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

CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM

FOLHA SF.24-V-A-V

– ESTADO DO ESPÍRITO SANTO –

TEXTO EXPLICATIVO

ORGANIZADO POR

Jodauro Nery da Silva

Edição patrocinada por

Grupo Executivo para Recuperação
Econômica do Estado do Espírito Santo

CPRM
BRASÍLIA

1993

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 Oití 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

CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM

FOLHA SF.24–V–A–V

ESCALA 1:100.000

296

C P R M — S I O T E
ARQUIVO TÉCNICO
Relatório n.º 2184-S
N.º de Volumes: 1 V: —
PHR-011162

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 CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM

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

CRÉDITOS DE AUTORIA

TEXTO EXPLICATIVO:

PARTE I

Capítulo 1 a 3	João Bosco Viana Drumond
Capítulo 4	José Heleno Ribeiro

PARTE II

Capítulo 1	Atahualpa Valença Padilha
Capítulo 2	Jodauro Nery da Silva (Estratigrafia e Terras-Raras),
	Frederico Ozanan Raposo (Litoquímica)
	Emiliano Cornélio de Souza (Terras-Raras)
	Carlos Alberto Heineck (item 2.1)
Capítulo 3	Orivaldo Ferreira Baltazar
Capítulo 4	Adolfo Alves de Souza
	Hélio Antonio de Souza
Capítulo 5	Ricardo Moacyr de Vasconcellos
	Raimundo Antônio Alves Dias Gomes
	Edson Lopes Barreto
	Mário José Metello
Capítulo 6	Atahualpa Valença Padilha
Capítulo 7	João Bosco Viana Drumond
Capítulo 8	Jodauro Nery da Silva

PARTE III

Capítulo 1 e 2	Jodauro Nery da Silva

CARTAS:

Carta Geológica:
Jodauro Nery da Silva

Carta Metalogenética-Previsional:
Inácio Medeiros Delgado
João Bosco Viana Drumond
Carlos Alberto Heineck
Jodauro Nery da Silva

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

Petrografia
Antônio C. Pedrosa Soares
Antônio Gilberto Costa
Heinrich A. Horn
Hubert M. P. Roeser
Ludimila Maria M. Pereira
Marcelo A. Nassif
Márcia Zucchetti
Sônia Pinto Prates

Amostragem Geoquímica
Adolfo Alves de Souza
Valter Gonçalves de Araújo

Gravimetria
Gesler Ferreira
Celso Silvestre de Andrade

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

SILVA, Jodauro Nery da

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro de Itapemirim. Folha SF.24-V-A-V. Estado do Espírito Santo. Escala 1:100.000. Org. por Joadauro Nery da Silva. Brasília, DNPM/CPRM, 1993.

176 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 Sóocio-econômicos 7
3.3 Geomorfologia 7
3.3.1 Faixa de Agradação Cachoeiro de Itapemirim – Castelo 7
3.3.2 Feições de Mar de Morros 7
3.3.3 Remanescentes do Ciclo Sul-Americano 8
Capítulo 4 – Metodologia 9

PARTE II – GEOLOGIA DA FOLHA CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM
Capítulo 1 – Geologia Regional 15
1.1 Introdução 15
1.2 Retrospectiva dos Dados Geocronológicos 15
1.2.1 Determinações K/Ar 15
1.2.2 Determinações Rb/Sr 15
1.2.3 Determinações U/Pb 23
1.2.4 Discussão dos Dados Geocronológicos 25
1.3 Geologia 26
Capítulo 2 – Estratigrafia, Petrologia e Litoquímica 27
2.1 Comentários Gerais 27
2.2 Complexo Juiz de Fora 29
2.2.1 Aspectos Gerais 29
2.2.2 Rochas Granulíticas – A(T,B)jf1 31
2.3 Complexo Paraíba do Sul 32
2.3.1 Aspectos Gerais 32
2.3.2 Unidade Pps1 33
2.3.3 Litoquímica da Unidade Pps1 34
2.3.4 Unidade Pps2 38
2.3.5 Unidade Pps3 40
2.3.6 Unidade Pps8 41
2.3.7 Litoquímica dos gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 42
2.3.8 Unidade Pps9 48
2.3.9 Litoquímica dos gnaisses da Unidade Pps9 50
2.4 Granitóides Sin a Tardi-tangenciais 53
2.4.1 Aspectos Gerais 53
2.4.2 Ortognaisses Estrela - Pγ1 53
2.4.3 Litoquímica dos ortognaisses Estrela 54

2.4.4 Ortognaisse Cachoeiro – Pγ1a 58
2.4.5 Ortognaisse Limoeiro – Pγ1a 60
2.4.6 Ortognaisse Santa Helena – Pγ1a 60
2.4.7 Litoquímica dos ortognaisses Cachoeiro 61
2.4.8 Ortognaisse Muniz Freire – Pγ1a 69
2.4.9 Litoquímica dos ortognaisses Muniz Freire 69
2.4.10 Ortognaisse tipo Virgínia Velha – Pγ1b 73
2.5 Intrusivas Ácidas Intermediárias e Básicas Tardi a Pós-Transcorrentes 74
2.5.1 Maciço Santa Angélica 74
2.5.2 Maciço Castelo 75
2.5.3 Maciço Alto Chapéu 76
2.5.4 Migmatito 76
2.5.5 Corpos Básicos 77
2.5.5.1 Litoquímica dos Corpos Básicos 77
2.5.6 Maciços Graníticos (∈γ3gr3) 79
2.5.6.1 Litoquímica dos Maciços Intrusivos Tardi a Pós-Transcorrentes 80
2.6 Intrusivas Ácidas Pós-Transcorrentes 85
2.6.1 Diques Graníticos 85
2.6.2 Litoquímica dos Diques Graníticos 85
2.7 Intrusivas Básicas 88
2.8 Depósitos Quaternários 88
Capítulo 3 – Geologia Estrutural 91
3.1 Introdução 91
3.2 Fases de Deformação 91
3.2.1 Deformação D1 91
3.2.2 Deformação D2 92
3.2.3 Deformação D3 93
3.3 Análise Geométrica 93
Capítulo 4 – Geoquímica 97
4.1 Sistemática Adotada 97
4.1.1 Amostragem 97
4.1.2 Preparação das Amostras e Análises Geoquímicas 97
4.1.3 Controle de Qualidade 97
4.1.4 Critérios de Interpretação 99
4.2 Prospecção Geoquímica 99
4.3 Distribuição Geoquímica dos Elementos Químicos nas Unidades Geológicas 99
4.3.1 Ortognaisses 100
4.3.2 Ortognaisse Estrela 101
4.3.3 Maciços Intrusivos 101
4.3.4 Gnaisses das Unidades Pps3 e Pps8 102
4.3.5 Gnaisses Aluminosos da Unidade Pps1 102
4.4 Descrição das Faixas Anômalas 102
Capítulo 5 – Geofísica 105
5.1 Sistemática Adotada 105
5.2 Dados Utilizados 105
5.2.1 Aerogeofísica 105
5.2.2 Geofísica Terrestre 108
5.3 Interpretação e Correlação de dados 108
5.3.1 Interpretação Geofísica Regional 108
5.3.1.1 Gravimetria 108
5.3.1.2 Aeromagnetometria 112
5.3.2 Interpretação Geofísica da Folha Cachoeiro de Itapemirim 115
5.3.2.1 Aeromagnetometria 115
5.3.2.2 Modelamento Automático de Anomalias 120
Capítulo 6 – Evolução Geológica 121
6.1 Consideraçoes Preliminares 121

6.2 Domínios Geotectônicos 122
6.2.1 Paraplataforma de Mutum 122
6.2.2 Cinturão de Cisalhamento de Baixo Ângulo Muqui-Colatina 122
6.3 Proposta de Síntese Evolutiva 123
Capítulo 7 – Geologia Econômica 125
7.1 Panorama Mineral da Área 125
7.1.1 Mármores 125
7.1.2 Granito 126
7.1.3 Granito Cinza 126
7.1.4 Granitos Porfiríticos 126
7.1.5 Gabro 127
7.1.6 Material de Construção 127
7.1.7 Pegmatitos 127
7.1.8 Ouro 127
7.2 Aspectos Ambientais 127
Capítulo 8 – Metalogenia 129
8.1 Introdução 129
8.2 Concepção e Metodologia da Carta Metalogenética-Previsional 129
8.3 Panorama Metalogenético 131
8.3.1 Complexo Paraíba do Sul 131
8.3.1.1 Gnaisses Aluminosos da Unidade Pps1 131
8.3.1.2 Gnaisses da Unidade Pps3 131
8.3.2 Plutonismo Granitóide 132
8.3.2.1 Ortognaisse Estrela 132
8.3.2.2 Ortognaisse Cachoeiro 132
8.3.2.3 Ortognaisse Muniz Freire 133
8.3.2.4 Corpos Graníticos 134
8.3.3 Aluviões 135

PARTE III – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES
Capítulo 1 – Conclusões 139
1.1 Geologia 139
1.2 Geoquímica 140
1.3 Geofísica 140
1.4 Metalogenia 140
Capítulo 2 – Recomendações 143

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

APÊNDICES:
1 – Súmula dos Dados de Produção 153
2 – Ilustrações Fotográficas 167

ANEXOS
- Carta Geológica
- Carta Metalogenética-Previsional

RESUMO

O presente trabalho, integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, que vem sendo executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, compreendeu o mapeamento geológico sistemático da Folha Cachoeiro de Itapemirim (SF.24-V-A-V), situada na região sul do Estado do Espírito Santo. Este mapeamento, integrado com os levantamentos, geoquímico e geofísico, resultou na produção de cartas geológica e metalogenética-previsional, com densidade de informações compatível com a escala 1:100.000.

A Folha Cachoeiro de Itapemirim está inserida em dois contextos geotectônicos de origem e idade distintas: o Domínio da Crosta Inferior, constituído de terrenos arqueanos, e o Domínio da Supra-estrutura da Crosta Intermediária, representado por terrenos proterozóicos.

Os litótipos do Domínio da Crosta Inferior são muito pouco expressivos na área, observando-se uma minúscula faixa no extremo NW de rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora balizada pelo Lineamento de Guaçuí, de caráter dextral.

No Domínio da Supra-estrutura da Crosta Intermediária os litótipos foram agrupados em cinco conjuntos distintos: Complexo Paraíba do Sul; Granitóides Sin a Tardi-tangenciais; Intrusivas Ácidas, Intermediárias Tardi a Pós-Transcorrentes; Intrusivas Ácidas Pós-Transcorrentes e Intrusivas Básicas.

O Complexo Paraíba do Sul foi subdividido em cinco unidades. Duas com características francamente paraderivadas, representadas por gnaisses aluminosos, biotita gnaisses e quarzitos, e as outras três compostas dominantemente por ortognaisses de composição granodiorítica a tonalítica, de caráter calcialcalino, metaluminoso e peraluminoso e com imbricações de metassedimentos, tais como rochas calcissilicáticas, mármores e quartzitos. Os componentes ortoderivados parecem constituir um grande batólito, sendo representados por anfibólio-biotita gnaisses bandados, com foliação de transposição *St* bem desenvolvida e fácies metamórfica anfibolito. São identificadas três fases de deformação, denominadas: D1 – fase de transposição; D2 – cisalhamento de alto ângulo; e D3-dobramento aberto.

Os Granitóides Sin a Tardi-tangenciais constituem três unidades litológicas de composição granítica a tonalítica, de aspecto granítico, com foliação incipiente.

As Intrusivas Ácidas, Intermediárias e Básicas Tardi a Pós-Transcorrentes estão representadas pelos maciços intrusivos de composição granítica, granodiorítica, diorítica e gábrica. Em alguns corpos, como no Maciço Santa Angélica, coexistem rochas ácidas e básicas, resultado da mistura de magmas de origem mantélica, evoluídos através da diferenciação e fusão subcrustal.

As Intrusivas Ácidas Pós-Transcorrentes estão materializadas por diques de espessuras centimétricas a decamétricas e de extensão variada, sendo de composição granítica a quartzomonzonítica e de granulação fina a média.

O último evento magmático (Intrusivas Básicas) detectado na área é representado pelos diques de diabásio, de provável idade jurássica, com espessuras centimétricas, sendo todavia bastante escassos na área.

Sobrejacente a todos os outros litótipos cristalinos ocorrem, em sítios localizados, depósitos aluvionares, ao longo das principais drenagens, e restritos depósitos coluvionares.

A análise conjugada dos mapas aeromagnetométricos e dos perfis gravimétricos terrestres proporcionou o entendimento da forma e profundidade dos corpos geológicos, das variações da espessura da crosta superior e das descontinuidades estruturais, profundas.

A prospecção geoquímica regional, com base na amostragem de sedimentos de corrente e concentrados de bateia, permitiu individualizar três faixas anômalas com potencial prospectivo para ouro e/ou sulfetos, as quais estão de alguma forma ligadas aos maciços graníticos.

A carta metalogenética-previsional apresenta 13 áreas de interesse para a prospecção mineral, selecionadas a partir da integração multidisciplinar das informações geológicas, geoquímicas e geofísicas, além das do cadastramento mineral. Dentre as áreas selecionadas, duas são indicadas para Au e/ou sulfetos, cinco para mármore e sete para granito como pedra ornamental.

ABSTRACT

The present report, related to Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil Program, deals with a systematic, integrated with geochemical, geophysical and metallogenetic studies, geological mapping of the (SF-24-V-A-V) Cachoeiro de Itapemirim Sheet, on the 1:100.000 scale, carried out by CPRM for the DNPM in the Espirito Santo Southern region.

The mapped area comprehends two different geotetonic domains in origin and age: the lower crust unit (Archean terrains) and the intermediate crust suprastructure domain (Proterozoic terrains). Poorly exposed in the area, the lower crust unit lithotypes occur in a very small band of granulitic rocks of the Juiz de Fora Complex, bordered, at southeast, by the Guaçui Lineament of dextral trend. The intermediate crust lithotypes were subdivided into five distinct sets: the Paraiba do Sul Complex; Syn to Late Tangential Acid Intrusives; Late to Post-Transcurrent Acid to Basic Intrusives; Post-Transcurrent Acid Intrusives and Basic Intrusives.

The Paraiba do Sul Complex was subdivided into five units, two of which showing clearly para derived characteristics (aluminous gneisses, biotite-gneisses and quartzites), the remaining being dominantly composed of metaluminous and peraluminous ortogneisses of tonalitic to granodioritc composition, calc-alkaline in character and with metasedimentary sheets such as calc-sillicatics, marbles and quartzites. The orthoderived components, presently represented by banded amphibole biotite-gneisses, show well developed St transpositional foliation, metamorphic amphibolite facies and appear to constitute a part of a large batholith. Three deformation phases have been identified: the D1 transposition phase the D2-high angle shear zone and the D3 large wavelenght folding.

The syn/late tangential granitoids constitute three lithological types of granitic to tonalitic composition and granitics features with incipient foliation.

The late to post-transcurrent acid, intermediate and basic intrusives are represented by intrusive bodies of granitic, granodioritic, dioritic and gabbric composition. In some of these co-exist (Sta Angélica) acid and basic rocks, resulting from magma-mixing of mantle origin and through diferentiation and crustal melting.

The Post-Transcurrent and acid intrusives are represented by fine to median-grained dykes, centimetric to decimetric in thickness and, varied in lengthiness, of granitic to granodioritic composition. Centimetric in thickness diabasic dykes probably of Jurassic age represent the last magmatic event detected in the area.

In localized sites, along the major drainages, and overlapping all the other lythotypes are alluvial and restricted colluvial deposits.

Aeromagnetometric maps and gravimetric logging permitted shape and depth of geological bodies to be interpretated as well as the crust thickness ranging and deep structural descontinuities.

The regional geochemical survey permitted through stream sediment sampling and pan concentrate to individualize three areas, influenced by granitic massives anomalous banks, as potentially favorable for Au/and or sulphides prospecting.

Mineral inventory and metallogenetic previsional analysis based on integrated multidisciplinar geological, geochemical and geophysical information delimited thirteen areas of interest for mineral prospecting. Among the selected areas two are favorable for Au/sulphides prospecting, five for marble and seven for ornamental granite.

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, afim 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

Situa-se entre os meridianos de 41°00'e 41°30' a oeste de Greenwich e paralelos 20°30' e 21°00' de latitude sul, na região sul do Estado do Espírito Santo (figura I.2.1). Os principais centros populacionais são as cidades de Cachoeiro de Itapemirim, Castelo, Jerônimo Monteiro, Muqui, Attilio Vivacqua, Vargem Alta. Outras vilas de menor porte são Anutiba, Santa Angélica, Conduru, Itaoca, Rive, Rio Muqui, São José de Fruteira, Jaciguá e Burarama.

O principal acesso à folha é feito pela BR-101, que liga Vitória ao Rio de Janeiro, com variante para Cachoeiro de Itapemirim. Outras estradas asfaltadas ligam Cachoeiro de Itapemirim às cidades de Castelo, Attilio Vivacqua, Vargem Alta, Marataízes, Muqui, Jerônimo Monteiro e estradas asfaltadas importantes interligam a folha à BR-262, tais como Castelo-Venda Nova, Alegre -Muniz Freire e Vargem Alta-Aracê. Toda a área possui inúmeras estradas encascalhadas que dão acesso aos seus vários produtos. A estrada de ferro Rio de Janeiro-Vitória corta a Folha na porção sul. Todas as cidades e principais localidades e vilas são servidas por sistema de telefonia DDD.

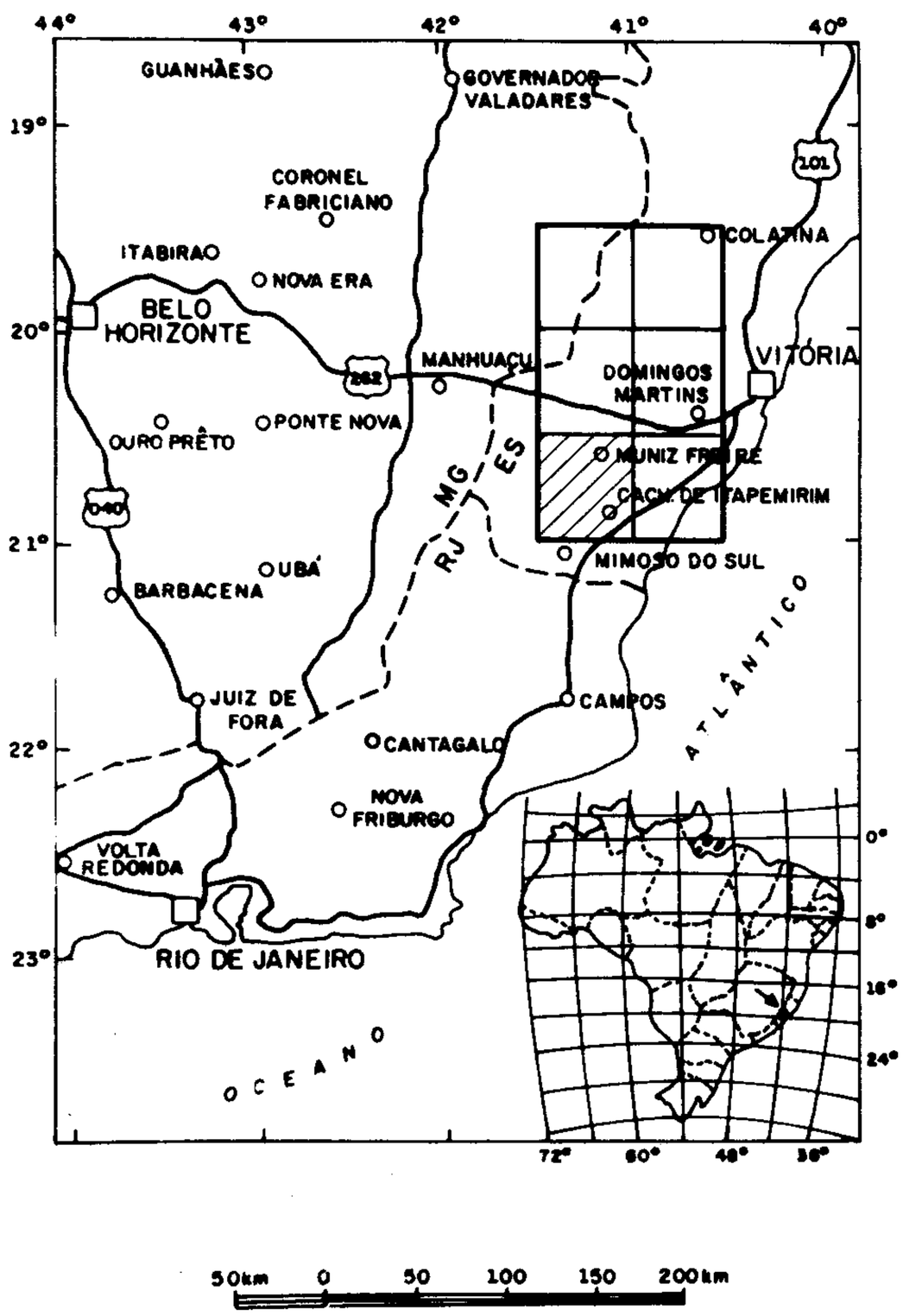


Figura I.2.1 – Mapa de localização.

Capítulo 3
Geografia e Geomorfologia

por
João Bosco Viana Drumond

3.1 Clima, Vegetação, Hidrografia e Solos

O clima é tropical, com duas estações bem definidas: a das chuvas, no período novembro-abril, e a da seca, entre os meses de maio-outubro. A pluviosidade anual oscila em torno de 1.500mm podendo chegar a 2.000mm nas zonas mais elevadas. As temperaturas anuais chegam ao máximo nos meses de dezembro-janeiro, onde atingem 40°C, e nos períodos mais frios ficam em torno de 20°C.

A vegetação natural já se encontra em estágio avançado de devastação, persistindo porém restos da mesma tanto nas regiões mais elevadas quanto recobrindo algumas nascentes de cursos d'água.

A rede hidrográfica é formada pelos rios Itapemirim e Castelo, bem como por seus vários afluentes e subafluentes, com destaque para o córrego Caxixe e rio da Prata.

Devido ao surto de desenvolvimento industrial da área os cursos d'água estão passando por um processo gradativo de poluição, havendo já uma descaracterização da fauna e da flora.

O solo dominante é o tipo latossolo de cores que variam do amarelo ao castanho-avermelhado. Encontra-se associado a qualquer tipo de rocha e pode atingir grandes profundidades.

3.2 Aspectos Sócio-Econômicos

Nota-se em toda a população um franco predomínio da imigração italiana que constitui, assim, a principal etnia. Toda essa população de origem européia vem assumindo todos os segmentos do desenvolvimento da área.

Sua economia é baseada principalmente na produção agrícola, embora a extração e beneficiamento de granitos e mármores venha se desenvolvendo em grande escala tanto em Cachoeiro de Itapemirim como em Castelo. A agricultura é diversificada, sendo cultivado o café tanto do tipo "arábica", nas altitudes acima de 600m, quanto o africano "robusta", nas zonas mais rebaixadas.

A produção de hortigranjeiros, com o emprego de irrigação artificial, está sendo difundida em toda a região.

Na localidade de Itaoca, próximo a Cachoeiro de Itapemirim, a indústria de mármore está em franco desenvolvimento.

De uma grande lente de mármore, em várias frentes de lavra, é extraída matéria-prima para: indústria cimenteira, fábrica de tintas, corretivo de solo, cal, fundente de alto forno, aglomerante de *pellets*, placas de mármore para revestimento e outras várias aplicações. Cumpre assinalar que a região de Itaoca é a maior produtora nacional de mármores para revestimento.

3.3 Geomorfologia

A geomorfologia da área pode ser compatibilizada em três domínios bem distintos.

1. Faixa de Agradação Cachoeiro de Itapemirim-Castelo
2. Feições de Mar de Morros
3. Remanescentes do Ciclo Sul-Americano

3.3.1 Faixa de Agradação Cachoeiro de Itapemirim-Castelo

Corresponde às feições morfológicas dominantes entre as cotas altimétricas de 80 a 100m. Nesta unidade situam-se as cidades de Cachoeiro de Itapemirim, Castelo, Jerônimo Monteiro e Muqui. Constitui uma área aplainada, com raras feições montanhosas isoladas. Constitui um domínio onde se acham encaixados os rios Itapemirim e Castelo. São áreas de superfícies suaves, vales abertos e interflúvios abaulados, dominados por intensa ação intempérica onde os afloramentos rochosos são raros e esparsos. A vegetação dominante é constituída por gramíneas e raros capões de mato preservados da ação antrópica.

3.3.2 Feições de Mar de Morros

São os contrafortes rochosos que mantêm os remanescentes do Ciclo Sul-Americano e que são constituídos de tipos mais resistentes à ação intempérica, tais como granitos e ortognaisses. Esta unidade é visualizada em uma faixa que se estende desde o extremo ocidental até a porção oriental da Folha. Situam-se neste âmbito os maciços de Santa Angélica, Castelo, Alto Chapéu e as serras da Cobiça e São Vicente. As altitudes oscilam entre 200 a 900m e são

tomadas de elevada declividade, caracterizadas pela profusão de pães de açúcar. São áreas que estão submetidas a um processo intenso de dissecação, mas que são palcos de grande resistência. Os resultantes de todo esse processo são os edifícios litológicos esculpidos e desnudados, constituindo verdadeiras sentinelas da ação intempérica.

3.3.3 Remanescentes do Ciclo Sul-Americano

Esta feição morfológica é a mais característica de todas, pois constitui uma área que vem sendo preservada, embora os processos erosivos estejam em franco desenvolvimento. Desenvolve-se na parte meridional da Folha e avança para as folhas de Afonso Cláudio e Domingos Martins. As altitudes dominantes se estabelecem em torno da cota de 900m, com variações localizadas. Seu relevo torna-se mais suave, composto por vales de baixo gradiente e drenagens secundárias pouco encaixadas, onde se desenvolvem interflúvios abaulados dominados por um espesso solo. A vegetação nativa é luxuriante, com árvores de médio a alto porte. Esta feição morfológica possui uma denominação local de "mata fria", onde são desenvolvidas as melhores culturas da região.

Capítulo 4
Metodologia

por
José Heleno Ribeiro

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

Dentro das previsões estabelecidas no cronograma procurou-se cumprir a contento as várias etapas enumeradas a seguir:

1ª Etapa – Levantamento e Aquisição da Documentação Básica necessária à execução e ao embasamento do Projeto em epígrafe.

A documentação conseguida 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 sendo 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 em análise dos elementos contidos nas fotografias aéreas através de método utilizado pelo Professor Dr. Paulo César Soares. Essa primeira fotointerpretação deu origem a um mapa fotogeológico preliminar que permitiu o planejamento da próxima etapa. 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 pelo mapa fotogeológico, o que permitiu um planejamento mais seguro dos trabalhos a serem executados durante o mapeamento geológico. Outro objetivo desse reconhecimento foi a uniformização da linguagem técnica a ser empregada.

5ª Etapa – Fotointerpretação II

Período em que se buscou aprimorar o mapa fotogeológico e acertá-lo com os dados adquiridos durante o reconhecimento geológico. 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 litológicas que poderiam ser correlacionadas com aquelas do Espírito Santo. Nessa mesma etapa houve uma reformulação do referido 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 obtenção de parâmetros geoquímicos aplicáveis ao trabalho regional.

6ª Etapa – Mapeamento Geológico

De posse das fotografias aéreas reinterpretadas, do mapa fotogeológico e de mapas geológicos já existentes em outras escalas, foi iniciada a execução dos trabalhos, através de perfis geológicos estratégicos, de modo a obterem-se as informações possíveis necessárias à elaboração da Carta Geológica. Assim foram visitados e estudados em detalhe centenas de afloramentos de rochas 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.

A descrição dos afloramentos foi registrada em cadernetas de campo. Englobou informações litológicas, estruturais, petrográficas, metalogenéticas, pedológicas e outras, concomitantemente com a coleta de amostras de rocha, que teve caráter sistemático.

Durante as campanhas de campo foram estudadas e cadastradas muitas ocorrências minerais, algumas sendo 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, com a primeira resultando 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, porém tornou-se inviável tal intenção por essas rochas se apresentarem amplamente mascaradas pelos eventos tectônicos que atuaram na região.

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

No campo, amostras para estudo petroquímico foram selecionadas de maneira que melhor representassem a unidade correspondente. Foram feitos estudos microscópicos dessas rochas e, só após criteriosa verificação petrográfica quanto ao seu grau de alteração, essas amostras foram enviadas para preparação, onde foram britadas 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 de emissão ótica: 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 dessem 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 porcentagem 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, em 1980.

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

Durante o detalhamento das anomalias foi realizada uma coleta de amostras de rochas, com a finalidade de se comparar seus valores analíticos com os dos sedimentos de

corrente e concentrados de bateia. Foram aproveitados, para esse fim, os dados de litoquímica.

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.

Assim, cumpridas as diversas etapas estabelecidas no cronograma, o presente relatório representa o produto final tão ansiado e de incomensurável utilidade para o desenvolvimento do setor mineral brasileiro, esperando-se que venha a ser uma grande contribuição para o conhecimento geológico do Espírito Santo, pois constitui um enorme aporte de dados que poderão ser reinterpretados conforme as necessidades de cada pesquisador.

PARTE II

GEOLOGIA DA FOLHA CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM

Capítulo 1
Geologia Regional

por
Atahualpa Valença Padilha

1.1 Introdução

Apesar de estar sob exploração econômica a mais de um século, a região enfocada neste trabalho apenas inicia ser descoberta geologicamente 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 corte 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).

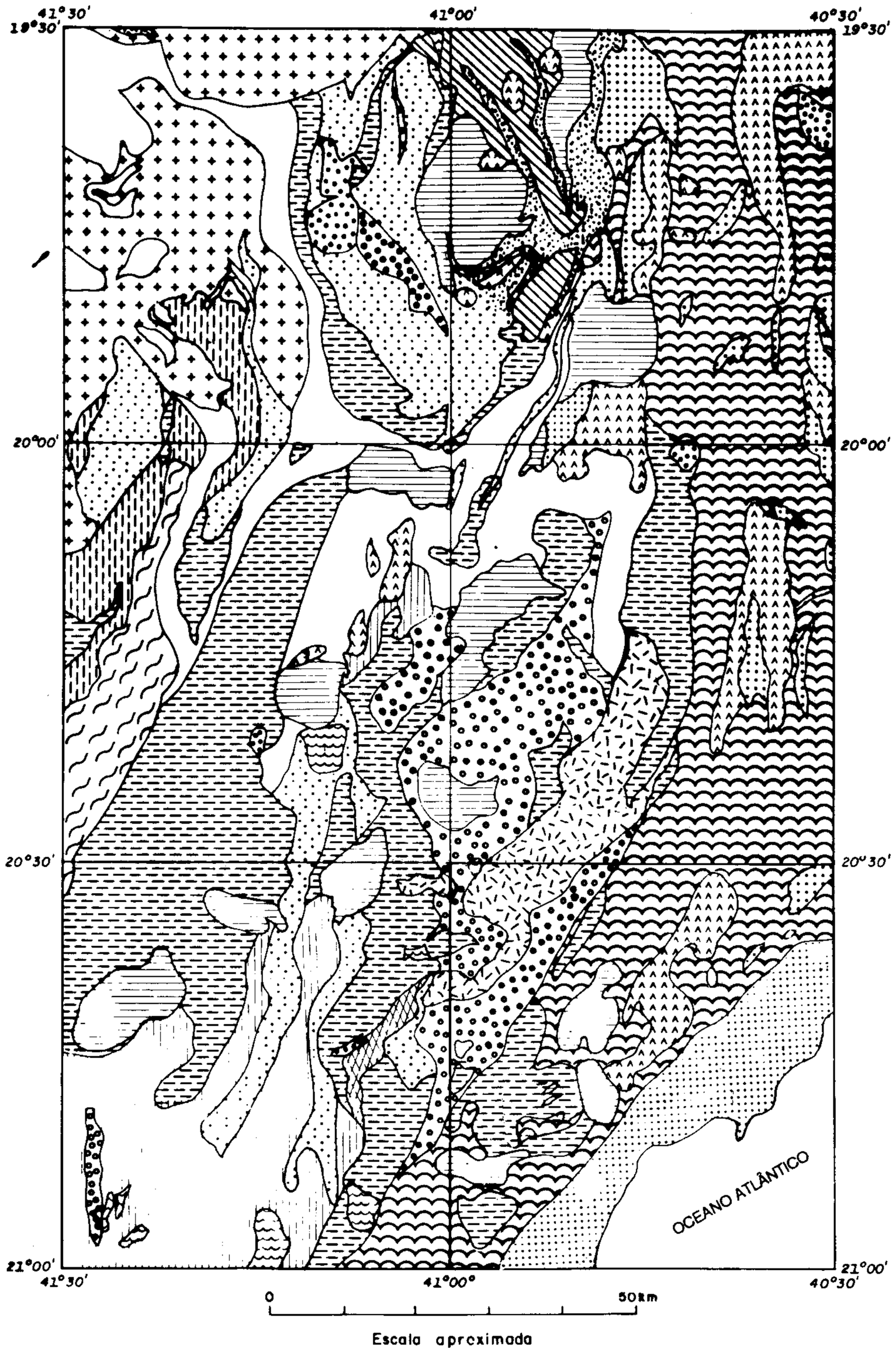
Sendo assim, as informações discutidas têm credibilidade limitada, apesar de consistentes com os eventos tectono-termais brasilianos na identificação destes eventos na região centro-sul do estado do Espírito Santo e centro-leste do estado de Minas Gerais.

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).

1.2.2 Determinações Rb/Sr

Os dados analíticos Rb/Sr estão apresentados na tabela II.1.2. As determinações geocronológicas foram obtidas



granitos a allanita, pós-transcorrência

gabros, noritos, anortositos

granitóides tardi- a pós-transcorrência

granitóides sin- a tardi-transcorrência

granitóides sin-colisionais (tipo "S")

enderbitos

granitóides pré- a pós-soerguimento colisional:
a - fácies anfibolito; b - fácies granulito

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.

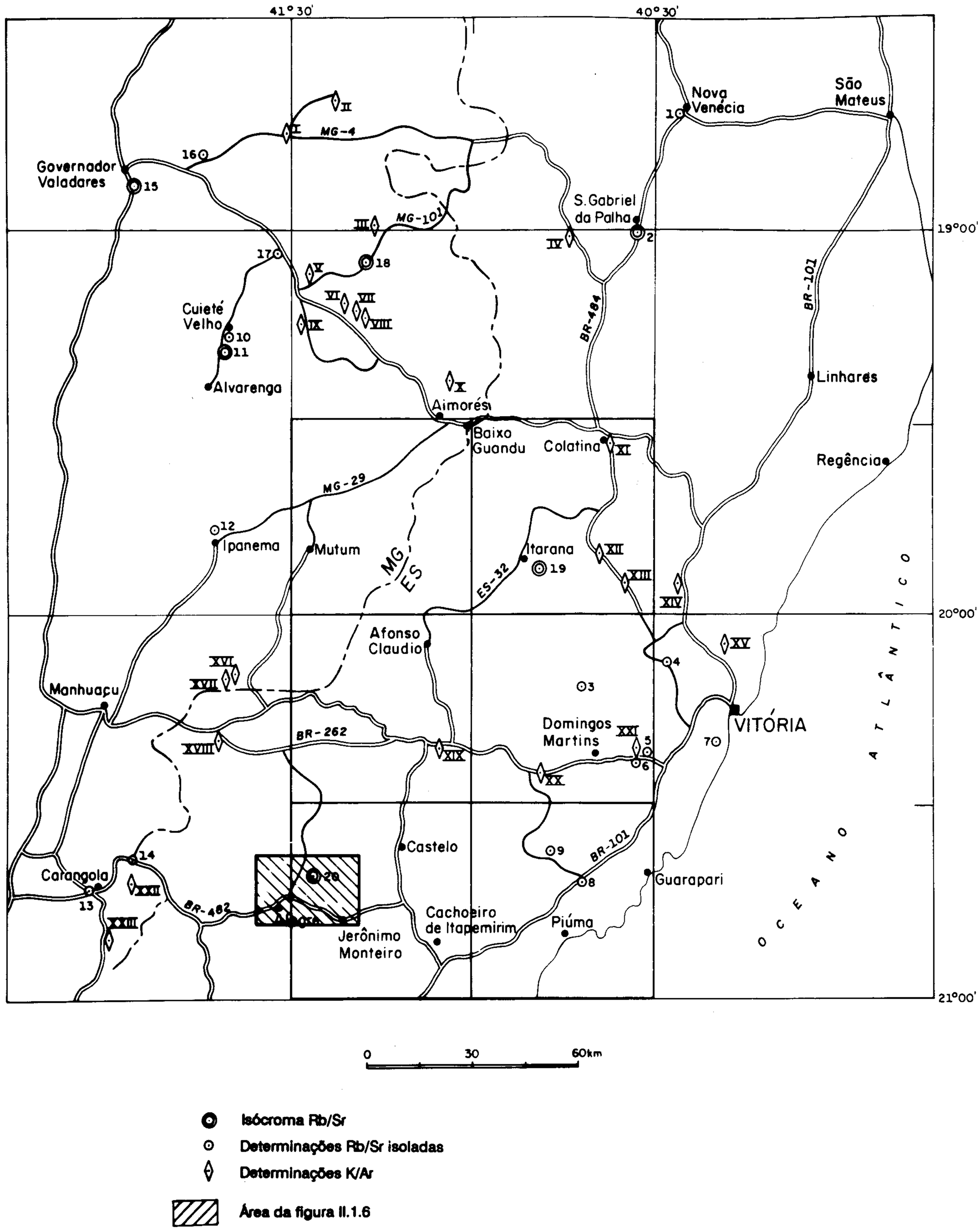


Figura II.1.2 – Localização das determinações geocronológicas.

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

Núm. de Ordem	Núm. de CPGeo	Núm. de Campo	Litologia	Material Analisado	Unidade Estratigráfica	% K	^{40}Ar (ccSTP)/g x 10^{-5} rad	% ^{40}Ar atm	Idade (Ma)
I	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	CO-53	bt gn (enderbito)	biotita	Comp. Paraíba do Sul	7,89	21,9	3,4	602 ± 8
XIII	2394	CO-66	gnaisse kinzigítico	biotita	Comp. Paraíba do Sul	7,98	16,22	3,2	459 ± 7
XIV	2721	CO-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
XX	2358	VI-103	bt ortognaisse	biotita	?	7,88	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
XXIIIa	–	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

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: 800Ma. (figura II.1.3);

b) Complexo Pocrane – isócrona de referência, mostrando abertura parcial do sistema Rb/Sr nestas rochas, provavelmente constituídas em ciclo tectono-termal anterior: 790Ma. (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: 660Ma. (figura II.1.5);

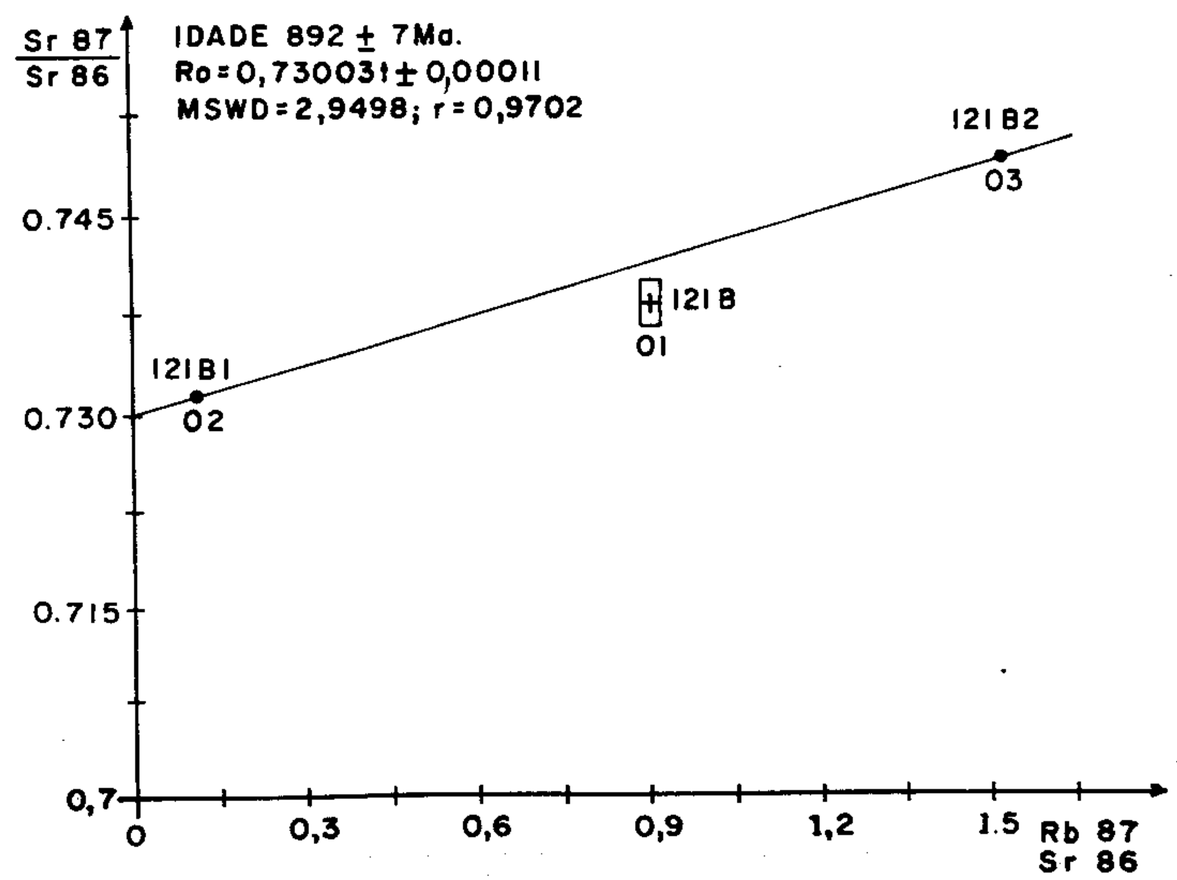


Figura II.1.3 – Isócrona mineral de rocha do Complexo Juiz de Fora a oeste da área do Projeto.

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

Número de Ordem	Número de Campo	Litologia	Unidade Estratig.	Rb total (ppm)	Sr total (ppm)	Rb87 / Sr86	Erro	Sr87 / Sr86	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-JM VV-145.2	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	198,4	235,6	2,42	0,07	0,7314	0,0007	660	0,708	referência
	RN-MI-JM VV-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-JM VV-145.4	gnaisse kinzigítico	Complexo P. do Sul	94,8	192,2	1,43	0,04	0,7239	0,0008	660	0,708	referência
	RN-MI-JM VV-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	1,60	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	99,6	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	VI-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	leptnito	Complexo J. de Fora	75,7	243,6	0,9022	0,02	0,7384	0,0018	892 ± 7	0,73003 ± 0,00011	afloramento
	121B1	plag. + 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	6,86	306,25	((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	175,86	3,14	1,939	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	528 ± 9	0,71080 ± 0,00012	afloramento
	AL-1299	Granito	Suíte Intr. Medina ?	167,9	317,2	1,5320	0,0019	0,72231	0,00010	528 ± 9	0,71080 ± 0,00012	afloramento
	AL-1301	Granito	Suíte Intr. Medina ?	134,9	710,7	0,5495	0,0069	0,71502	0,00008	528 ± 9	0,71080 ± 0,00012	afloramento
16	RN-MI-JM VV-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	1,38	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	298,3	65,4	13,28	0,37	0,8214	0,0007	503 ± 92	0,72633 ± 0,0151	afloramento
19	VV-MI-OS 175.1	Hiperstênio-Granito	Suíte Intr. Almorés	82,7	591,9	0,40	0,01	0,7116	0,0012	830 ± 84	0,70698 ± 0,00036	afloramento
	VV-MI-OS-175.2	Hiperstênio-Granito	Suíte Intr. Almorés	41,9	514,3	0,24	0,01	0,7098	0,0010	830 ± 84	0,70698 ± 0,00036	afloramento
	VV-MI-OS-175.6	Hiperstênio-Granito	Suíte Intr. Almorés	54,9	545,4	0,29	0,01	0,7106	0,0007	830 ± 84	0,70698 ± 0,00036	afloramento
	VV-MI-OS-175.9	Hiperstênio-Granito	Suíte Intr. Almorés	47,6	552,6	0,23	0,01	0,7098	0,0010	830 ± 84	0,70698 ± 0,00036	afloramento
20	AL-1303	Granodiorito	Suíte Intr. Almorés	76,6	1126,1	0,1975	0,0025	0,70646	0,00015	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento
	AL-1305	Monzodiorito	Suíte Intr. Almorés	100,8	995,9	0,2830	0,0037	0,70656	0,00007	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento
	AL-1306	Granodiorito	Suíte Intr. Almorés	104,7	262,4	1,1540	0,0140	0,72200	0,00010	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento
	AL-1307	Biot. Norito	Suíte Intr. Almorés	30,8	2189,2	0,0408	0,0005	0,70577	0,00012	833 ± 38	0,70531 ± 0,00013	afloramento

((0,12)) – estimado.

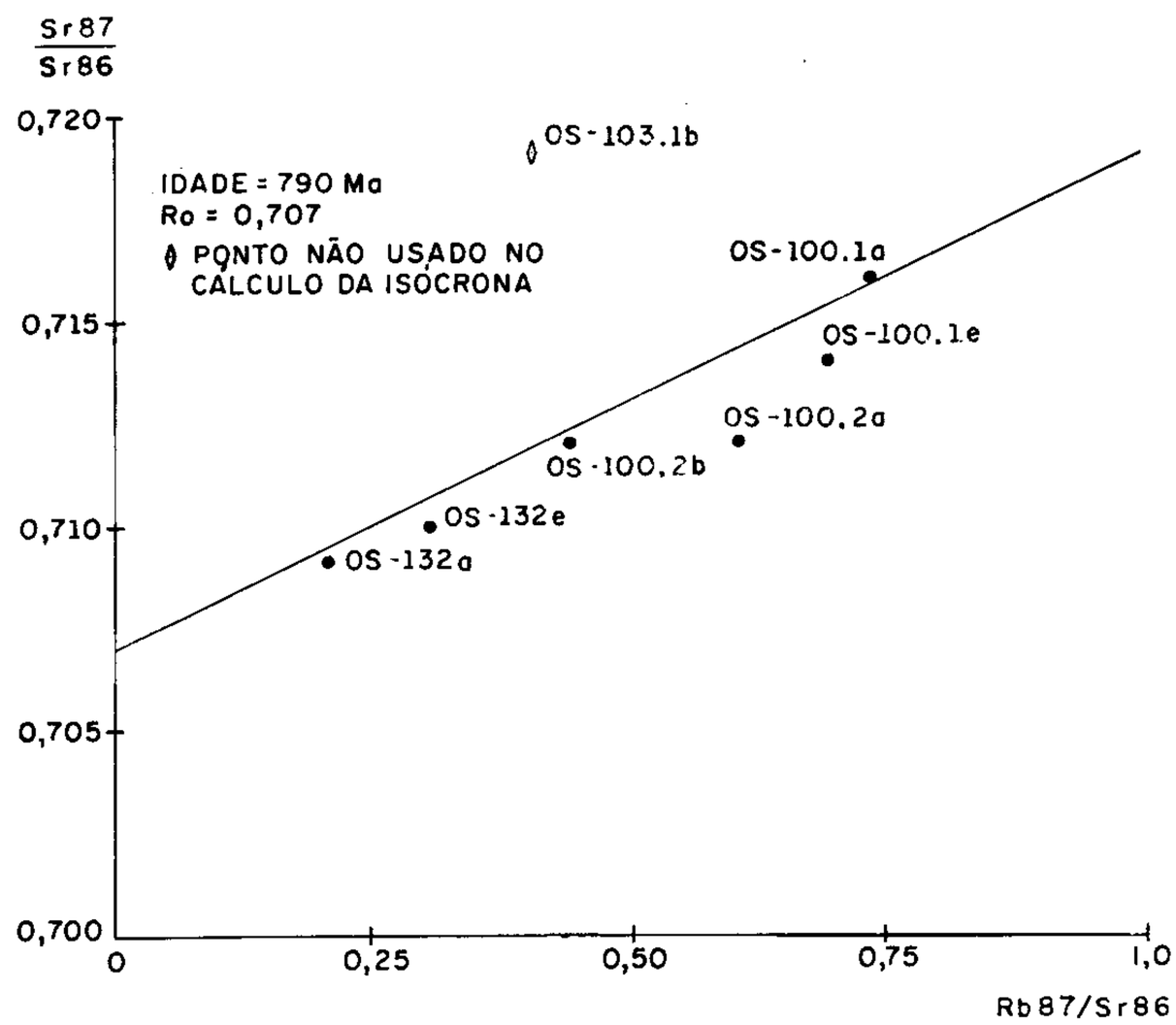


Figura II.1.4 – Isócrona de referência para amostras do Complexo Pocrane (?) da região a oeste do Projeto.

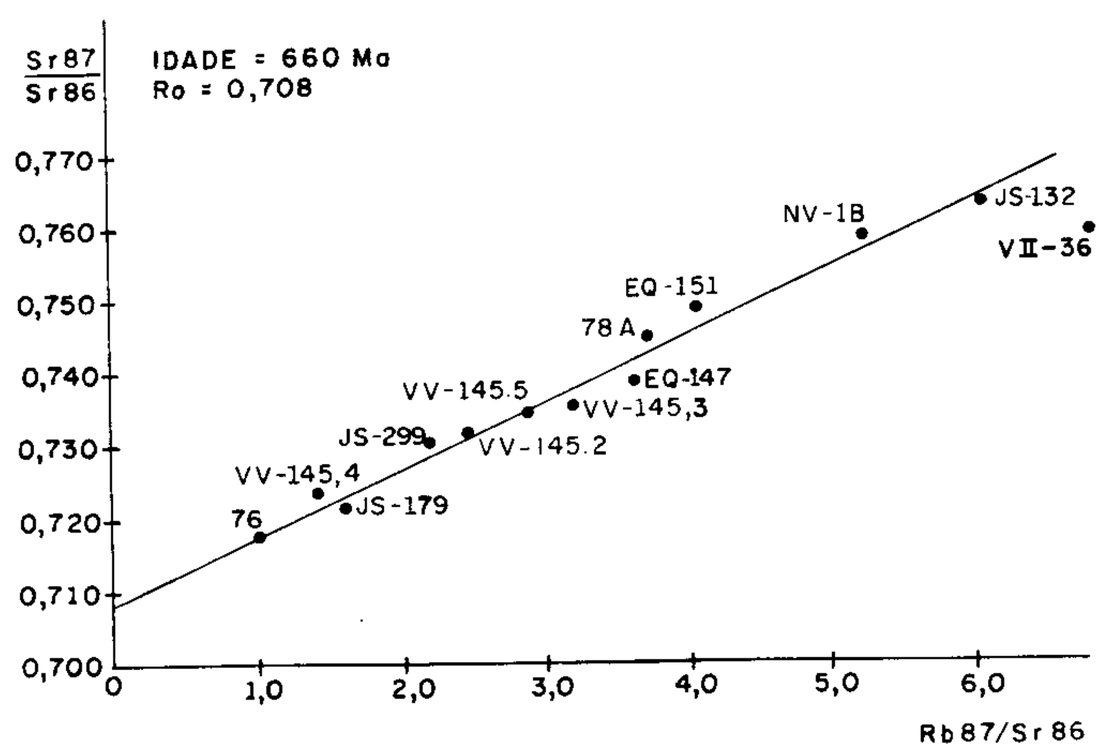


Figura II.1.5 – Isócrona de referência para os gnaisses aluminosos da Faixa Kinzigítica Colatina.

d) Complexo Paraíba do Sul/Metatexitos, calcissilicáticas, quartzitos e ortognaisses da região de Jerônimo Monteiro-Alegre; Soellner *et al.* (1987, figura 4, p. 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 580-590Ma.

e) Suíte Intrusiva Galiléia - isócrona de referência para rochas plutônicas calcialcalinas (tonalitos e granodioritos) deformadas pela tectônica transcorrente, sem desenvolvimento de trama tectônica penetrativa: 630Ma. (figura II.1.8);

f) Ortognaisse Estrela – ver comentários no item (d): 590Ma.;

g) Granitóides tipo Medina – isócrona de afloramento com três pontos de rochas graníticas porfiríticas que ocorrem na região de Governador Valadares, com foliação de fluxo magmático, não apresentando feições deformativas posteriores: 530Ma. (figura II.1.9);

h) Suíte Intrusiva Santa Angélica – a isócrona de referência da figura II.1.10 mostra uma grande dispersão dos pontos analíticos determinados em amostras do maciço Santa Angélica, próximo à cidade de Jerônimo Monteiro (figura II.1.6). Esta isócrona foi calculada concordantemente com a idade U/Pb determinada para o maciço: 513-519Ma.

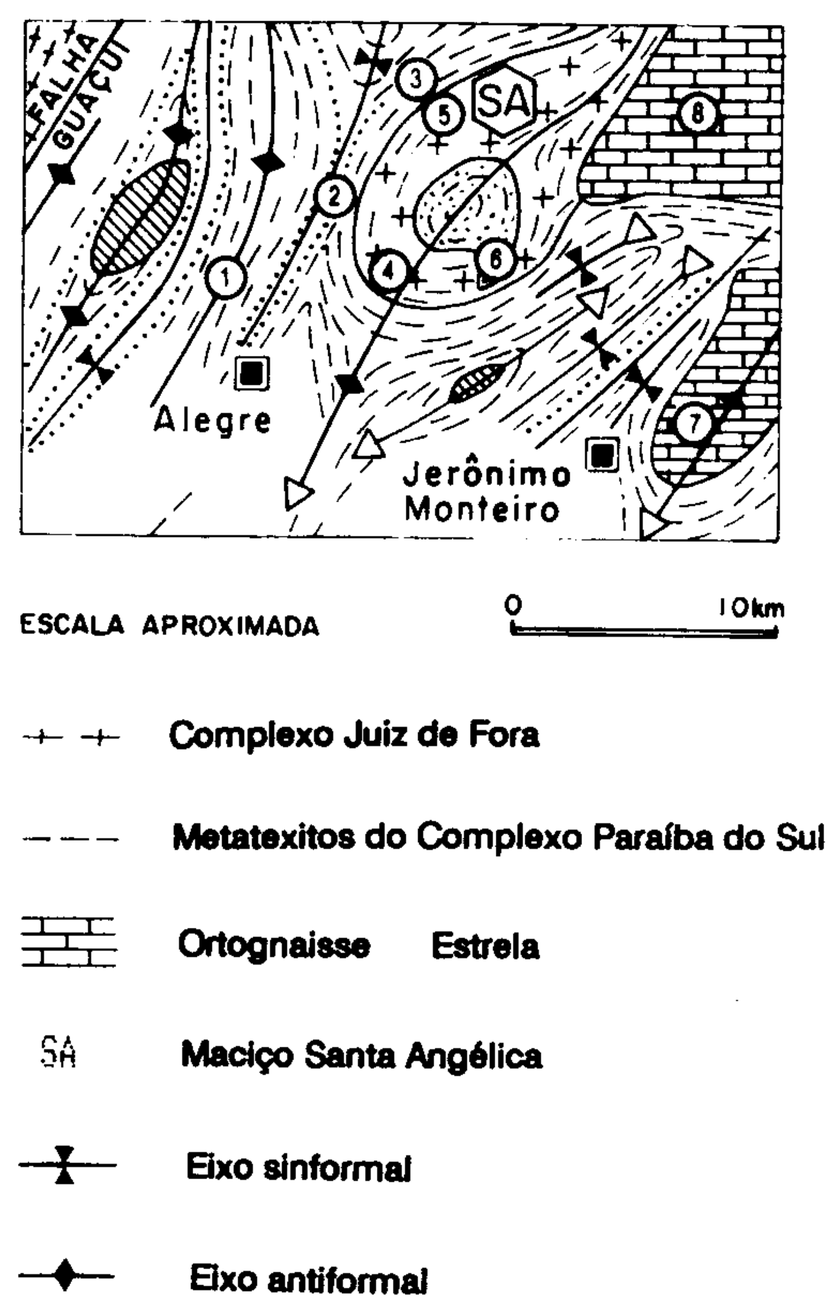


Figura II.1.6 – Localização dos pontos com determinações isotópicas da região de Jerônimo Monteiro-Alegre, sul do estado do Espírito Santo. Locais de amostragem: (1) CE 1, CE 2, CE 7; (2) AL 10; (3) AL 31, AL 32; (4) SA 51A, B; (5) SA 50; (6) SA 71A; (7) JM4; (8) AL 23. Modificado de Soellner *et al.*, 1987.

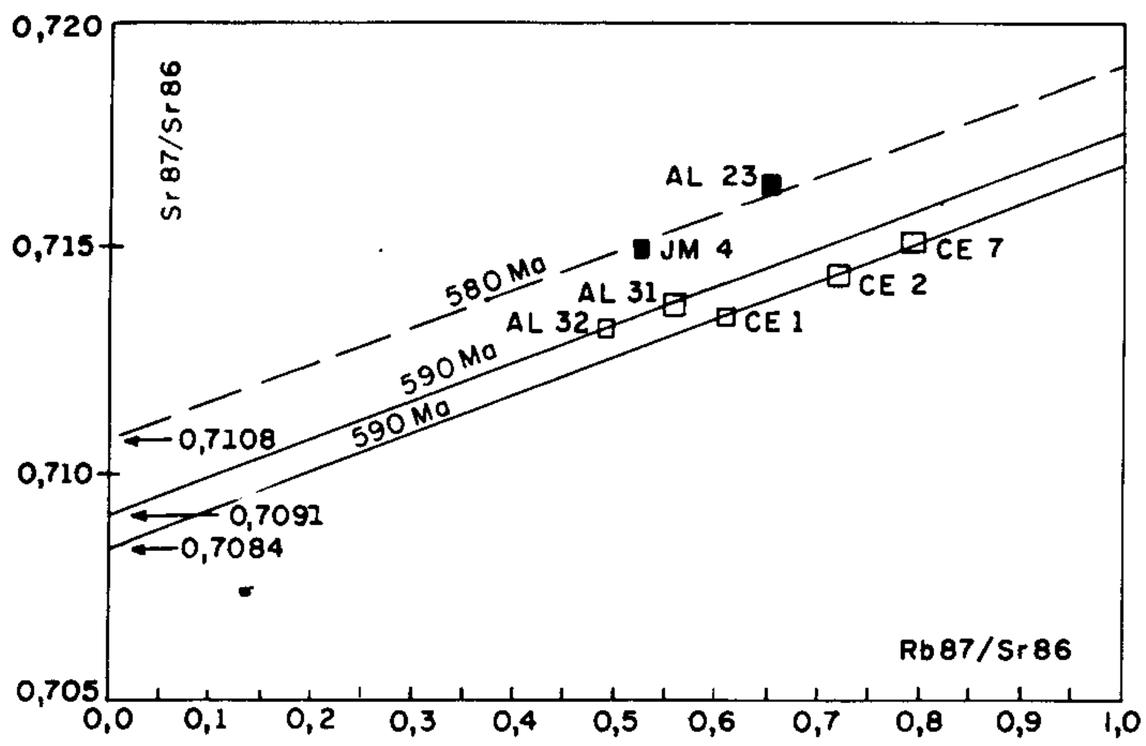


Figura II.1.7 – Diagrama isocrônico Rb/Sr para amostras de rochas da região de Jerônimo Monteiro–Alegre, sul do Estado do Espírito Santo (fonte: Soellner *et al., op. cit.*).

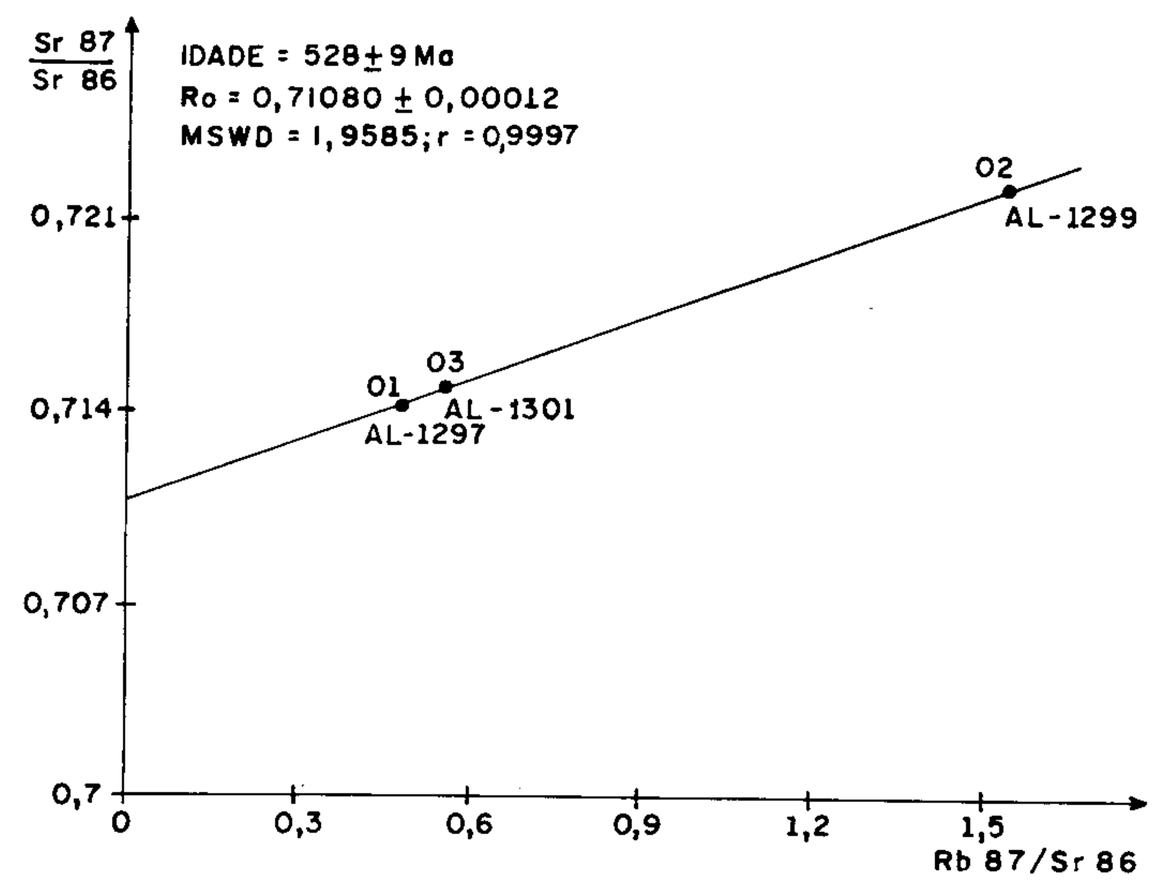


Figura II.1.9 – Isócrona de afloramentos de granitos porfiríticos da região de Governador Valadares.

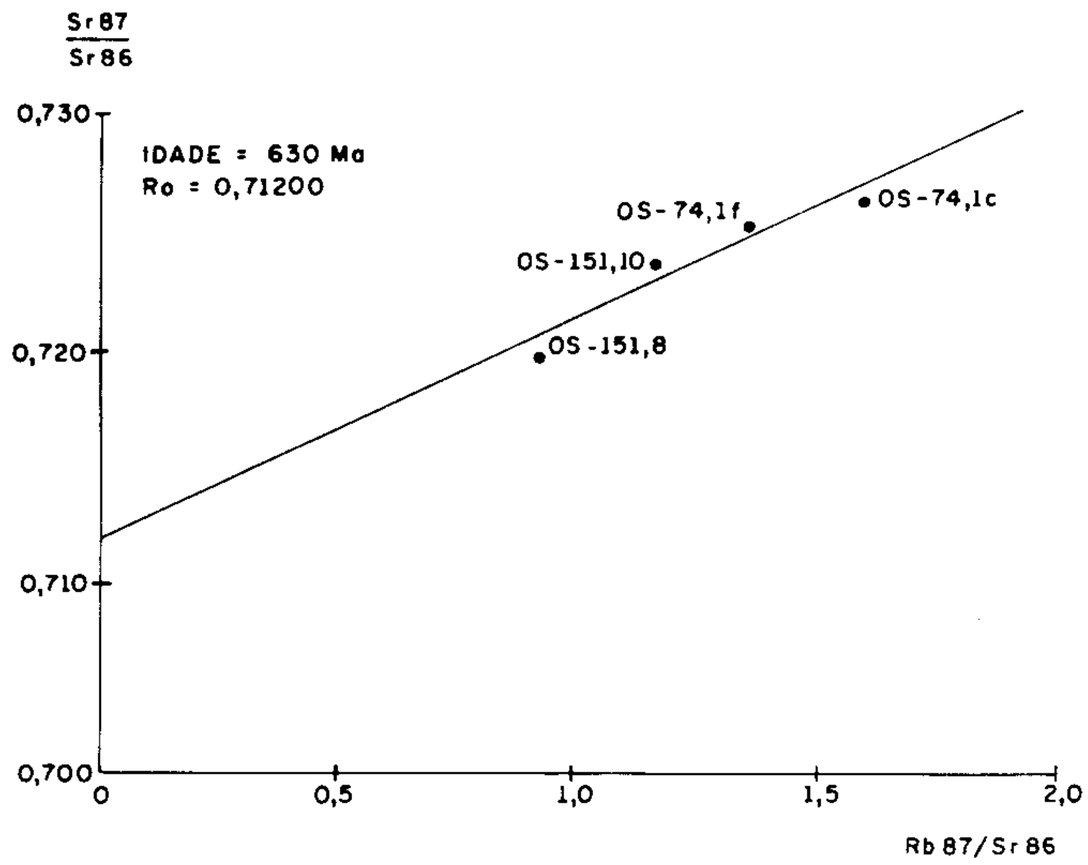


Figura II.1.8 – Isócrona de referência para as rochas da Suíte Intrusiva Galiléia.

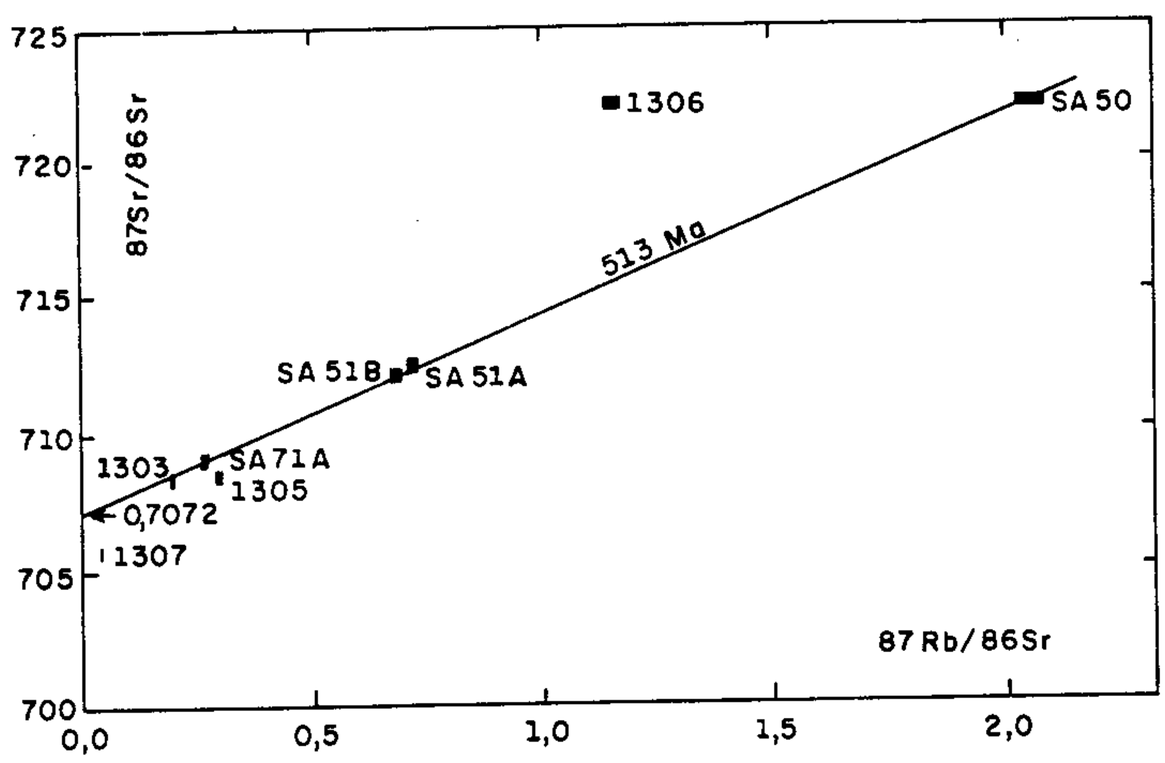


Figura II.1.10 – Isócrona de referência em amostras de rocha do maciço Santa Angélica (Suíte Intrusiva Santa Angélica). 1303 e 1306 = granodioritos; 1305 = monzodioritos; 1307 = biotita-norito (de Besang *et al.*, 1977); SA 51A, B e SA 50 = allanita-granitos; SA 71A = gabro-diorito com xenólitos de álcali-feldspatos 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): 830Ma.

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

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

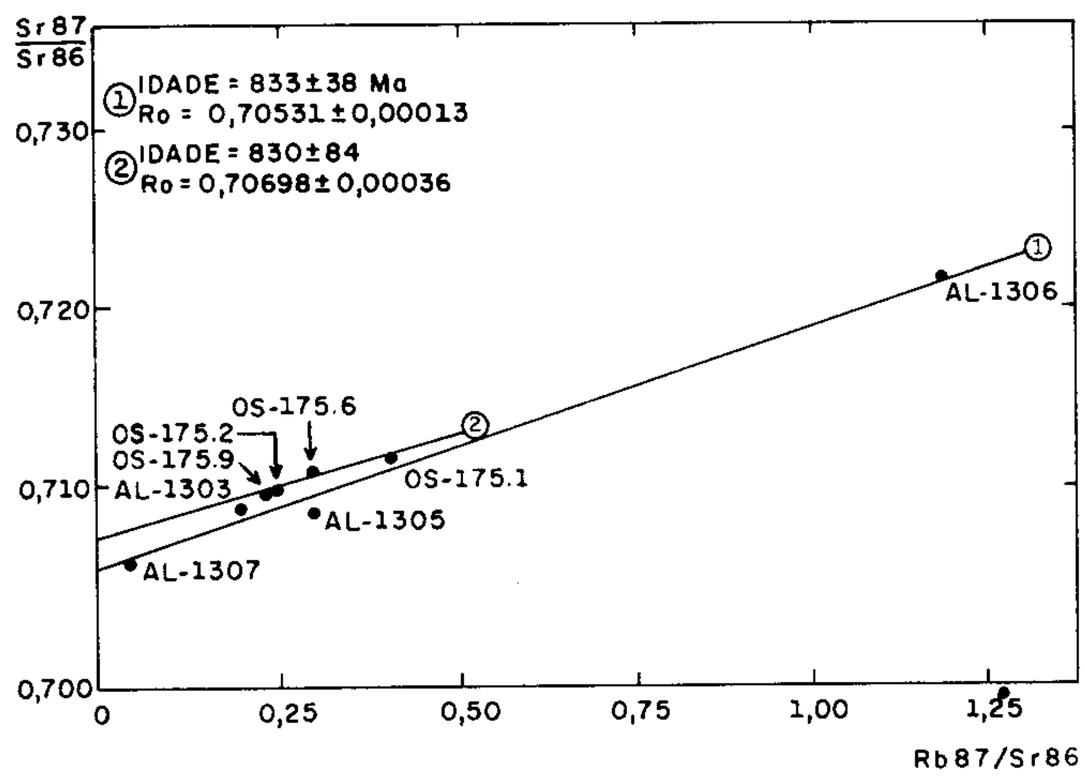


Figura II.1.11 – Isócronas Rb/Sr dos maciços: 1) Santa Angélica; 2) Várzea Alegre.

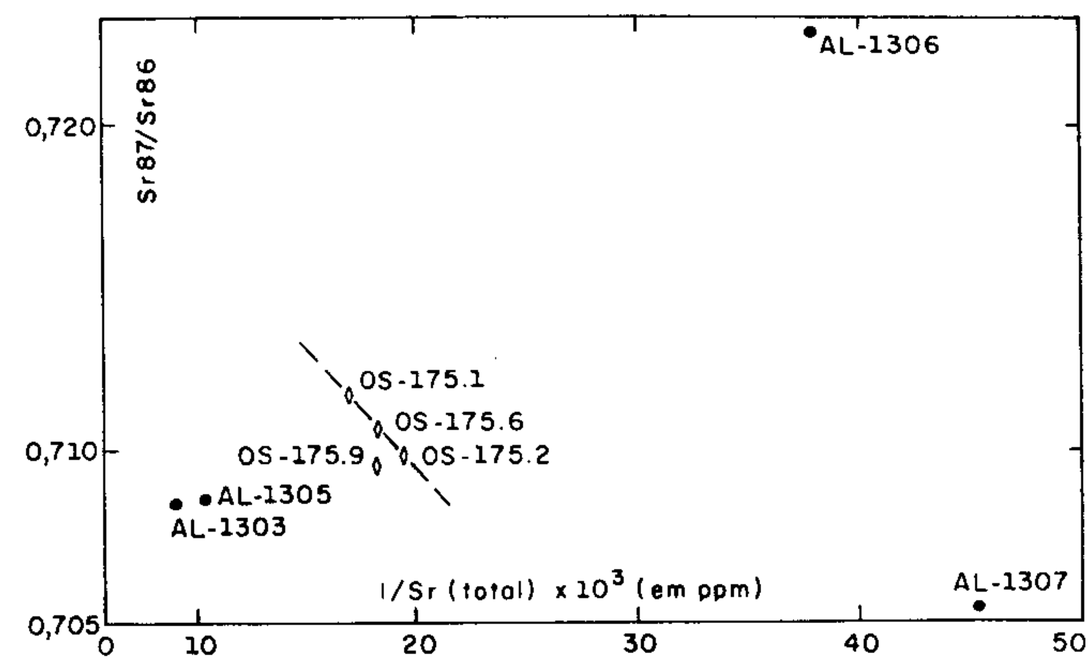


Figura II.1.12 – Diagrama de fracionamento da razão Sr^{87}/Sr^{86} com o inverso do teor total de Sr nas amostras das Suítes Intrusivas Aimorés e Santa Angélica; ( ) maciço Santa Angélica, ( ) maciço Várzea Alegre.

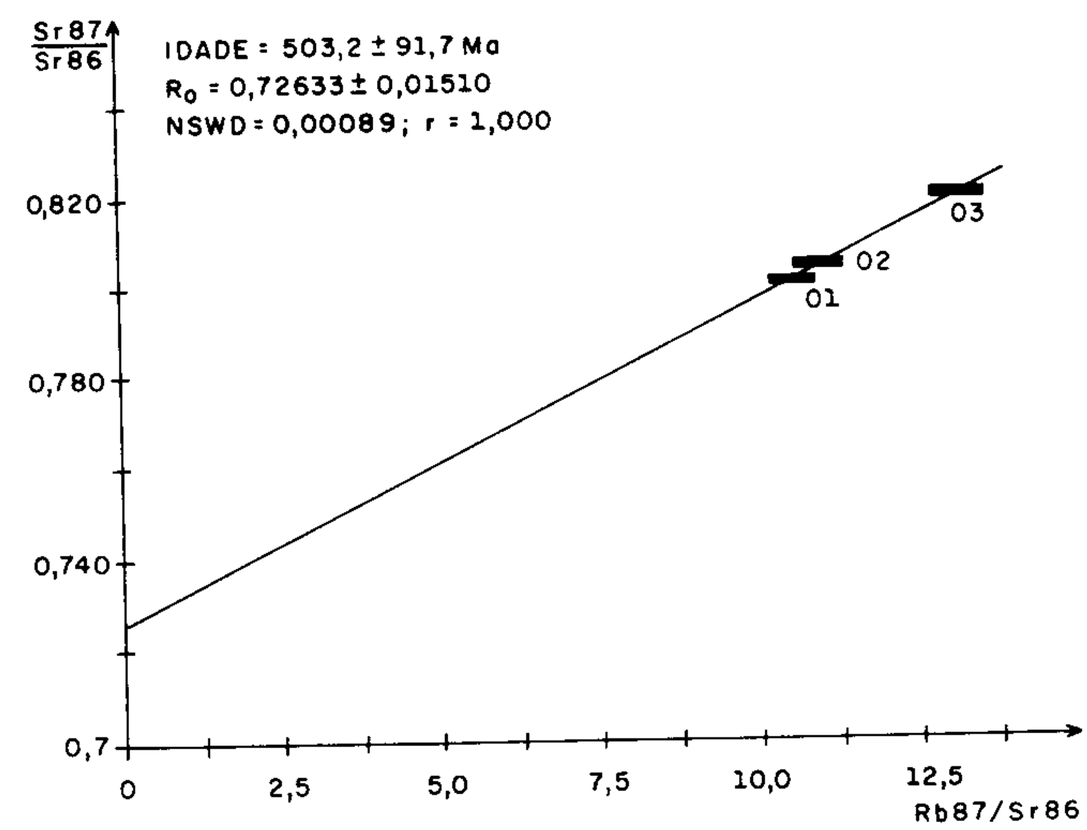


Figura II.1.13 – Isócrona de afloramento dos granitos subalcalinos pegmatóides da Suíte Intrusiva Urucum.

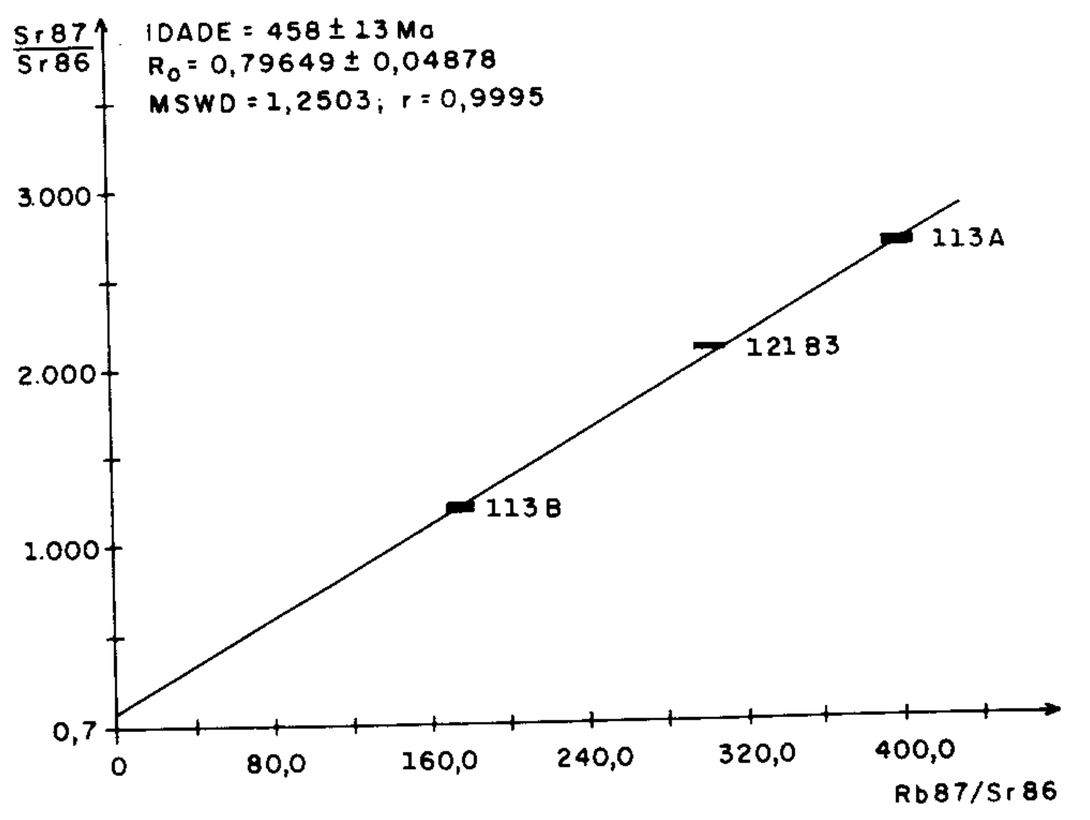


Figura II.1.14 – Isócrona de referência de pegmatitos da região de Carangola.

1.2.3 Determinações U/Pb

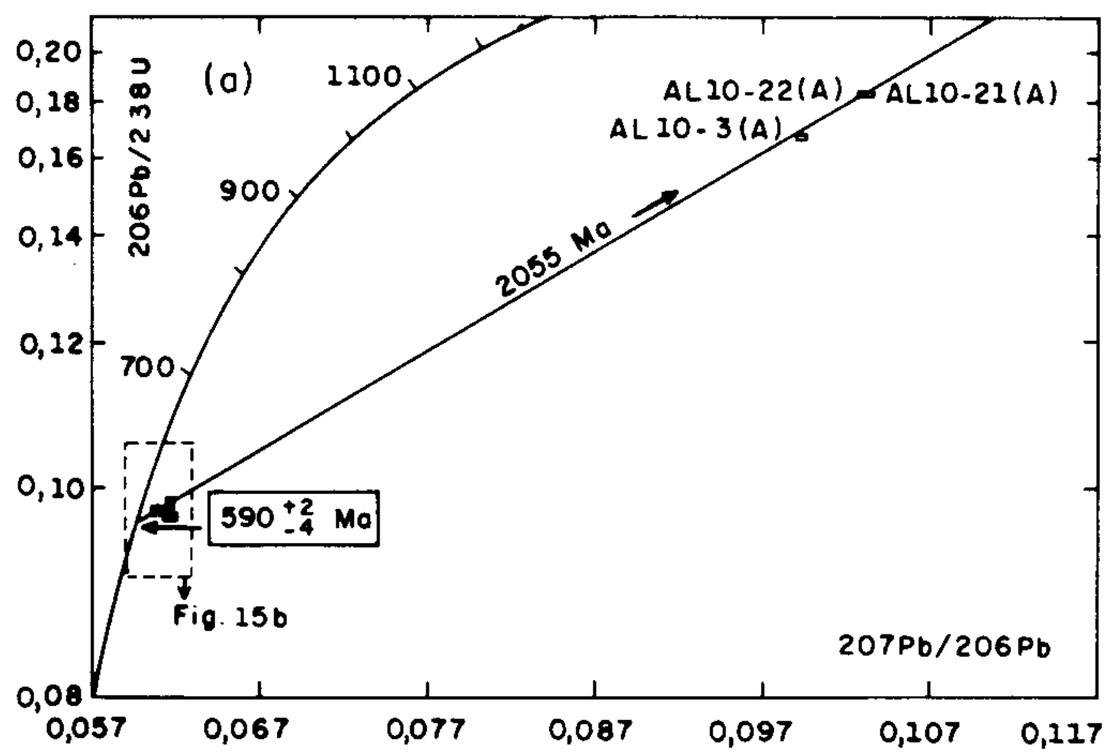
As determinações U/Pb restringiram-se a rochas da região enfocada na figura II.1.6. Através delas foi possível identificar as etapas finais dos eventos plutonometamórfico-deformacionais que constituem o embasamento pré-cambriano do centro-sul do Estado do Espírito Santo.

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

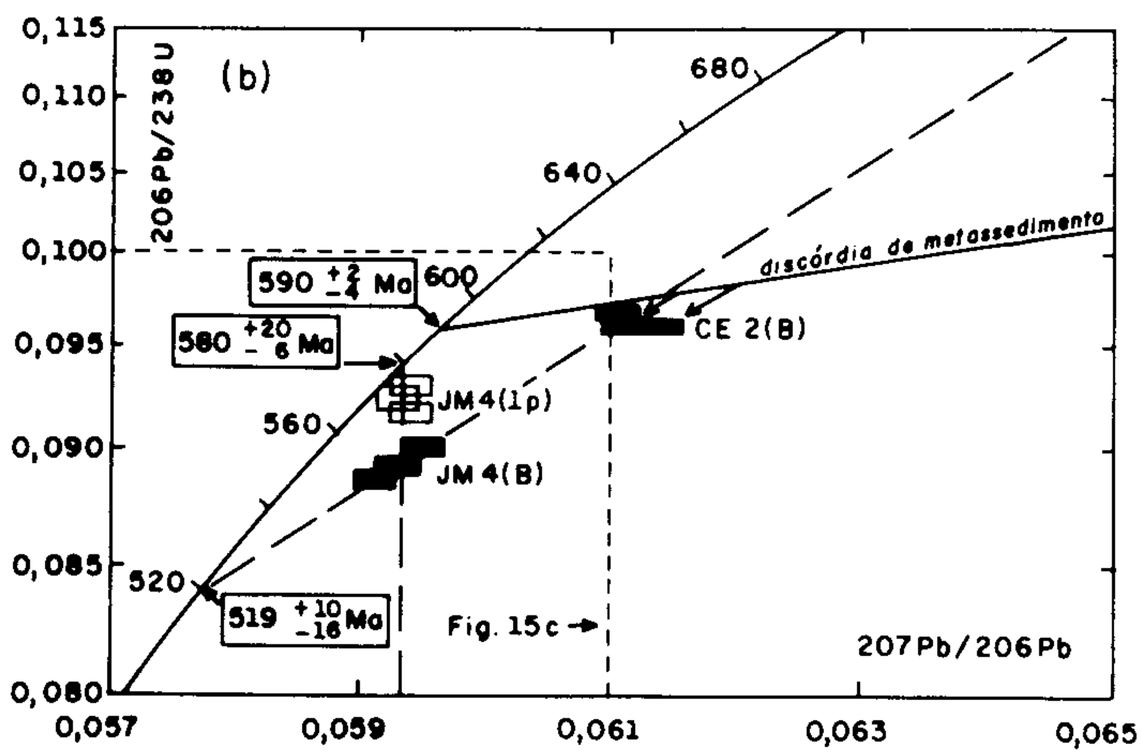
A idade de 590 (+2, -4)Ma. refere-se à migmatização regional que é concomitante com a diferenciação por sintexia dos ortognaisses Estrela, que posicionaram-se a 580 (+20, -6)M.a. e mostram suas bordas interdigitadas com os magmatitos.

O intercepto superior, com 2.055Ma, 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.

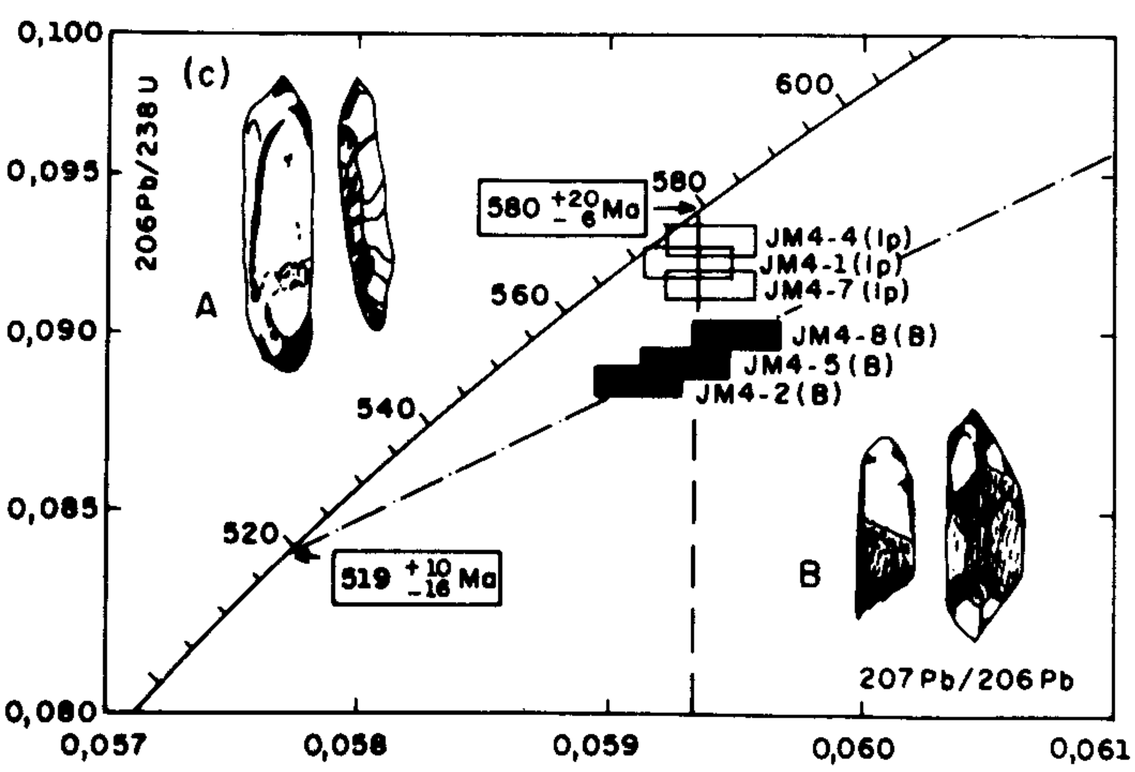
Há 519 (+10, -16)Ma. houve uma retomada do tectonometamorfismo, neste caso associado aos grandes falhamentos transcorrentes, que produziu os halos metamícticos dos zircões. Simultaneamente houve a intrusão de corpos plutônicos elípticos (Suíte Intrusiva



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.



b) JM4 = zircões de granodiorito-gnaisse; JM4 (1p) = zircões prismáticos alongados; JM4 (B) = zircões metamícticos marrons; CE2(B) = zircões marrons de metatexitos; 580 + 20/-6 Ma = idade de intrusão do granodiorito-gnaisse (ortognaisse de Estrela); 519 + 10/-16 Ma = idade provável de metamorfismo térmico sin a tardi-transcorrencia sobre o granodiorito gnaisse.



c) detalhe do b): (1p) = zircões prismáticos alongados transparentes da população A; (B) = zircoes marrons-opacos da população B.

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

Figura II.1.15 – Determinações U/Pb da região de Jerônimo Monteiro–Alegre (detalhe da figura II.1.6).

Santa Angélica) nos metamorfitos supracrustais que alinharam seus pontos analíticos segundo uma discórdia com 513 (±8)Ma.

O fato destas 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.

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 tectono-termais mais importantes detectados foram, possivelmente:

a) Metamorfismo associado a tectônica de baixo ângulo: 660Ma.

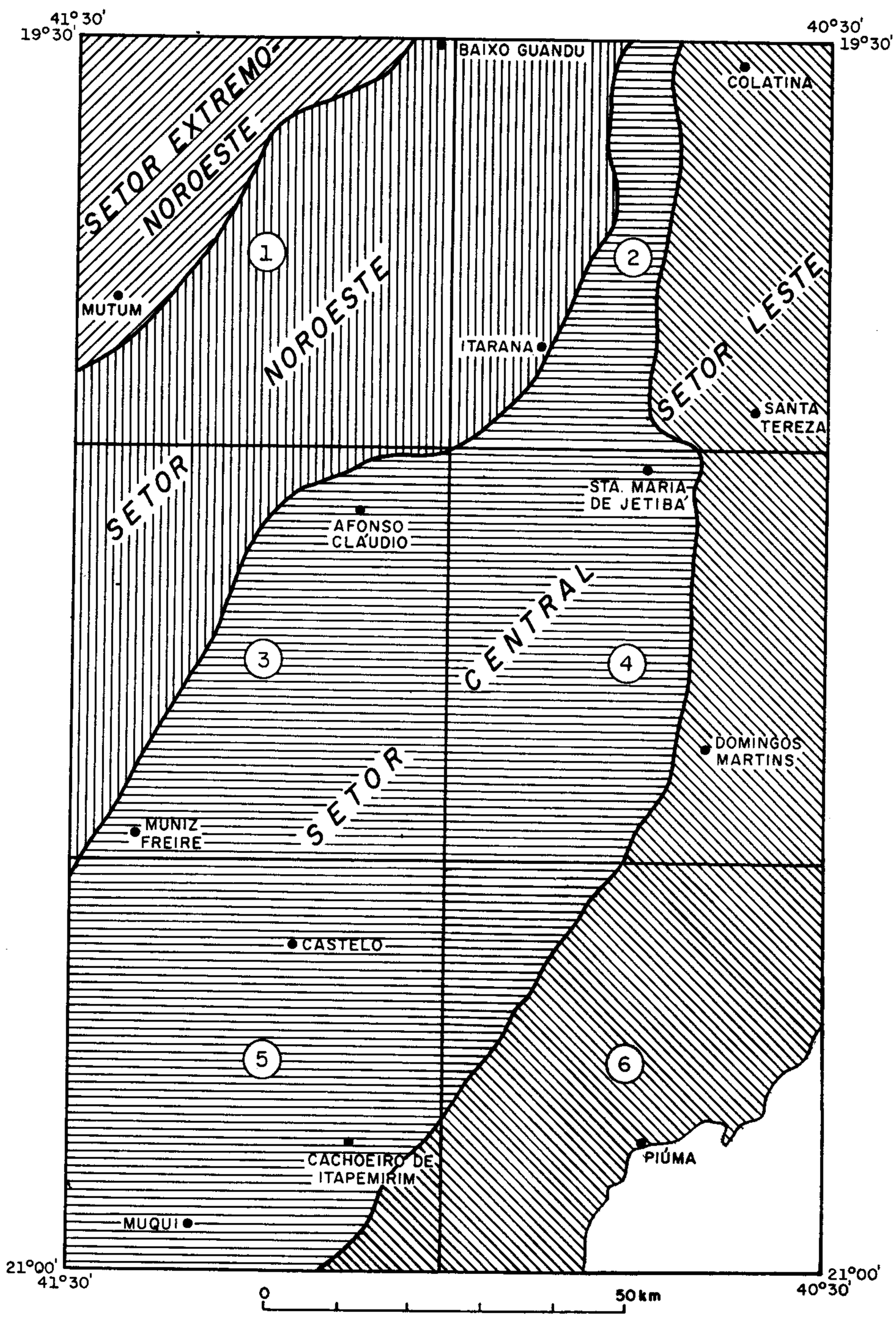


Figura II.1.16 – Setores litoestruturais.

b) Magmatismo tardi-tectônico de baixo ângulo: 600±20Ma.

c) Tectônica transcorrente: 540±20Ma.

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 comprimento de onda até decaquilométricos e desenvolvimento de clivagem de fraturas e, na zona axial, nas litologias propícias, de clivagens de crenulação, enquanto que as segundas são, usualmente, dobras pequenas, assimétricas, ocorrendo nos flancos, predominantemente, das dobras NE-SW, sem desenvolvimento de estruturas planares penetrativas associadas. Ainda 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 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° 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 como 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, Petrologia e Litoquímica

por
Jodauro Nery da Silva (Estratigrafia e Terras-Raras), Frederico Ozanan Raposo (Litoquímica), Emiliano Cornélio de Souza (Terras-Raras) e Carlos Alberto Heineck (item 2.1)

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 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 dos restritos conhecimentos anteriores existentes sobre a área com a visualização obtida no presente estudo, foram cartografadas nove unidades estratigráficas principais, conforme exposição sucinta feita a seguir, salientando-se que na grande maioria desses casos foram mantidas as denominações cunhadas por outros autores, embora parcialmente redefinidas e aprofundadas em termos conceituais. A coluna litoestratigráfica proposta para toda a área do projeto corresponde a: 1) Complexo Juiz de Fora, de idade provável arqueana e retrabalhado no Ciclo Brasiliano; 2) Complexo Paraíba do Sul, uma seqüência proterozóica de rochas supracrustais de características vulcano-sedimentares, fortemente 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 com o 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 tectono-magmáticas 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 ali definidas ainda não se encontram satisfatoriamente descritos, em grande parte devido ao pequeno número de determinações de idade disponíveis. 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 nos mapas apresentados.

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 dos 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 formas variadas, numa 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 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 paleossentidos 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 (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 grandes corpos de mármores), uma expressiva 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 sin-sedimentar. 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 esta unidade.

Desta 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 resultou prejudicado pela intensa transposição associada à foliação regional e penetrativa em todas as escalas; as tentativas de realizar correlações e empilhamentos estratigráficos, bem como de estabelecer topo e 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 grau forte 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 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 crosta antiga tonalítica, a julgar pela presença de esporádicas e diminutas estruturas reliquiares; ao menos parte das intercalações quartzíticas ainda remanescem 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 presença 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) aduziu sérias inconveniências na cartografia geológica, seja pela impossibilidade de reproduzir adequadamente a geometria dessas ocorrências, como pela indesejável mistura final de metassedimentos com rochas plutônicas (aparentemente posteriores) na composição 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 fluídos; 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 tipo 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 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 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 proposta para a presente folha (figura II.2.1) consta de sete conjuntos litológicos, descritos a seguir.

