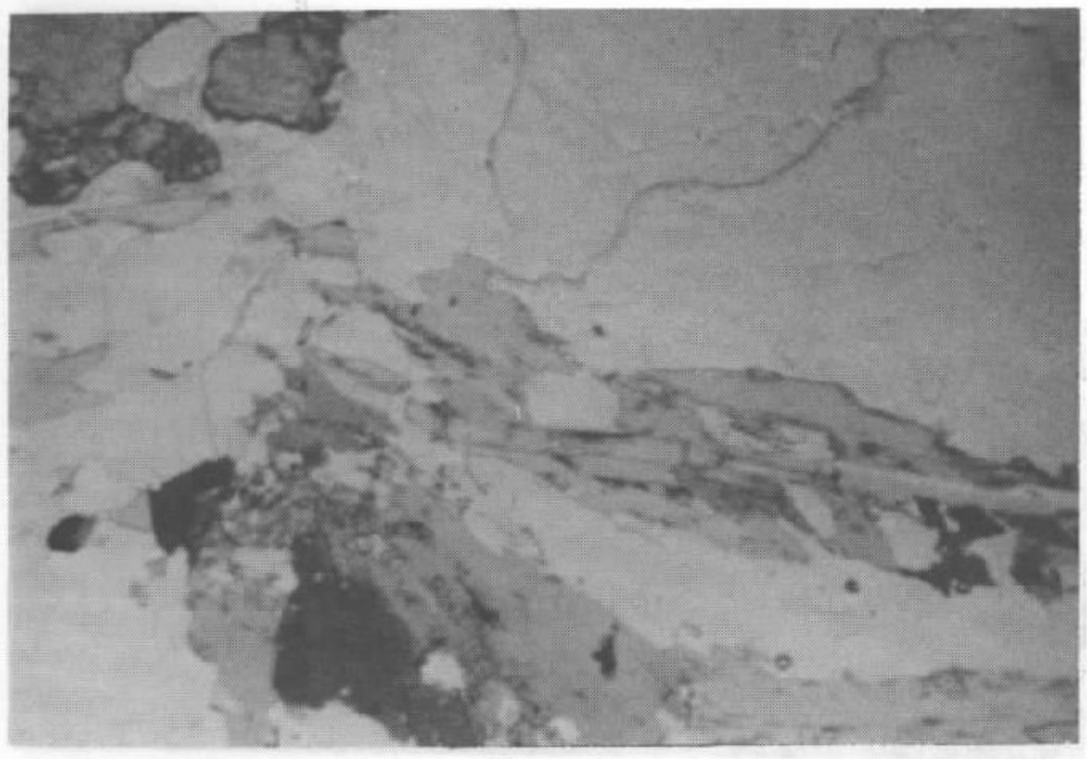


Foto 3

Foto 4

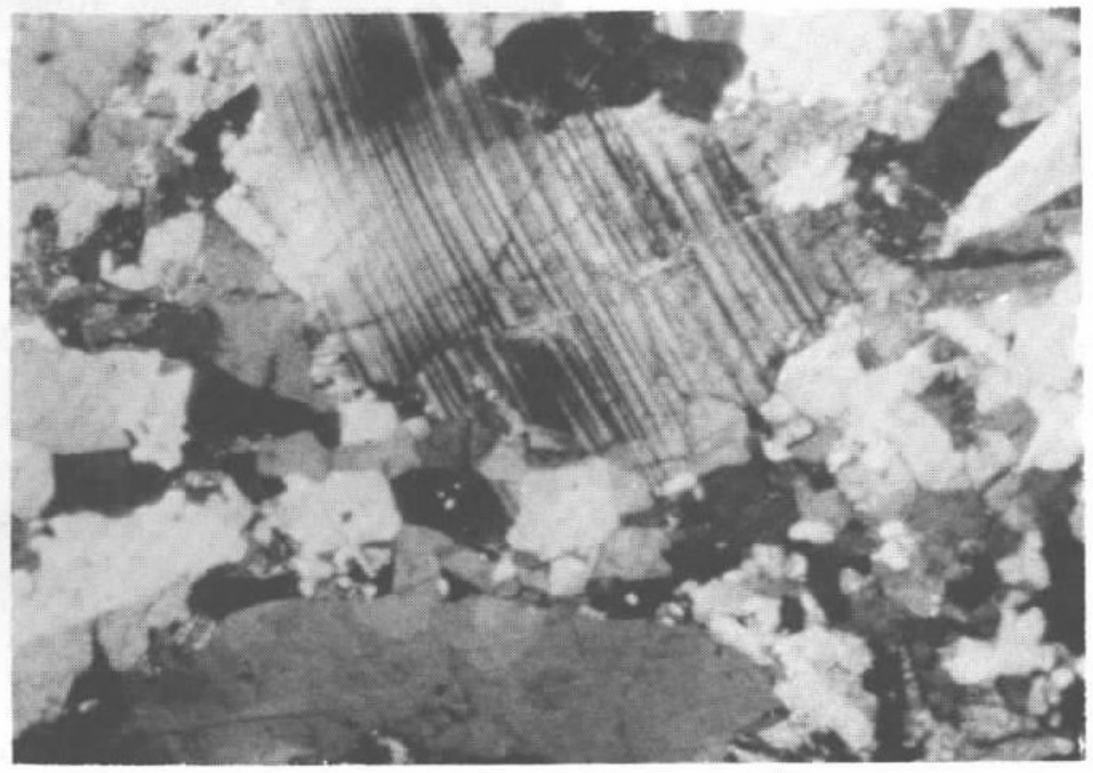


Foto 5

Foto 1 – Aspecto geral do bandamento dos gnaisses aluminosos do Complexo Paraíba do Sul. (Pps1). Estação: WL-603B. Local: estrada Formati – São Paulo; **Foto 2** – Detalhe da foto anterior. Estação: WL-603B; **Foto 3** – Fotomicrografia de gnaisse aluminoso (Pps1) do Complexo Paraíba do Sul apresentando deformação evidenciada por planos recurvados de lamelas de geminação em plagioclásio, quartzo estirado e pequenos grãos recristalizados. Estação: WL-579A. Local: Alto Santa Joana. LP (aumento 40x); **Foto 4** – Fotomicrografia de gnaisse aluminoso (Pps1) do Complexo Paraíba do Sul mostrando cristais de biotita, granada e sillimanita. Estação: WL-41. Local: 2km e NE de Melgaço. LN (aumento de 40x); **Foto 5** – Fotomicrografia de gnaisse aluminoso (Pps1) do Complexo Paraíba do Sul mostrando biotita e cordierita com inclusões de sillimanita. Estação: WL-769. Local: 6km a SE de Alto Possmouser. LP (aumento 40x).

Foto 6

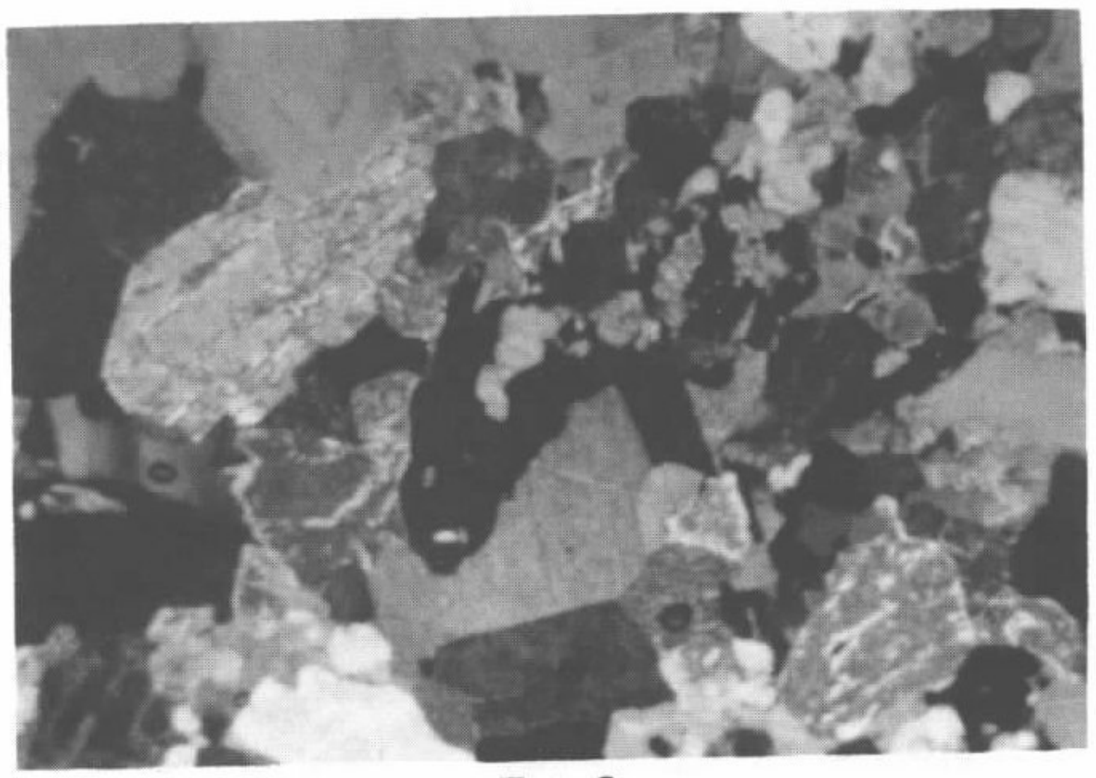


Foto 8

Foto 7

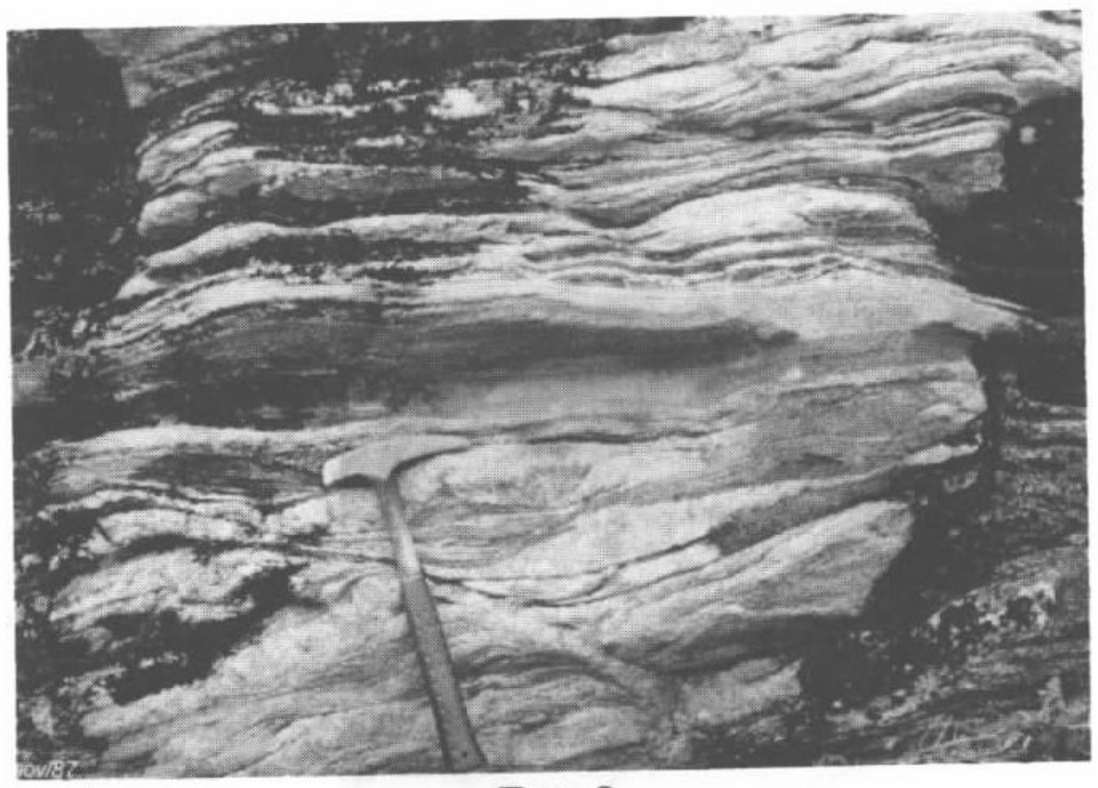


Foto 9

Foto 10

Foto 6 – Restos de quartzito sacaroidal no domínio dos Gnaisses Aluminosos (Pps1), Complexo Paraíba do Sul. Estação: Estação: WL-624. Local: Galo, cerca de 4,5km a SW de Califórnia; **Foto 7** – Lente estirada de rocha calcissilicática que ocorre no domínio dos Gnaisses Aluminosos (Pps1), Complexo Paraíba do Sul. Estação: WL-19. Local: Cerca de 1km a NW de Domingos Martins; **Foto 8** – Fotomicrografia de rocha calcissilicática do Complexo Paraíba do Sul com cristais de diopsídio, hornblenda, escapolita e carbonato. Estação: WL-176. Local: Cristal, a 2,5km a oeste de Barracão. LP (aumento 40x); **Foto 9** – Anfibólio-biotita-gnaisse (Pps2) do Complexo Paraíba do Sul lenticularizado, com finos níveis anfibolíticos. Estação: WL-621. Local: Cedro (cerca de 1okm a leste de Araguaia); **Foto 10** – Anfibólio-biotita-gnaisse com níveis anfibolíticos (Pps2) do Complexo Paraíba do Sul, de estrutura dobrada, observando-se bandas quartzo-feldspáticas de variadas espessuras. Estação: WL-512. Local: km 75 da BR-262.