2.2 Complexo Juiz de Fora

2.2.1 Aspectos Gerais

As rochas "charnockíticas" foram descritas pela primeira vez no Estado do Espírito Santo e por Brajnikov (1953). Guimarães (1956) descreve microscopicamente rochas dessa natureza, concluindo que são de origem ígnea,

UNIDADE GEOCRONOLÓGICA	UNIDADES	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS
QUATERNÁRIO	Depósitos aluvionais e coluvionais	Qa–Qc	–
JURÁSSICO	Intrusivas Básicas	Jdb	172M.a.
ORDOVICIANO	Intrusivas Ácidas Pós-Transcorrentes	Oγ4gr	450M.a.
CAMBRIANO	Intrusivas Tardi a Pós-Transcorrentes	$\varepsilon\gamma$3gr3, $\varepsilon\gamma$3gr2, $\varepsilon\sigma$dr1, $\varepsilon\delta$dr2, $\varepsilon\sigma$gd	515M.a.
PROTEROZÓICO	Granitóides Sin a Tarditangencias	Pg1, Pg1a, Pg1b	550–650M.a.
	Complexo Paraíba do Sul	Pps1, Pps2, Pps3, Pps8, Pps9	2.055M.a.
ARQUEANO	Complexo Juiz de Fora	A(T,B)jf1	2.650M.a.

Figura II.2.1 – Coluna Litoestratigráfica Simplificada da Folha Cachoeiro do Itapemirim.

modificadas em sua composição mineralógica pelo metamorfismo, tendo sofrido, também, uma fase de granitização que produziu a acidificação dos tipos básicos. Brandalise *et al.* (1976) propuseram o termo Associação Paraíba do Sul para designar as litologias das séries Paraíba-Desengano de Rosier (1965) e Juiz de Fora de Ebert (1955), englobando as últimas no que denominaram Complexo Charnockítico. Esta mesma terminologia foi estendida para o Espírito Santo por Silva & Ferrari (1976).

O termo Complexo Juiz de Fora foi utilizado por Machado Filho *et al.* (1983) para caracterizar uma seqüência de rochas da suíte chanorckítica, abrangendo tipos enderbíticos, com faixas kinzigíticas intercaladas, de idade fundamentalmente arqueana, retrabalhados no Ciclo Transamazônico e, em parte, no Ciclo Brasiliano. Esta conceituação também foi utilizada no presente trabalho.

2.2.2 Rochas Granulíticas - A(T,B)jf1

Esta unidade restringe-se a um pequeno sítio, no extremo noroeste da folha (figura II.2.2), próximo ao rio Norte, com uma área inferior a 1km^2, com continuidade física na Folha Afonso Cláudio, e estendendo-se para oeste, nas folhas Guaçuí e Presidente Soares, as quais não integram o Projeto Cachoeiro de Itapemirim.

A faixa, dentro da folha, tem formato triangular, sendo delimitada a sul pelo Lineamento de Guaçuí.

Por ser uma área bastante restrita, esta faixa está representada na área por uma crista alinhada e o vale do rio Norte. O solo é argilo-arenoso castanho-amaronzado a amarelado.

A unidade faz contato com os ortognaisses Muniz Freire, através do Lineamento de Guaçuí.

Na presente folha, não se encontram exposições dessa unidade; sendo assim, os melhores afloramentos são encontrados na Folha Afonso Cláudio, cujas rochas mais representativas são os granulitos de composição ácida a básica.

Macroscopicamente, os granulitos charnockíticos possuem uma coloração cinza-escura, com tonalidades esverdeadas, granulação média e foliação bem pronunciada.

Microscopicamente, apresentam textura cataclástica, granulação fina a média, sendo constituídas de quartzo, plagioclásio (geralmente oligoclásio), ortoclásio, hiperstênio, hornblenda, augita, biotita, apatita, zircão, carbonato e opacos.

Os granulitos enderbíticos apresentam-se maciços ou bandados, com granulação média e coloração cinza-escura e esverdeada.

Ao microscópio, essas rochas exibem textura granoblástica e granolepidoblástica, inequigranular, com granulação fina a média. A composição mineral essencial é dada por plagioclásio (andesina a labradorita), hiperstênio, diopsídio e, menos freqüentemente, hornblenda e biotita. Como acessórios, encontram-se quartzo,

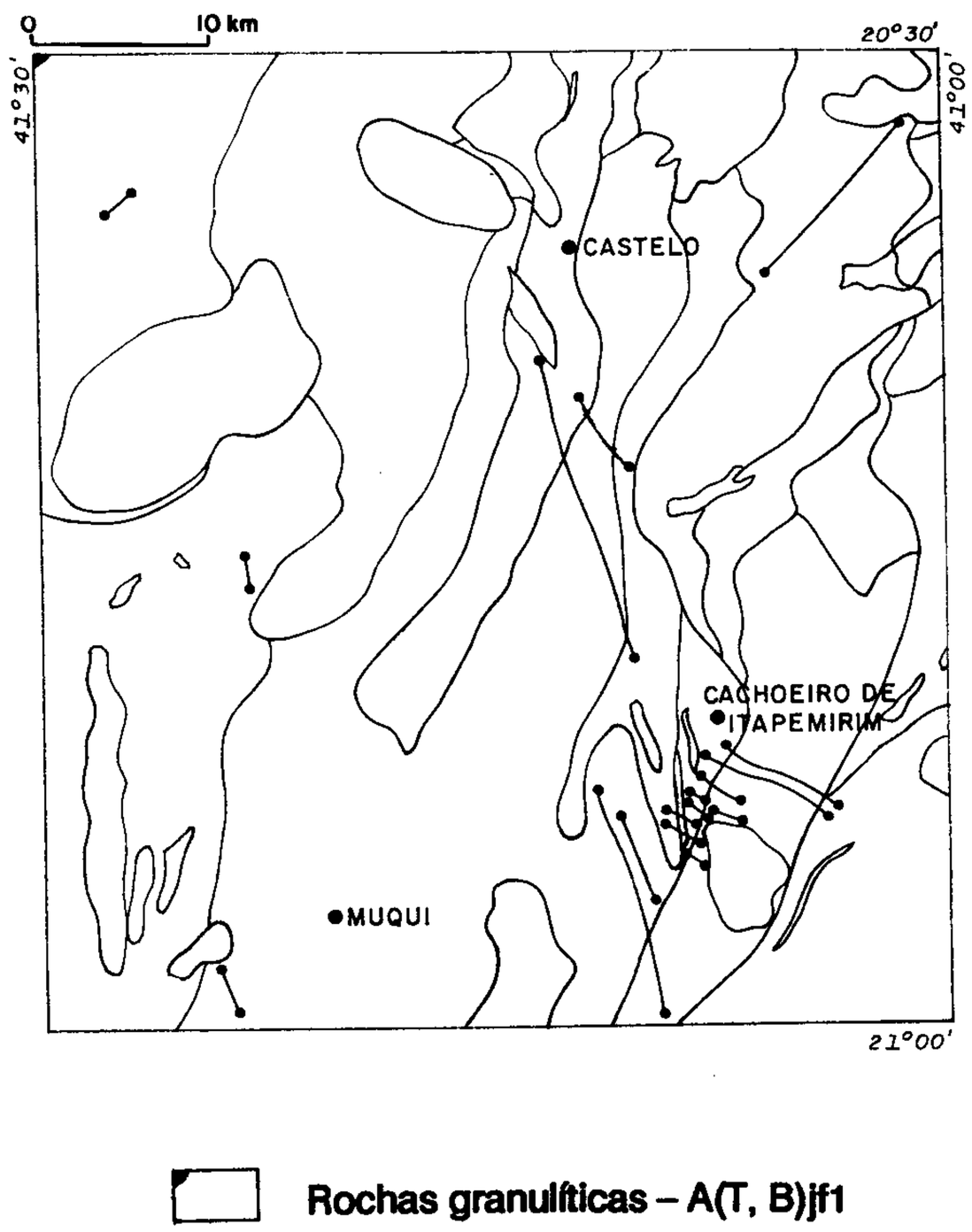


Figura II.2.2 – Distribuição geográfica do Complexo Juiz de Fora.

granada, apatita, zircão e opacos. Dos minerais de alteração, os mais freqüentes são carbonato, sericita, epidoto e biotita.

Localmente, encontram-se ainda rochas granulíticas ricas em minerais aluminosos. São geralmente bem estruturadas, com foliação bem desenvolvida, granulação média, coloração cinza-clara com tons róseos.

Ao microscópio, apresentam textura granoblástica seriada, com os cristais de quartzo, sillimanita e biotita orientados, promovendo a foliação da rocha. A mineralogia essencial é caracterizada por quartzo, plagioclásio, granada, sillimanita e cordierita. Os minerais acessórios são zircão, titanita e opacos. Os minerais de alteração são geralmente a biotita, sericita e carbonato.

Essas rochas estão geralmente estruturadas com foliação de direção NNE e mergulhos de alto ângulo, caindo para ESE ou WNW.

Na falta de dados geocronológicos, foram utilizados aqueles disponíveis na região de Juiz de Fora, obtidos por Cordani (1973) e Cordani & Teixeira (1979). Segundo esses autores, as rochas charnockíticas desse complexo são arqueanas, afetadas pelo Ciclo Transamazônico. Toda essa unidade sofreu, também, a influência do Ciclo Brasiliano.

As idades mais antigas encontradas pelo método Rb/Sr são da ordem de 2.650Ma. Contudo a razão inicial é bastante elevada (0,715), o que sugere que o material datado é ainda mais antigo.

2.3 Complexo Paraíba do Sul

2.3.1 Aspectos Gerais

A primeira referência a esse complexo na área mapeada foi feita por Liandrat & Leal (1967), que o denominaram de Grupo Paraíba-Desengano, associando-o à Série Paraíba-Desengano de Rosier (1965) descrita no estado do Rio de Janeiro e sul de Minas Gerais. Aqueles autores o dividiram em três conjuntos litológicos: o primeiro, composto de biotita gnaisses e granada-biotita gnaisses, estas últimas classificadas por eles de kinzigitos; o segundo, com dominância de muscovita-biotita gnaisses, lentes de quartzitos e numerosos filões de muscovita-pegmatitos; e o terceiro caracterizado por faixas migmatizadas, onde predominam gnaisses facoidais, gnaisses granitóides, granitos e granodioritos. Neste último conjunto há, na realidade, uma relativa predominância de gnaisses migmatizados associados a granitos e granodioritos, muito embora no primeiro também ocorram pequenos corpos migmatizados ou granitizados. Além disso, o contato entre as faixas migmatizadas é muito complexo, o que dificultou uma cartografia mais precisa. Esse fato então levou aqueles autores a considerar "as faixas migmatizadas não como escamas de material arqueano dentro do Grupo Paraíba-Desengano, mas como 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 o contato entre elas de direção aproximadamente N-S; a primeira, do lado ocidental, sendo constituída, segundo esse autor, por gnaisses migmatíticos e rochas graníticas diversas, enquanto que a faixa oriental por gnaisses kinzigíticos de grau metamórfico mais elevado do que o das rochas da unidade anterior. Definiu também núcleos granulíticos no seio de ambas as unidades.

Silva & Ferrari (1976) relacionaram as rochas dessa área à Associação Paraíba do Sul, agrupando-as em três complexos: Gnáissico-Migmatítico, Gnáissico-Granítico e Charnockítico.

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.

Lima *et al.* (1981) empregaram pela primeira vez o termo *Complexo Paraíba do Sul* para denominar o conjunto de gnaises granatíferos e kinzigíticos aflorantes a norte, na Folha Salvador (SD.24), atravessando a Folha Rio Doce (SE.24) e penetrando na área do presente trabalho.

Machado Filho *et al.* (1983) dividiram a área trabalhada em compartimentos tectônicos. Na área enfocada estão presentes a Faixa Juiz de Fora, onde está situado o Complexo Juiz de Fora, e o Cinturão Móvel Atlântico, de Leonardos & Fyfe (1974), onde está o Complexo Paraíba do Sul.

Mais recentemente, Grossi Sad & Dutra (1988) subdividiram o "Grupo Paraíba do Sul" em quatro formações: Desengano, Imbé, Itaocara e Euclidelândia. As três primeiras contêm microclina gnaisse e biotita-granada gnaisse, com intercalações de rochas calcissilicáticas. A formação Itaocara, além disso, contém bancos quartzíticos, níveis de mármore dolomítico, corpos de gnaisses kinzigítico e anfibólio gnaisse. A Formação Euclidelândia é formada de espessos bancos de mármore calcítico e dolomítico, silicoso ou não, alternados com anfibólio gnaisse, anfibolito e rocha calcissilicatada, anfibólio-piroxênio gnaisses, anfibolito e raros níveis de quartzito e mármore.

Wiedemann *et al.* (1986), estudando os maciços intrusivos do sul do Espírito Santo, subdividiram a área em Complexo Alegre (Bayer *et al., 1984),* Complexo Juiz de Fora e Gnaisse Granitóide.

As determinações radiométricas Rb/Sr, U/Pb e K/Ar existentes no Complexo Paraíba do Sul foram reavaliadas por Cordani & Teixeira (1979), constatando-se dois eventos geodinâmicos: um de idade transamazônica (2.070Ma. e Ro=0,709), confirmada pelas datações U/Pb em zircões (2.200Ma.), e outro de idade brasiliana, com idade de 680Ma. (Ro=0,709) em diagrama isocrônico e 620Ma. nas datações U/Pb em zircões. As idades K/Ar refletem o resfriamento do Ciclo Brasiliano, variando entre 420Ma. e 670Ma.

Com relação à idade, essas rochas foram posicionadas no Proterozóico, juntamente com os Granitóides Sin a Tardi-tangenciais, por não se ter uma idade conclusiva dessas duas unidades. As idades de 2.055Ma. e 590Ma., obtidas por Sollner *et al.* (1987), pelo método U/Pb em zircões, representam os interceptos superior e inferior da concórdia. Segundo o autor citado o intercepto de 590Ma. está relacionado à fase principal do metamorfismo e o intercepto de 2.055Ma. indica a idade de cristalização do núcleo do zircão detrítico. Portanto dentro dessa faixa de idade estão posicionadas tanto as rochas do Complexo Paraíba do Sul quanto os Granitóides Sin a Tardi-tangenciais.

Para a área do Projeto Cachoeiro de Itapemirim, optou-se pela denominação de Complexo Paraíba do Sul, sendo subdividido em nove unidades, sem significado cronoestratigráfico de constituição litológica e aspectos estruturais peculiares, além de subunidades ou tipos petrográficos especiais, individualizados na escala adotada.

As unidades foram denominadas de Pps1 a Pps9. Na Folha Cachoeiro de Itapemirim encontram-se as unidades Pps1, Pps2, Pps3, Pps8 e Pps9, cuja distribuição geográfica é mostrada na figura II.2.3.

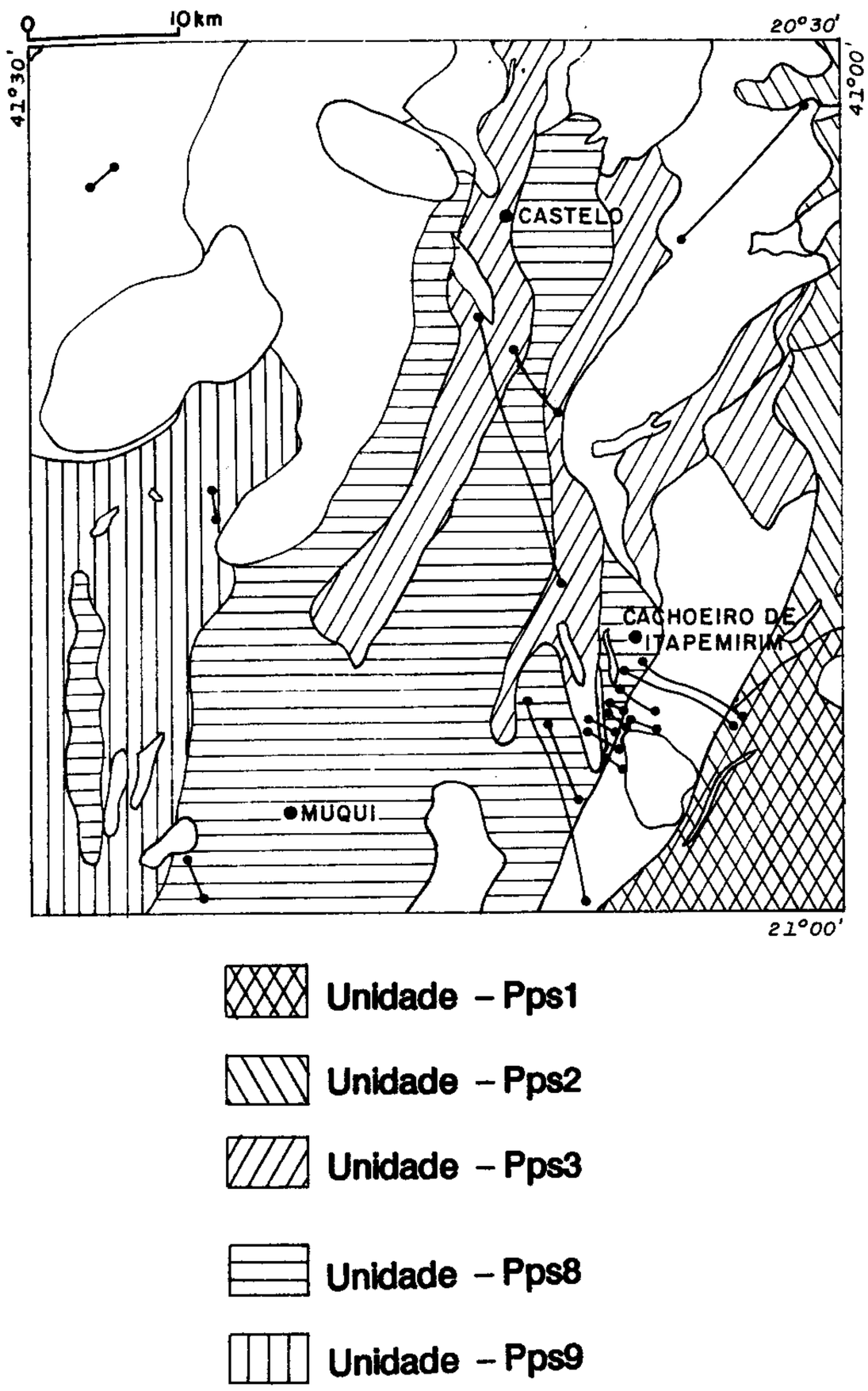


Figura II.2.3 – Distribuição geográfica do Complexo Paraíba do Sul.

As duas primeiras possuem características dominantemente paraderivadas, enquanto as três últimas são francamente ortoderivadas com imbricações de paraderivadas. As unidades Pps4, Pps5, Pps6 e Pps7 foram cartografadas nas folhas adjacentes, pertinentes à área do projeto.

2.3.2 Unidade Pps1 - Gnaisses Aluminosos

Essa unidade localiza-se na extremidade sudeste da folha (figura II.2.3), tendo continuidade física desde a localidade de Rio Muqui, estendendo-se até São José do Frade e adentrando-se, a partir daí, na Folha Piúma. A unidade tem um formato alongado, com direção aproximada NE, área aflorante de aproximadamente 110km^2, constituindo uma região bastante arrasada, com morros de topos aplainados de altitudes médias em torno de 100m.

As relações de contato dessa unidade com as adjacentes não foram constatadas por estarem obliteradas pelas sucessivas fases deformacionais e pelo manto de intemperismo. Entretanto, os contatos foram interpretados como: definido com as rochas intrusivas tardi a pós-trancorrentes; por falha transcorrente com movimento dextral com os ortognaisses Cachoeiro e, em parte, aproximado, com as rochas da unidade Pps2 (devido à semelhança entre ambas) e em parte por falha transcorrente de movimento dextral.

O tipo litológico mais representativo é o gnaisse mesomelanocrático de cor cinza, granulação média a grosseira, composto de quartzo, feldspato, biotita, granada, sillimanita e, mais raramente, cordierita. As granadas são em geral arredondadas, com diâmetro de até 2cm, e a sillimanita apresenta-se como finas agulhas milimétricas. A foliação é bem caracterizada pela orientação das escamas de biotita, e a rocha possui uma laminação fina, centimétrica a subcentimétrica, e descontínua, proporcionada por bandas félsicas, essencialmente quartzo-feldspáticas, tendo como máfico mais freqüente a granada disseminada. Essas bandas têm cor branca-esverdeada e, por vezes, mostram-se dobradas em isoclinais rompidos, com espessamento da charneira, atestando o caráter de transposição. As bandas félsicas, quando mais espessas, mostram um caráter nitidamente lenticular, interligado ao modo de *boudins*, o que denota um forte estiramento (foto 1). As bandas máficas são constituídas dominantemente por níveis de biotita em finas palhetas orientadas, geralmente contendo finos cristais de sillimanita, granada, quartzo e feldspato.

A foliação tem, em geral, direção aproximada NE e mergulho em torno de 30° para SE. Localmente, pode ser encontrada nos planos de foliação uma lineação mineral (LX), regularmente desenvolvida, proporcionada pelo alinhamento de diminutas agulhas de sillimanita branca a incolor de atitude N60°E/5°.

A foliação eventualmente mostra uma ondulação suave de caráter flexural.

Predomina a fração máfica, venulada pela fração félsica. Localmente, encontram-se bandas félsicas mais grosseiras, pegmatóides, com placas de muscovita.

Essa unidade inclui gnaisses aluminosos de alto grau (sillimanita-cordierita-granada gnaisses) de natureza metassedimentar, associados a ortognaisses graníticos, granatíferos. Embora os gnaisses aluminosos sejam geralmente denominados de "kinzigitos", essa designação foi aqui evitada devido às diferentes conotações com que o termo é empregado na literatura internacional. Além dos gnaisses aluminosos, foram caracterizadas associações supracrustais incluindo principalmente quartzitos e rochas calcissilicáticas.

Ao microscópio, as rochas se apresentam como cordierita-sillimanita-granada-plagioclásio-quartzo gnaisses, de granulação fina a média (0,5-1,5mm), raramente grosseiros, com textura granolepidoblástica dada por um bandamento composicional, associado a uma contínua foliação da biotita.

O quartzo, o plagioclásio (An 25-45) antipertítico e a cordierita apresentam-se com hábitos prismáticos e forte disposição planar orientada. Os contatos intracristalinos, entre as diversas fases, são geralmente suturados e raramente poligonizados. A biotita (marrom-avermelhada) enriquecida em TiO_2, ocorre em palhetas idioblásticas e a sillimanita em prismas alinhados ou em feixes de substituição de granada. Esta é xenoblástica, arredondada e, em geral, pós-tectônica. Os acessórios incluem zircão, apatita, magnetita e grafita.

As paragêneses de substituição, retrometamórficas, incluem principalmente pinitização de cordierita e sericitização dos feldspatos.

O quartzito aflorante nessa unidade constitui uma crista alongada de direção NE, com extensão aproximada de 8km e largura em torno de 50m, caracterizado em mapa como Pps1qt. A rocha é de granulação grosseira, bem recristalizada, feldspática e com finas intercalações de sillimanita-biotita xisto. As rochas calcissilicáticas constituem pequenas intercalações, geralmente lenticulares, de tamanho centimétrico a decamétrico.

2.3.3 Litoquímica da Unidade Pps1

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Essa unidade, pela sua distribuição no dendrograma-produto da análise de agrupamento de todas as unidades cartografadas na área, apresenta um elevado grau de dispersão, desde logo abaixo de um primeiro agrupamento dos ortognaisses Muniz Freire até quase a base da figura. Distribui-se ainda em grupos acima dos maciços graníticos e abaixo destes; e também associados com os anfibólio-biotita gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 (figura II.2.4).

Essas primeiras observações já apontam um certo grau de similaridade dessa unidade com os anfibólio-biotita gnaisses. Na realidade, as diversas conclusões tiradas dos processos de tratamento gráfico dos dados das quatro amostras analisadas são muito semelhantes.

Os valores da função discriminante DF, de Shaw, 1972, listados na tabela II.2.1, mostram positivos e negativos com predomínio dos primeiros e, portanto, apontando para um caráter ortoderivado. As amostras apresentam coríndon normativo CIPW, com apenas um valor abaixo de 1%. Também neste caso é possível que os valores positivos de DF estejam refletindo a composição da fonte ígnea que gerou os detritos formadores do sedimento original.

O diagrama de variação multicatiônica idealizado por Moine & La Roche, 1968 (figura II.2.5) caracteriza essas rochas como grauvacas.

De acordo com essa hipótese metassedimentar, o diagrama ternário de Blatt, Midleton & Murray, 1980 (figura II.2.6) permite classificar três das quatro amostras como sedimentos de ambiente eugeossinclinal.

Seguindo a mesma linha de raciocínio, o diagrama de Bhatia, 1983, *in* Condie & De Malas, 1985 (figura II.2.7) caracteriza as mesmas amostras como geradas em ambiente de Arco Oceânico (duas amostras) e Arco Continental (duas amostras). Nesses aspectos, esses dois últimos diagramas concordam, uma vez que um eugeossinclinal pode ser uma bacia marginal de Arco Vulcânico.

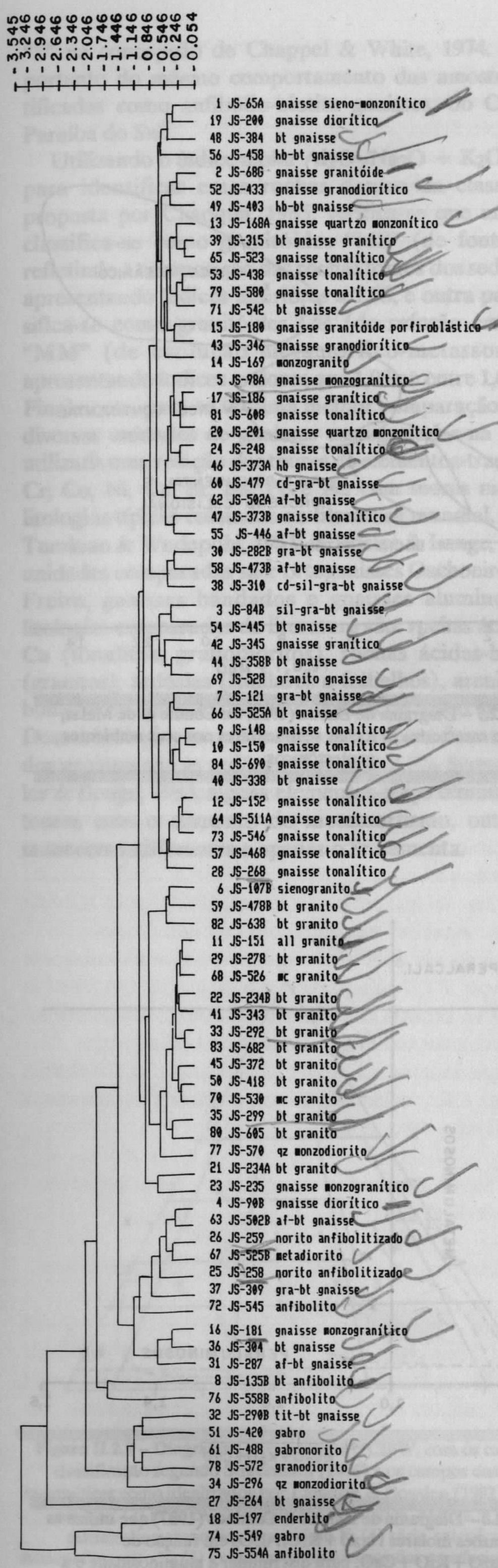
Considerando as similaridades com os anfibólio-biotita gnaisses, pode-se optar por um tratamento dessas unidades como rochas parcialmente granitizadas que se comportam ora como metassedimentos e ora como granitos "S", segundo os conceitos de Chappel & White, 1974. Deve-se considerar entretanto que, apesar do pequeno número de amostras aqui analisadas, o caráter metassomático daquelas unidades fica mais conspícuo em virtude da maior dispersão nos diagramas utilizados para definir seus ambientes tectônicos.

No diagrama de Rapela & Caminos, 1987 (figura II.2.8) evidencia-se o caráter peraluminoso da unidade.

Composicionalmente os aspectos são também similares, com as amostras classificando-se no diagrama QAP normativo CIPW de Streckeisen, 1976, como granitos (três amostras) e granodiorito (figura II.2.9). Nas séries de diferenciação magmática, como idealizadas por Lameyre & Bowden, 1982, e apresentadas no mesmo diagrama, identificam-se como granitóides da série calcialcalina granodiorítica-médio K (três amostras), e granitóides de fusão crustal que se correlacionam com os granitóides tipo

Tabela II.2.1 – Parâmetros químicos dos gnaisses aluminosos da Unidade Pps1 do Complexo Paraíba do Sul, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

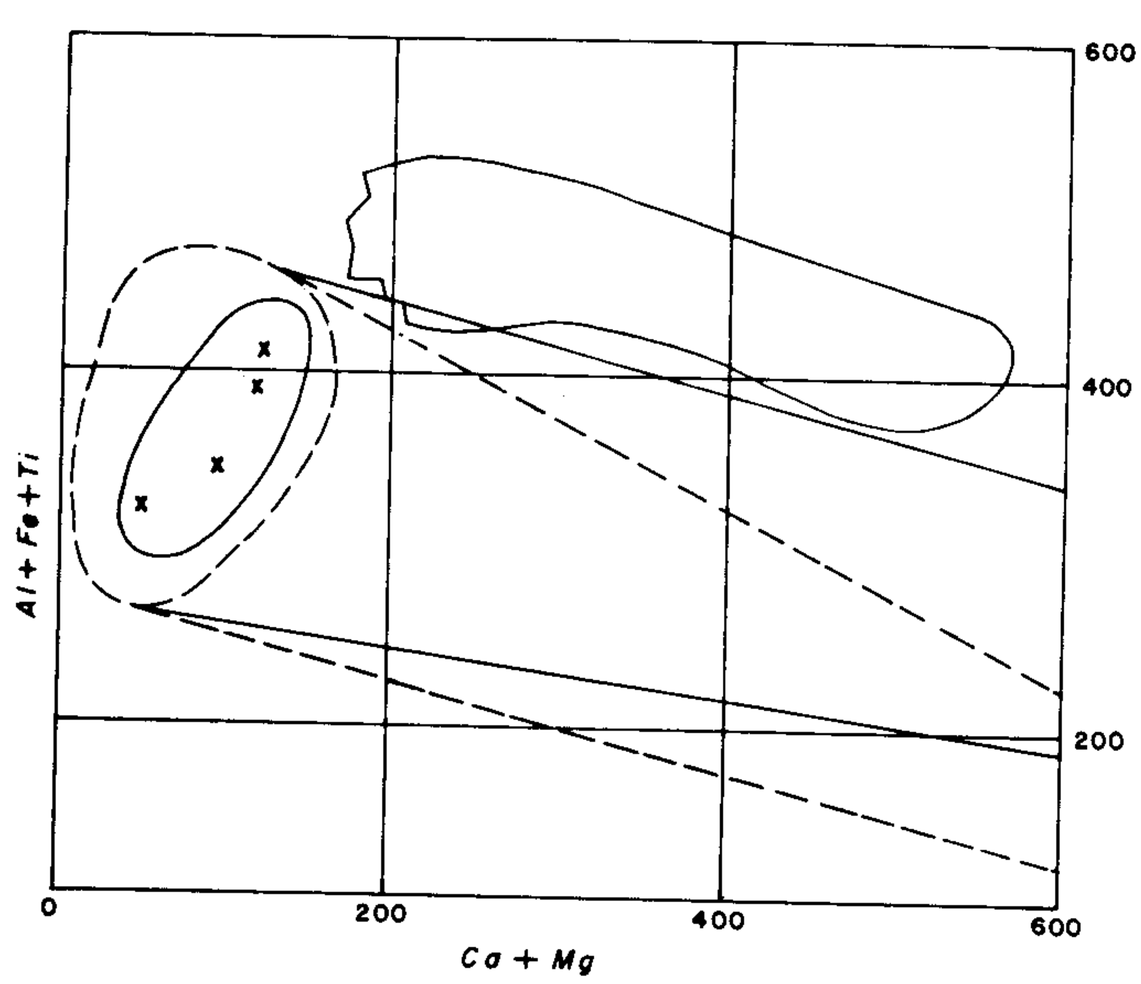
	DF	δ Eu	ε TR	ε TR + Y	ε (Ce/Y)	Al_2O_3	MgO	CaO	TiO_2	SiO_2	Y
JS-282B	0,670	0,692	128,310	162,310	2,870	14,6	1,6	3,8	0,72	68,7	34
JS-309	1,223	1,007	113,330	146,330	2,156	16,3	1,5	5,30	0,91	63,9	33
JS-310	-2,315	0,550	127,570	154,570	3,431	13,1	1,8	1,00	0,63	72,1	27
JS-479	2,336	1,026	93,390	131,390	2,119	16,2	1,8	4,50	0,79	63,9	38



Observações combinadas em Cluster		Nível de Similaridade de Cluster
1	19	.36455
2	52	.26747
4	63	.28652
7	66	.31728
9	10	.07968
11	29	.13593
12	64	.16018
16	36	.34946
17	81	.17199
18	74	1.35035
24	46	.23583
30	58	.32606
33	83	.11699
39	65	.08568
50	70	.12670
53	79	.16386
60	62	.33559
61	78	.93159
9	84	.22656
11	68	.18368
12	73	.19971
17	20	.22721
26	67	.34771
45	50	.20311
47	55	.33688
53	71	.29919
2	49	.40515
4	26	.43274
5	17	.35071
9	40	.31347
13	39	.28721
22	41	.19368
1	48	.48015
3	54	.36976
4	25	.56758
7	9	.41631
11	22	.19875
12	57	.36842
15	43	.34521
30	38	.47369
5	24	.41385
11	33	.25817
12	28	.40939
13	53	.38978
11	45	.32706
13	15	.44496
6	59	.39522
13	14	.47024
35	80	.35611
44	69	.41939
5	60	.49917
6	82	.44174
11	35	.45415
2	13	.55313
5	47	.51730
16	31	.63284
21	23	.64830
42	44	.52723
1	56	.58741
4	37	.72655
7	12	.61240
11	77	.55851
1	2	.63586
3	42	.62936
1	5	.66487
3	7	.72941
1	30	.81497
6	11	.78841
1	3	.92196
4	72	.97645
6	21	.84239
32	51	.93546
1	6	1.02484
4	16	1.10156
32	61	1.13841
1	4	1.43877
32	34	1.22102
8	76	1.63872
1	8	1.82174
1	32	2.07126
18	75	2.29314
1	27	2.88136
1	18	3.41216

af - anfibólio
all - allanita
bt - biotita
cd - cordierita
gra - granada
hb - hornblenda
mc - microclina
qz - quartzo
sil - sillimanita
tit - titanita

Figura II.2.4 – Dendrograma representando o resultado das análises de agrupamento pelo método das distâncias euclidianas dos óxidos maiores das amostras analisadas na Folha Cachoeiro de Itapemirim.



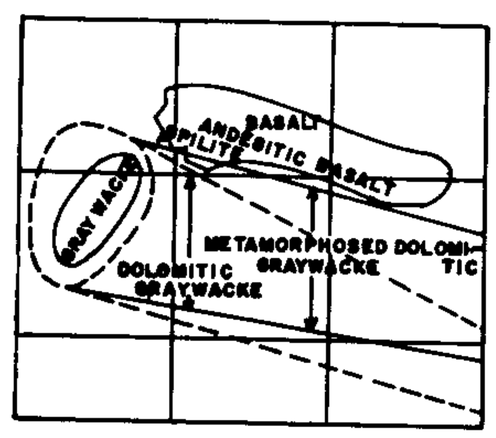


Figura II.2.5 – Diagrama de Moine & La Roche (1968) que utiliza os valores (Al + Fe + Ti) x (Ca + Mg), dados pelas suas razões atômicas, para separar as rochas sedimentares das rochas vulcânicas. Os gnaisses aluminosos da Unidade Pps1 identificam-se como grauvacas.

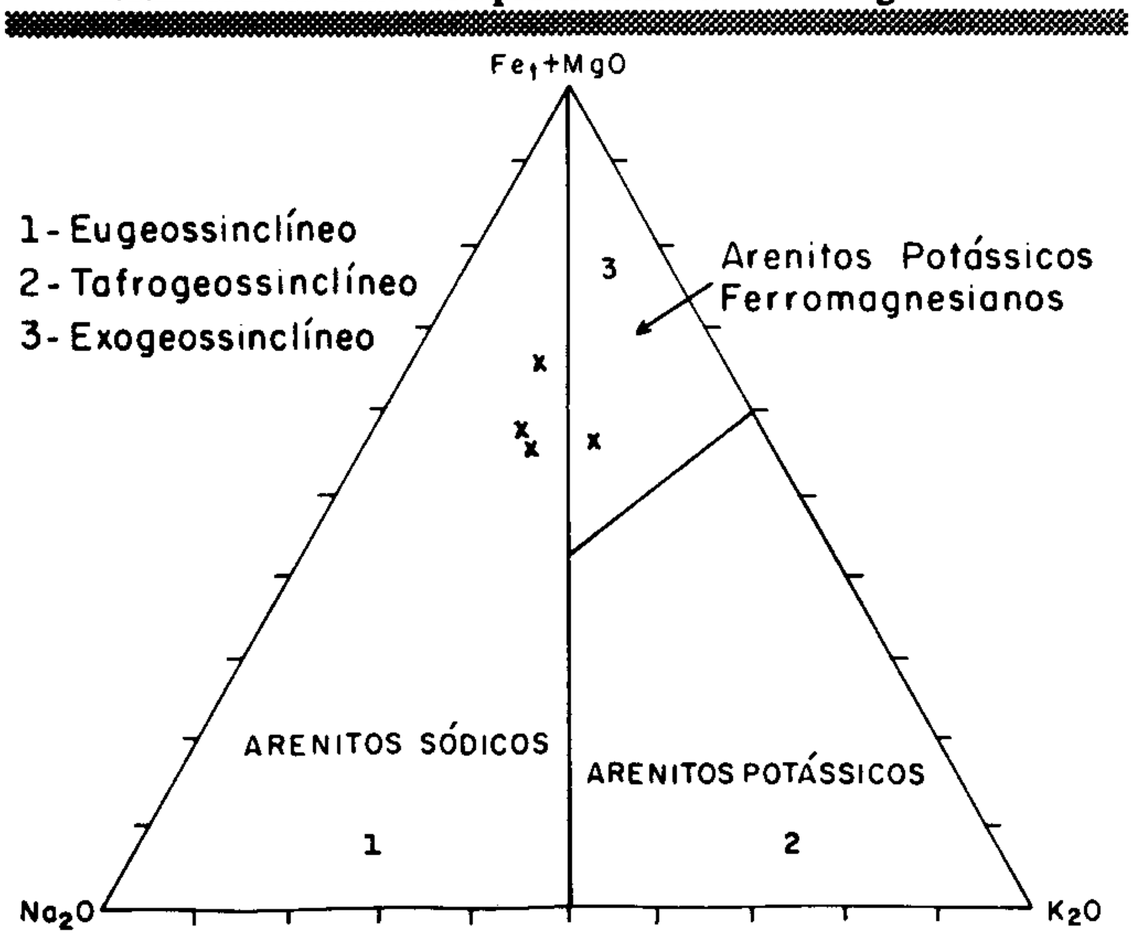


Figura II.2.6 – Diagrama ternário de Blatt, Middleton & Murray (1980) que permite caracterizar os sedimentos de geossinclinal como: (1) eugeossinclinal; (2) tafrogeossinclinal; (3) exogeossinclinal.

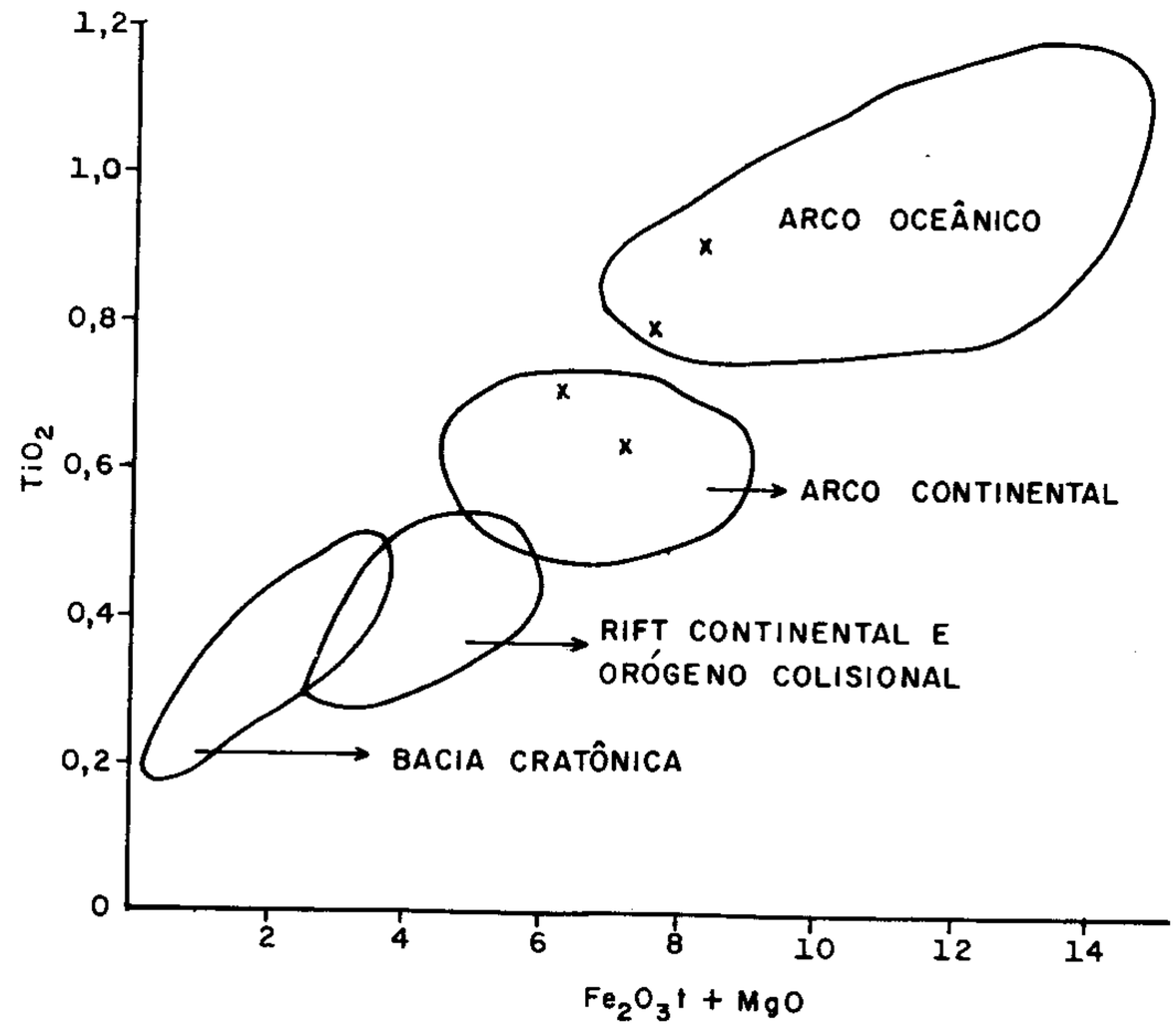


Figura II.2.7 – Diagrama de Bhatia (1983; *in*: Condie & de Malas, 1985), que caracteriza as rochas sedimentares nos seus ambientes geotectônicos.

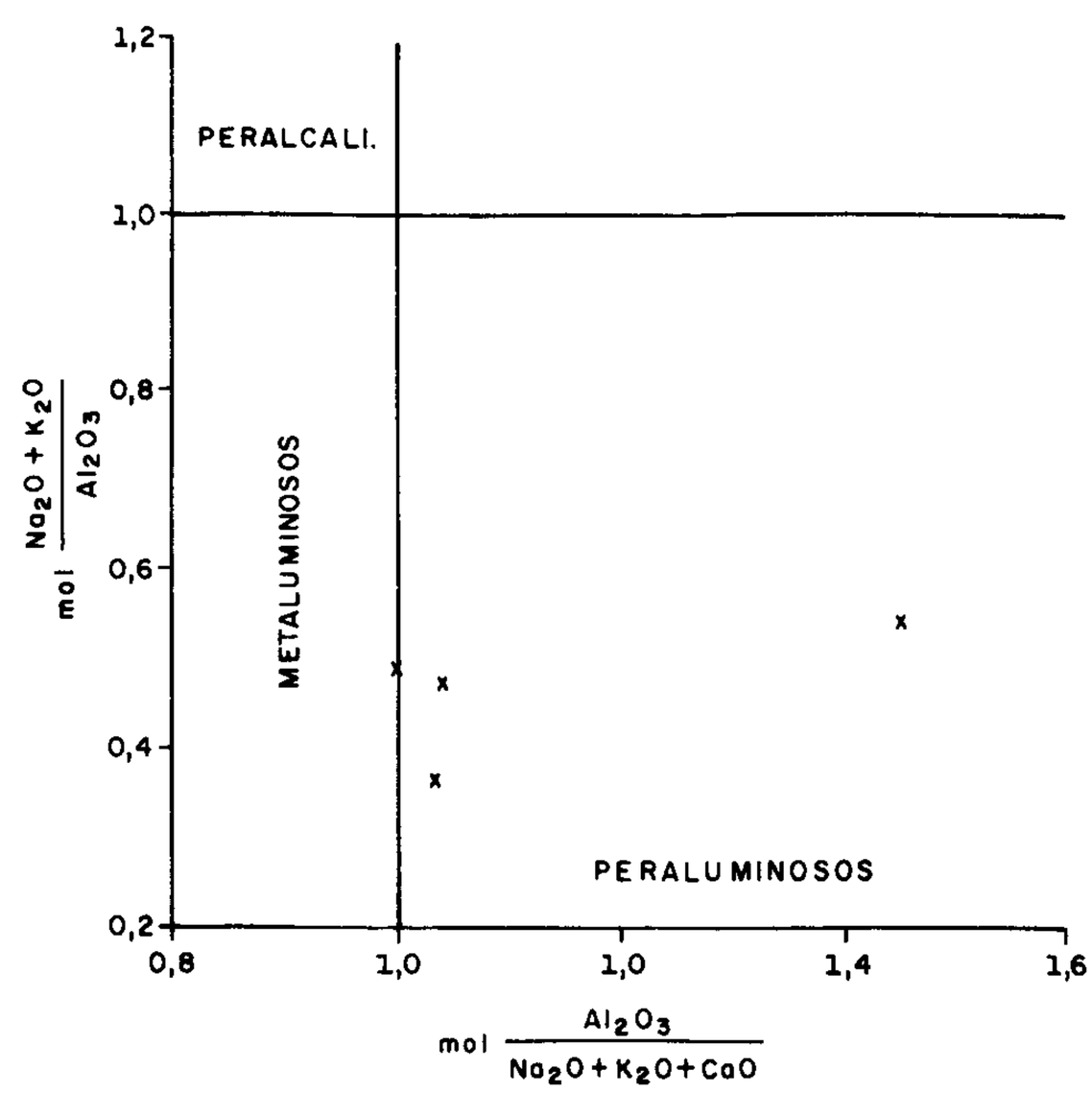


Figura II.2.8 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que utiliza as razões molares $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ em função de $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$, para discriminar a aluminosidade e a alcalinidade de rochas granitóides.

"S" na concepção de Chappel & White, 1974. Trata-se portanto do mesmo comportamento das amostras identificadas como anfibólio-biotita gnaisses, do Complexo Paraíba do Sul.

Utilizando o índice molar $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ para identificar essas rochas dentro da classificação proposta por Chaoqun, 1985, verifica-se que uma parte classifica-se como granitóides "MS" (de fonte mista) refletindo a composição das rochas fontes dos sedimentos, apresentando índices inferiores a 1,03, e outra parte classifica-se como granitóides CR (de refusão crustal) ou "MM" (de evolução metamórfico-metassomática), apresentando índices maiores que 1,03 ou entre 1,03 e 1,09. Finalmente, para se ter uma melhor comparação entre as diversas unidades de gnaisses cartografadas na área, foi utilizada uma relação dos teores de elementos-traço: Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Sr, Ba, Pb e Zn com teores médios de litologias típicas coletadas na literatura mundial, segundo Turekian & Wedepohl, 1961, *in* Rosler & Lange, 1972. As unidades comparadas são: ortognaisses Cachoeiro, Muniz Freire, gnaisses bandados e gnaisses aluminosos. As litologias comparadas da literatura são: rochas ácidas-alto Ca (tonalitos, granodioritos), rochas ácidas-baixo Ca (granitos), ardósias (similares e folhelhos), arenitos, carbonatos de águas rasas e carbonatos de águas profundas. Dessas litologias as que mais se aproximam da composição dos gnaisses são as ardósias (figura II.2.10). Segundo Rosler & Beuge, 1983, alguns elementos-traço diminuem seus teores com o aumento do metamorfismo, outros permanecem indiferentes e apenas o Sr aumenta.

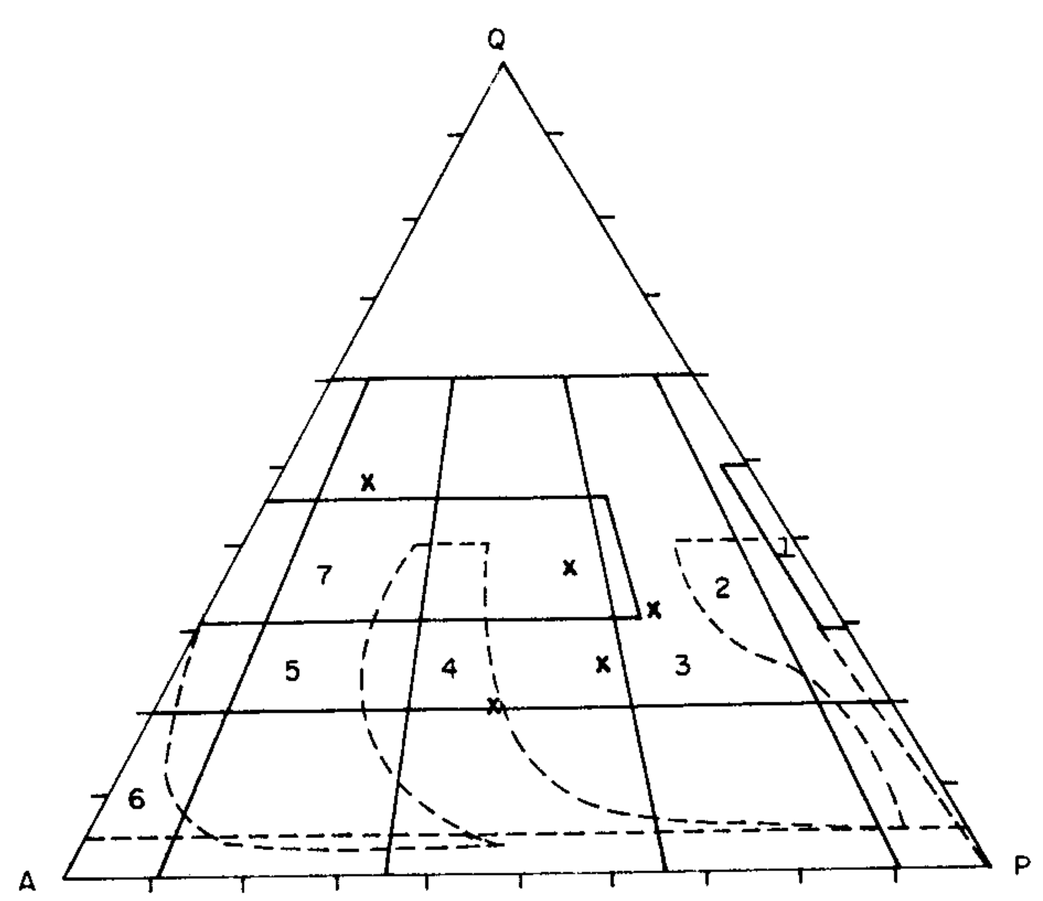


Figura II.2.9 – Diagrama QAP normativo CIPW, com os campos de classificação segundo Streckeisen (1976) e os campos das séries magmáticas como idealizados por Lameyre & Bowden (1982). (1) série toleítica; (2) série calcialcalina trondhjemítica, baixo K; (3) série calcialcalina granodiorítica, médio K; (4) série calcialcalina monzonítica, alto K; (5) granitóides aluminosos das províncias alcalinas; (6) série alcalina: (7) granitos de fusão crustal.

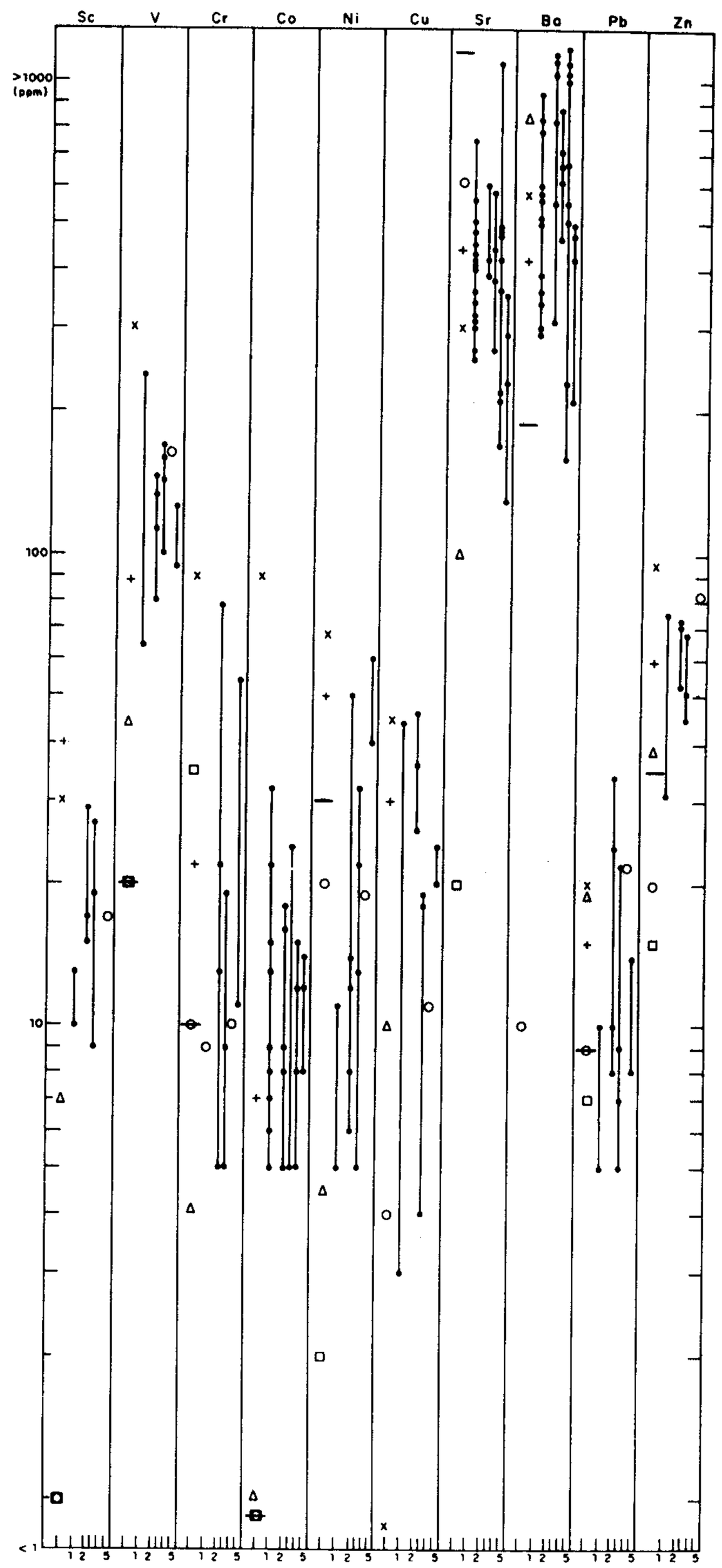


Figura II.2.10 – Teores em elementos-traço dos gnaisses Cachoeiro (1), Muniz Freire (2), da unidade Pps3 (3), da unidade Pps8 (4), da Unidade Pps1 (5), comparados aos valores médios da literatura internacional, segundo Turekian & Wedepohl (1961). (+) rochas ácidas - alto Ca; (▵) rochas ácidas - baixo Ca; (x) ardósias; (▫) arenitos; (o) carbonatos de águas rasas; (-) carbonatos de águas profundas.

Essas observações concordam com o fato de que a maior parte dos gnaisses apresenta teor um pouco abaixo dos teores médios das ardósias. Apenas aumentam parcialmente os do Sr e permanecem aproximadamente indiferentes os do Ba e Pb. A grande dispersão se deve às variações na composição original dos sedimentos e aos processos metamórficos e metassomáticos que os afetaram posteriormente.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Da unidade Pps1 (gnaisses aluminosos) foram analisadas as terras-raras de quatro amostras cujos resultados analíticos constam da tabela II.2.1.

Nas quatro amostras analisadas, a Função Discriminante de Shaw (1972) DF, é positiva para três amostras e negativa apenas para uma. Já no Diagrama de Garrels & Mackenzie, 1971 (figura II.2.11), três amostras caem no campo metassedimentar e uma cai no campo metaígneo. A continuidade física dessa faixa, tratada na Folha Domingos Martins (em 14 amostras analisadas, todas deram o DF negativo) e presença de minerais aluminosos (cordierita, granada, sillimanita) levou a considerar esta unidade como de natureza metassedimentar.

As seguintes observações podem ser constatadas a respeito desses gnaisses, vistos à luz das terras-raras:

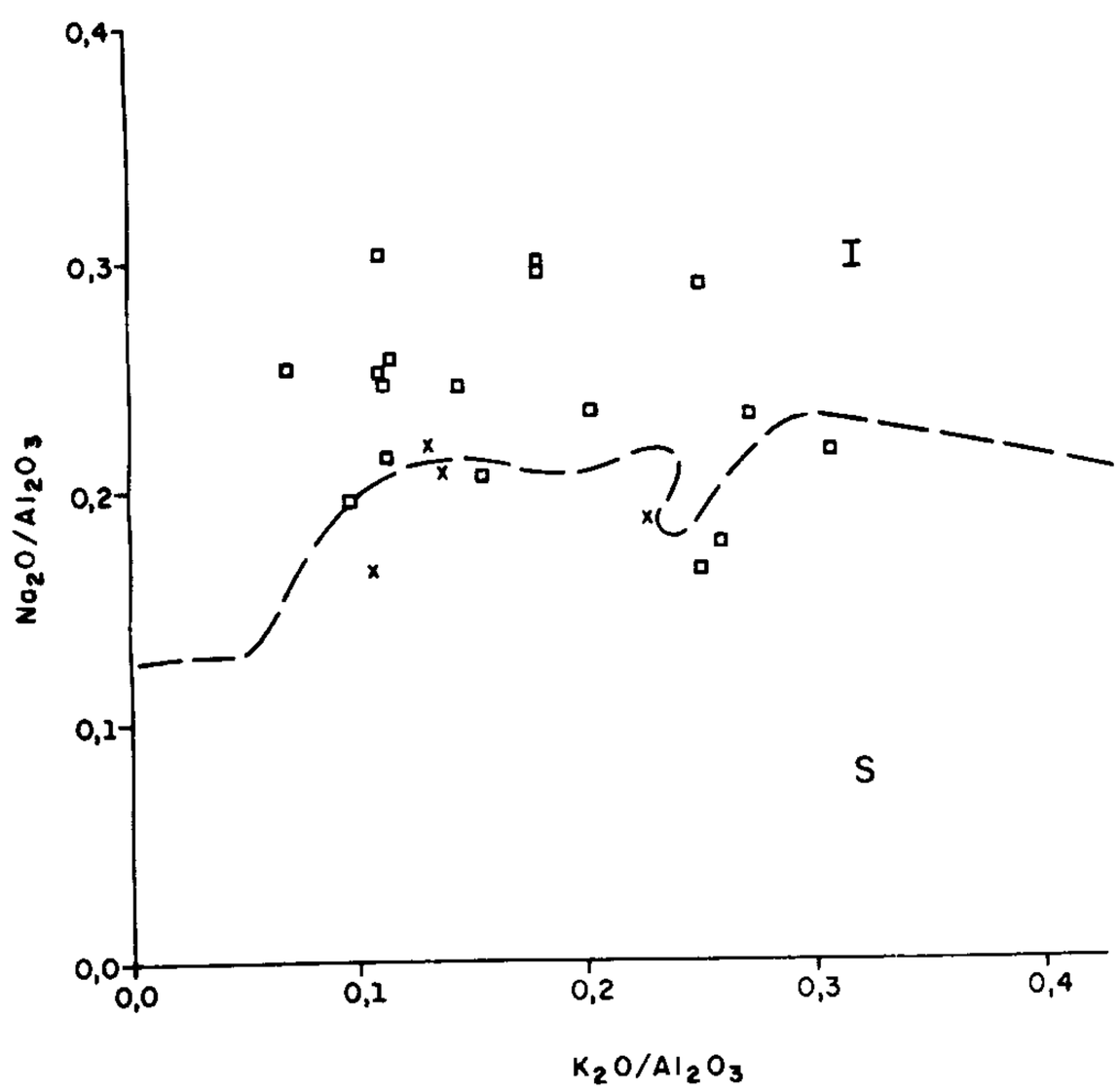


Figura II.2.11 – Diagrama binário de Garrels & Mackenzie (1971) que discrimina as rochas metassedimentares das rochas metaígneas através das funções (Na_2O/Al_2O_3) x (K_2O/Al_2O_3). (x) gnaisses da unidade Pps1; (□) gnaisses das unidades Pps3 e Pps8.

a) o comportamento geral das curvas-padrão, visto na figura II.2.12, mostra suave inclinação para a direita, indicando enriquecimento em terras-raras leves (TRL) e suave depleção em terras-raras pesadas (TRP); trata-se de um padrão muito semelhante aos padrões NASC e PAAS (vide encarte da figura II.2.12);

b) o valor médio do somatório de TR + Y igual a 148 corresponde à zona de miogeossinclinal sul da plataforma russa conforme estudada por Ronov *et al.* (1972, 1974), *apud*: Haskin & Paster, 1979 (vide encarte da figura II.2.12). Há entre os valores de TR + Y indicações que vão de um mínimo de 131, correspondendo ao lado oceânico do eugeossinclíneo do baixo Cáucaso, assim como um valor máximo de 162 correspondente à zona miogeossinclinal nordeste das montanhas do alto Cáucaso. O caráter de ambiente eugeossinclinal é ratificado no diagrama ternário de Blatt, Midleton & Murray (1980). A média dos valores de TR de 115 é igual a das grauvacas de Belvue Road, segundo Wildman & Condie (1973);

c) as relações $\Sigma Ce/\Sigma y$, com valores oscilando entre 2,1 e 3,4 se aproximam bastante dos valores de carbonatos, areias e argilas de fácies pelágica de clima úmido, segundo Ronov *et al.* (1967);

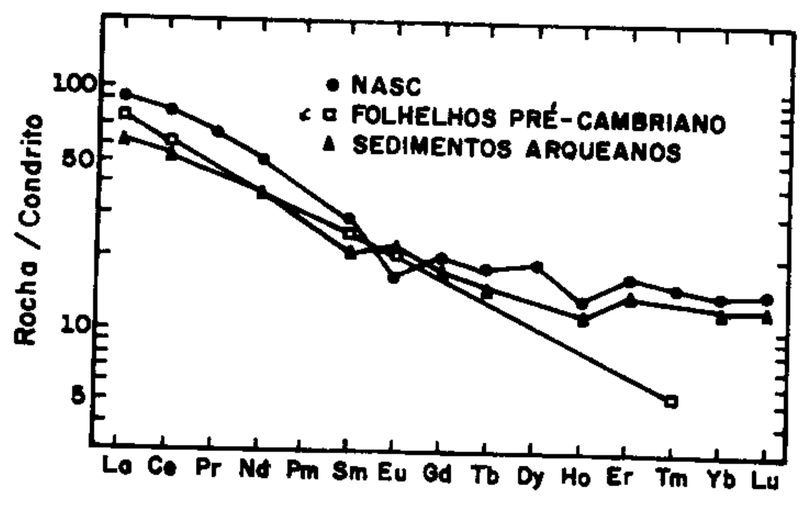
d) das quatro amostras analisadas duas estão depletadas em Eu, com anomalia negativa de 0,5 e 0,7, padrões estes indicativos de idade pós-arqueana, segundo concepção de Nance & Taylor (1976). As duas outras amostras apresentam-se com anomalias positivas de Eu (1,007 e 1,026), que embora possam indicar, segundo os autores citados, idade arqueana para as mesmas, parece-nos, entretanto mais lógico conservar a idade pós-arqueana em se tratando de amostras de uma mesma unidade. Atribui-se este padrão de anomalia à contribuição de material supracrustal mais rico em sódio, tipo TTG, enquanto no caso das anomalias negativas as áreas fontes foram predominantemente de caráter mais potássico (granítico-granodiorítico);

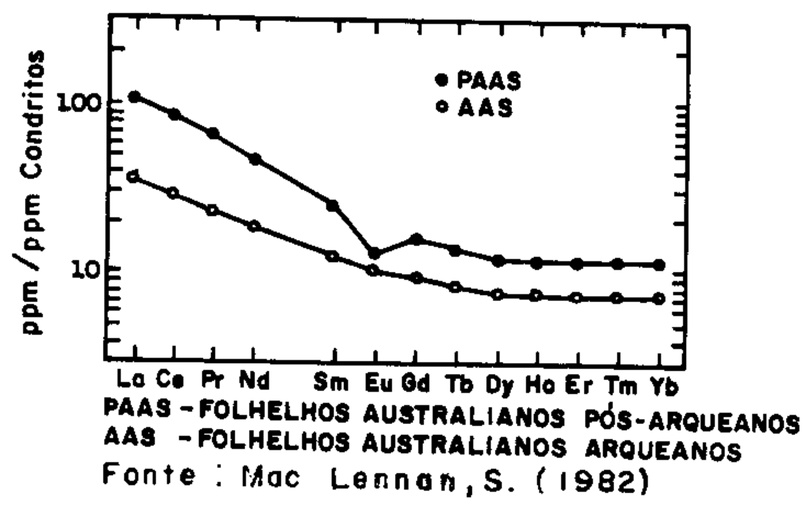
e) o grau de separação entre as curvas das TRP é devido à presença diferenciada de minerais acessórios tais como zircão, allanita e granada.

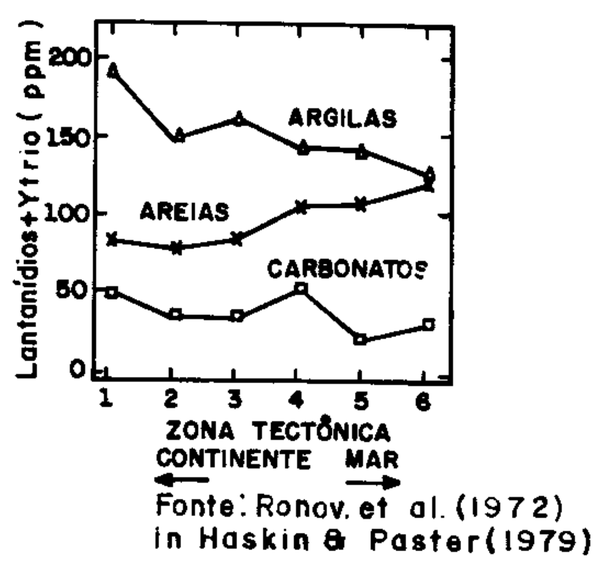
2.3.4 Unidade Pps2

Biotita Gnaisse, Anfibólio-Biotita Gnaisses, Quartzitos

Sob essa denominação foi individualizada uma estreita faixa na extremidade leste da folha, tendo continuidade física nas folhas Domingos Martins e Afonso Cláudio, onde está representada sua maior expressão. Essa unidade inicia-se pouco a sul da localidade de Belém, estendendo-se para norte, passando por Boa Esperança, Vargem Alta, São José de Fruteira e prolongando-se para norte e leste (figura II.2.3), adentrando as folhas contíguas acima mencionadas, onde se encontram as melhores exposições de rochas.







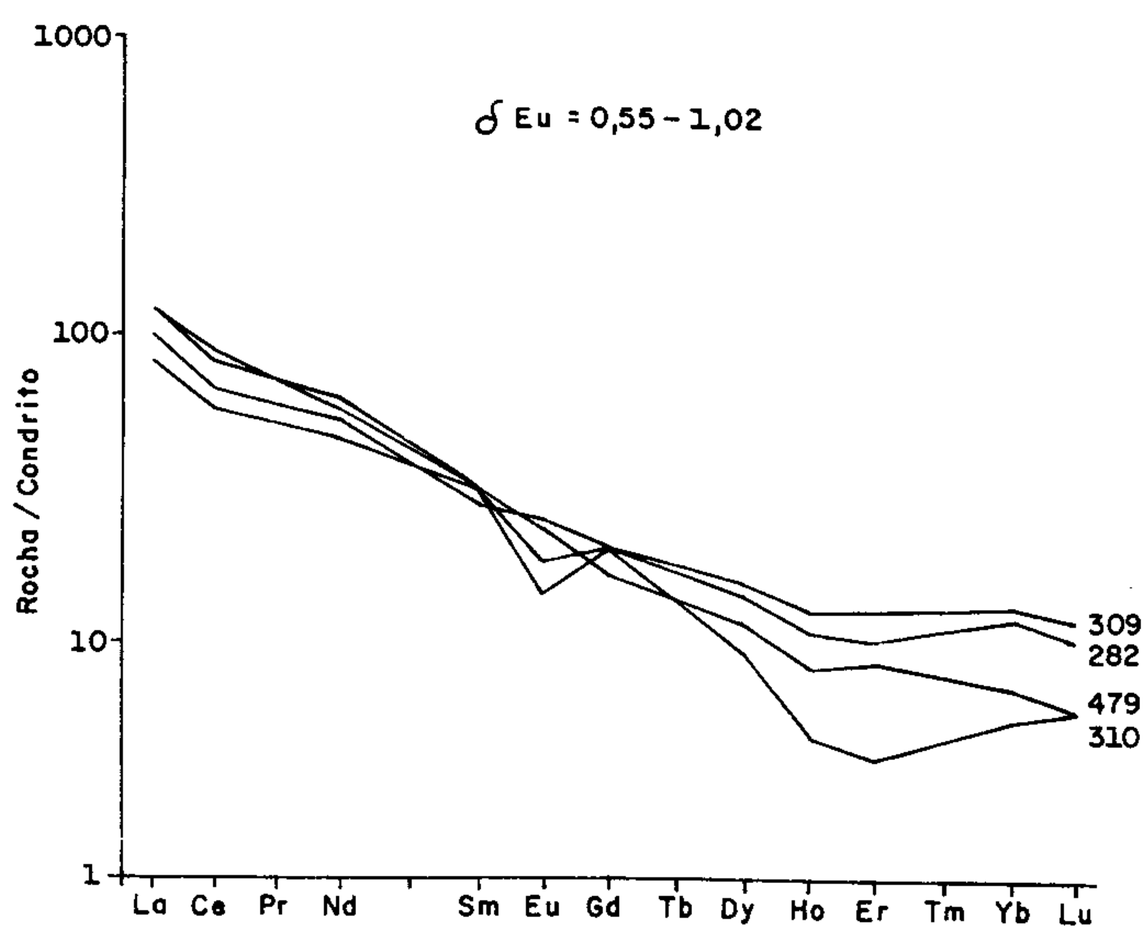


Figura II.2.12 – Curvas dos elementos de terras-raras dos gnaisses da unidade Pps1 normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, 1978).

Morfologicamente, caracteriza-se por apresentar um relevo alçado, montanhoso, com altitudes oscilando entre 200m ao sul, elevando-se para norte até 1.100m.

As relações de contato dessa unidade não foram constatadas devido a estarem totalmente obliteradas pelas sucessivas fases deformacionais que afetaram a região. Entretanto foram interpretadas como zona de cisalhamento de baixo ângulo com os ortognaisses Cachoeiro. Já com a unidade Pps1, a parte sul é por falha transcorrente de movimento dextral e a norte é aproximado. O contato com a unidade Pps3 é aproximado. O contato aproximado é justificado pela similaridade das unidades.

Os tipos litológicos mais expressivos são as rochas gnáissicas, às vezes de aspecto xistoso, finamente bandadas e ricas em minerais aluminosos, observando-se extensos níveis quartzíticos.

Os gnaisses são geralmente de composição granodiorítica a tonalítica, de tonalidade cinza, granulação fina a grosseira, estrutura bandada, às vezes dobrada e cortada por veios pegmatóides.

Esses gnaisses apresentam alternância de bandas leucocráticas, quartzo-feldspáticas e bandas melanocráticas ricas em biotita e anfibólio. Os contatos entre essas bandas às vezes são nítidos e às vezes difusos.

Ao microscópio, exibem textura granoblástica inequigranular, grã grosseira, com a foliação dada pela orientação da biotita.

Localmente, encontram-se bancos métricos a decimétricos de quartzitos feldspáticos grosseiros e quartzitos finos, bem recristalizados, intercalados com sillimanita-biotita gnaisse com granada e gnaisse de aspecto xistoso. A foliação é dada pela orientação generalizada da biotita e achatamento e/ou fraco estiramento do quartzo e feldspato.

Os gnaisses apresentam dobras isoclinais intrafoliais, exibindo uma fase de migmatização anterior à transposição e dobramento aberto, bastante discreto.

O plano da foliação tem direção aproximadamente N-S entre N10°W e N20°E e mergulhos suaves, em torno de 20° para E. As atitudes das lineações da biotita são N65°E/18° e as da sillimanita, de N50°E/15°.

O estudo petroquímico dessa unidade não foi efetuado por não se conseguir boas amostras. Entretanto, esse estudo foi realizado na Folha Domingos Martins, na qual a unidade está mais amplamente distribuída.

As maiores exposições de quartzito são encontradas na porção NE da folha, constituindo duas faixas de formato alongado, adentrando a Folha Piúma.

Uma das faixas inicia-se no entroncamento da rodovia ES-164 com a estrada para Prosperidade, passando por Vargem Alta e estendendo-se para norte até o encontro do córrego São Jorge com o rio Fruteira. O segundo corpo está localizado na extremidade NE da folha, na região de Alto da Prata, cujos limites estão situados entre os córregos do Ouro e Caeté. A região apresenta um relevo com altitude

média em torno de 900m, com morros formando cristas, drenagem dendrítica, solo arenoso e vegetação densa.

As faixas aflorantes têm extensão aproximada de 13 e 12km.

As rochas desse conjunto têm, via de regra, um mergulho suborizontal. São predominantemente constituídas de quartzito, embora se encontrem freqüentes intercalações de biotita gnaisses de aspecto xistoso, rochas calcissilicáticas e anfibolito.

Os quartzitos são, via de regra, de coloração esbranquiçada, granulação grosseira, do tipo "sal grosso", bem recristalizados, constituídos dominantemente de quartzo, podendo conter feldspato, sillimanita, biotita, granada e muscovita. Associados a essas rochas encontram-se gnaisses de tonalidade cinza-escura de granulação fina a média, aspecto xistoso, constituídos de quartzo, feldspato, biotita, com ou sem sillimanita, granada e muscovita.

A exposição mais típica na folha é encontrada na rodovia ES-164, no entroncamento para Prosperidade, onde se constata uma associação de bandas métricas a decimétricas de quartzito feldspático grosseiro, quartzito fino e gnaisse de aspecto xistoso.

As bandas às vezes são essencialmente quartzosas, outras vezes essencialmente micáceas e às vezes ainda de composição mista. Os contatos entre as bandas félsicas e melanocráticas ora são nítidos ora são difusos.

Nas bandas félsicas, encontram-se preservadas dobras isoclinais intrafoliais.

A foliação é dada pela orientação generalizada da biotita e achatamento e/ou fraco estiramento do quartzo e feldspato, com medidas entre N10°W e N20°E e caimento entre 10 e 20° para E.

A lineação de estiramento mineral é bem desenvolvida tanto na biotita quanto na sillimanita, com atitudes entre N50°E e N65°E e mergulho entre 15 e 18°.

As rochas calcissilicáticas são geralmente de tonalidade cinza-esverdeada, de granulação fina a média, constituídas, quase sempre, de quartzo, plagioclásio, biotita, hornblenda, diopsídio e granada. Essas rochas ocorrem como lentes centimétricas, intercaladas nas rochas gnáissicas.

Os anfibolitos são rochas de tonalidade verde-escura, de granulação fina, constituídos geralmente de plagioclásio, biotita, hornblenda e quartzo. Essas rochas formam pequenos corpos lenticulares centimétricos a decimétricos, intercalados concordantemente com as rochas gnáissicas.

2.3.5 Unidade Pps3

Anfibólio-Biotita Gnaisses, Biotita Gnaisses, Mármores, Rochas Calcissilicáticas, Anfibolitos e Quartzitos

Nessa unidade individualizaram-se três faixas: uma iniciando-se a sul do Maciço Castelo e prolongando-se para sul, numa estreita faixa de largura média em torno de 3km, direção aproximada N-S, estendendo-se até as proximidades da cidade de Attílio Vivacqua, com uma área aflorante de aproximadamente 105km^2 e altitude média aproximada de 150m. A segunda, também de direção N-S, inicia-se a norte da serra da Concórdia, passa por Pacotuba, Conduru, Aracuí, Castelo e evolui para norte adentrando a Folha Afonso Cláudio. Essa faixa tem largura média de 4km, com área aproximada de 160km^2 e altitudes oscilando entre 100m mais para o sul e 700m no extremo norte da folha. A terceira faixa inicia-se a NE de Cachoeiro de Itapemirim e prolonga-se para norte, limitando-se a oeste em Itaoca e a leste em Boa Esperança e Jaciguá, e estende-se até NW de Vargem Alta. Essa faixa tem aproximadamente 100km^2 e altitude média em torno de 650m (figura II.2.3).

Essa unidade tem como característica geomorfológica um relevo arrasado, com morros de topo aplainado, vales abertos, solo espesso, geralmente avermelhado, exceção feita para a área a norte de Castelo e a norte de Monte Pio, onde a região é bastante acidentada.

Os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 são semelhantes, entretanto os critérios de campo adotados para a separação das duas unidades é a freqüente presença de mármore e anfibolitos na unidade Pps3 e o seu relevo mais arrasado. Assim sendo, o contato entre essas unidades é aproximado. Já o contato com a unidade do ortognaisse Cachoeiro foi totalmente obliterado pelas fases deformacionais que afetaram a área; porém, foi interpretado como por falha contracional de baixo ângulo.

As rochas mais freqüentes dessa unidade são os anfibólio-biotita gnaisses, biotita gnaisses, mármores, rochas calcissilicáticas, quartzitos e anfibolitos.

As rochas gnáissicas são de tonalidade cinza-clara a cinza-escura, de granulação fina a média, bandadas, com alternância de bandas escuras, biotíticas e/ou anfibolíticas, e claras, quartzo-feldspáticas. Os gnaisses são geralmente de composição tonalítica, às vezes granatíferos e com estrutura dobrada.

Intercaladas nos gnaisses ocorrem lentes de mármore, sendo que a maior situa-se a nordeste da cidade de Cachoeiro de Itapemirim, passando próximo à localidade de Itaoca; estende-se para norte, nas imediações de Prosperidade, afilando-se pouco antes da rodovia ES-164, entre as localidades de Vargem Alta e São José de Fruteira.

Neste trabalho, foram individualizadas duas subunidades de mármore. Uma, Pps3mm, é constituída de um mármore dolomítico, mais puro, de coloração branca, que é utilizado comercialmente como mármore branco e/ou dolomito. Esse mármore exibe faixas com impregnação de minerais ferromagnesianos que, dependendo do grau de alteração, fornecem ao mesmo colorações variadas, como rosa, cinza, marron e, mais raramente, azul. Ainda nessa rocha ocorrem bolsões de calcita de coloração branca a acinzentada, com variações locais para o verde, o azul e o amarelo. É de granulação grosseira, com cristais de calcita bem formados de até 3cm.

Localmente, ocorrem nos mármores faixas com muscovita, tremolita e flogopita.

A segunda subunidade é constituída de um mármore impuro, bastante silicoso, com intercalações de rochas anfibolíticas, rochas gnáissicas, níveis calcíticos e rochas calcissilicáticas. Em mapa está representada por Pps3mm1.

As rochas calcissilicáticas são geralmente de granulação fina, tonalidade esverdeada, constituindo pequenas lentes normalmente associadas aos anfibolitos e possuindo geralmente bandamento bem conspícuo.

Os anfibolitos formam pequenos corpos lenticulares concordantes com a foliação regional. São rochas de tonalidade esverdeada, granulação geralmente fina, com bandas milimétricas, sendo constituídas de plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo. (foto 2)

A unidade Pps3 tem direção regional oscilando entre N20°W e N20°E, com mergulho de baixo ângulo sempre para E e, localmente, pode-se observar zona de cisalhamento de alto ângulo. Ocorrem também estruturas como dobras de estilos diversos, desde o tipo isoclinal com espessamento da charneira até o tipo aberta.

Ao microscópio, os gnaisses são constituídos de plagioclásio (An 15-45) geminado a Albita-Periclina em prismas alongados, eventualmente como porfiroclastos, e quartzo em prismas alongados e lenticularizados. Além do K-feldspato, ocorrem como acessórios principais a hornblenda hastingsítica e a biotita titanífera, cuja disposição planar orientada juntamente com os prismas alongados dos minerais félsicos imprimem forte *fabric* LS. Ocorrem ainda granada, em cristais xenomórficos arredondados, apatita, allanita, titanita, zircão e opacos, idiomórficos. Raros porfiroclastos de plagioclásio com bordas arredondadas por microgranulação mecânica sugerem a derivação, a partir da cominuição, de ortognaisses mais grosseiros. Dada a heterogeneidade do processo deformacional, é comum observar-se áreas preservadas dos processos de cominuição, com texturas granoblásticas grosseiras originais (micropods), feições que, associadas à recristalização sintectônica da paragênese original, revelam o caráter blastomilonítico (sentido de Sibson, 1977).

A paragênese, totalmente recristalizada, representada por: plagioclásio + quartzo + hornblenda + biotita ± K-feldspato é característica da fácies anfibolito.

Apesar da intensa deformação que obliterou totalmente o *fabric* original, a ortoderivação, a partir de tonalitos originariamente mais grosseiros, pode ser assumida em função principalmente das seguintes características microscópicas: relações texturais entre a biotita e a hornblenda, indicando uma ordem de cristalização direta, herdada dos processos magmáticos; existência de porfiroblastos de plagioclásio magmáticos em estágios incipientes de microgranulação, preservando a granulação média original; presença de zircão, apatita, titanita e allanita com hábitos idiomórficos entre a mineralogia supracrustal eventualmente com relações xenolíticas não obliteradas pela transposição.

Os aspectos mais marcantes desses gnaisses são dados por: caráter regionalmente sub-horizontalizado da sua foliação (Sn) e pela freqüente venulação granítica, que fornece ao conjunto distinto bandamento composicional centimétrico e um aspecto listrado, que eventualmente pode levar a sua confusão com acamamento sedimentar.

Outro fator que dificulta, em análises mais superficiais, o imediato reconhecimento de sua natureza ortoderivada é a freqüente intercalação de seqüências metassedimentares (quartzitos, calcissilicáticas, mármores), as quais se apresentam imbricadas com os gnaisses tonalíticos, às vezes até na escala de lâmina. Esse peculiar modo de ocorrência relaciona-se com a colocação sob a forma de *sheets*, durante um período de movimentação horizontal (tectônica tangencial) possivelmente relacionado com *overthrusting* e descolamento da crosta inferior, em ambientes ligados à margem continental ativa.

2.3.6 Unidade Pps8

Anfibólio-Biotita Gnaisses, Gnaisses Aluminosos, Quartzitos, Gnaisses Graníticos, Rochas Calcissilicáticas, Anfibolitos

Sob está denominação foi individualizada uma faixa de ampla distribuição na parte central da folha, tendo continuidade física para sul, na Folha Mimoso do Sul. Essa faixa tem direção aproximada NNE-SSW, estreitando-se para norte. Ela se inicia a norte de Castelo e estende-se para sul, envolvendo as localidades de Duas Barras, parte da cidade de Cachoeiro de Itapemirim, Attílio Vivacqua, Camará e Muqui, numa extensão aproximada de 600km^2. (figura II.2.3)

Morfologicamente, essa unidade é bastante diversificada, sendo que na parte sul o relevo é mais alçado, montanhoso, de encostas bastante íngremes, com altitude média em torno de 500m, enquanto na parte norte e central ele se torna mais suave, com altitudes em torno de 200m.

Devido à dificuldade de se constatar a relação de contato com as unidades adjacentes, não só pelas sucessivas fases deformacionais, mais principalmente pelo espesso manto de intemperismo, foram traçados contatos aproximados, à exceção daqueles com as unidades Pps9 e com os ortognaisses Estrela, interpretados como por falha contracional de baixo ângulo.

O tipo litológico dominante é um anfibólio-biotita gnaisse de tonalidade cinza-clara a escura, de granulação fina a grosseira, de estrutura gnáissica bandada a migmatítica, dobrada, cortada por veios pegmatóides. Apresentam um bandamento centimétrico, com alternância de bandas leucocráticas quartzo-feldspáticas, e bandas melanocráticas, ricas em biotita e com ou sem anfibólio. Às vezes, nessas rochas encontram-se por-

firoblastos ocelares de feldpatos de tamanho médio, em torno de 0,5cm.

Essas rochas apresentam geralmente uma estrutura migmatítica dobrada, às vezes *schollen*, estromática e outras menos freqüentes (foto 3).

Boas exposições dessa unidade são encontradas na parte oeste da cidade de Cachoeiro de Itapemirim, na saída para Castelo e na estrada Attílio Vivacqua-Muqui, próximo à localidade de Camará.

Ao microscópio, os gnaisses dessa unidade apresentam textura granolepidoblástica, cuja foliação é definida pelo arranjo preferencial dos minerais máficos e alongamento dos félsicos.

O feldspato alcalino é a microclina que ocorre sob forma de cristais anédricos, às vezes envolvendo os plagioclásios, e com percentagens na rocha oscilando geralmente entre 20% e 35%.

O plagioclásio é normalmente oligoclásio, às vezes com lamelas ligeiramente dobradas. Sua quantidade na rocha oscila entre 20% e 45% e só excepcionalmente pode extrapolar esses valores.

O quartzo é geralmente inequigranular granoblástico, mostrando freqüente extinção ondulante, com percentagens na rocha oscilando entre 20% e 35%, podendo excepcionalmente diferir dessa faixa.

A biotita é encontrada em pequenos cristais hipidioblásticos, com percentagens em torno de 10%.

O anfibólio, quando presente, ocorre em agregados, juntamente com a biotita.

Outros minerais acessórios encontrados com maior freqüência são: granada, sillimanita, opacos e, como minerais de alteração, encontram-se freqüentemente carbonato, muscovita, sericita e clorita.

Associados a essas rochas encontram-se gnaisses graníticos, gnaisses aluminosos, lentes de quartzito, rochas calcissilicáticas e níveis de anfibolito.

Os gnaisses graníticos são de tonalidade mais clara, com orientação incipiente promovida pela orientação da biotita e/ou anfibólio, sendo normalmente de composição tonalítica.

Os gnaisses aluminosos são encontrados geralmente bastante intemperizados, de aspecto xistoso, ricos em granada, sillimanita, biotita, quartzo e feldspato, e constituem geralmente ou intercalações no gnaisse regional ou nos quartzitos.

Os quartzitos constituem finos níveis, com espessura métrica a decamétrica, normalmente de granulação grosseira, bem recristalizados, podendo conter feldspato, sillimanita, granada, muscovita, biotita e finos níveis de rocha gnáissica de aspecto xistoso.

As rochas calcissilicáticas formam pequenas lentes de tonalidade cinza-esverdeada, granulação fina a média, finamente bandada, constituídas geralmente de anfibólio, diopsídio, plagioclásio, quartzo, biotita e, em menor quantidade, escapolita, titanita, zircão e opacos.

Os anfibolitos formam geralmente níveis centimétricos, intercalados nas rochas gnáissicas. São de cor verde-escura, granulação fina e orientação pronunciada.

Essa unidade é cortada por diques e corpos graníticos, veios pegmatíticos e diques de diabásio.

As rochas estão estruturadas segundo a direção N-NE, com mergulhos para E, geralmente suaves. São freqüentes as zonas de cisalhamento de alto ângulo, evidenciadas pela presença de milonitos e protomilonitos, e que transpõem a foliação de baixo ângulo regional, como testemunhado por dobramentos isoclinais intrafoliais da mesma, nestas zonas.

2.3.7 Litoquímica dos Gnaisses das Unidades Pps3 e Pps8

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8, embora individualizados cartograficamente por critérios de campo, geoquimicamente apresentam um elevado grau de similaridade e aparecem sempre associados nos diversos processos utilizados para tentar caracterizá-los distintamente.

No dendrograma da figura II.2.4, produto da análise de agrupamentos de todas as 84 amostras analisadas para óxidos maiores desta folha, esses litótipos aparecem associados na parte intermediária e inferior e também associados aos ortognaisses Cachoeiro e Muniz Freire. Essa distribuição permite supor um certo relacionamento entre os diversos conjuntos de gnaisses cartografados.

A função discriminante DF, de Shaw, 1972, calculada para as dez amostras da Unidade Pps8 e cinco amostras da Unidade Pps3 listadas nas tabelas II.2.2 e II.2.3, respectivamente, mostra apenas um valor negativo e muito baixo para uma das amostras da Unidade Pps8. Essa função idealizada para distinguir granulitos orto de paraderivados por valores positivos e negativos, aponta, neste caso, para uma origem francamente ígnea. Entretanto, no caso de grauvacas ou arenitos líticos este parâmetro, como acontece freqüentemente com outros discriminantes, identifica, na realidade, a origem dos fragmentos que vieram a constituir o sedimento original.

Por outro lado, adotando o critério de sugestão de uma origem sedimentar para as amostras com coríndon normativo, e de uma origem ígnea para aquelas com diopsídio normativo, verifica-se que das dez amostras da Unidade Pps8, cinco apresentam coríndon normativo, sendo quatro em proporções superiores a 1%. Da Unidade Pps3 apenas uma apresenta coríndon normativo e em proporção inferior a 1%. As restantes nove amostras apresentam diopsídio normativo.

Nos diagramas de Garrels & Mackenzie, 1971, e La Roche, 1968, idealizados para discriminar rochas metassedimentarès de rochas metaígneas, verifica-se que apenas uma pequena fração deste conjunto se identifica como

Tabela II.2.2 – Parâmetros químicos dos gnaisses da Unidade Pps3, do Complexo Paraíba do Sul, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	La	Ce	δ Eu	Yb/La	ε TR	ε TRL	ε TRP	Y	Yb	SiO_2	CaO	Sr	Al_2O_3 / Na_2O+K_2O+CaO	Ba	F/Cl	Al_2O_3	DF
JS-90B	17,83	35,44	0,937	0,076	93,96	81,80	10,820	37,0	1,36	59,6	6,8	380	0,865	300	—	17,0	2,919
JS-98A	33,90	66,20	0,767	0,065	156,35	137,90	16,85	<10,0	2,20	63,4	5,0	220	0,834	670	2,839	15,2	2,741
JS-304	35,53	69,01	0,751	0,060	162,77	146,28	15,11	56,0	2,13	60,9	5,4	580	0,766	610	4,348	16,2	5,539
JS-345	20,89	37,96	0,770	0,029	85,47	79,66	5,18	17,0	0,61	68,2	3,0	270	0,980	460	—	16,0	3,746
JS-502A	25,98	39,50	1,117	0,005	82,87	80,27	2,15	27,0	0,12	62,8	5,2	440	0,832	870	3,75	14,7	1,396
JS-502B	30,83	53,15	0,816	0,053	127,08	115,42	10,54	31,0	1,64	59,7	6,9	380	0,809	710	2,50	16,4	2,961

Tabela II.2.3 – Parâmetros químicos dos gnaisses da Unidade Pps8, do Complexo Paraíba do Sul, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	La	Ce	δEu	Yb/La	ε TR	(Ce/Yb)N	(Ce/EY)N	ε TRL	ε TRP	TRL/TRP	Y	Yb	SiO2	CaO	Al2O3	DF	Ba	Sr	TiO2	Gd/Yb)N
JS-121	11,340	71,990	1,335	0,076	98,840	21,665	5,999	94,070	4,250	22,134	12,0	0,860	74,2	1,7	13,50	2,287	1120	210	0,23	1,27
JS-181	24,00	48,20	0,857	0,129	130,910	4,024	1,508	107,60	21,410	5,026	50,0	3,10	60,4	5,8	17,90	4,852	1100	430	0,83	1,72
JS-268	13,630	28,080	1,014	0,069	70,010	7,731	2,179	62,210	6,860	9,069	15,0	0,940	66,9	5,5	17,20	4,245	230	480	0,35	2,19
JS-290B	149,00	249,90	0,776	0,010	552,398	42,274	5,147	529,330	19,768	26,777	66,0	1,530	60,0	4,2	14,50	3,386	3160	1170	1,8	5,010
JS-373A	17,80	34,690	0,936	0,090	86,096	5,611	2,277	75,40	9,69	7,781	32,0	1,60	65,5	4,8	16,60	3,517	550	490	0,50	1,55
JS-373B	24,180	45,90	1,103	0,085	110,75	5,767	2,517	98,030	11,37	8,622	38,0	2,06	66,5	3,1	16,20	2,318	670	470	0,56	1,29
JS-445	37,44	66,140	0,910	0,006	148,904	77,810	4,103	141,860	5,764	24,611	25,0	0,22	73,8	2,3	14,80	0,875	1000	420	0,24	12,85
JS-446	29,130	53,680	0,319	0,205	168,180	2,327	1,328	130,130	37,040	3,513	72,0	5,97	66,2	4,3	14,80	2,741	160	220	0,67	1,33
JS-473B	27,32	56,46	0,657	0,146	140,70	3,862	2,176	120,130	19,41	6,189	60,0	3,99	71,2	2,8	13,70	-0,031	500	170	0,61	1,02
JS-528	39,920	108,80	0,580	0,019	216,330	37,546	3,779	204,90	10,17	20,147	26,0	0,75	66,8	3,4	16,20	2,328	1280	360	0,66	5,35

metassedimentos (figuras II.2.11 e II.2.13). Porém, na segunda figura, uma boa parte das amostras se distribuem no campo das grauvacas que por sua vez recobrem parte dos *trends* das séries vulcânicas.

Para melhorar a hipótese metassedimentar, foi elaborado o diagrama binário de Moine & La Roche, 1968, que utiliza a função multicatiônica (Al + Fe + Ti) x (Ca + Mg) para distinguir as rochas metassedimentares das rochas metavulcânicas, separando melhor as grauvacas das rochas vulcânicas. Nos dois gráficos das figuras II.2.14 e II.2.15, onde estão plotadas as amostras da Unidade Pps8 e da Unidade Pps3, respectivamente, percebe-se que ambas as entidades caracterizam-se como metagrauvacas, sendo a distribuição mais precisa para os gnaisses da Unidade Pps8.