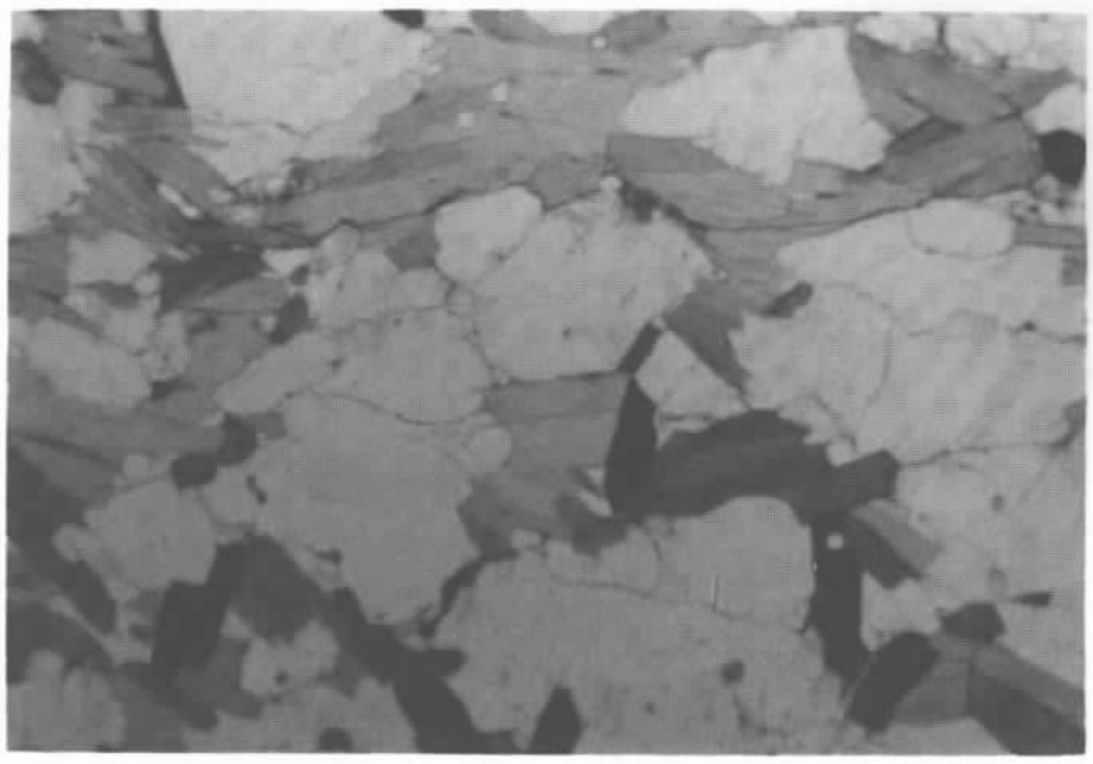


Foto 11

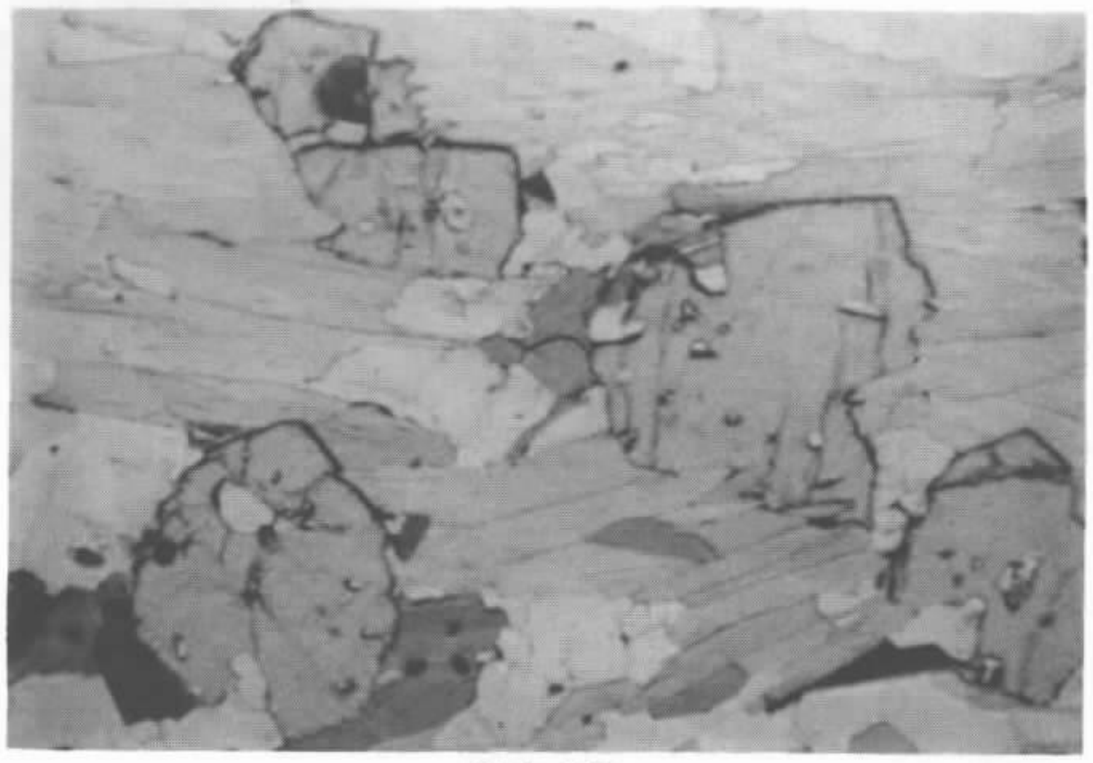


Foto 13

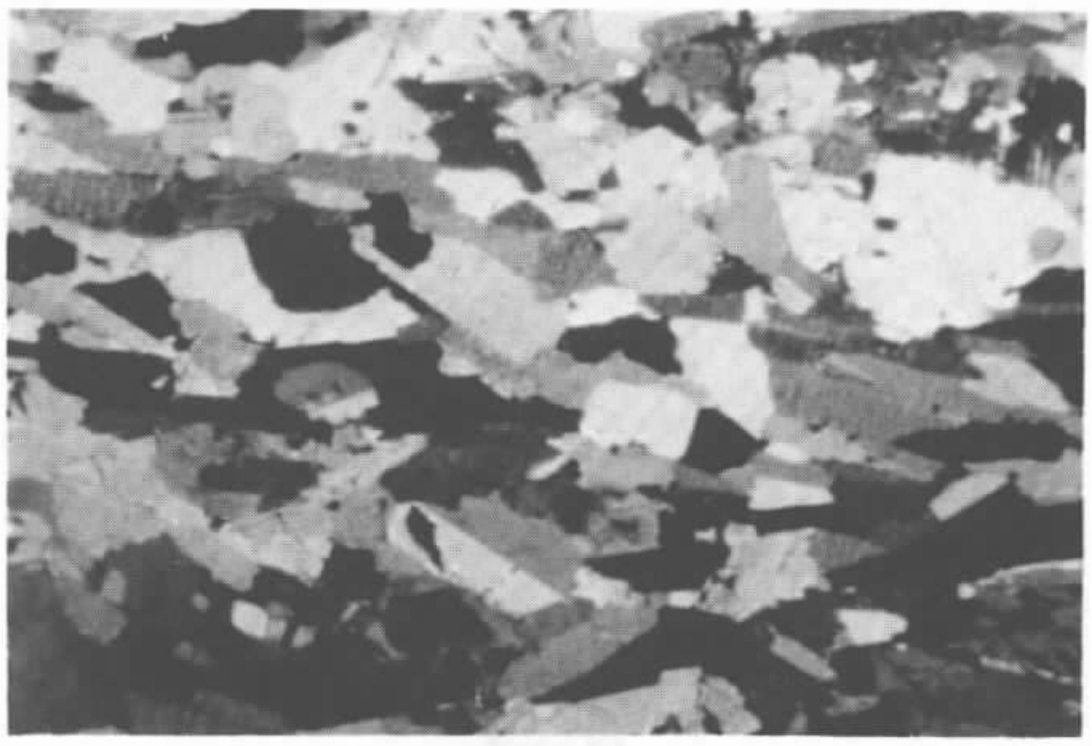


Foto 12

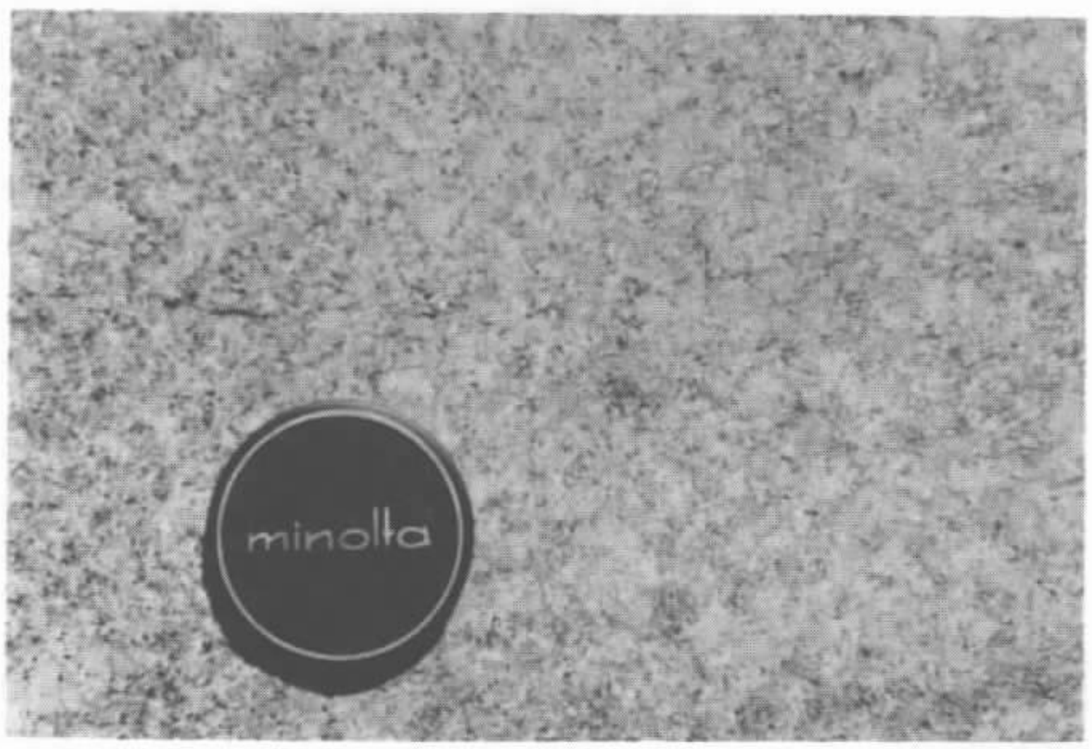


Foto 14

Foto 15

Foto 11 – Fotomicrografia de biotita-gnaisse do Complexo Paraíba do Sul mostrando textura lepidoblástica e duas direções de orientação da biotita. Observam-se cristais de allanita. Estação: WL-29B. Local: São Tibúrcio, leito do rio Jacó Braço Norte. LN (aumento 40x); **Foto 12** – Fotomicrografia de hornblenda-biotita-gnaisse (Pps2) do Complexo Paraíba do Sul com textura lepidonematoblástica. Estação: WL-45. Local: 500m a oeste da fazenda Rio Olga. LP (aumento 40x); **Foto 13** – Fotomicrografia de cummingtonita-granada-biotita-gnaisse (Pps2) do Complexo Paraíba do Sul com porfiroblastos de granada. Estação: WL-140A. Local: fazenda São Bento. LN (aumento 40x); **Foto 14** – Textura granítica apresentada localmente pelos ortognaisses tipo Jequitibá (Pγ1b). Estação: WL-509. Local: BR-262, a 2,4km a leste de Vitor Hugo; **Foto 15** – Ortognaisses tipo Jequitibá (Pγ1b) da Folha Domingos Martins, mostrando porfiroblastos estirados de feldspato. Estação: WL-131. Local: 1,5km a oeste da Granja Ibérica.

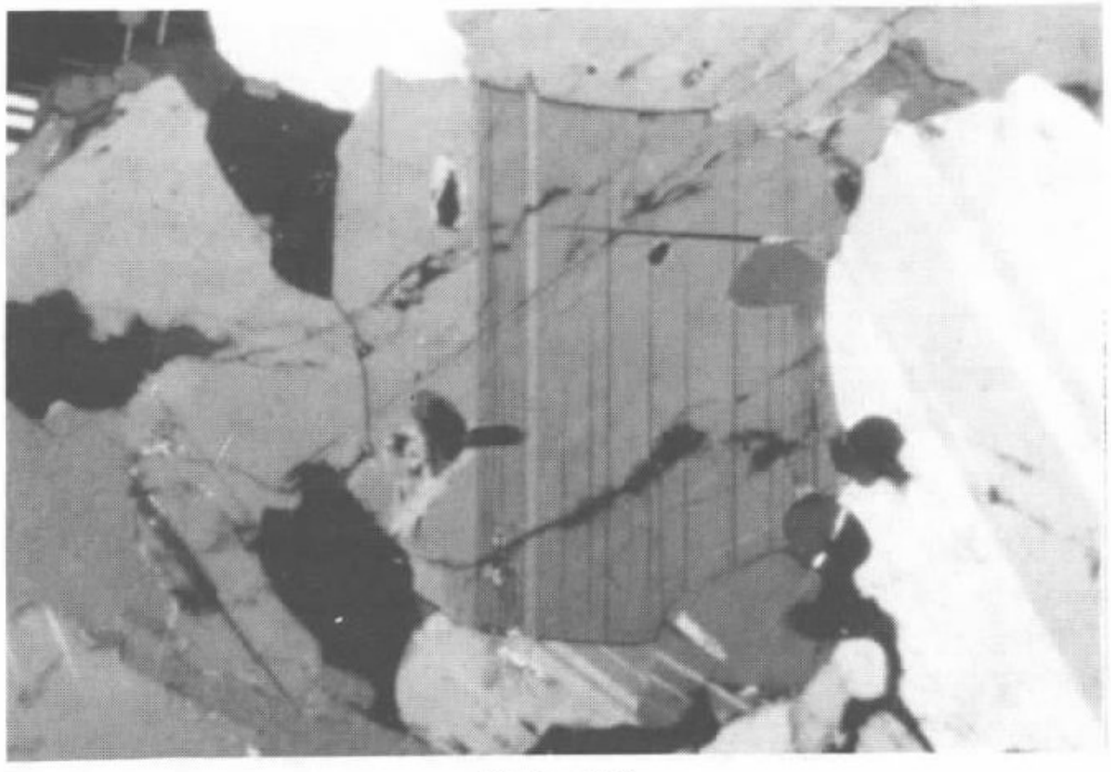


Foto 16

Foto 18

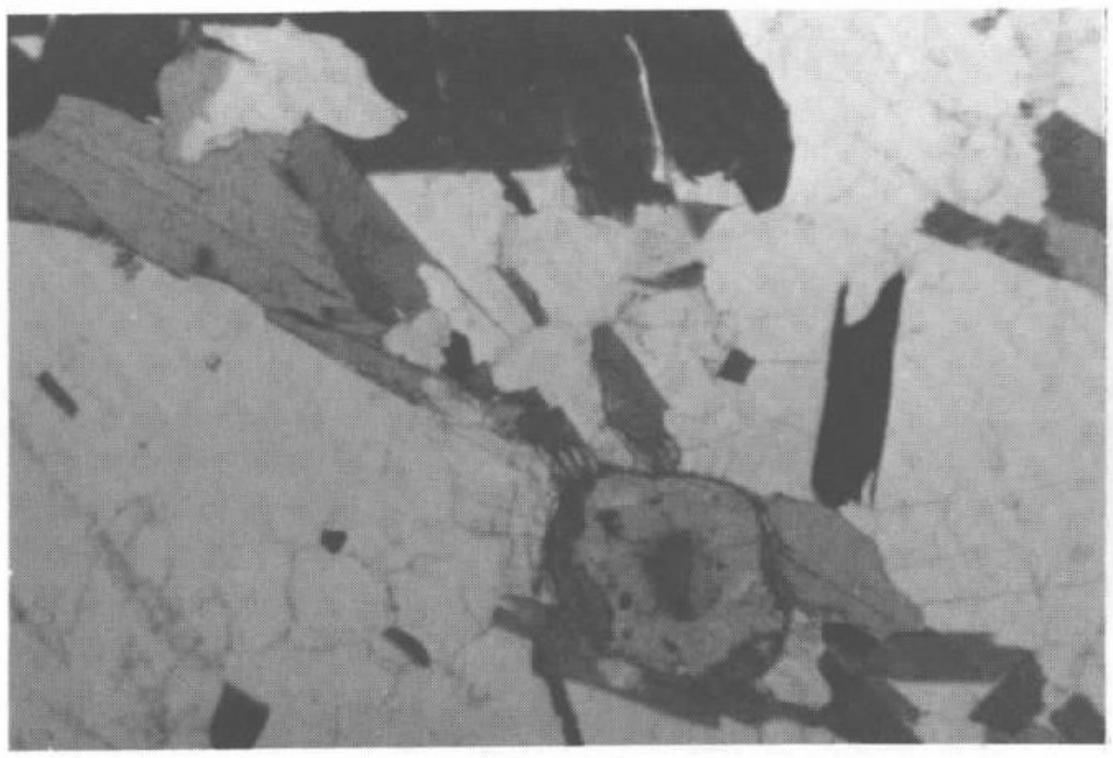


Foto 17

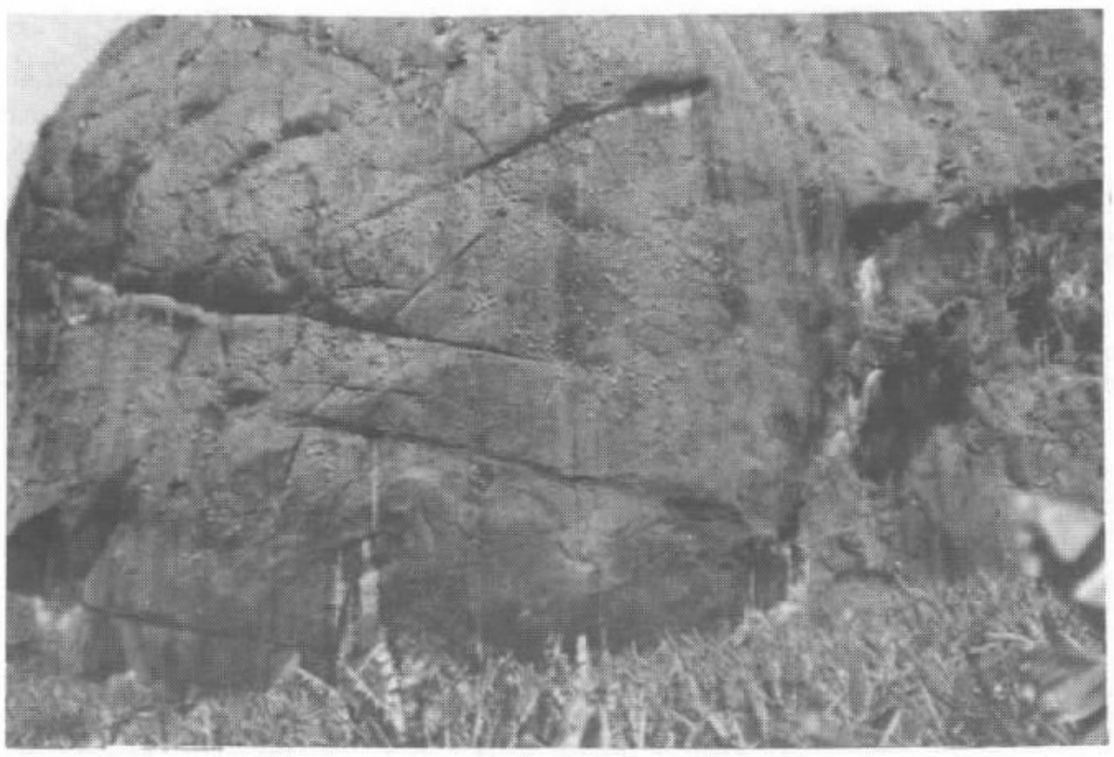


Foto 19

Foto 20

Foto 16 – Fotomicrografia de Ortognaisse tipo Jequitibá (Pγ1b) mostrando textura granular hipidiomórfica. Estação: WL-481. Local: 4,3km ao sul do Rio Ponto. LP (aumento 40x); **Foto 17** – Fotomicrografia de Ortognaisse tipo Jequitibá (Pγ1b) com cristal de allanita. Estação: WL–701. Local: 1km a oeste da fazenda Gustavo Rogge, no leito do rio Santa Maria. LN (aumento 40x); **Foto 18** – Detalhe do Ortognaisse tipo Colatina (Pγ1c) mostrando estrutura granítica e cristais tabulares de feldspato. Estação: WL-590B. Local: Bragança, no km 6 da estrada Santa Leopoldina–Tirol; **Foto 19** – Morfologia apresentada pelos Gnaisses tipo Santa Tereza (Pγgl2), com morros tipo "pães de açúcar". Estação: WL-584. Local: Santa Lúcia, no canto NE da Folha; **Foto 20** – Estrutura runiforme apresentada pelo Gnaisse tipo Santa Tereza (enderbito) quando maciço. Estação: WL-318B. Local: 300 metros a NE da escola Prof. José João Robers, estrada Holanda–Mangaraí.