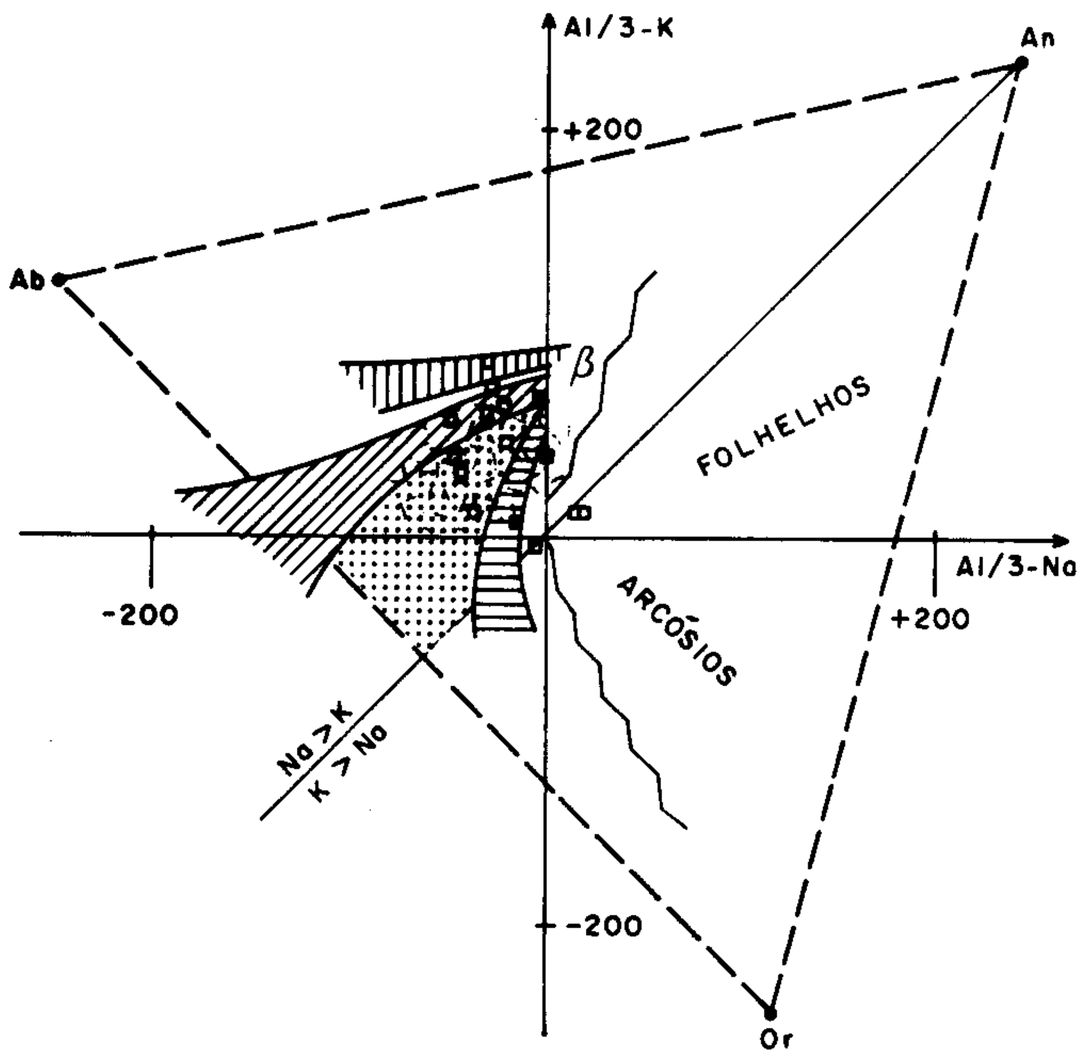
Dentro da hipótese sedimentar, o diagrama de Blatt, Middleton & Murray, 1980, (figura II.2.16) mostra o conjunto litológico se distribuindo por três campos distintivos: eugeossinclinal, exogeossinclinal e tafrogeossinclinal, sendo que a maior parte dos pontos inclui-se no primeiro domínio. Os parâmetros utilizados são: Na_2O, Fe total + MgO e K_2O.

Para caracterizar a ambiência geotectônica dos sedimentos originais foi utilizado o diagrama de Bhatia, 1983, *in* Condie & De Malas, 1985, que através das porcentagens de TiO_2 x Fe_2O_3T + MgO, distribui os sedimentos pelos seus diversos ambientes tectônicos, segundo a conceituação da tectônica de placas: Bacia Cratônica, *Rift* Continental e Orógeno-Colisional, Arco-Continental e Arco Oceânico. As amostras desse conjunto apresentam uma grande dispersão no diagrama, ocupando quase todos os campos possíveis (figura II.2.17). Essa dispersão se deve aos processos metamórficos e metassomáticos que o afetaram e permitiram sua transformação parcial em granitóides de anatexia, ou tipo *S* na concepção de Chappel & White, 1974.

Dentro dessa hipótese, o diagrama binário de Rapela & Caminos, 1987 (figura II.2.18), utilizado para discriminar os caracteres de aluminosidade e alcalinidade em rochas granitóides, mostra essas duas entidades cartográficas distribuídas indistintamente nos campos metaluminoso e peraluminoso.

No diagrama QAP normativo, CIPW, com os campos de classificação de Streckeisen, 1976, observa-se também uma certa dispersão, com as amostras classificando-se, a maior parte, como granitos, e as demais como granodiorito, quartzo-monzodiorito ou quartzo-monzogabro, quartzo-monzonito e quartzo-sienito (figura II.2.19).

No mesmo diagrama estão representados os campos de diferenciação das séries magmáticas como idealizados por Lameyre & Bowden, 1982. As amostras dessas duas entidades tendem a se distribuir nas variantes médio K e alto K da série calcialcalina e no campo dos mobilizados e granitos de fusão crustal. Essa distribuição reflete a composição da área fonte das grauvacas que seriam tonalitos e granodioritos da série



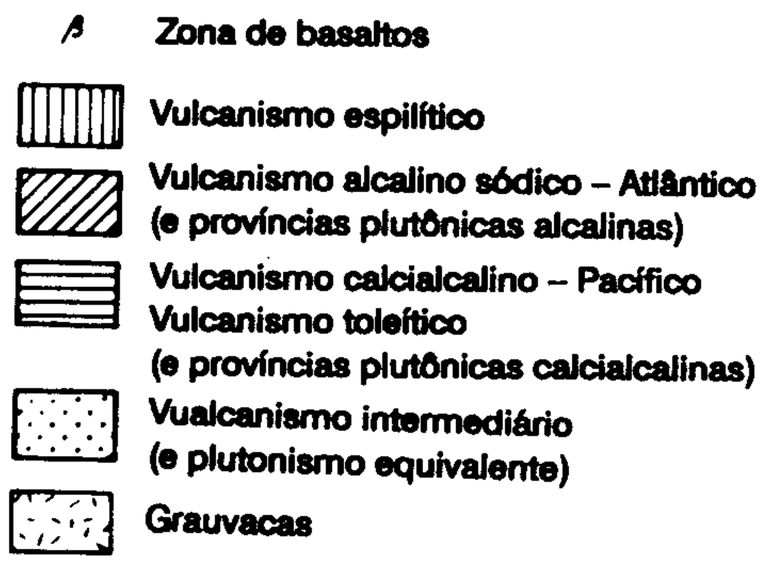


Figura II.2.13 – Diagrama de La Roche (1968) que discrimina o campo metassedimentar do campo das séries vulcânicas, segundo as funções multicatiônicas (Al/3-K) x Al/3-Na) – gnaisses das unidades Pps3 e Pps8.

calcialcalina-médio K e os processos de potassificação posteriores, já na fase de evolução final do geossinclinal e que teriam gerado os termos da série calcialcalina-alto K e os granitos de fusão crustal ou *S* de Chappel & White, 1974.

Finalmente, considerando a classificação de Chaoqun, 1985, pela razão molar $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$, essas rochas identificam-se como tipo *CR* ou *MM* para os tipos mais aluminosos e *MS* para aqueles de razões inferiores a 1,03. Neste último caso, ainda seriam o reflexo da área fonte dos sedimentos originais. O tipo *CR* pode conter mineralizações de W, ETR (principalmente Y), Fe e, em menor proporção, de Sn, Bi, Mo, Be, Nb, Ta, Li, Rb, Pb, Zn, Cu e S. Já nos granitóides tipo *MM*, as mineralizações são controladas pela composição de suas rochas fontes.

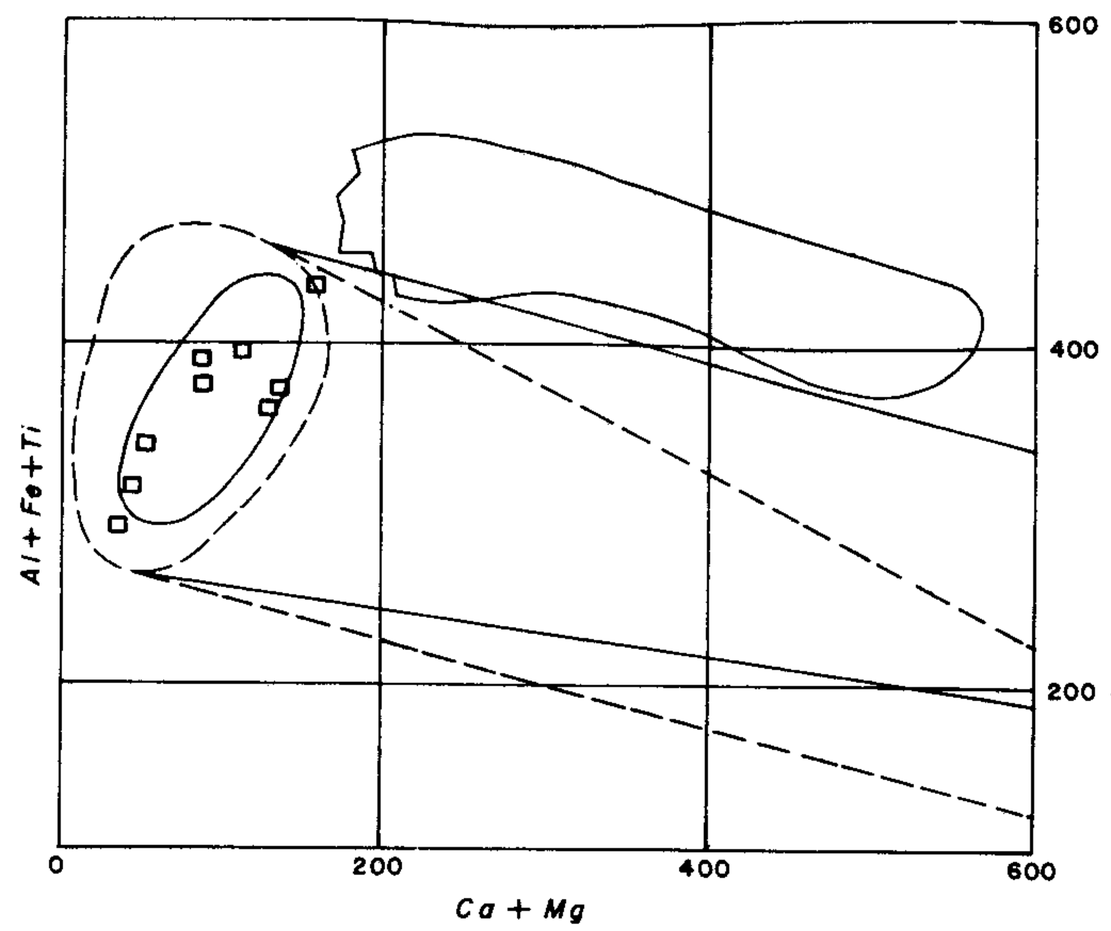


Figura II.2.14 – Diagrama de variação multicatiônica de Moine & La Roche (1968) que utiliza as funções (Al + Fe + Ti) x (Ca + Mg) para discriminar as grauvacas das rochas vulcânicas. Os gnaisses da Unidade Pps8 identificam-se como grauvacas.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras dos Gnaisses da Unidade Pps3

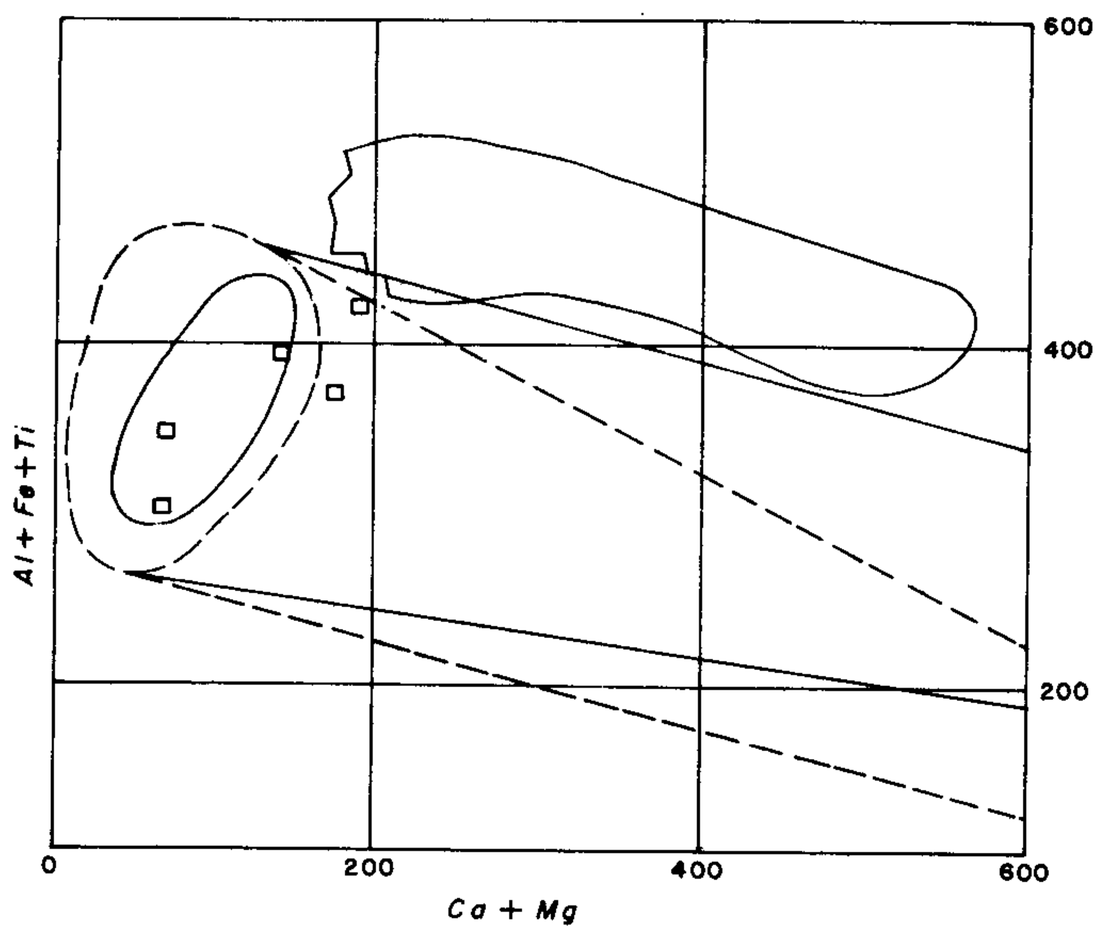
Como complementação dos estudos petrológicos levados a efeito sobre as rochas dessa unidade foram selecionadas para estudos de terras-raras seis amostras que variam composicionalmente de quartzo-diorito, quartzo-monzonito, granito (duas amostras) e tonalito (duas amostras).

Os dados analíticos de TR e os parâmetros elaborados a partir deles, associados aos dados procedentes de análise de elementos-traço, óxidos e outros complementares estão reunidos na tabela II.2.2.

Na figura II.2.20 constam as curvas-padrão das terras-raras normalizadas segundo os condritos de Evensen *et al.* (1978). O envelope tem uma discreta inclinação para a direita indicando um enriquecimento de TRL e depleção de TRP. O padrão das curvas é típico de rochas calcialcalinas, mais homogêneo no ramo das TRL e mais espaçado no ramo das TRP, resultando um padrão tipo *concave upward*, segundo Koljonen & Rosenberg (*in* Haskin *et al.*, 1979), para granitóides com SiO_2 menor do que 70%, como é o caso das amostras em questão.

O somatório das terras-raras varia de um mínimo de 82,8 a um máximo de 162,7. As anomalias de Eu variam de fracamente positivo (1,11) a moderadamente negativo (0,751).

O tipo de anomalia de Eu dentro da faixa entre 0,43 e 1,23, as relações $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$, entre 0,77 e 0,98, sempre inferior a 1,03; as relações F/Cl entre 2,5 e 4,3; e os altos teores de Ba (300 a 870ppm)



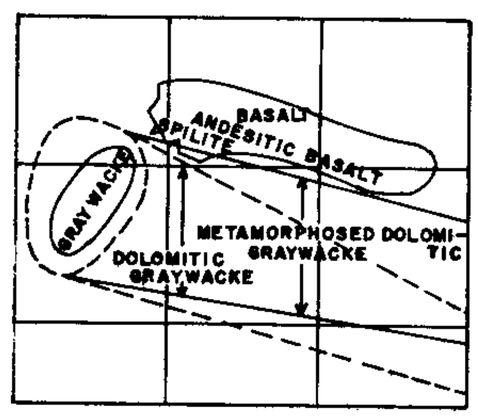


Figura II.2.15 – Diagrama de variação multicatiônica de Moine & La Roche (1968) com cinco amostras dos gnaisses da Unidade Pps3.

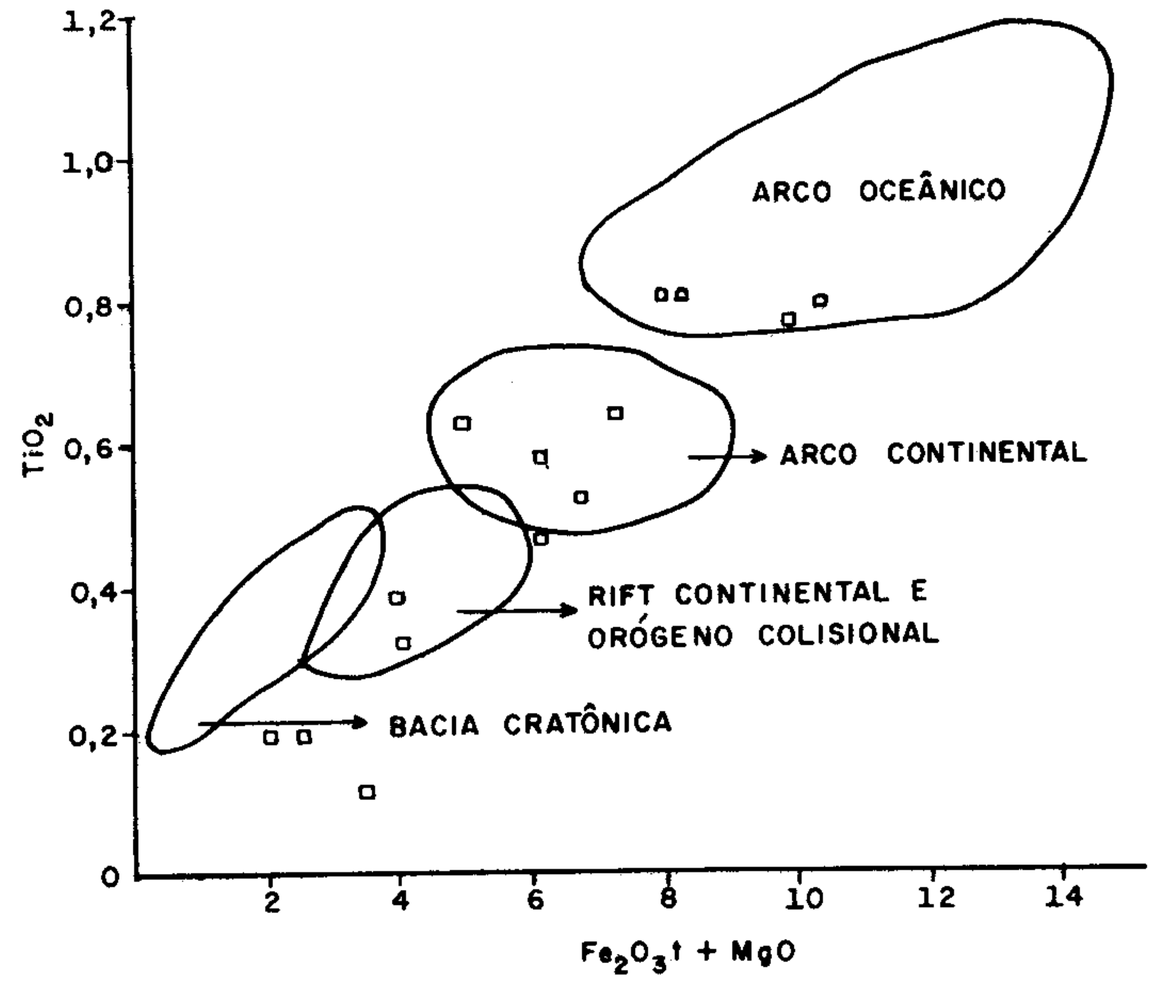


Figura II.2.17 – Diagrama de Bhatia (1983), *in*: Condie & de Malas, 1985), que caracteriza os ambientes geotectônicos de rochas sedimentares. Os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 aparecem dispersos em todos os domínios, caracterizando mais as transformações metamórficas em metassomáticas.

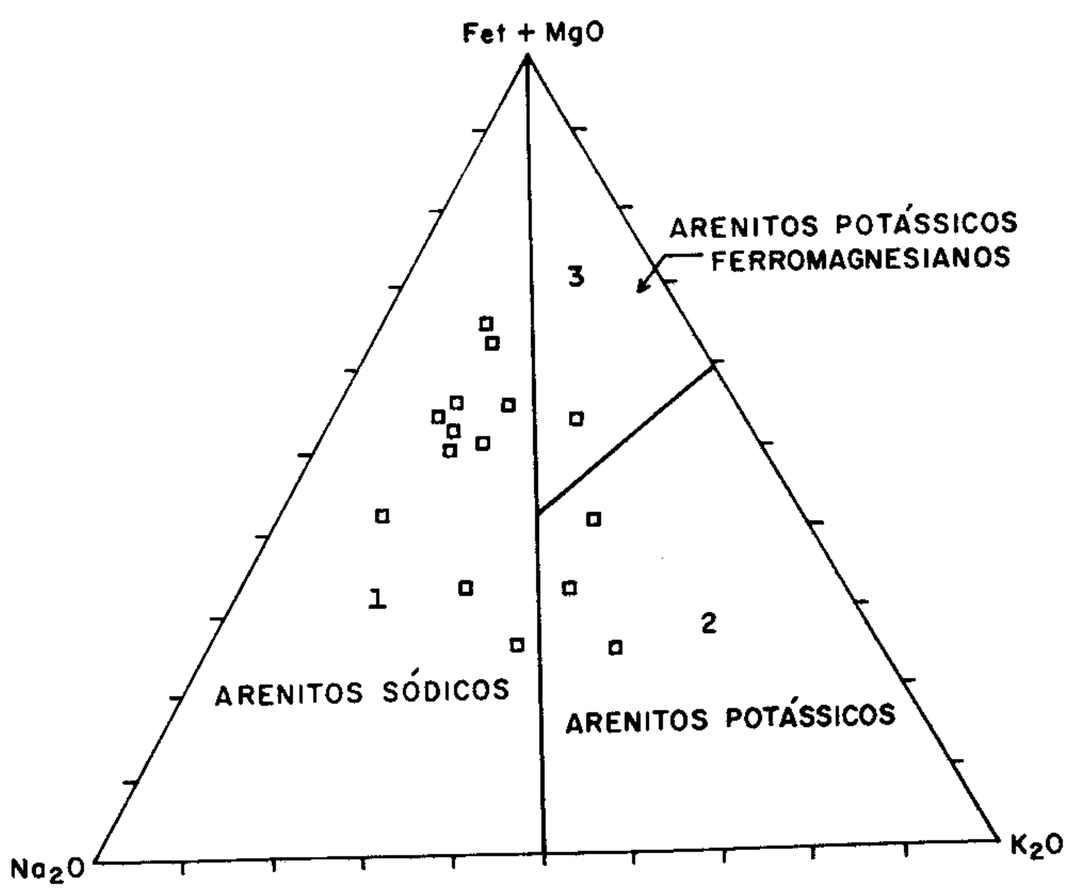


Figura II.2.16 – Diagrama ternário segundo Blatt, Middleton & Murray (1980) que individualiza os sedimentos nos seus ambientes geossinclinais: (1) eugeossinclinal; (2) tafrogeossinclinal; (3) exogeossinclinal. Os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 estão dispersos nos três campos, predominando no campo (1).

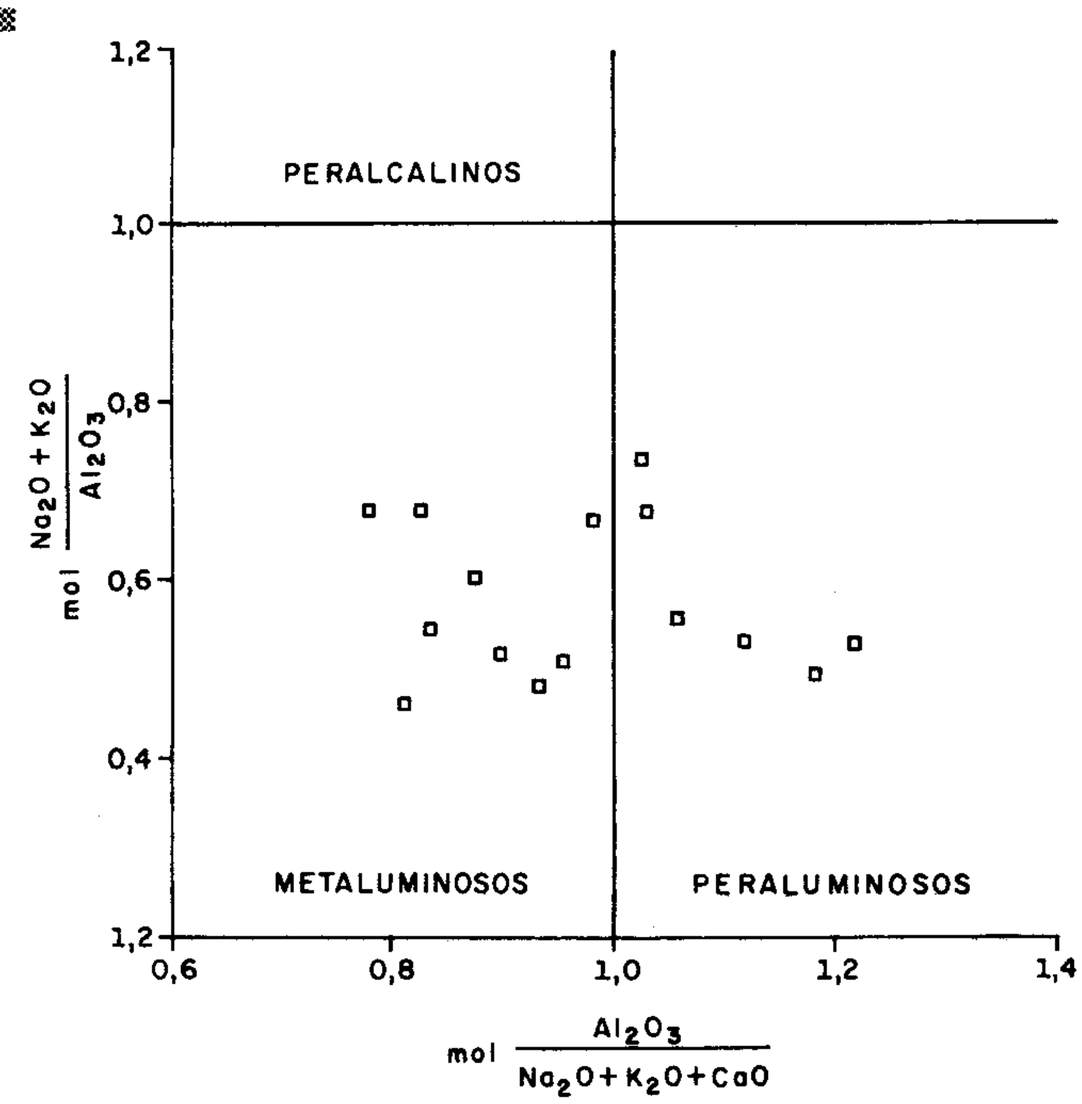


Figura II.2.18 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que utiliza as razões molares $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ em função de $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$, para discriminar a aluminosidade e a alcalinidade de rochas granitóides. Os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 se distribuem nos campos metaluminoso e peraluminoso.

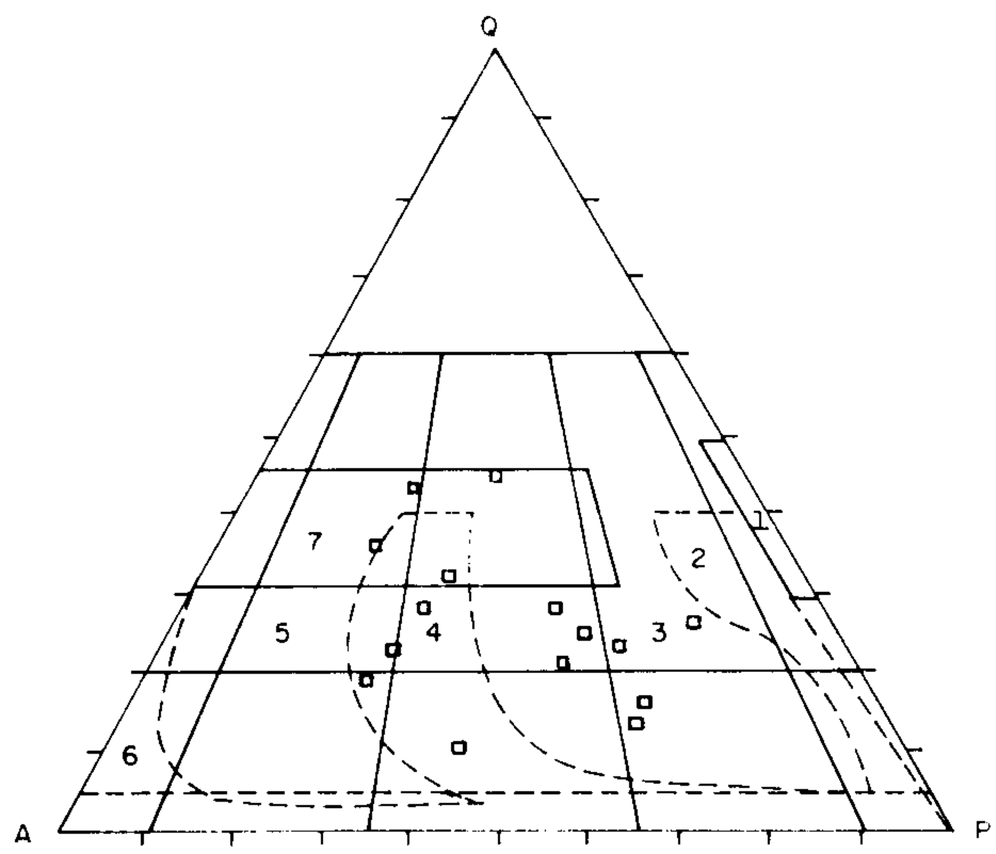


Figura II.2.19 – Diagrama QAP normativo CIPW, com os campos de classificação segundo Streckeisen (1976) e os campos de diferenciação das séries magámticas como idealizados por Lameyre & Bowden (1982). Os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 se distribuem na série calcialcalina granodiorítica, médio K (3); monzonítica, alto K (4); e no campo dos granitos de fusão crustal (7).

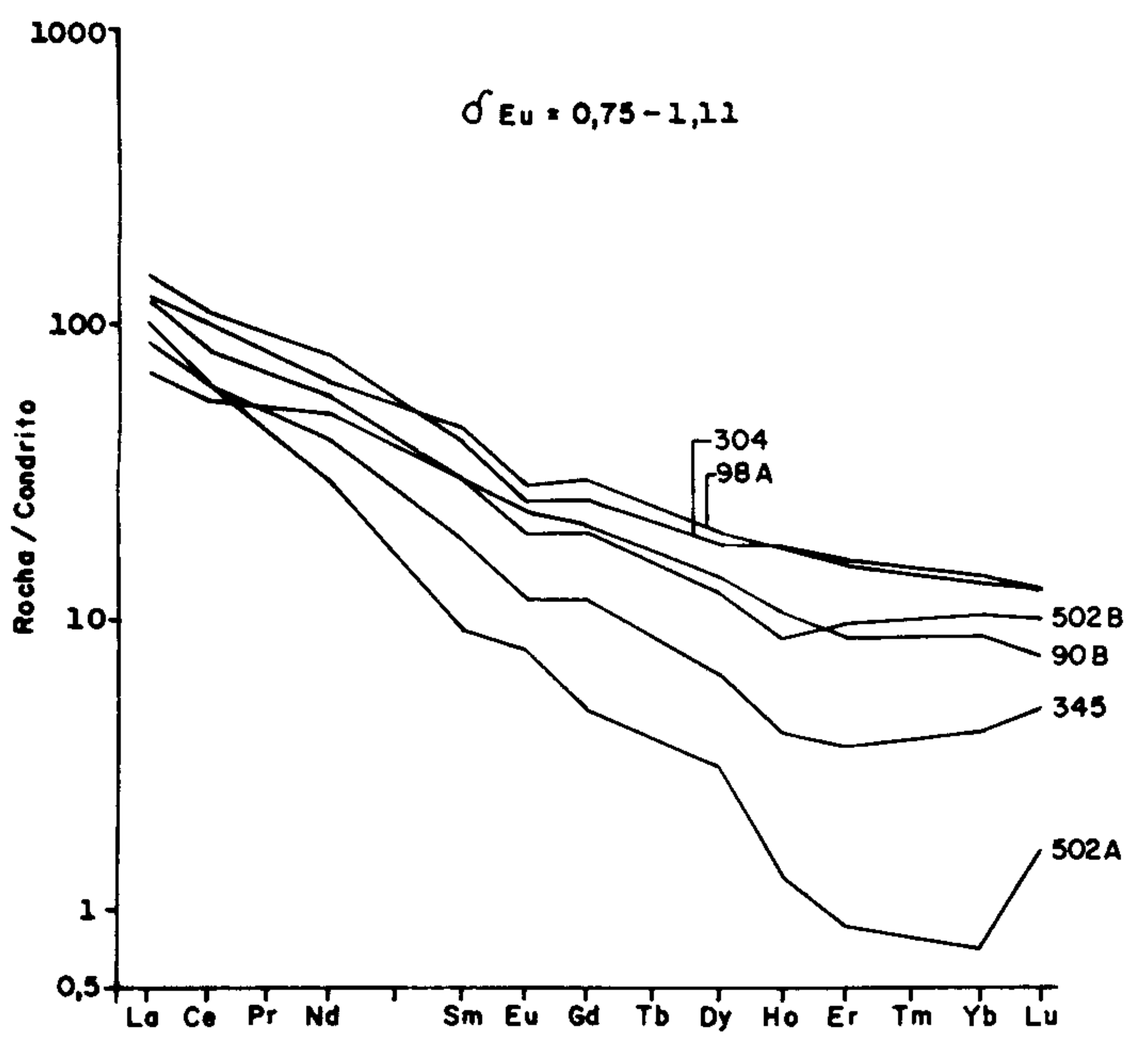


Figura II.2.20 – Curvas dos elementos de terras-raras dos gnaisses da Unidade Pps3 normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, 1978).

são indicativos de granitóide do tipo *MS*, de Chaoqun (1985), de ambiente tectônico tipo margem continental ativa, modelo orogênico andino, de Pitcher (1979). As relações extremamente baixas de Yb/La (entre 0,005 e 0,076) reforçam o caráter ígneo (mantélico transicional), segundo Shen Jili & Jiayuan (1985).

Embora as amostras analisadas tenham caído no campo das rochas ortoderivadas, intercalados nessa unidade encontram-se restos de rochas supracrustais com presença de minerais aluminosos como sillimanita e granada, além de níveis quartzíticos, rochas calcissilicáticas e lentes de mármore.

A perspectiva metalogenética dessas rochas é, em princípio, restrita à suíte de elementos ligados normalmente a granitos de tipo *I*, ou sejam: Mo, Cu, Pb, Zn, Au e Ag.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras dos Gnaisses da Unidade Pps8

Com objetivo de complementar os estudos petrológicos levados a efeito sobre as rochas dessa unidade, baseados nas análises de óxidos e elementos-traço, foram selecionadas dez amostras que variam composicionalmente de monzogranitos, passando por granodiorito até tonalitos, sendo estes os tipos predominantes (cinco amostras). Os parâmetros petroquímicos encontram-se na tabela II.2.3.

Os padrões das curvas de terras-raras (figura II.2.21), normalizadas segundo o condrito de Evensen *et al.* (1978), são muito variados, permitindo distinguir pelo menos cinco estilos de curvas ou seja, indicando tipos petrográficos diversos para esse conjunto de rochas:

a) JS-446
b) JS-290B, JS-445 e JS-528

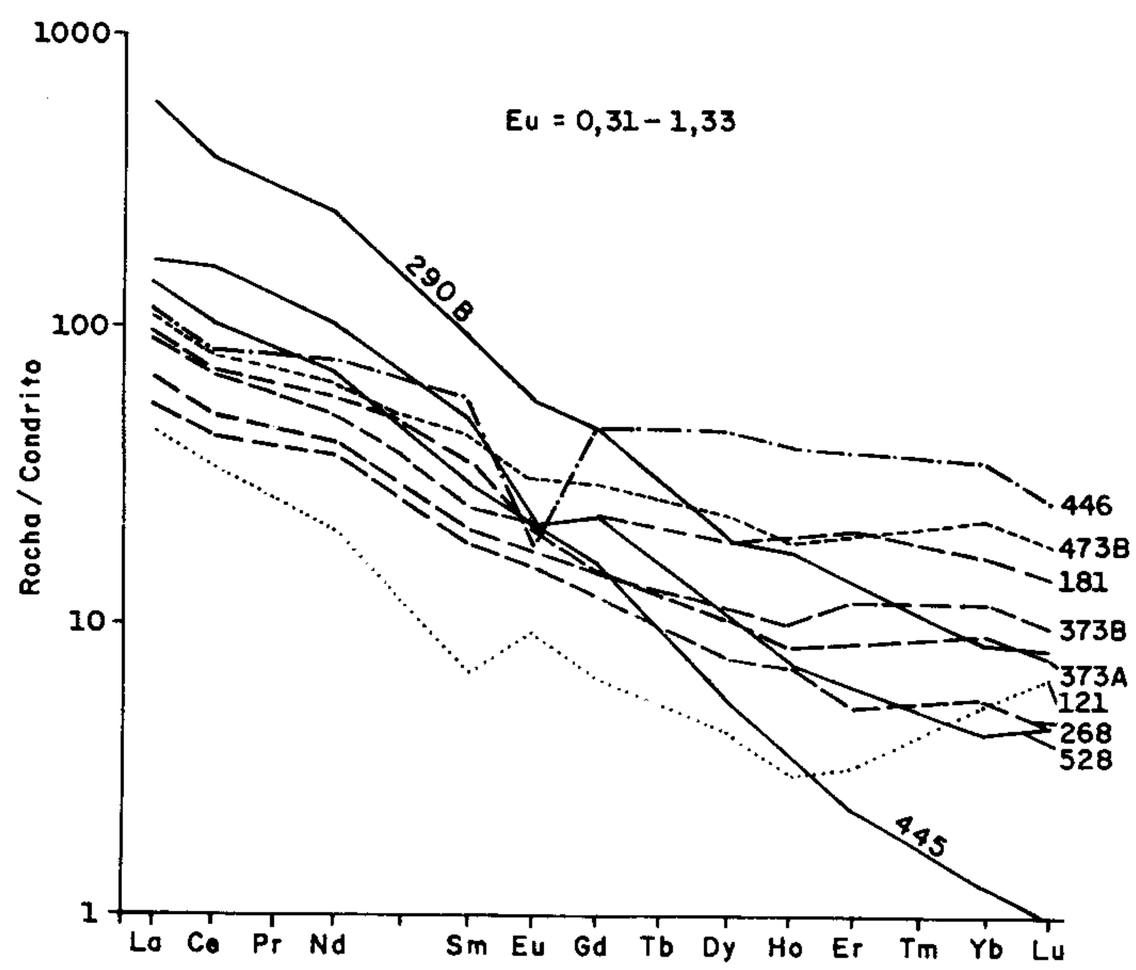


Figura II.2.21 – Curvas dos elementos de terras-raras dos gnaisses da unidade Pps8 do Complexo Paraíba do Sul, normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, 1978). (–·–·) grupo a; (——) grupo b; (·····) grupo c; (— —) grupo d; (- - -) grupo e).

c) JS-121
d) JS-268, JS-373A, JS-373B, JS-181
e) JS-473B.

As amostras do grupo **d** guardam uma correlação positiva entre SiO_2 e CeN/YbN, sendo os tipos tonalíticos de tendência mais depletada em Yb, ficando mais enriquecidos nos termos monzoníticos. O padrão aqui é tipicamente calcialcalino, homogêneo nas TRL, porém divergente nas TRP, em função da presença de minerais como hornblenda, granada e outros tais como allanita, titanita, apatita e zircão. O somatório de TR varia entre 70 e 130, aliado aos valores das anomalias de európio (em torno de 1, com um máximo de 0,857 no termo mais potássico), e indica que tais granitos têm proveniência mantélica, provavelmente granitóides do tipo *MS* de Chaoqun (1985) de ambiente tectônico tipo margem continental ativa, modelo orogênico andino.

As amostras do grupo **b** apresentam grau de fracionamento maior do que aquelas do grupo **d**, especialmente a amostra JS-290B enriquecida em TRL e a amostra JS-445 depletada em TRP, de tal forma que as razões CeN/YbN são bastante elevadas, com um mínimo de 37 e um máximo de 78 em números redondos. Na verdade, do ponto de vista petrográfico são amostras bastante distintas, tratando-se de espécime vulcânico intermediário (JS-445) e tonalito (JS-528), verificando-se variação de SiO_2 de 60%, 73,8% e 66,8%, respectivamente. No que pese a ampla gama de variação de sílica desse conjunto de rochas e outras divergências como é o alto enriquecimento em TRL da amostra JS-290B (552) comparado com 149 e 216 das outras amostras (vide tabela II.2.3), constata-se que todas são certamente de nível crustal elevado já que apresentam anomalia negativa de európio variando de 0,9 a 0,6. Na verdade este conjunto é caracterizado pelos altos valores de Ba (sempre acima de 1.000ppm) e Sr (superiores a 300ppm) certamente integrado às estruturas de minerais como biotita e k-feldspato, dos quais essas rochas são muito ricas.

As características dos padrões de TR desse grupo de amostras, além de indicarem rochas formadas a partir de grande contribuição de material de origem mantélica, possuem características transicionais de Shen Jili & Jiayuan (1985), ou seja, por exemplo, YbN/LaN menor do que 0,15. Seguramente, pelo alto índice de depleção de TRP deduz-se que houve fracionamento de granada durante o processo de formação dessas rochas. Os valores de anomalia, bem como o somatório de TR, são compatíveis com o padrão dos granitóides tipo *MS* de Chaoqun (1985) e seus equivalentes vulcânicos, os quais se desenvolvem em ambiente de margem continental ativa tipo orógeno andino, fato reforçado pelos teores de Al_2O_3 (em torno de 15%) e o padrão geral calcialcalino.

A amostra do grupo **a** é única pelas suas características: forma discóide (CeN/YbN = 23), fortíssima anomalia negativa de európio (0,319), Yb/La alto (0,2), baixos valores de Sr e Ba, respectivamente 220 e 160, o que indica um material tipicamente crustal. Entretanto a presença de alto percentual de CaO e hornblenda, aliado ao teor de Al_2O_3 relativamente baixo (14,80%) indica também características mantélicas, sendo portanto provável que se trate de material misto, crosta/manto, ou seja um granito tipo *CR* ou crustal, com leve inclinação para a direita (Ce/Y = 1,328), segundo Shen Jili & Jiayuan (1985). Sua ambiência geotectônica seria provavelmente orógeno do tipo herciniano, decorrente da colisão de retroarco, dando, conforme Pitcher (1979) advoga, granitos mistos *S* e *I*.

Restam, por fim, os grupos (**c**) e (**e**), o primeiro com a amostra JS-121 e o último com a amostra JS-473B. A amostra JS-121 é um monzogranito (adamelito) que, junto com as demais amostras dessa unidade, apresenta-se como a mais depletada em TR (TR = 98,840) e o maior valor de anomalia positiva de európio (Eu/Eu* = 1,335), tendo também os maiores valores de SiO_2 e índice de diferenciação. O fracionamento de TRL/TRP é relativamente alto, característico do padrão calcialcalino. Apesar do aparente enriquecimento das TRP, o fracionamento desses lantanídeos não é alto (Gd/Yb = 1,4), provavelmente devido à presença de granada na rocha monzonítica, embora seja o espécime com o mais baixo percentual de CaO (1,7%). As características desse granito com relação aos padrões de TR (TR, Eu/Eu*, Ce/ Y) são indicativos de granitos do tipo MM de Chaoqun (1985), ou seja, granito formado por granitização de material crustal com adição de material mantélico sempre ligado a calhas geossinclinais e falhas profundas. A anomalia positiva de európio aqui verificada é devida à presença marcante de plagioclásio cálcico formado em zona profunda de crosta em ambiente algo anídrico.

Quanto à amostra JS-473B, assemelha-se muito à amostra JS-446 no que tange ao padrão quase discóide da curva de TR, mostrando um padrão quase condrítico em TRP, com GdN/YbN em torno de 1, anomalia negativa de európio igual a 0,657, baixo somatório de TR (141), baixo teor de Sr (170) e alto CaO (2,6). Trata-se, portanto, por analogia de uma rocha de natureza crustal (*CR*), tipo anatexito, embora haja contribuição de material mantélico marcado sobretudo pela presença de hornblenda, o padrão de TRP e o percentual de CaO. O ambiente geotectônico é de margem continental ativa ou orógeno tipo andino, de Pitcher (1979).

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras dos Níveis Anfibolíticos

Para as rochas anfibolíticas foram analisadas as terras-raras de quatro amostras de corpos diferentes, dentro das unidades Pps3 e Pps8.

Os valores analíticos das terras-raras, bem como os parâmetros gerados a partir desses dados, aliados a informações procedentes de análise de elementos-traço, óxidos e outros dados complementares estão reunidos na tabela II.2.4.

Na figura II.2.22 constam as curvas-padrão das amostras estudadas, reunidas em um único agrupamento.

(média de 5,5), Ce/Yb (4,4 a 16,9 com média de 11,3), La/Lu (13,9 a 37,6 com média de 29,1), TRL/TRP (2,3 a 5,1 com média em torno de 4) e os valores de TR (38 a 87 com média de 58) sugerem tratar-se de rochas de ambientes de margem continental. Esta afirmativa é ainda ratificada pela relação Zr/Y e Ti/Y apresentada na figura II.2.23 retirada do trabalho de Pearce (1977, figura 3, pág.16). As

Tabela II.2.4 – Parâmetros químicos dos níveis anfibolíticos do Complexo Paraíba do Sul, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	δEu	ε TRL	ε TRP	ε TR	ε TRN	TRL/TRP	Ce/Yb	La/Yb	La/Lu	(Ce/Yb)	MgO	Na_2O	K_2O	CaO	Y	Ti	Nb	Zr
JS-135B	0,968	27,0	11,75	39,60	162,83	2,29	4,42	1,91	13,94	1,145	7,9	3,5	2,3	7,6	41	7328	20	110
JS-545	0,997	31,61	7,09	39,49	142,98	4,45	12,04	5,38	28,31	3,116	2,6	3,7	0,74	12,9	26	3864	36	82
JS-554	0,844	31,38	6,12	38,12	135,72	5,12	16,95	9,27	36,56	4,389	18,8	0,57	0,07	9,6	32	1465	32	58
JS-558	0,913	68,44	17,04	87,07	316,25	4,01	11,86	5,34	37,67	3,070	3,4	2,7	1,0	11,9	70	13990	46	192

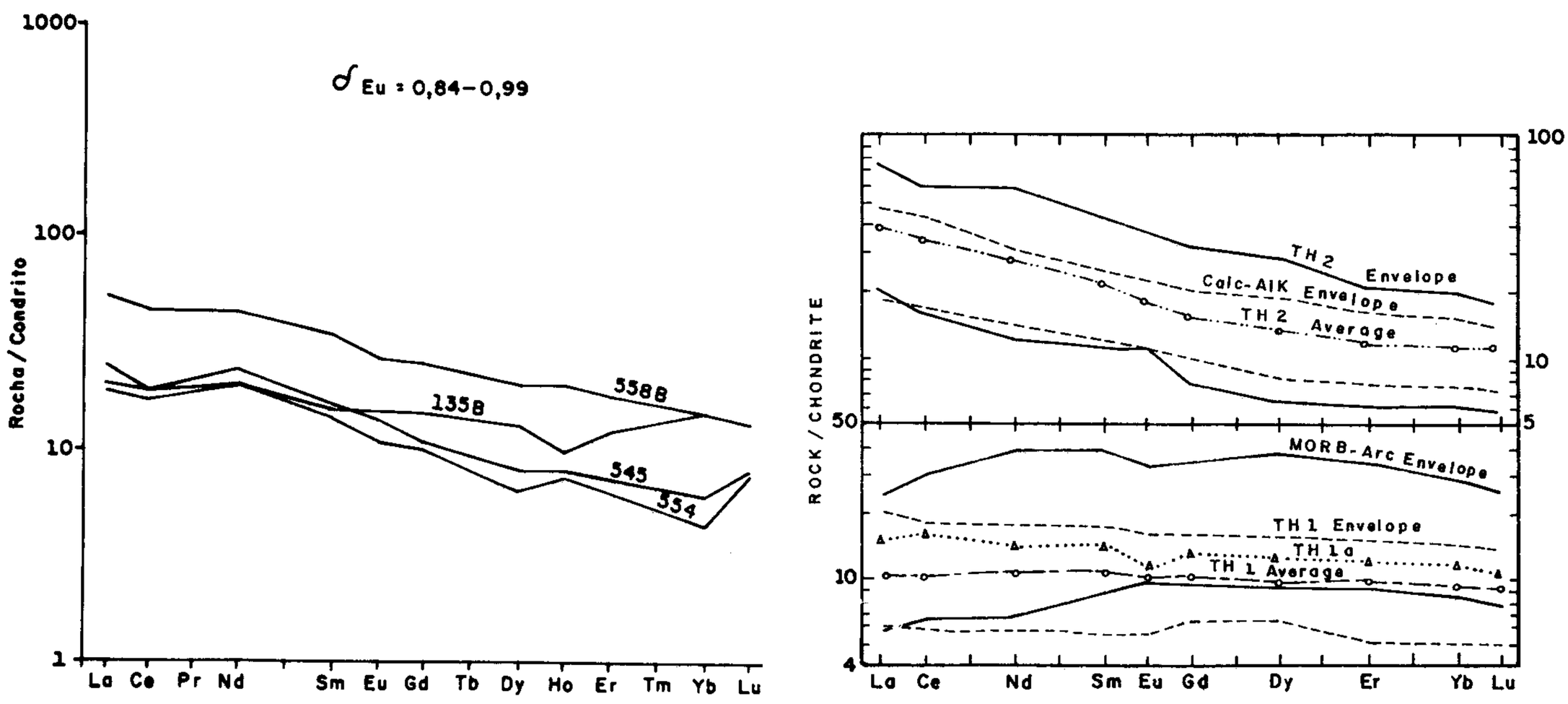


Figura II.2.22 – Curvas dos elementos de terras-raras dos níveis anfibolíticos normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et. al.*, 1978).

As curvas têm uma suave inclinação para a direita, evidenciando um pequeno enriquecimento das terras-raras leves (TRL) e depleção no ramo das terras-raras pesadas (TRP). Elas se aproximam do padrão calcialcalino e TH_2, de Condie (1981). O somatório das TR oscila entre 38 e 87, com média em torno de 58. As anomalias de Eu são fracamente negativas (0,844 a 0,997).

O enriquecimento das TRL e depleção das TRP sugerem que as amostras desta unidade sejam de idade proterozóica, ratificando os dados geocronológicos da literatura.

O enriquecimento das TRL, relações elevadas de La/Yb

presenças de hiperstênio normativo nas amostras (JS-554 e JS-558) e de nefelina normativa na amostra (JS-135B) permitem caracterizar estas rochas como basalto toleítico e basalto alcalino, respectivamente.

2.3.8 Unidade Pps9 - (Anfibólio)-biotita gnaisse, gnaisse granítico, gnaisse granatífero, quartzitos, quartzo-micaxistos

Essa unidade localiza-se no setor SW da folha, limitando-se a leste; nas imediações da Fazenda Santa Joana e

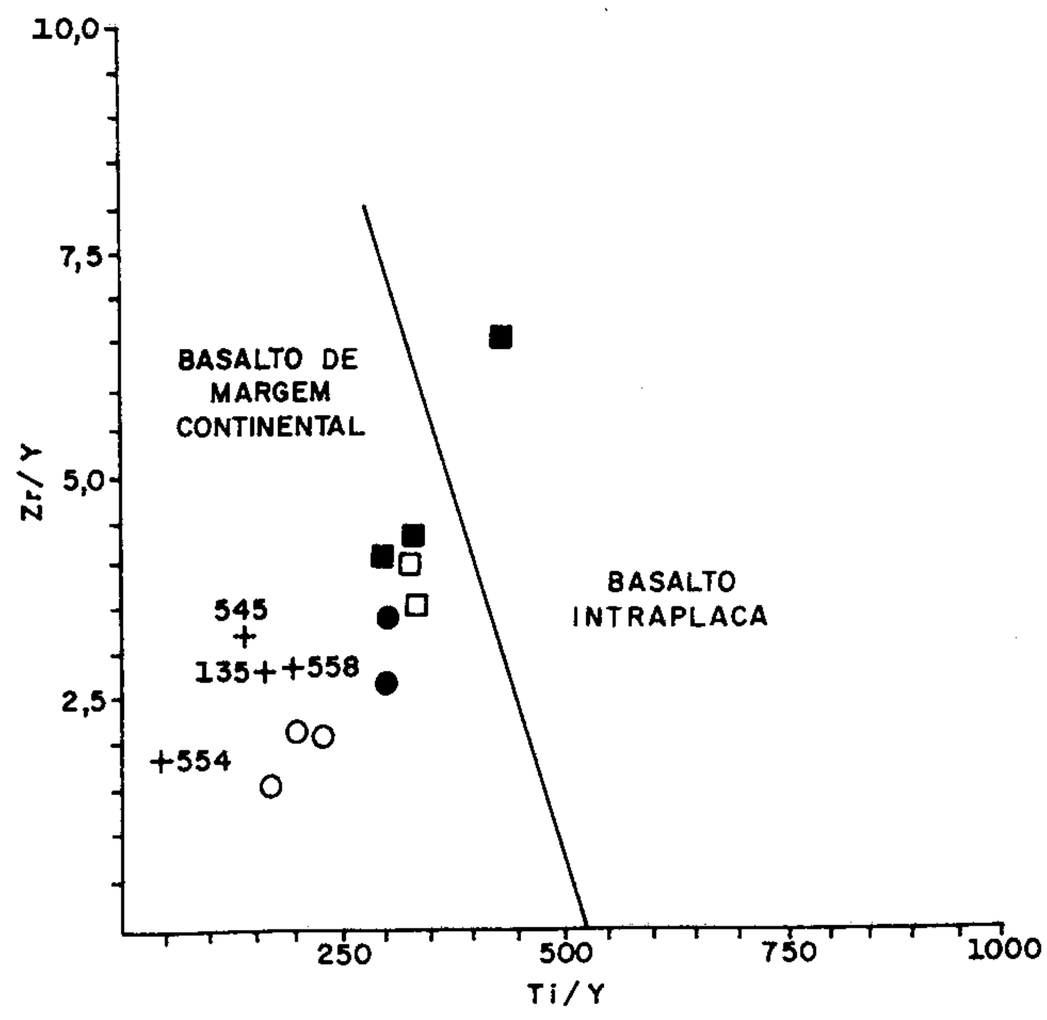


Figura II.2.23 – Análises de metabasaltos de vários tipos de depósitos de sulfetos maciços (segundo Pearce, 1977), comparadas aos níveis anfibolíticos em estudo. ■ tipo Joma; ● tipo Gjersvik; □ tipo Lokken; (o) tipo Cyprus; (+) anfibolitos.

Jerônimo Monteiro; a NE, em Burarama; a norte, em Rive e para oeste tem continuidade física, para fora da área do projeto, nas folhas Mimoso do Sul, Guaçuí e Bom Jesus do Itabapoana (figura II.2.3). Possui uma área aproximada de 350km^2. Apresenta um relevo de morros arredondados ou alongados, solo espesso, argilo-arenoso, castanho, vegetação densa e altitudes oscilando entre 100m, próximo ao rio Itapemirim, a 800m, nas partes mais elevadas.

As relações de contato com as unidades vizinhas estão totalmente mascaradas pelas sucessivas fases deformacionais e pelo espesso manto intempérico. Porém os contatos foram interpretados como por falha contracional de baixo ângulo com a Unidade Pps8 e aproximados com o Ortognaisse Muniz Freire. Já com o Ortognaisse Estrela, devido ao contraste geomorfológico, o contato é definido.

Esse conjunto possui uma predominância de biotita gnaisses, com ou sem anfibólio e/ou granada, geralmente com porfiroblastos de microclina, às vezes granítico, bandado ou migmatizado. Intercalada nesse conjunto encontra-se uma faixa de quartzitos associados a micaxistos.

Os biotita gnaisses são mesocráticos, de cor cinza, granulação média, bem foliados, geralmente porfiroblásticos, com laminação fina, centimétrica a subcentimétrica, proporcionada por bandas félsicas algo mais grosseiras, dominantemente quartzo-feldspáticas. Distribuídos na rocha, encontram-se em quantidades bastante variáveis porfiroblastos e/ou porfiroclastos de K-feldspato, disseminados. Estes, são de tonalidade esbranquiçada a cinza-clara, com dimensões desde milimétricas até 3cm, sendo a média em torno de 1cm. São geralmente xenomórficos, com tendências ocelares e orientados ou, às vezes, tabulares, dispostos transversalmente à foliação da rocha, freqüentemente contendo inclusões de biotita e quartzo. Sua abundância e homogeneidade de distribuição dão à rocha um aspecto de gnaisse granitóide grosseiro, a despeito da laminação bem marcada.

Localmente, encontram-se bandas félsicas, geralmente grosseiras, pegmatóides, exibindo contatos difusos com a encaixante; corpos pegmatíticos simples, não zonados, a quartzo, feldspato e palhetas grandes de biotita além de *boudins* de rocha anfibolítica fina, bem foliada, de dimensões centimétricas.

Outros litótipos relativamente freqüentes são os biotita gnaisses bandados, localmente migmatizados, similares aos descritos acima, apenas com ausência ou esparsos porfiroblastos de feldspato potássico. Outra variedade, menos freqüente, é a dos gnaisses com porções biotíticas xistosas, de granulação mais fina e bem foliados, geralmente granatíferos.

Ao microscópio, as rochas apresentam textura granolepidoblástica, sendo compostas essencialmente de quartzo, plagioclásio, microclina e biotita. Como minerais acessórios, ocorrem anfibólio, granada, sillimanita, apatita, zircão e muscovita, e sericita e carbonato, como minerais de alteração.

O plagioclásio (oligoclásio a andesina) ocorre na rocha em percentagens oscilando entre 15% e 45%, apresentando-se em dois tipos: um, em grãos maiores, granoblásticos ou xenoblásticos irregulares, freqüentemente quebrados, com lamelas recurvadas e fraturas preenchidas por sericita e/ou carbonato. O segundo tipo são geralmente cristais menores, límpidos, maclados e sem maiores influências de processos retrógrados. Esses dois tipos representam, provavelmente, duas gerações de plagioclásio, sendo os cristais maiores a geração mais antiga.

A microclina, quando presente, pode atingir até 35% da rocha, e também é encontrada em grãos maiores ou em agregados finos, associada ao plagioclásio. Nos cristais maiores são comuns os fragmentos de plagioclásio, quartzo e palhetas de biotita denotando sua neoformação.

O quartzo, com percentagem entre 15% e 35%, é geralmente xenoblástico, orientado segundo a foliação da rocha, envolvendo os demais componentes e atestando sua neoformação. Os cristais, especialmente os maiores, mostram forte extinção ondulante.

A biotita está presente na rocha na proporção entre 10% e 30%, aparecendo freqüentemente como palhetas finas orientadas, contornando os porfiroblastos, podendo conter inclusões de zircão, dando halos pleocróicos.

O anfibólio e a sillimanita, quando presentes, são em quantidades inferiores a 5% e associados às biotitas.

Segundo a classificação de Streckeisen (1976), essas rochas têm composição tonalítica a granodiorítica e, mais raramente, granítica, tendo como característica a presença

de biotita + titanita ± allanita ± granada e uma microclinização posterior, produzindo localmente um tipo porfiroblástico. A fácies metamórfica é anfibolito.

A estruturação mais conspícua da unidade é dada pela foliação/ bandamento gnáissico de transposição da rocha, com direção N-NE e N-NW e mergulhos médios da ordem de 30°, geralmente para E-NE. A direção das falhas coincide com a da foliação gnáissica. Na extremidade SW da folha, na cachoeira do córrego Fundaça, próximo à Fazenda Ponte de Pedra, foi constatada uma zona de cisalhamento, cuja foliação milonítica medida foi N15°E/35°SE. Seus porfiroclastos de feldspato rotacionados evidenciam sentido anti-horário para o cisalhamento.

Na extremidade SW da folha encontra-se uma estreita faixa alongada, de direção N-S, com dimensões aproximadas de 2 x 15km. Ela tem início ao sul, nas imediações do córrego Fundaça, passando a oeste de São Rafael, a leste de Santa Luzia, estendendo-se para norte, até as proximidades da serra Grande, a sul de Rive. Essa faixa possui um relevo de cristas alinhadas, com vegetação mais pobre, solo argilo-arenoso, ocre e altitudes médias de 800m.

É uma faixa bastante sapropelitizada, constituída por uma sucessão de bancos de rocha de coloração e/ou composição diferentes, sugerindo uma origem paraderivada. Nela, alternam-se níveis quartzíticos, quartzo-feldspáticos, quartzo-micaxistos, anfibolíticos e calcissilicáticos.

Os quartzitos apresentam-se com dois tipos de estrutura. Um mais grosseiro, sacaroidal, bem recristalizado, do tipo "sal grosso", e outro bem laminado, caracterizado pela presença de níveis de biotita com forte orientação planar. Os quartzitos transicionam para os níveis quartzo-feldspáticos com pontuações de biotita, muscovita, sillimanita e granada. Quase sempre possuem cor avermelhada, originada pelo intemperismo.

Associadas aos quartzitos, ocorrem intercalações de rocha gnáissica, de granulação fina, finamente foliada, de aspecto xistoso, em adiantado estágio intempérico, constituída de quartzo, feldspato caulinizado, biotita em finas palhetas, sillimanita em finas agulhas esbranquiçadas, granada e muscovita.

Os níveis anfibolíticos e calcissilicáticos são de tonalidade cinza-esverdeada a cinza-escura, de granulação fina, foliação bem desenvolvida, ocorrendo como lentes ou corpos irregulares, centimétricos e, quando intemperizados, tornam-se amarronzados.

Ao microscópio, as rochas calcissilicáticas apresentam textura granonematoblástica. Constituem-se normalmente de plagioclásio (labradorita), anfibólio (tremolita-actinolida), piroxênio (diopsídio), microclina, quartzo, biotita e às vezes escapolita, titanita, apatita, zircão e opacos.

Esse conjunto é cortado por veios pegmatóides, geralmente centimétricos, em várias direções. É uma seqüência muito similar à seqüência de quartzito e rochas de aspecto xistoso da região de Vargem Alta e Alto da Prata, na extremidade NW da folha.

2.3.9 Litoquímica dos Gnaisses da Unidade Pps9

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Esses gnaisses tiveram seis amostras representativas analisadas para óxidos maiores, elementos-traço e elementos terras-raras. Para os tratamentos gráficos e numéricos dos dados foi utilizado o PROGRAMA GEOQUANT versão 3.0 da CPRM.

No dendrograma da figura II.2.4, produto de análise de agrupamentos das 84 amostras de todas as unidades cartografadas na área, esta unidade apresenta-se amplamente dispersa entre as demais, apesar do reduzido número de amostras, comportamento que já permite supor uma possível similaridade com as rochas anteriormente descritas.

Os valores da função DF discriminante de Shaw, 1972, idealizada para distinguir granulitos ortoderivados de granulitos paraderivados pelos valores positivos e negativos, respectivamente, listados na tabela II.2.5, indicam todos um caráter ortoderivado. Entretanto, as composições petrográficas normativas CIPW mostram a presença de coríndon em quatro amostras, sendo a por-

Tabela II.2.5 - Parâmetros petroquímicos dos gnaisses da Unidade Pps9 do Complexo Paraíba do Sul, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	La	Ce	δ_{Eu}	Yb/La	e_{TR}	(Ce/Yb)N	(Ce/Y)N	e_{TRL}	e_{TRP}	TRL/TRP	PV	Yb	SiO_2	CaO	Al_2O_3	TiO_2	MgO	Sr	Na_2O	K_2O	Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)	Ba
JS-235	272,50	442,00	1,038	0,004	902,460	95,331	10,532	886,180	12,820	70,22	34,0	1,20	61,9	2,7	17,8	0,71	0,81	420	3,3	7,6	0,957	3980
JS-358	69,770	127,600	0,743	0,026	263,580	18,553	4,126	267,070	14,590	18,305	26,0	1,78	67,1	2,8	14,8	0,90	1,30	260	2,8	4,4	0,985	1080
JS-384	44,340	83,560	0,724	0,008	185,842	61,791	4,404	177,740	6,842	25,978	17,0	0,35	64,0	4,7	16,3	1,10	1,70	300	3,4	2,2	1,018	30
JS-403	24,69	45,090	0,995	0,027	106,570	17,682	3,016	98,880	6,490	15,236	25,0	0,660	66,9	4,6	16,3	0,70	1,20	390	2,7	1,9	1,022	880
JS-468	21,50	48,00	0,763	0,065	104,010	8,938	2,962	93,870	9,310	10,083	37,0	1,39	69,0	4,8	15,6	0,61	0,99	380	4,2	1,3	1,095	200
JS-542	14,10	26,80	1,141	0,013	62,145	36,507	3,164	58,36	3,035	19,229	< 10,0	0,19	66,1	5,1	16,6	0,47	1,8	240	3,2	1,8	0,914	170

centagem em duas delas superior a 1%. Desta forma, parecem coexistir na mesma entidade porções para e ortoderivadas.

O diagrama de Rapela & Caminos, 1987 (figura II.2.24) caracteriza a metade das amostras como peraluminosas e a outra como metaluminosas. Da mesma forma como para os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8, o caráter metaluminoso pode ser interpretado como reflexo da composição das rochas das quais procederam as grauvacas. Entretanto, não se pode descartar a possibilidade de que essa dualidade se deva à refusão de materiais ígneos e sedimentares que comporiam uma pilha vulcano-sedimentar original.

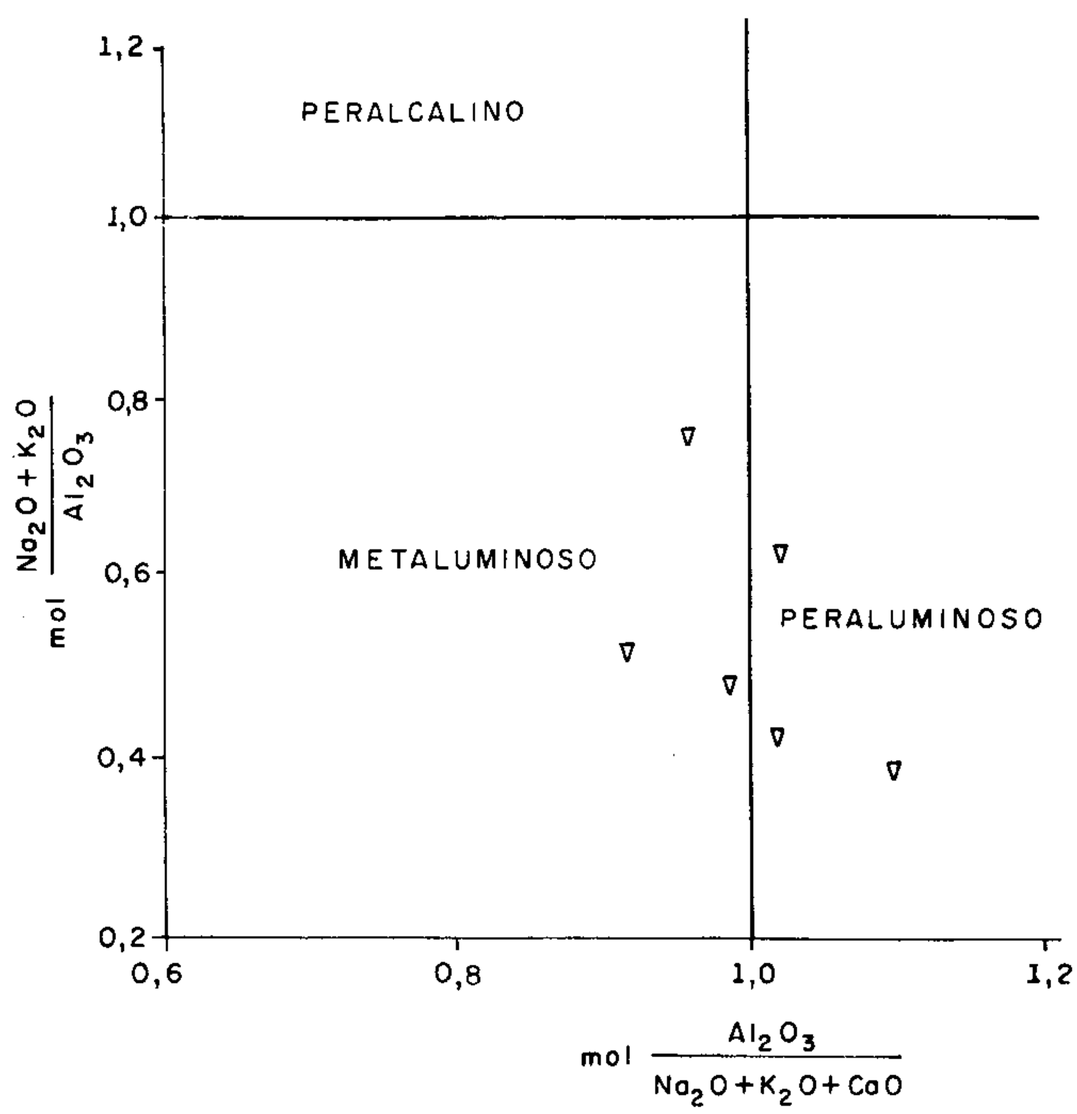


Figura II.2.24 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que permite identificar a aluminosidade de rochas granitóides com as razões molares $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ x $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$.

No diagrama QAP normativo, CIPW, com os campos de classificação de Streckeisen, 1976 (figura II.2.25), esses gnaisses classificam-se como granodioritos, granito e quartzo-sienito. Nos campos das séries magmáticas, como idealizados por Lameyre & Bowden, 1982, na mesma figura, identificam-se séries calcialcalina granodiorítica-médio K (quatro amostras), monzonítica-alto K (uma amostra) e entre os granitos aluminosos das províncias alcalinas (uma amostra). No primeiro caso devem refletir a composição original das grauvacas ou das rochas vulcânicas das quais se originaram. As amostras mais potássicas refletem os processos de potassificação posteriores.

Segundo os critérios de Chaoqun, 1985, identificam-se pela razão molar $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$, como procedentes de refusão crustal *(RC)* ou processos metamórficos metassomáticos *(MM)* (duas amostras) e

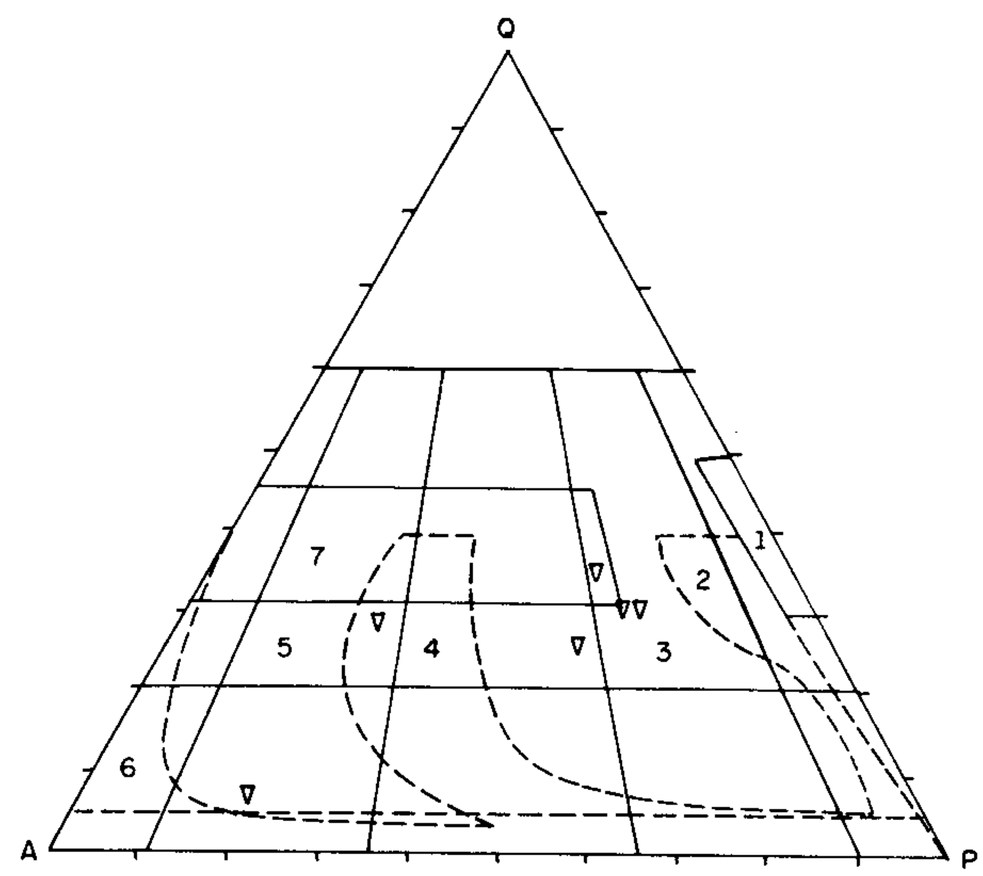


Figura II.2.25 – Diagrama QAP normativo CIPW, com os campos de classificação petrográfica segundo Streckeisen, 1976, e os campos das séries magmáticas como idealizados por Lameyre & Bowden (1982). As amostras dos gnaisses da unidade Pps9 identificam-se nas séries calcialcalina granodiorítica - médio K (3), série calcialcalina monzonítica-alto K (4) e entre os granitóides aluminosos das províncias alcalinas (5).

fonte mista *(MS)* (quatro amostras). Nesse aspecto são também similares aos gnaisses das unidades Pps3 e Pps8.

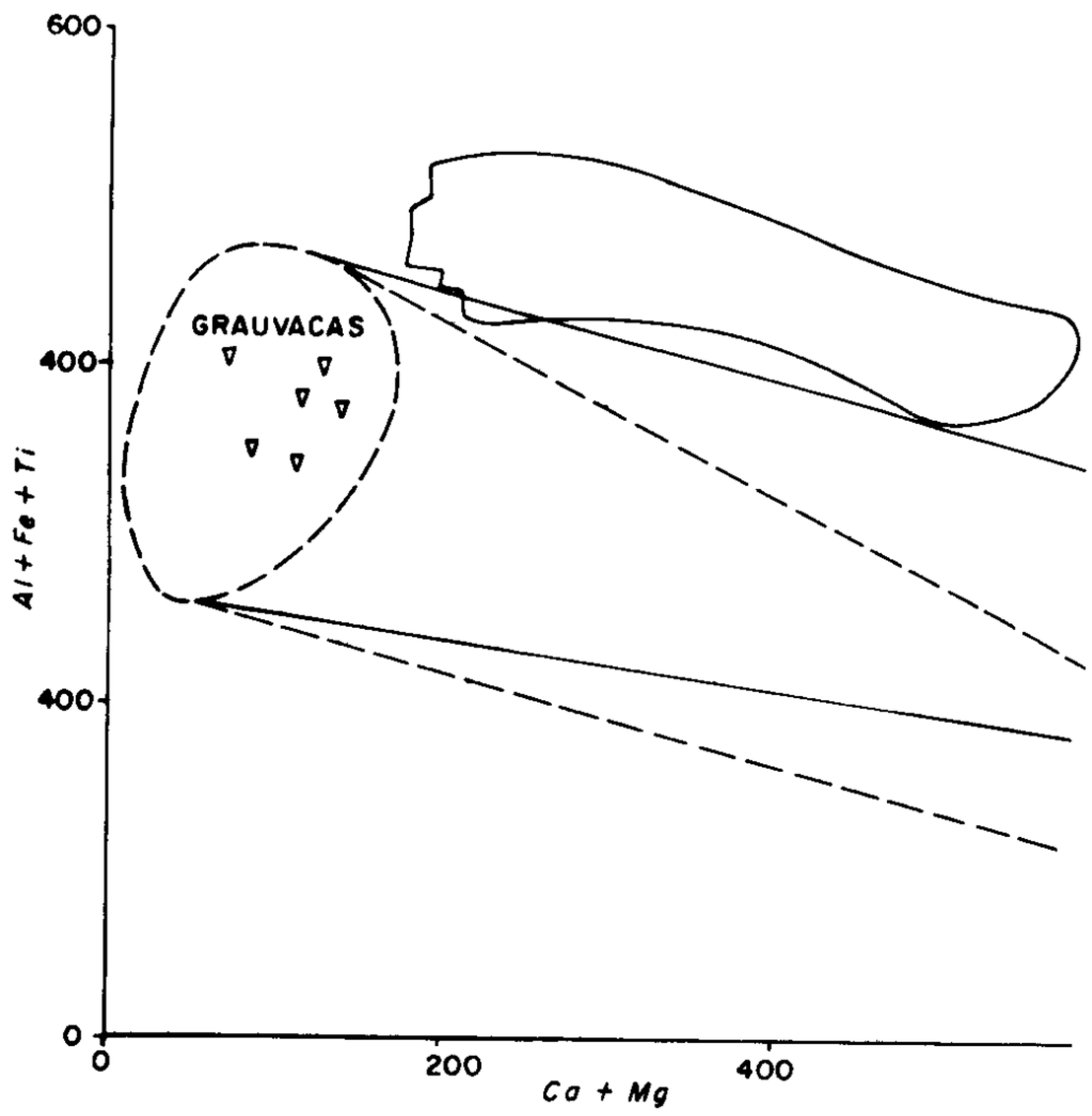
Na suposição de que os protólitos seriam sedimentares, o diagrama de variação multicatiônica, devido a Moine & La Roche, 1968 (figura II.2.26), identifica todas as amostras como grauvacas. Neste aspecto, são similares às amostras dos gnaisses das unidades Pps1, Pps3 e Pps8.

O diagrama das figuras II.2.27 e II.2.28 mostram uma certa dispersão das amostras da mesma forma que aquelas dos gnaisses das unidades Pps3 e Pps8. O primeiro, devido a Blatt, Middleton & Murray, 1980, permite classificar os sedimentos de geossinclinal em sedimentos de eugeossinclinal, exogeossinclinal e tafrogeossinclinal. Apesar da dispersão, nota-se uma certa tendência das amostras em se posicionarem no campo dos sedimentos de eugeossinclinal. O segundo diagrama, devido a Bhatia, 1985, é idealizado para identificar as rochas sedimentares nos seus ambientes tectônicos com valores de TiO_2 x FeO + MgO, como permite qualquer conclusão.

Diante dessas dispersões é possível tratar esta unidade como constituída, pelo menos em parte, de granitóides evoluídos da refusão de metassedimentos ou através de processos metamórficos e metassomáticos.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Com o objetivo de complementar os estudos petrológicos levados a efeito sobre as rochas desta unidade



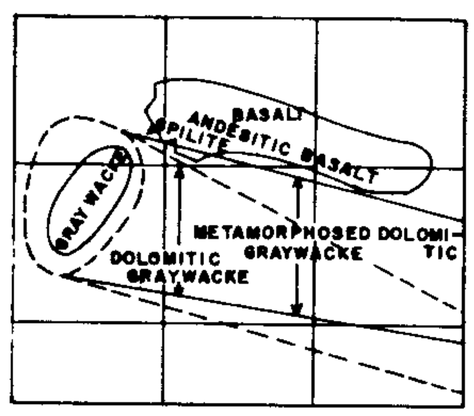


Figura II.2.26 – Diagrama multicatiônico de Moine & La Roche (1968) que utiliza as funções (Al + Fe + Ti) x (Ca + Mg) para separar rochas sedimentares de rochas vulcânicas. As amostras dos gnaisses da unidade Pps9 identificam-se como grauvacas.

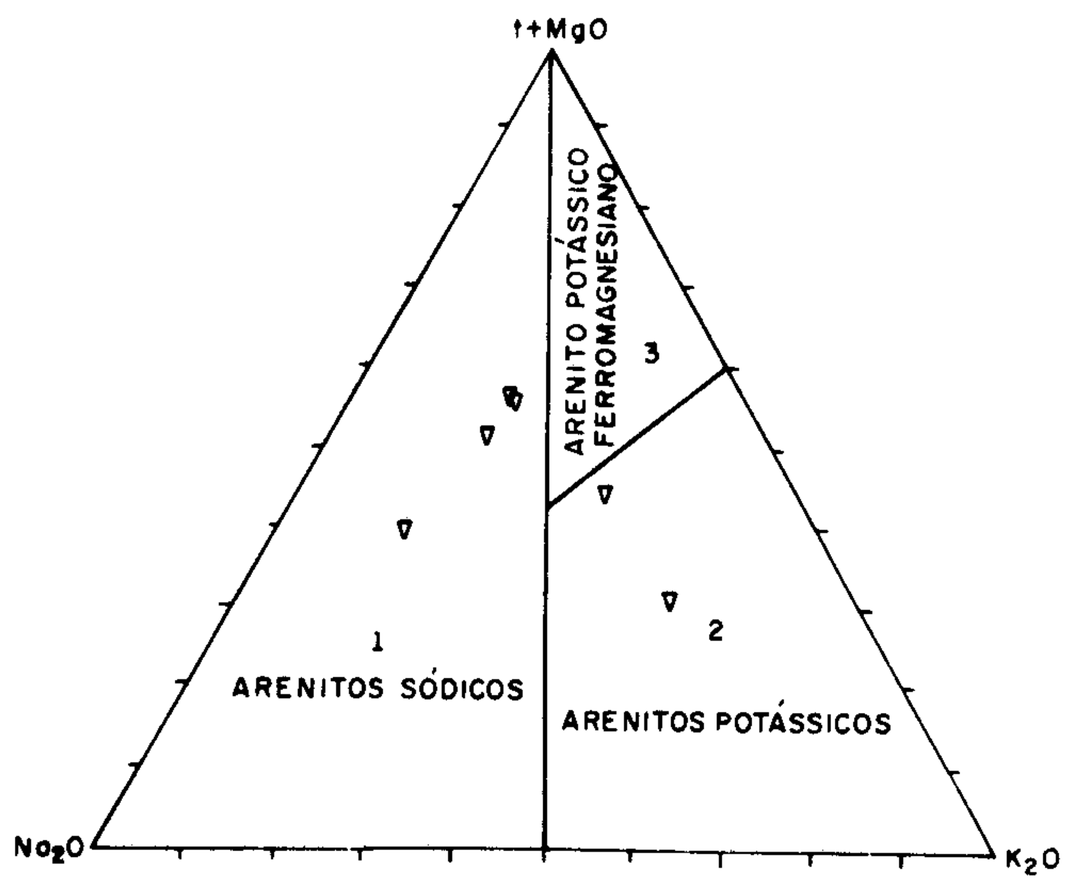


Figura II.2.27 – Diagrama de Blatt, Middleton & Murray (1980) que permite identificar os sedimentos de geossinclinal nos ambientes de: (1) eugeossinclinal; (2) tafrogeossinclinal; (3) exogeossinclinal.

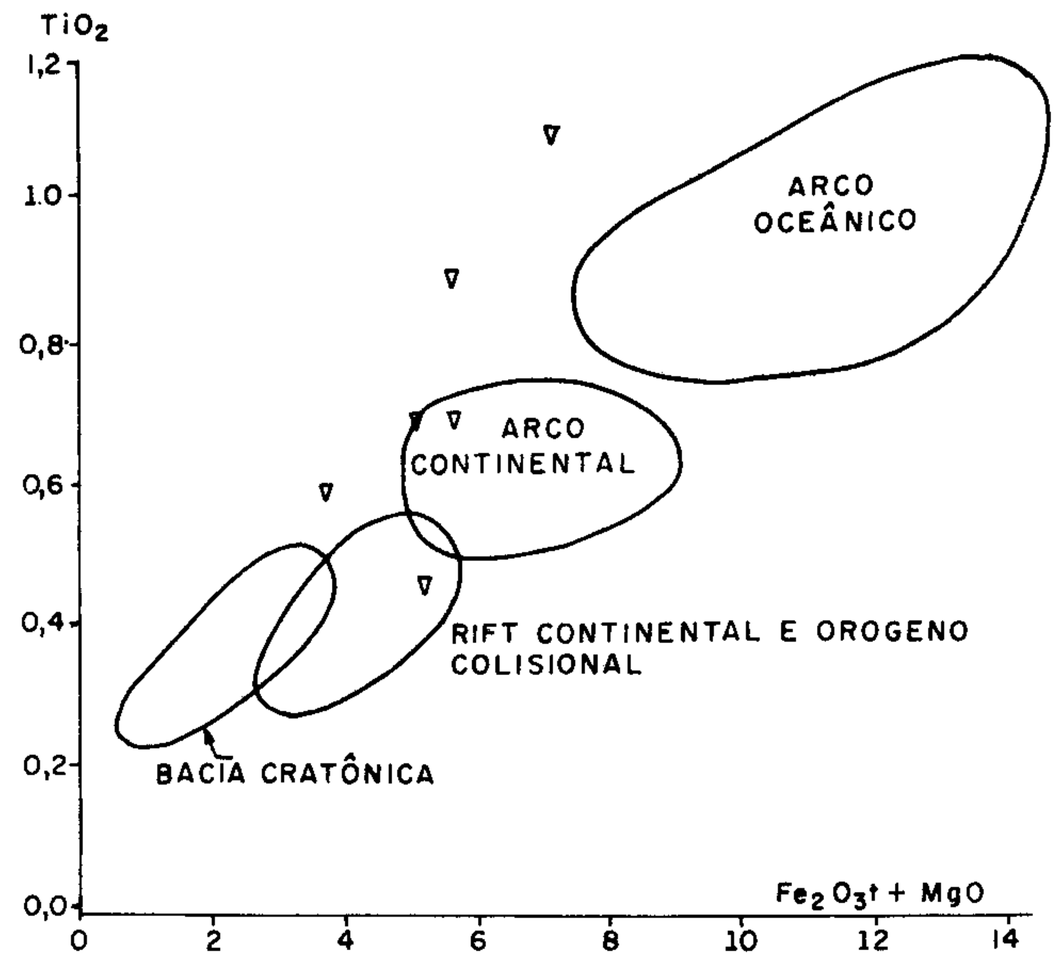


Figura II.2.28 – Diagrama de Bhatia (1983; *in*: Condie & de Malas, 1985), que permite caracterizar os ambientes geotectônicos de rochas sedimentares.

nas análises de óxidos e elementos-traço, foram selecionadas seis amostras que variam composicionalmente de granito (três amostras JS-255, JS-384 e JS-403), granodiorito (uma amostra JS-358) e tonalito (duas amostras JS-468 e JS-542). Os parâmetros petroquímicos estão contidos na tabela II.2.5.

Os padrões das curvas de terras-raras, normalizadas pelos valores dos condritos de Evensen *et al.* (1978), permite distinguir, pelo menos, três estilos de curvas para este conjunto de rochas (vide figura II.2.29):

a) JS-358, JS-384 e JS-542
b) JS-235 e JS-403
c) JS-468

Todos os conjuntos apresentam uma moderada a forte inclinação para a direita, evidenciando um padrão tipicamente calcialcalino, com enriquecimento das terras-raras leves (TRL) e depleção nas terras-raras pesadas (TRP).

As amostras do grupo (a) se apresentam com curvas paralelas entre si guardando uma correlação negativa entre SiO_2 e CeN/YbN, isto é, para o maior valor de SiO_2 (67,1) corresponde o menor valor CeN/YbN (18,5), já o menor valor de SiO_2 (64,0) está relacionado ao maior valor CeN/YbN (61,7). O somatório de TR varia entre 62 e 283, com valores de anomalia de Eu oscilando entre 1,14 e 0,724. As relações entre a série Ce e a série Y variando entre 2,67 e 10,47 (as amostras desse conjunto têm Ce/Y entre 3,16 e 4,4), valores de Al_2O_3 (entre 14,8% e 16,8%), CaO (entre 2,8% e 5,1%), Sr (entre 240 e 300ppm) e a relação $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$ inferior a 1,03 são sugestivos de que estas rochas sejam de proveniência mantélica enquadradas nos granitos tipo MS, de Chaoqun (1985), de ambiente tectônico tipo margem continental ativa e modelo orogênico andino, de Pitcher (1979).

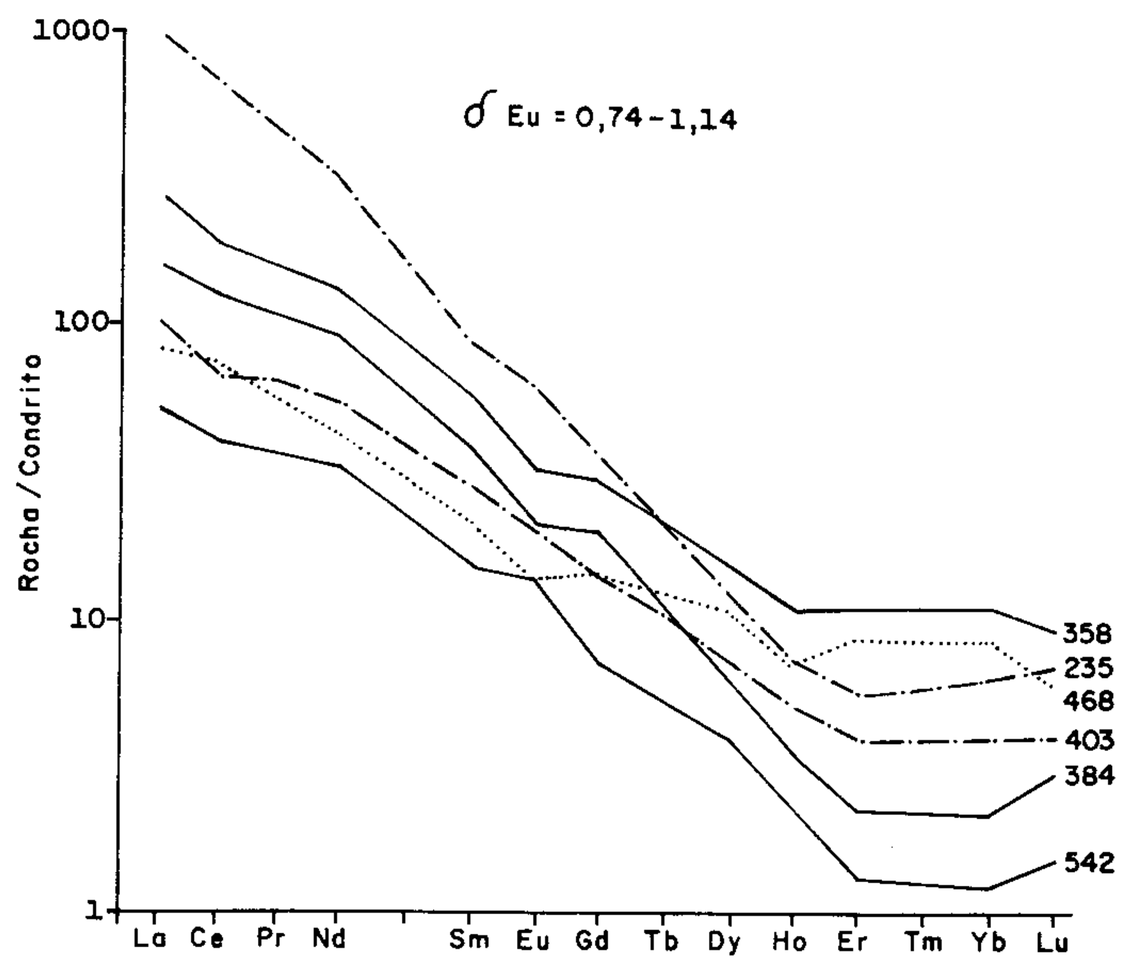


Figura II.2.29 – Curvas dos elementos de terras-raras dos gnaisses da Unidade Pps9, normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen et al., 1978). (——) grupo a; (- - -) grupo b; (····) grupo c.

A baixa relação Yb/La (0,008 a 0,026), inferior a 0,15, anomalia de Eu (entre 0,72 e 1,14) situada entre 0,7 e 1,4 sugere que sejam rochas com contribuição de material de origem mantélica com características do tipo transicional, de Shen Jilli & Jiayuan (1985).

As amostras do grupo (**b**) se apresentam com curvas aproximadamente paralelas, sendo que uma apresenta um enriquecimento em TRL (886) enquanto a outra curva apresenta um valor de 98,8. A relação Ce/Yb é inversa em relação a SiO_2, ou seja, a maior relação Ce/Yb (95,3) corresponde ao menor valor de SiO_2 (61,9%) enquanto o menor valor de Ce/Yb (17) está relacionado ao maior teor de SiO_2 (66,9%).

A anomalia de Eu varia de 1,038 na amostra com menor teor de SiO_2 (61,9%) e maior somatório de TR (106,5).

Baseado na relação somatório da série Ce e da série Y (10,5 e 3,16), valores de Al_2O_3 (17,8 e 16,3%), relação $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$ inferior a 1,03 (1,01 e 0,95) altos valores de Ba (3980 e 880ppm), Sr (390 e 420ppm) apontam para rochas granitóides de proveniência mantélica do tipo *MS* de Chaoqun (1985) de ambiente tectônico tipo margem continental ativa, modelo orogênico andino, de Pitcher (1979).

A baixa relação Yb/La (0,027 e 0,004), anomalia de Eu (0,995 e 1,038) são indicativas de que estas rochas sejam derivadas de material mantélico com contribuição crustal do tipo *transicional*, de Shen Jili & Jiayuan (1985).

O alto teor de TR (902,4) da amostra JS-235 pode ser explicado pela presença de minerais acessórios tais como a allanita, zircão, apatita, alto teor de K-feldspato e elevada presença de Ba (3980ppm).

A amostra JS-468 constitui um grupo separado com as seguintes características: moderada inclinação para a direita evidenciando enriquecimento no ramo das TRL (93,8) e depleção das TRP (9,3); somatório das TR (104) denotando um padrão calcialcalino; anomalia negativa moderada de Eu(0,763); relação Ce/ Y = 2,96; Ce/Yb = 8,9; a relação Yb/La = 0,065; $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO) = 1,095$; Al_2O_3 = 15,6%; CaO = 4,8%; SiO_2 = 69,0%; Sr = 380ppm. Considerando esses dados, pode-se classificar esta rocha como granitóide de derivação mantélica com contribuição de algum material crustal, ou seja, do tipo *MS*, de Chaoqun (1983), de ambiente tectônico tipo margem continental ativa, modelo orogênico andino, de Pitcher (1979).

2.4 Granitóides Sin a Tardi-tangenciais

2.4.1 Aspectos Gerais

Na área do projeto, foram individualizados vários corpos de gnaisses granitóides de composição granítica a tonalítica, de caráter calcialcalino, com foliação de baixo ângulo geralmente bem impressa, com posicionamento geotectônico de pré-colisão de placas.

Na presente folha, foram cartografados alguns corpos e dadas denominações locais para facilitar a sua localização e identificação da sua descrição. Assim sendo, foram denominados de Ortognaisse Estrela os litótipos onde as melhores exposições dos edifícios rochosos são encontradas na localidade de Estrela do Norte. Para a faixa dos granitóides aflorantes a leste de Cachoeiro de Itapemirim, foi adotada a designação de Ortognaisse Cachoeiro. Os ortognaisses Muniz Freire, Santa Helena e Limoeiro têm seus nomes herdados das localidades homônimas da Folha Afonso Cláudio, posicionada a norte da Folha Cachoeiro de Itapemirim. Na extremidade oriental, a sul de Boa Esperança, ocorre um ortognaisse denominado, na Folha Piúma, de Ortognaisse tipo Virgínia Velha.

2.4.2 Ortognaisse Estrela – Pγ1

Ortognaisses Porfiroblásticos

Essa unidade aflora nas imediações de Jerônimo Monteiro, alarga-se para norte, englobando as localidades de Burarama, Estrela do Norte e Lembrança, e prolonga-se na Folha Afonso Cláudio (figura II.2.30). Está localizada na porção centro-norte da folha, com uma área aproximada de 375km^2. Outros dois pequenos corpos são encontrados, mais a sul, nas imediações da localidade de São Rafael, com formatos alongados na direção N-S, e dimensões aproximadas de 5km x 1km cada um.