Foto 21

Foto 23

Foto 22

Foto 24

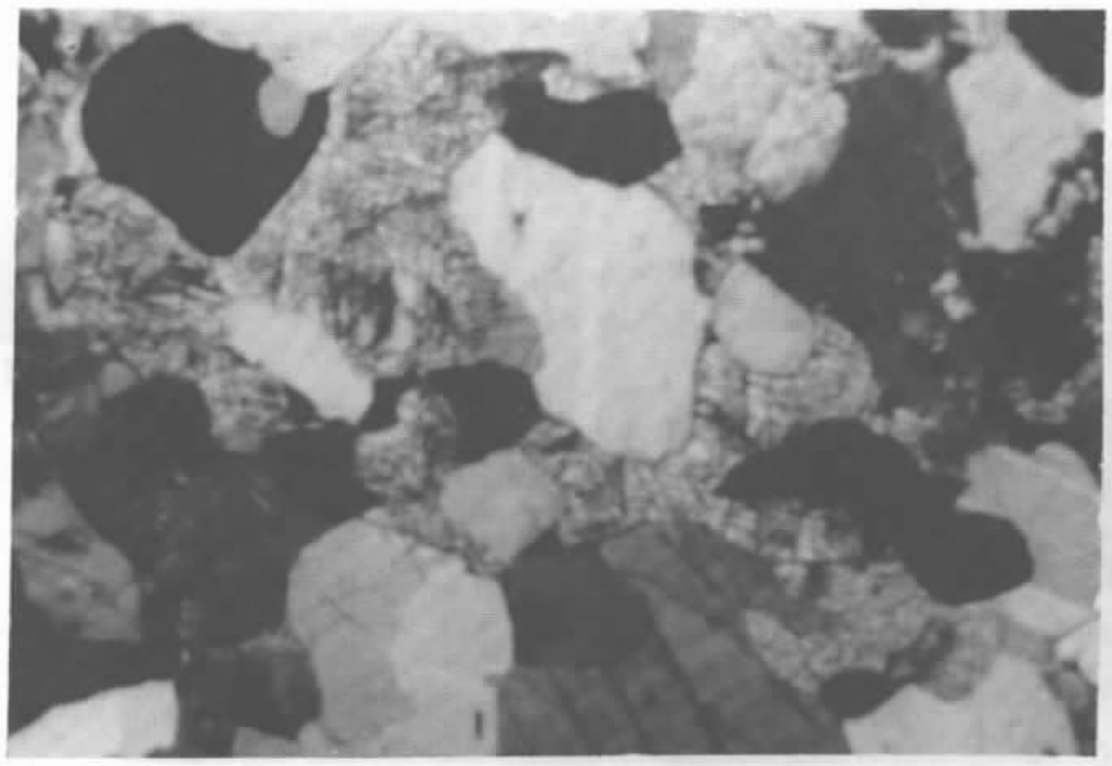


Foto 25

Foto 21 – Zonas enderbíticas em gnaisses aluminosos pouco granitizados. Estação: WL-374. Local: km 4,5 da rodovia Santa Leopoldina - Santa Maria de Jetibá; **Foto 22** – Outro ângulo da foto anterior. Estação: WL-374; **Foto 23** – Deta!he da foto 21 mostrando o contato entre os gnaisses enderbíticos (Pygl2) e os gnaisses aluminosos (Pps1). Estaçaõ: WL-374; **Foto 24** – Nível de enderbito fino em gnaisse enderbítico grosseiro. Estação: WL-104B. Local: 2km a oeste de Califórnia; **Foto 25** – Fotomicrografia de Gnaisse tipo Santa Tereza (Pygl2) mostrando textura granoblástica e cristais de plagioclásio, anfibólio e piroxênio. Estação: WL-104B. Local: 2km a oeste de Califórnia. LP (aumento 40x).

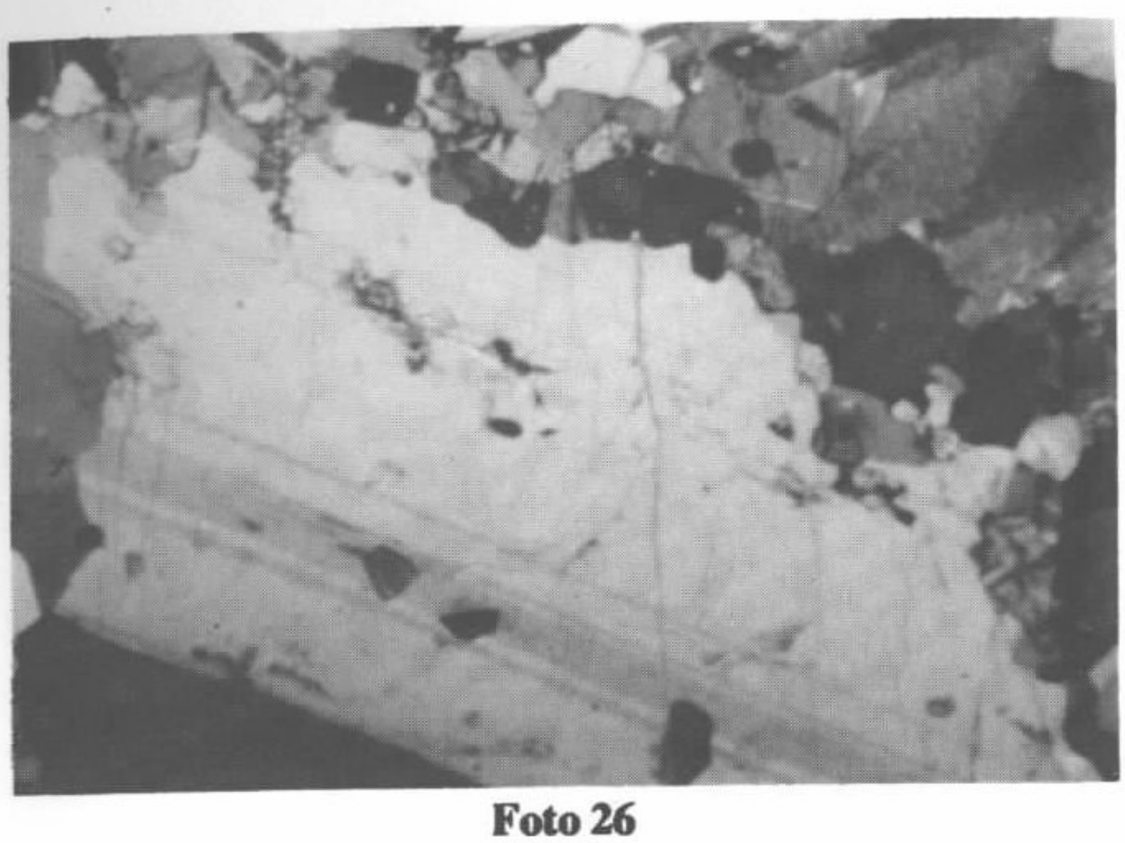


Foto 26

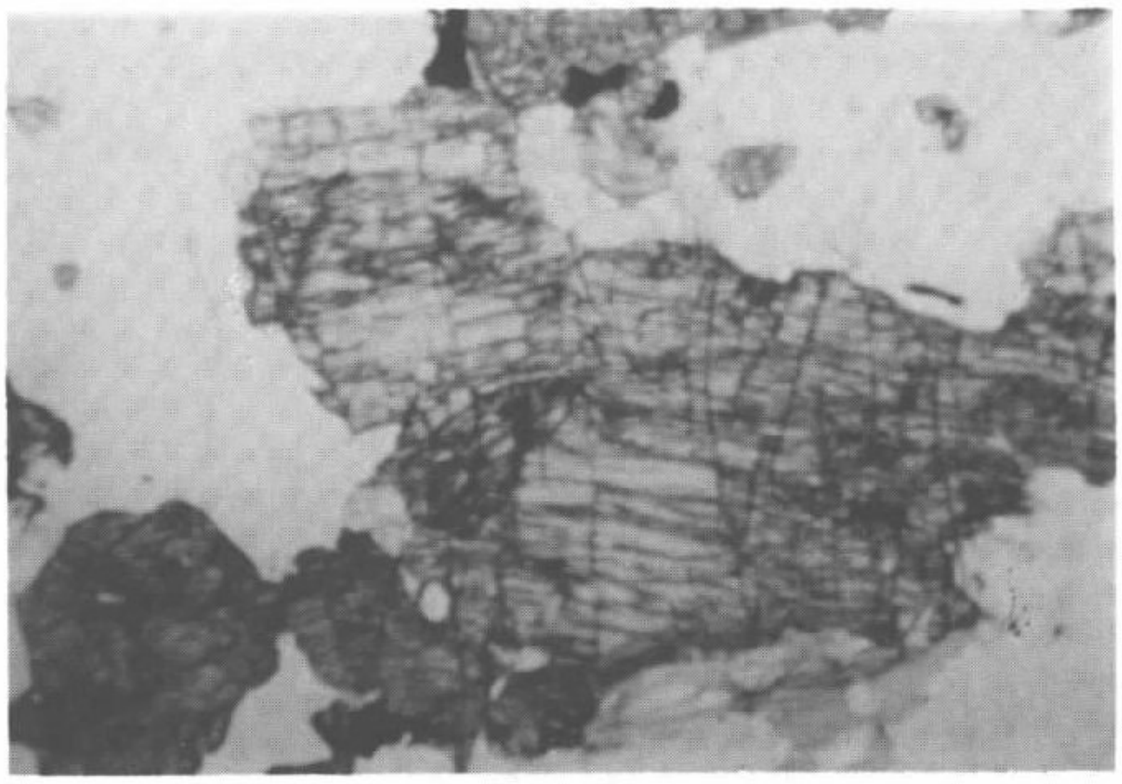


Foto 28

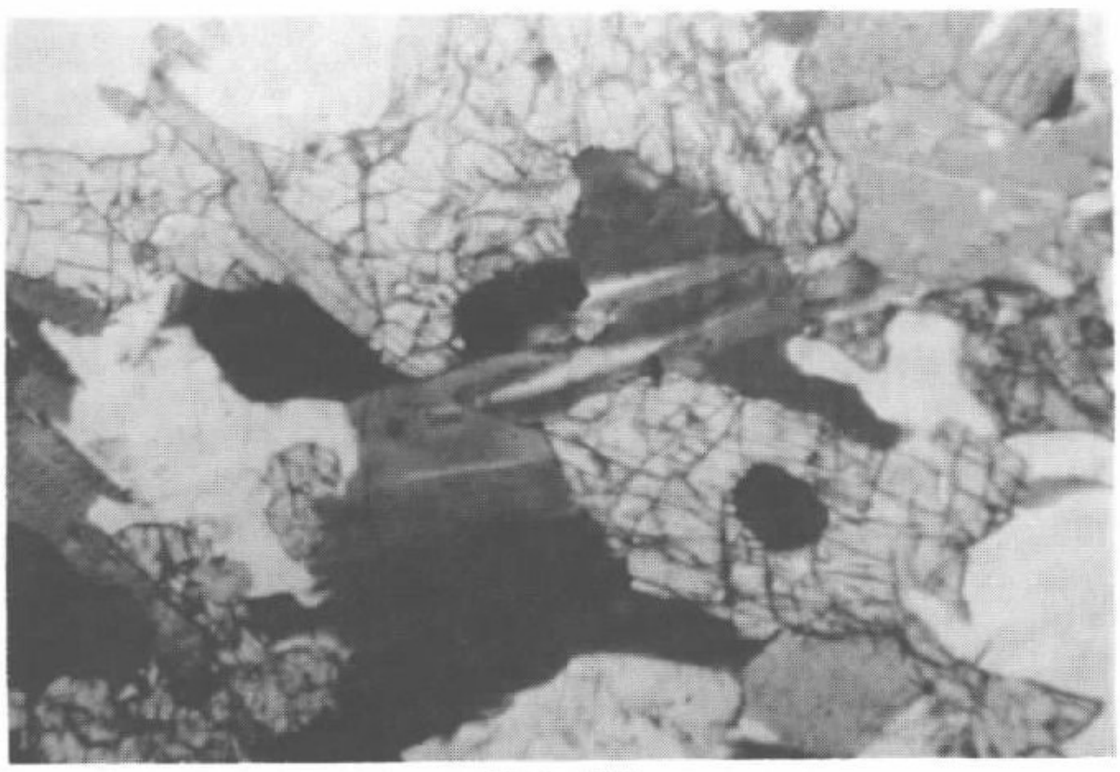


Foto 27

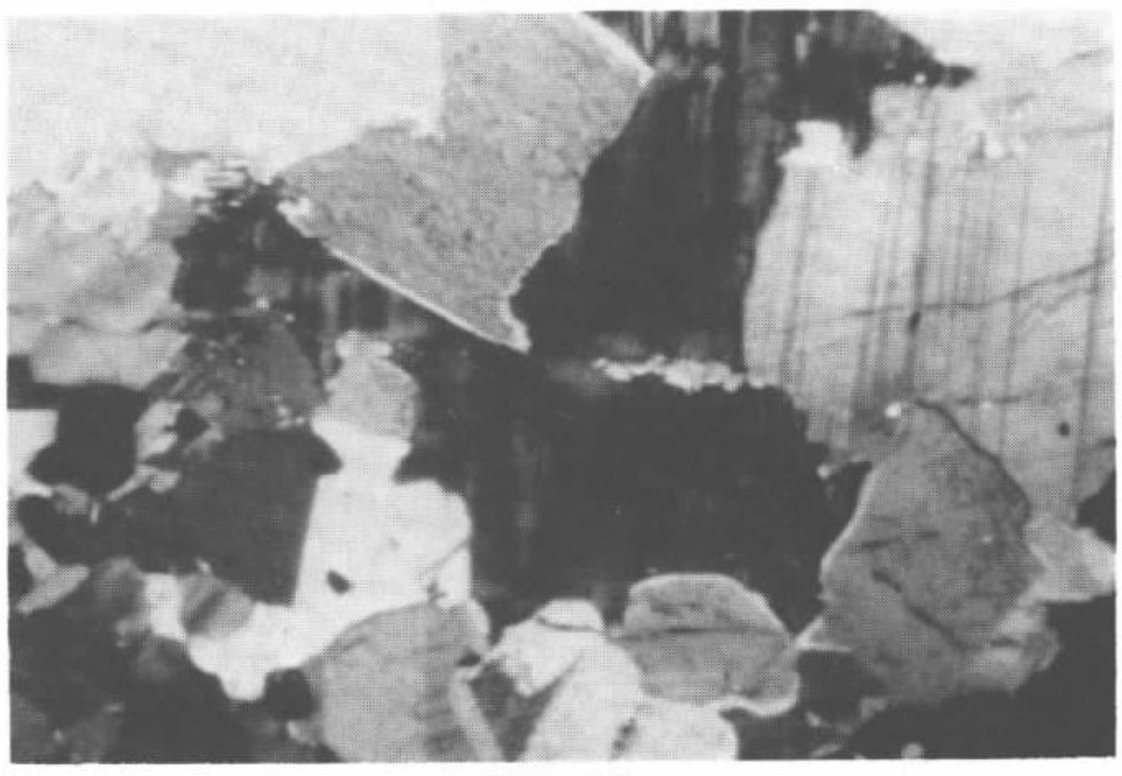


Foto 29

Foto 30

Foto 26 – Fotomicrografia de Gnaisse tipo Santa Tereza (Pγgl2) com relictos de plagioclásio antipertítico exibindo maclas Albita e Carlsbad, bordejado por grãos menores recristalizados. Estação: WL-343B. Local: Alto Lagoa, encosta oeste da Serra Manquinha. LP (aumento 40x); **Foto 27** – Fotomicrografia de Gnaisse tipo Santa Tereza (Pγgl2) com hiperstênio + biotita. Estação: WL-584. Local: Santa Lúcia, canto NE da Folha. LN (aumento 40x); **Foto 28** – Fotomicrografia de Gnaisse tipo Santa Tereza (Pγg12) mostrando hiperstênio bastitizado. Estação: WL-343B. Local: Mesma estação anterior. LN (aumento 40x); **Foto 29** – Fotomicrografia do Granito Garrafão (Cγ3g) mostrando textura granular hipidiomórfica. Estação: WL-198. Local: 3km a SW de Lamego. LP (aumento 40x); **Foto 30** – Fotomicrografia do Granito Garrafão (Cγ3g) mostrando metassomatismo potássico: fenocristal de microclina pertítica com maclas em grade e Carlsbad, englobando cristal de plagioclásio. Estação: WL-200B. Local: 2km ao sul de Alto Santa Maria. LP (aumento 40x).

Foto 31

Foto 33

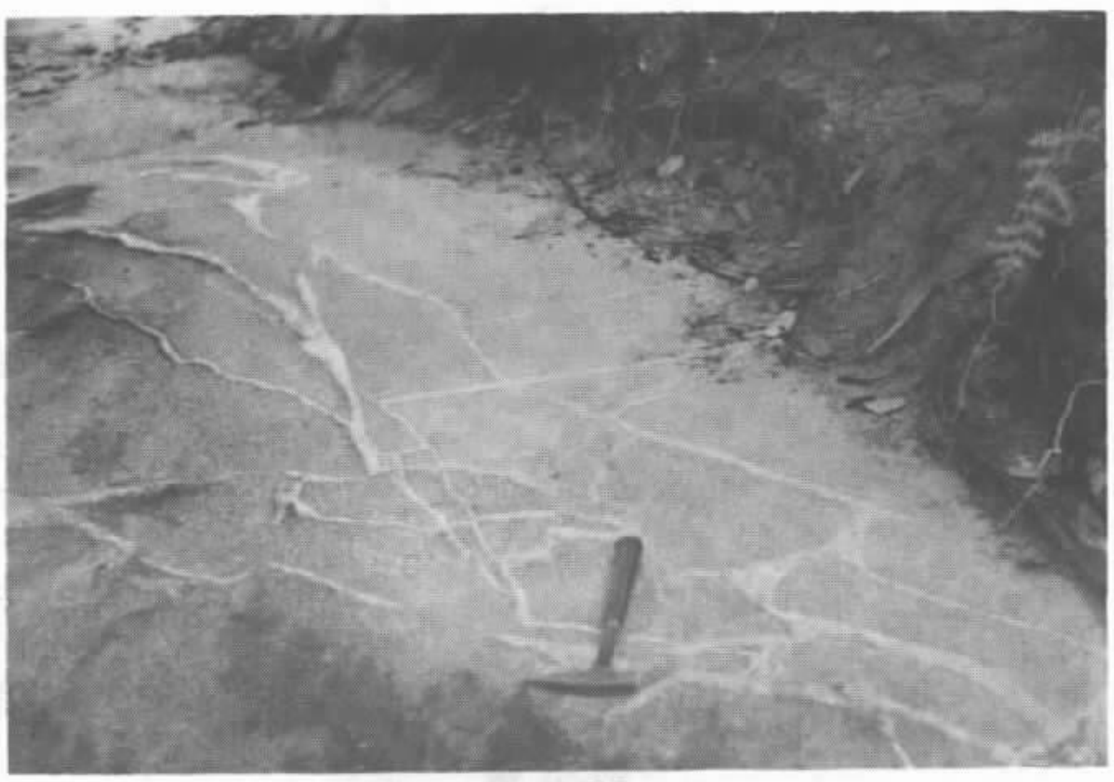


Foto 32

Foto 34

Foto 31 – Autólitos estirados de diorito/quartzo-diorito no granitóide porfirítico Garrafão (Cγ3g). Estação: WL-666. Local: 1,5km a NW de Lamego; **Foto 32** – Borda quartzo-diorítica do Granito Garrafão (Cγ3g). Estação: WL-48A. Local: 2km a SE de Garraffão;
Foto 33 – *Shear bands* com deslocamento em sentido horário, no Granito Garrafão (Cγ3g). Estação: WL-666. Local: 1,5km a NW de Lamego;
Foto 34 – Detalhe das zonas cisalhadas do Granito Garrafão (Cγ3g). Estação: WL-647B. Local: 2km a SW de Cristo Rei.

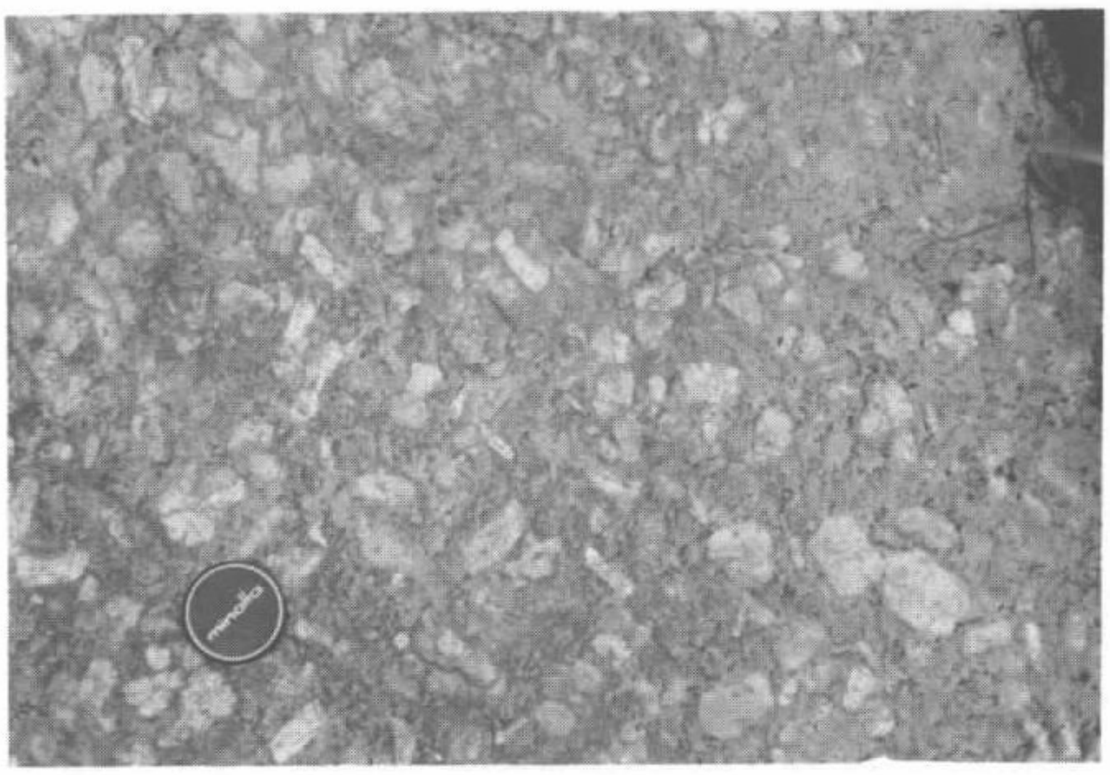


Foto 35

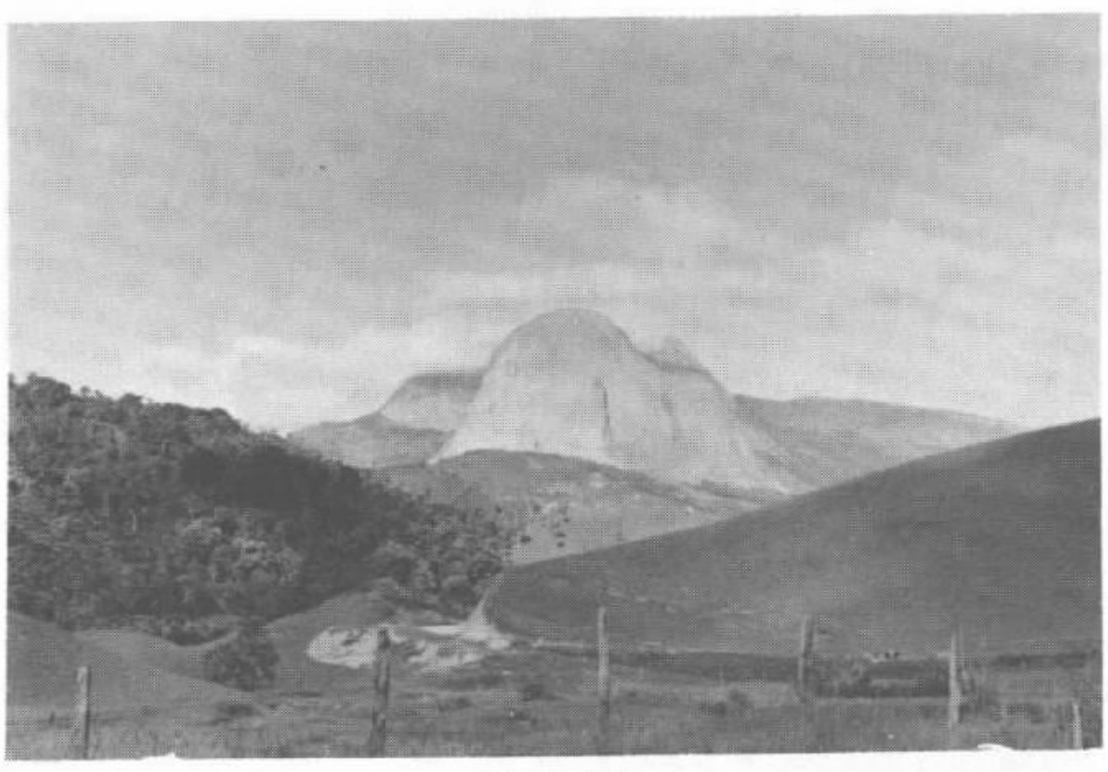


Foto 36

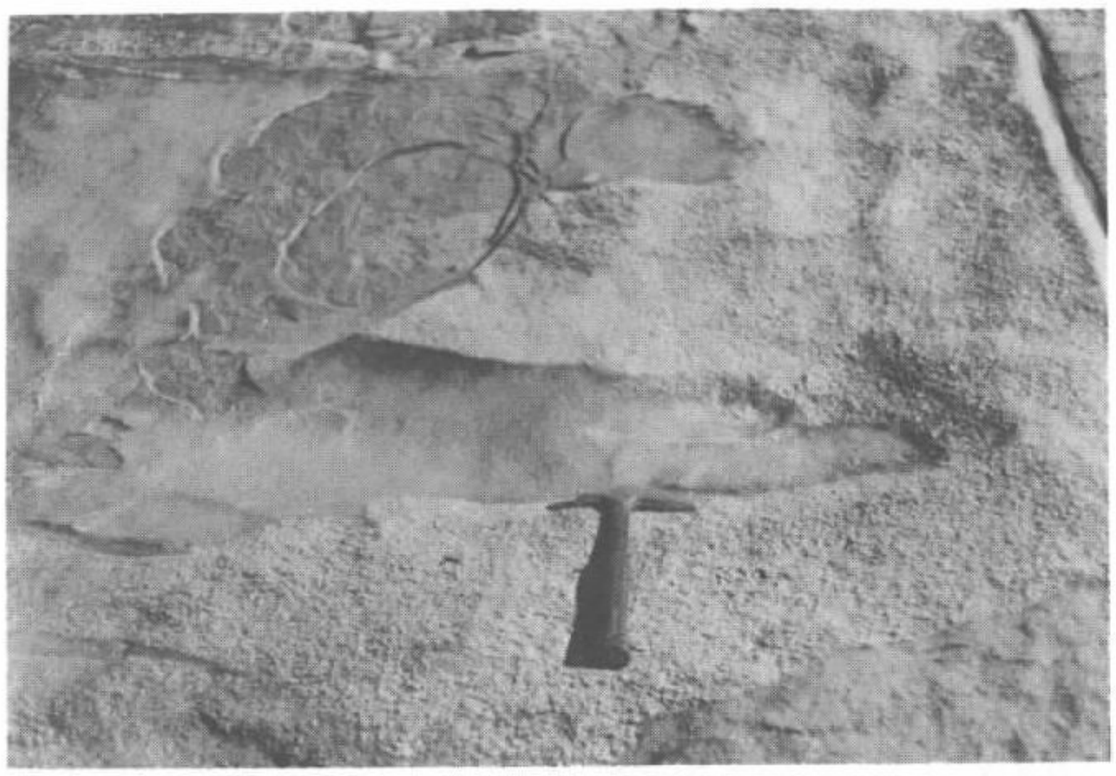


Foto 37

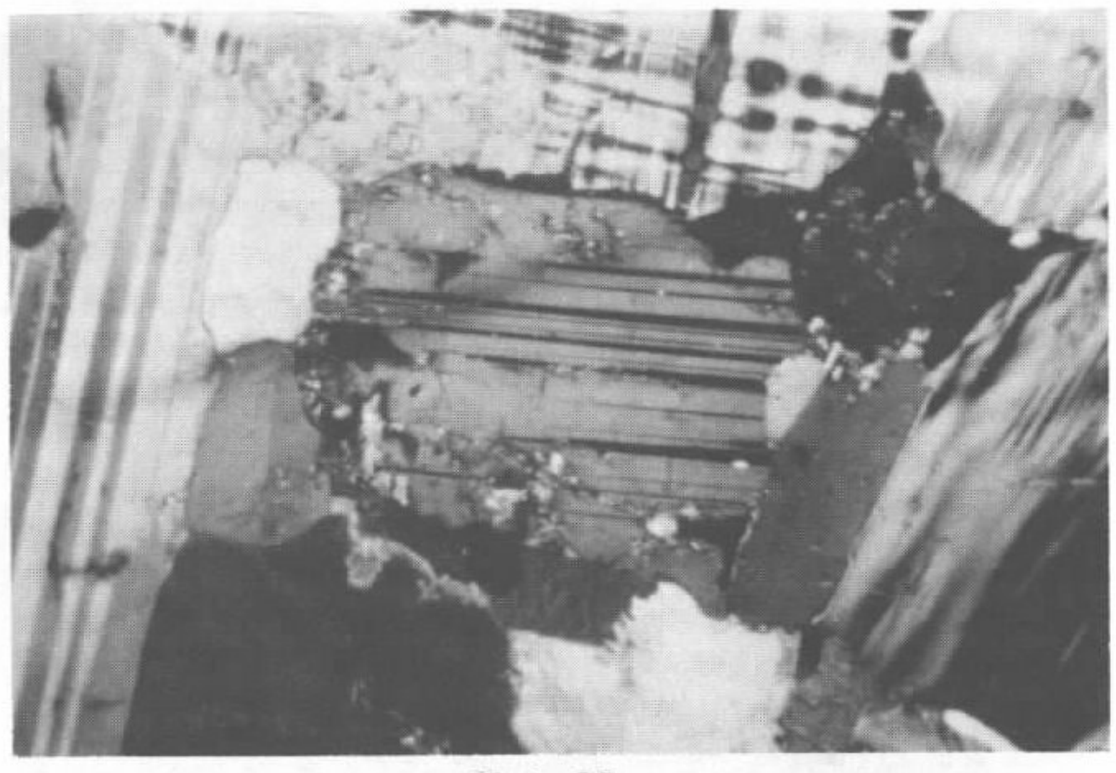


Foto 38

Foto 35 – Detalhe do Granito porfirítico Fazenda Berger (C*y*3fb) com cristais bem formados de feldspato potássico dispostos aleatoriamente. Estação: WL-416. Local: 1,5km a leste de Fazenda Berger; **Foto 36** – Vista geral do Maciço Aracê (C*y*3a), com o pico da Pedra Azul em primeiro plano. Vista de oeste para leste, a partir da estrada BR-262 – Vargem Alta; **Foto 37** – Contato entre a borda quartzo-diorítica e a porção granítica do Maciço Aracê (C*y*3a). Estação: WL-207B. Local: BR-262, cerca de 300m a oeste da entrada para São Floriano;
Foto 38 – Fotomicrografia do Granito Aracê (C*y*3a) mostrando textura granular hipidiomórfica. Estação: WL-207B. Local: BR-262, a 300 metros a oeste da entrada para São Floriano. LP (aumento 40x).