Este domínio caracteriza-se por uma paisagem constituída de grandes edifícios rochosos, com desníveis

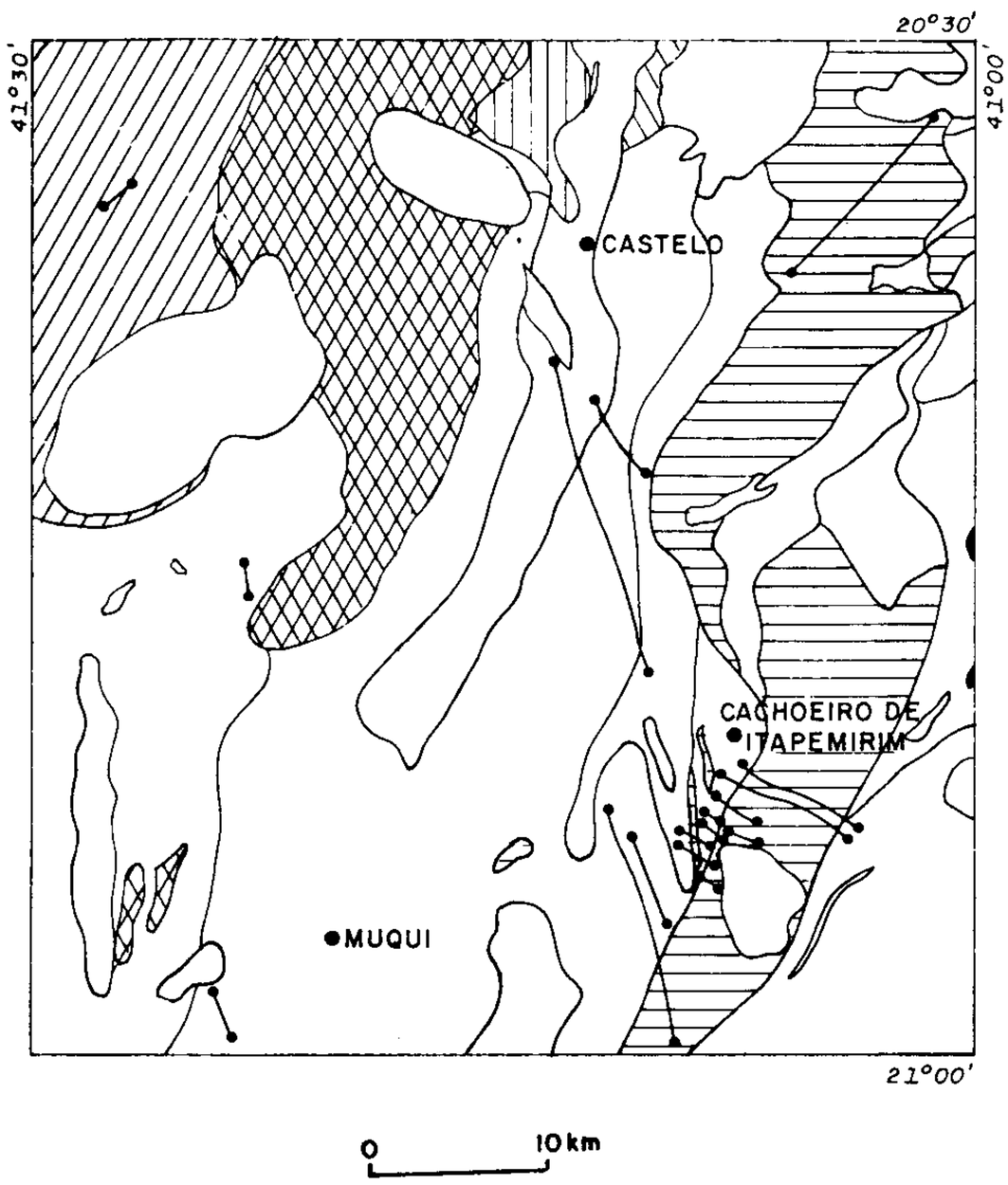


Figura II.2.30 – Distribuição geográfica dos granitóides sin a tardi-tangenciais.

de até 800m entre a base e o topo do morro. Os vales são geralmente amplos e encaixados (foto 4). A altitude oscila desde 100m na parte sul do corpo até 1.100m mais para norte.

A relação de contato dessa unidade com o Ortognaisse Muniz Freire é transicional, pois verifica-se um enriquecimento de porfiroblastos de feldspato, no Ortognaisse Muniz Freire, ao se aproximar do Ortognaisse Estrela. Com os corpos intrusivos sin a tardi-transcorrentes, embora o contato seja mascarado pelo manto de intemperismo, é visível em aerofotos, por esse motivo foi colocado como definido. O contato com a unidade Pps8 é por falha contracional de baixo ângulo e definido com a unidade Pps9, conforme já descrito anteriormente.

O litótipo dominante é um gnaisse granitóide leuco a mesocrático, de cor branco-acinzentada, granulação média a grosseira e porfiroblástico. Tem uma foliação muito regular e bem definida por lentículas de agregados máficos predominantemente biotíticos com anfibólio associado. A composição da "matriz" é quartzo, feldspato e biotita, contendo porfiroblastos de feldspato esbranquiçados, às vezes mal formados, porém com tendências tabulares, freqüentes inclusões de biotita e quartzo e tamanho que pode atingir até 5cm. São em geral orientados segundo a foliação, podendo eventualmente ser transversais à mesma (foto 5).

Petrograficamente, a rocha apresenta uma composição mineral dada por plagioclásio, em geral oligoclásio, com percentagem média entre 20% e 40%, feldspato potássico (microclina) com teor entre 15% e 35%, quartzo entre 10% e 20%, biotita 10% a 20%. O anfibólio, quando presente, pode chegar até 20% da rocha. A mineralogia acessória é composta por titanita, opacos, apatita, zircão e allanita. Os minerais de alteração mais freqüentes são: epidoto, clorita, muscovita, carbonato, sericitização dos feldspatos e bordos de albitização nos plagioclásios.

A textura é granolepidoblástica inequigranular, sendo a foliação marcada pela biotita e/ou anfibólio. Os contatos intergranulares são em grande parte lobados e irregulares. A deformação intracristalina e a alteração retrometamórfica são incipientes. O plagioclásio é, às vezes, antipertítico mirmequítico, maclado segundo as leis da Albita, Periclina e Albita/Carlsbad. O feldspato potássico é inequigranular com maclas típicas da microclina.

A rocha apresenta uma composição granítico-granodiorítica a tonalítica, com fácies metamórfica anfibolito alto.

As rochas dessa unidade estão intimamente associadas aos ortognaisses Muniz Freire, que, no conjunto, vão compor a grande dorsal granítica que se estende de Jerônimo Monteiro, tendo continuidade na Folha Afonso Cláudio e prolongando-se até a cidade homônima.

Estruturalmente, essas rochas apresentam uma foliação conspícua de baixo ângulo, localmente com zona de cisalhamento de alto ângulo.

Sollner *et al.* (1987) realizaram datações pelo métodos Rb/Sr em rocha total e U/Pb em zircões, determinando uma idade de 580 (+20/-6)Ma. para os ortognaisses granodioríticos dessa unidade.

2.4.3 Litoquímica dos Ortognaisses Estrela

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Os ortognaisses Estrela são, em parte, semelhantes aos ortognaisses Cachoeiro e Muniz Freire. Porém seu caráter ígneo, ou seja, ortoderivado, é mais conspícuo.

Através dos dados obtidos pela litoquímica de cinco amostras é possível esboçar sua evolução petrogenética até

a litoambiência e posicionamento tectônico relativo na crosta, desenvolvendo-se, daí, um primeiro esboço metalogenético.

No dendrograma da figura II.2.4 (*cluster analysis*), as cinco amostras (JS-180, JS-186, JS-248, JS-346 e JS-600) aparecem bem discriminadas próximo à parte superior, logo abaixo de uma população dos ortognaisses Cachoeiro.

A função discriminante DF (Shaw, 1972) tabela II.2.6 e o diagrama binário Al/3 - Na x Al/3 - K de La Roche, 1968 (figura II.2.31) mostram seu caráter ortoderivado, sendo que neste último se alinham aproximadamente segundo o *trend* do vulcanismo calcialcalino tipo Pacífico. Por outro lado, considerando a composição normativa CIPW, todas as amostras apresentam diopsídio normativo em proporções que variam de 1,32% a 3,95%, o que também sugere a mesma origem.

metalogenético, foram classificados como granitóide fonte mista (MS) segundo conceituação de Chaoqun, 1985, considerando que nenhuma das amostras apresentou razões molares Al_2O_3/Na_2O + K2O + CaO superiores 0,94. Esses granitos são gerados quando a crosta oceânica e seus sedimentos sobrepostos e o material crustal desagregado ao longo da zona de Benioff fundem-se em conjunto com o próprio manto superior, na zona de subducção, em processo de sintexia. Como o material fundido proveniente do manto é largamente superior aos demais, esses granitos têm características de granitos tipo *I*, segundo a conceituação de Chappel & White, 1974. Em termos petrográficos, o *trend* de evolução dessas rochas é piroxênito-monzonito, quartzo-diorito/monzogranito, granodiorito/monzogranito pórfiro/plagioclásio-granito pórfiro e granodiorito pórfiro. Essa evolução concorda com os campos das séries de

Tabela II.2.6 – Parâmetros petroquímicos dos ortognaisses Estrela, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	La	Ce	δEu	Yb/La	∈TR	(La/Lu)N	(Ce/Yb) N	(Ce/Y)N	ID	RA	∈TRL	∈TRP	TRL/TRP	Y	Yb	SiO2	CaO	Al2O3	(La/Yb)N	YbN	F/C1	La/Yb	TiO2	Cl	DF
JS-180	54,50	96,200	0,441	0,022	221,55	35,358	20,749	2,919	70,279	0,293	204,20	16,05	12,723	26,0	1,20	66,9	4,0	15,1	30,303	7,26	7,5	45,45	0,60	110	2,215
JS-186	42,89	80,830	0,731	0,050	185,460	15,352	9,730	3,068	65,615	0,249	168,830	15,200	11,107	60,0	2,15	62,80	5,5	16,4	13,513	13,02	1,36	20,00	0,77	440	3,849
JS-248	41,04	81,80	0,668	0,034	190,070	12,172	15,231	2,927	66,917	0,262	174,540	14,00	12,467	54,0	1,39	64,8	5,0	16,5	20,000	8,42	5,71	29,41	0,67	140	4,139
JS-346	77,010	132,00	0,736	0,012	283,26	61,491	35,587	5,090	74,676	0,339	272,11	9,460	28,764	34,0	0,96	67,4	3,9	15,5	55,555	5,81	1,05	83,33	0,48	380	3,500
JS-608	36,060	65,280	0,692	0,051	156,940	17,014	9,233	2,840	63,852	0,247	141,640	14,050	10,087	62,0	1,83	63,4	5,2	16,1	13,333	11,08	1,57	19,60	0,81	370	3,460

Nos diagramas de Rapela & Caminos, 1987 (figura II.2.32) e de Wright, 1969 (figura II.2.17), mostram-se como metaluminosos e calcialcalinos, respectivamente.

As composições modais estimadas de oito lâminas petrográficas representativas dessa unidade e plotadas no diagrama ternário QAP com os campos de Streckeisen, 1976, permitem tratá-la como constituída de granitos, granodioritos, tonalitos e quartzo-sienito (figura II.2.33).

O mesmo diagrama, porém com as composições normativas das cinco amostras analisadas, identifica-a como constituída de granitos, granodioritos e quartzo-monzonitos. Segundo as conceituações de Lameyre & Bowden, 1982, pertence à série magmática calcialcalina granodiorítica-médio K e monzonítica-alto K (figura II.2.34). As mesmas amostras plotadas no diagrama de Debon & Le Fort, 1983, classificam-se como granodioritos e tonalitos (figura II.2.35).

Esclarecida sua composição, foi caracterizado seu posicionamento tectônico como granitos de pré-colisão de placas. Para tanto foi utilizado o diagrama de variação multicatiônica de La Roche *et al.*, 1980, com os campos baseados em Pitcher, 1982 e Harris *et al.*, 1983 (figura II.2.36).

A ambiência tectônica de geração desses granitóides, dentro da moderna conceituação da tectônica de placas, foi caracterizada como de interior de placa no diagrama bi-log idealizado por Pearce *et al.*, 1984 (figura II.2.37).

Finalmente, como orientação primária para um estudo diferenciação magmática calcialcalina - médio K e alto K de Lameyre & Bowden, 1982, da figura II.2.34.

Os granitos tipo *MS* são enriquecidos em V, Cr, Ni, Co, Sr, Ba e Cl e empobrecidos em Li, Rb, Cs, Be, Nb e Ta.

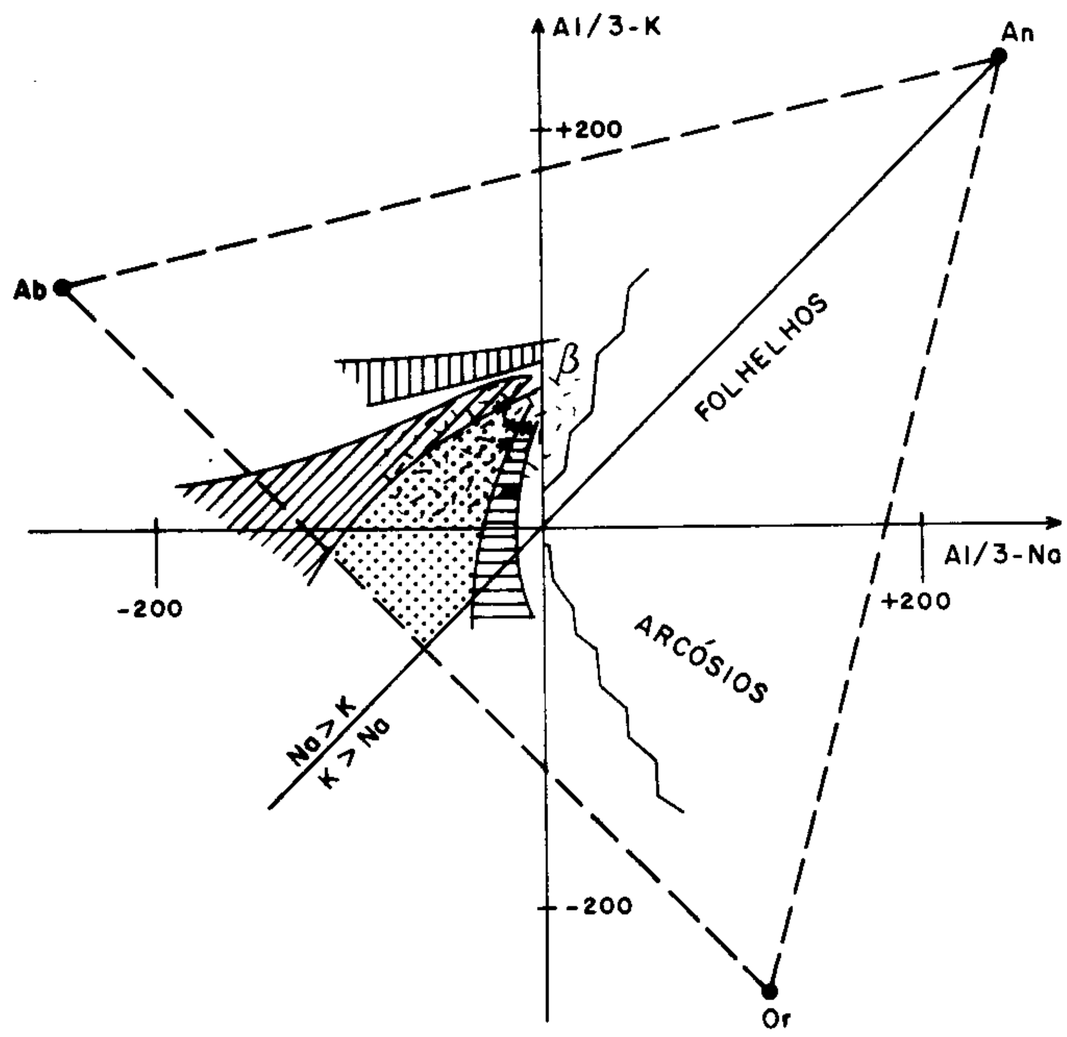
Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Como complemento ao estudo dessa unidade foram analisados elementos de terras-raras de cinco amostras distribuídas aleatoriamente dentro do corpo.

Os dados analíticos de TR e os parâmetros elaborados a partir deles, associados a informações procedentes de análises de elementos-traço, óxidos e outros complementares estão reunidos na tabela II.2.6.

Na figura II.2.38 constam as curvas-padrão das terras-raras normalizadas pelos valores dos condritos IC de Evensen *et al.* (1978). O conjunto tem uma discreta inclinação para a direita, indicando um enriquecimento de TRL e depleção de TRP. O somatório das TR tem um máximo de 283 e um mínimo de 156, além de uma média em torno de 207.

Nos ramos das TRL as curvas são bem próximas, à exceção da JS-346, que se apresenta mais enriquecida. Já no ramo das terras-raras pesadas existe também uma certa aproximação entre as curvas, à exceção da JS-346 que se acha depletada nesses lantanídeos. Como decorrência, resulta um padrão do tipo *concave upward*, segundo Koljonen & Rosenberg (*in* Haskin *et al.*, 1979), aspecto típico



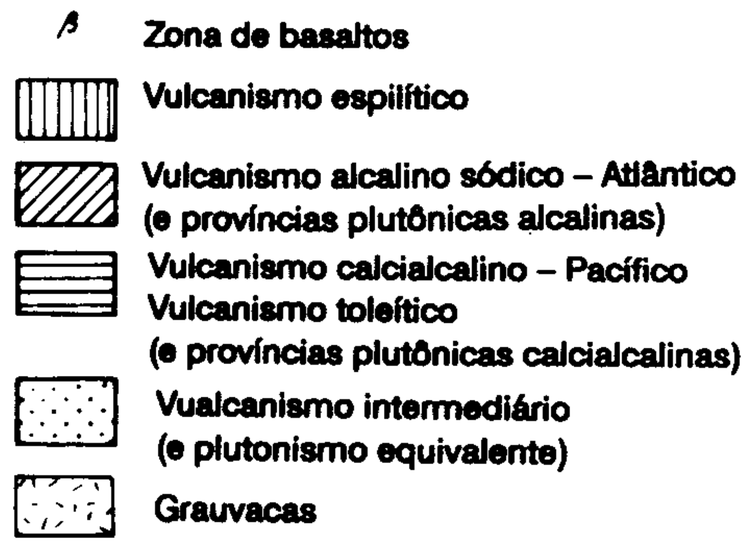


Figura II.2.31 – Diagrama de La Roche (1968) que discrimina as rochas ígneas das rochas sedimentares, através das funções (Al/3-K) nas ordenadas e (Al/3-Na) nas abscissas. Os ortognaisses Estrela identificam-se como similares às rochas vulcânicas calcialcalinas tipo Pacífico.

de granitóides com SiO_2 menor do que 70%, como é o caso das amostras em questão.

As anomalias de Eu(Eu/Eu*) são todas negativas com valores moderados, variando de um mínimo de 0,736 a um máximo de 0,441, com uma média de 0,65.

Há uma certa relação direta entre os valores do somatório de TR, TRL/TRP, ID, RA e SiO_2 e indireta com relação ao CaO. Ou seja, geralmente o crescimento do somatório de TR corresponde ao crescimento dos parâmetros da relação direta e ao decréscimo do teor de CaO, p.ex: o maior somatório de TR (283) da amostra JS-346 corresponde aos maiores valores de TRL/TRP (28), ID (747), RA (0,34), SiO_2 (67,4%) e ao menor valor de CaO (3,9%).

São moderadamente significativos os índices de fracionamento desses granitóides qualquer que seja o critério de avaliação (LaN/LuN, CeN/YbN, TRL/TRP, Ce/Y). As razões (Ce/Yb)N por exemplo variam de um

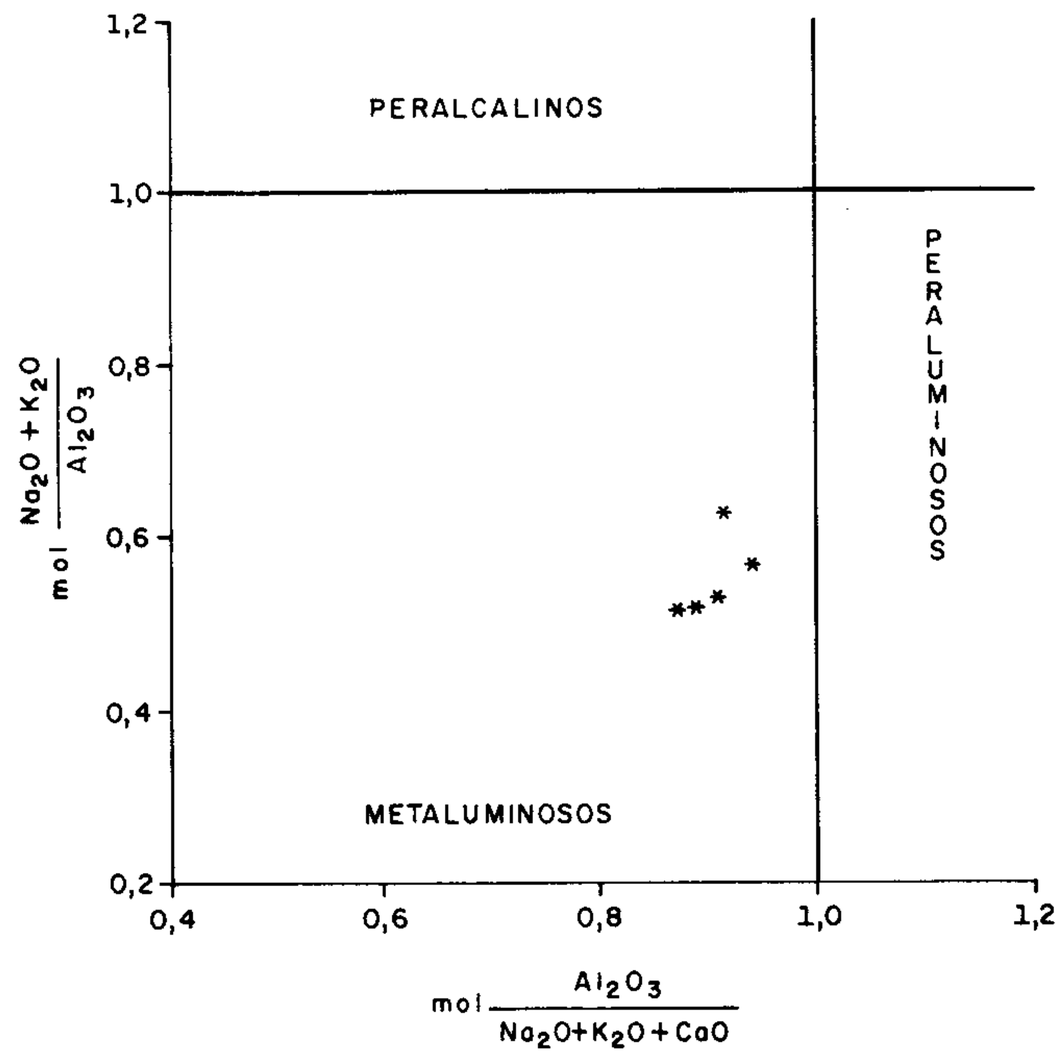


Figura II.2.32 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que discrimina a aluminosidade de rochas granitóides através das razões molares $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ e $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$. Os ortognaisses Estrela identificam-se como metaluminosos.

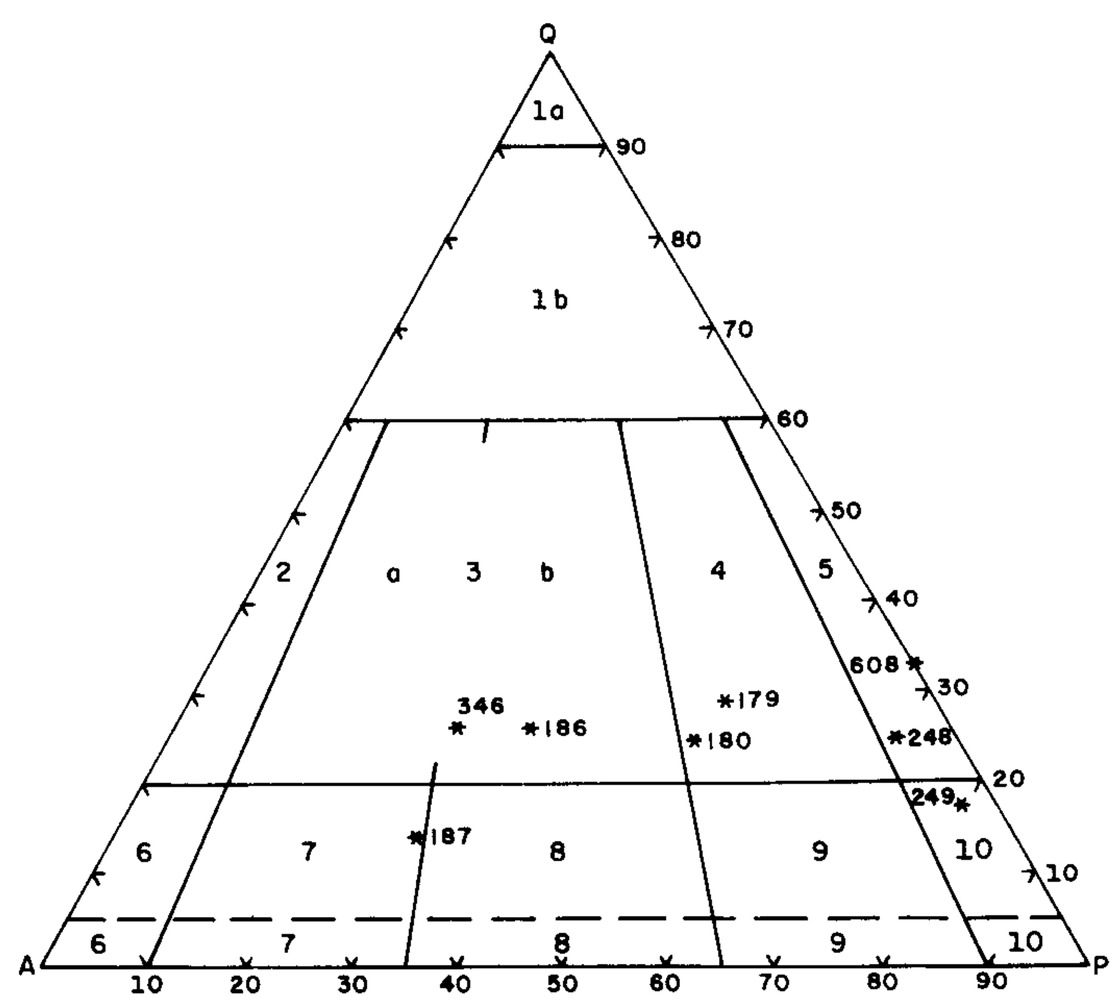


Figura II.2.33 – Diagrama QAP com os campos de classificação segundo Streckeisen (1976). Oito amostras, representativas dos ortognaisses Estrela, classificam-se como: granito (3), granodiorito (4), tonalito (5), quartzo-sienito (7) e quartzo-diorito, quartzo-gabro ou quartzo-anortosito (10).

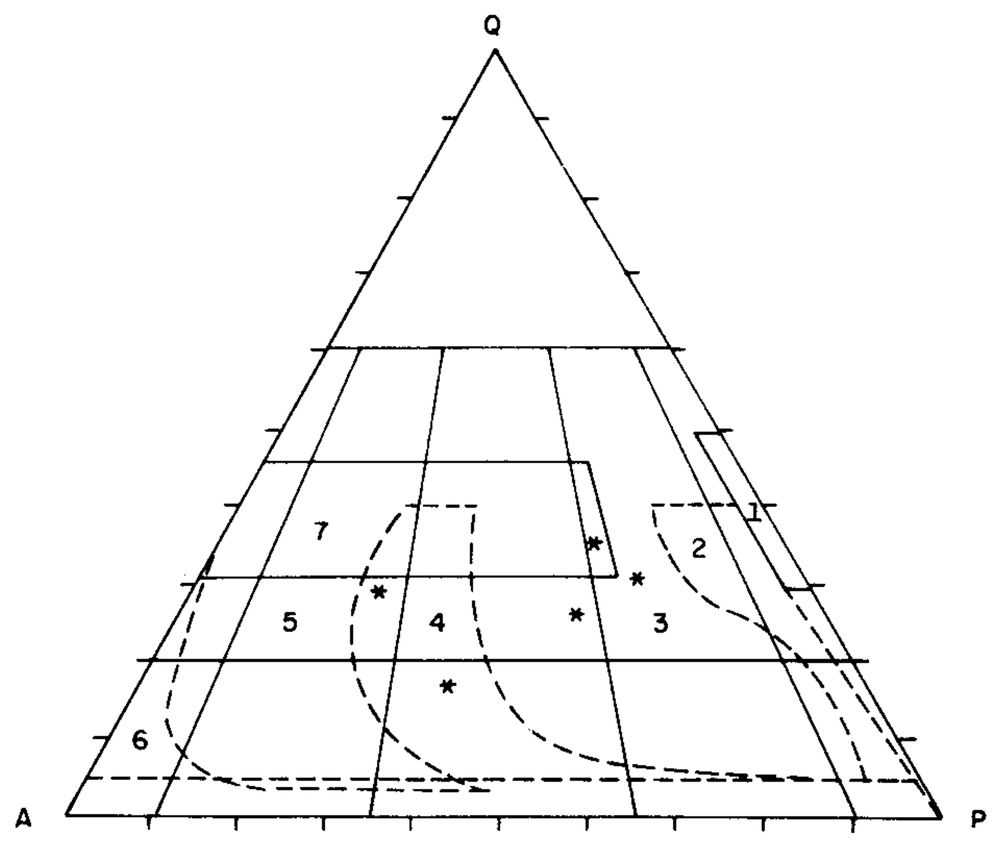


Figura II.2.34 – Diagrama ternário normativo (CIPW) de Streckeisen (1976) com os campos das séries de diferenciação magmática idealizados por Lameyre & Bowden (1982). Os ortognaisses Estrela identificam-se na série calcialcalina granodiorítica - médio K (3) e na série calcialcalina monzonítica - alto K (4).

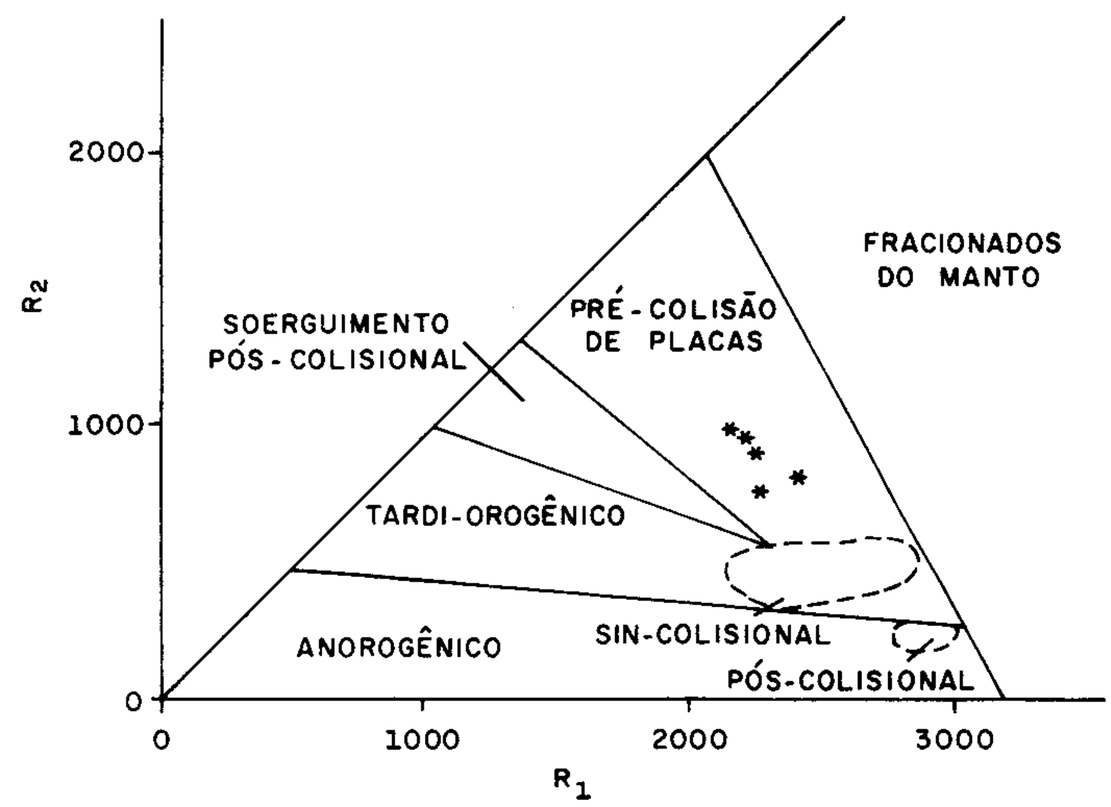


Figura II.2.36 – Diagrama de variação multicatiônica de La Roche (1980) com os campos de posicionamento tectônico baseados em Pitcher (1982) e Harris *et al.*, 1983. As funções discriminantes são R1 = 4Si-11(Na + K)-2(Fe + Ti) e R2 = 6Ca + 2Mg + Al. As amostras dos ortognaisses Estrela identificam-se como granitóides de pré-colisão de placas.

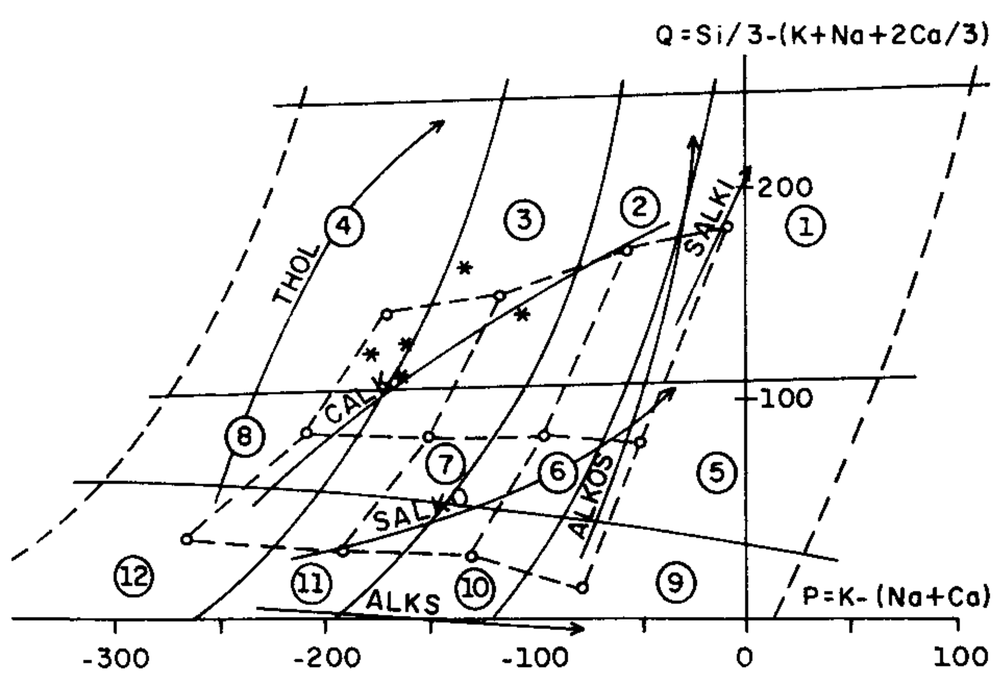


Figura II.2.35 – Diagrama classificatório de variação multicatiônica P x Q, de Debon & Le Fort (1983). Os ortognaisses Estrela identificam-se como tonalitos (4) e granodioritos (3).

mínimo de 9 a um máximo de 35 com uma média de 18. Trata-se, ao que tudo indica de granitóides de caráter calcialcalino, com relativo enriquecimento de TRL e confirmados no diagrama RA x SiO_2, de Wright, 1969 (figura II.2.59). De acordo com o diagrama TR x Yb/La, de Shen Jili & Jiayuan (1985), a alta relação ΣCe/ΣY (entre 2,8 e 5,0) e a baixa relação Yb/La (de 0,012 a 0,051) apontam para um granitóide do tipo transicional. A média das razões F/Cl em torno de 3,4 (inferiores a 10), segundo Wenrong & Hongnian (1985) é indicativa de rochas de derivação mantélica. Esta média é típica dos granitos tipo *A*, segundo Whalen *et al.* (1987). Já pelos diagramas de Shen Jili & Jiayuan (*op.cit.*) figuras II.2.39 e II.2.40, que levam em consideração TRxδEu e IDxδEu, estas rochas ficariam na interface entre os granitóides tipo crustal e transicional.

Todos os valores de anomalia de Eu e a relação ΣCe/ΣY 2,84 e 5,09 enquadram essas rochas na faixa dos granitos tipo *MS*, de Chaoqun (1985). As razões extremamente baixas de Yb/La, com média de 0,03, reforçam o caráter ígneo (mantélico transicional) segundo Shen Jili & Jiayuan (1985).

As razões (La/Yb)N são todas bastante superiores a 20, enquanto os valores de YbN variam de um mínimo de 5,81 a um máximo de 13,02, com uma média de 9,11. Esses números 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. Tomando-se, entretanto, as anomalias negativas de európio, pode-se admitir tais granitos como pós-arqueanos, fato reforçado pelo seu caráter calcialcalino bem como pelos estudos geocronológicos desenvolvidos na área, pelo método U-Pb e Rb-Sr (Soellner *et al.* 1987), os quais apontam uma idade de 580Ma., portanto brasiliana.

Os padrões de anomalias negativas de európio, aliados à ampla faixa de variação da razão (La/Lu)N são semelhantes aos granitóides definidos por Cullers & Graf (1984) para os quais é atribuída uma origem a

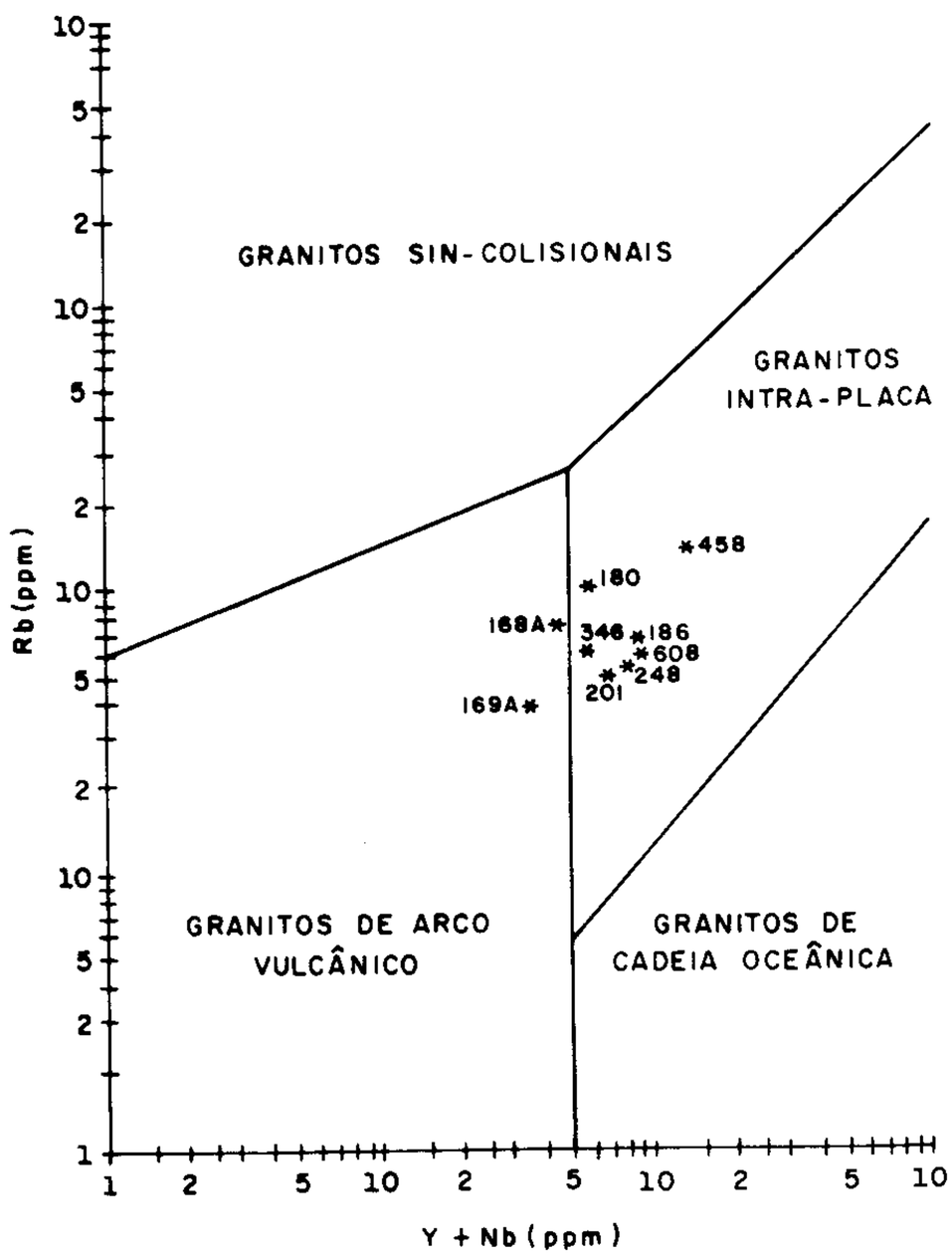


Figura II.2.37 – Gráfico bi-log de Pearce *et al.* (1984) que discrimina as ambiências tectônicas dos granitóides com base nos teores em ppm de Rb x (Y + Nb).

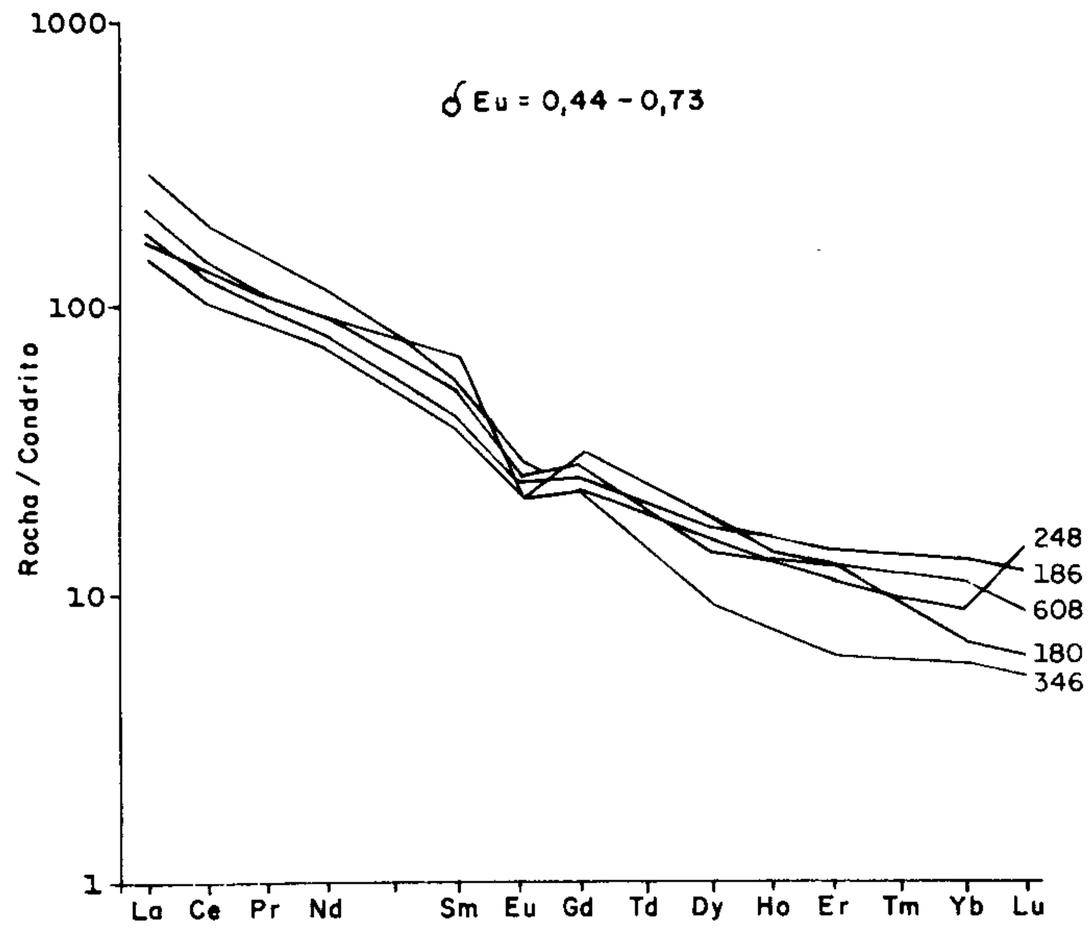


Figura II.2.38 – Curvas dos elementos de terras-raras dos ortognaisses Estrela normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, 1978).

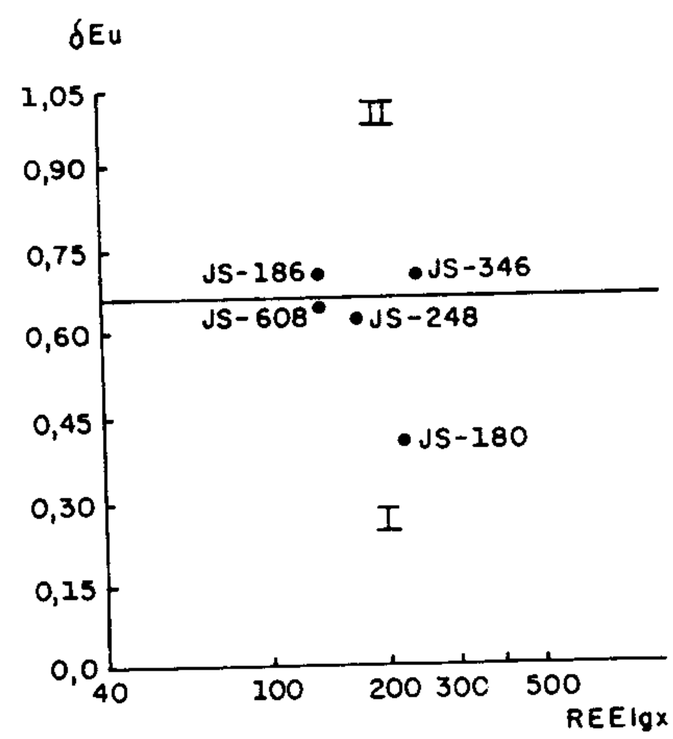


Figura II.2.39 – Diagrama para os ortognaisses Estrela. (I) campo dos granitóides tipo crustal; (II) campo dos granitóides tipo transicional.

partir da cristalização fracionada de basalto rico em Al_2O_3.

Apenas nas amostras JS-346, JS-186 e JS-180 observa-se uma relação direta entre os valores das anomalias de európio e o fracionamento das TRL.

A ambiência geotectônica extrapolada a partir de parâmetros como anomalia negativa de Eu, somatório de TR (média de 207), inclinação das curvas para a direita e Al_2O_3 em torno de 15% indica zona de margem continental ativa (ambiente orogênico do tipo Andino, de Pitcher, 1979).

A perspectiva metalogenética desses corpos é, em princípio, restrita à suíte de elementos ligada normalmente a granitos do tipo *I*: Mo, Cu, Pb, Zn, Au, Ag. Entretanto os dados analíticos deixam apenas a perspectiva de considerar tais granitos como plutonitos ricos em CaO e especializados, com uma assinatura geoquímica interessante de Li, Mo, Y, Ba, Zr e Nb conforme mostrado na tabela II.2.7 para comparação com os granitos ricos em cálcio especializados e precursores, de Ramsay (1986).

2.4.4 Ortognaisse Cachoeiro – Pγ1a

Ortognaisses Tonalíticos, Granodioríticos, Graníticos

Sob essa denominação foi individualizada uma faixa alongada, com direção N-NE, localizada na porção leste da folha, iniciando-se na Folha Afonso Cláudio, a norte, englobando as localidades de Alto da Prata, Patrimônio do Ouro, São Vicente e Vargem Grande do Soturno, prolon-

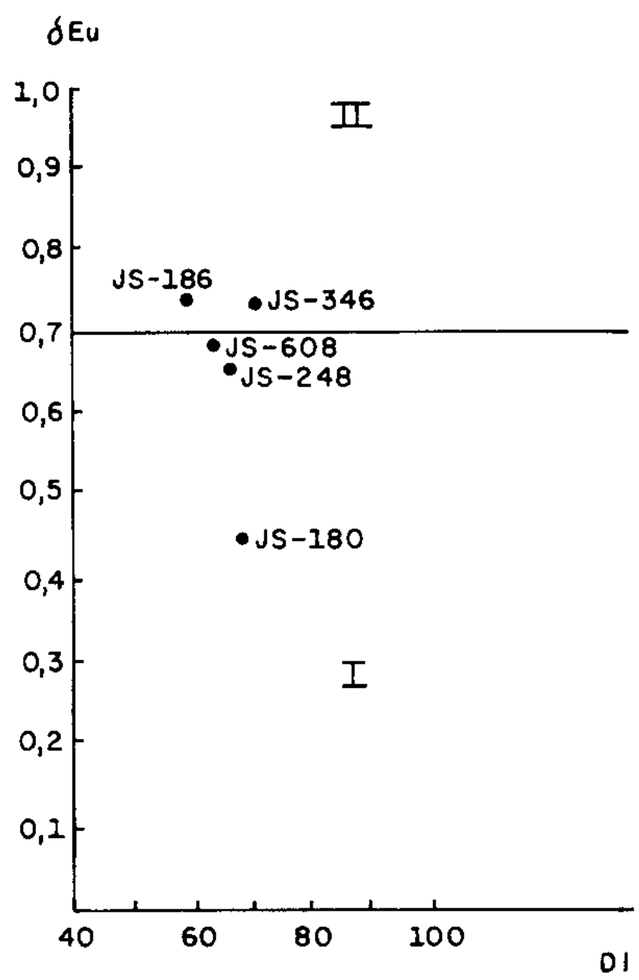


Figura II.2.40 – Diagrama para os ortognaisses Estrela. (I) campo dos granitóides tipo crustal; (II) campo dos granitóides tipo transicional.

Tabela II.2.7 – Comparação dos teores dos elementos-traço metalogenéticos dos ortognaisses Estrela,da Folha Cachoeiro do Itapemirim, com aqueles dos "high-Ca" granitos precursores (A) e especializados (B) de Ramsay (1986).

	A	B	JS-180	JS-186	JS-248	JS-346	JS-608
Ba	571	700	610	840	880	1340	450
Cu	15	9	22	8	16	3	20
F	653	1029	825	600	800	400	800
Li	30	36	32	20	20	20	40
Mo	2	3	—	6	5	6	7
Nb	21	26	36	34	34	28	36
Pb	18	31	24	14	14	19	14
Rb	113	135	110	68	59	66	61
Sr	196	248	300	380	340	290	380
Th	10	15	<10	<10	<10	<10	16
U	2	2	<15	5,7	<1,0	<1,0	<1,0
Y	21	35	26	60	54	34	62
Zr	169	245	340	370	280	400	430

gando-se para sul, adentrando a Folha Presidente Kennedy. Essa faixa é interrompida, na região de Gironda e Soturno, pela seqüência de mármores. A área caracteriza-se predominantemente por um relevo arrasado, com morros ondulados e topos achatados, altitude média em torno de 150m e montanhoso na extremidade NE, com altitude média em torno de 600m. A área aflorante tem aproximadamente 360km^2. Dentro dessa unidade foram individualizados ainda mais três pequenos corpos de formato alongado, a W e SW de Cachoeiro de Itapemirim e a leste de Camará (figura II.2.30).

Os contatos desse conjunto litológico com as unidades adjacentes estão obliterados pela superposição de fases deformacionais que afetaram a área, contudo foi interpretado como por falha transcorrente com movimento dextral com as rochas da Unidade Pps1, por falha contracional de baixo ângulo com as unidades Pps2 e Pps3 e aproximado com a Unidade Pps8, este, devido também ao espesso manto intempérico que recobre ambas as unidades. Os contatos dos corpos menores são também aproximados.

De uma maneira geral, a rocha exibe um aspecto granítico, sendo leuco a mesocrática, de cor cinza-clara, granulação média a grosseira, às vezes porfiroblástica, constituída de quartzo, feldspato, biotita e/ou anfibólio, com ou sem granada e sillimanita. As rochas têm foliação incipiente proporcionada pela disposição planar da biotita, podendo apresentar também feições isotrópicas. Localmente, pode apresentar diferenciados mais máficos de composição semelhante, também porfiroblástico e de granulação algo mais fina, com formas lenticulares em geral, e contatos ora bruscos ora difusos. Onde a rocha está mais tectonizada desenvolve-se uma laminação regular de espessura centimétrica, de bandas essencialmente biotíticas bem foliadas e com contato difuso em relação ao gnaisse predominante. Segundo a classificação de Streckeisen (1976), as rochas têm composição dominantemente tonalítica a granodiorítica, com termos graníticos e mais raramente quartzo-monzonítico.

Ao microscópio essas rochas apresentam granulação média (1,0-3,0mm), textura hipidiomórfico-granular bem preservada, e são discreta a moderadamente foliadas.

A mineralogia principal é constituída de: plagioclásio (oligoclásio-andesina), subidiomórfico, com abundantes geminações complexas, eventualmente com discreto arranjo preferencial e microgranulação das bordas, quartzo subidiomórfico, com discretas evidências de deformação intracristalina (extinção ondulante) e subgranulação; hornblenda (verde-escura), idiomórfica com moderado a forte arranjo preferencial; biotita (marrom), idiomórfica, com moderado a forte arranjo preferencial.

A mineralogia acessória é formada por K-feldspato (microclina), subidiomórfico, com abundante geminação Albita-Periclina. O zircão, apatita, granada, opacos, allanita e titanita compõem os acessórios menores.

Entre a mineralogia secundária destaca-se discreta sericitização do plagioclásio, além de epidotização da biotita.

Com relação à sua deformação são rochas fracamente deformadas, com poucos termos não deformados, em geral, com taxas incipientes de cominuição/recristalização (inferiores a 10%) observáveis em áreas isoladas das

seções. De toda a forma sem obliteração do *fabric* magmático original, apesar da eventual microgranulação das bordas dos plagioclásios e subgranulação localizada do quartzo. A única foliação, *Sn*, é discreta, descontínua, dada pelo arranjo subparalelo da biotita e hornblenda, as quais mantêm suas características magmáticas originais, modificadas apenas pela rotação dos eixos maiores dos cristais.

Essas feições são características do estágio inicial de deformação milonítica (Kerrick *et al.*, 1980), correspondendo aos protomilonitos de Sibson (1977). Dessa forma, a superfície *Sn* pode ser assumida, a nível microscópico, como o plano de fluxo milonítico (XY, no elipsóide) e, o mecanismo deformacional, como cisalhamento simples, dúctil.

O metamorfismo, sin-cinemático à fase deformacional *MSn* é discreto, localizado e representado pela seguinte paragênese: quartzo + epidoto + mica branca, indicando condições da fácies xisto verde baixa. Nos termos francamente recristalizados a paragênese quartzo + hornblenda + biotita ± granada pode ser considerada como sugestiva da fácies anfibolito.

A associação mineralógica e as texturas hipidiomórfico-granulares são indicativas da natureza ortoderivada dessas rochas, da mesma forma que a presença de geminações complexas nos plagioclásios, a identificação de ortoclásio invertido e ainda a presença de apatita, titanita e allanita, entre os acessórios (conforme Lee & Christiansen, 1983 *in*: Silva 1989). A granulação média, onde preservada dos processos de cominuição e recristalização sintectônicas, é indicativa do caráter plutônico.

A unidade apresenta uma foliação gnáissica, com direção geral em torno de 30°NE e mergulho em torno de 30°SE, evidenciando seu caráter de faixa afetada por zona de cisalhamento de baixo ângulo. Superimposta à mesma encontra-se com freqüência zona de cisalhamento de alto ângulo subvertical.

É freqüente a presença de injeções graníticas geralmente de tonalidade branco-esverdeada, podendo conter abundantes cristais milimétricos de granada vermelha. A rocha é também cortada por veios pegmatóides de espessura decamétrica a métrica, com palhetas bem desenvolvidas de biotita e muscovita de até 10cm, e cristais de granada. Localmente, ainda podem ser encontrados na rocha mobilizados félsicos de espessura decamétrica, sendo alguns do tipo pegmatóide grosseiro, com cristais de anfibólio malformados, de até 4cm, e palhetas de biotita.

Localmente, encontram-se veios félsicos entrelaçados em rede no gnaisse regional, conferindo uma estrutura agmática à rocha.

2.4.5 Ortognaisse Limoeiro - Pγla

Ortognaisses Tonalíticos, Granodioríticos, Graníticos

Essa unidade constitui uma estreita faixa alongada, de direção aproximada N-S, bordejando o lado oeste do Maciço Castelo, na extremidade setentrional da folha, tendo continuidade física para norte, na Folha Afonso Cláudio. A faixa possui uma área aflorante, na folha em estudo, de aproximadamente 15km^2 (figura II.2.30).

São rochas que oferecem maior resistência ao intemperismo, propiciando um relevo mais íngreme, com morros abaulados e mais esculpidos em *pães de açúcar*, com altitudes médias em torno de 500m.

O contato com as rochas do Maciço Castelo pode ser observado através do vale do rio Caxixe, sem, contudo, ter sido detectado em campo devido ao extenso colúvio materializado por matacões de granito ao longo da drenagem. Já os contatos com as rochas do Complexo Paraíba do Sul estão obliterados pelas sucessivas fases de deformação que afetaram a área; entretanto, foram interpretados como aproximado no caso da Unidade Pps8 e definido com a Unidade Pps3, aqui levando-se em consideração o aspecto geomorfológico.

Em amostra de mão, a rocha é um gnaisse de aspecto granítico equigranular, com orientação incipiente, de tonalidade cinza-clara, granulação média, com domínio dos minerais félsicos sobre os máficos e níveis mais ricos em máficos com tonalidade cinza-escura. Outro litótipo encontrado é também um gnaisse de aspecto granítico, porfiroblástico, com blastos de feldspatos tabulares e tamanho em torno de 2cm, com tênue foliação gnáissica. Esses tipos litológicos possuem composição mineral constituída de quartzo, feldspato, biotita e às vezes, anfibólio.

Ao microscópio, as rochas apresentam uma textura granolepidoblástica, orientação incipiente promovida pela biotita, hornblenda e pelo fraco estiramento dos minerais félsicos, e granulação média a grosseira. A mineralogia essencial é constituída de quartzo com extinção ondulante e percentagem entre 20% e 30% ; plagioclásio, que geralmente é oligoclásio, às vezes antipertítico, com percentagem oscilando entre 20 a 50%; microclina com macla típica, às vezes pertítica, quando presente pode atingir até 40% da rocha. Possui ainda biotita geralmente associada à hornblenda. Os minerais acessórios mais comuns são apatita, titanita, allanita, zircão e opacos e os minerais de alteração são sericita, clorita, epidoto e, às vezes, a biotita originada da hornblenda.

As rochas dessa unidade estão estruturadas segundo a direção NNE, com mergulhos fortes para SSE.

Os litótipos do conjunto são bastante similares aos ortognaisses Santa Helena, Muniz Freire e Cachoeiro.

2.4.6 Ortognaisse Santa Helena - Pγla

Ortognaisse Granítico

Essa unidade está localizada na porção central do extremo norte da folha, tendo continuidade física na Folha Afonso Cláudio. Inicia-se a NW da cidade de Castelo, numa estreita faixa alongada estruturada segundo direção

noroeste, sendo que na altura da localidade de Quilombo a unidade inflete para norte, passando pela localidade de São Manoel, adentrando a Folha Afonso Cláudio (figura II.2.30). Esse conjunto tem uma área aflorante, na folha, de aproximadamente 35km^2 e se caracteriza por um relevo alçado, com cristas orientadas e morros em "pães de açúcar", com altitude média em torno de 400m, solo argilo-arenoso espesso e matas localizadas.

O contato dessa unidade com a faixa dos migmatitos de bordo é feito através de falha transcorrente de movimento sinistral. Com o Ortognaisse Estrela o contato é aproximado. Já com as rochas da Unidade Pps3 o contato é em parte interpretado como falha transcorrente de movimento sinistral e em parte é definido. Quando definido, é caracterizado pela diferença geomorfológica e pela variação do aspecto macroscópico das duas unidades.

Microscopicamente, as rochas dessa unidade são bastante semelhantes aos ortognaisses Muniz Freire e Limoeiro.

Em amostra de mão, essas rochas exibem um aspecto granítico, leuco a mesocrático, de tonalidade cinza-clara a cinza-escura e granulação média a grosseira. É localmente porfiroblástico, com foliação pouco desenvolvida, marcada pela disposição planar da biotita que, geralmente, está associada ao anfibólio. Nas zonas onde o gnaisse é mais tectonizado, desenvolve-se uma foliação mais intensa, com bandas dominantemente biotíticas e bandas quartzo-feldspáticas, centimétricas. As rochas são constituídas essencialmente de quartzo, microclina, plagioclásio e biotita.

Localmente pode-se encontrar microclina em grandes cristais tabulares, com tamanho de até 3cm, pequenos cristais milimétricos de granada avermelhada. O anfibólio, quando presente, está associado à biotita. Essas rochas são cortadas por diques graníticos e veios pegmatíticos.

Ao microscópio as rochas apresentam uma textura granoblástica a granonematoblástica, de granulação média a grosseira, constituídas de K-feldspato, de 20% a 40%, plagioclásio de 25% a 35%, quartzo de 10% a 25%, biotita de 10% a 20% e anfibólio até 15%. Como acessórios podem ser encontrados granada, zircão, apatita e allanita; e como minerais de alteração mais freqüentes têm-se sericita e muscovita.

A microclina pode ser encontrada em dois tamanhos, os cristais maiores com formas ocelares ou tabulares e com inclusões de quartzo e plagioclásio evidenciando duas gerações. O plagioclásio varia de oligoclásio a andesina. O quartzo é xenoblástico. A biotita está presente em palhetas bem desenvolvidas formando agregados associados ao anfibólio e com inclusões de zircão e apatita.

No diagrama Streckeisen (1976) as rochas desse grupo situam-se no campo dos granitos, à exceção de uma amostra que aparece no campo do quartzo-monzonito. A fácies metamórfica é anfibolito.

2.4.7 Litoquímica dos Ortognaisses Cachoeiro

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Foram analisadas quimicamente 17 amostras desses gnaisses e utilizado o PROGRAMA GEOQUANT, versão 3.0 da CPRM, nos tratamentos gráficos e numéricos dos dados. Esses dados constituem-se de análises percentuais de óxidos maiores e análises em ppm de elementos-traço e elementos terras-raras, estes últimos normalizados pelos valores identificados em condritos por Evensen *et al.* (1978).

Inicialmente procedeu-se à análise de agrupamento pelo método das distâncias euclideanas (CLUSTER ANALYSES) representadas no dendrograma da figura II.2.4 onde os ortognaisses Cachoeiro se distribuem em duas populações bem caracterizadas e uma terceira mais ou menos difusa. As duas primeiras se posicionam, uma na parte superior e outra na parte intermediária do dendrograma. A população difusa ocupa a parte inferior.

A seguir foi utilizada a função DF de Shaw, 1972, idealizada para discriminar gnaisses granulíticos orto e paraderivados. Os primeiros, em geral, apresentam valores positivos e os demais valores negativos. A tabela II.2.8 mostra os valores DF das 17 amostras analisadas. Com exceção da amostra JS.264, todas elas se identificam por valores positivos.

O diagrama de Rapela & Caminos, 1987, que utiliza as razões molares $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ no eixo das ordenadas, e $Al_2O_3/Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ no eixo das abcissas para discriminar o caráter da aluminosidade em rochas granitóides (figura II.2.41), mostra que a maior parte das amostras são metaluminosas, com uma fração menor identificando-se como peraluminosa. Existe portanto a possibilidade de que parte dos litótipos dessa unidade seja representada por termos paraderivados, apesar dos resultados obtidos com a função discriminante DF. Para investigar essa possibilidade foi utilizado o diagrama binário de Garrels & Mackenzie, 1971 (figura II.2.42), que discrimina as rochas de origem sedimentar das de origem ígnea com base nas razões K_2O/Al_2O_3 x Na_2O/Al_2O_3. O mesmo número de amostras identificadas como peraluminosas na figura II.2.41 aparece aí, no campo sedimentar. Por outro lado, essas mesmas amostras estão entre as que apresentam coríndon normativo (CIPW).

O diagrama de Weisbrod, 1969 (figura II.2.43), também utilizado para discriminar rochas ígneas e sedimentares, mostra para a maioria dessas rochas um caráter ígneo e uma composição granodiorítica. Os parâmetros discriminantes, neste caso, são mais elaborados: WN = Na + K + Ca, WS = Si - 2(Ca + Na) e WA = Al + Fe_3+ + Fe_2+ + Mg - (Na + K 2Ca), sendo os elementos dados pelas suas razões atômicas.

Finalmente, nessa mesma linha de estudos, no diagrama de La Roche, 1968, que utiliza as funções Al/3 - K e Al/3 - Na para discriminar as rochas sedimentares das rochas

Tabela II.2.8 – Parâmetros petroquímicos dos ortognaisses Cachoeiro, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	La	Ce	δEu	Yb/La	ΣTR	(La/Lu)N	(Ce/Yb)N	(Ce/Y)N	ID	ΣTRL	ΣTRP	Yb	Y	SiO2	CaO	Al2O3	(La/Yb)N	Sr	Ba	Rb	DF
JS-65A	31,70	59,30	1,189	0,041	135,60	17,319	11,806	2,763	57,151	123,50	10,30	1,30	< 10,0	60,0	6,40	17,6	16,393	320	580	130	4,048
JS-68G	40,43	71,17	0,712	0,032	154,410	6,229	14,391	4,609	58,349	144,50	9,08	1,28	29,0	64,1	6,0	16,7	21,276	310	510	84	2,297
JS-84B	24,22	42,94	1,176	0,017	98,499	51,308	27,106	3,363	76,842	92,090	5,279	0,41	10,0	71,5	3,2	15,9	40,000	560	940	85	1,725
JS-148	6,44	11,57	0,893	0,076	29,701	8,253	6,111	2,403	74,769	26,320	3,051	0,49	13,0	70,8	3,9	15,6	8,849	410	300	62	3,003
JS-150	7,48	13,36	1,026	0,035	30,938	20,433	13,299	3,290	73,873	28,78	1,838	0,26	13,0	70,5	4,2	15,7	19,608	430	290	55	3,275
JS-152	4,32	9,75	1,294	0,109	22,101	6,316	5,369	2,037	70,876	19,160	2,601	0,47	23,0	69,4	4,3	16,3	6,211	500	290	51	2,499
JS-264	11,60	21,57	1,173	0,017	46,430	15,051	27,914	4,229	64,633	44,00	1,980	0,20	10,0	72,0	3,0	14,5	40,000	420	360	52	-0,202
JS-287	13,210	23,05	0,909	0,054	55,968	13,992	8,402	2,910	52,922	50,78	4,658	0,710	36,0	53,9	8,5	17,7	12,500	750	600	95	6,217
JS-315	27,74	49,21	0,846	0,044	115,030	17,997	10,355	3,294	69,662	105,05	9,040	1,23	28,0	69,1	4,5	15,3	15,151	360	390	88	2,206
JS-433	15,22	27,64	0,618	0,202	82,270	3,674	2,33	1,518	54,787	65,58	15,81	3,07	46,0	62,3	6,8	16,5	3,344	260	510	70	2,087
JS-438	21,66	36,33	0,846	0,079	93,02	9,368	5,467	2,423	63,384	81,47	10,60	1,72	38,0	66,1	5,6	16,4	8,474	300	560	86	2,467
JS-523	31,42	49,21	0,590	0,030	117,77	21,743	13,695	3,28	69,372	108,68	8,26	0,93	26,0	69,2	4,4	15,2	22,727	360	340	62	1,692
JS-525A	35,020	59,69	0,719	0,040	131,96	20,195	11,035	4,292	79,278	122,49	8,710	1,40	30,0	71,9	2,8	14,2	16,949	270	830	110	2,051
JS-525B	14,36	30,79	0,954	0,134	61,99	5,733	4,151	1,763	48,232	69,17	11,68	1,92	37,0	57,1	7,8	17,3	5,050	340	360	34	3,402
JS-546	29,18	53,66	1,004	0,020	112,692	42,069	24,456	5,267	69,757	107,71	4,242	0,570	27,0	69,2	4,7	15,9	34,483	450	500	78	2,677
JS-560	123,20	178,90	1,045	0,020	458,95	35,523	18,67	3,365	64,595	428,80	25,12	2,48	34,0	66,5	5,2	16,4	33,333	400	780	79	2,333
JS-690	12,07	24,38	1,231	0,152	67,75	5,447	3,429	1,530	77,302	55,42	11,13	1,84	10,0	71,90	3,4	14,5	4,444	480	390	52	2,554

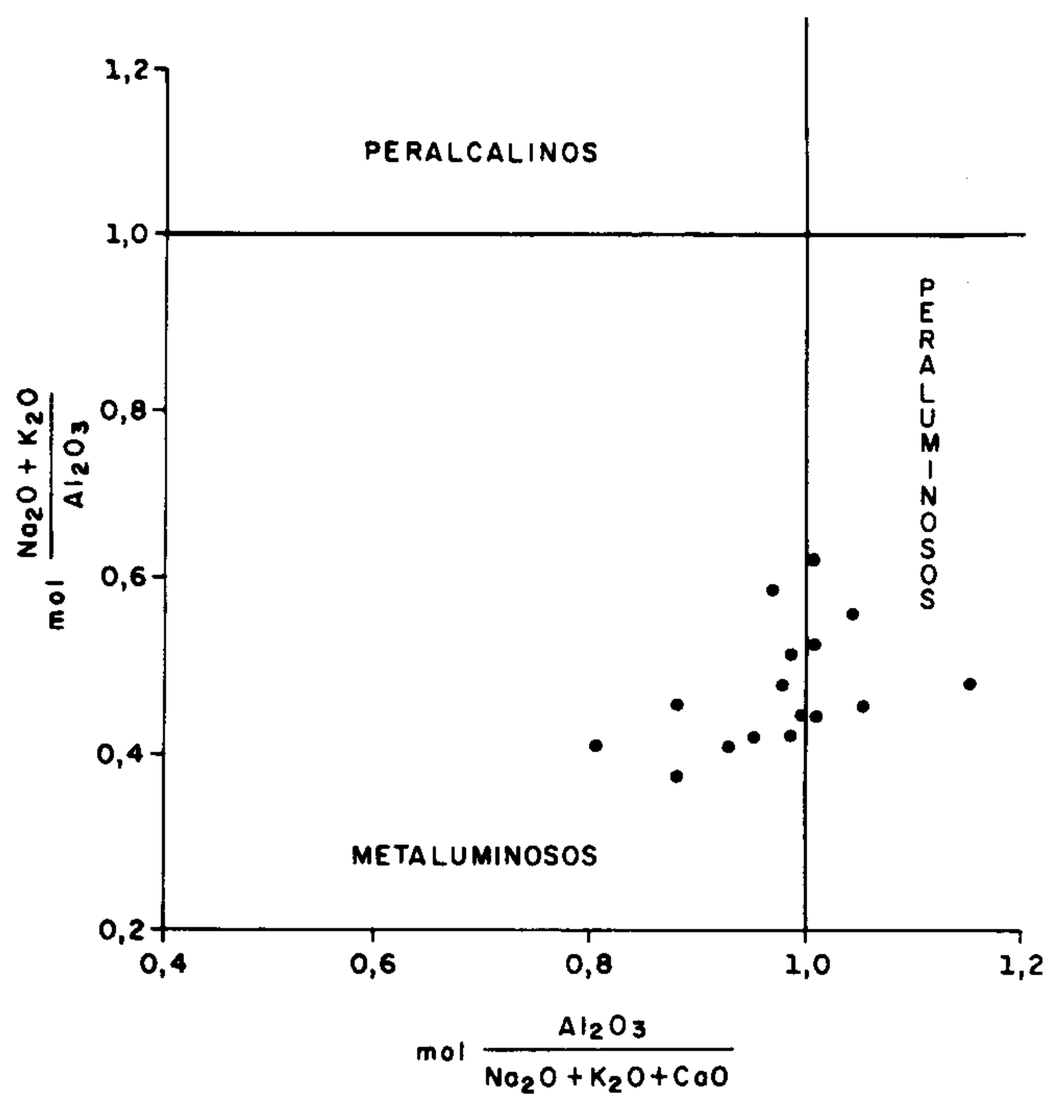


Figura II.2.41 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que discrimina o caráter da aluminosidade em rochas granitóides utilizando como discriminantes as razões molares $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ e $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$. Os ortognaisses Cachoeiro individualizaram-se nos campos metaluminosos e peraluminosos.

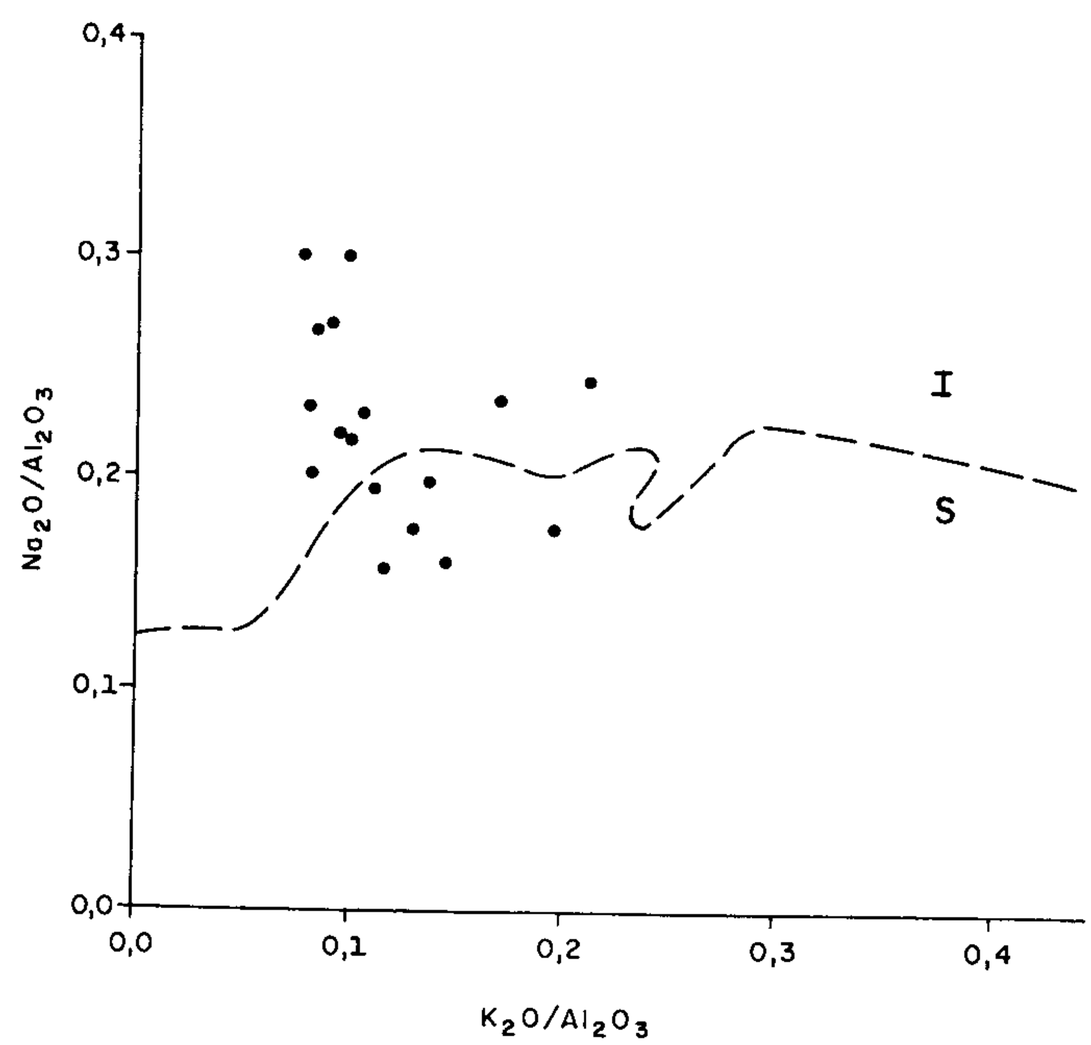


Figura II.2.42 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971) que discrimina as rochas de origem ígnea das de origem sedimentar. O número de amostras dos ortognaisses Cachoeiro, que se identificam como de origem metassedimentar, é o mesmo de amostras peraluminosas.

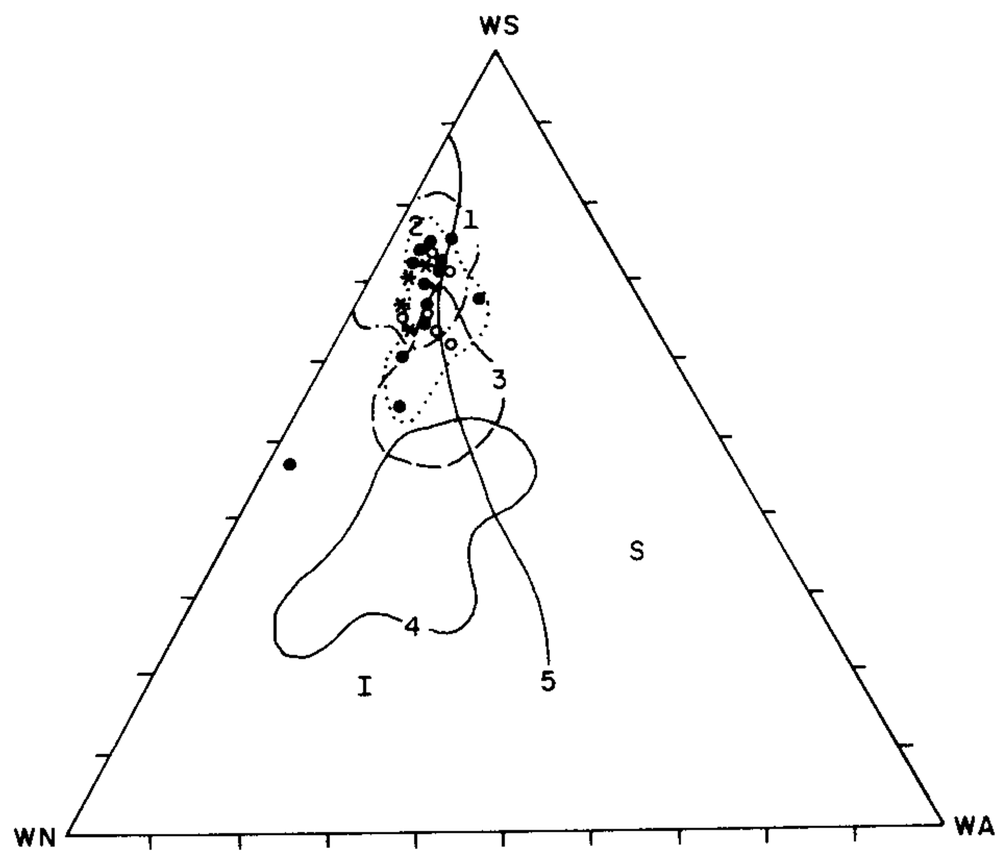
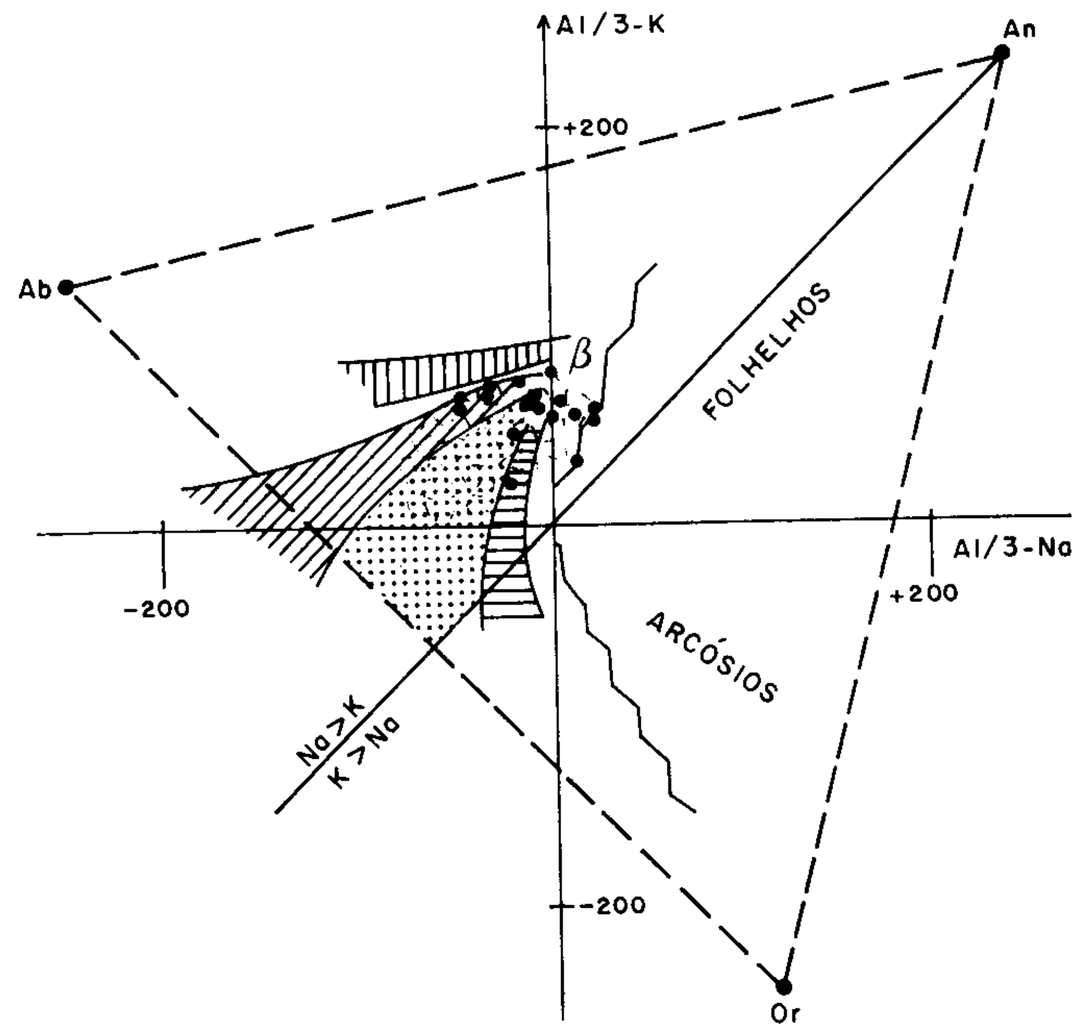


Figura II.2.43 – Diagrama NSA de Weisbrod (1969) que utiliza as funções WN = Na + K + Ca, WS = Si2(Ca + Na) e WA = Al + Fe3 + Fe2 + Mg-(Na + K + 2Ca) para discriminar rochas ígneas de sedimentares. Os óxidos são dados pelas suas razões atômicas e os campos identificados são: granitos, granodioritos e dioritos. As amostras dos ortognaisses Cachoeiro identificam-se quase todas como granodioritos.

vulcânicas, os mesmos gnaisses plotam-se no campo das rochas vulcânicas e, no entanto, coincidem em parte com o campo das grauvacas (figura II.2.44). Existe uma ligeira tendência de algumas amostras acompanharem o campo dos vulcanitos alcalinos tipo sódico-Atlântico e outras o campo dos vulcanitos calcialcalinos tipo Pacífico. Nesse aspecto existe uma concordância com os posicionamentos observados no dendrograma na figura II.2.4.

Na suposição de que a maior parte dessas rochas fossem ígneas, foi elaborado o diagrama QAP, de Streckeisen (1976), com os resultados das análises petrográficas microscópicas modais estimadas (figura II.2.45). A distribuição mostra-se difusa, com alguns espécimes destacando-se como muito quartzosos. O mesmo diagrama QAP, com os resultados das composições normativas CIPW, apresenta uma melhor concentração, com a maior parte dos pontos na variante granodiorítica (médio K) da série calcialcalina (figura II.2.46). Apenas duas amostras se destacam, plotando-se no campo dos remobilizados crustais ou no final da variante monzonítica da mesma série calcialcalina. Para uma melhor caracterização química, em termos de composição petrográfica foram utilizadas as funções P x Q de Debon & Le Fort, 1983, no gráfico binário da figura II.2.47. Nesse gráfico, P = K - Na + Ca e Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3). A maior parte das amostras identifica-se como tonalito, três como granodiorito, uma como quartzo-monzodiorito e uma como quartzo-diorito.

Para solucionar a divergência com relação ao diagrama QAP normativo (figura II.2.46), onde as mesmas amostras classificam-se como granodiorito, foram utilizadas as



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.2.44 – Diagrama de La Roche (1968) que discrimina as rochas vulcânicas das sedimentares. O campo das grauvacas, porém, coincide, em parte, com os campos das rochas vulcânicas. Os ortognaisses Cachoeiro plotam-se justamente nesta área dúbia.

composições normativas CIPW de Ab, An e Or no diagrama ternário de Coleman (1977), com os campos de classificação idealizados por O'Connor, 1965 (figura II.2.48). A classificação petrográfica, neste caso, concorda com aquela obtida com as funcões P x Q de Debon & Le Fort, 1983, com a maior parte das amostras identificando-se como tonalito.

A calcialcalinidade foi investigada com base no diagrama de Whright, 1969 (figura II.2.49). Esses gnaisses identificam-se indistintamente como de caráter calcialcalino.

Para identificar o posicionamento tectônico, foi elaborado o gráfico R1 x R2 de La Roche *et al.*, 1980 (figura II.2.50), com os campos baseados em Pitcher, 1982, e Harris *et al.*, 1986. R1 = 4Si - 11 (Na + K) - 2(Fe + Ti) e R2 = Ca + 2Mg + Al. Essa unidade caracteriza-se como granitóides fracionados do manto, com uma fração menor da população distribuindo-se pelo campo dos granitos de pré-colisão de placas. Esse duplo posicionamento confir-

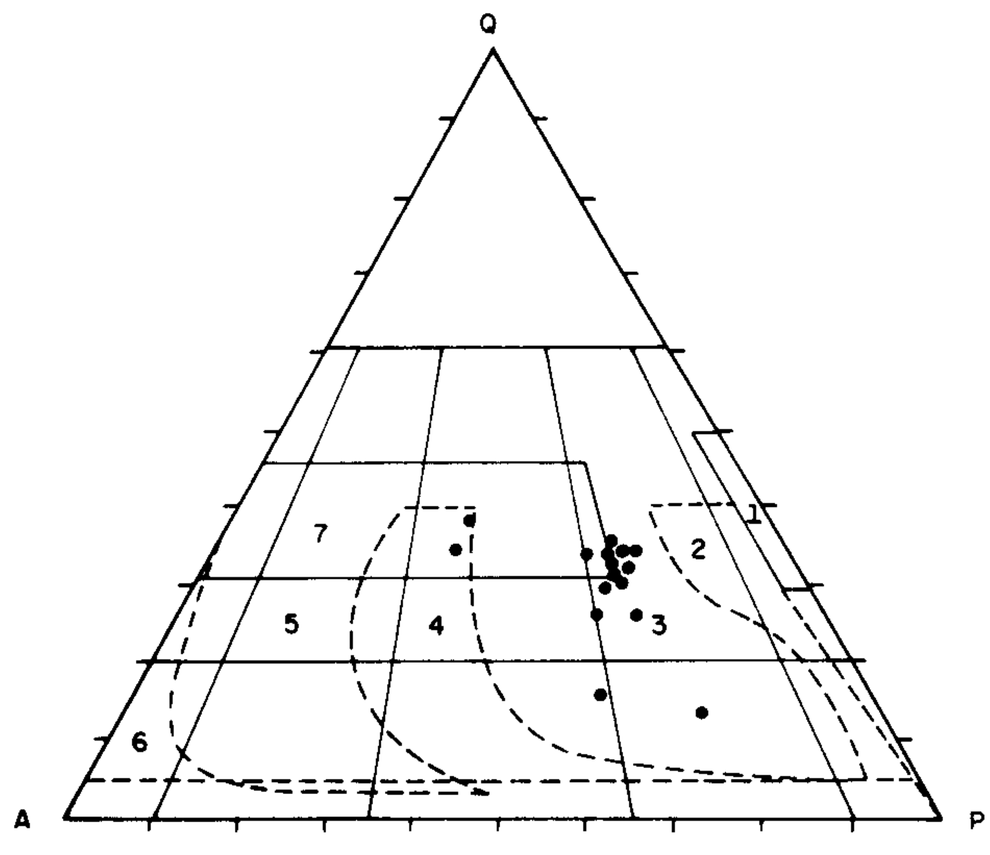


Figura II.2.45 – Diagrama classificatório QAP de Streckeisen (1976) com as amostras dos ortognaisses Cachoeiro plotadas segundo suas composições modais estimadas. As rochas classificam-se como granitóide rico em quartzo (1b); granito (3); granodiorito (4); tonalito-trondhjemito (5); quartzo-monzonito (8) e quartzo-monzodiorito - quartzo-monzogabro (9).

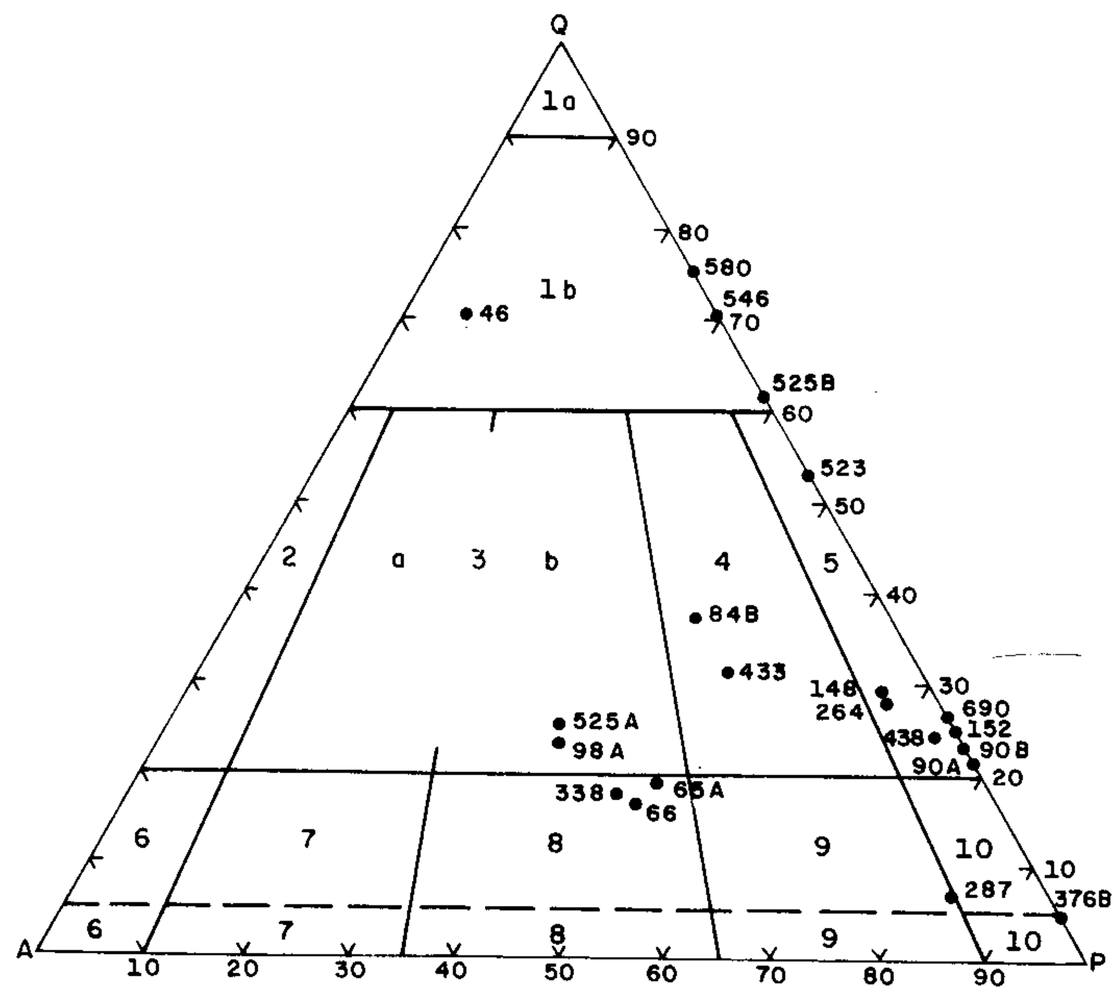


Figura II.2.46 – Diagrama QAP normativo CIPW, com os campos de diferenciação das séries magmáticas segundo Lameyre & Bowden (1982). (1) série toleítica; (2) série calcialcalina trondhjemítica, baixo K; (3) série calcialcalina granodiorítica, médio K; (4) série calcialcalina monzonítica, alto K; (5) granitóides aluminosos das províncias alcalinas; (6) série alcalina; (7) mobilizados crustais, aplicado às amostras dos ortognaisses Cachoeiro.

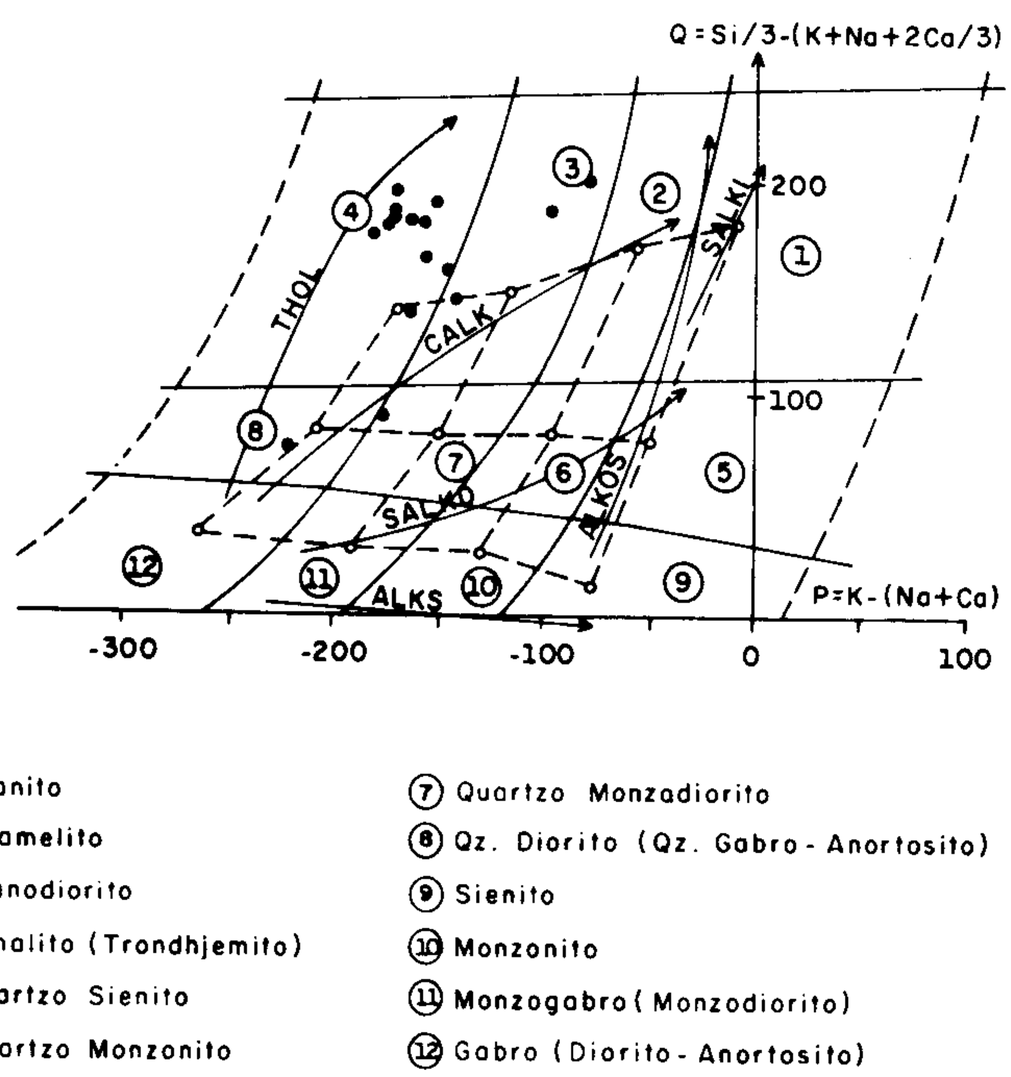


Figura II.2.47 – Diagrama binário classificatório P x Q de Debon & Le Fort (1983) com os campos dos granodioritos (3), tonalitos (4), quartzo-monzodioritos (7) e quartzo-dioritos (8), onde plotam-se as amostras dos ortognaisses Cachoeiro.