Foto 39

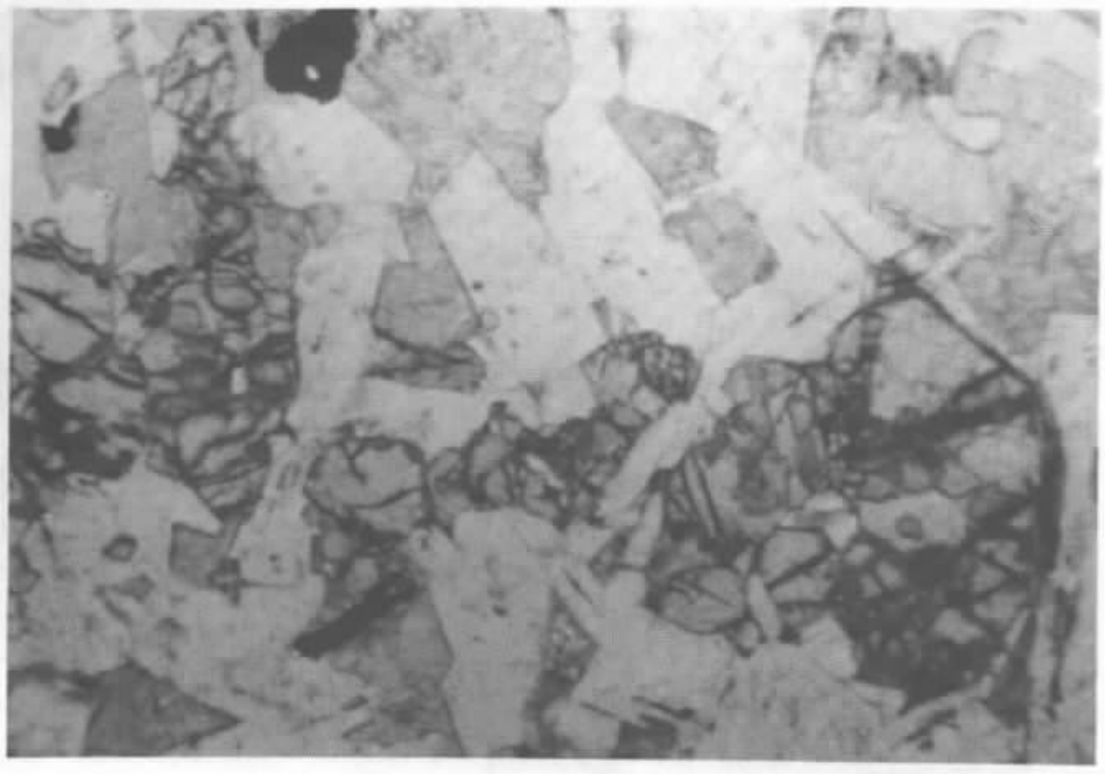


Foto 41

Foto 40

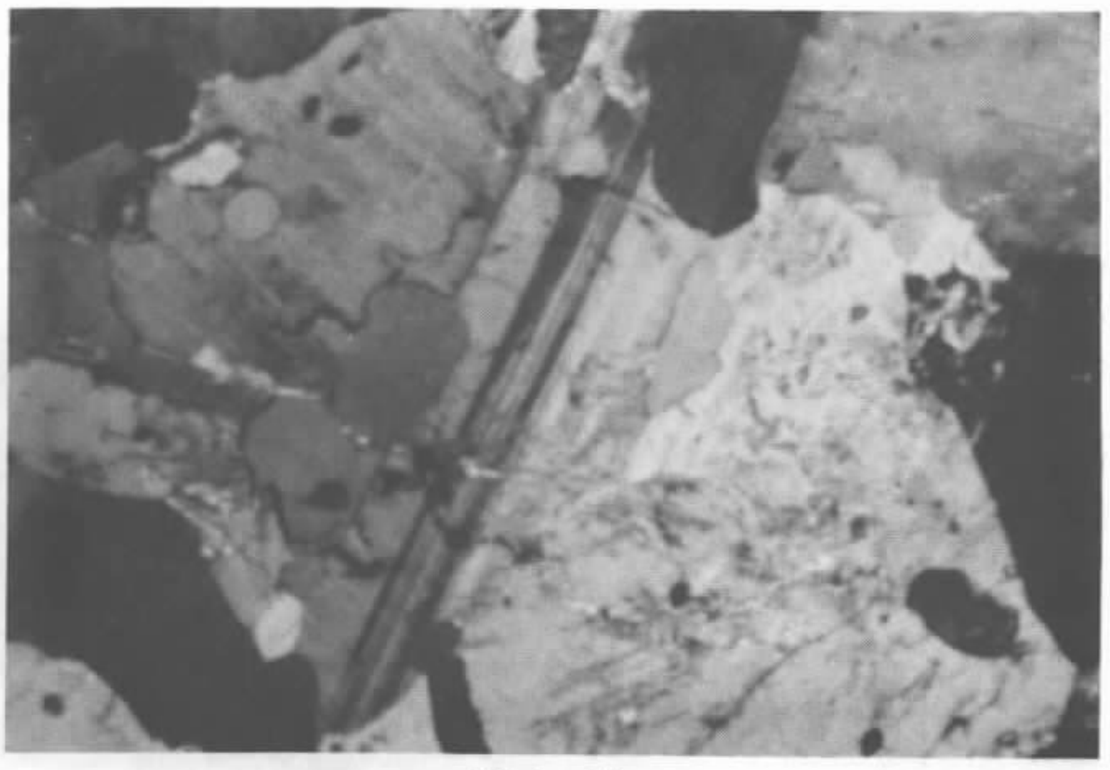


Foto 42

Foto 39 – Fotomicrografia do Granito Aracê (Cγ3a) mostrando cristal de allanita, mineral relativamente abundante nessa rocha. Estação: WL-207B. Local: Mesma estação anterior. LN (aumento 40x); **Foto 40** – Xenólito de anfibólio-biotita-gnaisse (Ppε2) no Granito Aracê (Cγ3a). Estação: WL-255. Local: 1,0km a NW de São Floriano; **Foto 41** – Fotomicrografia de olivina-gabro, observando-se cristais de piroxênio e de olivina parcialmente serpentinizada. Estação: WL-381C. Local: 5km a SE de Santa Leopoldina. LN (aumento 50x); **Foto 42** – Fotomicrografia mostrando textura granular lipidiomórfica em dique de granito (Oγ4). Estação: WL-271. Local: 500m a SE da escola da fazenda Luiz Schellman. LP (aumento 40x).

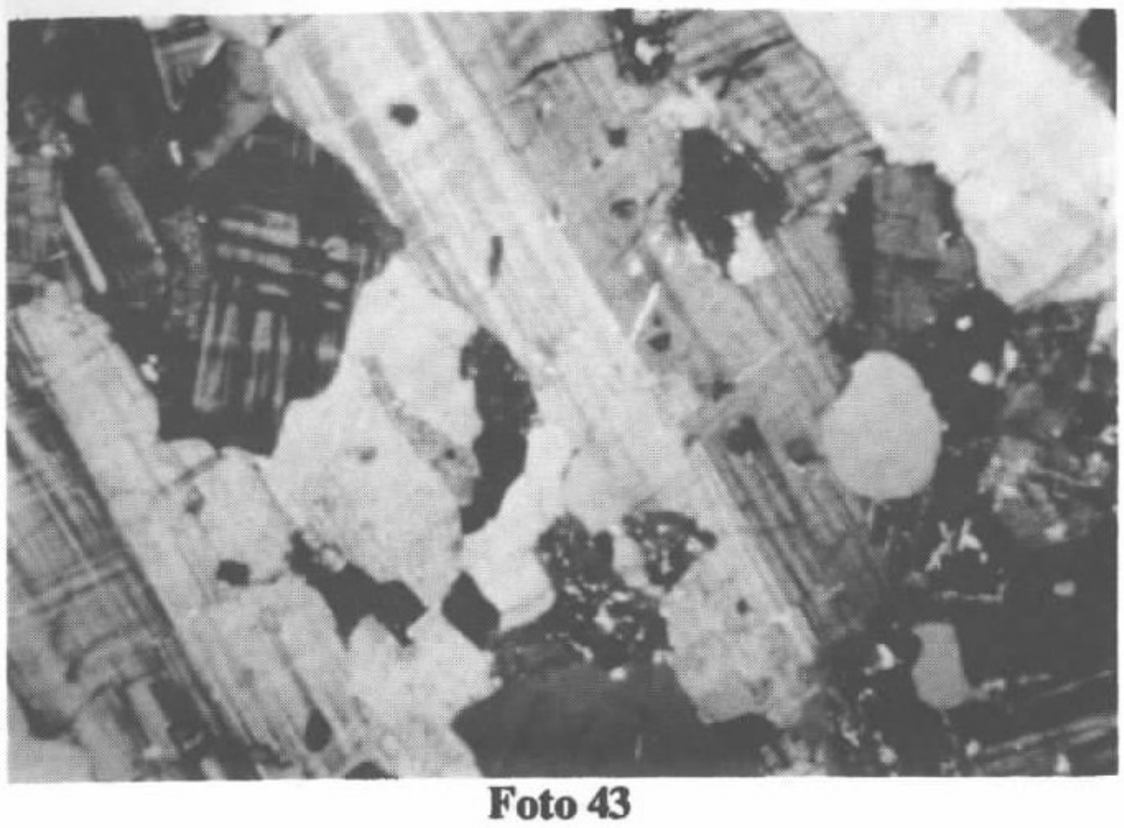


Foto 43

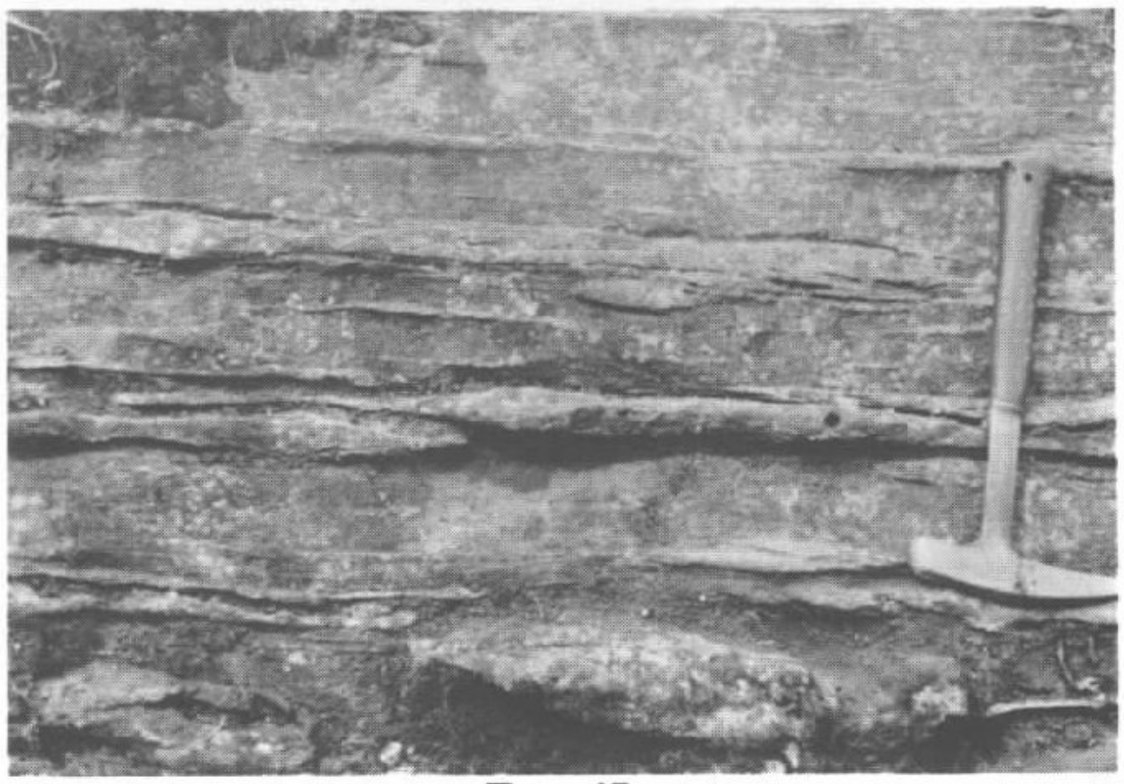


Foto 45

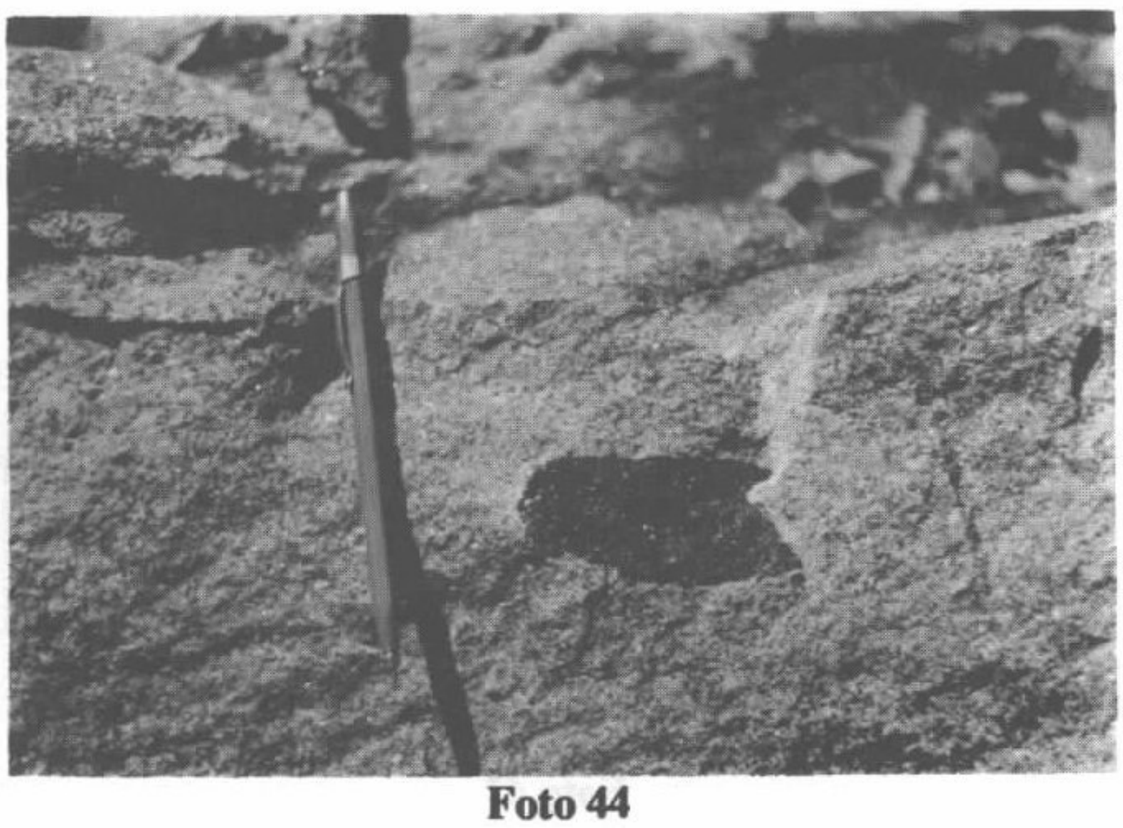


Foto 44

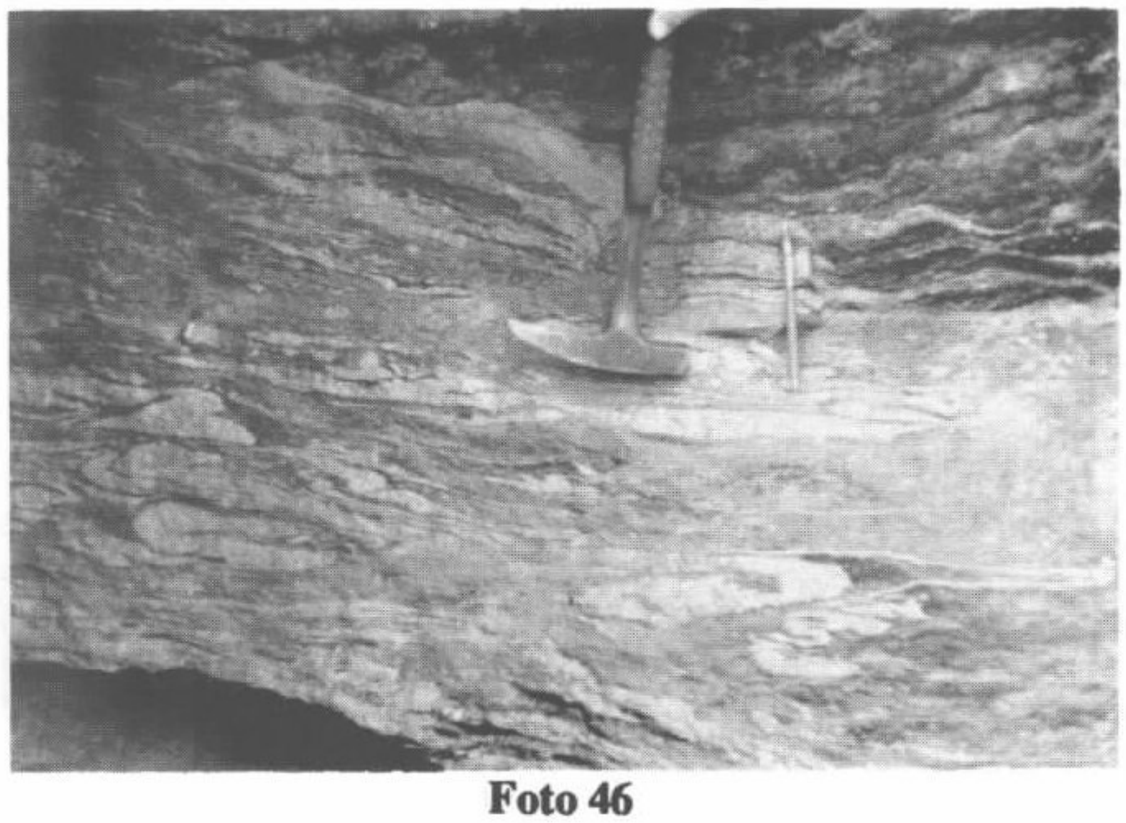


Foto 46

Foto 43 – Fotomicrografia mostrando cristais de microclina com maclas em grade e Carlsbad em dique de allanita-granito (Oγ4). Estação: WL-275B. Local: 2km a oeste da fazenda Modelo. LP (aumento 40x); **Foto 44** – Restito biotítico em dique de allanita-granito (Oγ4). Estação: WL-504. Local: km 57 da BR-262, cerca de 1,5 km a oeste da entrada para Paraju; **Foto 45** – Aspecto bandado/lenticularizado da estrutura dos anfibólio-biotita-gnaisses (Pps2), resultado de forte transposição St relativa à fase de deformação D1. Estação: WL-622. Local: 6km a SW de Urânia; **Foto 46** – Processo de bandamento/lenticularização em anfibólio-biotita-gnaisse (Pps2) resultante de transposição relativa à fase de deformação D1, testemunhado pelas dobras isoclinais intrafoliais rompidas, em níveis félsicos de uma estruturação pretérita. Estação: WL-506. Local: km 60,5 da BR-262.

Foto 47

Foto 49

Foto 48

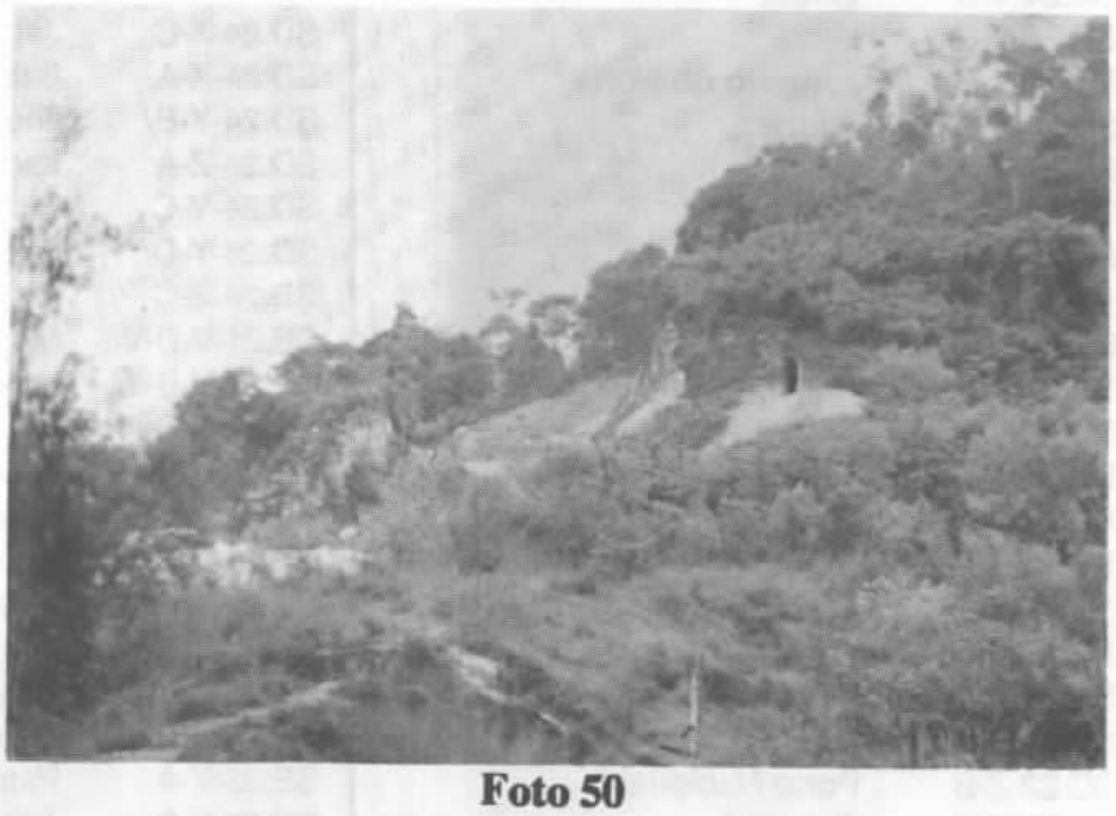


Foto 50

Foto 47 – Dobra intrafolial rompida relativa à transposição St da fase de deformação D1, em gnaisses aluminosos (Pps1). Estação: WL-110. Local: Alto das Farinhas, cerca de 4,7km a SW da Pedra Preta; **Foto 48** – Superfície de cisalhamento contracional de baixo ângulo (empurrão) relativa à fase de deformação D1, em gnaisses aluminosos (Pps1). Estação: WL-113B. Local: 400m a leste da Escola Barra Rio das Pedras; **Foto 49** – Garimpo abandonado de água-marinha em pegmatito encaixado em ortognaisse tonalítico (Pγ1b). Local: 3,5km ao sul de Alto Possmouser; **Foto 50** – Garimpo subterrâneo em atividade, em pegmatito encaixado no Granito Garrafão (Cγ3g). Local: 4,5km a SW de Alto Santa Maria.

Folhas Concluídas

Disponíveis para consulta

NA.20-X-B/	Uriracoera [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	Quixeramubim [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 Vitoria [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	– Descrição 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

CPRM

biblioteca

DEVOLVER NA ÚLTIMA DATA MENCIONADA

05/12/94

Mod. 071

NE 7530.0212.1871

Folhas Concluídas

Disponíveis para consulta

SB.24-Z-A	Souza
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]

-X-A	Floresta [2]
-X-B	Garanhuns 2
-X-C	Paulo Afonso [2]
-X-D	Santana do Ipanema [2]
-Y-A	Mirangaba [2]
-Z-A	Jeremoabo [2]
-Z-B/D	Aracaju/Estância [2]
-Z-C	Tobias Barreto [2]
-V-A	Recife [2]
-V-C	Maceió [2]
-V-B	Príncipe da Beira [2]
-X-A	Pedras Negras [2]
-X-B	Vilhena [2]
-X-C	Ilha do Sossego [2]
-X-D	Pimenteiras [2]
1-Y-C	Mato Grosso [2]
1-Y-D	Barra do Bugres [2]
2-X-A	Araguaçu [2]
2-X-B	Alvorada [2]
2-X-C	São Miguel do Araguaia [2]
2-Y-D	Barra do Garças [2]
2-Z-A	Mozarlândia [2]
23-V-A	Arraias [2]
23-V-C	Campos Belos [2]
23-X-A	Barreiras [2]
23-X-C	Santa Maria da Vitoria [2]
23-Y-A	São João d'Aliança [2]
23-Z-A	Manga [2]
23-Z-B	Guanambi [2]
24-V-A	Seabra [2]
24-V-B	Itaberaba [2]
24-V-D/	Jequié/ [2]
24-X-C	Jaguaribe [2]
24-X-A	Salvador [2]
.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
META	– Ocorrências Minerais
AFLO	– Descrição de Afloramento
PETR	– Análises Petrográficas
SIGEO	– Projetos de Geologia, Geoquímica, Geofísica
SISON	– Dados de Sondagem
DOTE	– Acervo Bibliográfico da CPRM
PROJ	– Carteira de Projetos da CPRM

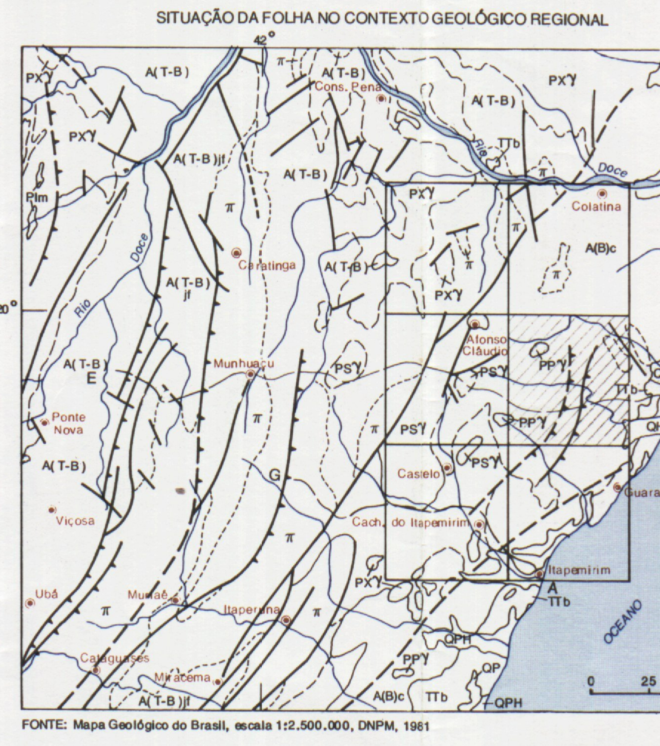
Locais de Acesso: (*) DNPM: Brasília e Distrito Regional; (**)Brasília e Distritos Regionais e CPRM: Rio de Janeiro

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA DOMINGOS MARTINS, SF.24-V-A-III
ESCALA 1:100.000 – DNPM, 1992

DOMINGOS MARTINS — SF.24-V-A-III

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

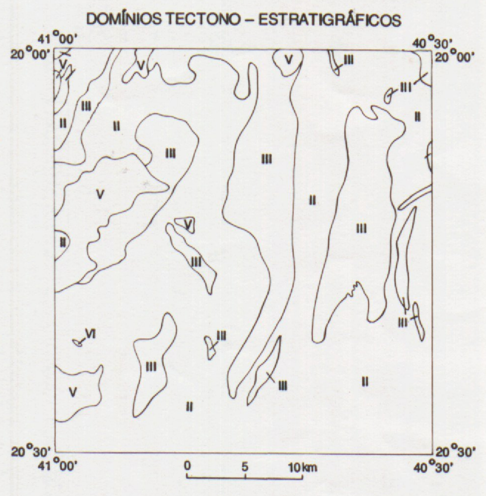


QH – Aluviões fluviais, depósitos marinhos; eólicos
QPH – Aluviões fluviais, depósitos marinhos, deltáicos e eólicos
QP – Sedimentos arenosos
TTb – Grupo Barreiras
PPϒ – Granitóide sin e pós-tectônicos
PSϒ – Granitóide sintectônico
PSe – Complexo Embu
Plm – Supergrupo Minas
A(B)C – Complexo costeiro; π charnoquito s.l.
A(T-B)jf – Complexo Juiz de Fora
PXϒ – Granitóide comumente quartzoide porfiroblástico

Contato definido
Contato aproximado
Contato litológico
Falha definida
Falha aproximada
Falha de empurrão
Perfil Gravimétrico

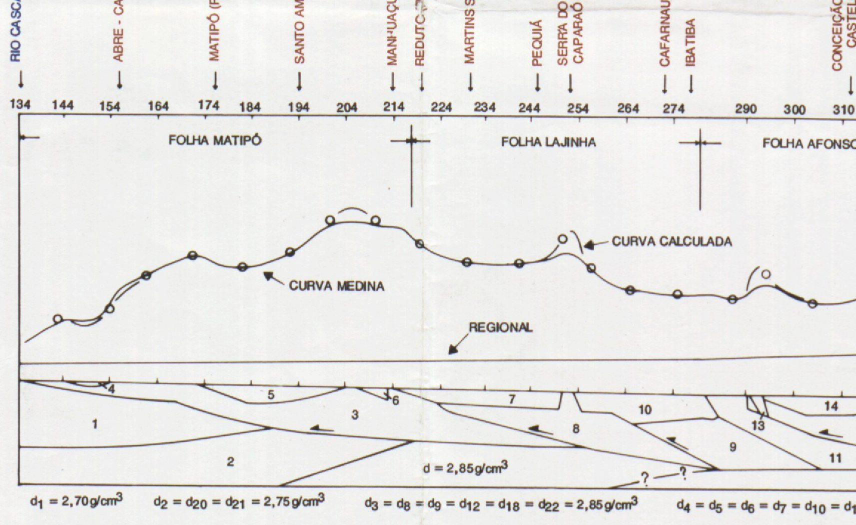
FONTE: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981

DOMÍNIOS TECTONO – ESTRATIGRÁFICOS



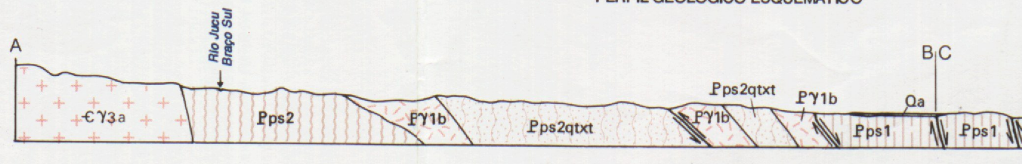
II – Complexo Paraíba do Sul
III – Intrusivas básicas e ácidas sin e tarditangenciais
V – Intrusivas ácidas, intermediárias e básicas tardi a pós-transcorrentes
VI – Intrusivas ácidas pós-transcorrentes

MODELAMENTO GRAVIMÉTRICO



d_1 = 2,70g/cm³ $d_2 = d_{20} = d_{21}$ = 2,75g/cm³ $d_3 = d_8 = d_9 = d_{12} = d_{18} = d_{22}$ = 2,85g/cm³ $d_4 = d_5 = d_6 = d_7 = d_{10} = d_{11} = d_{14} = d_{17} = d_{19}$ = 2,78g/cm³ d_{13} = 2,94g/cm³ $d_{15} = d_{16}$ = 2,90g/cm³

PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



COBERTURAS SEDIMENTARES RECENTES

U. CRONOGEOLÓGICA / U. LITOESTRATIGRÁFICA	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA MAGMATISMO	POTENCIALIDADE MINERAL
FANEROZÓICO / CENOZÓICO / QUATERNÁRIO / DEPÓSITOS ALUVIONARES	Qa	–	Depósitos aluvionares inconsolidados - cascalho fino a grosso, com areia, areia com seixos, areia fina a grossa, areia argilosa, argila arenosa e argila.	–	–	Areia, Argila, Ouro

NÃO CONFORMIDADE

DOMÍNIO DA INFRA–ESTRUTURA DA CROSTA INTERMEDIÁRIA

U. CRONOGEOLÓGICA / U. LITOESTRATIGRÁFICA	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA MAGMATISMO	POTENCIALIDADE MINERAL
FANEROZÓICO / PALEOZÓICO / ORDOVICIANO / INTRUSIVAS ÁCIDAS PÓS-TRANSCORRENTES	Oϒ4	450 Ma. *	Oϒ4 - Allanita granito cinza claro, fino a médio, isotrópico. Geralmente ocorre como diques descontínuos.	–	Granito tipo I cálcio-alcalino metaluminoso, tardi-orogênico interplaca.	Rocha ornamental
	GR		GR = granito			Allanita
FANEROZÓICO / PALEOZÓICO / CAMBRIANO / INTRUSIVAS ÁCIDAS A BÁSICAS TARDI A PÓS-TRANSCORRENTES	Єϒ3g, Єϒ3a, Єϒ3ac, Єϒ3fb, Єϒ3rp, Єϒqd, Єδnr	515 Ma. * (U/Pb em zircão) 600 Ma. * (Rb/Sr em rocha total)	MACIÇO GARRAFÃO Єϒ3g – Microclina granito róseo a cinza claro, geralmente grosso (porfirítico), foliação incipiente a isotrópico. Grande quantidade de pegmatitos e/ou veios pegmatóides, xenólitos de quartzito grosso, hornblenda gnáisses, enderbito e granada-biotita gnaisse. Nas bordas do maciço ocorrem quartzo-diorito e enderbito. MACIÇO ARACÊ Єϒ3a – Microclina granito e moscovita-biotita granito, médios, cinza a cinza claros, isotrópicos. Nas bordas quartzo-diorito cinza escuro, grosso. Xenólitos de anfibólio-biotita gnaisse, cinza a cinza escuro, bandado. MACIÇO AFONSO CLÁUDIO Єϒ3ac – Domina granito porfirítico com megacristais de microclina de até 4cm x 5cm imersos numa matriz média a grossa. No centro da suíte ocorre norito e quartzo-diorito. Localmente, piroxênio monzonito e xenólitos de rocha calciossilicática. GRANITO FAZENDA BERGER Єϒ3fb – Microclina granito róseo a acinzentado, grosso, foliação incipiente. Xenolitos de granada-biotita gnaisse. Charnockito na borda leste. GRANITO RIO PONTE Єϒ3rp – Granito cinza claro, fino a médio, isotrópico, com borda diorítica. QUARTZO Єϒqd – Diorito de cor cinza esverdeada, granulação média a grosseira, constituído por quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio e opacos. NORITO RECREIO Єδnr – Norito cinza esverdeado, médio a grosso, isotrópico, com xenólitos de gnaisse aluminoso (Pps1).	D2(?)	Granitóides tipo I (MS a MD) cálcio-alcalinos a alcalinos metaluminosos, tardi-orogênicos a soerguimentos pós-colisionais, intraplaca.	Rocha ornamental, Berilo, Água marinha, Caulim

NÃO CONFORMIDADE

U. CRONOGEOLÓGICA / U. LITOESTRATIGRÁFICA	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA MAGMATISMO	POTENCIALIDADE MINERAL
PROTEROZÓICO / INTRUSIVAS ÁCIDAS SIN A TARDITANGENCIAIS	Pϒ1b	650–580 Ma.* (U/Pb em zircão)	Pϒ1b – Ortognaisse tonalítico cinza a esbranquiçado, médio a grosso, localmente porfiroblástico; foliação gnáissica e/ou cataclástica. Enclaves de hornblenda-biotita gnaisse e de gnaisse aluminoso.	D1,D2,D3(?) Facies Anfibolito	Granitóides tipo I (MS), cálcio-alcalinos, meta e peraluminosos, pré-colisionais a fracionados do manto.	Água mineral, Material de construção
	Pϒ1c	449 ± 5 Ma. * (K/Ar em biotita)	Pϒ1c – Ortognaisse de composição granítica, granatífero, cinza claro, médio a grosso; localmente porfiroblástico.		Granitóides tipo S (CR), cálcio-alcalinos, sin-colisionais.	
	Pϒgl2	732 Ma. (Rb/Sr em rocha total)	Pϒgl2 – Gnaisse enderbítico cinza escuro a esverdeado, médio a grosso, foliação incipiente a bem pronunciada.	D1,D2 Facies Granulito	Granitóides tipo I (MS), cálcio alcalinos, metaluminosos, pré-colisionais.	
PROTEROZÓICO / COMPLEXO PARAÍBA DO SUL	Pps1	756 Ma. (Rb/Sr em rocha total) 676 M.a. (Rb/Sr em rocha total)	Pps1 – Grafita-cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisse cinza a cinza escuro, granulação média, bandado, dobrado, localmente migmatizado, lentes de rochas calciossilicáticas. Raras lentes de anfibolito.	Dn,D1,D2,D3 Facies Anfibolito a Granulito	Seqüências Deltaica e do talude superior a inferior.	Grafita, Água Mineral
	Pps2, Pps2qtxt	670 ± 10 M.a. a 458 ± 13 M.a. (K/Ar em biotita)	Pps2 – Sillimanita-biotita gnaisse quartzoso e biotita-anfibólio gnaisse cinza a cinza escuro, granulação fina a média, bandado, fitado, localmente migmatizado. Intercalações de anfibolitos e rochas calciossilicáticas. Freqüentes níveis de quartzito associados a granada-sillimanita gnaisse de aspecto xistoso (qtx).		Seqüência Plataformal com contribuição vulcânica.	Ouro, Quartzo