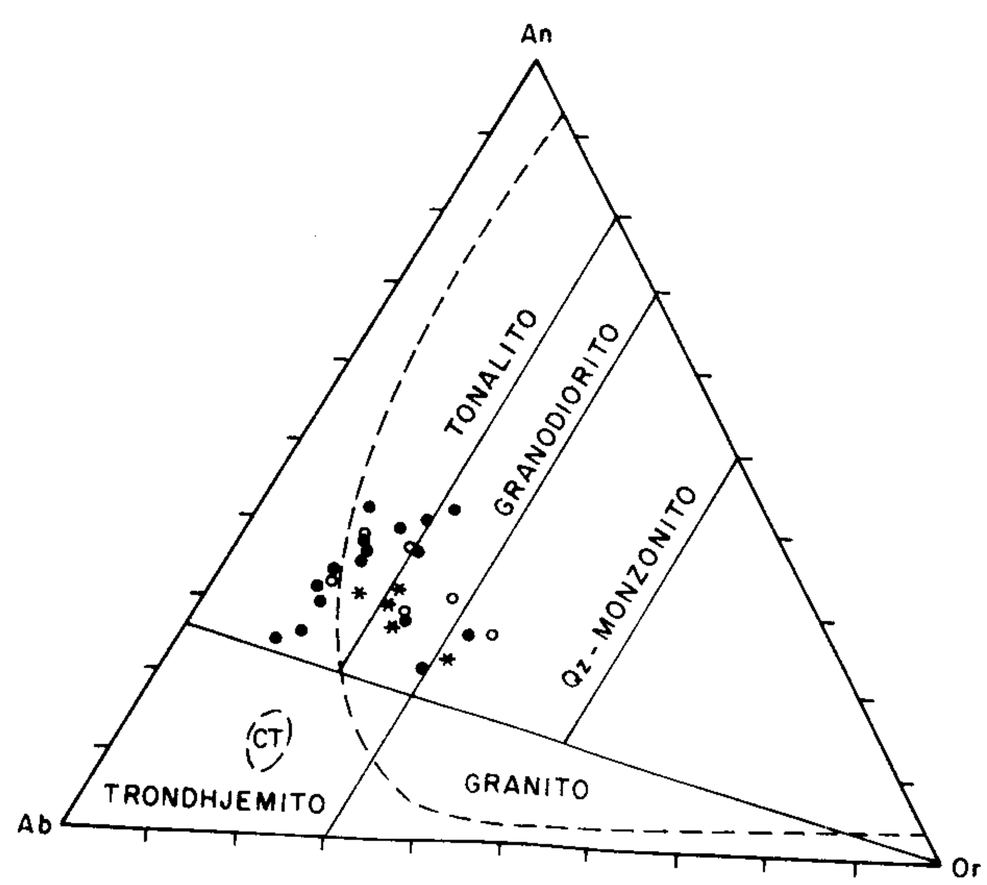


Figura II.2.48 – Diagrama de Coleman (1977) com campos classificatórios de O'Connor (1965) aplicado aos ortognaisses Cachoeiro ●, Muniz Freire ○ e Estrela ✱.

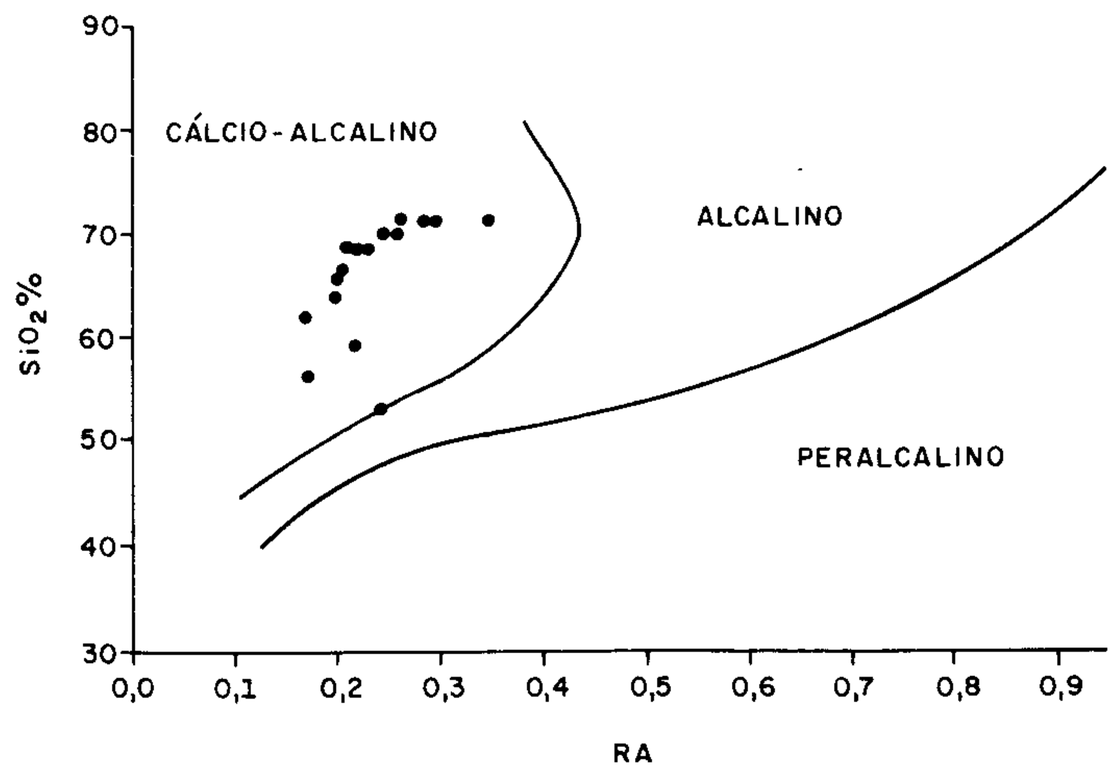


Figura II.2.49 – Diagrama de Wright (1969) que discrimina o caráter de calcialcalinidade. Todas as amostras dos ortognaisses Cachoeiro identificam-se como calcialcalinas.

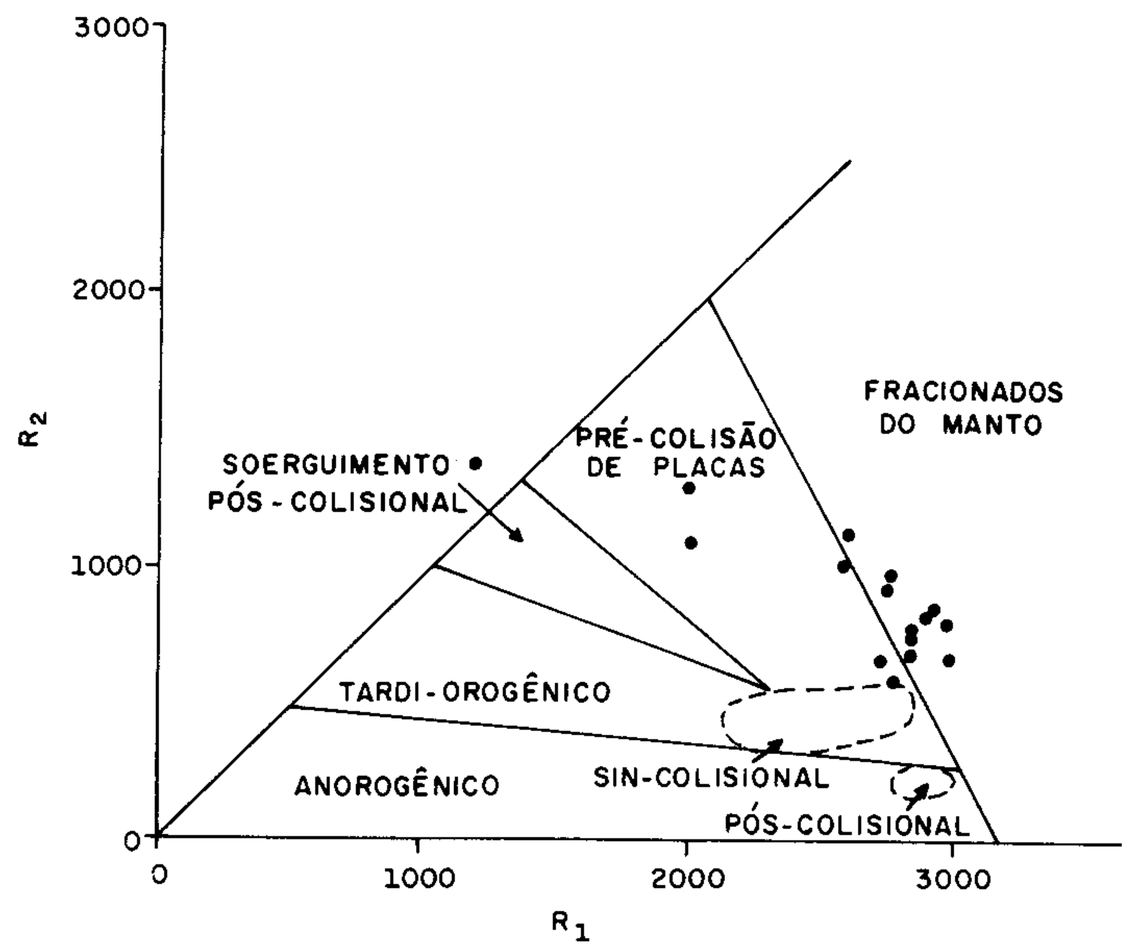


Figura II.2.50 – Diagrama de La Roche *et al.* (1980) R1 x R2 com os campos de posicionamento tectônico baseados em Pitcher (1982) e Harris *et al.* (1983). Os ortognaisses Cachoeiro identificam-se como fracionados do manto e como de pré-colisão de placas.

ma a hipótese de que aí estão envolvidos litótipos geneticamente diversos, incluídos numa mesma entidade.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Essa unidade, representada por 17 amostras, aqui é predominantemente tonalítica (10 amostras), mas contém em termos subordinados rochas de composição diorítica, granodiorítica e granítica distribuídas aleatoriamente no meio do corpo.

Os dados analíticos de TR e os parâmetros elaborados a partir deles, acrescidos a informações procedentes de análise de elementos-traço, óxidos e outros complementares estão reunidos na tabela II.2.8.

De acordo com a matriz de correlação (figura II.2.51) todas as amostras do grupo são muito semelhantes entre si, já que o menor coeficiente de correlação (0,603) ocorre apenas entre as amostras JS-580 e JS-152. Desta forma será feita uma análise global desse conjunto de amostras e, ao final, com base em análise estatística multivariada das terras-raras (análise de Cluster) serão considerados quatro agrupamentos específicos.

Na figura II.2.52 constam as curvas-padrão das TR normalizadas pelos valores dos condritos IC, de Evensen *et al.* (1978).

O conjunto de curvas tem uma acentuada inclinação para a direita, num padrão calcialcalino, evidenciando enriquecimento de TRL e depleção de TRP. Apesar dessa inclinação geral para a direita, nota-se uma forte heterogeneidade nos padrões das curvas, refletindo sobretudo a grande variedade dos componentes mineralógicos dos espécimes que integram esses ortognaises. Dessa forma, constata-se extraordinário enriquecimento de TR a nível de 490 na amostra JS-580 até um mínimo de 22 na amostra JS-152, embora sejam ambas de natureza tonalítica. O fracionamento das TRL é de modo geral mais marcante e homogêneo, pois, à exceção da amostra JS-580, todas as demais apresentam-se relativamente bem agrupadas e têm padrão de tendência paralelo. Já no ramo das TRP nota-se uma maior dispersão e entrecruzamento das curvas, porém é bem característico para todos o padrão *concave-upward*. A amostra JS-433 é a que apresenta o menor índice de fracionamento com a razão CeN/YbN igual a 2,33. Trata-se, provavelmente, de uma amostra com forte contribuição de material básico, dado seu percentual de hornblenda (10% peso) que lhe garante enriquecimento em TRP.

As anomalias de európio variam de um máximo negativo de 0,590 a valores que chegam a 1,294, sendo a maioria quase absoluta (15) com valores superiores à unidade ou que se aproximam de 0,7, além de apresentarem percentuais altos de CaO (acima de 2,5%).

As razões das séries de (Ce/Y)N são todas superiores a 1,5 e os teores de Sr também superiores a 260ppm. Apenas a amostra JS-690 tem a razão Yb/La igual a 0,152 e a JS-433 tem valor ainda maior, igual a 0,20. À exceção dessas duas amostras as demais seriam, segundo a concepção de Shen Jili & Jiayuan (1985) granitos de transição ou mantélicos.

De acordo com as razões (La/Yb)N, na sua grande maioria menores do que 20 (exceção das amostras JS-686, JS-84B, JS-523, JS-264, JS-546 e JS-580, bem como os valores de Yb, todos menores do que 8,5) é possível se atribuir idade arqueana a essas rochas, muito embora o

MATRIZ DE CORRELAÇÃO X NÚMERO DE AMOSTRAS

	JS-65A	JS-688	JS-84B	JS-148	JS-150	JS-152	JS-264	JS-287	JS-315	JS-433	JS-438	JS-523	JS-525A	JS-525B	JS-546	JS-580	JS-690
JS-65A	1,000	0,997	0,981	0,799	0,798	0,696	0,901	0,981	0,977	0,961	0,992	0,996	0,996	0,982	0,986	0,992	0,952
JS688		1,000	0,982	0,791	0,797	0,679	0,904	0,972	0,995	0,941	0,983	0,997	0,998	0,965	0,992	0,993	0,934
JS-84B			1,000	0,855	0,875	0,753	0,955	0,978	0,986	0,922	0,972	0,989	0,987	0,950	0,995	0,963	0,941
JS-148				1,00	0,987	0,981	0,938	0,896	0,838	0,824	0,850	0,830	0,830	0,832	0,832	0,729	0,900
JS-150					1,00	0,963	0,961	0,893	0,836	0,790	0,836	0,834	0,832	0,808	0,851	0,732	0,870
JS-152						1,000	0,873	0,820	0,736	0,741	0,758	0,725	0,726	0,742	0,729	0,603	0,822
JS-264							1,000	0,949	0,924	0,859	0,913	0,926	0,922	0,885	0,941	0,858	0,911
JS-287								1,000	0,987	0,958	0,989	0,984	0,984	0,975	0,980	0,945	0,966
JS-315									1,000	0,961	0,995	0,999	0,999	0,981	0,991	0,983	0,962
JS-433										1,000	0,983	0,950	0,950	0,955	0,920	0,929	0,981
JS-438											1,000	0,990	0,990	0,994	0,975	0,970	0,978
JS-523												1,000	0,999	0,973	0,994	0,985	0,951
JS-525A													1,000	0,972	0,994	0,984	0,950
JS-525B														1,000	0,950	0,955	0,982
JS-546															1,000	0,975	0,929
JS-580																1,000	0,912
JS-690																	1,000

Figura II.2.51 – Matriz de correlação dos ortognaisses Cachoeiro com base nos parâmetros de terras-raras da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

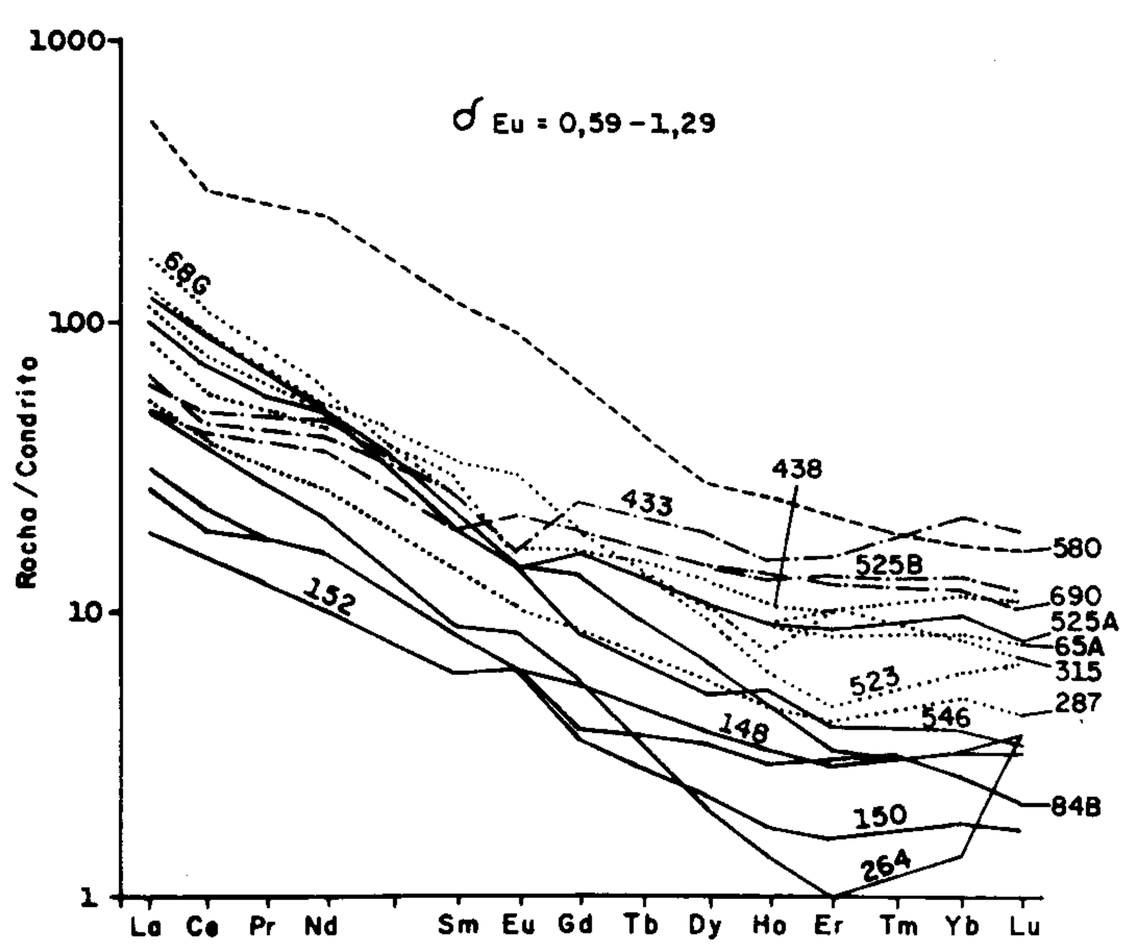


Figura II.2.52 – Curvas dos elementos de terras-raras dos ortognaisses Cachoeiro, normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, 1978). (.....) grupo 1; (——) grupo 2; (-·—) grupo 3; (- - -) grupo 4.

padrão das razões (La/Yb)N se assemelhe mais ao das rochas proterozóicas.

Os baixos valores de Y, confrontados com os percentuais de SiO_2, permitem classificar esse conjunto como rochas graníticas do tipo *I* depletadas em TRP e Y, à semelhança do Complexo Napier em Enderby Land, na plataforma da Antártida Oriental (Sheraton & Black, 1988), à exceção da variação de anomalias de európio tanto positivas quanto negativas. Há uma certa tendência dessas anomalias positivas de se relacionarem com os espécimes mais ricos em SiO_2, que, por sua vez, são mais empobrecidos em TR. Tal fato lembra os granulitos silicosos do Complexo Scomiano - gnaisses Lewisian. As amostras são de modo geral de anomalia negativa de európio, provavelmente pós-arqueanas e de alto nível crustal, enquanto aquelas de anomalias positivas de európio seriam de nível crustal mais profundo, como parecem confirmar os percentuais de CaO e os teores de Sr de tendência mais elevada, além do aumento da curvatura das TRP. Na verdade, o comportamento geral de nossas curvas se assemelha mais aos padrões dos tonalitos pós-arqueanos do cinturão magmático andino, ou seja, margem continental

ativa do tipo definido por Pitcher (1979). Esses granitóides correspondem aos granitos do tipo *MM*, mesmo aqueles com anomalia negativa que, na verdade, indicam eventualmente maior contribuição de material crustal.

Embora as amostras tenham sido descritas como grupo único, pode-se, em função da análise de agrupamento (*Cluster*), figura II.2.53, arranjá-las em quatro grupos específicos, separados fundamentalmente com base nos teores de Yb.

Grupo 1: Amostras: JS-65A, JS-68G, JS-315, JS-523, JS-438 e JS-287

Características:

a) Yb tem média de 1,195 com um mínimo de 0,710 e um máximo de 1,72. Trata-se de rochas depletadas em Yb na concepção de Arth (1979);

b) Inclinação moderada das curvas para a direita, dentro do padrão calcialcalino, ou seja, enriquecimento em TRL e depleção em TRP; razões CeN/YbN em torno de 10, variando 5 a 14;

c) Somatório de terras-raras baixo, em torno de 112, com um mínimo de 56 e um máximo de 154;

d) Os índices de diferenciação são em média iguais a 62 e os percentuais de SiO_2 são em média de 64, portanto caracterizando rocha granitóide intermediária, tipo diorito. Os percentuais de CaO variam de um máximo de 8,5 a um mínimo de 4,4, dando uma média de 5,9;

e) A média do Sr é de 400ppm e do Ba 500ppm;

f) As anomalias de európio são muito variadas, indo de 1,189 a 0,590. Não há correlação entre os valores dessas anomalias e os percentuais de SiO_2 ou os valores de ID;

g) O maior valor de anomalia negativa (0,590) corresponde aos maiores valores de SiO_2, ID e ao menor valor de CaO.

Grupo 2: Amostras: JS-84B, JS-546, JS-264, JS-148, JS-152, JS-150 e JS-525A

Características:

a) Yb apresenta média de 0,4 para seis amostras e valor anômalo de 1,40 para a amostra JS-525A. Na verdade essa amostra apresenta uma baixa similaridade com o grupo aqui analisado, já que o coeficiente de distância é de 1,11 entre ela e as demais amostras do grupo 2 no dendrograma da figura II.2.53. Esse grupo é, portanto, bem mais depletado em Yb do que o grupo anterior, fato que pode traduzir maior grau de fracionamento de minerais tipo hornblenda e granada no material residual;

b) Inclinação forte das curvas para a direita mostrando uma maior tendência de valores altos para as razões CeN/YbN (tabela II.2.8), que variam até 28 no máximo, indo a um mínimo de 5. As amostras desse grupo mostram as mais típicas feições *concave-upward*;

c) Os somatórios das TR tendem a ser caracteristicamente baixos, com quatro amostras dando um valor médio de 32 e três outras iguais a 114;

d) Nesse grupo estão concentrados os maiores valores de ID, com média de 73 e, correspondentemente, também os maiores percentuais de SiO_2, dando média de 71. Inversamente aos valores de ID e SiO_2, aparecem aqui, no presente grupo, os valores mais baixos de CaO, dando em média de 3%;

e) A média dos teores de Sr é de 370ppm, enquanto a do Ba é de 430ppm. Entretanto, separando os valores altos que aparecem em duas amostras (830 e 940ppm), a média de Ba cai para 310ppm;

f) As anomalias de európio são na maioria superiores à unidade, com valor máximo de 1,294. As duas amostras com valores negativos de európio (JS-148 e JS-525A) mantêm valores ainda característicos de granitos transicionais (respectivamente 0,893 e 0,719). Não há correlação clara entre os valores dessas anomalias e os percentuais de SiO_2. Os padrões de európio são compatíveis com os valores das razões Yb/La para granitos tipo mantélico, ou seja, valores abaixo de 0,15.

Grupo 3: Amostras: JS-433, JS-525B e JS-690

Características:

a) A média de Yb é a mais alta dentre os três grupos, chegando a 2,27. Caracteriza granitos ricos em Yb segundo Arth (1979);

b) Curvas com baixa inclinação, praticamente horizontais condríticas. Os mais baixos valores de CeN/YbN são aqui encontrados, dando uma média de 3,3. Aparecem as curvas em forma de disco, mais características de ambiente crustal. Os valores altos das razões Yb/La aqui agrupados são em média igual a 0,162;

c) O somatório médio de TR é igual a 77, intermediário entre os grupos anteriores;

d) Os valores de ID são variados e se distribuem entre um máximo de 77 e um mínimo de 48, com uma média de 60. Também é ampla a faixa dos percentuais de SiO_2 com um mínimo de 57, um máximo de 71,90 e uma média de 64. Da mesma forma são variáveis os percentuais de CaO com um máximo de 7,8, um mínimo de 3,4 e uma média de 6;

e) A média de Sr é igual a 360 ppm e a do Ba equivale a 420ppm, sendo portanto a razão Ba/Sr maior do que 1;

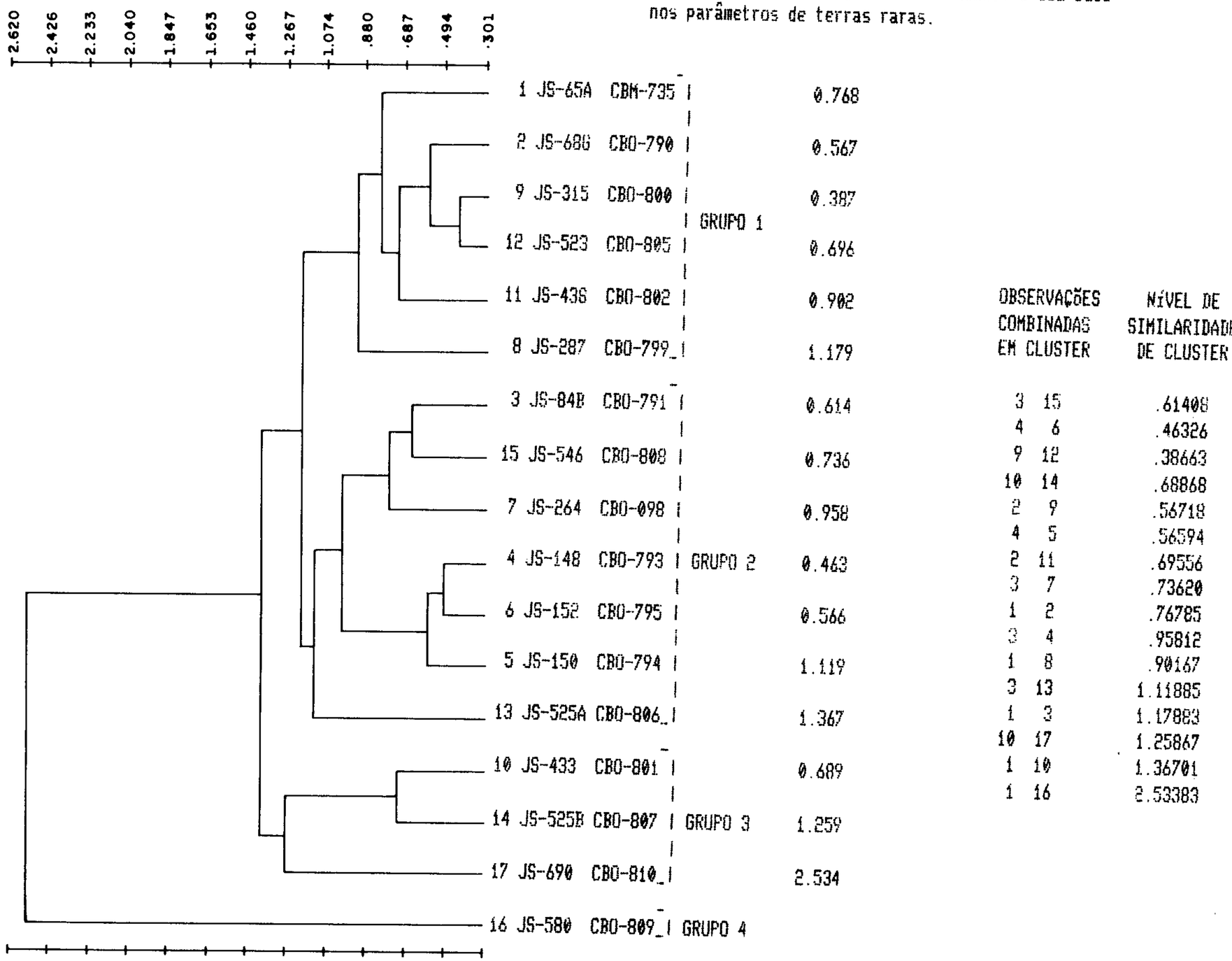
f) As anomalias de európio são variadas, abrangendo valores de 1,23 até 0,618, sem guardar qualquer relação com os percentuais de SiO_2. Apesar das anomalias positivas de európio, observam-se altos valores de Yb/La, até mesmo superiores a 0,15, como acontece com a amostra JS-690 (Yb/La = 0,152) que caracteriza um padrão algo mais crustal, aliás compatível com a curva disciforme.

Grupo 4: Amostra: JS-580

Características:

a) Valor de Yb igual a 2,48, portanto enriquecida nesse elemento segundo a concepção de Arth (1979);

Fig. II.2.53 - Dendrograma dos ortognaisses Cachoeiro com base nos parâmetros de terras raras.



OBSERVAÇÕES COMBINADAS EM CLUSTER		NÍVEL DE SIMILARIDADE DE CLUSTER
3	15	.61408
4	6	.46326
9	12	.38663
10	14	.68868
2	9	.56718
4	5	.56594
2	11	.69556
3	7	.73620
1	2	.76785
3	4	.95812
1	8	.90167
3	13	1.11885
1	3	1.17883
10	17	1.25867
1	10	1.36701
1	16	2.53383

Figura II.2.53 – Dendrograma dos ortognaisses Cachoeiro com base nos parâmetros de terras-raras.

b) Curva com forte inclinação para a direita, tendo forte destaque dos demais grupos na figura II.2.52 pelo seu altíssimo enriquecimento em TR total que atinge o valor de 459 graças ao extraordinário aporte de La e de Ce na amostra;

c) O teor percentual de SiO_2 é típico de rocha intermediária, bem como o ID. O CaO é igual a 5,2%;

d) A rocha é muito rica em Ba (780ppm) e relativamente rica em Sr (400ppm).

Finalmente, do ponto de vista metalogenético, a unidade, considerada a partir de seu protólito, granito do tipo *MS*, teria perspectivas para mineralizações de Au, Cu, Mo, Ag, Pb, Zn de acordo com a clássica associação metalogenética de granitos do tipo *I*, de Chappell & White (1974) ou os próprios granitos *MS* de Chaoqun (1985).

2.4.8 Ortognaisse Muniz Freire – Pγ1a

Esse conjunto litológico está localizado no quadrante NW da folha. Inicia-se nas imediações de Rive, estende-se para o norte, bordejando a parte oeste do Maciço Santa Angélica englobando as localidades de Anutiba e São Simão, tendo continuidade física na Folha Afonso Cláudio, passando por Muniz Freire e prolongando-se até as imediações de Afonso Cláudio (figura II.2.30).

Tem um formato alongado, com direção NNE-SSW, extensão aproximada, na folha, de 180km^2, caracterizando-se por um relevo alçado, com morros isolados, do tipo *pães de açúcar*, vales encaixados. O solo é areno-argiloso, castanho-amarronzado a castanho-amarelado.

O limite com os ortognaisses Estrela é transicional. O que se verifica é um aumento do tamanho dos blastos de feldspatos à medida que se aproxima aquela unidade. O contato com os gnaisses da unidade Pps9 é aproximado, conforme já descrito. Já na extremidade NW da folha, o contato com as rochas granulíticas do Complexo Juiz de Fora é feito pelo Lineamento de Guaçuí, caracterizado por expressiva zona de cisalhamento, onde critérios de campo indicam um movimento transcorrente dextral com componente contracional (*transpurrão*). Essa relação é melhor caracterizada na Folha Afonso Cláudio.

A unidade, juntamente com os ortognaisses Estrela e Santa Helena, compõe uma dorsal granítica que se estende desde as vizinhanças de Afonso Cláudio, evoluindo para sul, até as imediações de Rive e Jerônimo Monteiro.

Macroscopicamente essas rochas têm um aspecto granítico, leuco a mesocrático, de tonalidade cinza-clara a cinza-escura, granulação média a grosseira, algumas vezes porfiroblásticas, com foliação pouco desenvolvida proporcionada pela disposição planar da biotita e anfibólio. Onde o gnaisse está mais tectonizado pode desenvolver uma foliação regular de espessura centimétrica, de bandas dominantemente biotíticas e contato difuso com os gnaisses predominantes. As rochas são constituídas essencialmente de quartzo, microclina, plagioclásio e biotita. O anfibólio, quando presente, está associado à biotita e a granada às vezes aparece como mineral varietal. Esta é de cor vermelha, apresentando-se em pequenos cristais arredondados disseminados na rocha. Localmente podem ser encontrados material granítico injetado e, também, veios pegmatóides.

Ao microscópio as rochas apresentam uma textura granonematoblástica e granoblástica; são constituídas de microclina, podendo conter até 40%, plagioclásio entre 25% e 70%, quartzo de 5% a 20%, biotita de 10% a 15% e anfibólio entre 5% e 20%. Além desses minerais, podem ainda ser encontrados em menores proporções: granada, zircão, allanita, titanita, opacos e minerais de alteração, tais como sericita, muscovita, clorita e carbonato.

A microclina apresenta-se geralmente como agregados granoblásticos poligonais, e os megacristais evidenciam duas gerações. O plagioclásio é normalmente oligoclásio. O quartzo é xenoblástico. A biotita está presente em palhetas bem desenvolvidas e associadas à hornblenda.

No diagrama de Streckeisen (1976) as rochas dessa unidade são dominantemente graníticas, podendo entretanto encontrar rochas no campo dos quartzo-monzonitos, granitos, granodioritos e tonalitos.

A fácies metamórfica é anfibolito e a associação mineral é dada por plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo.

Essa unidade apresenta uma foliação com mergulho de baixo ângulo bem conspícua, sendo que na zona de cisalhamento e próximo ao Maciço Santa Angélica observa-se uma foliação com mergulhos de alto ângulo. Bordejando o maciço as foliações se amoldam ao mesmo, com os mergulhos direcionados para dentro do corpo granítico.

2.4.9 Litoquímica dos Ortognaisses Muniz Freire

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Seis amostras dessa unidade foram analisadas para óxidos maiores, elementos-traço e elementos terras-raras. Os resultados foram tratados através do PROGRAMA GEOQUANT versão 3.0 da CPRM.

No dendrograma da figura II.2.4, já apresentado quando do estudo petrogenético dos ortognaisses Cachoeiro, essas amostras apresentam-se dispersas aproximadamente entre as amostras daquela unidade.

Através da função discriminante DF de Shaw, 1972 (tabela II.2.9) e do gráfico da figura II.2.54, idealizado por Garrels & Mackenzie, 1971, fica sugerido o caráter ortoderivado dessas rochas. Porém, a presença de coríndon normativo e a peraluminosidade de duas amostras (figura II.2.55) sugerem duas populações distintas: uma, mais numerosa, ortoderivada e outra, menor, paraderivada. Nesse aspecto, esses gnaisses são similares aos ortognaisses Cachoeiro.

A composição petrográfica modal estimada de 16

Tabela II.2.9 – Parâmetros petroquímicos dos ortognaisses Muniz Freire, da Folha Cachoeiro de Itapemirim

	La	Ce	δEu	Yb/La	ΣTR	(Ce/Yb)N	ΣTRL	ΣTRP	TRL/TRP	(La/Sm)N	Yb	Yb	SiO2	CaO	Al2O3	TiO2	(Na2O+K2O)	Sr	Ba	DF
JS-168A	36,00	66,30	1,040	0,028	147,70	17,16	137,10	9,00	15,233	4,276	11,0	1,00	69,5	4,1	15,0	0,46	5,9	390	820	1,684
JS-169A	15,50	32,50	0,797	0,110	81,570	4,948	69,50	11,07	6,278	2,380	10,0	1,70	64,6	5,9	15,6	0,53	4,8	420	550	1,810
JS-200	93,00	153,40	0,733	0,019	348,050	22,057	327,590	18,180	18,019	5,679	47,0	1,80	61,8	5,2	18,5	0,85	5,5	600	1250	2,987
JS-201	91,600	166,30	0,858	0,025	356,500	18,714	335,10	18,700	17,920	5,149	26,0	2,30	63,8	5,1	16,3	0,92	6,5	490	1600	3,866
JS-458	226,20	360,80	0,460	0,005	768,86	89,79	749,86	16,510	45,419	6,575	66,0	1,04	61,9	4,3	15,9	0,85	7,1	990	1660	1,818
JS-511A	8,930	15,910	0,918	0,041	36,550	11,129	35,130	2,980	11,789	3,492	13,0	0,37	69,9	3,9	16,9	0,34	5,0	490	310	2,466

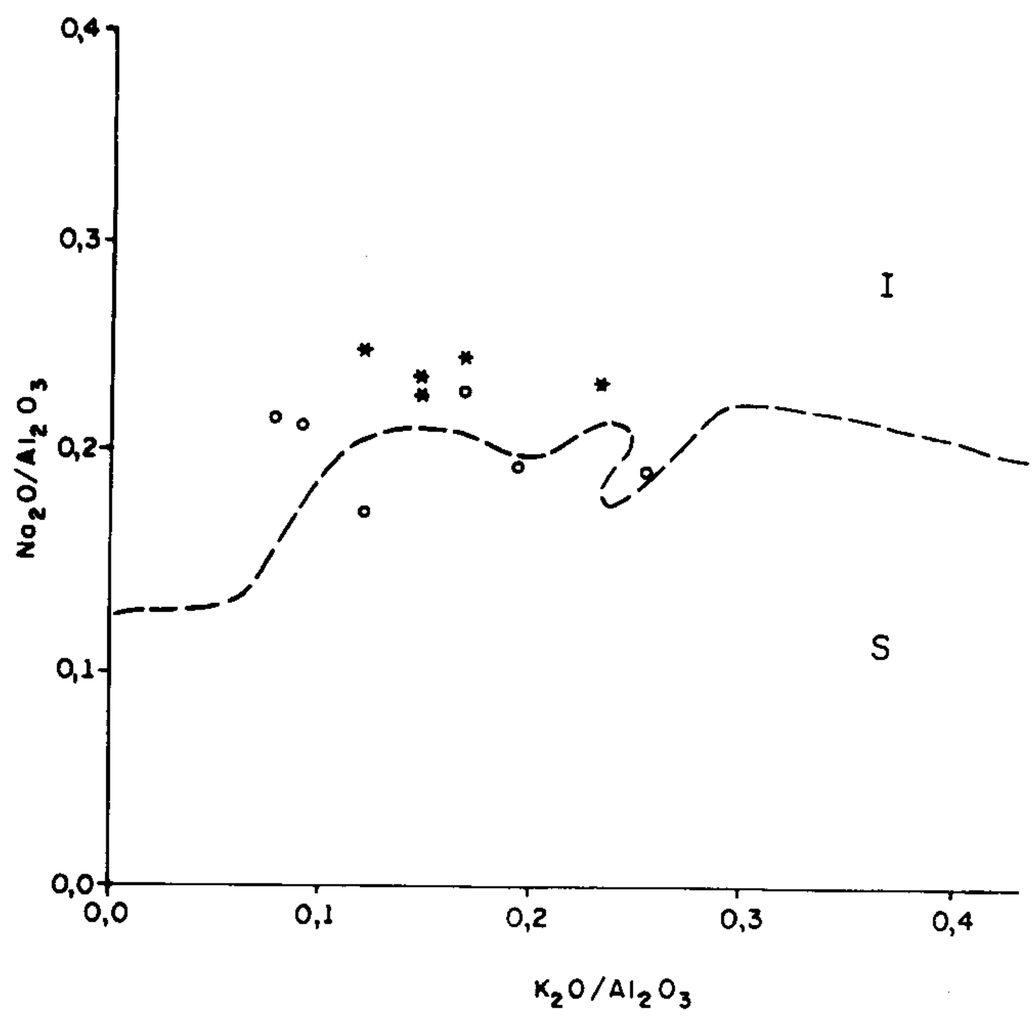


Figura II.2.54 – Diagrama de Garrels & Mackenzie (1971) que discrimina as rochas ortoderivadas das paraderivadas através das razões K_2O/Al_2O_3 x Na_2O/Al_2O_3. Na figura estão representadas duas unidades: ortognaisses Muniz Freire (o) e ortognaisses Estrela (*).

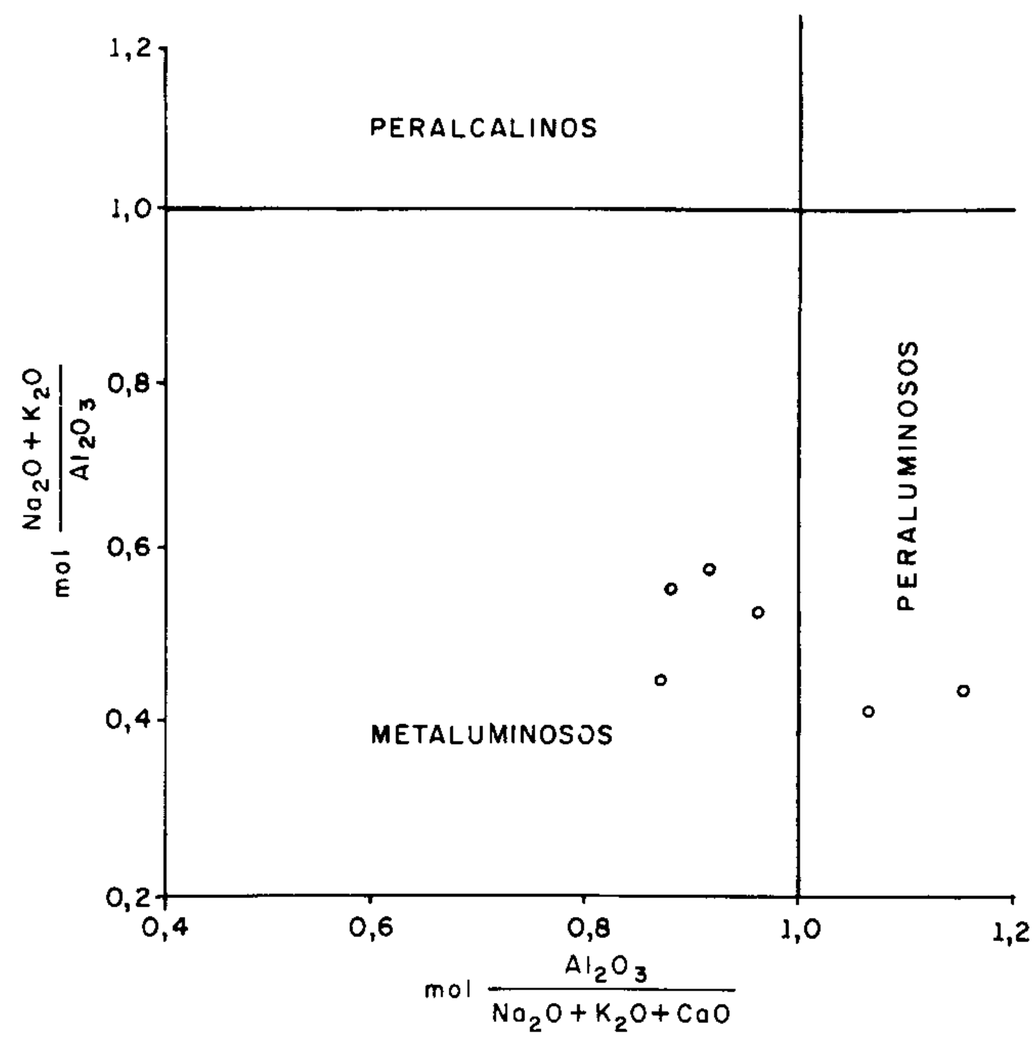


Figura II.2.55 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que identifica a aluminosidade de rochas granitóides através das razões molares $Na_2O/(K_2O + Al_2O_3)$ e $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$. Este parâmetro identifica duas populações nos ortognaisses Muniz Freire.

lâminas é apresentada no diagrama QAP, com os campos de Streckeisen, 1976 (figura II.2.56): a maior parte identifica-se como granitos, quatro lâminas como quartzo-monzonitos, três como trondhjemitos e uma como granodiorito.

As seis amostras analisadas quimicamente mostram também uma grande dispersão composicional no diagrama QAP normativo tipo CIPW (figura II.2.57): granito, granodiorito, tonalito e quartzo-sienito. Nos campos das séries de diferenciação magmática, idealizados por Lameyre & Bowden, 1982, quatro amostras se discriminam na série calcialcalina granodiorítica (médio K), uma série toleítica e uma entre os granitóides aluminosos das províncias alcalinas (mesma figura anterior).

Através dos parâmetros P x Q de Debon & Le Fort, 1983, plotados em diagrama binário de classificação, as mesmas amostras identificam-se como tonalito, granodiorito e quartzo-monzonito (figura II.2.58). Por se tratar de parâmetros mais elaborados, onde P = K - (Na + Ca) e Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3), sendo os elementos dados por suas razões atômicas, essa deve constituir uma classificação mais precisa.

O caráter calcialcalino das mesmas amostras fica bem evidenciado no diagrama de Wright, 1969 (figura II.2.59).

Caracterizada a maior parte das amostras como ortoderivadas, foi utilizado o diagrama ternário de Takahashi et al., 1980 (figura II.2.60), que discrimina os granitóides tipo S dentro da conceituação de Chappel & White, 1974. Essa unidade identifica-se como do tipo I.

O posicionamento e a ambiência tectônica podem ser visualizados nos diagramas das figuras II.2.61 e II.2.37. No

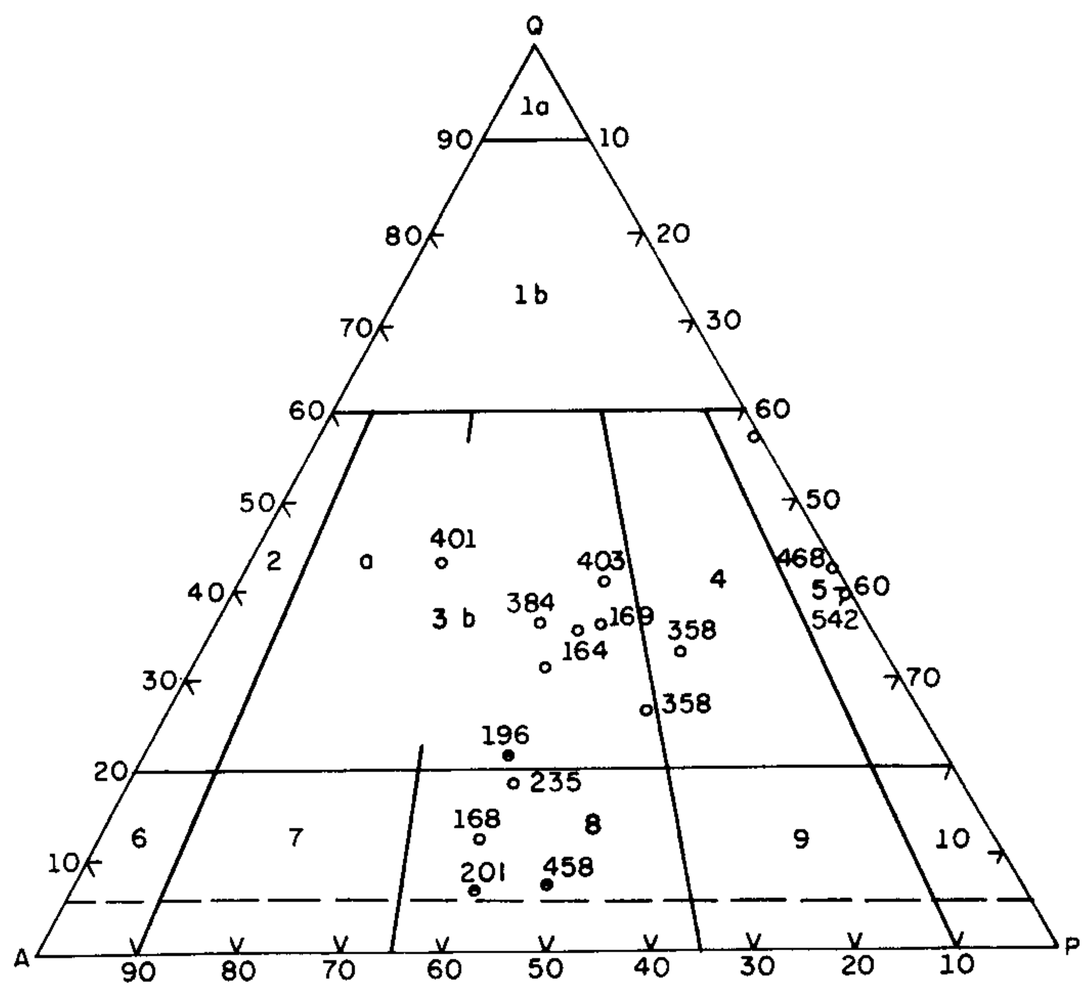


Figura II.2.56 – Diagrama ternário QAP de Streckeisen (1976) com as composições modais estimadas de 16 lâminas petrográficas dos ortognaisses Muniz Freire. As rochas classificam-se como granito (3), quartzo-monzonito (8), granodiorito (4) e tonalito-trondhjemito (5).

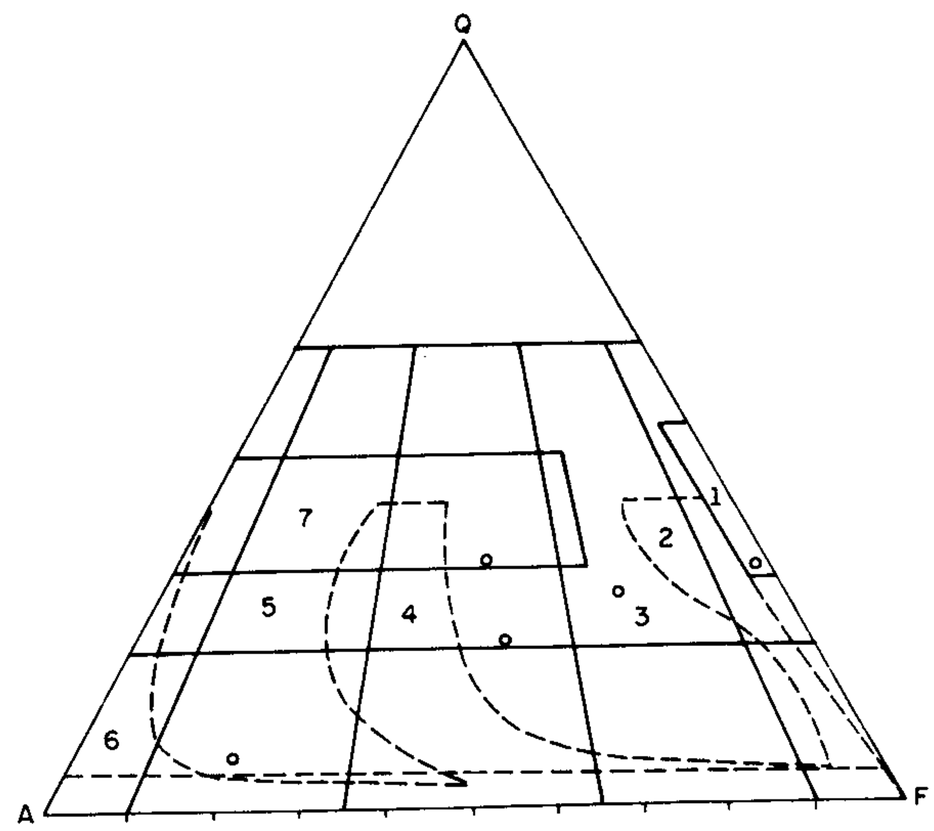


Figura II.2.57 – Diagrama QAP, normativo CIPW, com os campos das séries de diferenciação idealizados por Lameyre & Bowden (1982) aplicado aos ortognaisses Muniz Freire. (1) toleítos; (2) calcialcalino-trondhjemítico, baixo K; (3) calcialcalino-granodiorítico, médio K; (4) calcialcalino-monzonítico, alto K; (5) granitóides aluminosos de províncias alcalinas; (6) alcalinas e peralcalinas; (7) granito de fusão crustal.

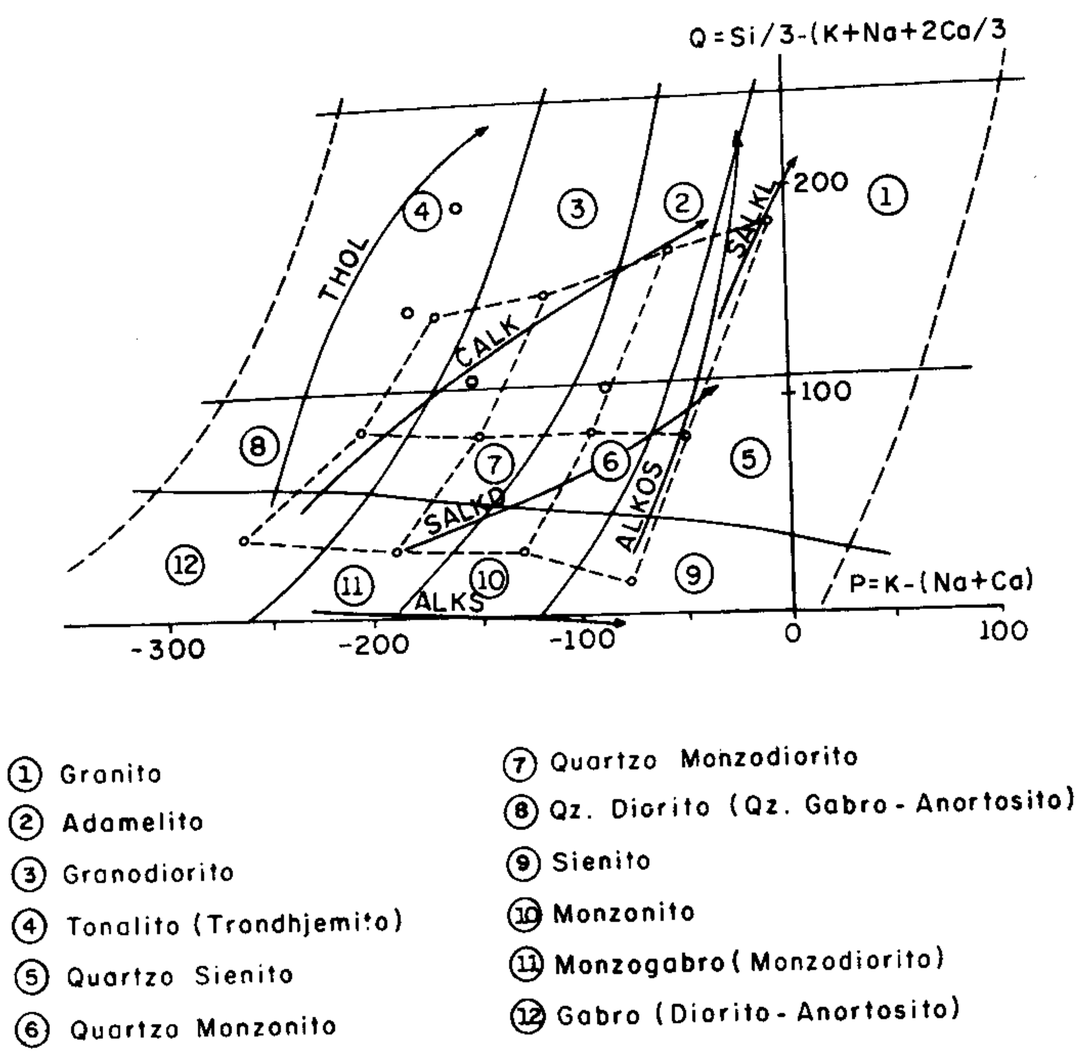


Figura II.2.58 – Diagrama binário de classificação petrográfica químico-mineralógica, P x Q, de Debon & Le Fort (1983). Os ortognaisses Muniz Freire classificam-se como granodiorito (3), tonalito (4) e quartzo-monzonito (6).

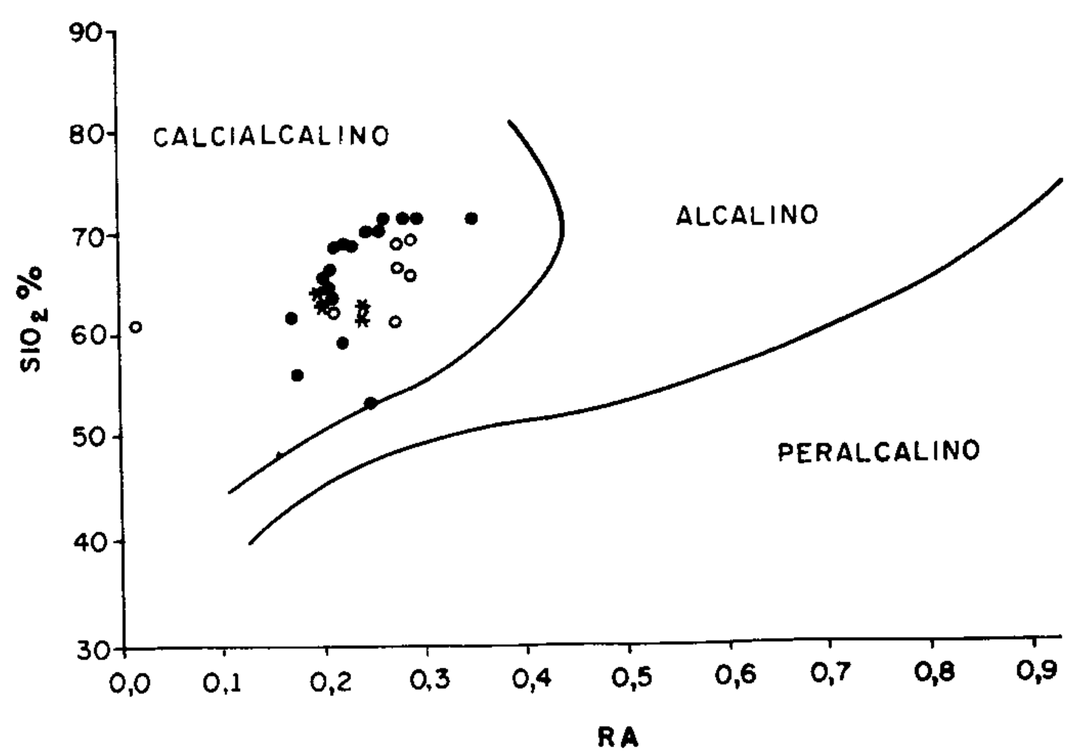


Figura II.2.59 – Diagrama binário de Wright (1969) idealizado para discriminar a alcalinidade de rochas graníticas. Os parâmetros discriminantes são RA e SiO_2. As populações registradas são os ortognaisses Cachoeiro (•), os ortognaisses Muniz Freire (o) e os ortognaisses Estrela (*).

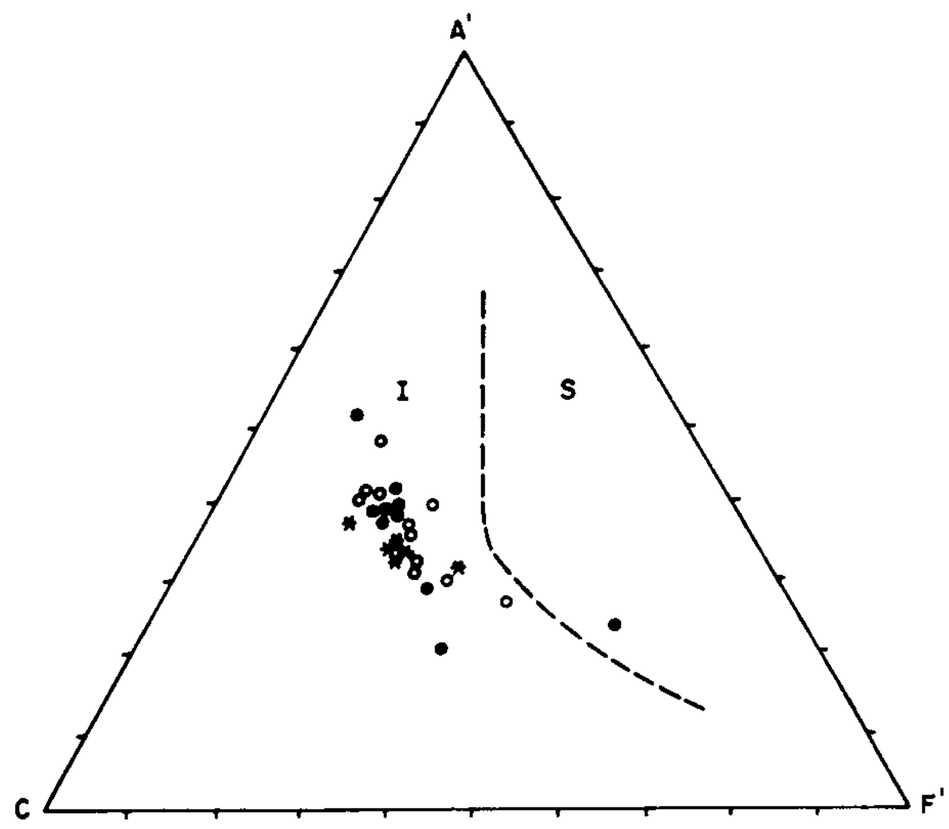


Figura II.2.60 – Diagrama de Takahashi (1980) que discrimina os granitóides tipo *I* dos granitóides tipo *S*. Ortognaisses Cachoeiro (•), ortognaisses Muniz Freire (o), ortognaisses Estrela (*).

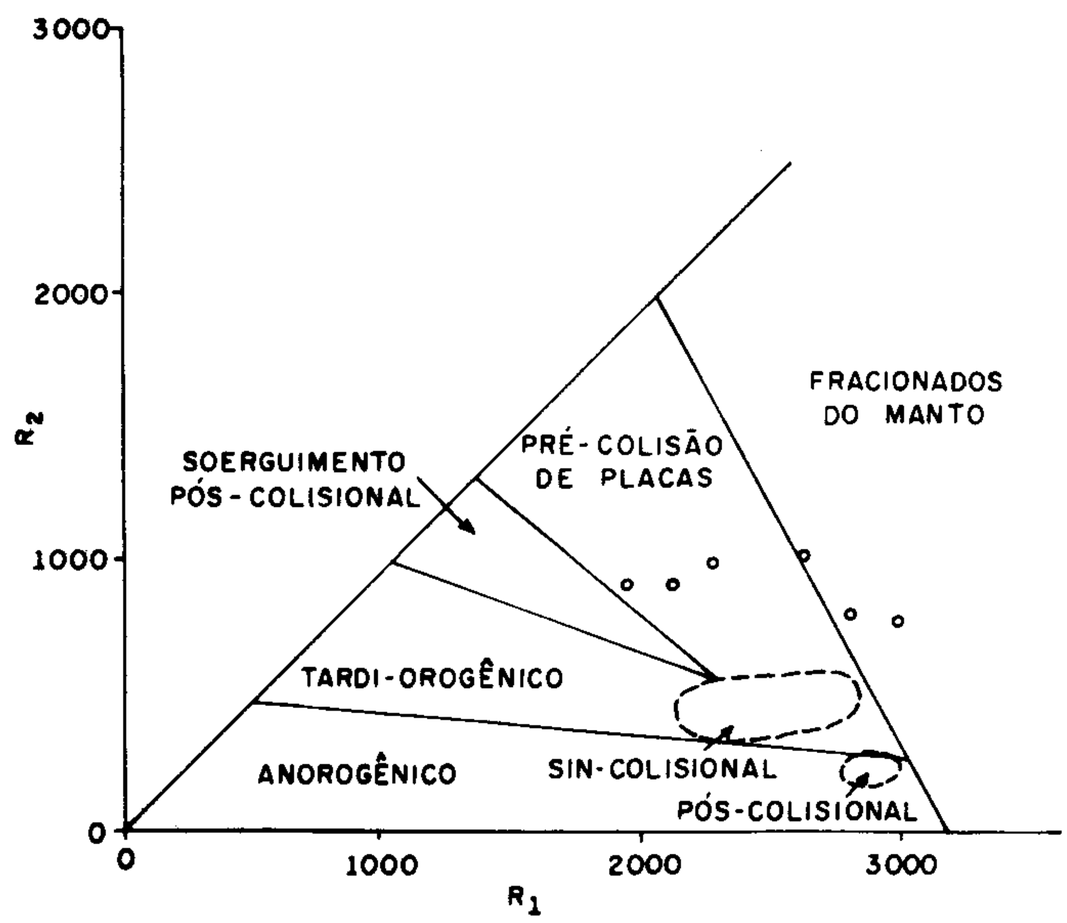


Figura II.2.61 – Diagrama de variação multicatiônica de La Roche *et al.* (1980). Os campos de posicionamento tectônico são baseados em Pitcher (1982) e Harris *et al.*, (1983). Os ortognaisses Muniz Freire aparecem como fracionados do manto e como granitóides de posicionamento pré-colisão de placas.

primeiro, devido a La Roche *et al.*, 1980, os litótipos identificam-se como granitóides fracionados do manto e como granitóides de pré-colisão de placas. No segundo, devido a Pearce *et al.*, 1984, caracterizam-se como granitóides gerados em arcos vulcânicos e como gerados em interior de placas.

Enfim, considerando-se a necessidade de uma orientação metalogenética, foram utilizados os critérios identificados por Chaoqun, 1985, que permitem distribuir os granitóides em quatro grupos distintos. Desses critérios, o mais discriminante, em termos de óxidos maiores, é a razão molar $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$. Os granitóides que apresentam essa razão maior ou igual a 1,03 identificam-se como de refusão crustal e, pela aluminosidade elevada e presença de coríndon normativo, podem caracterizar-se como granitóides tipo *S* na conceituação de Chappel & White, 1974. Aqueles que apresentam essa mesma razão menor que 1,03 são os granitóides de fonte mista, refusão de crosta oceânica e dos sedimentos que a sobrepõem juntamente com porções do manto superior com predomínio deste. Na conceituação de Chappel & White, 1974, são tipo *I* ou *S*, em menor proporção.

Os granitóides que apresentam a razão molar entre 1,03 e 1,09 são evoluídos a partir de processos metamórficos e metassomáticos e constituem as de paragênese aluminosa conspícua. Podem correlacionar-se tanto com o tipo *I*, quanto com o tipo *S* de Chappel & White, 1974.

Aqueles diferenciados diretamente do manto apresentam essa razão molar sempre muito próxima de 0,99 e são identificados como tipo *A* de Loiselle & Wones, 1979, *in* Pitcher, 1983.

Com base na referida razão molar os granitóides que constituem o gnaisse Muniz Freire seriam do tipo fonte mista *(MS)* para a maioria das amostras e tipo metamórfico-metassomático *(MM)* ou de refusão crustal *(RC)* para as duas amostras peraluminosas.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Do ponto de vista geral todo o conjunto caracteristicamente acha-se enriquecido em TRL, porém numa faixa relativamente ampla, compreendendo um mínimo da amostra JS-169A (Ce/Yb)N = 4,9 até um máximo da amostra JS-458, com (Ce/Yb)N = 89,7. Trata-se, na verdade, de três grupos de rochas os quais podem ser distinguidos pelos seus padrões de enriquecimento. As curvas-padrão e os dados analíticos estão na figura II.2.62 e tabela II.2.9 respectivamente.

O grupo 1 compreende quatro amostras (JS-200, JS-201, JS-168A e JS-511) dispostas paralelamente entre si e com moderada inclinação para a direita, num padrão calcial-calino, com enriquecimento de TRL e fracionamento geral da TRP refletido pela variação das razões (Ce/Yb)N que se dispõem entre 11,1 e 22,0. Há entre elas uma forte variação no somatório de TR, compreendendo valores de 38,550 na amostra mais ácida (JS-511A; SiO_2 = 69,9%), passando a 147,70 na amostra JS-168A ligeiramente menos ácida (SiO_2 = 69,5%) e enriquecendo-se a valores de 348 e 356 respectivamente nas amostras JS-200 (SiO_2 = 61,8%) e JS-201 (SiO_2 = 63,8%). As anomalias de európio (Eu/Eu*) neste grupo vão desde valores ligeiramente su-

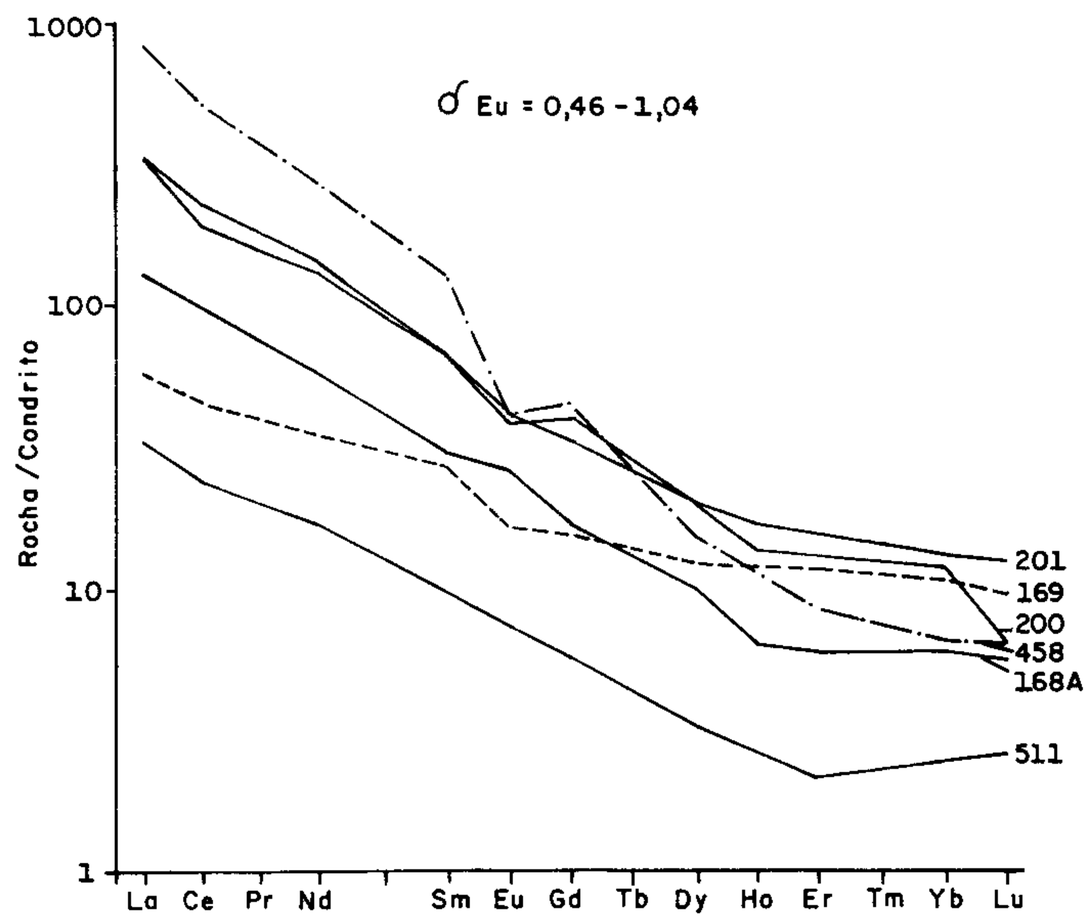


Figura II.2.62 – Curvas dos elementos de terras-raras dos ortognaisses Muniz Freire normalizados em relação aos condritos (segundo Eversen *et al*, 1978). (——) grupo 1; (–·–·–) grupo 2; (– – – –) grupo 3.

periores à unidade (1,040), na amostra JS-168A, até valor medianamente alto como 0,733 na amostra JS-200, por sinal a menos ácida do grupo. Observa-se que há uma correlação negativa entre os teores de Sr e os valores de Eu/Eu*, já que a amostra JS-168A com o menor valor de Sr (390ppm) apresenta o maior valor de anomalia de Eu (1,040), justamente em oposição à amostra JS-200 portadora do maior teor de Sr (600ppm) e o menor valor absoluto de Eu/Eu* (maior anomalia, igual a 0,733). Vale lembrar que esta situação é o inverso do que Tarney *et al.* (1979) constataram ao aplicar o conceito de cristalização fracionada de rocha basáltica para gerar tonalito/trondhjemito. Tratando-se por fim de rochas ricas em CaO, Al_2O_3, Ba e Sr é mais provável que se trate de granitóides gerados por fusão parcial de basaltos toleíticos metamorfizados anteriormente a anfibolitos ou eclogitos, gerando resíduo com concentração de granada, responsável pela depleção dos TRP nas curvas do grupo (Arth, 1979).

Os altos valores de Al_2O_3 aliados aos baixos valores de TRP e anomalias de Eu variando de positiva a medianamente negativa, indicam tratar-se de rochas geradas em ambiente de margem continental. Os altos valores de Sr e CaO indicam granitos do tipo *I*, semelhantes a granito tipo *MS-MM* de Chaoqun formados a profundidades intermediárias na crosta.

A amostra JS-458 constitui um grupo isolado, em função do seu padrão de TR. É a mais enriquecida em terras-raras da unidade (ΣTR-769), além de possuir a maior anomalia de európio (Eu/Eu* = 0,460), o maior índice de depleção em TRP (CeN/YbN = 90, em número redondo) e maior índice de enriquecimento em TRL (LaN/SmN = 6,5). Possui baixa sílica (SiO_2 = 61,90%), porém alto Al_2O_3 (15,9%), CaO (4,3%) e altíssimos teores de Y, Sr e Ba. Todas essas características, tanto a nível de terras-raras quanto de óxidos e de elementos-traço, permitem identificar nessa rocha padrão petroquímico de granito tipo *I* gerado por fusão parcial de rocha basáltica. Os padrões de somatório de álcalis (Na_2O + K_2O superior a 7) junto com o forte enriquecimento de TRL e alta razão CeN/YbN dão a essa rocha um padrão tipicamente shoshonítico, conforme visualizado por Nardi (1987) e Cullers & Graf (*in*: Henderson, cp. 7, 1984, p. 238 e 255). O padrão dessa curva com alto (Ce/Yb)N reflete ambiência geotectônica tipo crosta continental espessa ou arco magmático de grande maturidade, sendo que no primeiro ambiente ter-se-iam granitos do tipo *MD-rift*, de Chaoqun (1985), muito embora o padrão da nossa curva não apresente o enriquecimento de TRP desses granitos, conforme o autor chinês apresenta em seu trabalho.

Por fim, tem-se a amostra JS-169A com a mais baixa razão CeN/YbN (5,0), moderada anomalia negativa de európio (Eu/Eu* = 0,79), somatório de TR relativamente baixo, sílica no valor de rocha intermediária (SiO_2 = 64,6%), CaO alto (5,9%) e Al_2O_3 relativamente alto (15,6%). As TRP praticamente aparecem sem fracionamento, além de se disporem num patamar acima de 10 x condrito de Evensen *et al.*, 1978. As percentagens de Ba e Sr são tipicamente elevadas, e junto com as demais características indicam tratar-se de rocha da série calcialcalina, lembrando os padrões dos gnaisses Amêtsoq, da Groenlândia Ocidental. Tais rochas, segundo O'Nions & Pankhurst (1974), teriam sua petrogênese ligada à fusão parcial de rocha básica e intermediária com alta proporção modal de granada, gerando-se o processo em ambiente de subducção, ou seja, margem continental ativa. O padrão da curva de TR lembra aquele dos granitóides do tipo *MC* (mistura manto-crosta) de Liren (1985) formados em zona de subducção sob grande *stress* compressional e presença de água, responsável pela presença maciça de biotita e anfibólio, com TiO_2 menos do que 1% (0,53%). Granitos deste tipo são ricos em Au, Cu, Zn.

2.4.10 Ortognaisse tipo Virgínia Velha – Pγ1b

A maior extensão dessa unidade encontra-se na Folha Piúma, onde foi caracterizado. Na Folha Cachoeiro de Itapemirim ele aflora em duas pequenas exposições na extremidade oriental, a sul de Boa Esperança.

As rochas são de tonalidade acinzentada a esbranquiçada, de granulação média a grosseira, constituída por quartzo, plagioclásio, biotita e anfibólio. No geral mostram-se foliadas. O contato com as rochas do Complexo Paraíba do Sul é definido e foi traçado levando-se em consideração o contraste geomorfológico.

Estudos microscópicos realizados na Folha Piúma mostraram que essas rochas são de composição tonalítica,

com variações para quartzo-diorítica, granodiorítica e granítica. A textura é granoblástica a granolepidoblástica, localmente hipidiomórfica granular preservada. Como componentes essenciais tem-se plagioclásio, quartzo, biotita, hornblenda, K-feldspato e, localmente, granada.

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

2.5 Intrusivas Ácidas, Intermediárias e Básicas Tardi a Pós-Transcorrentes

2.5.1 Maciço Santa Angélica

Um dos primeiros autores a constatar a presença de corpos graníticos no Espírito Santo foi Lamego (1949). Posteriormente, Liandrat (1972) também fez citações sobre os corpos graníticos sem, contudo, individualizá-los. Coube a Silva & Ferrari (1976) individualizar e descrever inúmeros desses corpos de formato aproximadamente circular, de composição ácida a básica. Posteriormente, Machado Filho *et al.* (1983) fizeram uma separação desses maciços, denominando "Suíte Intrusiva Santa Angélica" os maciços de composição ácida até básica que incluem rochas intermediárias a alcalinas, e "Suíte Intrusiva Espírito Santo" os corpos de composição granítica a granodiorítica.

Mais recentemente, a Universidade Federal do Rio de Janeiro, em convênio com a Universidade de Munique, passou a desenvolver trabalhos específicos sobre os maciços intrusivos do sul do Espírito Santo, coordenados por Cristina Maria Wiedemann. Na presente folha foram efetuados trabalhos de detalhe em dois maciços: Castelo, com tese de doutoramento de Horn (1986) e graduação de Weinberg (1986); e Santa Angélica, estudado por Bayer *et al.* (1986) e Wiedemann *et al.* (1986). O mapeamento desses dois maciços foi compilado dos trabalhos acima citados, com algumas modificações.

Na presente folha, encontra-se mais um corpo intrusivo similar aos Santa Angélica e Castelo, denominado Alto Chapéu e, portanto, correlacionável a estes.

Dados mais recentes sobre a idade dos plútons desta suíte foram obtidos por Soellner *et al.* (1987), datando zircões do allanita-granito do maciço Santa Angélica, pelo método U/Pb, obtendo para o mesmo a idade de 513±8 m.a.

A denominação de Maciço Santa Angélica foi dada por Silva & Ferrari (1976), durante a execução do Projeto Espírito Santo desenvolvido pelo Convênio DNPM/CRPM.

Este corpo intrusivo, localizado no quadrante NW da folha entre as localidades de Rive, a sul, Burarama, a leste e Anutiba, a norte (figura II.2.63), possui um formato aproximadamente ovalado, com seu eixo maior na direção NE-SW e extensão aproximada de 200km^2. O relevo é bastante acidentado, com altitudes oscilando entre 300m, nas partes mais arrasadas, e 1.300m nas mais elevadas.

Os contatos com as rochas ao redor são bruscos, sendo que as rochas encaixants possuem foliações subverticais e

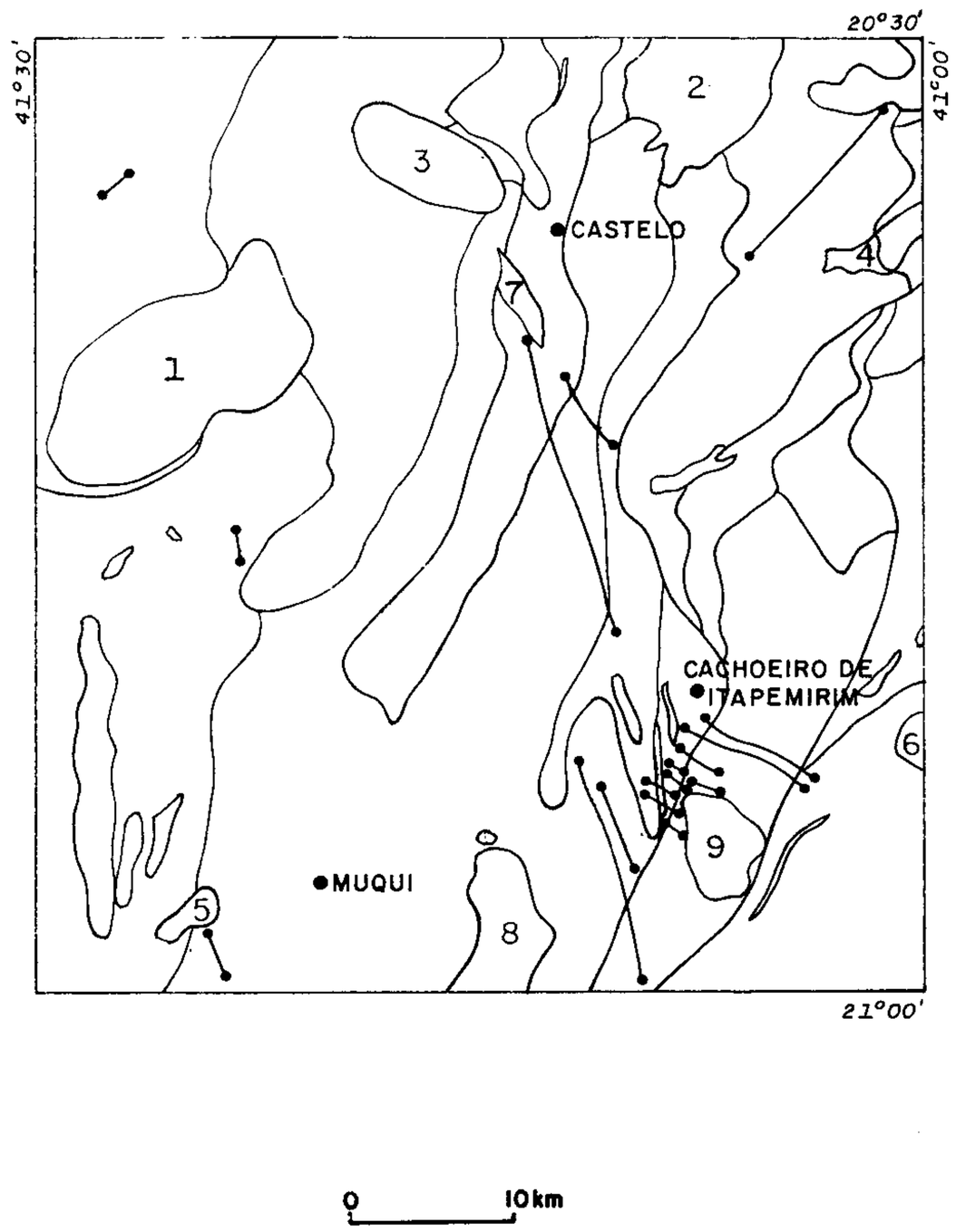


Figura II.2.63 – Distribuição geográfica dos maciços intrusivos. (1) Santa Angélica; (2) Castelo; (3) Alto Chapéu; (4) São José de Fruteira; (5) Santa Joana; (6) Rio Novo do Sul; (7) Aracuí; (8) Linda Aurora; (9) Palmital.

mergulham em direção ao centro da estrutura. Localmente, as rochas encaixantes sofrem uma granitização tão acentuada que às vezes se torna difícil a distinção entre as do corpo intrusivo e as encaixantes.

Os tipos litológicos mais expressivos mapeáveis são granitos, granodioritos e gabros.

Segundo Wiedemann *et al.* (1986), dois tipos principais de granito foram mapeados: o allanita-granito, de textura porfirítica e composição modal média, no limite sieno a monzogranito, tendo como minerais acessórios mais comuns a apatita, allanita, titanita, zircão, ilmenita e magnetita; e um titanita-granito, de textura fina, de composição mais próxima do campo granodiorítico e que tem como acessórios principais os mesmos do granito anterior, sendo a titanita, em geral, dominante sobre a allanita.

A zona marginal da intrusão é constituída por uma faixa quase contínua de granitos e granodioritos, com

uma conspícua foliação de fluxo paralela à borda. Na faixa marginal, o allanita-granito grosseiro pode apresentar feições de deformação da primeira foliação de fluxo, com dobras suaves e o desenvolvimento incipiente de uma segunda foliação ao longo de zonas de cisalhamento dúctil (foto 6).

O titanita-granito de granulação fina predomina na porção NE da intrusão, normalmente cortando as outras variedades litológicas em contatos *agmáticos*, mas, localmente, em intercalações sob a forma de *schlieren*, com o granito grosseiro.

No centro da estrutura, bastante erodido, afloram grandes massas de gabros. Os gabro-dioritos de textura grosseira são ricos em *schlieren* de gabrodiorito porfirítico de textura fina.

Dentro do maciço foi cartografada por Bayer *et al.* (1986) uma zona denominada mista, tendo por base a porcentagem de mais de 10% de material granítico no gabro-diorito. A espessura das escamas de composição de gabro e *schlieren* graníticos varia de decimétricos a dezenas de metros. Dentro das escamas aparecem isoladamente megacristais de feldspato, comumente zonados, com inclusões de minerais máficos dispostos segundo o zoneamento.

Os gabro-dioritos porfiríticos de textura fina diferenciam-se gradativamente na zona mista em rochas granodioríticas.

Diques, de composição variando de granito a gabro, cortam todos os domínios da intrusão, podendo ser sin-intrusão principalmente ou posteriores a essa. A geração mais antiga é de gabro, de granulação fina, com nítida foliação de fluxo. Uma segunda geração lamprofirítica, com fenocristais de hornblenda e veios graníticos de até 2m de espessura cortam os domínios de gabros e a zona mista. Os diques mais espessos apresentam comumente encraves de gabros com comportamento rígido em contato *agmático*, com porções isotrópicas de composição granítica. Os pegmatitos são raros e restritos às regiões mais altas.

Segundo Wiedemann *et al.* (1986), petrograficamente as rochas mais básicas são hiperstênio-augita-diopsídio-biotita-monzogabros e monzodioritos, sendo os monzogabros os mais comuns.

Nas zonas mistas são encontrados plagioclásio com zonação inversa (núcleo de oligoclásio e borda de andesina) ou oscilante (centro de oligoclásio, zona intermediária de andesina e borda de oligoclásio). Aí são comuns os feldspatos manteados, onde o K-feldspato é a microclina envolta parcial ou totalmente por uma borda de oligoclásio.

Dois tipos principais de granito são comuns na estrutura. Um de textura porfirítica com megacristais hipidiomórficos de microclina pertítica, de até 5cm. A matriz é formada de microclina pertítica, plagioclásio, biotita, às vezes hornblenda (hastingsita), quartzo xenomórfico e como acessórios mais comuns aparecem apatita, titanita, zircão, allanita, ilmenita e magnetita.

No segundo tipo de granito, a microclina micropertítica é comumente xenomórfica, quando, sob a forma de megacristais, apresenta inclusões de quartzo e plagioclásio. O plagioclásio é oligoclásio hipidiomórfico, com bordas de composição albítica. No quartzo podem-se constatar duas gerações distintas. Uma idiomórfica, mais antiga, e outra xenomórfica mais jovem e dominante. A biotita é o máfico presente e os acessórios são apatita, titanita, zircão, allanita, ilmenita e magnetita.

As análises modais seguem um *trend* de diorito-gabros a sienomonzogranitos, com uma característica de feições de minerais, tanto sob a forma de megacristais como de componentes da matriz, principalmente em rochas de granulação grossa. Os plagioclásios apresentam lamelas de geminação recurvadas, subgrãos e, localmente, sinais de recristalização incipiente, o mesmo acontencendo aos quartzos. As biotitas são parcialmente deformadas. Os minerais acessórios, como os prismas de apatita, podem-se apresentar recurvados ou fraturados. O aumento da deformação é em função da proximidade das bordas da estrutura.

2.5.2 Maciço Castelo

A denominação Maciço Castelo foi dada por Silva & Ferrari (1976). Esse maciço intrusivo está localizado a cerca de 10km a NE da cidade homônima, posicionado no extremo norte da folha (figura II.2.63), tendo continuidade física na Folha Afonso Cláudio. Seu eixo maior tem direção NE-SW e a área aflorante na folha é de cerca de 100km^2. O relevo é bastante acidentado com altitudes oscilando entre 400m na borda e o ponto mais alto é o pico de Forno Grande, com 2.039m.

Os contatos com as rochas encaixantes são bruscos, paralelos e obliterados por colúvio e aluviões do rio Caxixe e do córrego Bateia. As rochas encaixantes possuem foliações com mergulho forte e caimento para dentro da estrutura.

Os tipos litológicos mais expressivos são titanita-granito, granito grosseiro porfirítico, dioritos e granodiorito porfirítico.

O titanita-granito aflora na parte externa do corpo. É de granulação fina a média, de cor cinza a cinza-clara, com k-feldspato apresentando tendência porfirítica; às vezes apresenta-se equigranular. É composto de quartzo, microclina, plagioclásio, biotita, allanita e titanita. Esse granito apresenta estrutura de fluxo, xenólitos da rocha encaixante e grande quantidade de *schlieren*, de composição diorítica, granulação fina e cor escura.

Ao microscópio, a rocha apresenta uma textura hipidiomórfica-granular e granulometria fina a média. É composta de microclina, plagioclásio, quartzo, biotita, muscovita, opacos, titanita, allanita e carbonato, tendo sericita, clorita e leucoxênio como minerais de alteração.

O granito porfirítico grosseiro aflora na parte mais interna do corpo e é caracterizado por megacristais de K-feldspato de até 5cm de comprimento, que flutuam numa *matriz* de composição granítica, granulação média a grosseira, tonalidade cinza-clara, textura porfirítica, composta de microclina, quartzo, plagioclásio e biotita como minerais principais, allanita, titanita, apatita, zircão e opacos, como minerais acessórios, e sericita, muscovita e leucoxênio como minerais de alteração.

A norte do pico de Forno Grande, Weinberg (1986) cartografou uma zona mista onde se encontra tanto granito fino quanto o grosseiro porfirítico.

Este mesmo autor individualizou ainda dois tipos de dioritos: um de granulação média, eqüigranular isotrópico, e o outro de granulação fina, coloração cinza-escura e intensamente penetrado por veios de granito grosseiro porfirítico de tonalidade cinza-escura. Petrograficamente essas rochas têm composição em geral quartzo-diorítica em que o mineral máfico predominante pode ser a augita-diopsídica ou a hornblenda e, em menor proporção, o hiperstênio. O plagioclásio presente varia de andesina sódica a oligoclásio cálcico. Os outros componentes são o quartzo intersticial, ortoclásio pertítico, biotita, apatita, opacos e titanita.

O contato entre o diorito de granulação média e o granito grosseiro porfirítico geralmente se dá por uma estreita faixa em que o diorito de granulação média passa a um diorito de granulação fina, tonalidade cinza-escura, intensamente penetrado por veios de granito grosseiro porfirítico.

É comum a presença de megacristais de K-feldspato e, por vezes, quartzos arredondados no diorito fino, onde é frequente a ocorrência de feldspato manteado.

Os granodioritos porfiríticos afloram em pequenas porções dentro do maciço. É uma rocha porfirítica, com pórfiros de K-feldspato de até 2cm em *matriz* de granulação média e tonalidade cinza. É constituído de plagioclásio zonado, xenomórfico a hipidiomórfico. O quartzo é geralmente intersticial e corrói os outros minerais. A microclina ocorre como pórfiros e também na matriz. Os outros constituintes são biotita, hornblenda, titanita, allanita, zircão, muscovita, clorita e sericita.

Corpos pegmatíticos estão presentes em todo o contexto das diferentes litologias, constituídos de microclina, quartzo, plagioclásio, biotita, muscovita e magnetita. São pouco espessos, não ultrapassando a 30cm.

Weinberg (1986) cita um pegmatito encaixado num fraturamento no córrego de Santa Clara, cuja mineralogia é constituída de quartzo hialino, quartzo esfumaçado, além de mineralogia já citada. Horn (1986) observou em galerias pegmatito contendo turmalina, topázio, rutilo e água-marinha, explorado pelos garimpeiros tanto na rocha quanto no seu colúvio.

2.5.3 Maciço Alto Chapéu

Esta denominação é aqui utilizada para o maciço posicionado a aproximadamente 5km a NW da cidade de Castelo. Com formato grosseiramente elipsoidal, seu eixo maior orienta-se segundo a direção NW-SE, exatamente ao contrário da direção das outras intrusões, com aproximadamente 37km^2 (figura II.2.63). O relevo é bastante acidentado, com altitudes oscilando entre 300m nos bordos e 1.300m na região de Alto Chapéu.

Os contatos são bruscos e retos, sendo que as encaixantes possuem geralmente mergulhos de alto ângulo direcionados para dentro da estrutura. Entretanto, eles não foram observados pois estão mascarados por colúvio ou por um espesso manto de intemperismo.

Os tipos litológicos ali existentes são similares aos encontrados nos maciços Santa Angélica e Castelo, e estão representados por granitos, granodioritos e gabros.

Texturalmente, identificam-se dois tipos de granito. Um de textura porfirítica, mesocrática, com os pórfiros de K-feldpato de cor esverdeada, cinza e esbraquiçada. Quando intemperizados assumem uma coloração amarelada. O tamanho dos pórfiros chega a atingir 5cm. A *matriz* é dominantemente constituída de biotita, quartzo e plagioclásio. O outro tipo granítico é de granulação fina, mesocrático, tonalidade cinza, equigranular, de composição similar à do granito anterior.

Similar ao que acontece no Maciço Santa Angélica, as partes mais rebaixadas são constituídas de gabros e gabrodioritos, de granulação média a fina, às vezes porfiríticos, de composição e estruturação idênticas às das rochas que afloram na região de Santa Angélica. Localmente, podem apresentar uma foliação que pode ser tanto de fluxo quanto tectônica.

Na localidade de Seleta encontra-se uma zona mista de rochas de diferentes composições, onde se pode observar rochas de composição gabrodiorítica com megacristais de K-feldspato em contato com rochas graníticas porfiríticas. Nesse mesmo afloramento encontra-se uma zona de cisalhamento de alto ângulo, de 40cm de largura, com direção N30°W (foto 7). Dentro dessa faixa de cisalhamento encontra-se textura milonítica com dobras isoclinais intrafoliais. Outra banda de cisalhamento foi encontrada na borda do corpo, na região de Ponte São João, com aproximadamente 1 metro de largura e direção N25°W/70°-80°NE, sugerindo que a intrusão é da mesma idade do cisalhamento.

Não muito freqüentemente podem ser encontrados xenólitos da rocha encaixante com estrutura migmatítica dentro do granito porfirítico.

2.5.4 Migmatito

Essa unidade restringe-se a uma estreita faixa aflorante na localidade de Ponte São João a NW de Castelo. Em mapa está representada por $\in$ mig.

A faixa tem um formato alongado de direção NW-SE, com dimensões aproximadas de 5km de extensão e largura média em torno de 500m. O seu relevo é rebaixado e as melhores exposições são encontradas nos leitos do rio Castelo e ribeirão São João.

Os contatos com as unidades adjacentes estão materializados por zonas de cisalhamento.

Essa unidade está representada por migmatitos de bordo, cujo paleossoma é constituído por gnaisses do Complexo Paraíba do Sul e o neossoma por injeções graníticas. Essas rochas são migmatitos heterogêneos, com orientação geralmente difusa, estrutura dobrada, *schlieren, schollen*, estromática e, mais raramente, agmática (foto 8). Inserida nesse conjunto é freqüente a presença de corpos lenticulares ou irregulares centimétricos a decimétricos de rochas calcissilicatadas, anfibolíticas e veios pegmatóides. Nesse conjunto ainda ocorrem gnaisses bandados, localmente enriquecidos em granada e sillimanita e níveis quartzosos. As rochas gnáissicas apresentam uma alternância de faixas leucocráticas e melanocráticas gerando um bandamento às vezes dobrado. Quando os dobramentos são mais fechados, encontram-se freqüentemente *boudins* de material máfico nas charneiras das dobras. Os gnaisses são geralmente de granulação média a grosseira, de textura granonematoblástica, podendo exibir porfiroblastos feldspáticos ocelares ou tabulares, com tamanhos de até 4cm. De uma maneira geral, essas rochas são constituídas de quartzo, plagioclásio, (andesina), K-feldspato (microclina), biotita, anfibólio, granada e sillimanita.

As rochas calcissilicatadas são normalmente de granulação fina, coloração esverdeada, textura granoblástica constituídas de anfibólio (hornblenda), plagioclásio (andesina-labradorita), quartzo e ainda biotita, clinopiroxênio (diopsídio), granada, titanita, opacos, epidoto e carbonato. Essas rochas freqüentemente se apresentam silicificadas.

Os anfibolitos formam núcleos ou lentes compostas de plagioclásio, anfibólio, piroxênio, biotita, opaco e quartzo. Possuem textura granonematoblástica.

2.5.5 Corpos Básicos

Na área em apreço são encontrados vários corpos de natureza básica, de tamanhos e formatos diversos, sendo os mais expressivos os de Itaoca, Monte Pio e Rive (figura II.2.63).

Esses corpos são intrusivos nas várias unidades, caracterizando-se por uma vegetação mais exuberante, solo mais argiloso, de tonalidade vermelho-escura. O contato com as encaixantes é brusco.

Os gabros estão representados em mapa pela simbologia $\in\delta$gb e os dioritos como $\in\tau$dr.

Macroscopicamente as rochas são melanocráticas, de coloração cinza-escura a cinza-esverdeada, isotrópicas, de granulação fina a média, constituídas predominantemente de plagioclásio, anfibólio, piroxênio e biotita.

Microscopicamente, as rochas, de uma maneira geral, apresentam textura hipidiomórfica-granular, e eventualmente podem apresentar início de transformação retrógrada. O plagioclásio é geralmente a andesina. Ocorre em grandes cristais, exibindo normalmente extinção ondulante e recurvamento das lamelas. O anfibólio é, via de regra, originário do piroxênio. A biotita ocorre em grandes palhetas. Os acessórios mais comuns são opacos, apatita e quartzo. Como minerais de alteração encontram-se principalmente sericita, carbonato e anfibólio. Mais raramente encontra-se olivina e hiperstênio.

Os dioritos, localizados próximo a Rive, são rochas mesocráticas, de granulação média, cor cinza, isotrópicas a incipientemente foliadas, e compostas de quartzo, feldspato, biotita, anfibólio e magnetita.

Ao microscópio, apresentam textura granoblástica constituída de: plagioclásio (andesina), apresentando lamelas de geminação recurvada e extinção ondulante; biotita ocorrendo em aglomerados, associada ao anfibólio; quartzo em massa granular ou digerindo o plagioclásio, mirmequitizando-o. Como acessório, são encontrados opacos, apatita, titanita e zircão.

Embora sobre essas rochas não existam dados geocronológicos, Bayer (1987) posicionou os gabros da região de Itaoca como um magmatismo de idade intermediária entre os plútons Alto Chapéu, mais antigos, com idade menor que 580Ma., e os de Santa Angélica com datação de 515Ma.

2.5.5.1 Litoquímica dos Corpos Básicos

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Para os corpos básicos foram analisados as terras-raras de quatro amostras, sendo três de um corpo individualizado próximo a Itaoca e a outra amostra num pequeno corpo a sudoeste de Attílio Vivacqua.

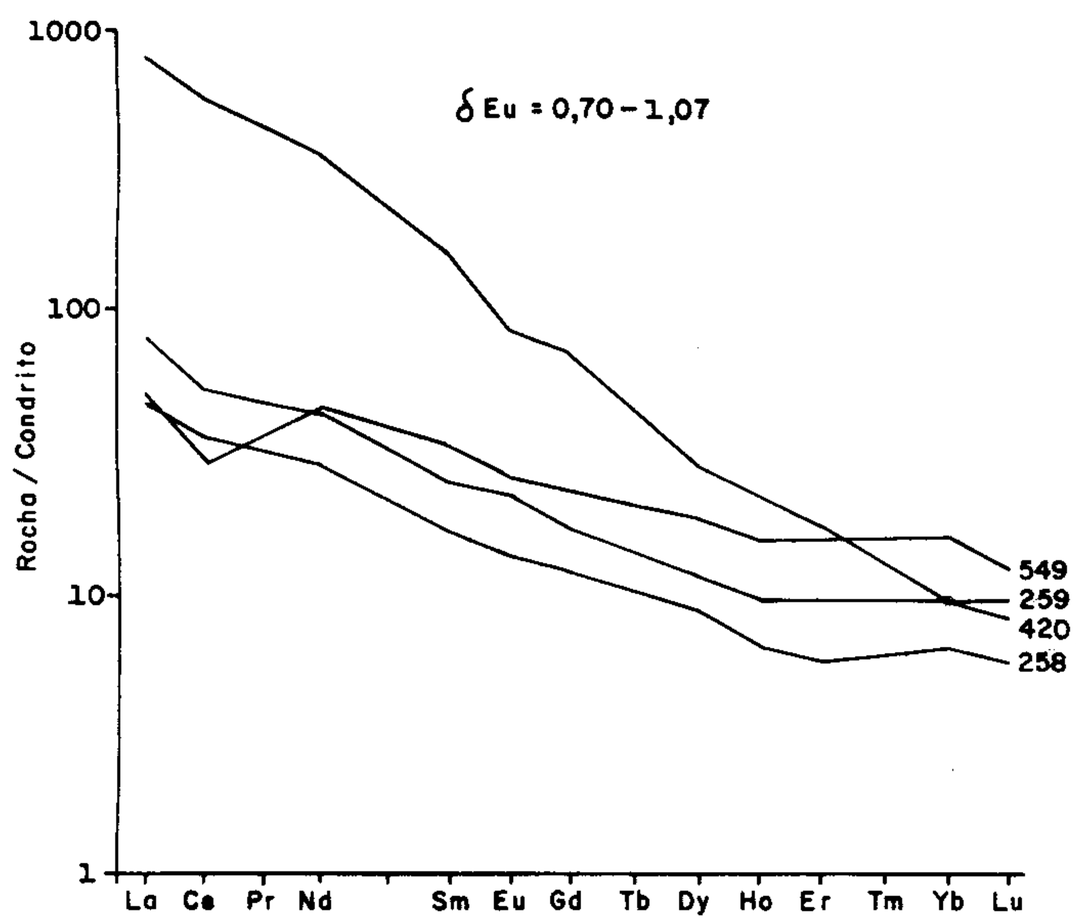
Os valores analíticos das terras-raras, bem como os parâmetros gerados a partir desses dados, aliados a informações procedentes de análise de elementos-traço, óxidos e outros dados complementares estão agrupados na tabela II.2.10.

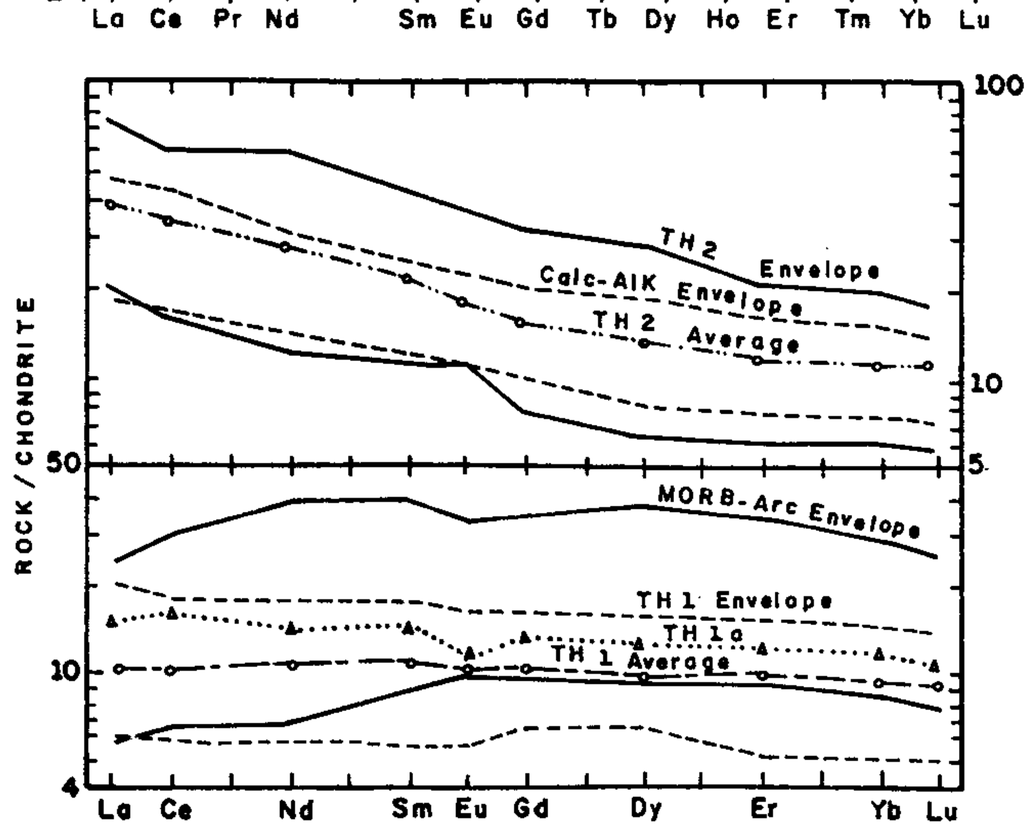
Na figura II.2.64 constam as curvas-padrão das amostras analisadas. Ao observar as curvas, notam-se dois agrupamentos distintos. O primeiro, formado pelas amostras JS-258, JS-259 e JS-549, que correspondem ao corpo de Itaoca, e o segundo constituído pela amostra JS-420.

As curvas do primeiro grupo têm uma suave inclinação para a direita, evidenciando um pequeno enriquecimento de terras-raras leves (TRL) e depleção no ramo das terras-raras pesadas (TRP). Já a curva JS-420 apresenta uma forte inclinação para a direita denotando um alto enriquecimento no ramo das TRL e depleção no ramo das TRP.

Tabela II.2.10 – Parâmetros químicos das rochas básicas tardi a pós-transcorrentes da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	δEu	∈TRL	∈TRP	∈TR	Ce	TRL/TRP	Ce/Yb	La/Yb	La/Lu	MgO	Na2O	K2O	MgO/FeOt	CaO	Y	Ti	Zr	Nb	Pb	K/Rb
JS-258	0,959	47,11	7,18	56,79	20,59	6,56	19,06	10,06	77,78	4,5	2,6	1,0	0,548	8,9	52	6528	200	28	14	550
JS-259	1,075	74,34	9,89	80,60	32,38	7,51	21,02	11,97	80,17	2,9	3,2	0,89	0,386	9,1	40	7328	76	28	7	–
JS-420	0,706	702,69	26,52	733,65	331,70	26,49	215,39	121,94	894,28	2,8	2,9	7,0	0,355	5,5	68	17321	700	56	40	630
JS-549	0,905	54,66	15,040	71,08	17,14	3,63	6,72	4,62	36,87	10,1	0,4	0,09	1,791	23,1	52	599	52	22	10	–





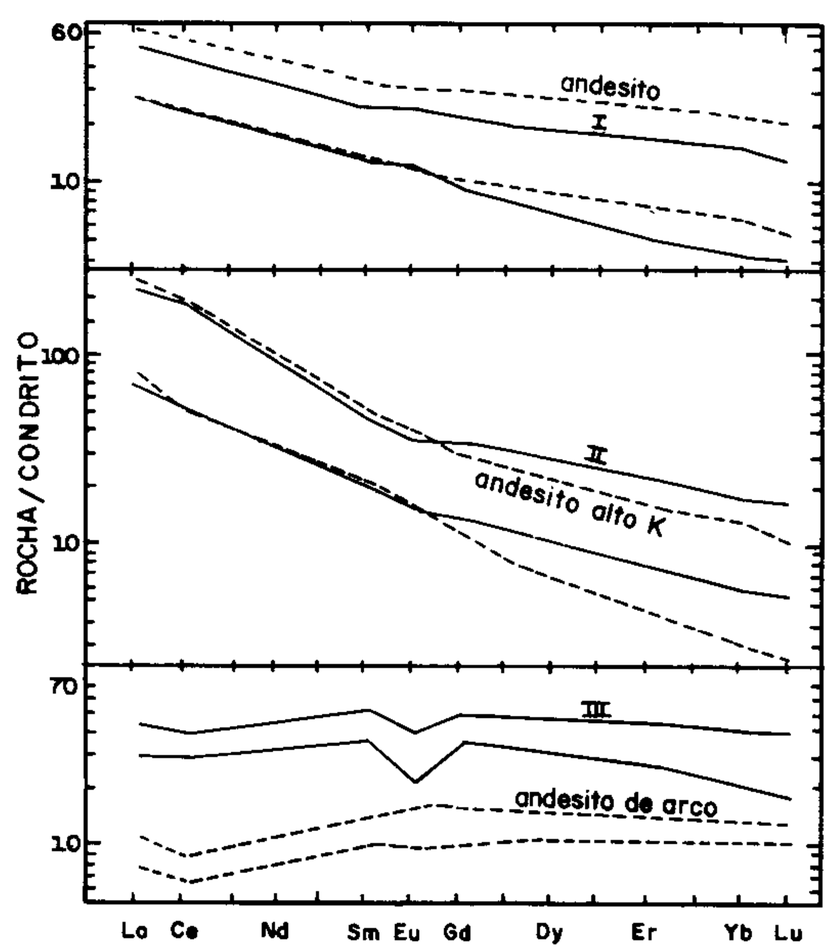


Figura II.2.64 – Curvas dos elementos de terras-raras das rochas básicas normalizadas em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, 1978).

As curvas do primeiro grupo se aproximam do padrão de toleítos calcialcalinos do tipo TH_2, de Condie (1981), enquanto a curva JS-420 se aproxima do padrão de curvas de andesito rico em potássio segundo o mesmo autor (vide encarte da figura II.2.64).

O somatório das TR oscila entre 56 e 80 para o grupamento e 733 para a amostra JS-420. As anomalias de Eu são fracas, positivas e negativas, oscilando entre 1,075 e 0,905 e moderada na amostra JS-420, que é 0,7.

Baseado na alta relação La/Yb (entre 4,62 e 11,97) com média de 8,89; altos teores de Rb (superiores a 10), Pb (entre 7 e 14); baixa relação K/Rb (550) e comparado com os dados de Jakes & Gill (1970), tabela II.2.11, sugere-se para o grupamento um caráter calcialcalino, sendo que na amostra JS-420 o enriquecimento muito elevado no ramo das TRL, mais especialmente do Ce (331) é explicado pela presença dos minerais acessórios, mais especialmente a allanita e a titanita.

O enriquecimento da TRL (entre 47 e 74) e de 702 para a amostra JS-420; as relações elevadas de La/Yb; Ce/Yb (6,7 e 21) e 215 na amostra JS-420, La/Lu (entre 36,8 e 80,1) e 894 na amostra JS-420; TRL/TRP (entre 3,6 e 7,5 com média de 5,9) e 26,5 na amostra JS-420; e os valores de TR permitem posicionar estas rochas em ambiente de margem continental. Esta afirmativa é ratificada pelas relações Zr/Y e Ti/Y apresentadas na figura II.2.65 retirada do trabalho de Pearce & Gale (1977, figura 3, p 16). A presença de hiperstênio normativo nas amostras JS-258, JS-259 e JS-420 permite caracterizar esta rocha como basalto toleítico.

Pelo enriquecimento das TRL e depleção das TRP, as baixas relações La/Yb e a relação MgO/FeO, fica sugerido que as rochas desta unidade sejam de idade proterozóica, o que coaduna com os dados geocronológicos da literatura.

2.5.6 Maciços Graníticos (∈γ3gr3)

Na presente folha foram cartografados alguns corpos intrusivos de formato e dimensões diversos, cuja idade provável está entre 513Ma, que é a idade dos maciços Santa Angélica (segundo Soellner *et al.*, 1987) e 430Ma, que é a idade provável dos diques graníticos, uma vez que encontram-se diques graníticos cortando os maciços. Por esse motivo optou-se em posicionar esses corpos como uma granitogênese intermediária entre as duas supracitadas. Entretanto não se descarta a possibiliade de pertencerem ao mesmo evento da Suíte Intrusiva Santa Angélica. Esses corpos foram materializados em mapa com a sigla ∈γ 3gr3.

Com relação aos nomes dos maciços esses foram retirados da toponímia local, com o objetivo de facilitar a identificação dos mesmos por parte do leitor, na carta geológica. Assim sendo foram dados nomes aos maciços mais expressivos, tais como: São José de Fruteira, Santa Joana, Rio Novo do Sul, Aracuí, Linda Aurora e Palmital.

Embora se tenha dado denominações locais para vários corpos, conforme pode ser constatado na figura II.2.63, optou-se pela descrição unificada, uma vez que os vários corpos possuem características composicionais bastante similares.

O relevo é bastante variado, podendo ser acidentado, com morros escarpados, às vezes com formato bastante pitoresco, como os picos do Frade e Freira (foto 9), ou regiões mais arrasadas, como em Aracuí, cujas altitudes oscilam entre 100 e 400m. O desnível mais expressivo é o da região de Linda Aurora, que é da ordem de 900m.

O contato dessas rochas com as encaixantes é geralmente definido e caracterizado pela diferença geomorfológica entre as duas unidades. O caráter intrusivo é realçado pela presença de xenólitos de gnaisses, dentro da massa granítica (fotos 10 a 12).

Macroscopicamente, encontram-se dois tipos litológicos.

Tabela II.2.11 – Comparação das médias de análises químicas das três séries de rochas extraídas de Jakes & Gill (1970, Tab.1,p.19) com as rochas básicas tardi a pós-transcorrentes, da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	Série Calcialcalina	Série Toleítica de Arco-de-Ilha	Série Toleítica Abissal	JS-258	JS-259	JS-420	JS-549
SiO_2 %	53 – 70	45 – 70	47 – 62	56,2	55,7	54,8	50,3
TiO_2 %	0,5 – 1,2	0,5 – 1,5	1,0 – 2,5	0,98	1,1	2,6	0,56
Al_2O_3 %	16 – 19	14 – 19	14 – 19	16,1	18,1	13,1	8,0
Na_2/K_2O	2 – 3	4 – 6	10 – 15	200	76	700	5,2
Ni ppm	18	0 – 30	30 – 200	62	46	30	134
Cr ppm	56	0 – 50	200 – 400	60	44	28	360
Rb ppm	30	3 – 10	0,2 – 5	15	<10	92	<10
Sr ppm	380	100 – 200	70 – 150	280	370	1140	57
Ba ppm	270	50 – 150	6 – 30	—	—	2760	—
La ppm	12	1 – 6	2 – 8	10,9	18,4	187,8	11,8
La/Yb	6 – 8	1 – 2	1 – 2	10,08	11,97	121,94	4,62

Uma rocha de tonalidade cinza-escura, granulação fina a média, às vezes com foliação de fluxo, constituída de quartzo, feldspato potássico, biotita, plagioclásio, anfibólio e titanita. O outro tipo é uma rocha de tonalidade cinza-clara, granulação fina a média, constituída de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, biotita e allanita. Esta rocha quando intemperizada assume uma coloração amarelada. Localmente, encontra-se "cumulatos" de tonalidade mais escura, ricos em biotita e anfibólio.

Ao microscópio, essas rochas foram classificadas dominantemente como granito, à exceção de uma que o foi como granodiorito e outra como quartzo-monzodiorito, segundo o diagrama de Streckeisen (1976).

Essas rochas possuem textura hipidiomórfica granular e porfirítica e são constituídas essencialmente de quartzo, oligoclásio, microclina e biotita. Como constituintes menores têm-se anfibólio, allanita, titanita, magnetita, zircão e apatita, e como minerais de alteração, calcita, sericita, muscovita e clorita.

Esses maciços são cortados por diques graníticos e corpos pegmatíticos.

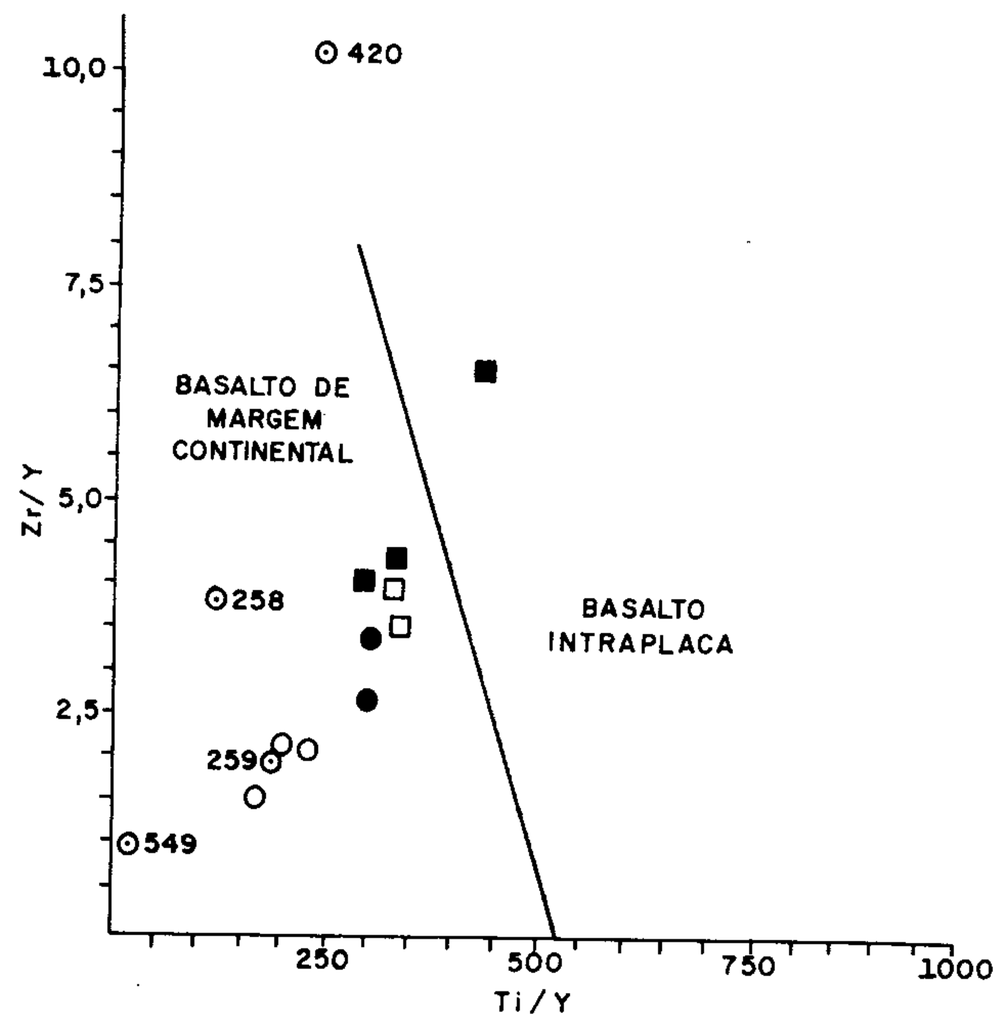


Figura II.2.65 – Análises de metabasaltos de vários tipos de depósitos de sulfetos maciços (segundo Pearce, 1977), comparadas às rochas básicas em estudo. (■) tipo Joma; (●) tipo Gjersvik; (□) tipo Lokken; (o) tipo Cyprus; (+) rochas básicas.

2.5.6.1 Litoquímica dos Maciços Intrusivos Tardi a Pós-Transcorrentes

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Os maciços intrusivos da Folha Cachoeiro de Itapemirim, pela sua natureza comum, podem ser tratados em conjunto. Em 14 amostras desses corpos foram analisados os mesmos elementos já referidos anteriormente. Os processamentos gráficos e numéricos foram efetuados através do PROGRAMA GEOQUANT, versão 3.0 da CPRM.

Alguns desses maciços vêm sendo objeto de estudos por pesquisadores do Departamento de Geologia da UFRJ em convênio com o Instituto de Geologia da Universidade de Munique, Alemanha. Os resultados desses trabalhos foram publicados em simpósios e congressos de geologia realizados no país nos últimos anos e, particularmente, na Revista Brasileira de Geociências da SBG. Apenas como referência, independentemente da maior ou menor importância que possam ter na evolução do conhecimento geológico da região, pode-se citar Bayer *et al.*, 1986, Wiedemann *et al.*, 1986 e Bayer, 1987.

Especificamente nesta folha, os maciços Santa Angélica e Castelo foram os mais estudados. Os demais corpos da área parecem ter tido uma evolução similar.

As composições modais estimadas de 23 lâminas petrográficas representativas desses maciços estão plotadas no diagrama ternário QAP, com os campos de classificação segundo Streckeisen, 1976 (figura II.2.66). A maior parte das amostras identifica-se como granitos no campo 3 do diagrama. Alguns termos são bastante básicos, caracterizando-se como gabro, quartzo-gabro e quartzo-monzodiorito. Outros, bastante alcalinos, como quartzo-sienito e sienito álcali-feldspático.

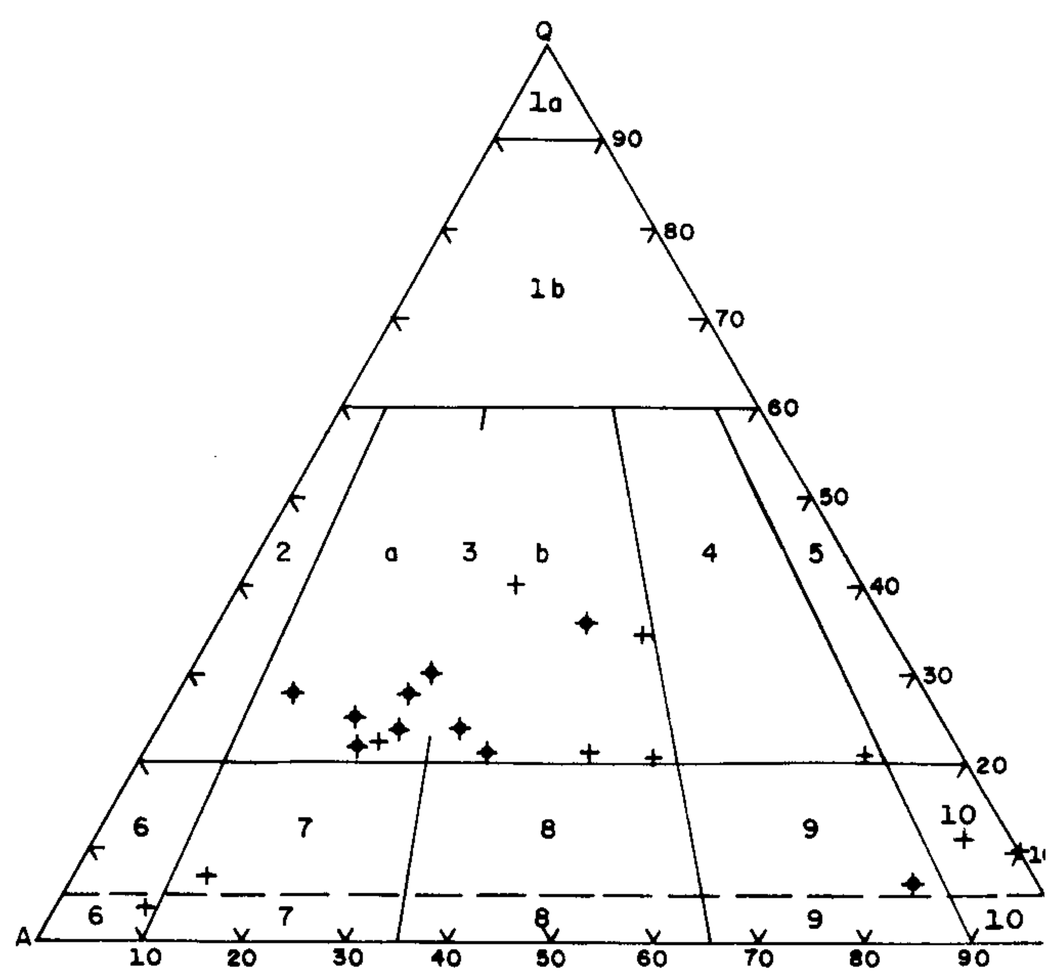
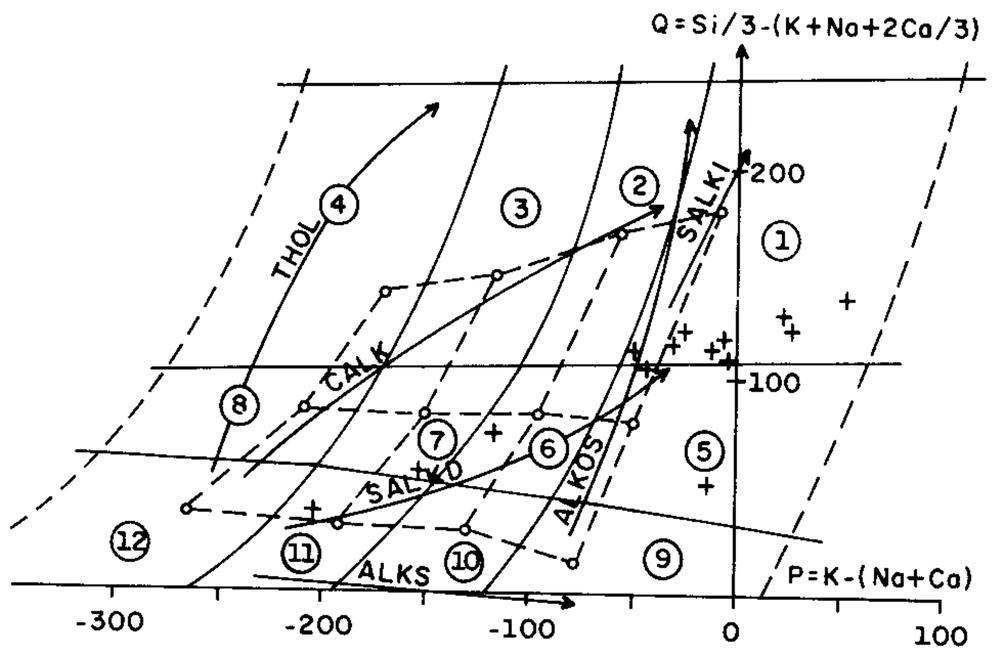


Figura II.2.66 – Composição modal estimada dos maciços intrusivos da Folha Cachoeiro de Itapemirim. A maior parte das amostras classificam-se como granitos no campo 3 do diagrama QAP, segundo Streckeisen (1976).

As 14 amostras analisadas quimicamente, no diagrama Q x P de classificação de Debon e Le Fort, 1983, modificado de La Roche, 1964, identificam-se como granito (oito amostras), quartzo-sienito (três amostras), quartzo-monzonito (uma amostra), quartzo-monzodiorito (uma amostra e monzogabro (uma amostra) (figura II.2.67). Observa-se, portanto, uma razoável concordância entre a composição mineralógica modal e a composição químico-mineralógica apresentada nesse gráfico.



① Granito
② Adamelito
③ Granodiorito
④ Tonalito (Trondhjemito)
⑤ Quartzo Sienito
⑥ Quartzo Monzonito
⑦ Quartzo Monzodiorito
⑧ Qz. Diorito (Qz. Gabro - Anortosito)
⑨ Sienito
⑩ Monzonito
⑪ Monzogabro (Monzodiorito)
⑫ Gabro (Diorito - Anortosito)

Figura II.2.67 – Diagrama de classificação químico-mineralógica de Debon & Le Fort (1983) modificado de La Roche (1964) segundo os parâmetros Q x P. As amostras plotadas são dos maciços graníticos.

No mesmo diagrama QAP, porém normativo, com os campos de classificação segundo Streckeisen, 1976, essas 14 amostras mostram também uma concordância composicional similar àquela obtida nas 23 lâminas petrográficas estudadas (figura II.2.68): granito (oito amostras), quartzo-monzonito (três amostras), granito álcali-feldspático (duas amostras) e sienito quartzo-feldspático (uma amostra). Nos campos das séries magmáticas, como idealizados por Lameyre e Bowden, 1982, e representados no mesmo diagrama da figura anterior, distribuem-se no campo da série calcialcalina monzonítica-alto K, no campo dos granitos aluminosos das províncias alcalinas (maior parte das amostras) e no campo da série alcalina. Entretanto, observa-se que as amostras se alinham segundo um *trend* diferente daqueles apresentados pelos autores referidos: dos termos monzoníticos aos granitos álcali-feldspáticos, passando pelo campo 3a de Streckeisen, 1976, que corresponde aos sienogranitos. Deve-se considerar que o número reduzido de amostras e a diversidade de corpos não permitem tecer maiores considerações sobre esse suposto *trend*.

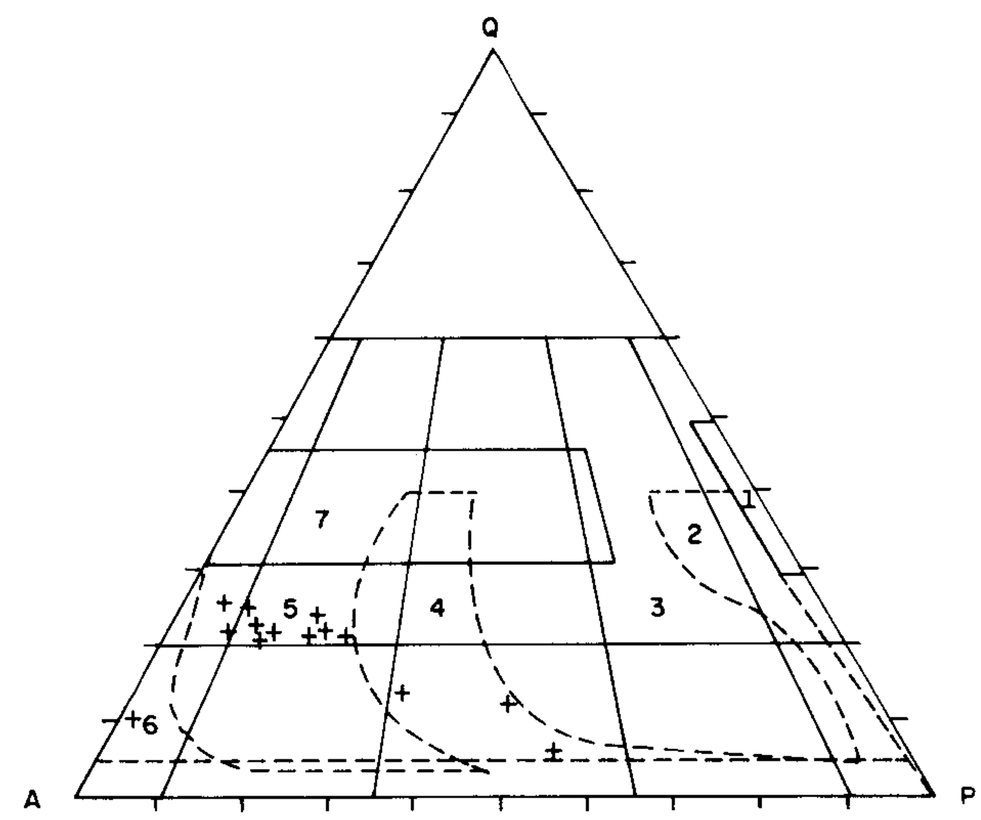


Figura II.2.68 – Diagrama QAP com os campos de classificação segundo Streckeisen (1976) e os campos das séries magmáticas como idealizados por Lameyre & Bowden (1982). As amostras dos maciços graníticos estão plotadas segundo suas composições normativas: (1) toleítos; (2) calcialcalino-trondhjemítico, baixo K; (3) calcialcalino-granodiorítico, médio K; (4) calcialcalino-monzonítico, alto K; (5) granitóides aluminosos de províncias alcalinas; (6) alcalinas e peralcalinas; (7) granito de fusão crustal.

O diagrama da figura II.2.69, idealizado por Rapela & Caminos, 1987, sobre as razões molares $Na_2O + K_2O/Al_2O_3$ em função de $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ e que permite distribuir as rochas granitóides segundo suas características de aluminosidade e alcalinidade, identifica todas as 14 amostras como metaluminosas. Esse caráter concorda com a distribuição obtida no diagrama de Takahashi *et al.*, 1980, que permite distinguir as rochas graníticas evoluídas a partir de termos ígneos primários daquelas evoluidas a partir de termos sedimentares primários, segundo as conceituações desenvolvidas por Chappel & White, 1974 (figura II.2.70). Os granitos tipo *I* desses autores caracterizam-se, em geral, como metaluminosos. Entretanto, no diagrama ternário de Bouseilly & El Sokkary, 1975, a maior parte dessas rochas identifica-se como granitos anômalos (figura II.2.71). Nesse diagrama, que utiliza os teores de Ba, Rb e Sr para identificar o *trend* de diferenciação das rochas granitóides, os granitos anômalos são aqueles que se desenvolvem através de processos metassomáticos. Seu baixo teor em Rb em relação aos granitos identificados como normais, deve-se ao fracionamento deste elemento durante o metassomatismo. A biotita, nas rochas metamórficas, concentra o Rb num fator 3 a 4 vezes em relação ao K-feldspato, devido à preferência dos grandes íons Rb^+ pela coordenação 12, característica das micas. A quebra gradual da estrutura dos filossilicatos sob condições metamórficas deve contribuir para o empobrecimento do teor de Rb em relação ao teor de K nas rochas intensamente metamorfoseadas.

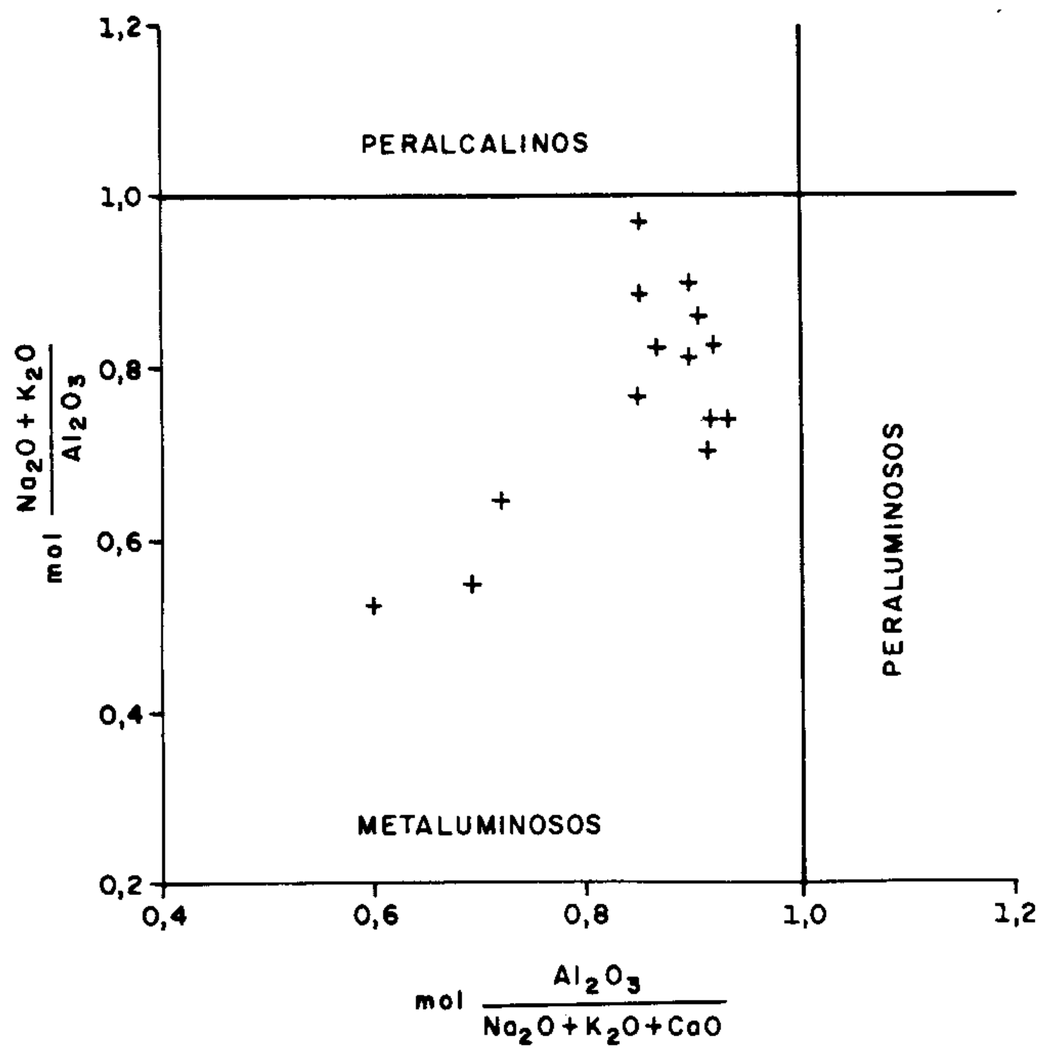


Figura II.2.69 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que identifica a aluminosidade das rochas granitóides através das razões molares $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ em função de $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$. As amostras dos maciços graníticos caracterizam-se como metaluminosas.

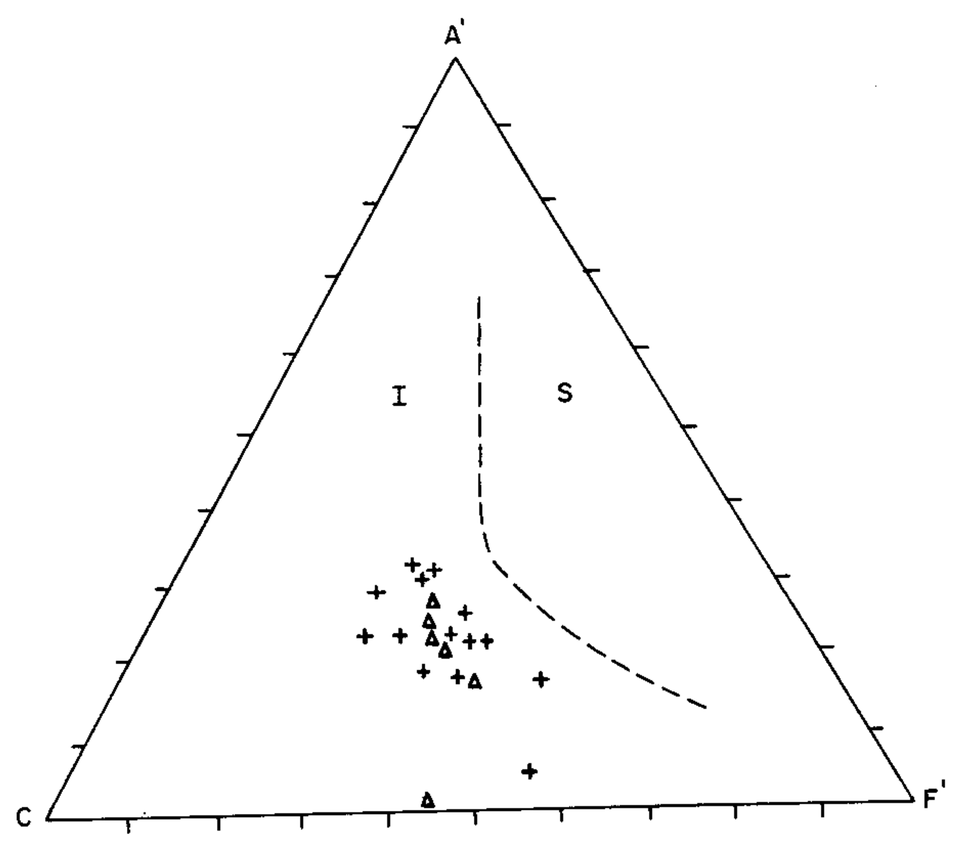


Figura II.2.70 – Diagrama de Takahashi *et al.*, (1980) que distingue os granitos tipo *I* daqueles tipo *S*, segundo as conceituações de Chappel & White (1974). Os maciços graníticos da Folha Cachoeiro de Itapemirim identificam-se como do tipo *I*. Maciços graníticos (+); diques graníticos (Δ).

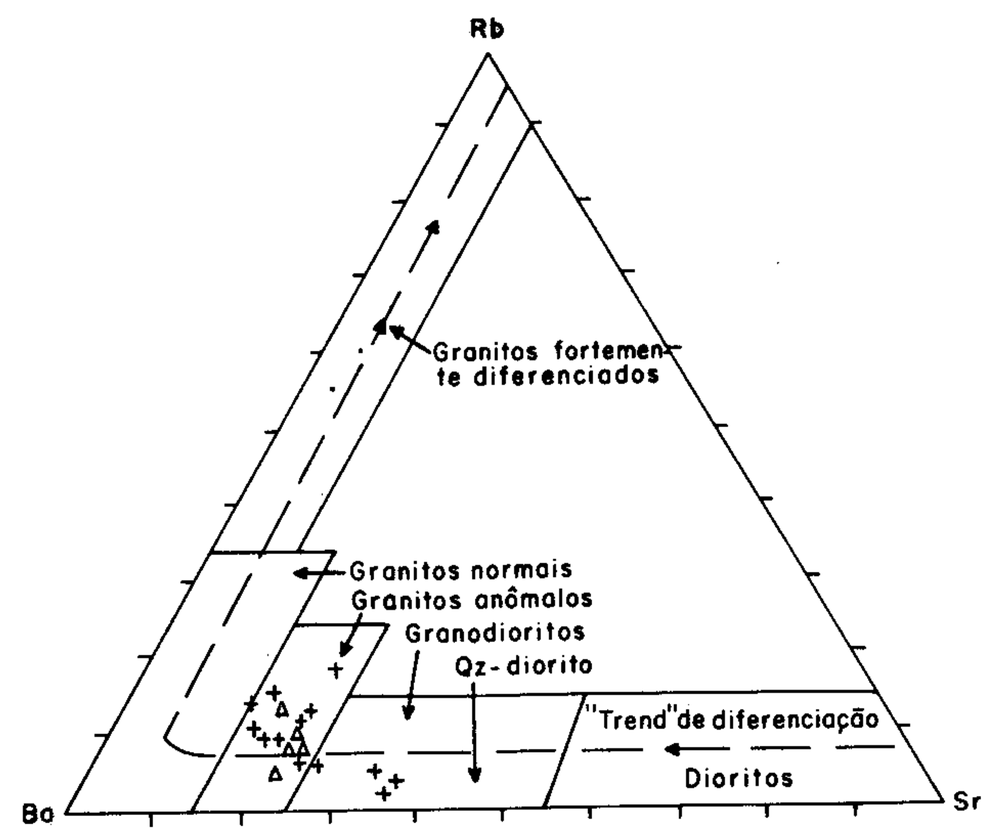


Figura II.2.71 – Diagrama de El Bouseilly & El Sokkary (1975) que identifica os *trends* de diferenciação de rochas granitóides de dioritos, quartzo-dioritos, granodioritos, granitos normais e de granitos normais a granitos fortemente diferenciados. A maior parte dos maciços graníticos caracteriza-se como granitos anômalos.

Diante dessas observações, pode-se deduzir que essas rochas evoluíram de processos mistos de sintexia e anatexia, ou seja, da refusão de materiais mantélicos e crustais.

Seguindo os critérios estabelecidos por Chaoqun, 1985, através da razão molar $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$, todos esses granitóides identificam-se no tipo *MS*, ou seja, gerados de fonte mista, mantélica e crustal, com o predomínio da primeira. O diagrama de La Roche, 1980, com os campos baseados em Pitcher, 1982, e Harris *et al*, 1983, *in* Batchelor & Bowden, 1985, utilizado para caracterizar o posicionamento tectônico relativo na crosta, mostra que a maior parte desses granitos são tardi-orogênicos, com apenas uma pequena fração caracterizando-se como granitos de pré-colisão de placas e de soerguimento pós-colisão de placas (figura II.2.72).

A ambiência tectônica de todas essas rochas, dentro da concepção moderna da tectônica global, caracteriza-se como intraplaca (figura II.2.73), o que concorda aproximadamente com o posicionamento tectônico estabelecido na figura anterior.

As conclusões aqui alcançadas são semelhantes às dos diversos estudos desenvolvidos pelos pesquisadores do Departamento de Geologia da UFRJ em convênio com o Instituto de Geologia da Universidade de Munique.

– Fusão de material mantélico que na interfácies manto-crosta interage com material crustal gerando magmas de características mistas (tipo *MS*).

– Migração desse material para as partes superiores da crosta.

– Fusão de volumes consideráveis de material crustal em níveis mais superiores da crosta, a partir das seqüências de

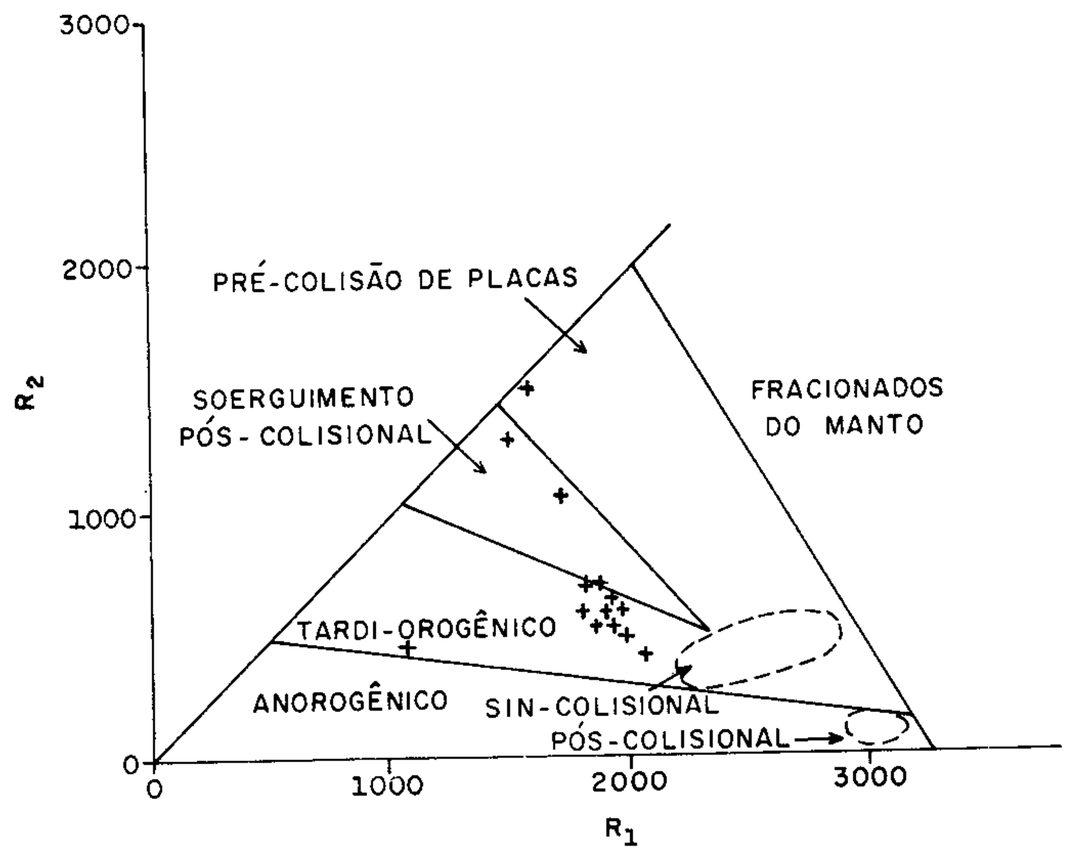


Figura II.2.72 – Diagrama de La Roche (1980) segundo Batchelor & Bowden (1985) com os campos de posicionamento tectônico relativo na crosta, baseados em Pitcher, 1982, e Harris *et al.* (1983). Os parâmetros são R1 = 4Si-11(Na + K)-2(Fe + Ti) e R2 = 6Ca + 2Mg + Al. A maior parte dos granitos identifica-se como tardi-orogênicas.

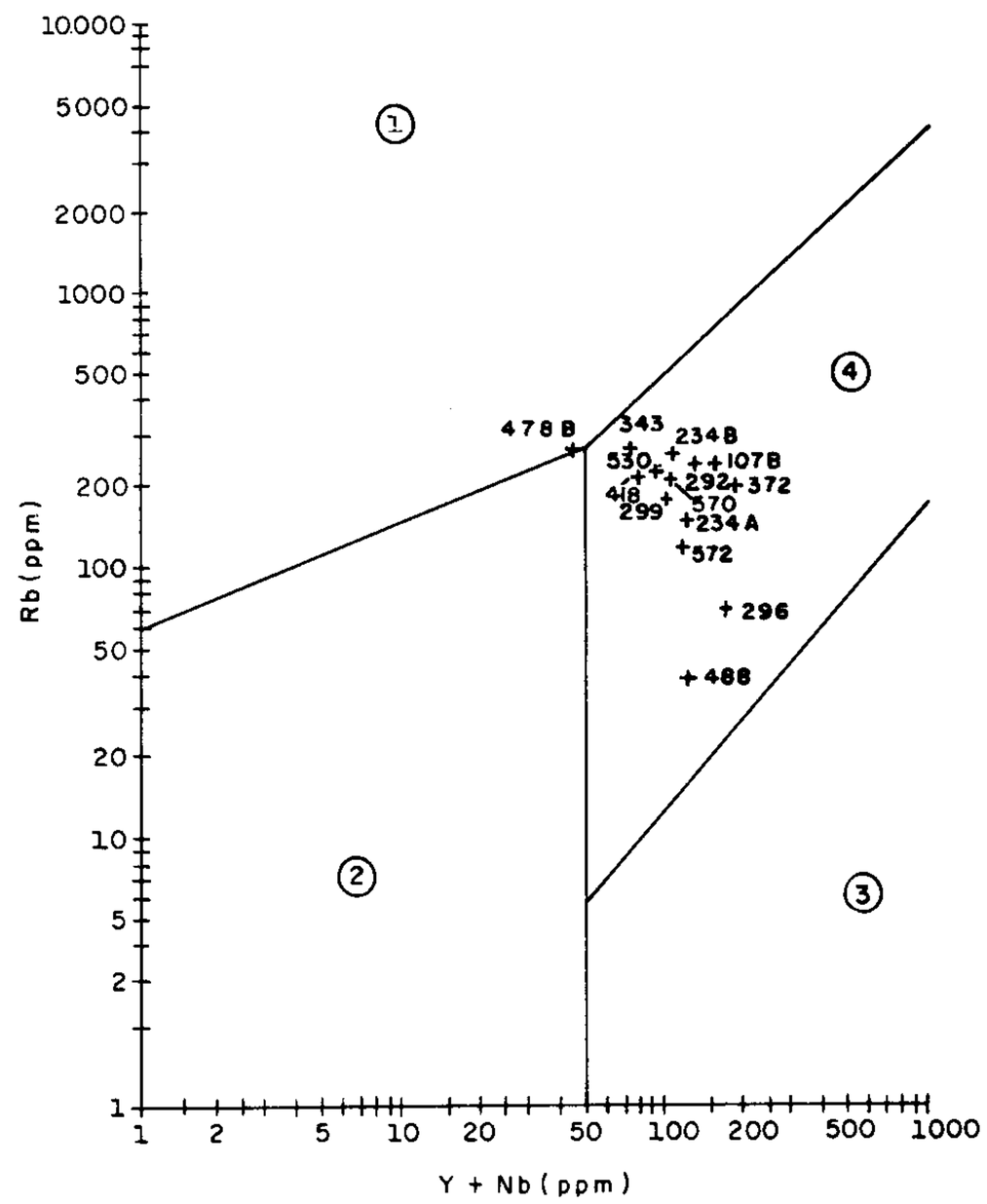


Figura II.2.73 – Gráfico bi-log de Pearce *et al.* (1984) que discrimina os ambientes tectônicos das rochas graníticas segundo seus teores em Rb x (Y + Nb). Os maciços graníticos identificam-se como intraplaca. Granitos sincolisionais (1); granitos de arco vulcânico (2); granitos de cadeia oceânica (3) e granitos intraplaca (4).

migmatito e gnaisses de origem tanto ígnea quanto sedimentar.

– Mistura dos dois magmas principais e diferenciação independente para rochas granodioríticas e graníticas, originando *trends* calcialcalinos e subalcalinos. Desenvolvimento de trends locais de diferenciação, afetados eventualmente por processos de assimilação de rochas encaixantes.

– Enriquecimento em fluidos residuais na fase final de cristalização, gerando processos autometassomáticos.

As variações entre os plútons são função da maior ou menor interação entre esses mecanismos, assim como do nível de intrusão dos mesmos.

Segundo os mesmos autores, parece existir uma concentração de granitos tipo transicional ou mantélico próximo à linha da costa, e de granitos subalcalinos em direção ao interior, o que sugere o caimento da placa de subducção para oeste e não para leste, como proposto inicialmente por Bayer *et al.*, 1986.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Da unidade dos maciços graníticos foram analisadas as terras-raras de treze amostras distribuídas em seis maciços, sendo três no Maciço Palmital (JS-292, JS-296, JS-299), três no Maciço Linda Aurora (JS-372, JS-418, JS-530), três no Maciço Rio Novo do Sul (JS-478B, JS-570, JS-572), uma no Maciço São José de Fruteira (JS-107B), uma no Maciço Aracuí (JS-343) e duas no Maciço Alto Chapéu (JS-234A e JS-234B). As amostras têm composição granítica, à exceção da JS-570 cuja composição é de quartzo-monzodiorito e das amostras JS-234A e JS-234B, de composição de quartzo-sienito.

Os valores analíticos dessas terras-raras, bem como os parâmetros gerados a partir desses dados, aliados a informações procedentes de análises de elementos-traço, óxidos e outros complementares estão reunidos na tabela II.2.12.

Na figura II.2.74 constam as curvas-padrão das amostras estudadas, reunidas em um único agrupamento. As curvas têm uma inclinação para a direita indicando enriquecimento de TRL e depleção de TRP. O somatório das TR máximo é de 1.136 e mínimo de 572, com a média em torno de 700, portanto muito alta.

No ramo das TRL as curvas são mais homogêneas e mais próximas entre si, enquanto no ramo das TRP há uma certa heterogeneidade e as curvas mostram certo afastamento, com enriquecimento mesmo de TRP nas amostras JS-478B, JS-570 e JS-372.

Como decorrência, resulta um padrão do tipo *concave-upward*, segundo Koljonen & Rosenberg (1974), aspecto

Tabela II.2.12 – Parâmetros químicos dos maciços intrusivos tardi- a pós-transcorrentes da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	La	Ce	δEu	Yb/La	∈TR	(La/Lu)N	(Ce/Yb)N	(Ce/Y)N	RA	∈TRL	∈TRP	TRL/TRP	Y	Yb	SiO2	CaO	Al2O3	Zr	DF	F/Cl	(La/Yb)N	YbN
JS-107B	206,800	398,300	0,343	0,009	805,260	82,563	56,954	6,245	0,329	777,840	25,380	30,648	112,0	1,81	69,2	1,8	13,7	580	3,074	4,23	76,923	10,96
JS-292	327,600	556,300	0,383	0,004	1136,76	189,035	105,868	8,29	0,582	1109,53	24,67	44,975	64,0	1,36	67,4	2,0	13,9	780	2,813	3,01	166,666	8,24
JS-296	181,100	327,8	0,698	0,009	725,192	85,448	51,732	4,543	0,242	693,36	27,312	25,387	96,0	1,64	52,4	6,9	14,1	840	1,168	3,88	76,923	9,93
JS-299	187,800	327,3	0,566	0,006	691,20	114,671	71,789	6,134	0,333	668,82	19,590	34,141	56,0	1,18	64,8	3,2	14,3	820	3,394	5,27	111,111	7,15
JS-343	182,000	319,80	0,439	0,007	662,62	111,129	62,705	6,586	0,334	641,26	19,350	33,140	42,0	1,32	69,0	2,4	14,5	540	3,718	3,04	90,909	7,99
JS-372	178,20	324,600	0,411	0,013	674,360	41,106	35,005	6,142	0,327	652,500	19,730	33,071	104,0	2,4	66,7	2,5	14,2	840	3,418	3,37	50,000	14,54
JS-418	188,800	335,40	0,446	0,007	718,770	130,652	69,446	5,627	0,326	696,260	19,850	35,076	44,0	1,25	66,5	2,6	14,7	760	3,268	5,08	111,111	7,57
JS-478	248,50	427,90	0,337	0,003	879,54	171,965	147,664	8,288	0,695	859,64	18,080	47,546	22,0	0,75	69,9	1,5	13,1	400	2,756	1,53	250,000	4,54
JS-530	176,80	301,80	0,555	0,007	646,90	122,348	67,337	6,319	0,322	626,680	17,670	35,466	50,0	1,16	66,1	2,8	14,7	820	3,255	5,31	111,111	7,03
JS-570	178,80	313,90	0,533	0,008	680,32	77,376	59,301	5,982	0,323	657,40	20,20	32,545	58,0	1,37	64,7	3,1	14,9	1240	3,188	4,62	90,909	8,30
JS-572	175,20	305,50	0,676	0,007	678,970	106,977	60,358	5,045	0,277	652,350	22,80	28,612	68,0	1,31	59,0	5,8	14,3	780	3,062	4,11	90,909	7,93
JS-234A	175,30	313,7	0,685	0,016	673,94	49,18	29,85	5,118	0,495	644,490	25,85	24,932	76	2,72	65,3	1,6	15,1	600	5,992	4,11	43,50	16,475
JS-234B	159,4	279,8	0,417	0,008	572,23	87,085	55,28	6,813	0,389	553,340	17,30	31,985	58,0	1,31	68,3	2,1	13,6	620	3,626	2,19	82,13	7,935

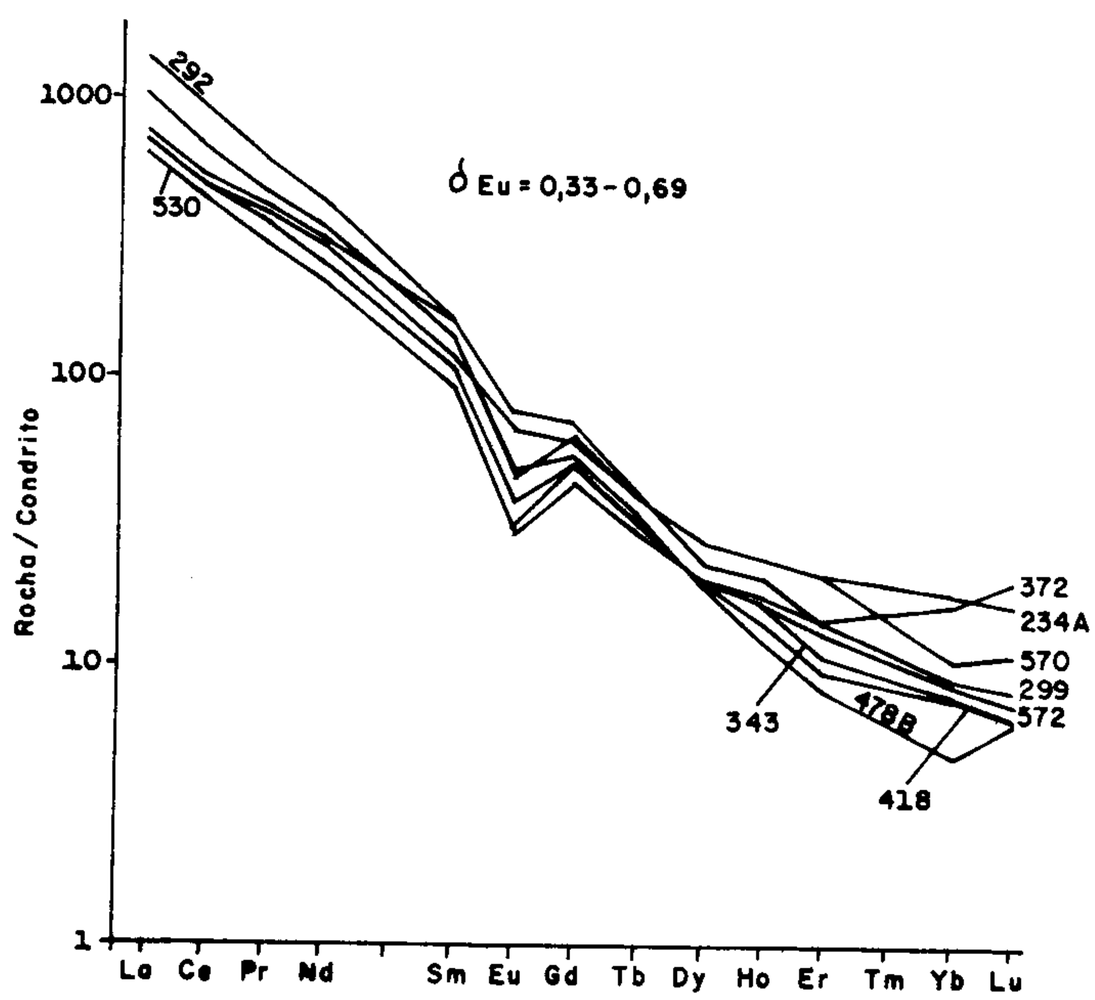


Figura II.2.74 – Curvas dos elementos de terras-raras dos maciços intrusivos normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, 1978).

típico de granitóides com SiO_2 menor do que 70%, como é o caso das amostras em questão. Não há relação óbvia entre o Y e os valores de SiO_2.

As anomalias de Eu (Eu/Eu*) são todas negativas e de expressivos valores, variando de um mínimo de 0,698 a um máximo de 0,337, com uma média de 0,489. Notam-se também algumas curvas com anomalia negativa de Yb. Vale ressaltar que os menores valores de anomalia de Eu (0,676 e 0,698) correspondem às amostras de mais baixa sílica (59 e 52,4% SiO_2 respectivamente) e, ao contrário, a maior % de SiO_2 (69,9) corresponde à mais expressiva anomalia (Eu/Eu* = 0,337).

De acordo com Bowden & Whitley (1974; *apud* Emmerman *et al.*, 1975) os granitos em estudo guardam uma certa relação (correlação positiva) entre os valores de alcalinidade e as anomalias de Eu. Vê-se por exemplo que aos valores altos de RA correspondem as anomalias mais expressivas. Constata-se ainda que as duas amostras JS-292 e JS-478B com maiores RA têm também os maiores valores do somatório de TR, respectivamente 1.109 e 860.

São bastante significativos os índices de fracionamento desses granitóides qualquer que seja o critério de avaliação (Ce/Yb)N, La/Lu, Ce/Y e TRL/TRP). As razões CeN/YbN variam de um mínimo de 35 a um máximo de 148 com a maioria dos valores em torno de 60. Trata-se, ao que tudo indica, de granitóides de caráter tipicamente calcialcalino a alcalino (alto TRL). Os altos valores de Sr (média de 521ppm) para esses granitos, maiores do que o valor médio do plutonito Blakes Ferry (X = 451 ± 61ppm) do tipo *I*, de acordo com De Fant *et al.* (1988, p.174; tabela 5), bem como os percentuais de CaO (superiores a 1,5% em peso de CaO) e as razões de Ce/Y, em torno de 6, são todos fatores típicos de granitos *I*. Por fim, a média das razões F/Cl em torno de 3,5 (inferiores a 10), segundo Wenrong & Hongnian (1985), é indicativa de granitos de derivação mantélica.

Esta média também é típica dos granitos tipo *A*, segundo Whalen *et al.* (1987).

Vale lembrar que o padrão dos granitos se assemelha muito ao padrão do granito *MD* de Chaoqun, 1985 com feição *concave upward* no ramo TRP bem como o forte enriquecimento em TRL, expressivo fracionamento geral da curva. Dos 11 valores de anomalia de Eu, sete se enquadram na faixa de granitos mantélicos tipo *MS* (0,43 - 1,22), enquanto que as razões Yb/La, extremamente baixas (com média de 0,007) reforçam o caráter ígneo (mantélico, transicional) desses granitos.

Razões (La/Yb)N são todas bastante superiores a 20, enquanto os valores de YbN de um mínimo de 4,54 a um máximo de 10,96 com uma média exatamente de 8,5. Tais

fatos são semelhantes aos que se têm registrado para os granitos arqueanos, mas que entretanto não parecem se adequar à realidade geocronológica da área em questão, onde estudos apoiados em análises geocronológicas pelos métodos U-Pb e Rb-Sr apontam idades brasilianas.

O padrão depletado em TRP com alto enriquecimento em TRL, altas razões TRL/TRP, valores negativos de Eu/Eu* e alta concentração de TR parecem indicar que o protólito desses granitos teria sido um magma granítico rico em feldspato submetido à fusão parcial, dando fase residual com granada, anfibólio ou piroxênio. A possibilidade de cristalização fracionada fica excluída, devido sobretudo aos altos somatórios de TR e ao alto enriquecimento de TRL.

A ambiência geotectônica extrapolada a partir de parâmetros como: a) anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*); b) alto somatório de TR (média de 600); c) forte inclinação das curvas para a direita (alta razão TRL/TRP) e Al_2O_3 em torno de 14-15% indica zona de margem continental ativa (ambiente orogênico do tipo andino) ou ambiente continental tipo extensional para geração de granitos do tipo *MS* e *MD*.

2.6 Intrusivas Ácidas Pós-Transcorrentes

2.6.1 Diques Graníticos

Inúmeros diques de rochas graníticas e, mais raramente, quartzo-monzonítica são encontrados no âmbito da folha cortando as rochas gnáissicas ortoderivadas, rochas paraderivadas e maciços intrusivos.

Embora essas rochas estejam distribuídas em diferentes setores da área, a maior concentração desses diques está posicionada nas imediações de Cachoeiro de Itapemirim.

O dique mais expressivo tem extensão de aproximadamente 20km, direção NNW-SSE, iniciando-se a oeste de Conduru, estendendo-se até NW de Cachoeiro de Itapemirim e com espessura variada, podendo atingir localmente até 50m.

Os contatos são bruscos, como podem ser observados na estrada que liga Cachoeiro de Itapemirim a BR-101, na localidade de União.

Macroscopicamente, a rocha é mesocrática, de tonalidade cinza, granulação fina a média, isotrópica, geralmente equigranular, constituída de quartzo, feldspato, biotita, titanita, magnetita. Quando intemperizada toma uma coloração amarelada.

Microscopicamente, as rochas são de composição granítica, textura granular-hipidiomórfica, de granulação fina a média, localmente podem apresentar foliação de fluxo, com disposição preferencial das palhetas de biotita. A composição mineralógica é microclina, quartzo, oligoclásio, biotita, titanita, alanita, apatita, zircão, anfibólio e opacos (magnetita). Os minerais de alteração são normalmente clorita, carbonato, muscovita e sericita.

2.6.2 Litoquímica dos Diques Graníticos

Caracterização Geoquímica dos Elementos Maiores e Traço

Esses diques que aparecem distribuídos por quase toda área têm características similares às das rochas mais ácidas dos maciços graníticos.

A composição petrográfica modal de 12 lâminas petrográficas representativas desses corpos é mostrada no diagrama QAP, com os campos de classificação segundo Streckeisen, 1976 (figura II.2.75), onde se identificam como sienogranitos, granitos alcali-feldspáticos e quartzo-monzonitos.

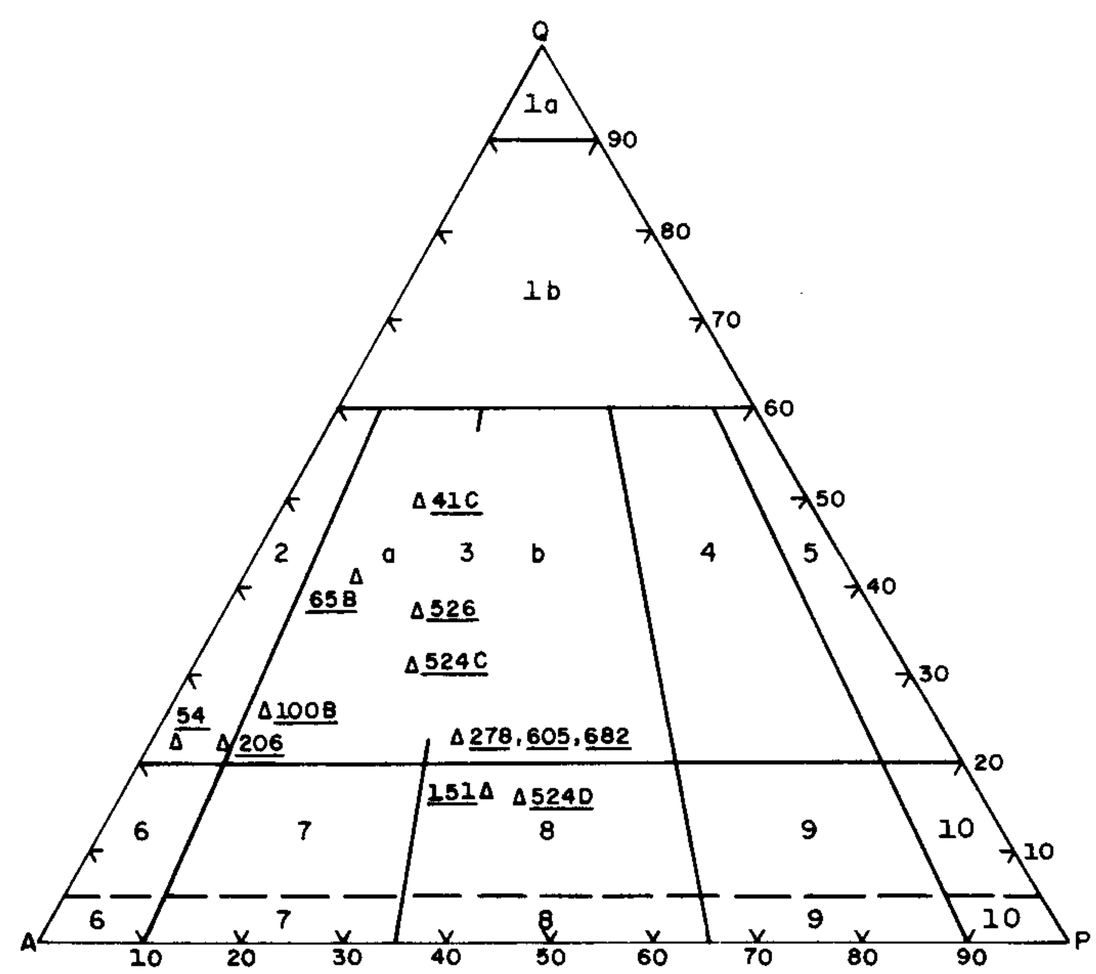


Figura II.2.75 – Diagrama QAP com os campos de classificação segundo Streckeisen (1976) com as composições modais estimadas de 12 lâminas petrográficas de diques graníticos da Folha Cachoeiro de Itapemirim. As rochas classificam-se como granito (3); álcali-feldspato-granito (2) e quartzo-monzonito (8).

As composições normativas CIPW de seis amostras representativas desses granitos são semelhantes às composições modais (figura II.2.76). Situam-se, quase todas, no campo dos granitóides aluminosos das províncias alcalinas ou no campo da série alcalina, como idealizado por Lameyre & Bowden, 1982, e representados na mesma figura. Entretanto, quando plotados no diagrama de Wright, 1969 (figura II.2.77) que permite identificar a calcialcalinidade das rochas granitóides, caracterizam-se como calcialcalinas, com apenas uma amostra identificando-se como alcalina.

No diagrama de Takahashi *et al.*, 1980, da figura II.2.70 caracterizam-se todas como granitos tipo *I*, juntamente com os maciços graníticos, o que concorda com o caráter

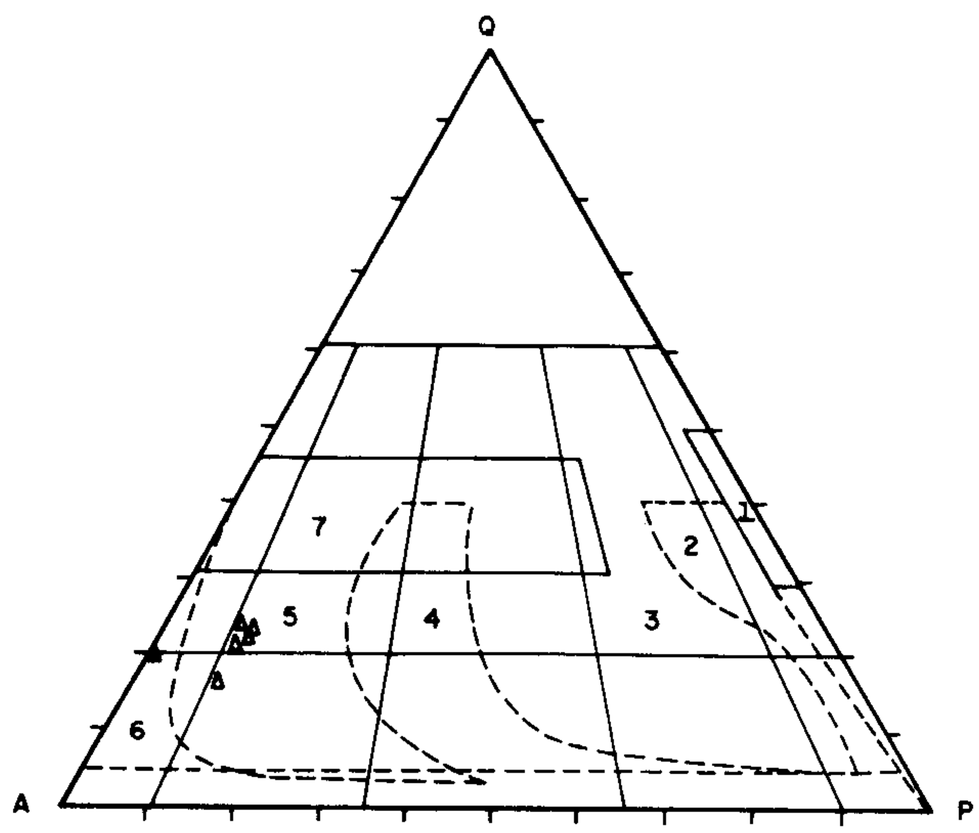


Figura II.2.76 – Diagrama QAP, normativo CIPW, com os campos de classificação segundo Streckeisen (1976) e os campos das séries magmáticas como idealizados por Lameyre & Bowden (1982). Os diques graníticos identificam-se no campo dos granitos aluminosos das províncias alcalinas. (1) toleítos; (2) calcialcalino-trondhjemítico, baixo K; (3) calcialcalino-granodiorítico, médio K; (4) calcialcalino-monzonítico, alto K; (5) granitóides aluminosos de províncias alcalinas; (6) alcalinas e peralcalinas; (7) granito de fusão crustal.

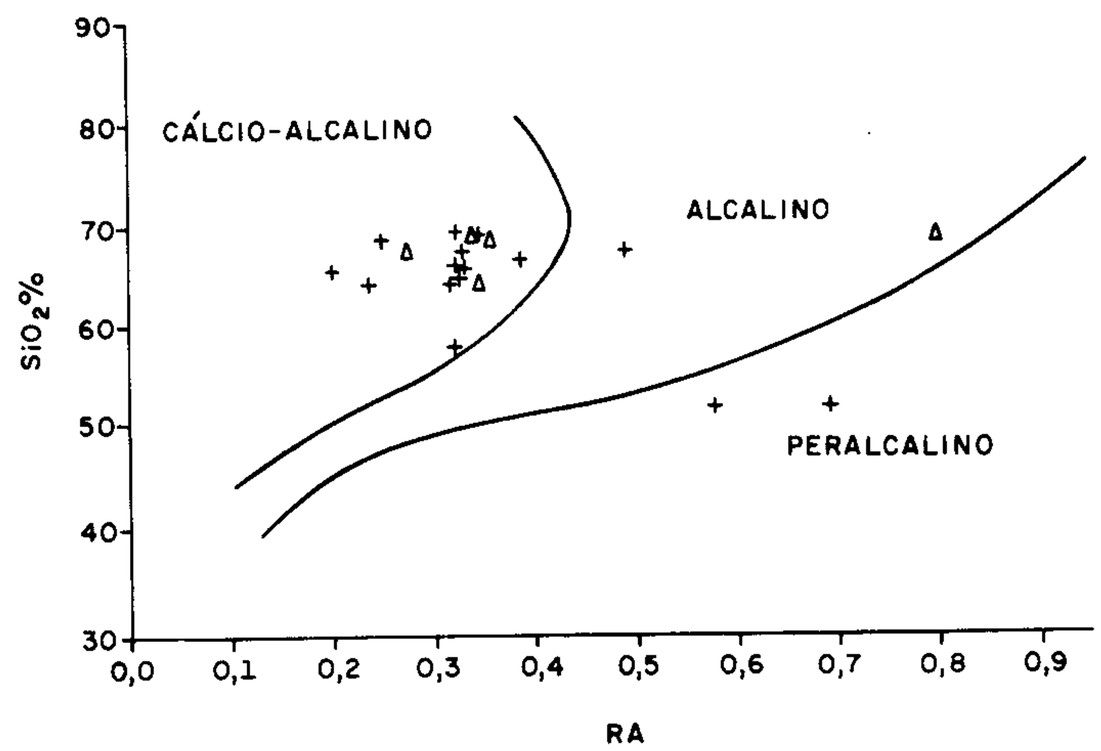


Figura II.2.77 – Diagrama de Wright (1969) idealizado para discriminar a calcialcalinidade de rochas granitóides através das porcentagens em peso de Si_2O em função de $RA = \log Al_2O_3 + CaO + K_2O + Na_2O/Al_2O_3 + CaO-(K_2O + Na_2O)$. A maioria dos diques graníticos identifica-se como calcialcalina, da mesma forma que os maciços graníticos. (+) maciços graníticos; (Δ) diques graníticos.

metaluminoso identificado no diagrama de Rapela & Caminos, 1987 (figura II.2.78).

O posicionamento tectônico tardi-orgênico, similar ao dos maciços graníticos, pode ser visualizado no diagrama da figura II.2.79, devido a La Roche, 1980, segundo Batchelor & Bowden, 1985, com os campos baseados em Pitcher, 1982, e Harris *et al.*, 1983.

Finalmente, a ambiência tectônica dessas rochas pode ser identificada no diagrama da figura II.2.80, devido a Pearce *et al.*, 1984. Da mesma forma que os maciços graníticos, os diques identificam-se como granitóides intra-placa.

Caracterização Geoquímica dos Elementos Terras-Raras

Para os diques graníticos foram analisadas as terras-raras de seis amostras (uma de cada corpo) distribuídas no âmbito da folha. Todas as amostras têm composição biotita-granito.

Os valores analíticos dessas terras-raras, bem como os parâmetros gerados desses dados, aliados às informações procedentes de análise de elementos-traço, óxidos e outros dados complementares estão reunidos na tabela II.2.13.

Na figura II.2.81 constam as curvas-padrão das amostras estudadas, reunidas em um único grupamento.

As curvas têm uma acentuada inclinação para a direita indicando enriquecimento da TRL e depleção de TRP. O somatório das TR máximo é de 898 e o mínimo de 256 com uma média de 716, portanto muito alta.

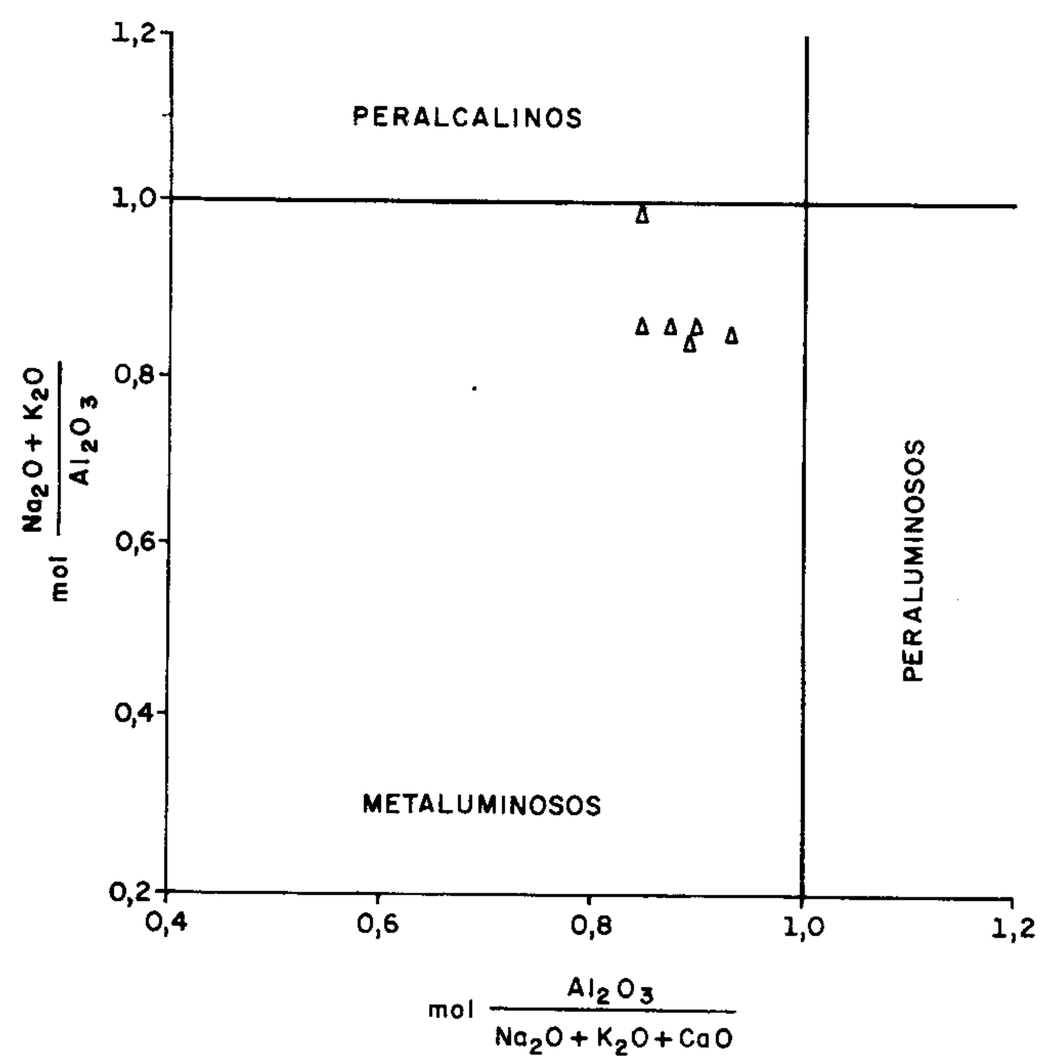


Figura II.2.78 – Diagrama de Rapela & Caminos (1987) que identifica a aluminosidade das rochas granitóides através das razões molares $(Na_2O + K_2O)/Al_2O_3$ em função de $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$. Os diques graníticos identificam-se como metaluminosos.

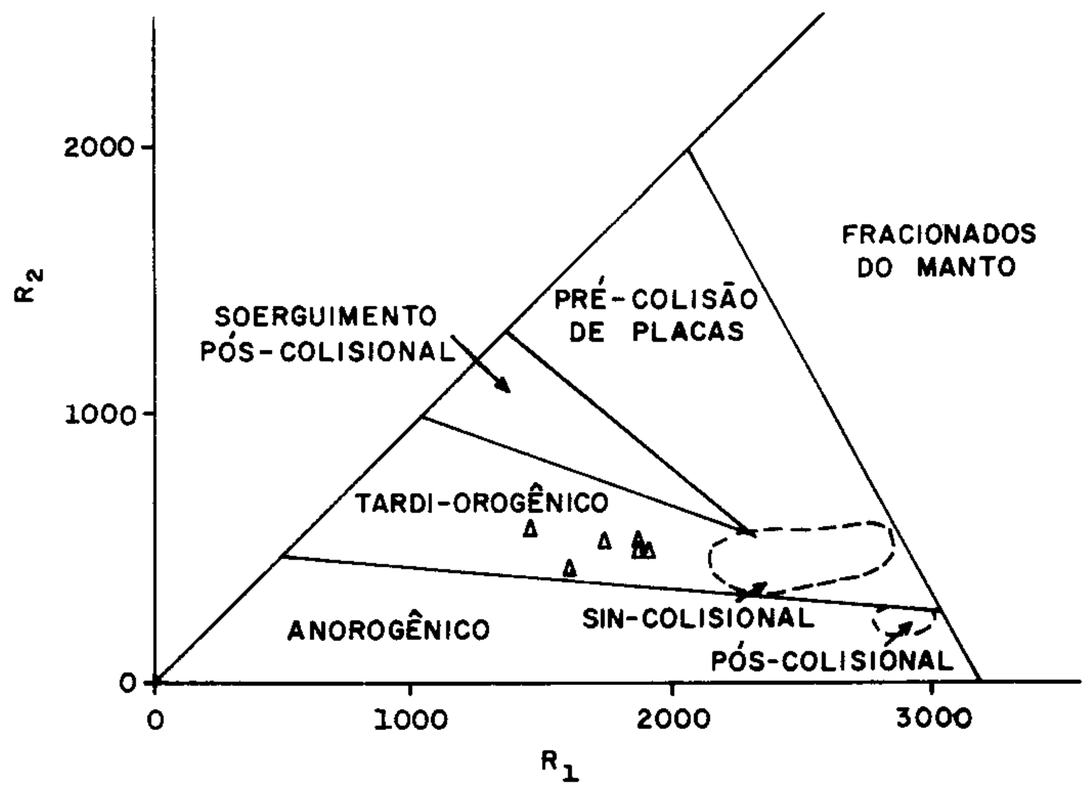


Figura II.2.79 – Diagrama de La Roche (1980) segundo Batchelor & Bowden (1985) com os campos de posicionamento tectônico relativo na crosta, baseados em Pitcher (1982) e Harris *et al.* (1983). Os parâmetros são R1 = 4Si-11(Na + K)-2(Fe + Ti) e R2 = 6Ca + 2Mg + Al.

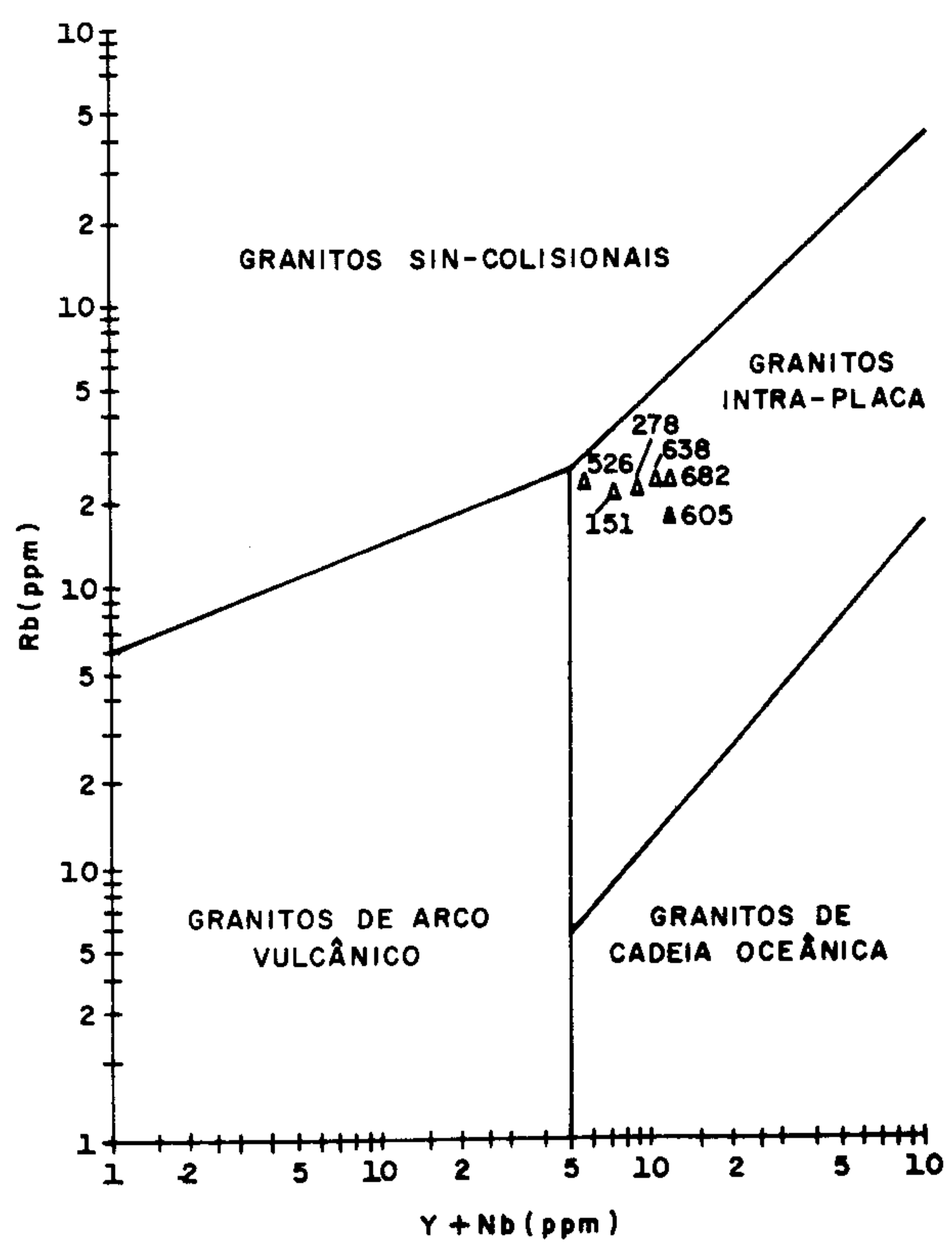


Figura II.2.80 – Diagrama bi-log de Pearce *et al.* (1984) que discrimina os ambientes tectônicos das rochas graníticas segundo seus teores em Rb x (Y + Nb). Os diques graníticos identificam-se como granitóides intraplaca.

No ramo da TRL as curvas são mais homogêneas e mais próximas entre si, à exceção da amostra JS-151, que apresenta um afastamento das outras, evidenciando um empobrecimento em TRL, enquanto no ramo das TRP há uma certa heterogeneidade e as curvas mostram um certo afastamento, com enriquecimento de TRP nas amostras JS-605 e JS-638 e empobrecimento na amostra JS-151.

Como decorrência, resulta um padrão do tipo *concave upward*, segundo Koljonen & Rosenberg (1974), aspecto típico de granitóides com SiO_2 menor do que 70%, como é o caso das amostras em questão. As anomalias de Eu (Eu/Eu*) são todas negativas e de expressivos valores, variando de um mínimo de 0,663 a um máximo de 0,418. Vale ressaltar que ao menor valor de anomalia de Eu (0,663) corresponde a amostra de mais baixo teor de SiO_2 (64,6%), já o inverso não ocorre, isto é, a maior anomalia de Eu (0,418) não corresponde ao maior teor de SiO_2.

De acordo com Bowden & Whitley (1974; *apud* Emmermann *et al.*, 1975) os granitos em estudo guardam uma certa relação (correlação positiva) entre os valores de alcalinidade e as anomalias de Eu.

São bastante significativos os índices de fracionamento desses granitos, qualquer que seja o critério de avaliação (TRL/TRP, Ce/YbN, La/LuN e Ce/ Y). As razões (Ce/Yb)N variam de um mínimo de 39 e um máximo de 94 com uma média em torno de 64. Trata-se de granitos de caráter tipicamente calcialcalino a alcalino (alto TRL). Pela anomalia de Eu entre 0,4 e 0,7, pode ser classificado como granito crustal, segundo Shen Jili & Jiayuan (1985). Entretanto, altos valores de Sr (média de 650ppm) para esses granitos, maiores do que o valor médio dos granitos do tipo *I* (253ppm) de Chappell & White, 1974, 1983 (*apud* Defant *et al.*, 1988, tabela 5; p.174) bem como os percentuais de CaO (superiores a 1,4% em peso de CaO) e as razões de Ce/ Y, em torno de 6, são todos fatores típicos de granitos *I*. Por fim, a média das razões F/Cl, com teor de 4,6 (inferior a 10), segundo Wenrong & Hongnian (1985), é indicativa de granitos de derivação mantélica. Esta média também é típica dos granitos tipo *A*, segundo Whalen *et al.*, 1987.

O padrão dos diques graníticos se assemelha muito ao padrão dos granitos *MD* e *MS* de Chaoqun (1985) com feição *concave upward* no ramo TRP bem como o forte enriquecimento de TRL e expressivo fracionamento geral das curvas.

Dos seis valores de anomalia de Eu, cinco se enquadram na faixa de granitos mantélicos tipo *MS* (0,43-1,22), enquanto que as razões (Yb/La)N, extremamente baixas (em média 0,008) reforçam o caráter ígneo (mantélico, transicional) desses granitos.

As razões (La/Yb)N são todas bastante superiores a 20, enquanto os valores de YbN variam de um mínimo de 2,24 a um máximo de 16,35 com uma média de 9,58, portanto com características transicionais entre granitos arqueanos e pós-arqueanos, segundo a concepção de Martin (1987).