Dn = bandamento pré-transposição   D1 = foliação de transposição (regime tangencial)   D2 = dobramentos, transcorrência   D3 = dobramento aberto   * = Dados geocronológicos fora da folha

Contato
Contato aproximado
Contato transicional
Falha
Falha provável
Falha transcorrente sinistral
Falha transcorrente dextral
Falha contracional de baixo angulo
Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
Zona de cisalhamento transcorrente sinistral aproximado
Zona de cisalhamento transcorrente dextral
Fratura
Fotolineamentos estruturais
Dobra antiformal
Dobra antiformal D1 com caimento indicado
Dobra antiformal D2 com caimento indicado
Dobra antiformal D3 com caimento indicado
Dobra sinformal D3 com caimento indicado
Foliação com mergulho indicado e medido
Foliação vertical
Junta de cisalhamento com mergulho medido e indicado
Junta de cisalhamento vertical
Lineação B com caimento medido
Lineações B1 com caimento medido
Lineações B2 com caimento medido
Lineações B3 com caimento medido
Lineação mineral com valor medido
Estação geológica
Mina em atividade
Garimpo em atividade
Garimpo abandonado
Ocorrência mineral

Au – ouro
ag – água mineral
agm – água marinha
AR – areia
be – berilo
BX – bauxita
fd – feldspato
GR – granito
pc – pedras coradas
PG – pegmatito

CIDADE
Vila
Povoado e outras localidades
Estrada pavimentada
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Estrada de ferro
Curso de água permanente
Barragem, açude

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA DOMINGOS MARTINS

ESCALA 1: 100.000

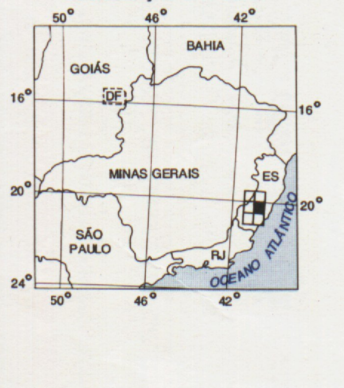
2 km 0 2 4 6 km

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1992

Base planimétrica processada por tecnologia digital. Dados disponíveis em arquivos magnéticos, armazenados no Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR.
Tratamento e processamento digital a cargo da Superintendência de Planejamento, Informática e Métodos – SUPLIM/CPRM.
Coordenação geral: Carlos Alfredo Guimarães da Vinha.
Controle técnico e manutenção: Gilberto da Vinha e João Batista V. Dias Junior.
Base cartográfica gerada a partir da redução das folhas SF.24-V-A-III-1 – Garrafão, SF.24-V-A-III-2 – Santa Leopoldina, SF.24-V-A-III-3 – Araguaia, SF.24-V-A-III-4 – Domingos Martins, 1ª ed., IBGE, 1978, da escala 1:50.000 para 1:100.000.
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39° W.Gr., acrescidas as constantes: 1000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre – MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1992: 22°25'W. Cresce 8' anualmente.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BH, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia – CECAR/CPRM.
Chefia: Célio Lima de Macedo.
Planejamento cartográfico geral: Célio Lima de Macedo e Milton Brand Baptista.
Preparo da base para digitalização: Manoel Leite de Sá.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho.
Especificações e revisão da execução cartográfica: Wilheim Petter de Freire Bernard, Marilia Gomes dos Santos, Carlos Alberto da Silva Copolillo e Maria Luiza Poucinho.
Digitalização da base planimétrica: COMPLASA Computação e Planejamento S/A.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA



ARTICULAÇÃO DA FOLHA

	41°30'	41°00'	40°30'	40°00'
19°30'	BAIXO GUANDU SE-24-Y-C-V	COLATINA SE-24-Y-C-VI	ARACRUZ SE-24-Y-D-IV	
20°00'	AFONSO CLÁUDIO SF-24-V-A-II	DOMINGOS MARTINS SF-24-V-A-III	SF-24-V-B-II	
20°30'	CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM SF-24-V-A-V	PIÚMA SF-24-V-A-VI	SF-24-V-A-IV	
21°00'				

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, desde setembro de 1985.
Esta folha foi executada pela Superintendência Regional de Belo Horizonte, tendo sido concluída em setembro de 1990.
Responsável técnico: Wilson Luis Féboli.
Supervisores: Atahualpa Valença Padilha e Claiton Piva Pinto.
Coordenador regional: Carlos Alberto Heineck.
As informações cartográficas e demais dados gerados e utilizados para execução deste documento estão disponíveis em meios convencionais e magnéticos, no Sistema de Cartografia Digital – SCD e no Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA, ambos concebidos e implantados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM.
Edição patrocinada por
GERES
Grupo Executivo para Recuperação Econômica do Estado do Espírito Santo

Ex.02
011814
Cia. De Pesquisa de Recursos Minerais SUREG / BH - BIBLIOTECA-

MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

**CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL
FOLHA DOMINGOS MARTINS, SF.24-V-A-III
ESCALA 1:100.000 – DNPM, 1992**

DOMINGOS MARTINS — SF.24-V-A-III

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIA MINERAL
- Au – Ouro
- ag – água mineral
- agm – água marinha
- AR – areia
- be – berilo
- BX – bauxita
- fd – feldspato
- GR – granito
- pc – pedras coradas
- PG – pegmatito

QUIMISMO
- Não sublinhado: óxidos, hidróxidos e metais nativos (Ex.: Au, U)
- Sublinhado simples: sulfetos, arsenietos, sulfossais (Pb,Zn)
- Sublinhado duplo: carbonatos, fosfatos, sulfatos, haloides, tungstatos (Ex.: Mg)
- Sublinhados com traços: silicatos (Ex.: Zr).

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA (mineral – minério sublinhado)
- PG : feldspato + quartzo + mica ± turmalina + berilo + água marinha
- AR : quartzo + feldspato + mica + ilmenita
- agm : quartzo + ilmenita + água marinha + ouro
- Au : ouro + ilmenita ± turmalina + quartzo
- GR : quartzo + feldspato + mica ± anfibólio ± piroxênio
- BX : bauxita + gibbsita + argila + quartzo

MORFOLOGIA (orientada na direção dos corpos)
- estratiforme
- lenticular
- colunar "pipe", chaminé
- filoniana
- irregular "amas"
- indeterminada ou não-conhecida
- fonte

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 DO JAZIMENTO
- 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 quimberlitos
- associados a rochas granitóides
- ligados a pegmatitos
- filonianos-hidrotermais
- metamórfico-metassomáticos

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS
- Anomalias de 1ª ordem: ≥ G X DG³ (Au_1)
- Anomalias de 2ª ordem: ≥ G X DG² (Cr_2)
- Anomalias de 3ª ordem: ≥ G X DG (Au_3)
- Registro de ouro na bateia: (Au)

Zonas Anômalas
- Zn_1 — em sedimento de corrente para zinco (Zn_1) e níquel (Ni_1)
- Au_1 — em concentrado de bateia para ouro (Au_1)

Estações Anômalas
- em concentrado de bateia para ouro (Au), cromo (Cr), fósforo (P), tungstênio (W), chumbo (Pb), zinco (Zn), cobre (Cu), cromita (cro), barita (ba)
- em sedimento de corrente para zinco (Zn), chumbo (Pb), níquel (Ni)
- em rocha para flúor (F), enxofre (S), cobre (Cu), níquel (Ni), cromo (Cr), cloro (Cl), tório (Th), rubídio (Rb), terras raras (REE)

INDÍCIOS GEOFÍSICOS
- Anomalias magnéticas, elípticas ou circulares relacionadas a granitos pós-tectônicos
- Lineamento magnético (provável falha)

UNIDADES E/OU LITÓTIPOS E ESTRUTURAS ESPECIAIS
- Pps1 | Pps2 — Complexo Paraíba do Sul

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO: pequeno; médio; grande

SITUAÇÃO ATUAL: mina; jazida; ativo; garimpo (lavra rudimentar); depósito; inativo; intermitente

ÁREAS MINERALIZADAS / PREVISIONAIS

PROVÁVEL: relação entre jazimento e contexto geológico claramente definida; identificação de metalotectos comprovados e prováveis; 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; presença de indícios indiretos de mineralização e ausência de indícios diretos.

ESPECIFICAÇÕES DAS ÁREAS MINERALIZADAS

ÁREA I – Presença de balsas no leito do rio Jucu-Braço Norte extraindo ouro das aluviões e garimpos abandonados de ouro nos afluentes da margem esquerda do rio Jacu. O trecho garimpado do rio é meandrante, apresentando barreiras naturais propícias à formação de pláceres com ouro. A possível fonte do ouro localiza-se nas proximidades do Maciço Garrafão, onde o mesmo vem sendo aproveitado como subproduto da extração de água marinha dos pláceres alúvio/coluviais do rio Ponte (afluente do Rio Jucu). a zona de cisalhamento que limita os sillimanita gnaisses bandados (Pps2) dos ortognaisses tonalíticos (Υ1b) constitui-se provavelmente no metalotecto das possíveis mineralizações primárias de Au.

ÁREA II – Compõe-se de uma zona anômala para níquel em sedimentos de corrente, uma anomalia de cromo em concentrado de bateia (valor de 350 ppm), além da presença de cromita detectada através da análise mineralométrica de um concentrado. Esses indícios devem refletir a possível presença na área de rochas básico-ultrabásicas intrusivas nos paragnaisses do Complexo Paraíba do Sul, possivelmente associadas aos ortognaisses tonalíticos (Υ1b). Na área, corpos noritóides e piroxeníticos estão alinhados com a zona anômala, na direção geral NE-SW. Ressalta-se que na Folha Colatina, a norte, corpos dessa natureza distribuem-se segundo esse mesmo alinhamento.

ÁREA III – Caracteriza-se pelas anomalias geoquímicas de Zn e Pb de 1ª ordem em sedimentos de corrente, além do indício de W em concentrado de bateia que ocorrem ao longo de um "trend" segundo NE-SW, relacionado à sequência de paragnaisses aluminosos (kinzigíticos) de facies anfibolito alto que constitui a unidade Pps1 do complexo Paraíba do Sul. A área apresenta uma estrutura dômica e está caracterizada por uma zona de anomalia magnética indicativa de corpo intrusivo à pequena profundidade (subaflorante), possivelmente de rocha granitóide. Todos esses indícios geoquímicos, geofísicos e geológicos sugerem a ocorrência de possíveis zonas sulfetadas contendo Zn ± Pb + Cu Ag ± W. O corpo intrusivo subaflorante interpretado pela geofísica pode ter influenciado na possível concentração dos elementos metálicos. Essa área situa-se no mesmo "trend" litoestrutural da Área II da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

ÁREAS IVa,b – Constituem áreas reservadas à explotação de granito como pedras ornamentais. São granitos "róseos e "pretos" derivados de rochas graníticas e gabróicas, isotrópicas e pertencentes aos maciços graníticos tardi a pós-tectônicos Garrafão (IVa) e Aracê (IVb). Estão associados às anomalias magnéticas circulares e/ou elípticas.

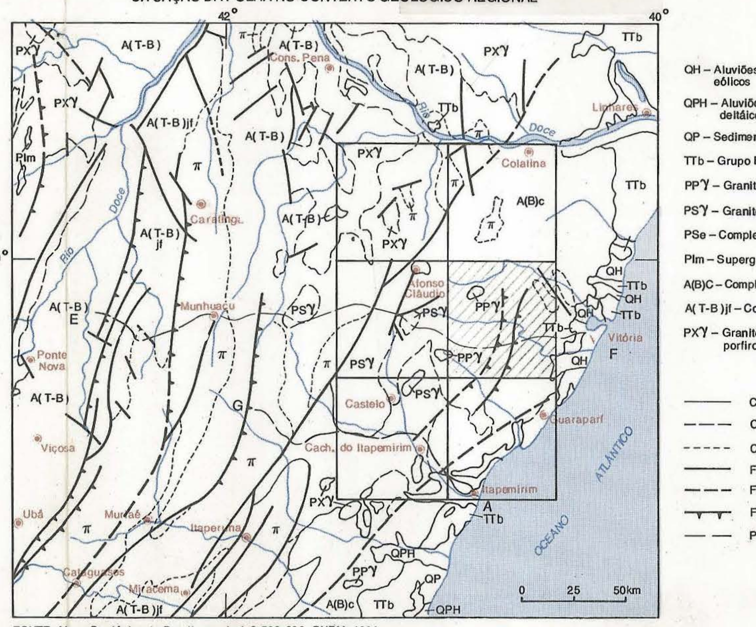
DISCRIMINAÇÃO DOS METALOTECTOS

ÁREAS	INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÕES	METALOTECTOS COMPROVADOS	METALOTECTOS PROVÁVEIS	METALOTECTOS POSSÍVEIS
I	Ouro	Pláceres aluvionais do rio Jucu - Braço Norte.	Partes internas dos meandros do rio Jucu	Barreiras naturais tais como zona de quebra de declive, zona de perda de velocidade de corrente, etc.
II	(Ni, Cr, cromita)			Possível ocorrência de corpos máfico-ultramáficos no âmbito do ortognaisse tonalítico (Υ).
III	(Zn, Pb, W)		Freqüência de paragnaisses aluminosos (kinzigíticos) da facies anfibolito alto (Pps1) pertencente ao Complexo Paraíba do Sul. Zona de anomalia magnética indicativa de corpo intrusivo subaflorante (450m de profundidade) Estrutura dômica	Possíveis zonas sulfetadas contendo Zn+Pb±W Possível influência de intrusão de granitóide subaflorante, na concentração dos elementos metálicos.
IVa,b	Granito como pedras ornamentais "granitos" róseos cinzentos e pretos	Rochas graníticas e gabróicas isotrópicas.	Maciços graníticos tardi a pós-tectônicos: Garrafão (área IVa) e Aracê (área IVb).	Anomalias magnéticas circulares e elípticas.