Tabela II.2.13 – Parâmetros químicos dos diques graníticos pós-transcorrentes da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

	La	Ce	δEu	Yb/La	∈TR	(La/Lu)N	(Ce/Yb)N	(Ce/Y)	RA	∈TRL	∈TRP	TRL/TRP	Y	Yb	SiO2	CaO	Al2O3	(La/Yb)N	F/Cl	YbN
JS-151	64,13	115,50	0,585	0,008	256,74	133,137	80,783	4,235	0,346	245,50	9,740	25,205	40,0	0,37	67,2	2,2	14,2	125,000	4,483	2,241
JS-278	257,70	434,600	0,552	0,005	898,730	157,352	94,523	7,809	0,360	876,300	19,50	44,938	52,0	1,190	68,6	2,1	14,2	166,666	7,097	7,207
JS-526	182,70	314,90	0,571	0,006	671,470	135,462	70,871	6,461	0,350	650,520	18,310	35,528	26,0	1,150	68,9	1,8	14,4	111,111	2,708	6,965
JS-605	242,60	416,20	0,663	0,011	898,090	74,066	39,896	5,396	0,344	862,630	30,870	27,944	72,0	2,70	64,6	2,5	14,5	62,500	4,762	16,353
JS-638	234,000	410,40	0,569	0,011	875,160	80,966	41,330	5,745	0,801	842,06	29,380	28,661	66,0	2,57	69,2	1,4	13,6	62,500	5,417	15,566
JS-682	193,90	327,50	0,418	0,008	700,950	111,818	55,765	6,569	0,614	678,660	20,210	33,580	68,0	1,52	68,5	1,9	13,7	83,333	3,061	9,206

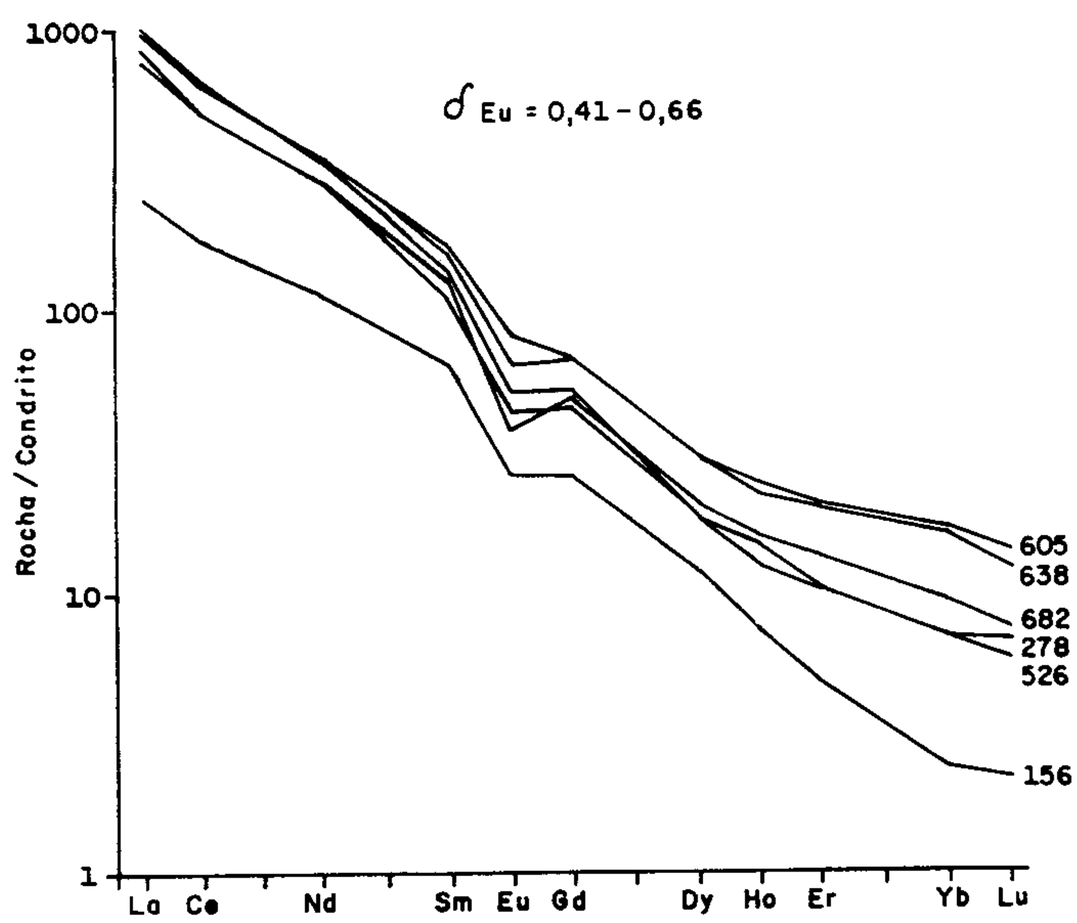


Figura II.2.81 – Curvas dos elementos de terras-raras dos diques graníticos normalizados em relação aos condritos (segundo Evensen *et al.*, (1978).

A realidade geocronológica da área em questão, apoiada em estudos e análises geocronológicos pelos métodos U-Pb e Rb/Sr apontam idade ordoviciana (450Ma). As idades mais jovens desses diques são sugeridas pelas anomalias negativas bem pronunciadas.

O padrão depletado em TRP com alto enriquecimento em TRL, altas razões TRL/TRP, valores negativos de Eu/Eu* e alta concentração de TR parecem indicar que o protólito desses granitos teria sido um magma granítico rico em feldspato, submetido a fusão parcial, dando fase residual com granada, anfibólio ou piroxênio. A possibilidade de cristalização fracionada fica descartada devido sobretudo aos altos somatórios de TR e ao alto enriquecimento de TRL, além de que não há nenhuma relação biunívoca entre o somatório de TR e as variações de SiO_2.

A amostra JS-151 é, de todo o grupo, a mais pobre em TR, e apesar da semelhança petrográfica com as demais amostras do grupo, a razão Ce/Y é a mais baixa.

A ambiência geotectônica extrapolada a partir de parâmetros como anomalia negativa de Eu(Eu/Eu*); alto somatório de TR (média de 716); forte inclinação das curvas para a direita (alta razão TRL/TRP) e Al_2O_3 em torno de 14%, indica zona de margem continental ativa (ambiente orogênico do tipo andino) ou ambiente continental tipo extensional para geração de granitos do tipo *MS* e *MD*.

2.7 Intrusivas Básicas

Diques básicos, geralmente de diabásio, não deformados, foram individualizados nas localidades de Ponte São João, norte de Jerônimo Monteiro e norte de Anutiba. Esses corpos têm espessura centimétrica a métrica e estão estruturados geralmente na direção N-NW. Outros corpos menores, não mapeados, são encontrados cortando as rochas regionais.

Essas rochas ocorrem preenchendo juntas ou falhas. Geralmente, afloram em blocos bastante resistentes, normalmente com esfoliação esferoidal e solo argiloso avermelhado.

Macroscopicamente, possuem uma coloração verde-escura, granulação fina, são isotrópicas e representam o último evento magmático da região.

Silva & Ferrari (1976) descrevem microscopicamente essas rochas como de texturas hipidiomórfica, inequigranular, constituídas essencialmente de plagioclásio, augita e pigeonita. A apatita e minerais opacos são os acessórios. Nontronita, celadonita, biotita, sericita, minerais de argila, clorita e uralita são os minerais de alteração.

2.8 Depósitos Quaternários

Esses depósitos estão representados na folha por dois tipos: os aluviais e os coluviais, distinguidos no mapa pelas siglas Qa e Qc, respectivamente.

As aluviões acumulam-se sobre a superfície retrabalhada pelo Ciclo Paraguaçu (King, 1956), formando depósitos ciliares ao longo das principais drenagens que cortam a área.

Esses depósitos são encontrados principalmente ao longo dos rios Itapemirim, Muqui, Castelo, da Prata; os ribeirões Salgado, Estrela do Norte, Santa Rosa, Floresta, Vala do Souza e os córregos Aliança, Bom Destino, Areal e outros cursos de água menos expressivos.

São constituídos por sedimentos inconsolidados arenosos, argilo-arenosos, argilo-siltosos exibindo cores variadas, ocorrendo localmente níveis de cascalho.

Os sedimentos arenosos dos rios Castelo e Itapemirim localmente são explorados como material de construção e alguns garimpeiros trabalham o leito ativo do rio Castelo, visando à extração do ouro.

As principais coluviões são encontradas geralmente nos bordos dos maciços intrusivos, sendo que os depósitos mais expressivos estão localizados a sul do Maciço Castelo, na serra de São Vicente, a oeste do Maciço Alto Chapéu (foto 13).

Capítulo 3
Geologia Estrutural

por
Orivaldo Ferreira Baltazar

3.1 Introdução

A Folha Cachoeiro de Itapemirim 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 indubitavelmente de natureza ensiálica por Cordani & Brito Neves (1982), com atuação muito forte do Ciclo Brasiliano sobre um embasamento Arqueano a Proterozóico Inferior, denominado por sua vez de Cinturão Paraíba do Sul por Cordani *et al.* (1973) com mesmo *trend* estrutural e com idade amplamente indicada por isócronas Rb/Sr em rocha total e medidas U-Pb em zircões. Todas estas unidades geotectônicas fariam parte de uma unidade maior, o Cinturão Móvel Costeiro de Mascarenhas (1973, 1979) e Almeida (1979), de idade Jequié (2.700m.a.), que se estende através do Brasil Oriental desde a faixa Sergipana, ao norte, atingindo o Uruguai, ao 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 desta estruturação sendo relacionada ao evento Jequié.

Os principais agrupamentos litológicos cartografados no âmbito da folha incluem terrenos orto e paraderivados individualizados em duas seqüências nitidamente distintas, os primeiros incluindo gnaisses granitóides porfiroblásticos equigranulares, ambos de composição tonalítica e estes últimos englobando gnaisses aluminosos migmatizados ou não, gnaisses fitados anfibolíticos, gnaisses quartzosos, quartzito e micaxisto, além de importantes intercalações de mármore. Ocorrem, ainda, corpos de granitos intrusivos, sin e pós-tectônicos em relação a uma foliação de transposição *St*, e granitos tardi a pós-tectônicos em relação à fase de cisalhamento transcorrente, posterior.

Em termos deformacionais a estrutura mais notável observada na área é uma foliação/bandamento gnáissico de baixo ângulo (a foliação *St* mencionada acima), de distribuição regional, resultado de notável transposição que afetou as estruturas pretéritas de todos os litótipos nela individualizados, excetuando-se os corpos intrusivos sin a tardi-transcorrentes. A esta deformação associam-se algumas zonas de cisalhamento contracional de baixo ângulo, aqui relacionadas ao processo de transposição. A esta deformação, segue-se uma outra representada principalmente por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo de *trend* regional NE, às quais se associam dobramentos de estilos os mais variados, observando-se dobras desde muito abertas, até isoclinais. Evidências de uma possível terceira fase de deformação está representada em locais isolados por dobramentos muito abertos, do tipo deslisamento flexural, com planos axiais subverticais e eixos posicionados próximos a leste-oeste.

3.2 Fases de Deformação

3.2.1 Deformação D1

A feição estrutural mais notável verificada no âmbito da folha é de ocorrência regional, estando impressa em todas as unidades geológicas Pré-Cambrianas cartografadas, independente de sua origem e/ou nível crustal de formação. Trata-se de um bandamento/foliação gnáissica que afetou todos os litótipos e aqui é referida como foliação *St*. Entre as feições estruturais que permitem a caracterização desta foliação, como resultante de transposição, as mais comuns são dobras isoclinais intrafoliais, com flancos rompidos ou não (foto 1 e 14), verificadas preferencialmente em níveis de leucossomas de migmatitos bandados, além de lenticularização destes como resultado de seu achatamento e rompimento (foto 15) e ainda estruturas em *boudinage*. Salienta-se, ainda, o caráter protomilonítico a milonítico desta foliação, neste último caso caracterizando zonas de intenso cisalhamento de superfícies perfeitamente concordantes com a foliação *St*, que estão representadas no mapa geológico, configurando zonas de cisalhamento dúctil contracional (empurrões - foto 16), com direção de transporte geral de leste para oeste, conforme se depreende da presença de dobras de arrasto (estação JS-78) observadas

indicando este movimento e das medidas de lineações de estiramento impressas nestes planos de foliação assinaladas em mapa e representadas no estereograma de igual área da figura II.3.2h. Estas zonas de cisalhamento freqüentemente marcam o contato entre as unidades litológicas cartografadas, sendo interpretadas aqui como resultantes da própria evolução do processo de transposição, considerando-se a sua atitude perfeitamente concordante com a da foliação *St* adjacente, além das lineações de estiramento com as mesmas características e orientações daquela, caracterizando, portanto, zonas onde a transposição atingiu o seu máximo em termos de deformação. Em lâmina delgada, o caráter milonítico a blastomilonítico das rochas destas zonas é denunciado principalmente por porfiroclastos de plagioclásio e recristalização sintectônica.

É importante observar que, enquanto a transposição se efetua sobre um bandamento metamórfico pré-existente em determinadas unidades, especialmente naquelas infracrustais, ortoderivadas, nas seqüências supracrustais, paraderivadas, caracterizadas por alternâncias de níveis de composição e granulação diversas (quartzitos, xistos e gnaisses quartzo-feldspáticos da Unidade Pps2), este processo parece ter afetado uma superfície S0 de acamamento sedimentar original, onde o contato entre as bandas é, ora nítido, ora gradativo, e a transposição é denunciada por dobras intrafoliais, lenticularização e "boudinamento" de níveis mais competentes. O primeiro caso, onde a transposição se efetua sobre um bandamento metamórfico pré-existente, deixa entrever uma fase de deformação pré-D1, responsável pela geração deste bandamento, que encontra-se preservado nas dobras intrafoliais à foliação de transposição. O caráter muito intenso desta, com conseqüente obliteração quase total de deformação anterior, não permite a sua nítida caracterização.

3.2.2 Deformação D2

Esta fase de deformação está representada principalmente por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo, de direção preferencial segundo NE, que cortam a folha diagonalmente, especialmente no seu quadrante sudoeste. São representadas em mapas por fortes alinhamentos retilíneos, resultantes de intensos processos de transposição da foliação *St* de baixo ângulo da deformção anterior (D1), tendo como testemunhos principais deste processo o caráter laminado milonítico a blastomilonítico dos litótipos afetados, nas áreas mais intensamente deformadas, além de estruturas típicas associadas a cisalhamento de natureza dúctil como a presença de dobras isoclinais intrafoliais, rompidas ou não (foto 17), estruturas sigmoidais (foto 18), "augens" de feldspatos assimétricos, dobras de arrasto e ainda lineações de estiramento impressas nos planos de foliação milonítica destas zonas. Estes marcadores cinemáticos da deformação sugerem, em alguns locais, um movimento dextral para a componente direcional destas zonas de cisalhamento.

Nas imediações da localidade de São Gabriel, no município de Muqui (estação JS-446) é bem visível a relação entre as deformações D1 e D2 onde a foliação *St* de baixo ângulo da primeira tende a uma reorientação para a posição desta última, por processo de transposição que se traduz, nas zonas mais afastadas da mesma, em um dobramento aberto, paralelo, do tipo deslisamento flexural (foto 19) com eixos de mergulhos moderados e planos axiais verticalizados de atitudes aproximadamente concordantes com as das zonas mais intensamente deformadas. À medida que nos aproximamos destas, o achatamento destas feições, provocado pelo encurtamento, tende a tornar as dobras cada vez mais apertadas, até atingirem a feição isoclinal, com a paralelização de seus flancos, mostrando-se, nas zonas mais deformadas, como pequenas dobras reliquiares, intrafoliais, rompidas, como testemunhos do processo. Assim, ao longo da exposição, tem-se a geração de dobras com estilos os mais variados, desde muito abertas, configurando suaves ondulações, a até tipos isoclinais sem raiz.

Deste sistema de cisalhamento de *trend* NE o representante mais notável na área é o Lineamento de Guaçuí, que tem excelentes exposições na Folha Afonso Cláudio, com pouca representatividade na Folha Cachoeiro de Itapemirim, cortando-a apenas em uma porção mínima em seu extremo noroeste. Traduz-se, em fotografias aéreas e imagens de satélite, em uma feição notadamente linear, rigidamente orientada segundo N30°E. No campo os litótipos afetados pela mesma encontram-se extremamente milonitizados, aflorando na forma de lajedos horizontalizados ou de pequenos paredões verticais nas margens e leito do rio Norte, que corre ao longo da estrutura por boa extensão. Alguns marcadores cinemáticos como, por exemplo, dobras de arrasto e estruturas sigmoidais, observados principalmente ao norte da folha (Folha Afonso Cláudio), indicam um movimento dextral para a componente direcional deste cisalhamento, como já observado anteriormente em outras zonas. Um movimento oblíquo ao longo de seu plano é indicado por lineações de estiramento e estrias nele impressos que têm atitudes médias de S30°W/30°-40°.

Um outro *trend* destas zonas de cisalhamento de alto ângulo posiciona-se segundo a direção NW, sendo menos conspícuo que o anterior e parecendo ser mais antigo, tendo-se observado, na região de Ponte São João (estação JS-637), a relação entre os mesmos, onde o cisalhamento de *trend* NE corta o NW, defletindo sua foliação nas bordas da zona, indicativo de uma componente direcional dextral para o primeiro, similar ao de *trend* NW, que apresenta as mesmas características de cisalhamento dúctil, com marcadores de deformação e cinemáticos similares como dobras isoclinais intrafoliais, estruturas sigmoidais (foto 20) e dobras de arrasto em *Z* (foto 21). Estruturas "augen" de feldspatos assimétricos (foto 22), além do caráter milonítico da foliação na zona totalmente transposta.

Nas localidades de Ponte São João e de Seleta (estações JS-182 e 490), observam-se bandas miloníticas de cisalhamento de até um metro de largura, verticalizadas e com *trends* N25°-30°W, cortando granitos intrusivos (foto 23), de estrutura maciça, tidos como de Idade Brasiliana, o que sugere esta idade como mínima para, pelo menos, parte das estruturas de alto ângulo com este *trend*.

Em locais esparsos ocorrem dobramentos isolados, em geral muito abertos, do tipo paralelo, que podem mesmo configurar apenas suaves ondulações da foliação *St*, que são aqui relacionados a esta transposição de alto ângulo, por apresentarem características similares às dobras associadas à mesma, como, por exemplo, estilo semelhante ao das zonas mais afastadas destas, além da concordância na orientação de seus respectivos planos e eixos.

No parque de exposições da cidade de Castelo (estação JS-555) aflora gnaisse bandado da Unidade Pps3, onde chega a configurar-se parcialmente uma estrutura dômica, parecendo tratar-se de interferência dos dobramentos desta fase com uma possível fase subseqüente (D3), de características deformacionais similares. Neste mesmo local, observam-se dobras isoclinais de deformação anterior (D1) sendo redobradas por esta fase (D2).

Apenas nas partes mais deformadas, relacionadas aos principais alinhamentos representativos desta fase, onde a transposição foi mais acentuada e nas suas adjacências, verificou-se o desenvolvimento de uma foliação de plano axial, evidenciada principalmente pela disposição planar de minerais micáceos nas zonas de charneiras de dobras mais apertadas.

3.2.3 Deformação D3

Evidências de uma possível fase de deformação D3 foram detectadas na área, muito localizadamente, estando representadas por dobras muito abertas, paralelas, do tipo deslisamento flexural, com eixos orientados aproximadamente segundo leste-oeste com caimentos fracos a moderados e planos axiais subverticalizados. Estes dobramentos foram observados apenas nos arredores de Cachoeiro de Itapemirim em gnaisses da Unidade Pps3. No âmbito da Folha Domingos Martins, a nordeste, esta fase encontra-se melhor caracterizada, configurando desde dobras muito abertas até suaves ondulações da foliação *St* da primeira fase, visualisada em biotita gnaisses bandados e em gnaisses aluminosos ali existentes, onde chegam a esboçar-se estruturas de interferência do tipo domo (tipo 1 de Ramsay, 1967) com os dobramentos da fase anterior (D2). Não foi observada no campo a ocorrência de qualquer tipo de foliação relacionada a estes dobramentos.

3.3 Análise Geométrica

Considerando a extensão da área em estudo e a sua complexidade estrutural, traduzida na descontinuidade da laminação gnáissica das principais unidades cartografadas, devido a processos de transposição, além de outros aspectos, como a interferência de dobramentos e sua acilindricidade e, ainda, a superposição de pelo menos mais uma fase de cisalhamento de médio a alto ângulo de *trend* NNE (principalmente no quadrante SW da folha), é feita aqui uma tentativa de análise em termos estatísticos das estruturas medidas no campo, no que se refere principalmente à foliação *St*, lineações *b* e lineações de estiramento *(X)*. Para isto, dividiu-se a área nos domínios estruturais que se seguem (figura II.3.1):

I – Biotita gnaisses com intercalações de mármores, rochas calcissilicáticas, quartzitos e anfibolitos;

II – Ortognaisse Cachoeiro;

IIIa – Ortognaisse Estrela;

IIIb – Ortognaisse Muniz Freire, biotita gnaisses, xistos e quartzitos;

V – Gnaisses aluminosos, biotita gnaisses, quartzitos, xistos e mármores.

Esta divisão foi elaborada considerando-se os diferentes níveis crustais e ambientes de formação dos principais grupos litológicos mapeados, além do aspecto de homogeneidade estrutural de determinadas áreas, com o intuito de comparar o comportamento de cada um destes domínios em relação às sucessivas fases de deformação detectadas.

Assim, foram confeccionados diagramas de igual área dos pólos de foliação, *St*, tanto para a área como um todo quanto para cada um dos domínios discriminados e, ainda,

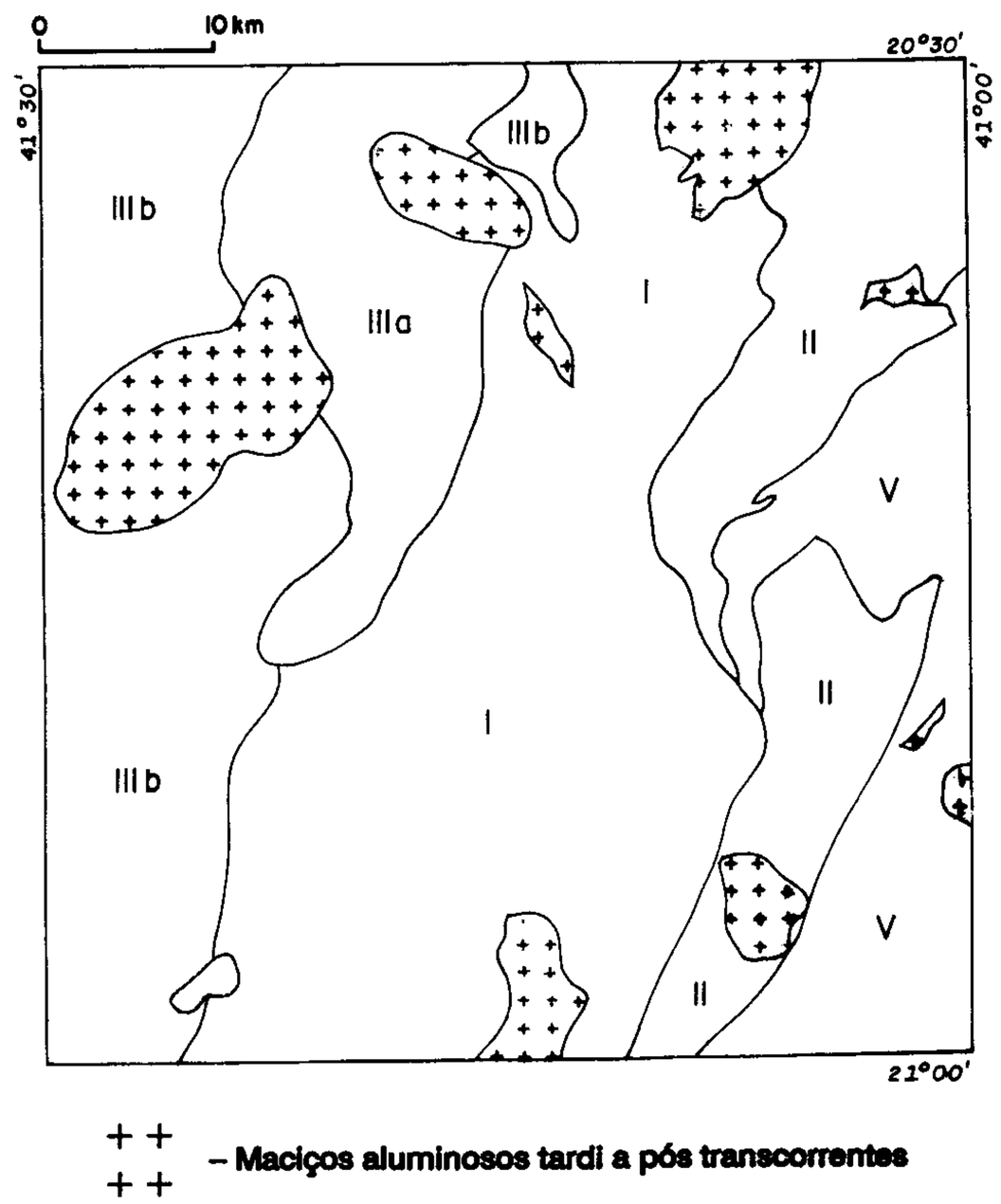


Figura II.3.1 – Domínios litoestruturais da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

para medidas de lineação *b* (eixos de minidobras) e lineações de estiramento (figura II.3.2).

Obervando-se o diagrama de contorno dos pólos de foliação *St*, confeccionado para a área total, a caracterização de um único máximo bem definido demonstra a importância da deformação D1, responsável por esta transposição, e ainda seu caráter regional e grande homogeneidade, mostrando-se na área com uma atitude média em torno de N15°E/25°SE. Isto também se reflete no tratamento individual dos domínios discriminados, especialmente nos domínios I e II (figuras II.3.2d e II.3.2e), onde os estereogramas apresentam-se com as mesmas características, ratificando a importância desta deformação que tornou estruturalmente concordantes todas as unidades litológicas por ela afetadas, independente de sua origem e nível crustal de formação e demonstrando, ainda, a pequena influência dos suaves dobramentos das deformações subseqüentes na àrea.

Já nos domínios IIIa e V (figuras II.3.2c e II.3.2f), começa a esboçar-se, discretamente, a individualização de dois máximos com eixos estatísticos calculados com caimentos fracos a medianos próximos a N/S e N50°E, aqui interpretados como relacionados a dobramentos das fases D2 e D3 impostos sobre a foliação de transposição *St*. O estereograma do domínio IIIa permitiu o traçado de guirlandas cruzadas indicativas da interferência entre as duas fases de deformação acima. O estereograma da figura II.3.2g, construído para eixos de minidobras medidas no campo, também corroboram a interpretação acima, pois embora mostre um máximo em torno de N70°E/35°, apresenta, entretanto, uma ampla dispersão das isolinhas de menor valor, sugestiva de interferência entre as deformações acima, de eixos de direções quase ortogonais, cuja interferência teria proporcionado uma ampla variação nas medidas de campo.

As poucas lineações de estiramento medidas no campo, impressas nos planos de foliação milonítica, mostram pouca influência das fases de deformação D2 e D3, tendendo a concentrar-se em um máximo principal de atitude N42°E/30°, indicando esta como a principal direção de transporte tectônico para a área, que teria se efetuado de leste para oeste, conforme se depreende da observação local de alguns marcadores, como dobras de arrasto preservadas nos interplanos da foliação *St*.

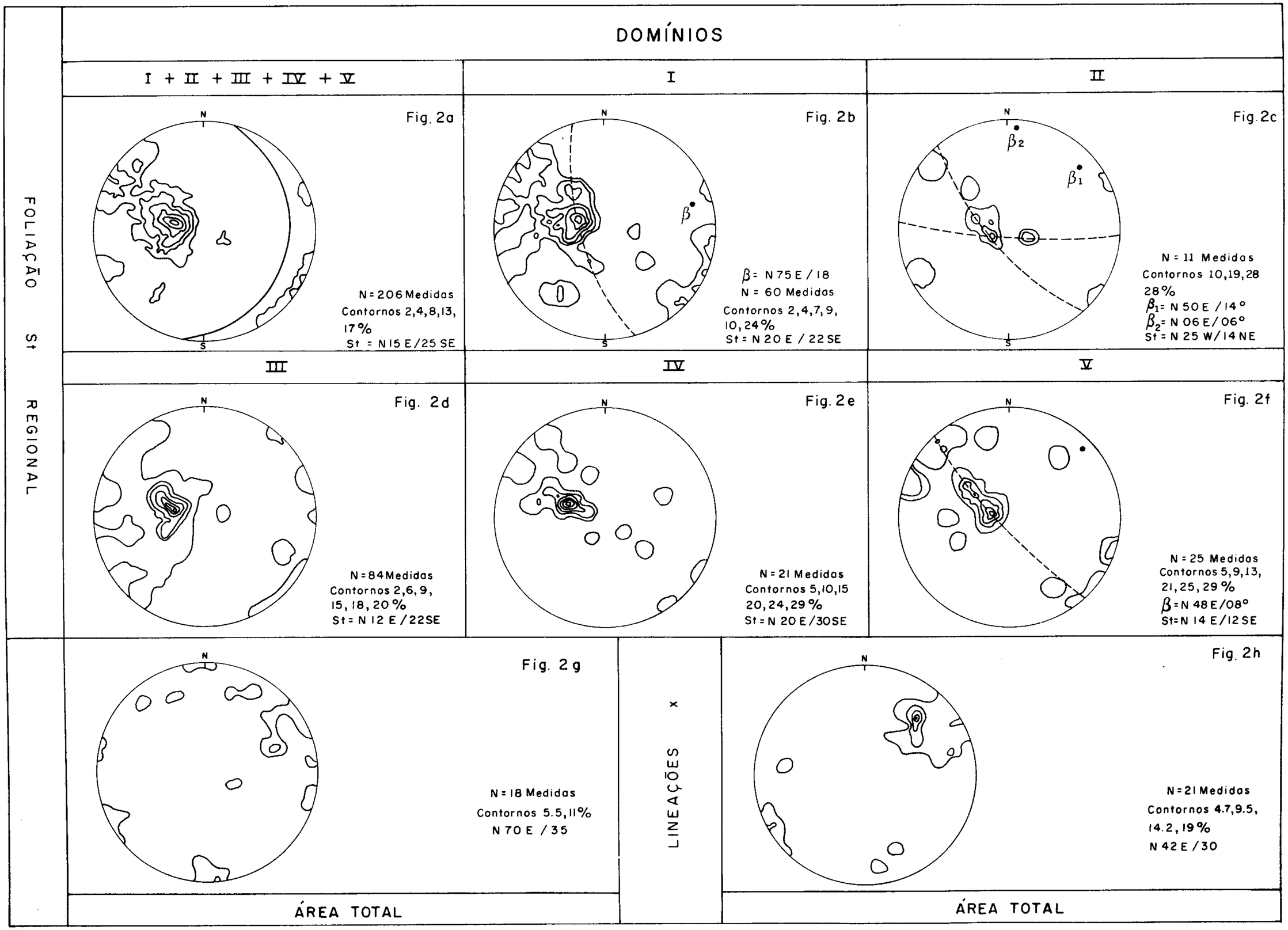


Figura II.3.2 – Diagramas de contorno dos pólos de foliação dos domínios estruturais e das medidas de lineações b e X da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

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 2.400km^2.

A densidade média de amostragem foi 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 (em alguns pontos inativos), coletadas em vários locais, e 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 amostra de outro material (bateia ou rocha), adicionou-se uma letra 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: de abril a novembro de 1987 e de julho a agosto de 1988.

b) Concentrado de bateia

Foram coletadas no total 112 amostras, com densidade média de amostragem em torno de uma amostra para 27km^2. Coletou-se um volume original de 10*l*/amostra quando havia suficiência de material pesado e/ou 15 a 20*l* em caso de insuficiência do mesmo. Para identificação utilizou-se a sigla do coletor, o identificador da classe do material (letra B) e o número da estação de amostragem. Quando na mesma estação foi coletada outra amostra (sedimento ou rocha), adicionou-se uma letra após o número da estação para diferenciá-la.

c) Rochas

Foram coletadas, pela equipe de mapeamento geológico, uma ou mais amostras dos afloramentos representativos de todas as unidades litológicas que ocorrem na área, para estudos petroquímicos e geoquímicos. A equipe de prospecção geoquímica coletou mais 11 amostras.

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 do 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.

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

Tabela II.4.1 – Técnicas analíticas utilizadas na Folha Cachoeiro de Itapemirim

Método/Laboratório x Material	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Sedimentos 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 (HNO_3) – CPRM – SECLAB/BH;
2 – Mineralometria – CPRM – LAMIN/RJ;
3 – Colorimetria – CPRM – SECLAB/BH;
4 – Eletrodo de ion especifico – CPRM – SECLAB/BH;
5 – AA (Ácido bromidrico/bromo) – CPRM – SECLAB/BH;
6 – AA (água régia) – CPRM – SECLAB/BH;
7 – AA (mistura ácida) geração de hidretos – CPRM – SECLAB/BH;
8 – AA (água régia invertida) – CPRM – SECLAB/BH;
9 – AA (fusão com pirossulfato) extração TOPO/MIBK – SECLAB/BH.

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	Variância				
	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 metabasaltos (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 (média geométrica e desvio geométrico) foram obtidos através do gráfico de log-probabilidade de Lepeltier (1969), tanto para sedimentos, como para concentrados. Com exceção dos elementos Au, Fe, Mn, Ag, As, W, P e F, 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 acumulativa, sendo 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 o elemento P. Considerando que P e As foram analisados somente em parte das amostras, selecionou-se empiricamente as três classes mais elevadas dos valores obtidos para o primeiro elemento como correspondentes às anomalias de 1ª, 2ª e 3ª ordens, sem a aplicação de tratamento estatístico gráfico (manual), enquanto o arsênio não foi considerado na interpretação, pois além de existir apenas 135 resultados analíticos os seus teores variaram de a 1ppm, incluindo apenas alguns resultados com 2ppm.

A maioria das amostras de concentrados de bateia, ou seja, sempre que havia alíquotas suficientes de fração pesada, 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 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 tem pouca representatividade na região, considerando que a maioria (80%) dos valores registrados foi menor que 0,05ppm ou não detectados.

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 266 amostras de sedimentos ativos de corrente e 92 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 num lixiviamento ou concentração dos elementos químicos, bem como numa inevitável mistura populacional. Os resultados obtidos durante a prospecção regional permitiram selecionar áreas geoquimicamente anômalas para trabalhos complementares, bem como 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, além da coleta de amostras adicionais nas áreas das principais anomalias obtidas através da prospecção regional. Foram coletadas 26 amostras de sedimentos de corrente, 20 de concentrados de bateia e 8 de rochas, visando a checagem das anomalias previamente selecionadas, assim como a obtenção de dados e informações para subsidiar os estudos metalogenéticos da área.

Um grupo de (11) onze amostras de sedimentos de corrente foi submetido a análises usando as aberturas químicas por HNO_3 a quente e por EDTA, obtendo-se a razão cxMe/Me entre os resultados. A razão obtida para Cu, Pb, Zn e Ni foi no máximo de 0,17, considerada baixa, permitindo, assim, deduzir que a dispersão desses elementos na rede de drenagem é predominantemente singenética clástica, com baixa influência dos processos de dispersão hidromórfica.

4.3 Distribuição Geoquímica dos Elementos nas Unidades Geológicas

O panorama geoquímico da área foi investigado de duas formas distintas, embora integradas. A primeira é referente 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 variações de teores dos elementos nem sempre compatíveis com o ambiente primário. O número de amostras de rochas envolvido neste estudo é pequeno e pouco representativo. A visão, obtida através da avaliação dos resultados sobre cada unidade considerada, portanto, é de alcance limitado, ressalvando-se o fato de que em algumas amostras não foram dosados todos os elementos considerados no tratamento geoquímico para sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

No domínio do ambiente secundário, a distribuição geoquímica dos elementos prospectados na região inicialmente pode ser analisada com base nos seus teores médios regionais (tabelas II.4.3 e II.4.4). Os teores médios apresentados são bastante discretos, tanto nos sedimentos de corrente quanto nos concentrados de bateia. Isso pode indicar a existência de

Tabela II.4.3 – Parâmetros estatísticos para sedimentos de corrente da Folha Cachoeiro de Itapemirim

Elemento	Nº Dados 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	264	L3	95	13	1,7	>34	>32	>25
Pb	264	L3	35	14	1,6	>36	>31	>25
Zn	264	13	190	57	1,4	>21	>108	>93
Ni	264	3	90	13	1,7	>39	>34	>27
Co	264	L3	40	15	1,5	>34	>32	>25
Cr	264	6	100	18	1,7	>53	>46	>38
P	125	275	2250	552	–	>1745	>1355	>1055

L – abaixo do limite de detecção.

Tabela II.4.4 – Parâmetros estatísticos para concentrados de bateia da Folha Cachoeiro de Itapemirim

Elemento	Nº Dados 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	83	L3	460	10	2,5	>60	>47	>33
Pb	83	N3	180	18	2,7	>126	>100	>70
Zn	83	8	100	40	1,7	>121	>105	>83
Ni	83	N1	70	12	1,8	>53	>38	>25
Co	83	L3	65	18	1,8	>53	>44	>38
Cr	82	6	220	38	1,6	>113	>96	>79
P	24	500	6700	1321	–	>4168	>2630	>1660
Au	18	N 0,02	3,1	–	–	>3	>0,7	>0,1

L – abaixo do limite de detecção.
N – não detectado.

processos de diluição, quando se trata de considerar a área toda como uma única população amostral no tratamento estatístico dos dados.

Analisando a distribuição geoquímica desses elementos, no aspecto geológico, constata-se que os enriquecimentos têm como fator principal o domínio litológico, ou seja, certas rochas possuem maiores concentrações normais, como é o caso das rochas de natureza básica, onde os teores de Cu, Co, Ni e Cr se elevam. Além disso, existem as influências de fatores secundários de co-precipitação com hidróxidos de Fe e Mn, dentre outros.

Assim sendo, cabe investigar, através de trabalhos complementares, o comportamento de cada elemento químico, para melhor compreender a sua distribuição geoquímica na paisagem que se apresenta na região.

4.3.1 Ortognaisses

São regionalmente denominados ortognaisses Cachoeiro e Muniz Freire. Foram coletadas respectivamente 17 e 7 amostras de rochas, cujos teores são apresentados na tabela II.4.5. À exceção do cobalto, para os conjuntos de amostras, os teores médios perdem em representatividade devido ao número de amostras analisadas. Mesmo assim, o que se pode observar é que os teores apresentados pelo tipo Muniz Freire estão na faixa normal encontrada, segundo Turekian & Wedepohl, 1961. No caso do tipo Cachoeiro, o cobalto exibe um teor normal para esses tipos de rochas. Quanto aos demais elementos, percebe-se que apenas o zinco se aproxima da normalidade. Entre os dois ortognaisses constata-se uma dissimilaridade dos teores metálicos, com exceção do cobalto, e que carece ser melhor investigada.

Tabela II.4.5 – Média geométrica dos elementos químicos em rochas nas unidades geológicas da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

Unidade Geológica	Rochas (nº amostras)	Teor Médio (ppm)						
		Cu	Pb	Zn	Ni	Cr	Co	Mo
Ortognaisses	Cachoeiro (17 am)	11 (2 am)	6 (2 am)	48 (2 am)	6 (2 am)	9 (2 am)	8	–
	Muniz Freire (7 am)	28 (4 am)	19 (3 am)	65 (3 am)	13 (4 am)	17 (4 am)	9	–
Ortognaisse Estrela	(5 am)	11	17	81 (1 am)	23	9	10	6 (4 am)
Maciços Graníticos	(13 am)	14	37	–	31	13	7	6
Diques Graníticos	(6 am)	7	42	–	16	7	3,5	5
Gnaisses da Unidade Pps_9	(4 am)	–	–	–	–	–	7	–
Gnaisses da Unidade Pps_8	Anfibolitos Gnaisses (11 am)	13 (3 am)	9 (3 am)	65 (3 am)	15 (3 am)	11 (3 am)	8	–
Gnaisses da Unidade Pps_3	Anfibolitos Gnaisses (6 am)	10 (4 am)	14 (4 am)	49 (2 am)	15 (4 am)	12 (4 am)	9	–
	Anfibolitos Gnaisses (4 am)	23	4	15	144	126 (3 am)	27	–
Gnaisses Aluminosos da Unidade Pps_1	(4 am)	22 (2 am)	11 (2 am)	82 (1 am)	49 (2 am)	24 (2 am)	11	6 (1 am)
Gabros	(5 am)	26	15	18 (3 am)	69	86	27	5 (2 am)

Quando se confronta os teores médios regionais (tabela II.4.3) obtidos para sedimento de corrente com os teores dos ortognaisses, verificam-se dissimilaridades indicando depleções e enriquecimentos no ambiente secundário. Localmente, os enriquecimentos na rede de drenagem restringem-se ao âmbito das rochas de natureza básica (no caso do Cu, Co, Ni e Cr) e de granitos (Pb). Desse modo, as variações encontradas em ambos os ambientes (primário e secundário) apresentam-se como estando na faixa normal de teores, não indicando qualquer enriquecimento de significado prospectivo. Qualquer referência de cunho geoquímico local encontra-se no item relativo à descrição das faixas anômalas.

4.3.2 Ortognaisse Estrela

Esse ortognaisse mostra uma similaridade de teores com os ortognaisses Cachoeiro e Muniz Freire (tabela II.4.5). Tais valores encontram-se na faixa de normalidade comumente encontrada para rochas de natureza semelhante (Turekian & Wedepohl, *op. cit.*).

No âmbito regional e local, os teores obtidos em sedimento e bateia aproximam-se dos valores detectados nas rochas, não mostrando contrastes significativos.

4.3.3 Maciços Intrusivos

Na área ocorrem diversos corpos intrusivos, destacando-se os maciços Santa Angélica e Castelo. Nesses dois maciços não foram coletadas amostras pela equipe de cartografia geológica, pelo fato de os mesmos já terem sido exaustivamente investigados em trabalhos anteriores (Horn, 1986; Weinberg, 1986; Wiedemann *et al.*, 1986). Por esse motivo, far-se-á referência apenas ao restante dos corpos, considerando teores médios globais para os mesmos, e sem uma discriminação petrogenética das rochas. Esses teores certamente acham-se ou diluídos ou enriquecidos, sendo, mesmo assim, de significativa importância quando se trata de confrontá-los com os resultados obtidos na rede de drenagem. Verifica-se, então, que os resultados dos sedimentos de corrente (tabela II.4.3) não mostram grandes dissimilaridades com os teores apresentados na tabela II.4.5 para os maciços graníticos, à exceção do chumbo, que mostra uma diluição nos sedimentos. Em termos

locais, não se percebe enriquecimento nem depleção dos teores na rede de drenagem, mantendo-se, portanto, um equilíbrio na paisagem geoquímica.

4.3.4 Gnaisses das Unidades Pps3 e Pps8

Ambas as unidades apresentam nítida similaridade entre teores médios, excetuando-se o zinco, que evidencia um teor maior na unidade Pps8 do Complexo Paraíba do Sul, embora tal diferenca não esteja fora da normalidade. Esse fato sugere uma semelhança nos ambientes de formação das duas unidades.

No ambiente secundário, algumas amostras coletadas no domínio desses gnaisses (norte da área), sob influência dos maciços Castelo e Alto Chapéu, apresentaram enriquecimentos dos elementos em questão, cujos teores máximos foram: Cu-95ppm, Ni-90ppm, Cr-100ppm, Co-40ppm e Zn-95ppm em sedimentos de corrente, e Cu-40ppm, Ni-55ppm, Cr-150ppm, Co-27ppm, Pb-160ppm e Zn-90ppm em concentrados de bateia. A razão para isso se deve à contribuição dos maciços, além da presença de corpos de natureza básica a intermediária no domínio dos gnaisses.

4.3.5 Gnaisses Aluminosos da Unidade Pps1

Com base no número de resultados, considera-se como sendo pouco consistentes os teores médios apresentados. Assim sendo, a discussão ater-se-á principalmente ao ambiente secundário.

Para efeito de comparação, tem-se que apenas o cobre e o níquel apresentam teores médios nas rochas superiores àqueles observados na rede de drenagem. No âmbito do ambiente secundário, algumas amostras coletadas no domínio desses gnaisses, sob a influência de maciços graníticos, bem como do ortognaisse Cachoeiro (SE da folha), exibiram um enriquecimento dos elementos no contexto regional, cujos teores máximos foram: Cu-35ppm, Co-170ppm, Pb-35ppm, Zn-190ppm, em sedimentos de corrente, e Cu-460ppm, Ni-70ppm, Co-45ppm, Pb-630ppm, Zn-130ppm e Cr-160ppm em concentrado de minerais pesados. A elevação dos teores nessa unidade pode estar ligada a um fator litológico, embora os resultados (insuficientes) de rochas não tenham mostrado elevados teores, ou, então, a fatores de enriquecimento secundário. Cabe investigar mais detalhadamente a razão para tal fato constatado até o presente momento.

Quanto aos gabros, anfibolitos e diques graníticos, não cabe aqui uma discussão, quando se trata de correlações a nível regional. Apenas são tabelados os resultados disponíveis para efeito de comparação.

4.4 Descrição das faixas anômalas

As bacias geoquimicamente anômalas foram agrupadas em faixas e, para efeito de apresentação, acham-se representadas na figura II.4.1. Nas tabelas II.4.6 e II.4.7 estão relacionadas as faixas anômalas e suas respectivas anomalias.

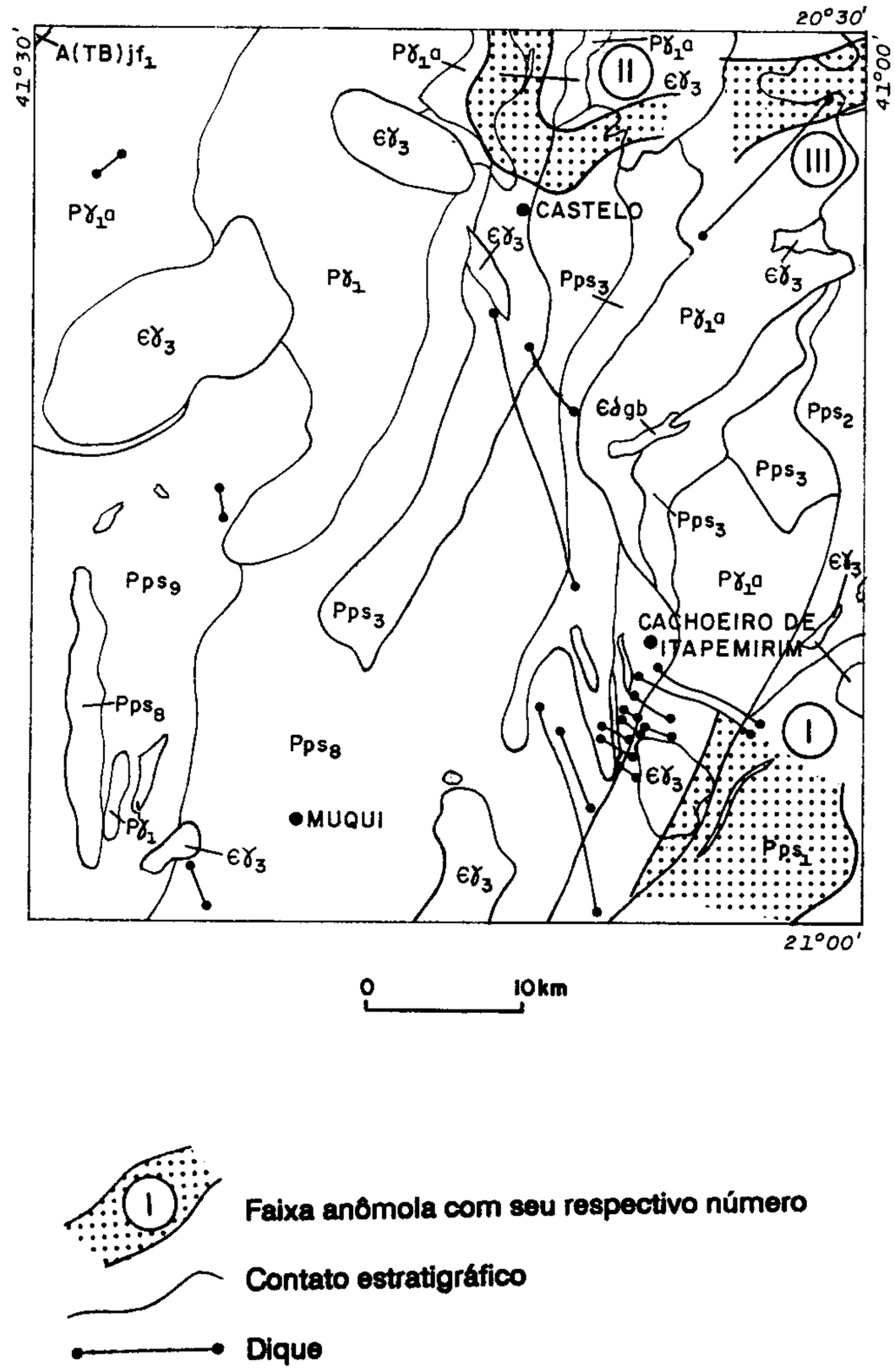


Figura II.4.1 Anomalias geoquímicas em concentrados de bateia e sedimentos de corrente - faixas anômalas para: I e II - Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr e Au; III - Cu, Pb, Ni, Cr e Au. Complexo Juiz de Fora - A (T,B)jf1; Complexo Paraíba do Sul - Pps1, Pps2, Pps3, Pps8 e Pps9; Ortognaisses - Pγ1 e Pγ1a; Maciços Intrusivos = 3; Gabro - gb.

Faixa I - Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr e Au

Localização: extremo SE da folha

Engloba predominantemente litologias da Unidade Pps1 do Complexo Paraíba do Sul e parte do maciço Palmital.

As anomalias detectadas em sedimentos de corrente são discretas e de significado geoquímico relativo. Primeiro,

Tabela II.4.6 – Anomalias geoquímicas em sedimentos de corrente da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

FAIXA	AMOSTRA	Cu	Pb	Ni	Co	Zn	Cr	UTM-E	UTM-N
I	VG-261	29			26	140		290920	7681000
	VG-254		29					285450	7680700
	AS-62	35		27		190		279410	7720975
	VG-232		30			110		290125	7685750
	AS-134A				170			286300	7682000
	VG-233		30			110		282820	7683050
II	VG-66	95		90		95	100	283750	7680500
	VG-2A	70					80	271475	7724000
	VG-68	40		35	40		48	269830	7730250
III	VG-29						52	289220	7728500
	VG-131A		35					291750	7730490

Tabela II.4.7 – Anomalias geoquímicas em concentrados de bateia da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

FAIXA	AMOSTRA	Zn	Cu	Pb	Ni	Cr	Au		UTM-E	UTM-N
							ppm	Nº Pintas		
I	VG-263						0,35		285325	7687430
	VG-231B		460	180			0,2		286550	7682525
	VG-5B						0,4		275320	7719950
	VG-258B			160			3,0		288400	7680500
	VG-261B			120			2,5		290920	7681000
	AS-68B						1,3		284700	7684700
	AS-64			630		160		1	289800	7679250
	AS-67B						3,1		284850	7680650
	VG-229B		60		70	220			283770	7685325
	AS-134B			85			3,8		286300	7682000
	AS-135			130					286050	7682550
II	VG-1B		40	160	55	150	0,10		269900	7722160
	AS-125B						0,26	1	268250	7723120
	VG-81B	90							263980	7728070
	VG-67B						1,5		268380	7730660
	AS-128						5,3	4	269800	7730250
	AS-130							4	278700	7224800
	VG-2B							1	271475	7724000
III	VG-28B		37	120	35	150			290275	7727750
	VG-21B						1,0		287840	7726530
	VG-131B			90					291750	7730490
	VG-17B						0,75		283525	7727550
	VG-23B						1,5		286230	7724725
	AS-136B			170			0,2		290300	7727750

porque são de baixo contraste em relação às médias e limiares. Segundo, os elevados teores de ferro e manganês associados são indicativos de prováveis efeitos de co-precipitação atuantes na rede de drenagem. Um exemplo característico desse fato pode ser observado na amostra AS-134A, cujo teor de cobalto (170ppm) encontra-se acompanhado de altos teores de Fe (10%) e Mn (10.000ppm). Ressalte-se que foram feitos testes com EDTA em várias amostras coletadas no âmbito da faixa em questão (incluindo a amostra AS-62). As razões cxMe:Me para Cu, Pb, Zn e Ni não ultrapassam 0,2, indicando, assim, uma preponderância de dispersão singenética clástica sobre a hidromórfica.

Quanto aos concentrados de bateia, os elementos cobre e chumbo mostram, respectivamente, teores de até 460 e 630ppm. São valores bastante contrastantes quando comparados com as médias e limiares. Provavelmente estejam ligados a sulfetos, cabendo executar trabalhos mais deta-

lhados para verificar tal hipótese. Vale salientar que estudos mineralométricos acusaram presença de pirita em duas amostras de bateia dentro da faixa. No caso do ouro, a sua distribuição foi bastante ampla no domínio da faixa anômala, cujos teores atingiram até 3,8ppm, tendo inclusive três amostras (AS-64, AS-67B e AS-68B), respectivamente, apresentado valores de 0,2, 0,4 e 0,2ppm de prata. Além disso, foi detectado ouro visível na amostra AS-64. Com base no que foi observado, é possível sugerir a existência de uma estreita relação entre as bacias anômalas amostradas com zona de cisalhamento de direção NE-SW, bem como com a presença do maciço Palmital, que provavelmente tenham funcionado como remobilizadores e concentradores de ouro.

Em princípio, a amostragem de bateia destacou a área em termos de contrastes mais do que os sedimentos. A correlação entre esses dois meios de amostragem é insignificante, não mostrando correspondência, devido ao modo de dispersão.

Faixa II - Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Cr e Au

Localização: ao norte de Castelo (norte da folha)

Abrange litologias das unidades Pps3 e Pps8 do Complexo Paraíba do Sul, Muniz Freire e Maciço Castelo.

Nas amostras de sedimentos de corrente, os teores de cobre, zinco, níquel e cromo se elevaram na amostra VG-66. Ao mesmo tempo, os teores de Fe e Mn são, respectivamente, da ordem de 7,1% e 3.600ppm, além de um teor de cerca de 10% de matéria orgânica na mesma amostra. No geral, as demais amostras de sedimentos da faixa considerada, apresentam, além de matéria orgânica, teores elevados de Fe (3,9 a 6,9%) e Mn (destacando-se a amostra VG-68 com teor acima de 10.000ppm). Tais fatores contribuíram para o enriquecimento dos metais na rede de drenagem. Os testes feitos com EDTA no âmbito da faixa indicam uma razão cxMe:Me não superior a 0,17 para Cu, Zn e Ni. O Pb apresentou uma razão de até 0,33, ressaltando-se que os teores tanto com HNO_3 a quente (de 9 a 13ppm) como com EDTA (3ppm) são muito baixos. Isso indica uma predominância da dispersão singenética clástica. Essas bacias anômalas envolvem unidades geológicas que contêm rochas calcissilicáticas e anfibolíticas, as quais fornecem uma maior quantidade desses elementos para a rede de drenagem.

Os concentrados de minerais pesados chamam a atenção pela presença de ouro na região, apesar dos valores discretos apresentados. Seus teores encontram-se na faixa de 0,10 a 5,3ppm. Além disso, em algumas amostras foi detectada a presença de ouro visível, a exemplo da amostra AS-128, que apresentou o resultado de 5,3ppm. O ouro detectado mostra uma estreita relação com os níveis carbonáticos da Unidade Pps3, em presença do ortognaisse Muniz Freire, além da proximidade de maciços graníticos, a exemplo do Alto Chapéu e Castelo. A região encontra-se fraturada, sistema este que provavelmente contribuiu também na mobilização e concentração do ouro. Os níveis carbonáticos são bons trapeadores do ouro, levando a crer que a sua presença, na região, poderia se transformar em alvos prospectivos. É necessário, com base nas informações regionais, executar trabalhos mais detalhados, visando verificar o real potencial da área.

Faixa III - Cu, Pb, Ni, Cr e Au

Localização: extremo NE da folha

Há nesta faixa uma predominância das rochas do ortognaisse Cachoeiro sobre litologias da Unidade Pps2 do Complexo Paraíba do Sul.

Em termos de anomalias, apenas o ouro, embora com baixos teores, confere algum significado geoquímico à faixa considerada. Esse ouro, com base no que se observa, mostra estar coligado aos fraturamentos preenchidos por diques de granitos. Esses diques se encontram em direções NE e NW. A migração dos fluidos pode ter gerado processos de substituição e concentração de ouro nas zonas fraturadas da encaixante. Com base nos dados atuais, essas regiões seriam os alvos prospectivos na área.

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.

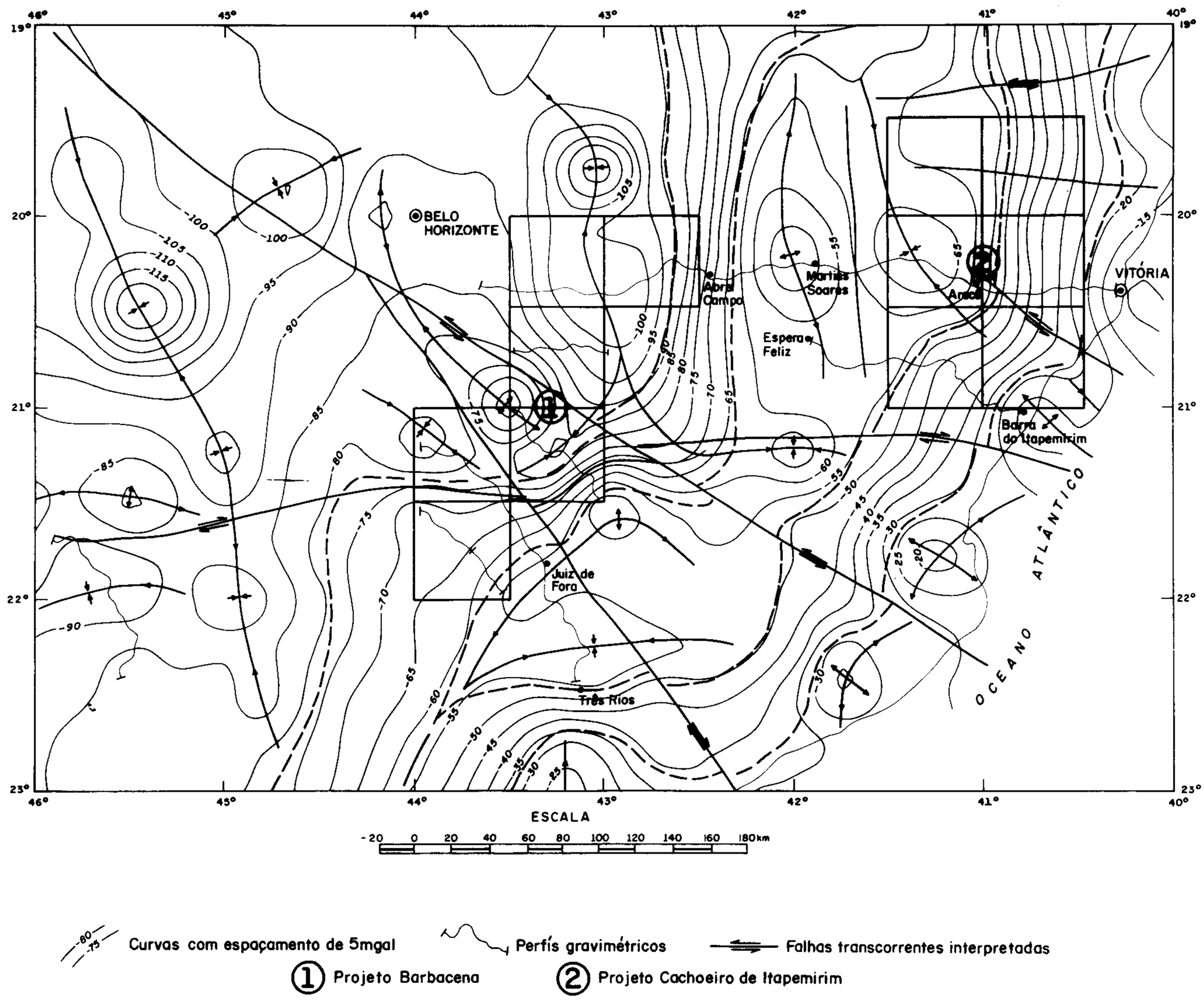


Figura II.5.1 – Esboço do Mapa Bouguer (MG/ES/RJ).

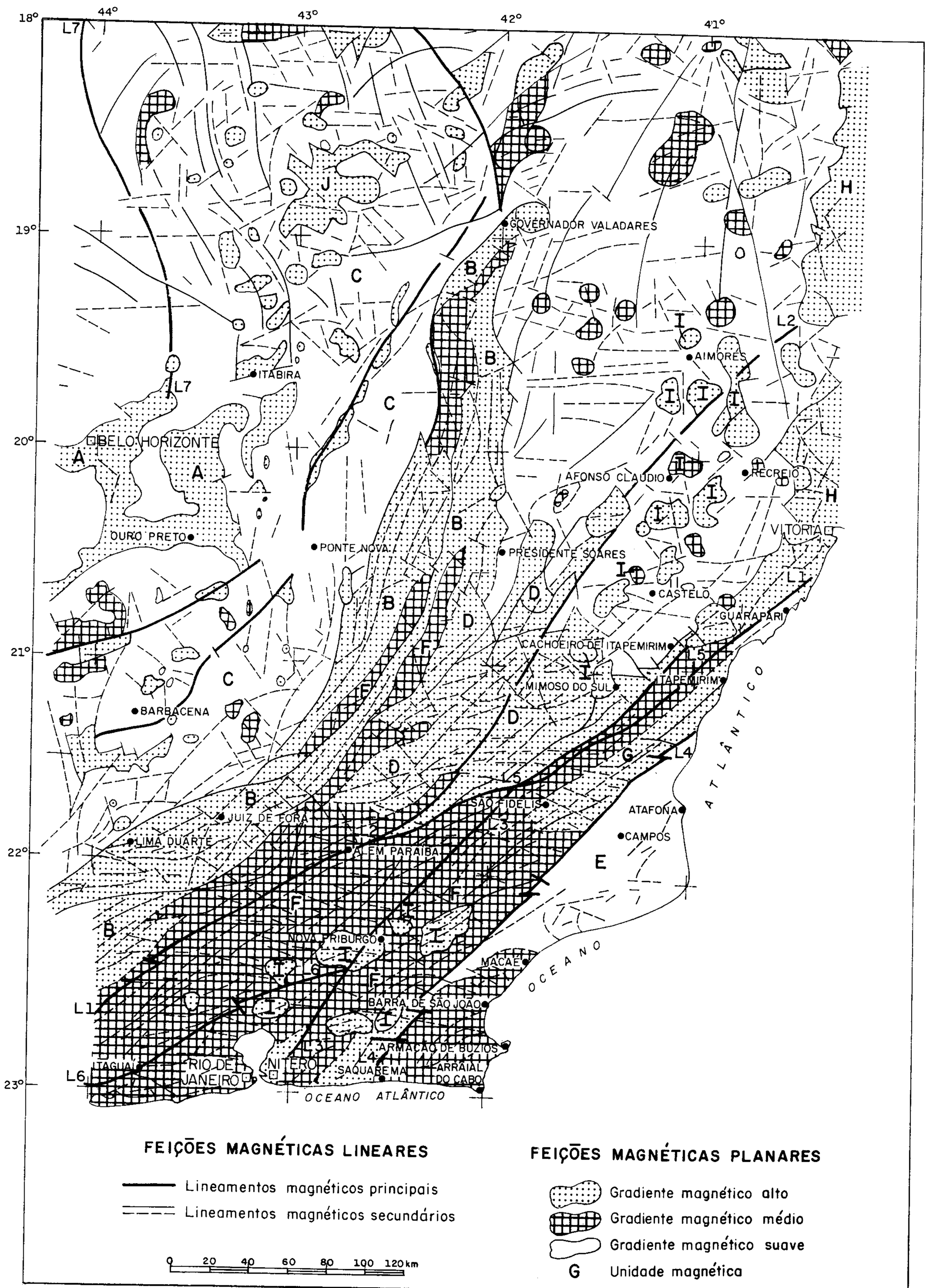


Figura II.5.2 – Mapa Magnético Regional.

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, *et al.* 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):

granitos	2,67	tonalitos	2,75
granodioritos .	2,67	charnockitos	2,70
dioritos	2,84	migmatitos	2,78
gnaisses	2,72	gn.aluminosos	2,78

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 *et al.*, 1985) 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 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, um pequeno espessamento crustal identificado em mapa pelo baixo gravimétrico cujo centro está localizado a nordeste da cidade de Três Rios.

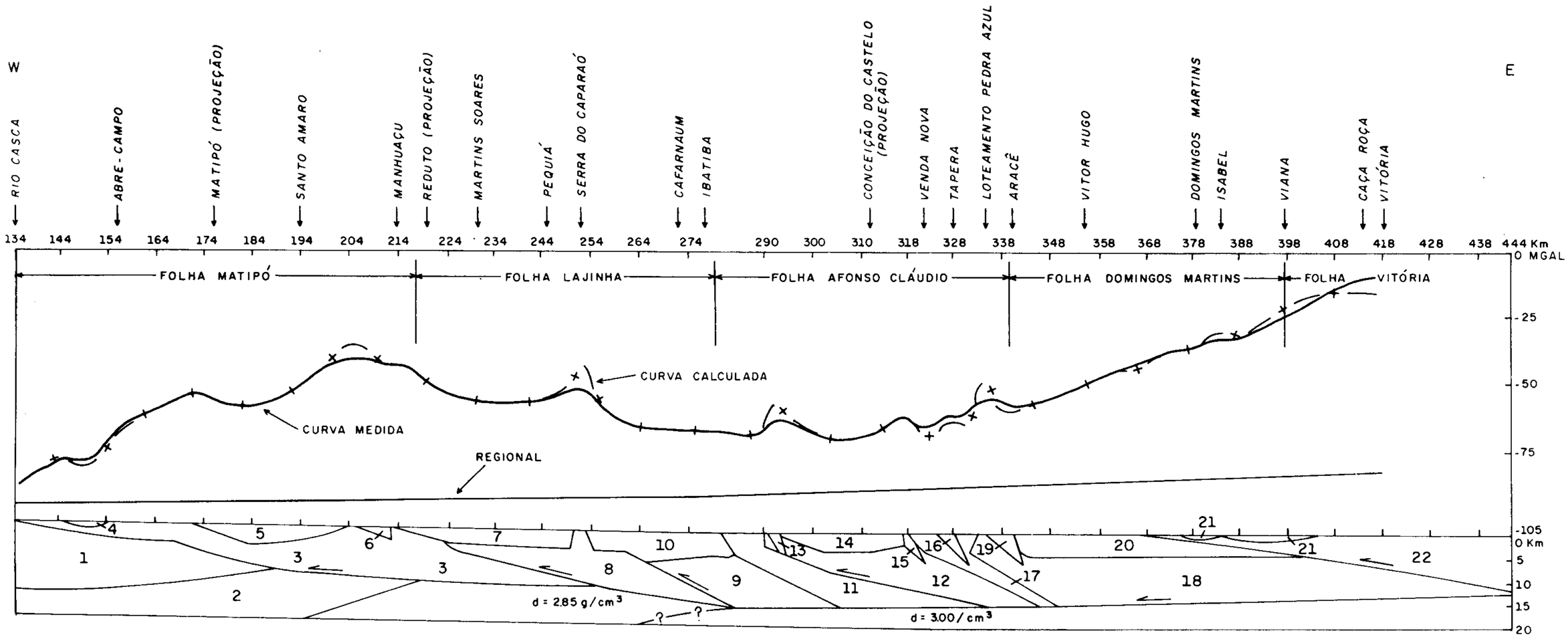
O mapa Bouguer mostra que a sudoeste da falha as faixas se fundem num processo de nova soldadura, ocorrendo, como no caso anterior, um forte gradiente lateral ascendente para leste, com uma variação de amplitude de 55mgal. Os esforços que ocorreram na região parecem definir um quadro de grandes eventos 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

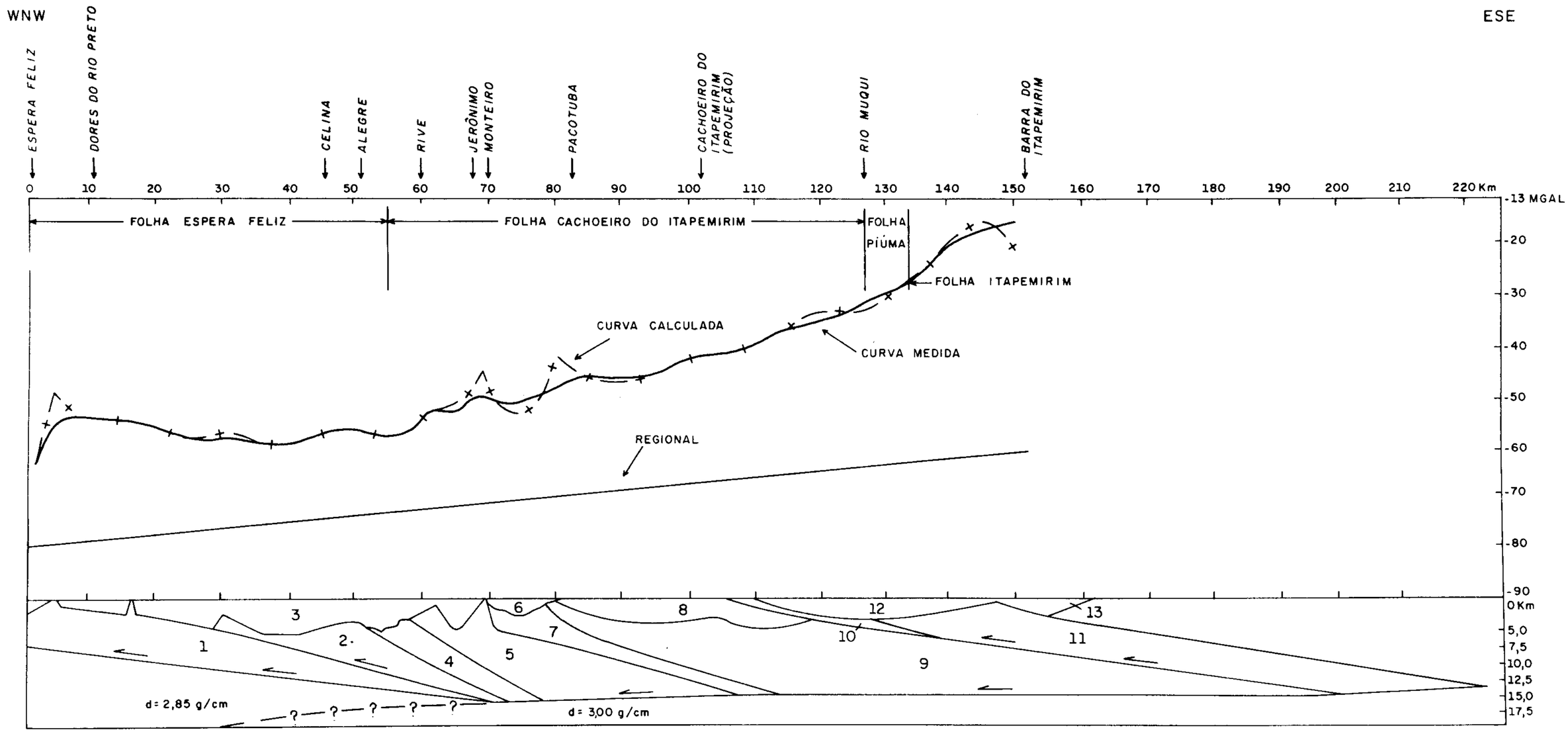
A interpretação do perfil gravimétrico Matipó-Vitória (figura II.5.3), com aproximadamente 240km de extensão, em que pese o caráter regional, mostrou uma boa correlação com as unidades geológicas conhecidas.



$d_1 = 2{,}70\,g/cm^3$ $d_3 = d_8 = d_9 = d_{12} = d_{18} = d_{22} = 2{,}85\,g/cm^3$ $d_{13} = 2{,}94\,g/cm^3$

$d_2 = d_{20} = d_{21} = 2{,}75\,g/cm^3$ $d_4 = d_5 = d_6 = d_7 = d_{10} = d_{11} = d_{14} = d_{17} = d_{19} = 2{,}78\,g/cm^3$ $d_{15} = d_{16} = 2{,}90\,g/cm^3$

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 nesse trecho, 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 corpos 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) a 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 bastantes 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, compilada 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, vinculados 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.

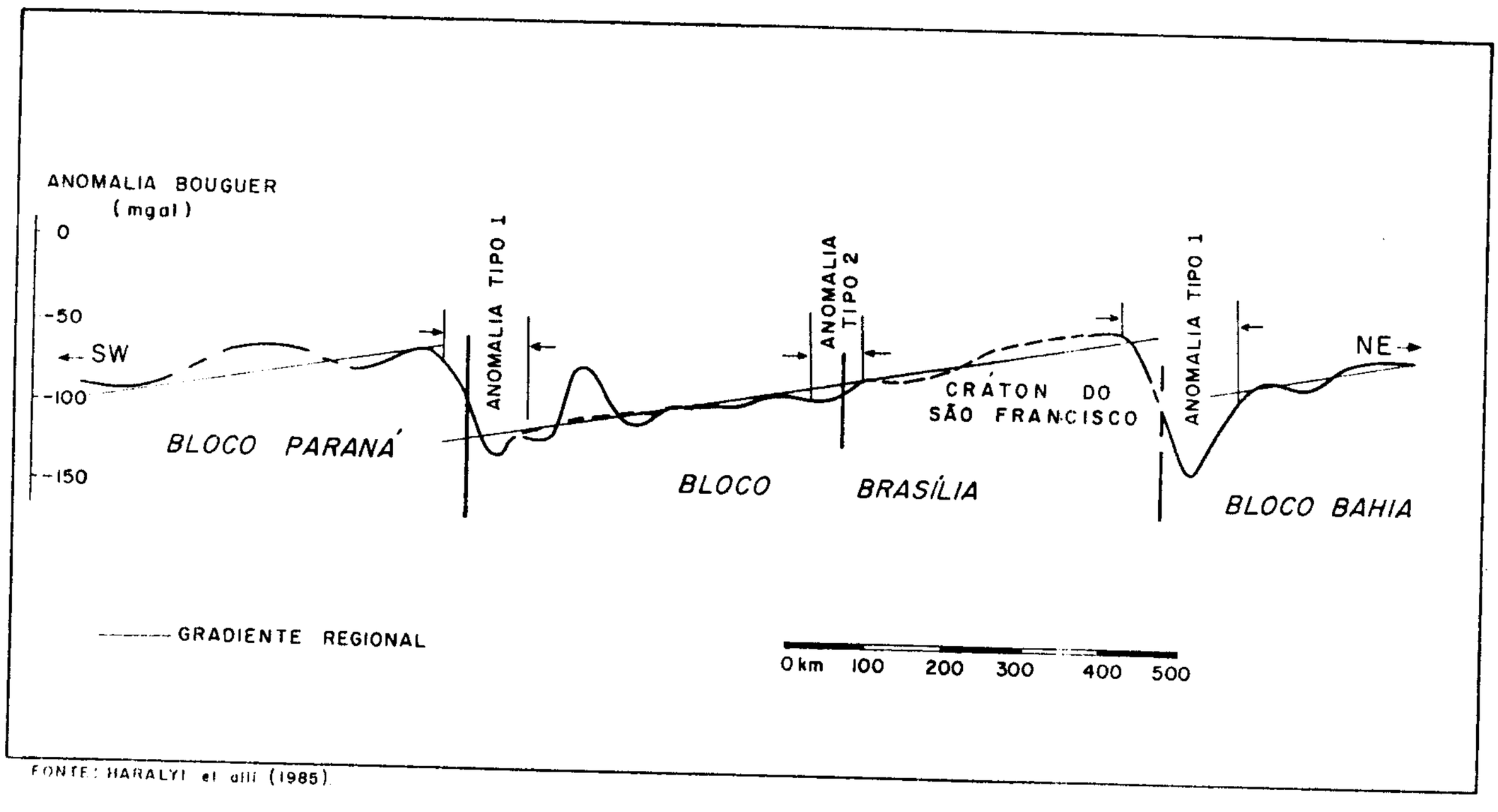
e) Complexo Mantiqueira

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,

ESTRUTURAÇÃO CRUSTAL DO ESTADO DE MINAS GERAIS



ESTRUTURAÇÃO CRUSTAL DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE

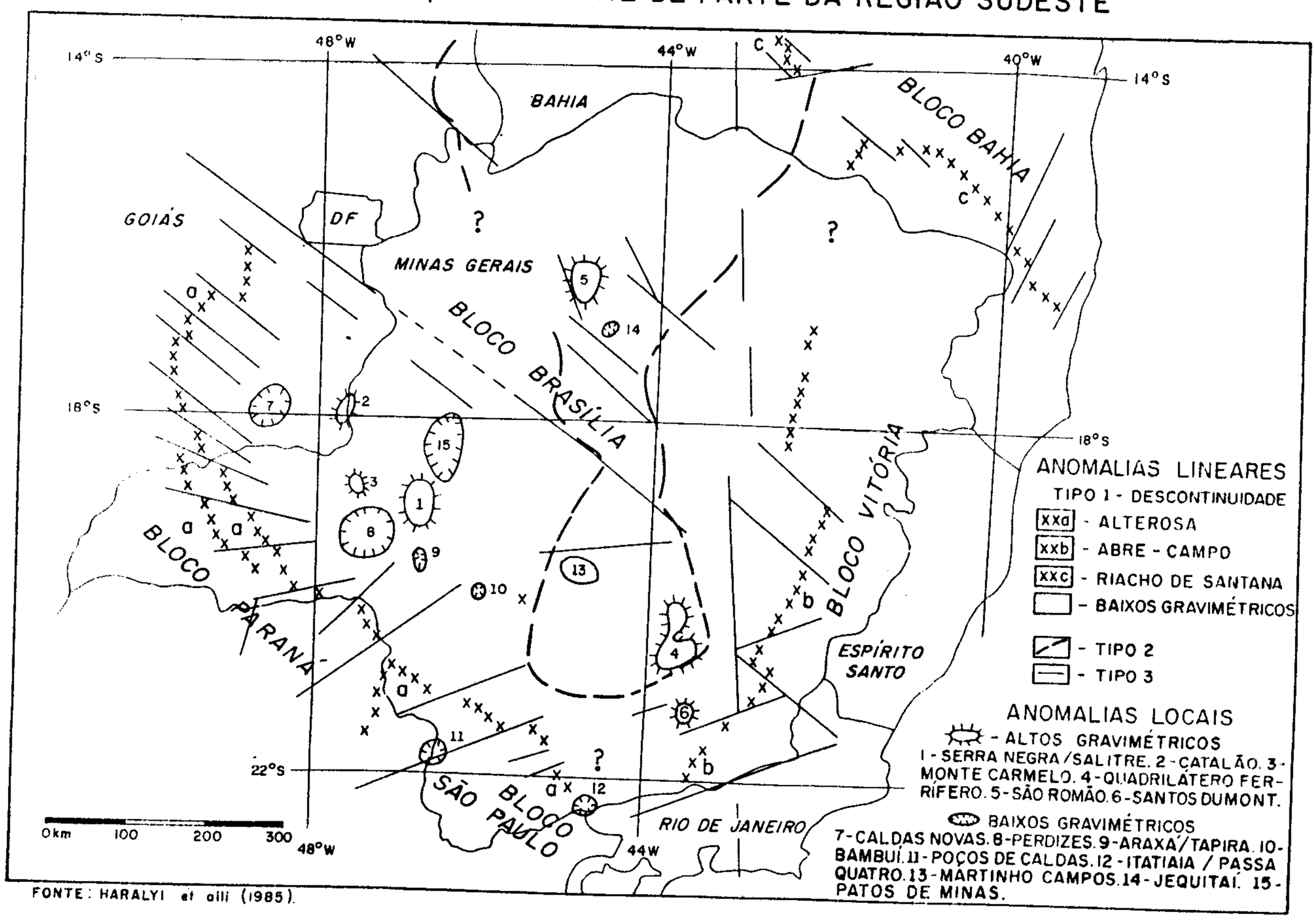


Figura II.5.5 – Esboço Geotectônico de Parte da Região Sudeste.

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. Aparentemente, 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 ao 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 Cachoeiro de Itapemirim

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) é caracterizado pelo contraste entre notáveis concentrações anômalas e, a estas circundante, uma vasta área de relevo predominantemente suave. As maiores aglomerações dessas anomalias, com amplitude de até 780 nT, estão localizadas na porção noroeste e NE da folha, onde se configuram em formas irregulares dentro dos limites da unidade "H". Outras anomalias distribuem-se, intermitentemente, no limite leste da folha, e nos seus quadrantes sudeste e sudoeste.

A direção da estruturação predominante é NE-SW, que é também a regional. Um conjunto de lineamentos secundários dispõe-se na direção NW-SE.

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 as-

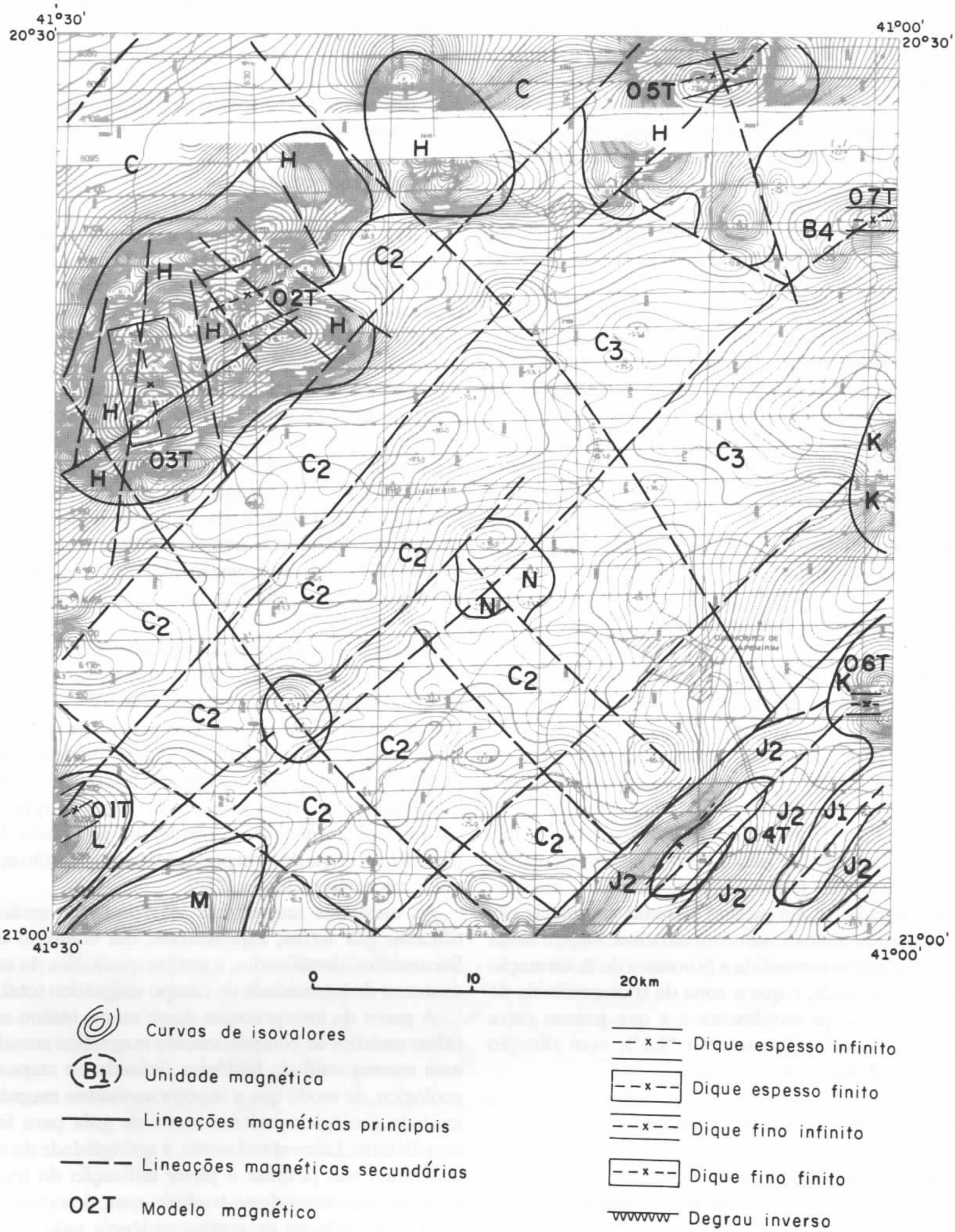
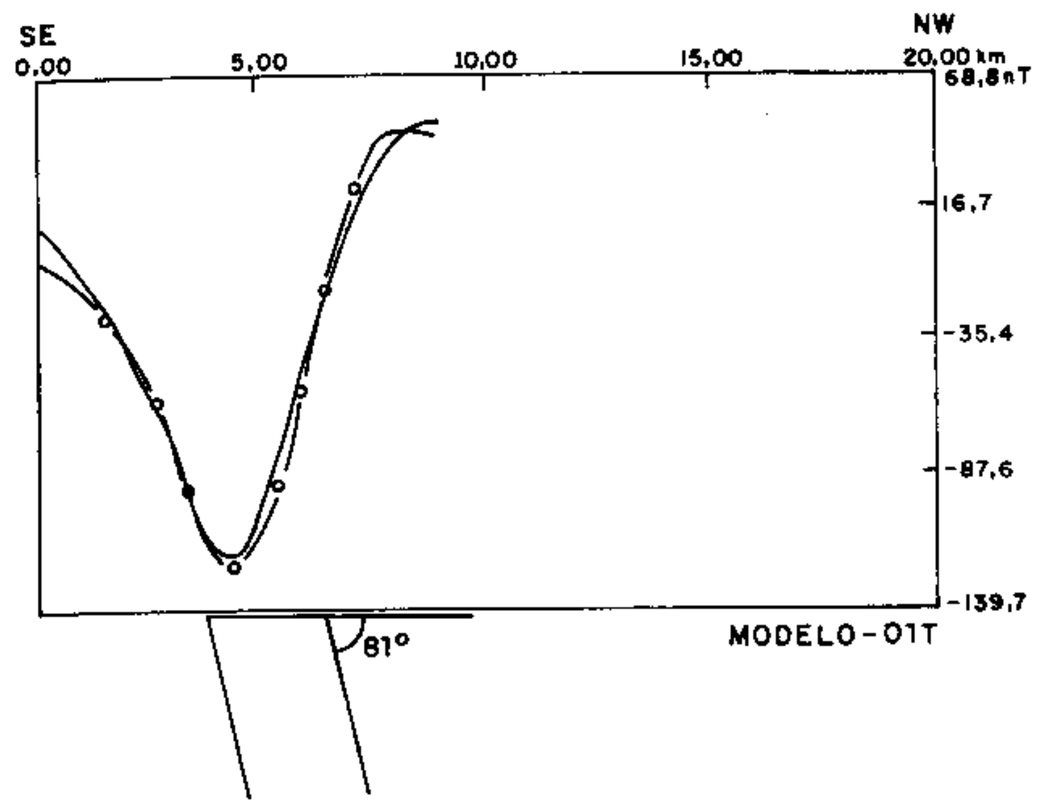
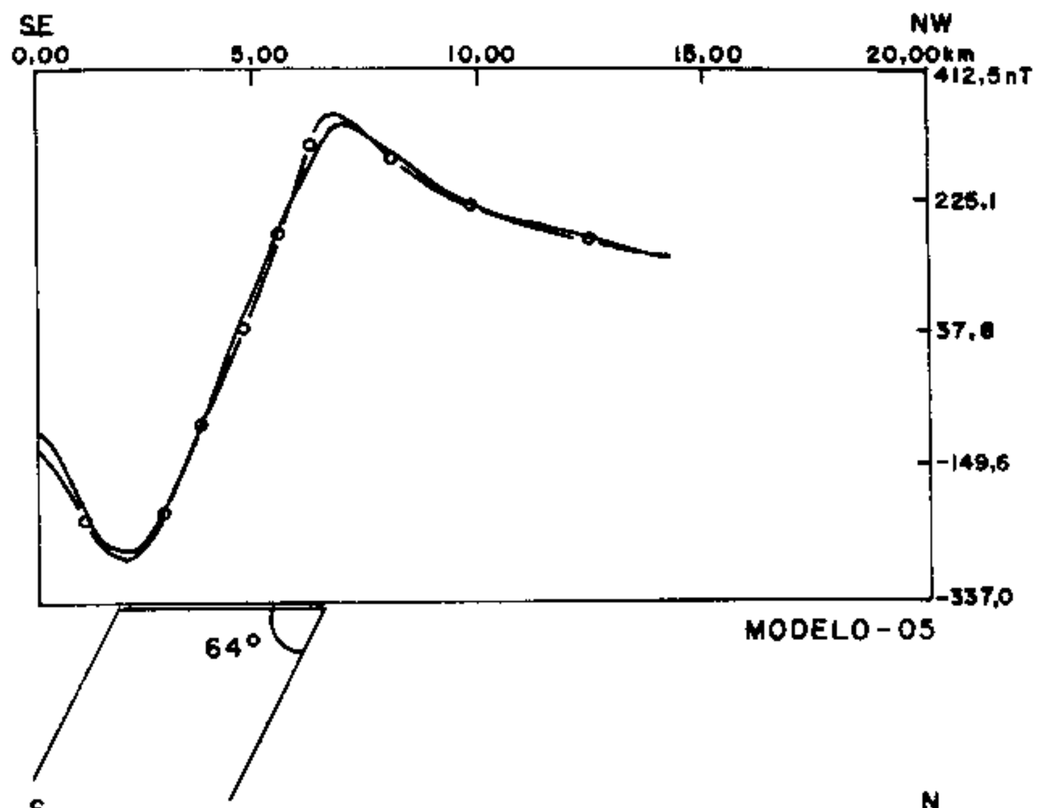
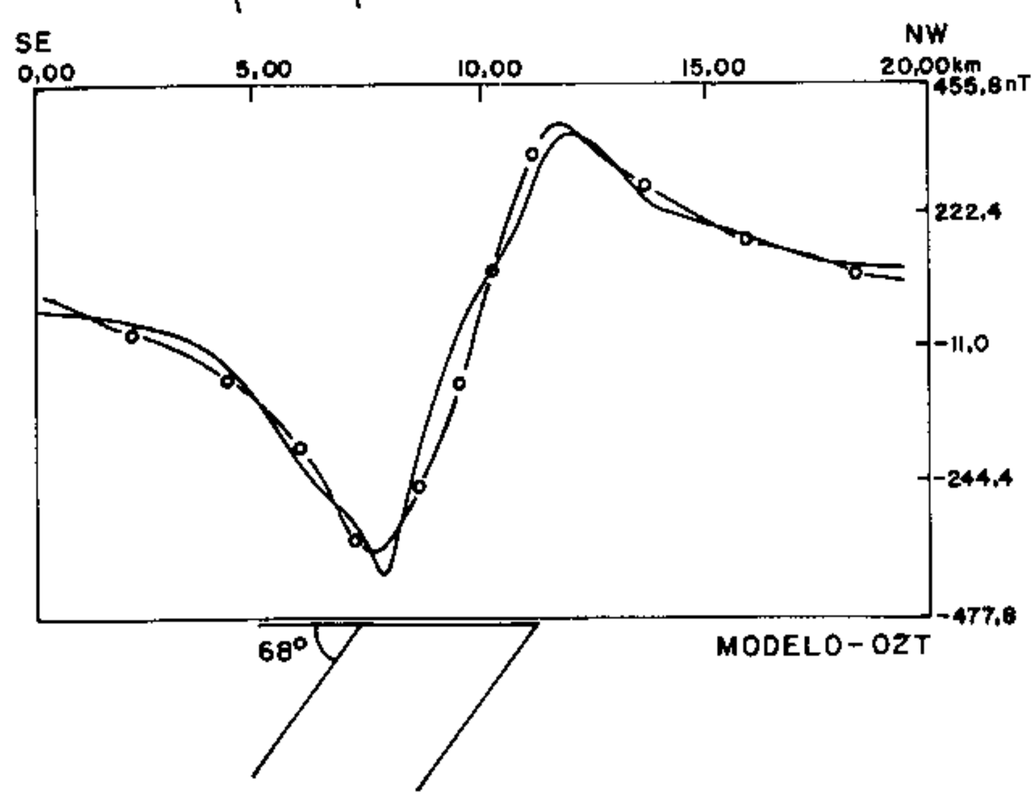
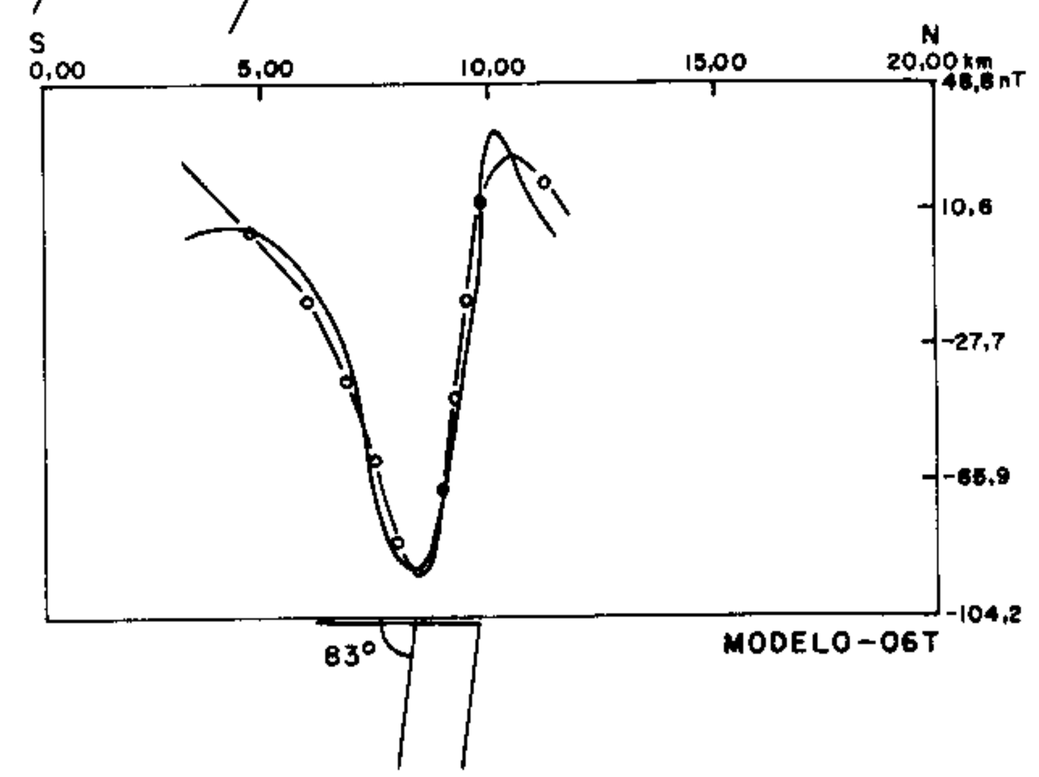


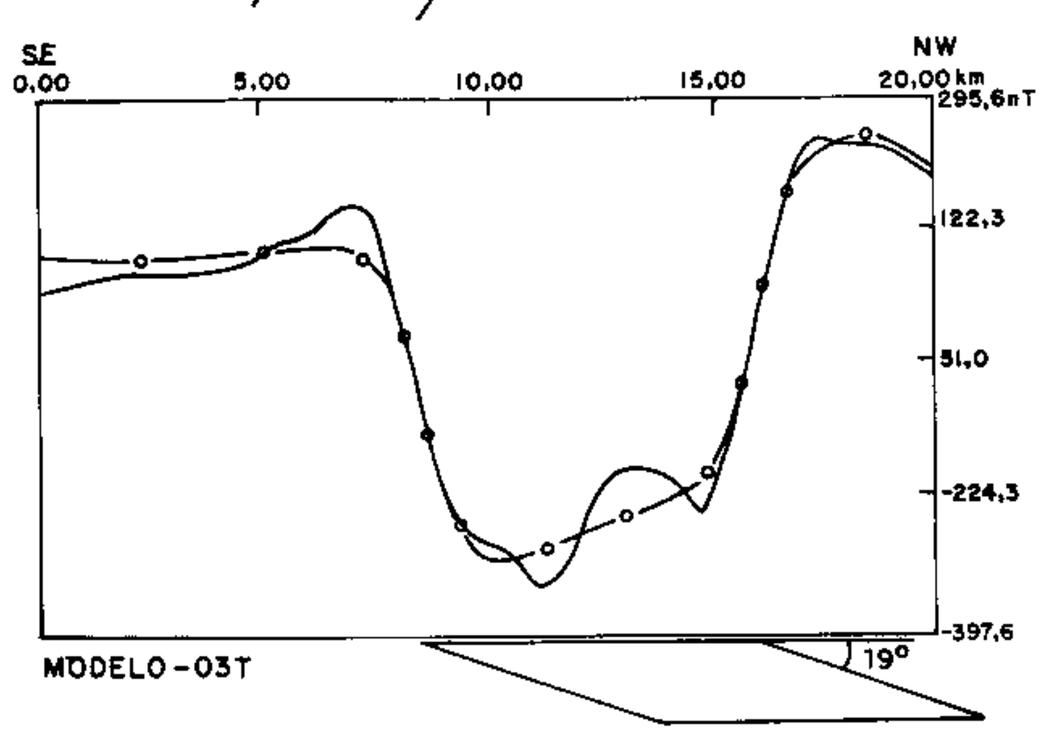
Figura II.5.6 – Interpretação Magnética do Campo Total.