LISTAGEM DE JAZIMENTOS MINERAIS

Nº DE REFERÊNCIA	SUBSTÂNCIA MINERAL	LOCAL	ROCHAS ASSOCIADAS E/OU HOSPEDEIRA
01	Pegmatito	Alto Possmouser	Gnaisse aluminoso
02	Pegmatito	Alto Santa Maria	Granito
03	Pegmatito	Cristo Rei	Granito
04	Pegmatito	Cristo Rei	Granito
05	Pegmatito	Cristo Rei	Granito
06	Pedras Coradas	Barracão / S. Sebastião	Pegmatito encaixado em gnaisse
07	Pedras Coradas	São Sebastião	Pegmatito encaixado em gnaisse
08	Pedras Coradas	São João	Pegmatito encaixado em granito
09	Pedras Coradas	Cristo Rei	Pegmatito encaixado em granito
10	Água Marinha	Córrego Chico Rei	Aluvião
11	Água Marinha	Córrego Alto Sta. Maria	Aluvião
12	Água Marinha	Córrego Alto Sta. Maria	Aluvião
13	Água Marinha	Córrego Alto Sta. Maria	Aluvião
14	Água Marinha	Alto Possmouser	Aluvião / coluvião
15	Água Marinha	Rio Ponte	Aluvião
16	Água Marinha	Córrego da Lavra	Aluvião
17	Água Marinha	Rio Ponte	Aluvião
18	Água Marinha	Rio Ponte	Aluvião
19	Água Marinha	Córrego de Cima	Aluvião
20	Água Marinha	Rio Ponte	Aluvião
21	Água Marinha	Rio Ponte	Aluvião
22	Água Marinha	Alto Caramurú	Auvião / coluvião
23	Água Marinha	Alto Possmouser	Pegmatito encaixado em gnaisse tonalítico
24	Água Marinha	Alto Possmouser	Pegmatito
25	Água Marinha	Alto Possmouser	Pegmatito
26	Água Marinha	Garrafão	Pegmatito
27	Água Marinha	Cristo Rei	Pegmatito
28	Água Marinha	Cristo Rei	Pegmatito encaixado em granito
29	Água Marinha / Ouro	Rio Ponte	Aluvião
30	Água Mineral	Domingos Martins	Gnaisse fraturado
31	Água Mineral	Domingos Martins	Gnaisse fraturado
32	Água Mineral	Boa Vista	Gnaisse fraturado
33	Água Mineral	Rib. do Crime	Ortognaisse fraturado
34	Areia	Alto Possmouser	Quartzito
35	Areia	Garrafão	Quartzito
36	Areia	Lamego	Quartzito
37	Areia	Boa Esperança	Quartzito
38	Granito	Sítio Sto. Inácio	Quartzo de veio friável
39	Granito	Ribeirão Capixaba	Biotita-gnaisse
40	Granito	Granja Ibérica	Biotita-gnaisse
41	Granito	Domingos Martins	Biotita-gnaisse
42	Granito	Fazenda Berger	Biotita-gnaisse
43	Crisoberilo	Melgaço	Aluvião
44	Ouro	Foz. do córr. Areinhas	Aluvião
45	Ouro	São Rafael	Aluvião do Rio Jucu-Braço Norte
46	Ouro	São Rafael	Aluvião recente do Rio Jucu-Braço Norte
47	Feldspato	Galo	Pegmatito encaixado em gnaisse
48	Bauxita	Costa Pereira	Elúvio em rochas gnáissicas

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

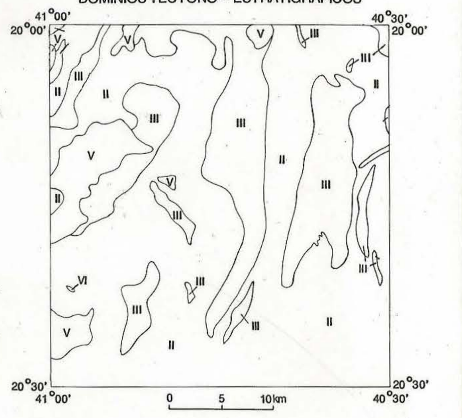


- QH – Aluviões fluviais, depósitos marinhos; eólicos
- QPH – Aluviões fluviais, depósitos marinhos, deltáicos e eólicos
- QP – Sedimentos arenosos
- TTb – Grupo Barreiras
- PPΥ – Granitóide sin e pós-tectônicos
- PSΥ – Granitóide sintectônico
- PSe – Complexo Embu
- Plm – Supergrupo Minas
- A(B)C – Complexo costeiro; π charnoquito s.l.
- A(T-B)jf – Complexo Juiz de Fora
- PXΥ – Granitóide comumente quartzoide porfiroblástico

Contato definido; Contato aproximado; Contato litológico; Falha definida; Falha aproximada; Falha de empurrão; Perfil Gravimétrico

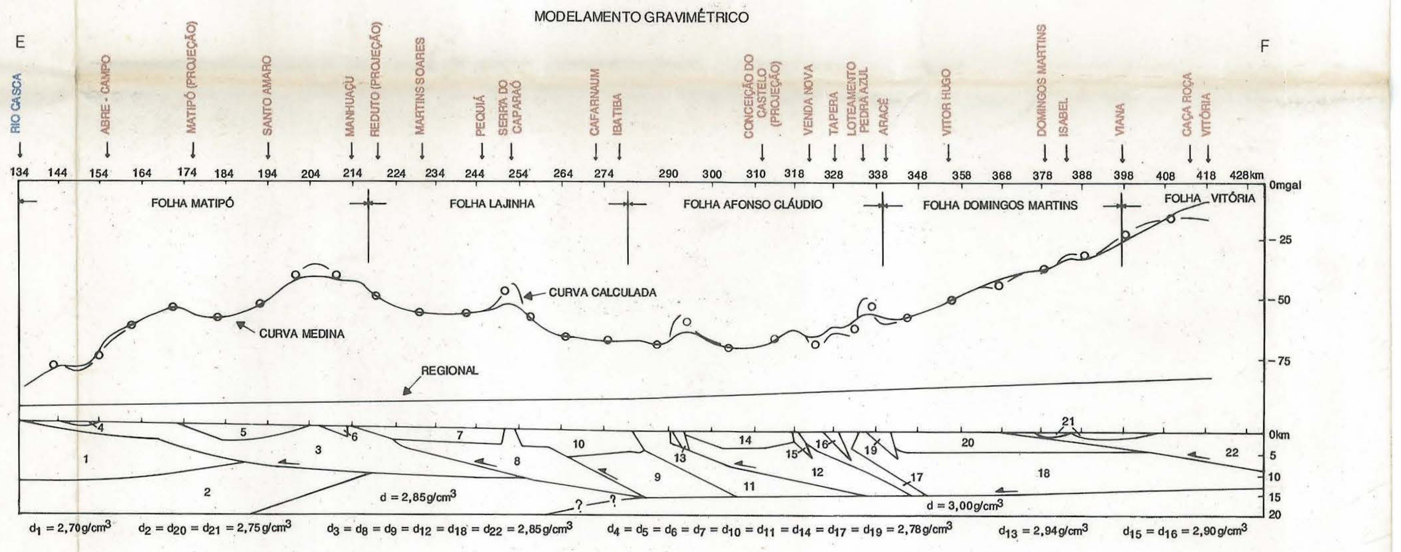
FONTE: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981

DOMÍNIOS TECTONO – ESTRATIGRÁFICOS



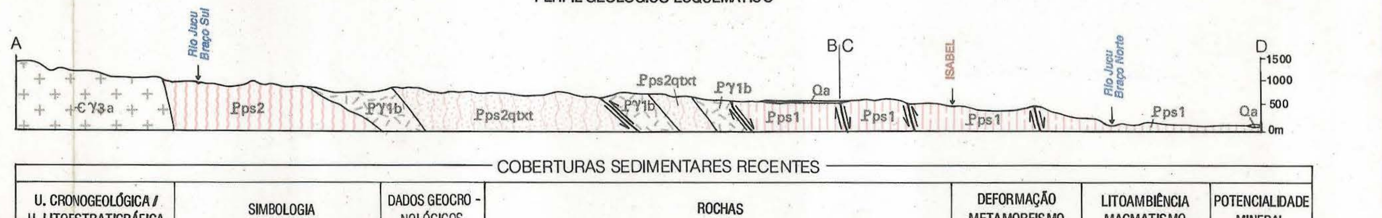
- II – Complexo Paraíba do Sul
- III – Intrusivas básicas e ácidas sin e tarditangenciais
- V – Intrusivas ácidas, intermediárias e básicas tardi a pós-trasncorrentes
- VI – Intrusivas ácidas pós-transcorrentes

MODELAMENTO GRAVIMÉTRICO



d_1 = 2,70g/cm³ $d_2 = d_{20} = d_{21}$ = 2,75g/cm³ $d_3 = d_8 = d_9 = d_{12} = d_{18} = d_{22}$ = 2,85g/cm³ $d_4 = d_5 = d_6 = d_7 = d_{10} = d_{11} = d_{14} = d_{17} = d_{19}$ = 2,78g/cm³ d_{13} = 2,94g/cm³ $d_{15} = d_{16}$ = 2,90g/cm³

PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



COBERTURAS SEDIMENTARES RECENTES

U. CRONOGEOLÓGICA / U. LITOESTRATIGRÁFICA	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA MAGMATISMO	POTENCIALIDADE MINERAL
FANEROZÓICO – CENOZÓICO – QUATERNÁRIO – DEPÓSITOS ALUVIONARES	Qa	–	Depósitos aluvionares inconsolidados - cascalho fino a grosso, com areia, areia com seixos, areia fina a grossa, areia argilosa, argila arenosa e argila.	–	–	Areia, Argila, Ouro

NÃO CONFORMIDADE

DOMÍNIO DA INFRA–ESTRUTURA DA CROSTA INTERMEDIÁRIA

U. CRONOGEOLÓGICA / U. LITOESTRATIGRÁFICA	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA MAGMATISMO	POTENCIALIDADE MINERAL
FANEROZÓICO – PALEOZÓICO – ORDOVICIANO – INTRUSIVAS ÁCIDAS PÓS-TRANSCORRENTES	OΥ4	450 Ma. *	OΥ4 - Allanita granito cinza claro, fino a médio, isotrópico. Geralmente ocorre como diques descontínuos.	–	Granito tipo I cálcio-alcalino metaluminoso, tardi-orogênico interplaca.	Rocha ornamental
	GR		GR = granito			Allanita
FANEROZÓICO – PALEOZÓICO – CAMBRIANO – INTRUSIVAS ÁCIDAS A BÁSICAS TARDI A PÓS-TRANSCORRENTES	€Υ3g	515 Ma. * (U/Pb em zircão) 600 Ma. * (Rb/Sr em rocha total)	MACIÇO GARRAFÃO: €Υ3g – Microclina granito róseo a cinza claro, geralmente grosso (porfirítico), foliação incipiente a isotrópico. Grande quantidade de pegmatitos e/ou veios pegmatóides, xenólitos de quartzito grosso, hornblenda gnáisses, enderbito e granada-biotita gnaisse. Nas bordas do maciço ocorrem quartzodiorito e enderbito.	D2(?)	Granitóides tipo I (MS a MD) cálcio-alcalinos a alcalinos metaluminosos, tardi-orogênicos a soerguimentos pós-colisionais, intraplaca.	Rocha ornamental, Berilo, Água marinha, Caulim
	€Υ3a		MACIÇO ARACÊ: €Υ3a – Microclina granito e moscovita-biotita granito, médios, cinza a cinza claros, isotrópicos. Nas bordas quartzo-diorito cinza escuro, grosso. Xenólitos de anfibólio-biotita gnaisse, cinza a cinza escuro, bandado.			
	€Υ3ac		MACIÇO AFONSO CLÁUDIO: €Υ3ac – Domina granito porfirítico com megacristais de microclina de até 4cm x 5cm imersos numa matriz média a grossa. No centro da suíte ocorre norito e quartzo-diorito. Localmente, piroxênio monzonito e xenólitos de rocha calciossilicática.			
	€Υ3fb		GRANITO FAZENDA BERGER: €Υ3fb – Microclina granito róseo a acinzentado, grosso, foliação incipiente. Xenolitos de granada-biotita gnaisse. Charnockito na borda leste.			
	€Υ3rp		GRANITO RIO PONTE: €Υ3rp – Granito cinza claro, fino a médio, isotrópico, com borda diorítica.			
	€Υqd		QUARTZO: €Υqd – Diorito de cor cinza esverdeada, granulação média a grosseira, constituído por quartzo, plagioclásio, biotita, anfibólio e opacos.			
	€δnr		NORITO RECREIO: €δnr – Norito cinza esverdeado, médio a grosso, isotrópico, com xenólitos de gnaisse aluminoso (Pps1).			

NÃO CONFORMIDADE

U. CRONOGEOLÓGICA / U. LITOESTRATIGRÁFICA	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA MAGMATISMO	POTENCIALIDADE MINERAL
PROTEROZÓICO – INTRUSIVAS ÁCIDAS SIN A TARDITANGENCIAIS	PΥ1b	650–580 Ma.* (U/Pb em zircão)	PΥ1b – Ortognaisse tonalítico cinza a esbranquiçado, médio a grosso, localmente porfiroblástico; foliação gnáissica e/ou cataclástica. Enclaves de hornblenda-biotita gnaisse e de gnaisse aluminoso.	D1,D2,D3(?) Facies Anfibolito	Granitóides tipo I (MS), cálcio-alcalinos, meta e peraluminosos, pré-colisionais a fracionados do manto.	Água mineral, Material de construção
	PΥ1c	449 ± 5 Ma. * (K/Ar em biotita)	PΥ1c – Ortognaisse de composição granítica, granatífero, cinza claro, médio a grosso; localmente porfiroblástico.		Granitóides tipo S (CR), cálcio-alcalinos, sin-colisionais.	
	PΥgl2	732 Ma. (Rb/Sr em rocha total)	PΥgl2 – Gnaisse enderbítico cinza escuro a esverdeado, médio a grosso, foliação incipiente a bem pronunciada.	D1,D2 Facies Granulito	Granitóides tipo I (MS), cálcio-alcalinos, metaluminosos, pré-colisionais.	
PROTEROZÓICO – COMPLEXO PARAÍBA DO SUL	Pps1	756 Ma. (Rb/Sr em rocha total) 676 M.a. (Rb/Sr em rocha total)	Pps1 – Grafita-cordierita-sillimanita-granada-biotita gnaisse cinza a cinza escuro, granulação média, bandado, dobrado, localmente migmatizado, lentes de rochas calciossilicáticas. Raras lentes de anfibolito.	Dn,D1,D2,D3 Facies Anfibolito a Granulito	Seqüências Deltaica e do talude superior a inferior.	Grafita, Água Mineral
	Pps2, Pps2qtxt	670 ± 10 M.a. a 458 ± 13 M.a. (K/Ar em biotita)	Pps2 – Sillimanita-biotita gnaisse quartzoso e biotita-anfibólio gnaisse cinza a cinza escuro, granulação fina a média, bandado, fitado, localmente migmatizado. Intercalações de anfibolitos e rochas calciossilicáticas. Freqüentes níveis de quartzito associados a granada-sillimanita gnaisse de aspecto xistoso (qtxt).		Seqüência Plataformal com contribuição vulcânica.	Ouro, Quartzo

Dn = bandamento pré-transposição D1 = foliação de transposição (regime tangencial) D2 = dobramentos, transcorrência D3 = dobramento aberto * = Dados geocronológicos fora da folha

- Contato
- Contato aproximado
- Contato transicional
- Falha
- Falha provável
- Falha transcorrente sinistral
- Falha transcorrente dextral
- Falha contracional de baixo angulo
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral aproximado
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- Fratura
- Fotolineamentos estruturais
- Dobra antiformal
- Dobra antiformal D1 com caimento indicado
- Dobra antiformal D2 com caimento indicado
- Dobra antiformal D3 com caimento indicado
- Dobra sinformal D3 com caimento indicado
- Foliação com mergulho indicado e medido
- Foliação vertical
- Junta de cisalhamento com mergulho medido e indicado
- Junta de cisalhamento vertical
- Lineação B com caimento medido
- Lineações B1 com caimento medido
- Lineações B2 com caimento medido
- Lineações B3 com caimento medido
- Lineação mineral com valor medido
- CIDADE
- Vila
- Povoado e outras localidades
- Estrada pavimentada
- Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
- Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
- Estrada de ferro
- Curso de água permanente
- Barragem, açude

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL
FOLHA DOMINGOS MARTINS

ESCALA 1: 100.000

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1992

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

BAIXO GUANDU SE-24-Y-C-V	COLATINA SE-24-Y-C-VI	ARACRUZ SE-24-Y-D-IV
AFONSO CLÁUDIO SF-24-V-A-II	DOMINGOS MARTINS SF-24-V-A-III	SF-24-V-B-II
CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM SF-24-V-A-V	PIÚMA SF-24-V-A-VI	SF-24-V-A-IV

Base planimétrica processada por tecnologia digital. Dados disponíveis em arquivos magnéticos, armazenados no Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIR.
Tratamento e processamento digital a cargo da Superintendência de Planejamento, Informática e Métodos – SUPLIM/CPRM.
Coordenação geral: Carlos Alfredo Guimarães da Vinha.
Controle técnico e manutenção: Gilberto da Vinha e João Batista V. Dias Junior.
Base cartográfica gerada a partir da redução das folhas SF.24-V-A-III-1 – Garrafão, SF.24-V-A-III-2 – Santa Leopoldina, SF.24-V-A-III-3 – Araguaia, SF.24-V-A-III-4 – Domingos Martins, 1ª ed., IBGE, 1978, da escala 1:50.000 para 1:100.000.
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 39° W.Gr., acrescidas as constantes: 1000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre – MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1992: 22°25'W. Cresce 8' anualmente.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BH, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia – CECAR/CPRM.
Chefia: Célio Lima de Macedo.
Planejamento cartográfico geral: Célio Lima de Macedo e Milton Brand Baptista.
Preparo da base para digitalização: Manoel Leite de Sá.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho.
Especificações e revisão da execução cartográfica: Wilhelm Petter de Freire Bernard, Marilia Gomes dos Santos, Carlos Alberto da Silva Copolillo e Maria Luiza Poucinho.
Digitalização da base planimétrica: COMPLASA Computação e Planejamento S/A.

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, desde setembro de 1985.
Coordenação na Superintendência Regional de Belo Horizonte: Carlos Alberto Heineck.
Técnicos responsáveis por esta folha:
Metalogenia: Carlos Alberto Heineck e Wilson Luis Féboli.
Geoquímica: Adolfo Alves de Souza e Hélio Antônio de Souza.
Geofísica: Ricardo Moacyr de Vasconcellos, Raimundo A. A. D. Gomes, Edson L. Barreto e Mário J. Metelo.
Cadastramento Mineral: Wilson Luis Féboli.
Para a compilação deste tema foi utilizado, como base, o mapa geológico desta folha.

Edição patrocinada por
GERES
Grupo Executivo para Recuperação Econômica do Estado do Espírito Santo

Projeto: Cachoeiro de Itapemirim
Carta metalogenetica previsional folha Domingos Martins SF.24-V-A-III, escala 1:100.000
Domingos Martins folha SF.24-V-A-III Estado do Espirito Santo texto explicativo
Ex. 2
Registro: 05285