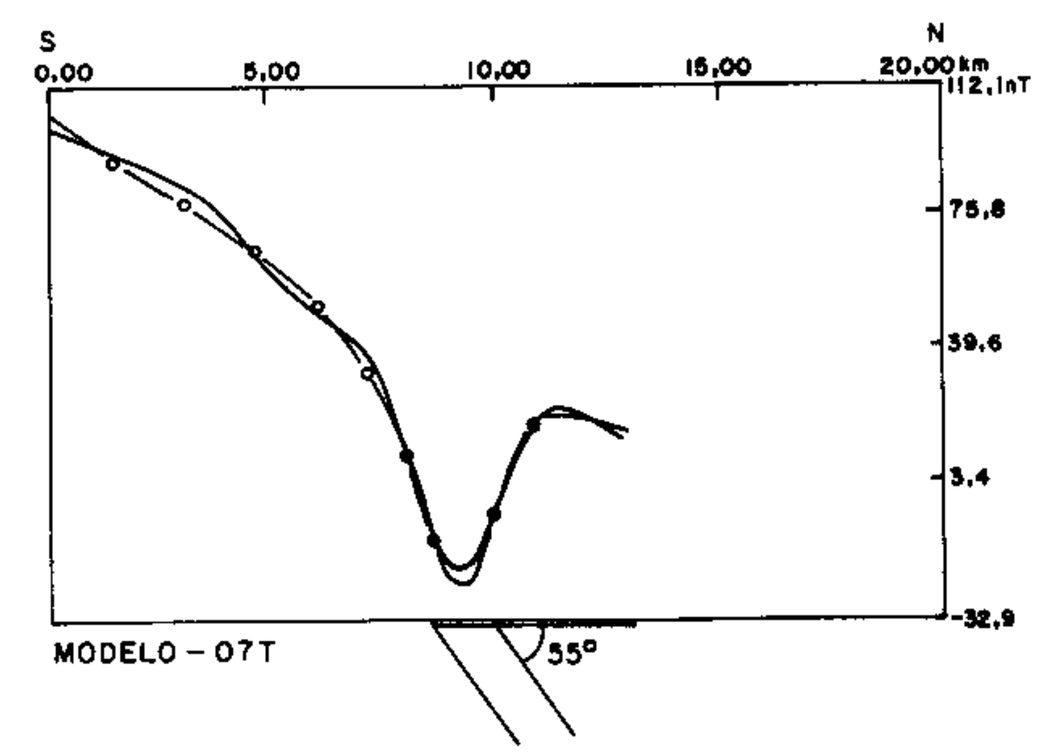


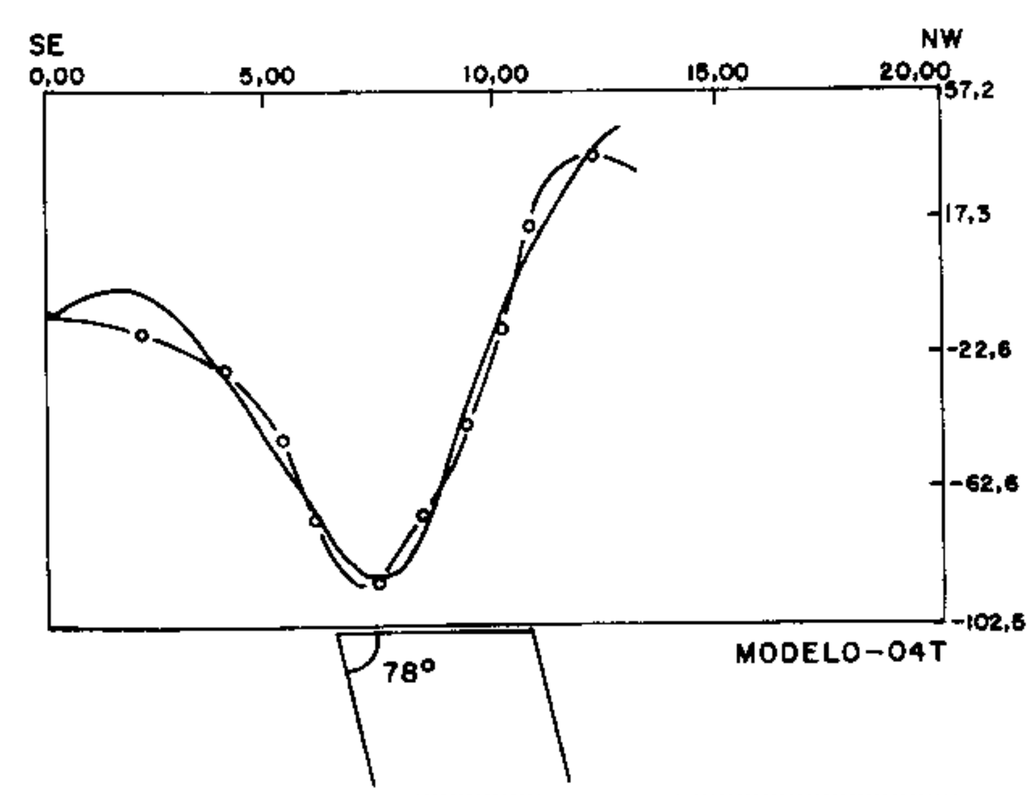












Perfil medido

Perfil calculado

Figura II.5.7 – Modelamento Automático de Corpos Geológicos.

Tabela II.5.1 – Parâmetros geométricos do modelamento de anomalias aeromagnetométricas da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

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<0,1)
01	330	81	50	1,7	1,3	7.682,9	240,0	5,2	0,033
02	155	68	50	5,7	2,0	.7.715,2	241,2	9,3	0,089
04	312	78	50	1,1	2,2	7.682,3	279,5	8,6	0,066
05	164	64	50	4,4	4,1	7.731,0	280,0	4,1	0,034
06	180	83	50	2,2	0,7	7.691,0	291,9	9,0	0,068
07	0	55	50	1,2	0,8	7.720,8	290,0	9,1	0,170

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<0,1) (%)
03	345	19	50	5550	18,9	3,7	2,0	7.709,0	245,0	12,0	0,114

sociado a cada unidade litoestratigráfica (figura II.5.8), conforme exposto a seguir.

I) Arqueano

*Complexo Juiz de Fora - A(T, B)jf*1: esta unidade apenas foi reconhecida no extremo noroeste da folha, numa área de pequena extensão e insuficiente para uma detecção adequada, pelo aerolevantamento disponível. Entretanto, convém mencionar que na Folha Afonso Cláudio, ao norte, esta unidade é responsável por intensas perturbações do campo magnético, de gradiente alto e de alta freqüência, com anomalias isoladas. Ali, a alta susceptibilidade magnética da unidade é explicada pela presença de magnetita componente dos granulitos básicos e constatada, no campo, nos colúvios.

II) Proterozóico

Complexo Paraíba do Sul: os litótipos que constituem este complexo pertencem ao domínio da unidade magnética "C", caracterizada por um relevo suave, onde se destacam alguns altos magnéticos atribuídos a falhamentos. A freqüência em âmbito regional desse relevo suave leva ao reconhecimento da transparência magnética do complexo. Mas, tal monotonia do relevo é rompida a sudeste, onde os litótipos mapeados coincidem com as unidades "J", de alto gradiente, cuja magnetização é atribuída a granulitos básicos supostamente localizados em subsuperfície, já que são aflorantes em faixas mais a nordeste, na Folha Piúma. Esta assertiva concorre para inferir-se que, neste local, o Complexo Paraíba do Sul, aqui representado por gnaisses aluminosos, sofre um pronunciado adelgaçamento.

Ortognaisse Estrela (Pγ1): o relevo magnético deste litótipo é suave, aumentando consideravelmente o gradiente à medida que se aproxima dos maciços Santa Angélica e Alto Chapéu. A área comum deste litótipo com a porção extrema nordeste da unidade magnética "H", de alto gradiente, sugere uma expansão do Maciço Santa Angélica, que na verdade ocorre apenas em sub-superfície. O mesmo aspecto é observado no contato com o Maciço Alto Chapéu. Verifica-se que esses ortognaisses apresentam magnetização semelhante àquela das rochas do Complexo Paraíba do Sul, impossibilitando assim a sua individualização através do método magnético.

Ortognaisses Muniz Freire, Santa Helena, Limoeiro e Cachoeiro . (Pγ1a): estes litótipos também apresentam magnetização semelhantes àquela das rochas do Complexo Paraíba do Sul.

III) Cambriano – Intrusivas Ácidas, Intermediárias e Básicas Tardi a Pós-Transcorrentes

Maciço Santa Angélica: de grande expressão no mapa magnetométrico, a área mapeada deste corpo está totalmente contida na unidade "H", em cujo relevo magnético identificam-se altos de até 378nT e baixos de até -400nT, tendo um gradiente muito elevado e um aglomerado de anomalias isoladas. A unidade "H" tem seus limites situados além do contato mapeado desse maciço; em particular, sua porção extremo nordeste não coincide com a porção aflorante do maciço. Assim, pode concluir-se que esta intrusão tem considerável expansão em subsuperfície, principalmente na sua borda nordeste. Do ponto de vista geofísico, este maciço é o mesmo do Alto Chapéu, apenas separados pelo falhamento de direção NW-SE identificado no mapa aeromagnetométrico.

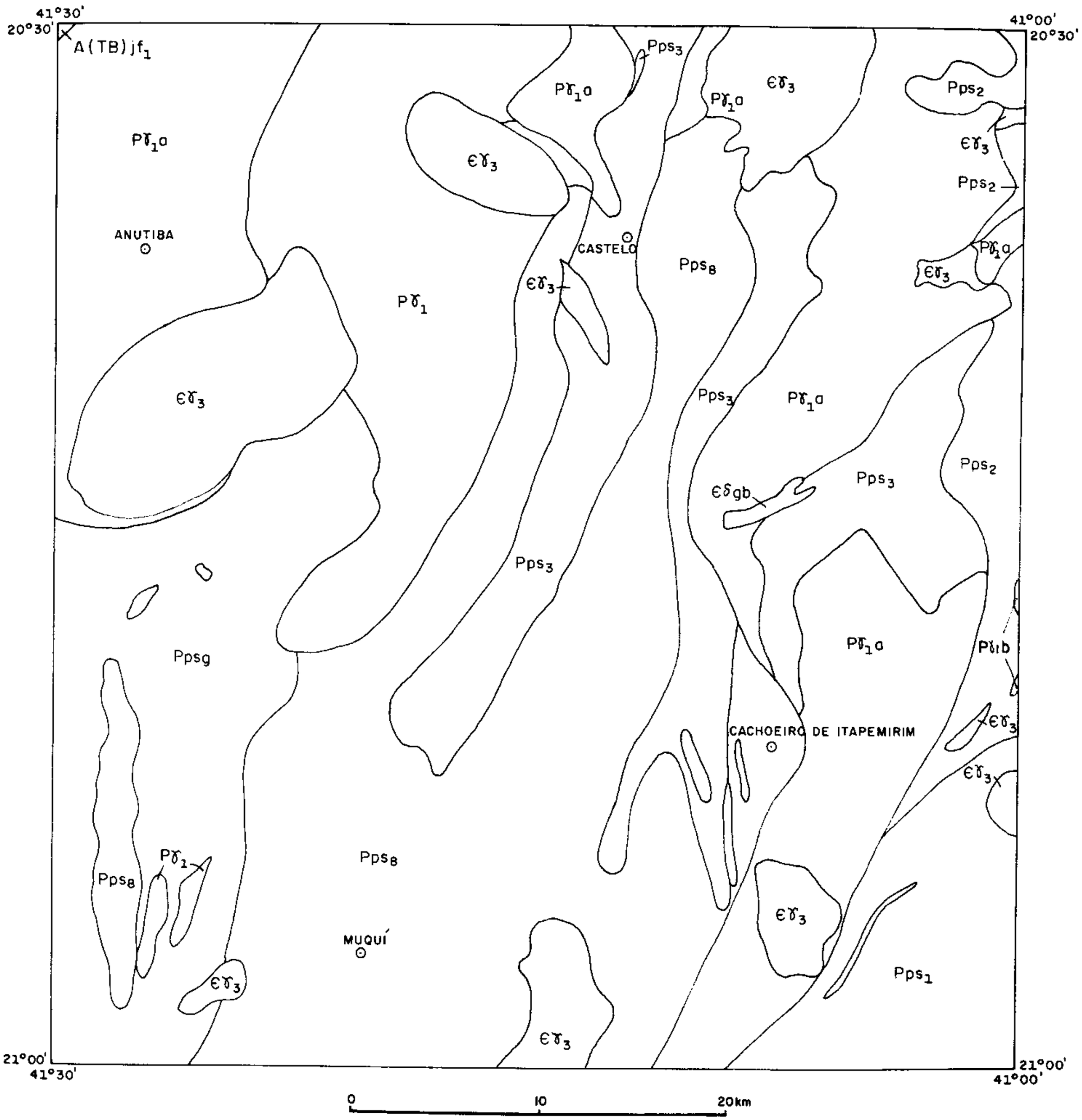


Figura II.5.8 – Mapa Geológico Simplificado. Complexo Juiz de Fora – A(T,B)jf1; Complexo Paraíba do Sul - Pps1, Pps2, Pps3, Pps8, Pps9; Ortognaisses - Pγ1, Pγ1a, Pγ1b; Maciços Intrusivos - 3; Gabro - gb.

Maciço Alto Chapéu: este maciço também corresponde à unidade magnética "H", que compreende um alto magnético associado a um baixo, formando assim uma anomalia de comprimento de onda entre 6 a 10km e com amplitude superior a 500nT.

Maciço Castelo: coincide com a unidade magnética "H", na porção noroeste da área e se prolonga pela Folha Afonso Cláudio, onde se encontra o alto magnético da anomalia cujo corpo foi estimado pelo modelamento automático 05T, com um mergulho de 64 graus para sudeste (figura II.5.7).

Maciço Rio Novo do Sul: corresponde à unidade magnética "K", no limite leste da Folha, com modelamento automático 06T apresentado na figura II.5.7.

Maciços Palmital, Santa Joana e Linda Aurora: esses maciços apresentam-se sem assinaturas magnéticas capazes de distingui-los das rochas do Complexo Paraíba do Sul, ou seja, possuem fraca magnetização. No entanto, verifica-se que essas rochas não se apresentam associadas a rochas básicas como aquelas dos maciços Santa Angélica, Alto Chapéu e Castelo, situados ao norte.

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
Atahualpa Valença Padilha

6.1 Considerações Preliminares

As informações sobre o quadro geológico desta área são ou de caráter regional, em escalas pequenas, com conceitos conflitantes entre si, ou de detalhe, puntuais. Dessa maneira, apesar de respeitados os critérios e classificações anteriores, foi necessário desenvolver-se uma cartografia criteriosa, sistemática, que conduziu à formulação de proposições de divisões litoestratigráficas e tectonoestruturais inéditas.

Em termos formais, as unidades geológicas que englobam as litologias aí encontradas compõem o Cinturão Atlântico de Leonardos e Fyfe (1974), o Cinturão Ribeira de Almeida *et al.* (1973), a Faixa Costeira de Schobbenhaus Filho *et al.* (1986) ou a Província Mantiqueira de Almeida *et al.* (1977). São unidades líticas, com idades que vão desde o Proterozóico Inferior, pelo menos, 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 a seqüência flishóide – os gnaisses aluminosos kinzigíticos.

As sugestões de litoambientes, para estas unidades, são:

a) bacias da plataforma continental adjacentes ou superpostas ao arco: seqüências psamo-pelítico-carbonáticas das regiões de Mutum e Sobreiro, Cachoeiro de Itapemirim/Várzea Alta, Afonso Cláudio/Alegre;

b) bacias deltaicas 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 calcial-calinos, metaluminosos, cujas escamas tectônicas permeiam toda a seqüência metavulcano-sedimentar;

e) embasamento preservado: bloco a oeste da Zona de Cisalhamento 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 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.

Esses setores litoestruturais foram, tentativamente, 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 660Ma., idade do metamorfismo cata e mesozonal, precoce à tectônica colisional, sofrendo efeito térmico das intrusões tarditranscorrência no intervalo de 520±10Ma., encerrando-se com o resfriamento regional, marcado pelo fechamento do sistema K-Ar em temperaturas abaixo de 250°C, no Ordoviciano, há 440±20Ma.

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 da Zona de Cisalhamento 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, o que sugere que se desenvolveu 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 de 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-Jambert. 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 da Zona de Cisalhamento 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 cilíndrica suavemente ondulada, cuja envoltória assume atitudes desde horizontais até levemente inclinada (10 graus) 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 graus para sudeste principalmente, com raros flancos definidamente mergulhando para noroeste. Tal constatação define a superposição dos dobramentos sin-transcorrência, que são ligeiramente assimétricos, com eixos suborizontais.

Algumas folhas 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 tarditectônica 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 e 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, conseqüentemente, lascas de um conjunto bacinal frontal ao arco vulcânico, do arco (na maior parte erodido), e do batólito costeiro subjacente ao arco.

Assim, não há a espectativa 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 Cretáceas costeiras, ou sob o talude continental, ou estarem 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 pela zona de Cisalhamento Guaçuí e a leste, separando-o do setor leste, pelo lineamento Batatal. 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 batóliticas, 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 deltaicas (?) 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 destas 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*) eArqueano (Complexo Juiz de Fora, Padilha *et al.*, *op. cit.*) ocorrem apenas até a altura de uma faixa côncava para noroeste, que passa, aproximada-

mente, 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, aumenta 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
João Bosco Viana Drumond

7.1 Panorama Mineral

Os principais recursos minerais da Folha Cachoeiro de Itapemirim são mármore, granito, material de construção, pegmatito e ouro.

Como principal bem mineral explotado situa-se o mármore, seguido de perto pelo granito. De um único corpo de mármore, com 15km de extensão e 3km de largura, é extraído o material que é usado para: pedra ornamental, fabricação de cimento e tinta, aglomerante de *pellets*, corretivo de solo, cal e carga de inseticida. Em segundo plano vem o granito, usado como pedra ornamental. Nesse sentido, a área da folha possui um grande potencial, como vários maciços intrusivos e dezenas de diques de granito. Os maciços são compostos principalmente por hiperstênio gabro, microclina granito porfirítico (granito róseo), titanita granito (granito cinza). A folha ainda possui uma grande dorsal granítica, parcialmente deformada (ortognaisses), que ocupa uma área de 550km^2 e que poderá ser aproveitada para o mesmo fim.

O Estado do Espírito Santo vem se firmando como grande produtor nacional de pedras ornamentais, tanto para exportação como para consumo interno.

A cidade de Cachoeiro de Itapemirim é o principal pólo nacional desse setor, onde toda a produção regional, tanto de mármore como de granito, para lá converge e é exportada através do porto de Vitória, ou beneficiada e polida para utilização no consumo interno.

A região possui infra-estrutura necessária às exigências do setor, tais como farta energia elétrica e transporte eficiente, tanto rodoviário, como ferroviário.

7.1.1 Mármore

Os mármores da Folha Cachoeiro de Itapemirim estão restritos às áreas de Itaoca, Campo de São Felipe e a faixa Campo Verde - Bom Jardim - São Cristóvão, abrangendo os municípios de Cachoeiro de Itapemirim e Castelo.

O grosso da produção da área está dirigido para rochas ornamentais, ficando, em segundo plano, a produção de cimento, cal, tintas, aglomerante de *pellets* e corretivo de solo. Assim, a produção mensal de mármore, como pedras ornamentais, chega a ser 18.000m^3 com 62 frentes de lavras distintas, pertencentes a concessionárias diversas, absorvendo diretamente cerca de 2.000 empregados. A produção de calcário para corretivo de solo, aglomerante de *pellets*, cal e tinta chega a 40t por mês.

Os mármores são classificados principalmente pelas suas cores. Assim, em toda a área, os tipos comercialmente conhecidos são: chocolate, pinta verde, branco, etc.

O mármore chocolate, o mais conhecido, é um muscovita-flogopita-mármore. Apresenta-se com um leve bandamento de faixas micáceas e, localmente, exibindo dobras e com uma coloração marrom-clara.

Por outro lado, o mármore *champagne* possui uma composição petrográfica de muscovita-dolomita-mármore, apresentando uma coloração cinza-clara dada principalmente pelos minerais micáceos.

O mármore *pinta verde* é um tremolita-mármore, onde os anfibólios caoticamente distribuídos dão uma coloração esverdeada.

O mármore branco é composto principalmente de dolomita e calcita. Sua principal característica é a presença de cristais de dolomita de comprimento de 2mm, conferindo uma certa homogeneidade à rocha. Pode apresentar tonalidades variadas que vão desde o vermelho ao róseo e do cinza ao marron, dependendo do nível de alteração dos minerais ferro-magnesianos.

O mármore calcítico, genericamente conhecido como calcita pelos mineradores, compreende horizontes ou lentes ricos em minerais cuja composição se aproxima à da calcita. É composto principalmente por cristais de calcita de tamanhos variando de 0,3 a 1cm. Também de acordo com as impurezas apresentadas na rede cristalina, poderão assumir localmente colorações que variam do verde ao azul e do cinza ao amarelo.

A utilização do mármore calcítico está mais ligada à fabricação de cal e cimento.

A extração do mármore é feita a céu aberto, fazendo-se uso de um sistema de bancadas com 1,5m de altura e 1,8m de largura (foto 24). A individualização dos blocos é feita com o uso de perfuratrizes manuais e fio helicoidal apropriado, composto de dois fios helicoidais de aço

responsáveis pelo transporte de substância abrasiva, geralmente areia. A areia deve ter uma granulometria menor que 1mm, quartzosa e alta pureza. O fio helicoidal é contínuo e sua fixação é feita através de roldanas metálicas. É de dupla hélice, de 3 x 2mm, e transporta areia por meio de uma polpa à base de água.

As dimensões dos blocos vão depender da necessidade do cliente. Em geral os valores são 1,5m x 1,8m x 3,0m (foto 25).

Os blocos são colocados em caminhões, através do pau-de-carga, que é uma espécie de lança e guincho que facilita o carregamento para o futuro transporte.

Os blocos são encaminhados para Cachoeiro de Itapemirim, onde parte da produção é exportada, através do porto de Vitória.

O mármore para consumo interno é transformado, através dos teares, em placas de 2 a 3cm de espessura. Essas placas poderão ser comercializadas em bruto ou polidas, através de equipamentos apropriados (foto 26).

7.1.2 Granito

Essa rocha ocorre amplamente na Folha de Cachoeiro de Itapemirim. É obtida principalmente dos vários maciços graníticos intrusivos, bem como dos vários diques de granito que ocorrem na região.

O granito a ser lavrado aflora principalmente em forma de matacões, que aparecem recompondo os colúvios que bordejam os maciços intrusivos e são posicionados quase sempre nas meias encostas.

O matacão a ser lavrado é selecionado levando-se em conta possíveis trincas, impurezas, intrusões e alterações que poderão prejudicar a confecção das chapas, que vão ser o produto final. Deverá ser descapeado de todo material estéril que porventura possa prejudicar a escolha da face livre e evitar cortes imperfeitos durante a detonação.

Através de perfuratrizes convencionais são feitos vários furos no matacão que irão dar a conformação do bloco a ser deslocado.

Assim, através de um guincho, lança ou pau-de-carga, o bloco de granito é deslocado de sua posição original e transportado até a praça de manobra.

Nesse ponto, o bloco é colocado sobre caminhões e levado até a cidade de Cachoeiro de Itapemirim, onde poderá ser exportado em *bruto* pelo porto de Vitória ou beneficiado para consumo interno. O bloco a ser comercializado possui a forma de um paralelepípedo com dimensões de 1,5m x 1,5m x 3,0m.

7.1.3 Granito Cinza

Esta rocha ocorre principalmente nos diques de granitos e em alguns maciços intrusivos.

É uma rocha equigranular, de granulação média a grosseira, não apresentando deformação visível. Sua composição mineral é dada por quartzo, feldspato e biotita.

Em alguns locais pode apresentar cristais maiores de feldspato, dispersos na matriz de granulação média a grosseira.

A rocha, quando beneficiada e polida, assume coloração cinza que pode variar de tonalidade de acordo com a percentagem de biotita. A isotropia apresentada e o arranjo das biotitas no seio da malha de quartzo e feldspato dão um aspecto harmonioso ao conjunto. Nesse caso, vamos ter o tipo comercial, com as seguintes denominações: granito cinza, granito cinza-corumbá, granito conduru, granito cinza-laranjeira, granito cinza-azul, granito cinza-oriente.

Esse granito cinza, quando parcialmente alterado, assume uma coloração amarelada dada pelo feldspato e biotita.

Assim, obtém-se os tipos comerciais denominados granito amarelo-ouro, granito ouro-mel, granito amarelo-colonial.

A produção do granito cinza da Folha Cachoeiro de Itapemirim chega a ser de 1.000m^3/mês, correspondendo a cerca de 150 blocos. O granito é lavrado em cerca de 24 minas pertencentes a firmas diversas que empregam diretamente cerca de 100 operários.

As firmas detentoras das áreas de lavra são equipadas com caminhões, trator de esteira, compressor portátil, marteletes, carregadeiras e guinchos ou pau-de-carga.

7.1.4 Granito Porfirítico

Essa rocha ocorre principalmente nos maciços Santa Angélica e Alto Chapéu e assume a denominação comercial de granito rosa e granito cinza.

O granito rosa ocorre na borda do Maciço Santa Angélica. A rocha possui uma matriz escassa, de granulação grosseira. A composição mineral da matriz é dada por quartzo, feldspato, biotita e allanita. No seio da matriz observam-se grandes cristais de feldspato de 1 a 2cm, de coloração rósea, e muitas vezes envolvidos por uma borda de plagioclásio.

A rocha apresenta uma certa orientação dada pela foliação de fluxo.

O granito quando beneficiado e polido apresenta uma coloração rósea dada pelo feldspato que vai contrastar com o plagioclásio manteado. A biotita escassa ocorre em forma de fitas, dando um aspecto rajado ao conjunto.

O granito cinza ocorre na borda do Maciço Castelo, é de coloração cinza-clara e possui uma matriz escassa, sendo de granulação grosseira e composta de quartzo, feldspato e biotita. Seu nome comercial é conhecido tanto como *granito campestre* como *granito cinza corumbá*. A rocha, quando polida, apresenta uma coloração cinza a cinza-clara, onde os cristais de feldspato mostram-se orlados por faixas de biotita que produzem um contraste escuro com os cristais mais claros de feldspato.

As firmas concessionárias deste bem mineral possuem três frentes de lavra e produzem cerca de 300m^3 por mês, equivalente a cerca de 30 blocos.

7.1.5 Gabro

Os maciços de Santa Angélica, Castelo e Alto Chapéu são considerados como produto de uma mistura de magmas. Esses maciços apresentam uma borda de composição granítica e a parte central dominada por hiperstênio gabro.

As rochas desse domínio são de dois tipos bem distintos, ou seja: o hiperstênio gabro porfirítico e hiperstênio gabro equigranular.

O hiperstênio gabro porfirítico é uma rocha de matriz escassa e não apresenta qualquer tipo de deformação. Sua assembléia mineral é dada por plagioclásio, feldspato potássico, quartzo, ortopiroxênio e hornblenda. A rocha, quando polida, apresenta uma coloração azulada intensa, onde os cristais de feldspato se evidenciam pela tonalidade acentuada. Os cristais de quartzo, mais claros e raros, surgem como um contraste à coloração azulada dominante. Os ortopiroxênios parcialmente alterados dão um tom metálico ao conjunto. Essa rocha é comercializada com o nome de granito colonial e granito verde-esmeralda.

O outro tipo lavrado é o gabro equigranular conhecido comercialmente como *granito preto*.

A rocha é equigranular de granulação grosseira, tendo uma composição de plagioclásio, piroxênio, biotita, quartzo, ilmenita e apatita.

Quando beneficiada e polida assume uma coloração azulada com uma leve tonalidade esverdeada.

A produção do gabro dos maciços de Santa Angélica e Alto Chapéu chega a 240m^3/mês, correspondendo a 24 blocos (foto 27).

Nessa produção, que inclui três minas pertencentes a firmas diversas, são utilizadas diretamente 37 empregados.

7.1.6 Material de Construção

As pedreiras cadastradas na Folha Cachoeiro de Itapemirim situam-se nos municípios de Cachoeiro de Itapemirim, Castelo, Muqui, Attílio Vivacqua, Alegre, Jerônimo Monteiro e Muniz Freire.

Geralmente, possuem uma produção voltada para o consumo das prefeituras locais, tanto para uso em calçamentos de ruas como para reparos em pontes e estradas. A extração é quase sempre feita de forma rudimentar, ficando o uso da mecanização restrito à implantação de obra de engenharia, como o asfaltamento da estrada Cachoeiro de Itapemirim - BR-262. Nesse caso, são instaladas plantas de beneficiamento, que vão gerar uma produção mais racional.

Por outro lado, na região urbana de Cachoeiro de Itapemirim estão situadas três pedreiras com uma produção ininterrupta, sendo utilizada tanto pela prefeitura local quanto pelas firmas nas obras de engenharia civil.

As pedreiras produtoras de brita pertencem tanto à prefeitura local quanto à firma Concresul. A produção mensal de brita chega a 35.000m^3 e absorve diretamente cerca de 85 trabalhadores.

As minas estão equipadas com perfuratrizes, britadores e plantas de beneficiamento do produto.

7.1.7 Pegmatito

No extremo sudoeste da Folha Cachoeiro de Itapemirim, na região de Santa Joana, ocorre um maciço intrusivo nos gnaisses bandados que provocou uma extensa área de feldspatização, que se materializou num expressivo pegmatito. Esse pegmatito já foi grande produtor tanto de feldspato como de topázio azul, verde e água marinha.

A rocha encaixante possui uma foliação N30°E/42°SE.

Nos trabalhos antigos, realizados na área, o corpo principal possuía uma potência de 2 a 10 metros. Atualmente, a área, que já possui decreto de lavra, está sendo explotado, visando tanto o feldspato como o caulim e o quartzo.

Os pegmatitos ocorrentes na porção sul da faixa Jerônimo Monteiro-Rive são de pequena potência e penetram os gnaisses bandados. Seu potencial, como produtor de bem mineral, pode ser considerado desprezível.

7.1.8 Ouro

Os municípios de Castelo e Cachoeiro de Itapemirim já foram grandes produtores de ouro (Leonardos; 1940). Nesse trabalho é citado que os primeiros empreendimentos, visando este bem mineral são datados de 1754.

Assim, são considerados como auríferos os rios Caxixe, da Prata e Castelo e o córrego do Meio. No rio da Prata, próximo à fazenda do Centro, foram encontrados vestígios de antigas minerações.

Atualmente, várias firmas vêm executando projetos na região e este bem mineral é detectado, em pequena percentagem, principalmente nos leitos ativos dos citados rios. Assim, Vieira (1980), executando um levantamento regional, verificou a presença de ouro, tanto no rio Caxixe como no leito ativo do rio Castelo.

Trabalhos recentes de garimpeiros no leito ativo do rio Castelo vêm detectando este bem mineral em toda a extensão deste.

7.2 Aspectos Ambientais

A extração de granito constitui uma atividade de mineração bastante salutar, onde a interferência com o meio ambiente é praticamente desprezível, pois é efetuada em áreas isoladas e desabitadas e sem agressão física à natureza, pois não requer a remoção de grandes volumes

de estéril e rejeito. Entretanto, a intensa atividade mineira na faixa Castelo-Cachoeiro de Itapemirim e mais especialmente a extração de mármore em Itaoca e o seu beneficiamento nos teares vem provocando um crescente assoreamento dos principais cursos d'água da região, mais especificamente no rio Cachoeiro. Esse dano poderia ser contornado construindo-se barragens de decantação, o que reduziria a ação de agentes poluidores.

Capítulo 8
Metalogenia

por
Jodauro Nery da Silva

8.1 Introdução

A integração e interpretação das informações da Folha Cachoeiro de Itapemirim permitiram a preparação de uma carta metalogenética-previsional, na escala 1:100.000, segundo as diretrizes de sua elaboração, ditadas pelo Sistema DNPM/CPRM (Delgado, 1987). Apesar dos dados referentes às diversas mineralizações não serem considerados suficientes para uma completa visualização, em bases conceituais, do panorama metalogenético, são satisfatórios quando combinados com outros indícios geológicos, geoquímicos e geofísicos obtidos neste projeto. Assim, este trabalho foi executado embasado nas seguintes informações:

- cadastramento mineral;
- carta geológica, na escala de 1:100.000;
- carta geoquímica;
- mapa geofísico, na escala 1:100.000; e,
- dados de litogeoquímica calcados nos resultados da análise laboratorial de elementos maiores e traço, inclusive terras-raras.

Através do cadastro dos recursos minerais foram catalogados 136 jazimentos minerais correspondentes a seis substâncias minerais, conforme discriminado na legenda da carta metalogenético-previsional e sintetizados na tabela II.8.1.

Embasadas em indícios indiretos (geoquímicos, geofísicos e petrológicos) e dados de campo, foram selecionadas áreas para prospecção e/ou exploração mineral, relacionadas à ambiência geológico-metalogenética favorável à concentração de bens minerais.

Essas áreas estão relacionadas na tabela II.8.2 e destacadas no decorrer deste capítulo, dentro das respectivas unidades litoestratigráficas.

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 e Shatalov (1960) e consolidada no conhecimento adquirido durante a execução do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:250.000, através do Convênio DNPM/CPRM, implantado a partir de 1982, constitui a base para a elaboração das novas cartas, na escala 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, bem como associações magmáticas consangüíneas ou as séries toleíticas, calcialcalinas e alcalinas. São também realçados os litótipos especiais (metalotectos prováveis e possíveis). 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 1:100.000, tendo em vista:

1 – a necessidade de especialização do fundo geológico para torná-lo metalogeneticamente significativo;

2 – a importância de se apresentar 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 e

Tabela II.8.1 – Recursos minerais da Folha Cachoeiro de Itapemirim e respectivos contextos geológicos.

Substância Mineral	Nº de Ocorrências	Contexto Geológico
Calcita	06	Lentes de calcita encaixadas em mármores.
Mármore	85	Megalente de mármore encaixado em biotita-anfibólio gnaisse.
Granito	41	Maciços intrusivos encaixados em rochas gnáissicas – tardi a pós-transcorrentes.
Água Marinha	01	Aluvião recente.
Feldspato	04	Pegmatito encaixado em anfibólio-biotita gnaisse.
Água Mineral	01	Fratura em anfibólio-biotita gnaisse.

Tabela II.8.2 – Relação das áreas mineralizadas da Folha Cachoeiro de Itapemirim.

Áreas	Indícios diretos e indiretos de mineralizações	Contexto Geológico/Metalogenético
I	(Au, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr)	Biotita-anfibólio gnaisse com níveis de anfibolitos, rochas cal- cissilicáticas e mármore do Complexo Paraíba do Sul; zonas de cisalhamento associadas à tectônica transcorrente; remo- bilização de elementos metálicos na periferia dos granitóides tardi a pós-transcorrentes (E_3) do Maciço Castelo.
II	(Au, Pb, Zn, Cu)	Seqüência dos paragnaisses aluminosos da fácies anfibolito alto do Complexo Paraíba do Sul; zona de cisalhamento associada à tectônica transcorrente.
III a, b, c, d, e	Mármore	Corpos de mármores intercalados em biotita-anfibólio-gnaisse com níveis de anfibolitos e rochas calcissilicáticas do Complexo Paraíba do Sul.
IV a, b, c, d, e, f	Granito Ornamental	Maciços intrusivos tardi a pós-tectônicos de composição graní- tica a gabróica: Santa Angélica (IVd), Alto Chapéu (IVb), Castelo (IVc), Aracuí (IVd), Palmital (IVe) e Linda Aurora (IVf).

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 e 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 dados factuais sobre os jazimentos minerais, como a textura do minério, morfologia, orientação do(s) corpo(s) mineralizado(s), quimismo e associação mineralógica. Adicionalmente, contêm informações sobre a classe do jazimento, procurando-se adotar uma classificação para as concentrações minerais, mais geológica do que genética, adaptada das propostas de Wacrenier & Rouveyrol (1977), Stanton (1972) e Routhier (1963). Essa classificação aproxima-se da utilizada para os depósitos minerais do Brasil (Branco, 1984).

Os dados econômicos dos jazimentos são objeto de pesquisa e lavra mineral e 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, 1984). 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 analogia com o 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 geotectônica de cada unidade litoestratigráfica, complementada pela apreciação dos dados geológicos, geoquímicos, geofísicos, etc, permite estabelecer alguns parâmetros metalogenéticos gerais. Entretanto, cabe ressaltar ainda a escala regional do trabalho, que limita bastante no que se refere ao potencial mineral percebido no âmbito de cada unidade ou domínio metalogenético considerado, e, não raro, obriga a inferências ou generalizações na identificação dos controles das mineralizações.

8.3.1 Complexo Paraíba do Sul

8.3.1.1 Gnaisses Aluminosos da Unidade Pps1

O Complexo Paraíba do Sul caracteriza-se por dois domínios distintos: um proximal, marinho raso (a continental?) e outro distal, marinho, profundo. Os gnaisses aluminosos foram gerados no último ambiente.

Dentro desse domínio, distal e mais profundo, as características são de uma seqüência de gnaisses pelíticos associados a metassedimentos carbonáticos pouco desenvolvidos, ambos influenciados pelas condições de clima úmido e ambiente redutor. A expectativa metalogenética é para jazimentos de grafita, tal como o depósito encontrado na porção setentrional da Folha Piúma, na localidade de Todos os Santos, e ainda mais para norte, na região de Linhares, onde também são conhecidos depósitos de grafita. Entretanto, ocorrências dessa natureza ainda não foram encontradas na folha em questão, a não ser as freqüentes lamelas disseminadas nas rochas aluminosas. Por outro lado, o registro carbonático pouco desenvolvido impõe fortes restrições quanto à possibilidade da ocorrência de depósitos de Pb-Zn do tipo Mississippi Valley.

Entretanto, nesse domínio, verificam-se freqüentes indicações de processos de concentração metálica, conforme pode ser deduzido dos resultados da prospecção geoquímica e que conduziram à definição de uma área previsional (Área II), com base nas anomalias em sedimentos de corrente, onde sobressaem indícios indiretos de Zn (110 e 190ppm) e Mn (10.000ppm), bem como em concentrados de bateia, com significativos teores de Au (0,2 a 3,1ppm), Ag (0,2 a 1,2ppm), Cu (até 460ppm) e Pb (até 630ppm). Embora não se tenha registrado a presença de manifestações exalativas do tipo formação ferrífera, a conjugação dos aspectos do ambiente de sedimentação com a paragênese metálica permite formular a hipótese de uma similaridade com os depósitos estratiformes de Pb-Zn do tipo Broken Hill.

Outra hipótese para a presença das anomalias de Au, Ag, Cu, Pb e Zn pode estar relacionada a uma fase de hidrotermalismo pós D1, com remobilização desses metais para zonas distensivas propiciadas pela intrusão de corpos graníticos. Dentre os fatores que reforçam esta hipótese salienta-se a presença de minerais de substituição, tais como a freqüente sericitização, carbonatação e, eventualmente, feldspatização, além da incompatibilidade da paragênese mineral típica de metamorfismo de grau forte sin-D1 com a presença desses metais nessa unidade e também o topázio encontrado no córrego Formigueiro, detectado nas análises mineralométricas da fração pesada dos produtos da sua erosão.

A presença da anomalia de Mn (10.000ppm) em sedimento de corrente, na amostra AS-134, tanto pode ser de uma concentração sin-sedimentar, quanto pode estar relacionada a processos de enriquecimento supergênico ou secundário, localizados, não se tendo indícios de que favoreçam expectativas relacionadas à construção de depósitos daquela natureza.

A presença de *pirita* (,0%) encontrada nos córregos do Ouro e Garrafão, em análise mineralógica, tanto pode pertencer a um evento sin-sedimentar como ao hidrotermalismo subseqüente e, mais especificamente, encontrar-se associada ao ouro da Área II.

8.3.1.2 Gnaisses da Unidade Pps3

Corresponde a uma assembléia litológica constituída predominantemente de biotita-anfibólio gnaisse de composição tonalítica, associado a rochas supracrustais representadas por quartzitos, mármores, anfibolitos, rochas calcissilicáticas e biotita-sillimanita-granada gnaisses, e depositadas em ambiente marinho proximal, plataformal, com menor espessura da lâmina d'água e/ou maior dinâmica do ambiente de sedimentação do que a anteriormente descrita.

Dentro dessa unidade, foram individualizadas seis áreas mineralizadas/previsionais (I e IIIa a IIIe), sendo cinco relacionadas aos níveis de mármore, onde se encontram as minas de mármore utilizado como pedra de revestimento e também na fabricação de cimento, nas indústrias de tinta e de cal, e também como corretivo de solo. A grande maioria das minas em atividade (68) está na Área IIIa, ao passo que a Área IIIb tem duas ocorrências de mármore. Na Área IIIc, encontram-se seis minas inativas, a Área IIId tem três ocorrências e a Área IIIe duas ocorrências. Ainda parcialmente dentro deste contexto, foi delimitada a Área I, que envolve litótipos como biotita-anfibólio gnaisse, gnaisses granitóides e rochas intrusivas do Maciço Castelo.

No contexto desta unidade merecem destaque algumas anomalias geoquímicas de Zn (110ppm) em sedimento de corrente e de Pb (160 e 170ppm em concentrado de bateia, que tanto podem estar relacionadas ao ambiente restrito dos depósitos de mármore quanto ao hidrotermalismo. As anomalias de Cu (40 a 95ppm), Zn (110ppm), Cr (63 a 100ppm) em sedimento de corrente e Au (0,1 a 5,3ppm) em concentrado de bateia podem estar relacionadas aos corpos anfibolíticos dessa unidade, uma vez que os mesmos

foram caracterizados como basaltos toleíticos, salientando-se, entretanto, as suas pequenas dimensões. Por outro lado, a freqüente presença de alterações do tipo saussuritização, epidotização, carbonatação, sericitização e cloritização pode ser indicativa de um hidrotermalismo igualmente responsável pela concentração desses elementos metálicos.

Com relação à presença dos indícios auríferos da Área I, é admissível uma hipótese de aporte junto com o magmatismo mais tardio, uma vez que as anomalias geoquímicas de ouro estão na periferia dos corpos graníticos. Tal fato é francamente sugestivo de remobilizações auríferas hidrotermais condicionadas pelo fluxo térmico propiciado pelas intrusões tardi a pós-transcorrentes, e indicado também pelas alterações, como carbonatação, sericitização, saussuritização, epidotização e cloritização.

A presença de *cromita* encontrada no córrego Oriente, em concentrado de bateia, está provavelmente ligada a algum corpo ultrabásico, não detectado na fase de mapeamento e que, tanto pode ser intrusivo nessa unidade (Pps3) como na dos gnaisses graníticos.

8.3.2 Plutonismo Granitóide

8.3.2.1 Ortognaisse Estrela

Esses ortognaisses são de composição tonalítica a granodiorítica, segundo a classificação de Debon & Le Fort (1983), correspondendo a um batólito, com foliação de baixo ângulo, gerados sincronicamente ao regime de deformação tangencial e afetado por cisalhamento de alto ângulo. Essas rochas identificam-se, segundo Lameyre & Bowden (1982), na série calcialcalina granodiorítica - médio K e na série calcialcalina monzonítica - alto K. São metaluminosos e com diopsídio normativo.

Com base nos teores litogeoquímicos dos elementos Ba, Mo, Nb, Sr, Y e Zr comparados com os dados de Ramsay (1986), esses granitóides podem ser classificados como plutonitos ricos em cálcio e especializados; entretanto, as razões Rb/Sr, Y/Ba e K/Rb apontam essas rochas para um tipo não especializado, sendo que apenas a última relação denota um discreto recobrimento com o campo dos granitóides especializados (figura II.8.1).

Em termos das anomalias detectadas, através da prospecção geoquímica, obteve-se apenas uma de Co (30ppm) em sedimento de corrente e uma anomalia de Zn (90ppm) em concentrado de bateia; nenhuma delas desperta uma maior importância prospectiva à unidade em apreço.

A atividade hidrotermal é incipiente e constatada pela presença de minerais de alteração tais como epidoto, muscovita, carbonato e sericita.

A perspectiva metalogenética desse granitóide é, em princípio, restrita à suíte de elementos ligados normalmente a granitos do tipo *I*, de Chappel & White, 1974, ou *MS* (transicional, de Chaoqun, 1985): Mo, Cu, Pb, Zn, Au e Ag. Entretanto, os dados analíticos disponíveis deixam apenas a perspectiva de se considerar tais granitóides como plutonitos ricos em CaO (5,5% em média), com uma assinatura geoquímica de interesse, apenas no que se refere aos máximos de Li (40ppm), Mo (7ppm), Y (62ppm), Ba (1340ppm), Zr (430ppm) e Nb (36ppm), conforme mostrado na tabela II.2.12 para comparação com os granitos ricos em cálcio especializados e precursores de Ramsay (1986).

8.3.2.2 Ortognaisse Cachoeiro

São rochas de composições equivalentes às de tonalito, granodiorito, quartzo-monzodiorito e quartzo-diorito, segundo a classificação de Debon & Le Fort (1983), integrantes de um batólito com foliação de baixo ângulo, gerado sincronicamente com o regime de deformação tangencial e afetado por cisalhamento de alto ângulo. O espectro composicional normativo é representado pelas séries calcialcalinas, granodiorítica-médio K e monzonítica-alto K; os espécimes coletados são metaluminosos (dominantes) a peraluminosos, com coríndon e diopsídio normativos, tendo o último uma ligeira predominância.

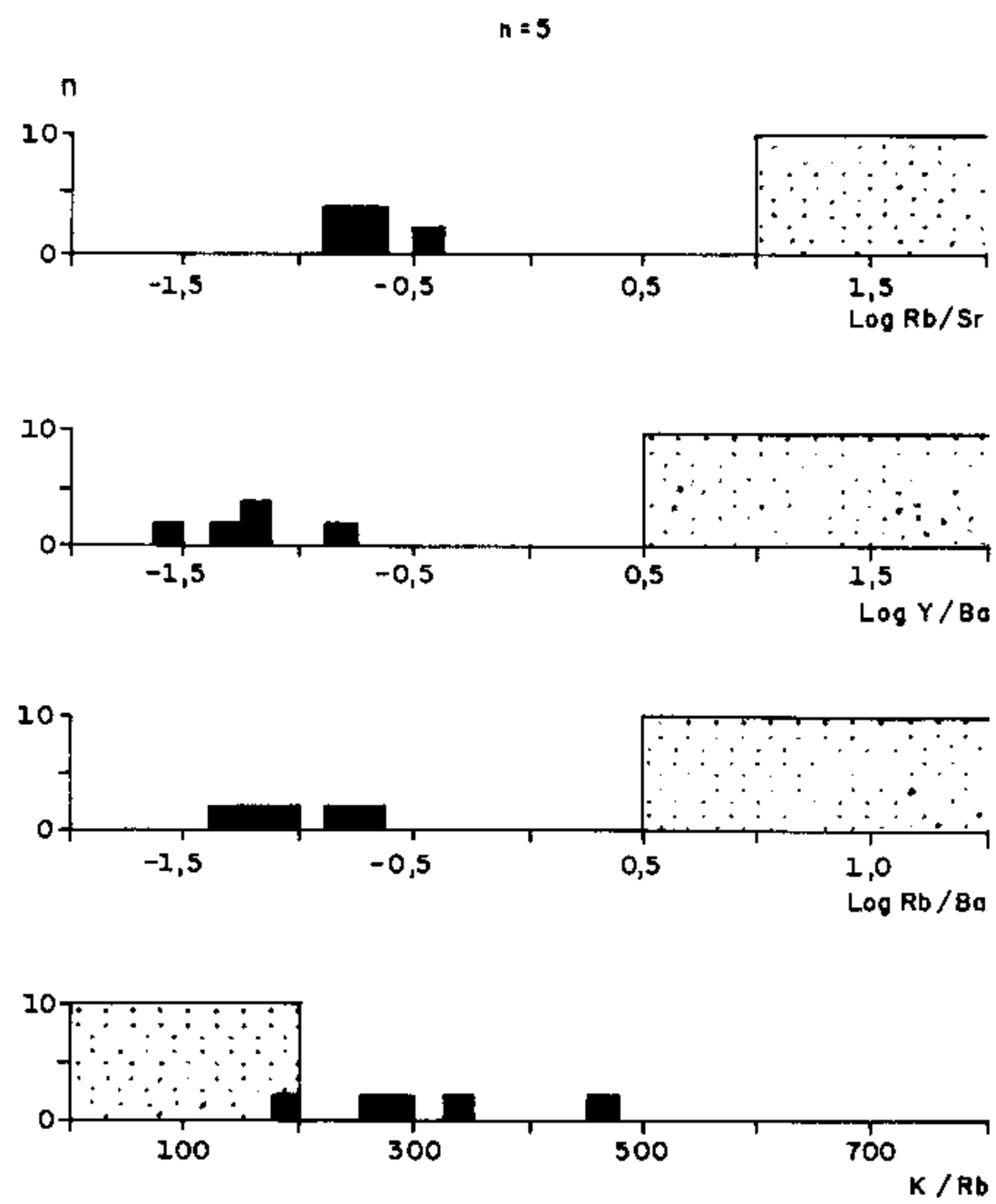


Figura II.8.1 – Histogramas das razões dos elementos-traço Rb, Sr, K e Ba de 5 amostras dos ortognaisses Estrela, comparados aos campos indicativos de especialização (segundo Ramsay, 1986).

Levando-se em consideração os teores de elementos como Ca, Ba, Rb, Th, F, Li, Y, Sr, Zr, Zn e Cu, e confrontando-os com os parâmetros de Ramsay (1986), essas rochas podem ser classificadas como plutonitos ricos em cálcio e especializados. Contudo, as razões Rb/Sr, Y/Ba, Rb/Ba e K/Rb sugerem para essas rochas um tipo não especializado, sendo que apenas a última relação mostra um discreto recobrimento com o campo dos granitóides especializados de Ramsay (1986), conforme mostrado na figura II.8.2.

Através da prospecção geoquímica, foram detectadas, em sedimentos de corrente, anomalias de Cr (36 a 52ppm), Cu (29 a 35ppm), Zn (110ppm) e Pb (35ppm). Já em concentrados de bateia tem-se concentrações de Au (0,75 a 2ppm), Pb (110 a 170ppm) e de menor importância, Cu (37ppm). As análises mineralógicas dessas frações pesadas registraram a presença de cromita no córrego Oriente (já discutida no item 6.3.1.2), apatita e xenotímio.

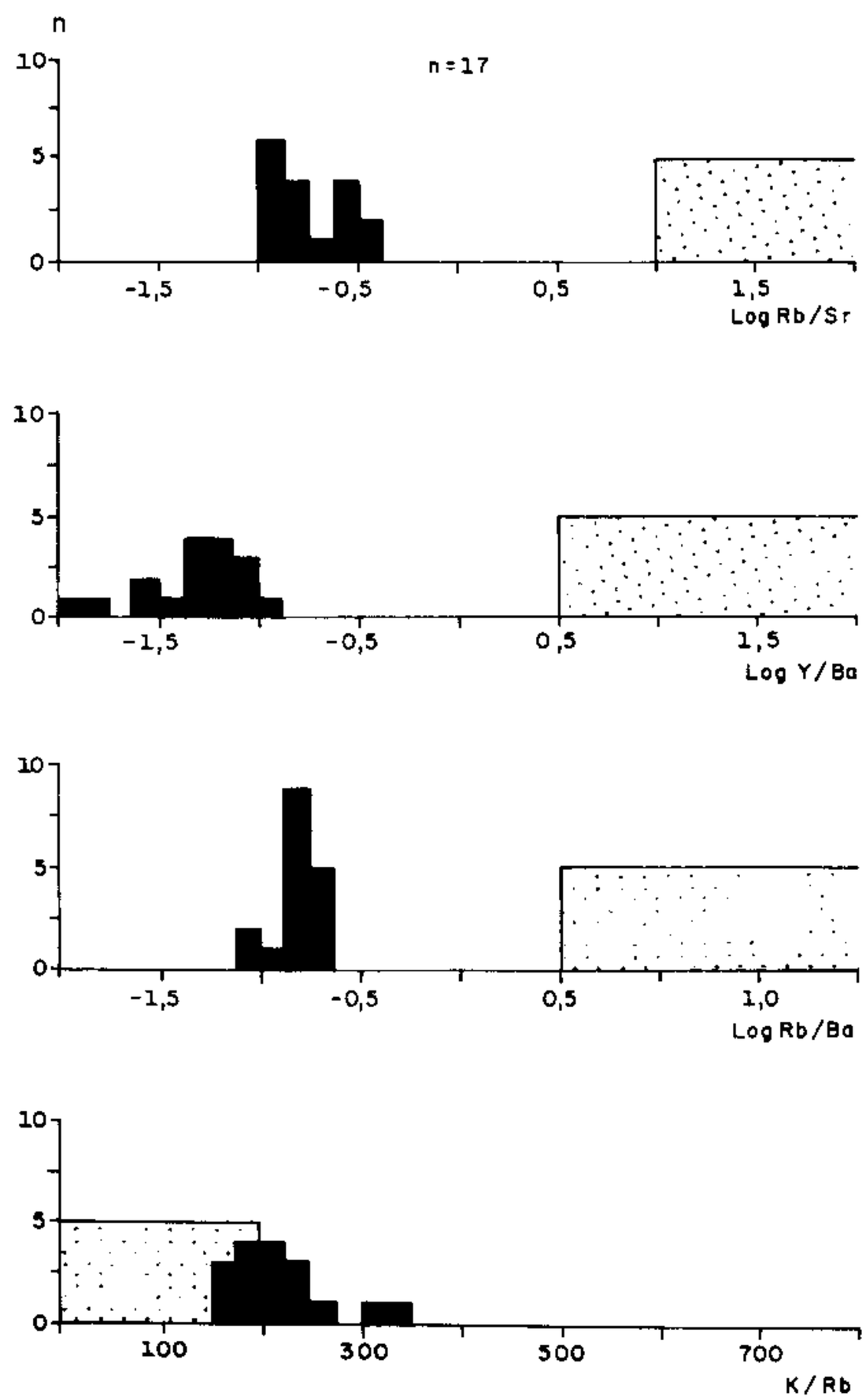


Figura II.8.2 – Histogramas das razões dos elementos-traço Rb, Sr, K e Ba de 17 amostras dos ortognaisses Cachoeiro, comparados aos campos indicativos de especialização (segundo Ramsay, 1986).

A atividade hidrotermal é discreta e constatada pelos processos de carbonatação, muscovitização, sericitização, cloritização e epidotização, observados em lâminas delgadas.

Do ponto de vista metalogenético, e considerando a unidade a partir de seu protólito, um granitóide do tipo *MS*, há perspectivas para mineralizações de Au, Cu, Mo, Ag, Pb e Zn, parcialmente confirmadas pelos resultados anômalos expressos pelos indícios indiretos para Au e Pb encontrados em concentrado de bateia no ribeirão Bateia e num afluente do rio da Prata, na localidade de Alto da Prata.

8.3.2.3 Ortognaisse Muniz Freire

Segundo a classificação de Debon & Le Fort (1983), essas rochas são de composição granodiorítica, tonalítica e quartzo-monzonítica, correspondendo a um batólito com foliação de baixo ângulo, gerado sincronicamente ao regime de deformação tangencial e afetado por cisalhamento de alto ângulo. Esses ortognaisses identificam-se, segundo Lameyre & Bowden (1982), como pertencentes à série calcialcalina granodiorítica-médio K, até granitóides aluminosos de províncias alcalinas; são termos metaluminosos a peraluminosos, calcialcalinos, com diopsídio normativo predominante e coríndon, subordinado a esta última na proporção de 2:1.

Com base nos teores absolutos de elementos como Ca, Pb, Ba, Rb, Th, F, Li, Y, Sr e Zr, e comparando esses dados com os de Ramsay (1986), tais granitóides podem ser classificados como plutonitos ricos em cálcio e especializados. Entretanto, as relações Rb/Sr, Y/Ba, Rb/Ba e K/Rb identificam essas rochas como um tipo não especializado, sendo que apenas a última relação denota um discreto recobrimento com o campo dos granitóide especializados de Ramsay, 1986 (figura II.8.3).

Em termos de anomalias registradas através da prospecção geoquímica, constatou-se a presença de Cu (29 a 95ppm), Ni (30 a 90ppm), Cr (48 e 100ppm), Co (26 a 50ppm) e Zn (95ppm) em sedimentos de corrente. Em concentrados de bateia foram encontrados Zn (90ppm) e Au (1,5ppm).

A atividade hidrotermal é incipiente e marcada pela presença de minerais de alteração, tais como epidoto, sericita, muscovita, clorita e carbonato.

A perspectiva metalogenética desses granitóides abrange uma faixa de elementos ligados normalmente a granitos do tipo *I* (Mo, Cu, Pb, Az, Au e Ag) ou ainda a granitos do tipo *S* (W, Sn, Nb, V, Y, TR e Ta). Contudo, os dados analíticos encontrados demonstram uma perspectiva de se considerar essas rochas como plutonitos ricos em CaO (3,9% a 5,9%), com uma associação geoquímica de Li (40ppm), Y (66ppm), Ba (1.800ppm), Zr (440ppm) e Sr (990ppm), compatível com esse tipo litológico.

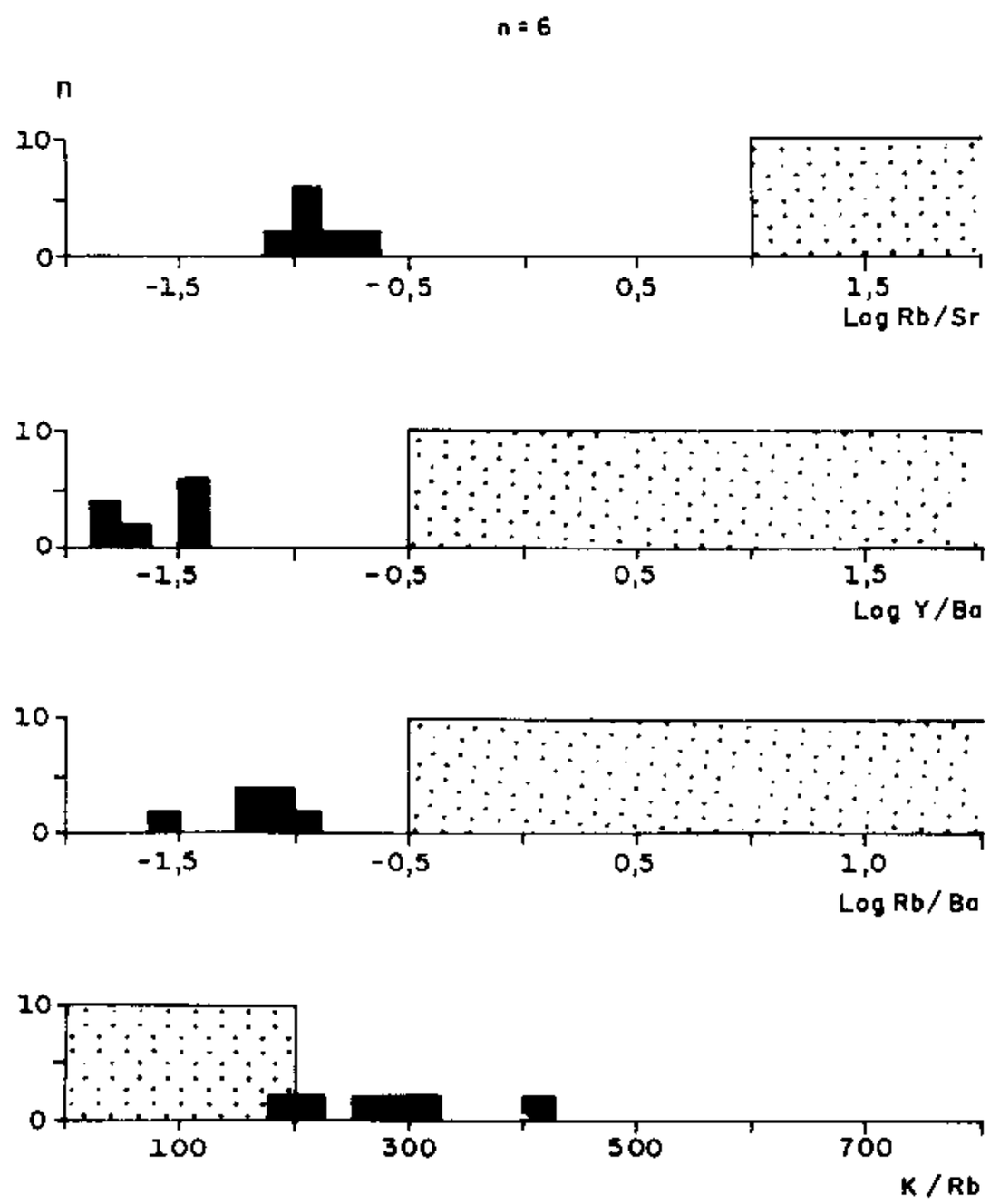


Figura II.8.3 – Histogramas das razões dos elementos-traço Rb, Sr, K e Ba de seis amostras dos ortognaisses Muniz Freire, comparados aos campos indicativos de especialização (segundo Ramsay, 1986).

8.3.2.4 Corpos Graníticos

São rochas de composições variadas, compreendendo granito, quartzo-sienito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito e monzogabro, segundo a classificação de Debon & Le Fort (1983), correspondendo a corpos de dimensões e formatos bastante variados, gerados em regime tardi a pós-transcorrente. No diagrama normativo idealizado por Lameyre & Bowden (1982), essas rochas são consideradas como pertencentes aos campos das séries: granitóides aluminosos de províncias alcalinas; calcialcalina monzonítica-alto K e alcalinas. Essas rochas são de caráter metaluminosos, calcialcalinas, e contêm diopsídio normativo.

Embasado nos teores de U, Th, F, Li, Y, Ba, Sr, Zr, Cu, Pb e comparados com os dados de Ramsay (1986), esses maciços podem ser classificados como granitos especializados. Contudo, as relações Rb/Sr, Y/Ba e K/Rb apontam essas rochas para um tipo não especializado, sendo que apenas a última relação possui um pequeno recobrimento com o campo dos granitos especializados conforme pode ser constatado na figura II.8.4.

Pela prospecção geoquímica constatou-se a presença de Zn (110ppm) e Pb (27 a 33ppm) em sedimento de corrente e na bateia foi encontrado Au (quatro pintas). A análise mineralógica registrou a presença de cassiterita (encontrada no córrego do Bosque dentro do Maciço Santa Angélica), xenotímio e apatita.

A perspectiva metalogenética desses corpos graníticos é, em princípio, restrita à suíte de elementos ligada normalmente a granitos do tipo *I*: Mo, Cu, Pb, Zn, Au e Ag. Entretanto, a ausência de indicação de fenômenos hidrotermais, já que não se observa enriquecimento das TRP, deixa apenas a perspectiva de se

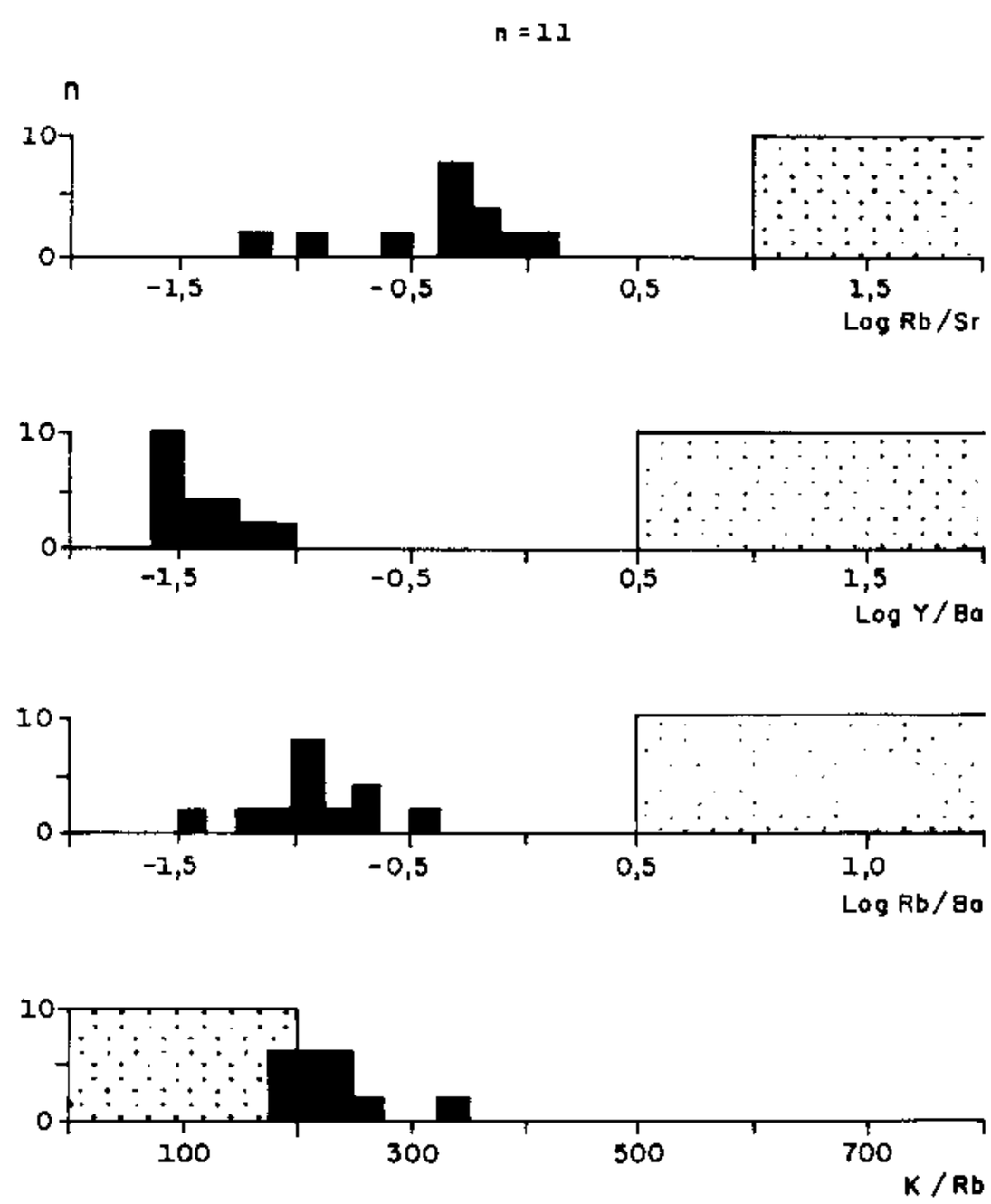


Figura II.8.4 – Histogramas das razões dos elementos-traço Rb, Sr, K e Ba de 11 amostras dos maciços intrusivos, comparados aos campos indicativos de especialização (segundo Ramsay, 1986).

considerar tais granitos como plutonitos ricos em CaO, com uma assinatura geoquímica interessante do ponto de vista das TRL (forte enriquecimento de La, Ce, Nd e Sm) e de outros elementos fora dos lantanídeos, como Cu, Pb, Li, Mo, Y, Ba, Sr, Rb, Zr, Cl, F, Nb, U e Th, conforme mostrado na tabela II.8.3, apresentada para comparação com os granitos especializados e precursores, de Ramsay (1986).

As seis áreas selecionadas no contexto dessa unidade (IVa, IVb, IVc, IVd, IVe, IVf) visam à exploração de granitos como rochas ornamentais. São rochas isotrópicas, pertencentes aos maciços graníticos tardi a pós-transcorrentes.

Tabela II.8.3 – Comparação dos teores por elementos-traço metalogenéticos dos maciços intrusivos tardi a pós-transcorrentes, da Folha Cachoeiro de Itapemirim, com aqueles dos "high-Ca" granitos precursores (A) e especializados (B) de Ramsay (1986).

	A	B	JS-107B	JS-234A	JS-234B	JS-292	JS-296	JS-299	JS-343	JS-372	JS-418	JS-478	JS-530	JS-570	JS-532
Ba	571	700	1.290	2.010	1.180	1.500	2.000	2.100	1.460	1.680	1.740	910	1.950	1.690	2.000
Cu	15	9	2	18	17	10	48	15	4	11	12	10	14	17	23
F	653	1.029	1.100	1.400	1.600	1.600	2.800	2.900	2.100	2.700	3.000	600	3.400	3.700	3.700
Li	30	36	20	20	30	30	30	30	50	60	40	30	40	50	50
Mo	2	3	7	6	9	9	<5	6	6	7	6	7	6	7	6
Nb	21	26	50	54	46	44	60	46	40	52	42	28	48	56	54
Pb	18	31	54	42	36	46	48	32	22	42	40	32	36	36	32
Rb	113	135	240	150	270	250	70	190	280	220	220	290	230	210	120
Sr	196	248	410	740	260	450	1.160	680	270	360	470	330	470	450	1.050
Th	10	15	130	<10	120	120	<10	<10	76	34	43	110	67	42	<10
U	2	2	19,8	5,7	8,5	8,5	5,7	9,9	8,5	8,5	8,5	<10	8,5	8,5	5,7
Y	21	35	112	76	58	64	96	56	42	104	44	22	50	58	68
Zr	169	245	580	600	620	780	840	820	540	840	760	400	820	1.240	780

8.3.3 Aluviões

Nos depósitos de materiais detríticos, fluviais e quarternários há uma perspectiva metalogenética para água-marinha, berilo e ouro, embora na carta metalogenética-previsional não se tenha individualizado nenhuma área mineralizada.

O ouro é encontrado, com maior freqüência, no quadrante nordeste da folha em pauta, tendo sido constatado em concentrado de bateia nos rios da Prata e Caxixe, no ribeirão Bateia e nos córregos do Ouro, São Pedro, Quilombo e Nogueira, sendo que, neste último, foi detectada a maior concentração, com 5,3ppm.

PARTE III

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Capítulo 1
Conclusões

por
Jodauro Nery da Silva

O presente trabalho faz parte do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB (DNPM/CPRM). Compreendeu o mapeamento geológico sistemático, integrado com levantamentos geofísico e geoquímico, utilizando-se técnicas e métodos atualizados para a produção de cartas temáticas compatíveis com a densidade de observações e com o grau de resolução geológica na escala de 1:100.000. Os produtos gerados, então, foram: cartas geofísica, geoquímica, metalogenética-previsional e geológica.

A Folha Cachoeiro de Itapemirim, objeto do presente documento, foi elaborada em conjunto com as folhas Baixo Guandu, Colatina, Afonso Cláudio e Domingos Martins, de forma que as interpretações e conclusões formuladas neste trabalho estão também embasadas nos dados multidisciplinares obtidos naquelas folhas.

1.1 Geologia

No Complexo Paraíba do Sul foram individualizados dois grandes agrupamentos de rochas. Um com características de rochas paraderivadas, e outro, de rochas ortoderivadas. O primeiro foi subdividido em dois domínios: um, marinho, um pouco mais profundo, representado por gnaisses aluminosos, originados a partir de grauvacas e folhelhos, posicionados no quadrante sudeste da folha; e um outro, constituído de biotita gnaisses, gerados a partir de sedimentos plataformais, com contribuição continental, representados por quartzitos, aflorantes na extremidade leste da folha. O segundo agrupamento é representado, dominantemente, por ortognaisses de composição granítica a tonalítica, com imbricações de quartzitos, mármores, xistos e rochas calcissilicáticas. Essas, quando expressivas, foram individualizadas no mapa. O domínio das rochas ortoderivadas ainda foi subdividido em três unidades. Duas delas foram individualizadas entre si através da taxa de incidência dos níveis de metassedimentos, ou seja, a Unidade Pps3 da Unidade Pps8, e a terceira, com base na metassomatose potássica (Unidade Pps9).

Nos granitóides sin a tardi-tangenciais, foram individualizados os seguintes ortognaisses, segundo a sua localização geográfica: Muniz Freire, Cachoeiro, Limoeiro, Santa Helena e Virgínia Velha, todos com características similares, de composição granítica a tonalítica, e o Ortognaisse Estrela, cuja composição é bastante similar à dos ortognaisses anteriores, porém se distingue pela sua textura porfiroblástica.

Vários corpos intrusivos tardi a pós-transcorrentes de formas e tamanhos diversos, de natureza ácida, intermediária e básica estão amplamente distribuídos na área.

Cortando as várias unidades encontram-se diques de rochas de composição dominantemente granítica, pós-transcorrentes, de idade ordoviciana.

O último evento magmático, na área, está representado por rochas intrusivas básicas, de idade mesozóica, constituindo pequenos diques de diabásio.

O estudo litogeoquímico da área permitiu identificar as seguintes características dos tipos litológicos: os biotita-anfibólio gnaisses do Complexo Paraíba do Sul formam uma mistura de rochas ortoderivadas e paraderivadas com características calcialcalina, metaluminosa a peraluminosa, de composição granítica a tonalítica, dos tipos *I* e *S*; os ortognaisses Cachoeiro, Muniz Freire, Santa Helena, Limoeiro e Virgínia Velha são predominantemente tonalíticos a granodioríticos, metaluminosos e peraluminosos, calcialcalinos, com posicionamento geotectônico de pré-colisão de placas; os ortognaisses Estrela são rochas de composição granítica a tonalítica e, mais raramente, quartzo-sienítica e quartzo-diorítica, da série calcialcalina granodiorítica-médio K e calcialcalina monzonítica-alto K, de origem mantélica, com contribuição crustal, tipo *MS*; os maciços intrusivos Santa Angélica, Castelo e Alto Chapéu possuem uma gama variada de litótipos cuja composição varia de quartzo-sienito, granito, quartzo-monzonito, quartzo-monzodiorito a monzogabro. São metaluminosos, calcialcalinos a alcalinos, de derivação mantélica; com contribuição crustal e com características de mistura de dois magmas colocados em contato no estado magmático; os diques graníticos e os corpos menores têm as mesmas características dos maciços do item anterior, à exceção da sua composição, que são granitos e quartzo-monzonitos.

Estruturalmente, foram evidenciadas, pelo menos, três fases de deformação. A mais antiga refere-se a um bandamento metamórfico (pré-D1) preservado nas dobras intrafoliais à foliação de transposição. A denominada D1 é uma foliação/bandamento gnáissico com mergulho de médio a baixo ângulo, originária de energia tectônica de transposição, sendo esta caracterizada por dobras isoclinais intrafoliais, estruturas de *boudinage* e zonas de cisalhamento dúctil contracional, com direção de transporte geral de leste para oeste. Uma outra, denominada D2, é representada por extensas zonas de cisalhamento de alto ângulo, cujos testemunhos mais conspícuos estão no caráter milonítico e blastomilonítico dos litótipos, dobras isoclinais intrafoliais, estruturas sigmoidais, "augens" de feldspatos assimétricos, dobras de arrasto e lineações de estiramento. Localmente, algumas estruturas sugerem um movimento dextral para a componente direcional dessas zonas de cisalhamento. A possível e última fase, denominada D3, apresenta evidências localizadas. É representada por dobras abertas, paralelas, do tipo deslisamento flexural, com eixos orientados aproximadamente leste-oeste, com caimentos fracos a moderados e planos axiais subverticalizados.

A região se caracteriza por ser um pólo de exploração de rochas ornamentais. Com o intuito de se obter um melhor conhecimento do potencial mineral da área, efetuou-se o cadastramento de 138 bens minerais, apresentado sob a forma de tabela, junto ao mapa metalogenético.

1.2 Geoquímica

O levantamento geoquímico realizado na folha permitiu individualizar três faixas anômalas (ver figura II.4.1) com potencial prospectivo para ouro e/ou sulfetos, as quais estão sob a influência dos maciços graníticos. Saliente-se que a sistemática de amostragem adotada na área foi satisfatória para as metas e objetivos pretendidos no levantamento regional, encontrando-se, no item 4.1.3, as conclusões relativas à representatividade dos dados geoquímicos que tratam do controle de qualidade dos mesmos.

A amostragem de concentrado de minerais pesados apresentou, de maneira geral, maiores contrastes do que os sedimentos de corrente.

Os ortognaisses Muniz Freire apresentam teores de Cu, Pb, Zn, Ni, Cr e Co considerados normais para litologias de mesma natureza, enquanto o Cachoeiro somente no Zn aproxima-se do teor normal. Do ponto de vista dos seus ambientes secundários, esses ortognaisses não indicam enriquecimentos de significado prospectivo para os elementos químicos considerados.

Tratando-se do ambiente primário, os ortognaisses Estrela mostram similaridade de teores com os ortognaisses Cachoeiro e Muniz Freire para os elementos Cu, Pb, Zn, Ni, Cr e Co.

Os gnaisses das unidades Pps3 e Pps8 apresentam, entre si, nítida similaridade entre teores médios para Cu, Pb, Ni, Cr e Co, excetuando-se o Zn.

Os maciços graníticos não apresentam enriquecimento nem depleção dos teores de Cu, Pb, Ni, Cr e Co em termos do seu ambiente secundário, à exceção do Pb, que mostra uma diluição nos sedimentos de corrente.

1.3 Geofísica

A análise interpretativa do mapa aeromagnetométrico permitiu identificar os principais traços estruturais na área do projeto, os corpos intrusivos com diferenciação magmática e as zonas de cisalhamentos onde se constata nitidamente a relação dos corpos intrusivos com esses movimentos transcorrentes de direção geral NE-SW.

Os corpos intrusivos ácidos, sem diferenciação magmática, não foram detectados 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. Desse 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 alto índice magnético.

A ausência de levantamentos aerogamaespectométricos limitou consideravelmente a contribuição que a geofísica poderia fornecer ao levantamento geológico em questão, como detecção de litologias, processos metamórficos, alteração supergênica, contatos e outras estruturas, dados estes nem sempre perceptíveis através dos demais métodos auxiliares de investigação de campo.

1.4 Metalogenia

A análise metalogenética desenvolvida na Folha Cachoeiro de Itapemirim permitiu a delimitação de áreas de interesse para a prospecção mineral, com base na integração das informações geológicas, geoquímicas e geofísicas. Dentre as mineralizações esperadas, destacam-se as seguintes: a Área I, selecionada por conter uma zona anômala de 1ª ordem para Au, em concentrado de bateia, com valor máximo de 5,3ppm e diversas estações anômalas, em concentrado para Au, Pb, Zn, Cu, Ni e Cr. Essas anomalias podem estar relacionadas a zonas de cisalhamento e a veios quartzosos ligados à periferia do Maciço Castelo; a Área II, individualizada por encerrar uma zona anômala de 1ª ordem para Au em concentrados de bateia e estações anômalas em concentrado de bateia, para Au,

Cu, Pb, Zn e Ag. Os indícios geoquímicos estão relacionados possivelmente a zonas sulfetadas dentro do contexto dos gnaisses aluminosos, semelhantes às do tipo Broken Hill; as áreas IIIa, IIIb, IIIc, IIId, e IIIe são caracterizadas pela presença de corpos de mármore associados a anfibólio-biotita gnaisses, com níveis anfibolíticos e calcissilicáticos, e quartzitos. Nessas áreas encontram-se explorações e ocorrências de mármore, utilizado como pedra ornamental e na fabricação de cimento, cal, tinta e corretivo de solo. Dentro dessas áreas encontra-se o maior potencial mineral da região, sendo responsável por 91 jazimentos minerais, devidamente cadastrados; e as áreas IVa, IVb, IVc, IVd, IVe e IVf constituem alvos para a exploração de rochas ornamentais. São granitos e gabros, isotrópicos e pertencentes aos maciços intrusivos tardi a pós-transcorrentes. Dentro dessas áreas, foram cadastradas 42 pedreiras, cujas rochas são utilizadas como pedras ornamentais, brita e paralelepípedos.

Capítulo 2
Recomendações

por
Jodauro Nery da Silva

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB incorporou uma série de procedimentos novos à sistemática de execução de mapeamentos geológicos. A partir dos dados levantados e da experiência adquirida no presente trabalho, as seguintes recomendações são feitas, com vistas à realização de futuros trabalhos:

a) para um melhor entendimento da geotectônica da área será necessária a formulação de um programa de seleção de amostras para determinações geocronológicas no domínio da folha e áreas adjacentes, visando o posicionamento das seqüências cartografadas com relação aos eventos tectonotermais que afetaram essa região e, em especial, de verificação das relações entre os biotita-anfibólios gnaisses bandados e os gnaisses graníticos e, ainda, as relações entre os gnaisses graníticos dos tipos Cachoeiro, Muniz Freire, Limoeiro, etc;

b) fazer o mapeamento de detalhe, com estudos petrogenéticos, análises de isótopos, terras-raras e elementos maiores, dos maciços graníticos não estudados pela UFRJ, com prioridade para o Maciço Alto Chapéu, cuja variação litológica foi constatada durante a fase de campo;

c) durante os trabalhos de campo, constatou-se a similaridade entre os anfibólio-biotita gnaisses bandados do Complexo Paraíba do Sul. Estes foram individualizados em duas unidades, pela presença de seqüências paraderivadas, mais em uma do que na outra. Para estes conjuntos litológicos recomenda-se um estudo mais detalhado, visando o posicionamento litoestratigráfico, assim como a caracterização e individualização dos litótipos orto e paraderivados, incluindo também os anfibolitos, principalmente aqueles contidos nos mármores;

d) dar prosseguimento ao Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, na escala 1:100.000, objetivando o recobrimento de todo o Estado do Espírito Santo, e dar início ao mapeamento de áreas de interesses mais imediatos, em escalas de detalhe;

e) os rios Castelo e Itapemirim vêm sofrendo um crescente aporte de material, quer seja propiciado pelas minerações, quer seja pela ação antrópica, o que intensifica sobremaneira o nível de poluição dos referidos rios. Com o objetivo de reverter esse quadro, sugere-se um estudo, através de órgãos competentes, voltado para a detecção e eliminação das fontes poluidoras, visando o reequilíbrio do meio ambiente. Dentro desse enfoque sugere-se também a viabilidade da construção de uma bacia de decantação na região de Itaoca, a exemplo do que acontece nas explorações de minério de ferro do Quadrilátero Ferrífero;

f) levar a efeito trabalhos a nível de semidetalhe e/ou detalhe nas três faixas geoquímicas anômalas (ver figura II.4.1), com vistas a verificar o seu real potencial metalogenético e prospectivo;

g) investigar detalhamente a distribuição geoquímica dos elementos nas unidades geológicas em termos do ambiente primário, com base em um maior número de amostras de rochas;

h) intensificar as análises mineralométricas nas regiões de interesse, uma vez que predomina o transporte singenético clástico na rede de drenagem, principalmente no caso do ouro;

i) pelos motivos expostos no item 1.2, recomenda-se para a folha um novo levantamento aerogeofísico, simultaneamente magnético e gamaespectométrico. Nesse caso, a altura de vôo não pode exceder a 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 desse novo levantamento consiste 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:

- 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;
- outro conjunto de mapas de contorno dos radioelementos e de suas relações;

- perfis empilhados magnetométricos e gamaespectrométricos;
- modelamento magnético automático de grande número de anomalias;
- 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 radioelementos na área do novo levantamento;
- continuidade do treinamento dos geofísicos no processamento das técnicas retromencionadas, com possibilidades de oferecer serviços de levantamentos no exterior, juntamente com os dados devidamente processados.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

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. de Geol. /Coord. Prod. Min., 1981. p.1-10.

ALMEIDA, F. F. M. de. *Origem e evolução da plataforma brasileira*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1967. 36p. (Boletim, 241).

ALMEIDA, F. F. M. de; AMARAL, G.; CORDANI, U. G.; KAWASHITA, K. The Precambrian Evolution of the South America Crtonic 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. The Upper Precambrian of South America. B. Instituto Geociências. USP, São Paulo, *7*: 45-80. 1976.

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.

ASMUS, H. E.; GOMES, J. B.; PEREIRA, A. C. B. "Integração geológica regional da bacia do Espírito Santo". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., São Paulo, 1971. *Anais*..., São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1971. v. 3, p. 235-52.

BARBOSA, A. L. M.; GROSSI SAD, J. H.; TORRES, N.; MELO, M. T. V. *Geologia das quadrículas Barra de Cuieté e Conselheiro Pena, MG*. Rio de Janeiro, DNPM, 1964. 285p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 64).

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, Amsterdam, *48*: 43-55, 1985.

BATOLLA Jr., F.; HAMA, M.; LOPES Jr., I."Idades radiométricas Rb/Sr e K/Ar em rochas cristalinas pré-brasilianas na região leste do Estado do Paraná". *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, São Paulo, 1977. *Atas*... São Paulo, Soc. Bras. Geol., 1977. p.324-37.

BAYER, P. Strukturgeologische Untersuchungen im brasilianischen Kusten Mobile Belt, unter besonderer Berucksichtigung der Brasiliano Intrusionen. *Munchner Geowissenchaftliche Abhandlungen*, Muchen, B (2): 1-80, nov. 1987.

BAYER, P., HORN, H., LAMMERER, B., SCHIMIDT-THOME, R.; WEBER-DIEFENBACH, K.; WIEDEMANN, C. M. The Brasiliano Mobile Belt in Southern Espírito Santo (Brazil) and its Igneous Intrusions. *Zbl. Geol. Pallaeont*, (9/10): 1429-39, jun. 1986

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).

BOWDEN, P. & WHITLEY, J.E. Rare-carth patterns in peralkaline and associated granites. *Lithos, 7*: 15-21, 1974.

BOWMAN, A. N. *Mine data sheets and metallogenic 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.

BRAJNIKOV, B. *Materiaux pour servir a la carte geologique de Etat d' Espírito Santo*. Vitória, Imprensa Oficial, 1955. 176 p. (Relatório Anual 1952).

BRANCO, P. C. A. Principais depósitos minerais; conceitos, metodologia e listagem. *In*: SCHOBBENHAUS, C. ; CAMPOS, D. de A.; DEERZE, G.R.; ASMUS, A. E. (Coord.). *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 1984. 501p. il.

BRANDALISE, L. A.; RIBEIRO, J. H.; FERRARI, P. G.. *Projeto Vale do Paraíba do Sul*; relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1976. 411p. (Relatório do Arquivo Técnico da GM, 2595).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. PROJETO RADAMBRASIL. *Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória*; geologia, geomorfologia, pedologia, vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1983. 775p. (Levantamento de Recursos Naturais, 32).

BRASIL. Ministério das Minas e Energia. PROJETO RADAMBRASIL. *Folha SE. 24 - Rio Doce*; geologia, geomorfologia, pedologia vegetação e uso potencial da terra. Rio de Janeiro, 1987. 544p., il, mapas (Levantamento de Recursos Naturais, 34).

BROOKS, C.; JAMES, D.E; HART, S.R. Ancient lithosphere: its role in young continental volcanism. *Science, 193*: 1086-94, 1976.

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.

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

COLLEMAN, R. G. *Ophiolites, ancient oceanic lithosphere* Berlin, Springer-Verlag, 1977. 229 p. (Minerals and Rocks, 12).

COMPANHIA VALE DO RIO DOCE. Dos estudos geológicos e características gerais de exploração atual das jazidas de calcita, dolomita e mármores nos municípios de Mimoso do Sul, Cachoeiro de Itapemirim e Castelo, Estado do Espírito Santo. s.n.t. 1966. 50p. mapas. (Relatório Técnico).

CONDIE, K.C. *Archean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, 1981, 443p. (Developments in Precambrian Geology, 3).

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.

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.; MELCHER, G. C.; ALMEIDA, F. F. M. Outline of Precambrian geochronology of South America. *Can. Journal Earth Sciences, 5*:629-32. 1967.

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.

CULLERS, R. L. & GRAF, J.L. Rare Earth Elements in Igneous Rocks of the continental Crust. Predominantly Basic and Ultrabasic Rocks. *In*: HENDERSON, P., ed. *Rare Earth Element Geochemistry*, Amsterdam, Elsevier, 1984. cap. 7 (Developments in Geochemistry, 2).

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).

DELHAL, J.; LEDENT, D.; CORDANI, V. G. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations metamorphiques et granitiques du Sud Est du Brésil (états de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *Annales de la Societé Géologique de Belgique*, Liege, *92*: 271-83, 1969.

EBERT, H. Relatório. *In*: Brasil. DNPM. *Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia, 1953*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1954. p. 55-7.

EBERT, H. Pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. *Relatório Anual da Divisão de Geologia e Mineralogia, 1954*. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1955. p.79-89.

EBERT, H. Beitrag zur Gliederung des Praekambriums in Minas Gerais. *Geol. Rundschau*, Stuttgart,*45*(3): 471-521, 1957.

EBERT, H. Estrutura Pré-Cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *Boletim Paranaense de Geociências*, Curitiba, (26): 42-5, 1967.

EBERT, H. Ocorrência da fácies granulítica no sul de Minas Gerais e áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica: hipóteses sobre sua origem. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, (40): 215-30, 1968. (Suplemento).

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.

FERREIRA, E. O. *Carta Tectônica do Brasil; notícia explicativa*. Rio de Janeiro, DNPM, 1972. p.1-16 (Geologia, 1).

FONSECA, M. J. G.; SILVA, Z. C. G.; CAMPOS, D. A.; TOSATTO,. Texto Explicativo da *Carta geológica do Brasil ao milionésimo; Folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23)*. Brasilia, 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. 4 v.

GARRELS, R. M. & MACKENZIE, F. T. *Evolution of sedimentary rocks*. New York, W. W. Norton, 1971. 397p.

GIBB, R. A. & THOMAZ, M. T. Geophysics of proposed Proterozoic suturein 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.

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. Jazida de ouro de Cuyeté, no Município de Caratinga, Estado de Minas Gerais. *Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico*, Rio de Janeiro, (13): 5-36. 1925

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.

GUIMARÃES, D. *Geologia do Brasil*, Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1964. 673p. (Memória, 1).

HAGEN, D.; MOLLAT, H.; ULRICH, H. J. Relatório de reconhecimento geológico - geoquímico e geofísico Cachoeiro - Mucuricí, Espírito Santo. s. n. t., 1975. 66p. mapas. Tradução de Maria C. C. Jinno. (Relatório inédito DNPM/CGBA).

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).

HARALYI, N. L. E. *et al*. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geologica. *In*: *Contribuição à Geologia e à Petrologia*. Belo Horizonte, SBG/CBMM, 1985. p.71-93. (Boletim Especial SBG - Núcleo de Minas Gerais).

HARRIS, N.B.W., PEARCE, J.A.; TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision-zone magmatism. *In*: COWARD, M. P. & RIES, A. C. (eds). *Collision tectonics*. Oxford, Blackwell, 1986. p. 67-81, il. (Geol. Soc. Lond. Spec. Publ., 19).

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. Capítulo 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.

HASUI, Y. & SADOWSKY, G. R. Evolução geológica do Pré-Cambriano na região sudeste do Estado de São Paulo. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *6*(3): 182-200, 1976.

HASUI, Y. CARNEIRO, C. DAL RÉ; COIMBRA, A. M. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *5*(4): 257-66, 1975.

HASUI, Y.; FONSECA, M. J. G.; RAMALHO, R. Região VI. *In*: SCHOBBENHAUS FILHO, C., CAMPOS, D. A.; DERZE, G. R.; ASMUS, H. E. (coord.), *Texto explicativo do Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500,000*. Brasília, DNPM, 1984. p. 307-25

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).

HOBBS, B. E. *et al*. *Geologia Estructural. Barcelona*, Omega, 1981. 518p.

HORN, H. A. *Plutonite in Espírito Santo: Geochemische untersuchungen an intrusivkomplexen des Brasiliano in kustengurtel von Espírito Santo - Brasilien*. Munique, s. ed. 1986. 308p. il. (Tese de Doutoramento, Universidade de Munique).

JAKES, P. & GILL, J. Rare-earth element and the island arc tholeiitics series. *Earth and Planetary Sciences Letters*, Amsterdam, 9 (1): 17-28. 1970

KERRICK, R. *et al.* Microstructural and chemical transformations accompanying deformation of granite in a shear zone at Mieville, Switzerland, With implications for stress corrosion, cracking and superplastic flow. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, *73*: 221-42, 1980.

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.

KNOUSE, F. L. Cristal de rocha no Espírito Santo. *B. DNPM/DFPM*, Rio de Janeiro, 1944. 16p. (Avulso 55).

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.

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.

LAMMERER, B. Short Notes on a Strutural Section Through the Ribeira Mobile Belt (Minas Gerais and Espírito Santo, Brazil), *Zbl. Geol. Palaeont.* Teil I., Stuttgart, (7/8): 719-28, 1987.

LA ROCHE, H. de. Comportement géochimique différentiel de Na, K *et al.* dans les formations volcaniques et sédimentaries: un guide pour l'étude des formaiions métamorphiques et plutoniques. *C. R. Acad. Sc. Paris*, *267* (D): 39-42. Jui. 1968.

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.

LEONARDOS, O. H. Ouro no Espírito Santo. *Mineração e Metalurgia*, Rio de Janeiro, *4*(24): 285-7. 1940.

LEPELTIER, C. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Economic Geology*, *64*: 538-50, 1969.

LIANDRAT, E. Mapa Geológico da Folha de Vitória. *Rev. Brasileira de Geografia*, Rio de Janeiro, 34 (2): 120-30, abr/jun. 1972.

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. "Esboço geotectônico das folhas SD.24 - Salvador e SE.24 - Rio Doce". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*..., Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., 1984. v.7, p.3325-36.

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.

LIREN, W. Mesozoic granitoids in East China. *In*: *The CRUST - The significance of Granite Gneisses in the Lithosphere*. Athens, Theophrastus Publ., 1985. 714 p. p. 201-15.

LOISELLE, M. C. & WONES, D. R. Characteristics and origin of anorogenic granites. *Geological Society of America*, 92nd Annual Meeting, Abstr. Progr., 11 (7): 539, 1979.

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.

MASCARENHAS, J. F. Evolução geotectônica do Pré-cambriano do Estado da Bahia. *In*: INDA, H. A. V., ed. Geologia e recursos minerais do Estado da Bahia. Salvador, CPM, 1979. v. 2, p. 55-165.

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.

MEHNERT, K. R. *Migmatites and the origin of granitic rocks*. Amsterdam, Elsevier, 1968. 393p. (2a. ed., 1971. 405p.)

MOINE, B. & LA ROCHE, H. Nouvelle approche du probleme de l' origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. *C. R. Acad. Sc. Paris*, *267* (D): 2084-7. 1968

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.

NARDI, L. V. S. Elementos terras-raras nas rochas graníticas. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1 Porto Alegre, 1987. *Anais*..., Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., 1987

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.

OLIVEIRA, M. A. F. *Petrologia das rochas granulíticas da faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais*. Rio Claro, 1980. 116 p. (Tese de livre docência - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP).

OLIVEIRA, M. A. F. Petrologia das rochas granulíticas da faixa Paraíba do Sul, estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *12*(1-3): 396-474, 1982.

O'NIONS, R. K. & PANKHURST, R. J. Rare element distribution in Archaean gneisses and anorthosites,

Godthab area, West Greenland. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 22: 328-38, 1974.

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. Breves Comunicações e Resumos. (No prelo).

PEARCE, J. A. & GALE, G. H. Identification of ore deposition environment from trace-element geochemistry of associated igneous host rocks. *In: Volcanic Processes in ore genesis*. Geological Society of London, 1977 p. 14-24. (Special Publication).

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

PINHEIRO, J. C. F.; BIONDI, J.C.; PINHEIRO, S.O. "Granulitos e/ou charnockitos do cinturão granulítico Atlântico, Maciços de Aimorés, Itapina, Itaguaçu e Itanhomi". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais*..., Recife, Soc. Bras. Geol., 1978. v.3, p. 1288- 302.

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.

PITCHER, W. S. Granite type and tectonic environments of: HSU, K. J. (ed) *Mountain Building Processes*. London, Academic Press, 1983. p. 19-40.

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.

RAMSAY, J. G. *Folding and Fracturing of Rocks*. Mc Grawl Hill, 1967. 568p.

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).

RIO DE JANEIRO (Estado). *Projeto carta geológica do Estado do Rio de Janeiro, folha Italva (1:50.000);* relatório final. Niterói, DRM-RJ/TRISERVICE, 1978. 3 v.

RIO DE JANEIRO (Estado). *Projeto carta geológica do Estado do Rio de Janeiro, folhas Varre-Sai, Eugenópolis, Itaperuna e Miracema (1:50.000);* relatório final. Niterói DRM-RJ/TRISERVICE LTDA, 1981. 2 v.

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. A geologia da Serra do Mar entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (Estado do Rio de Janeiro). *B. DNPM/DGM*, Rio de Janeiro (166): 1-58, 1957.

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 metalliféres*. Paris, Masson, 1963. Tomos 1 e 2.

SÁ, 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.

SCHIMIDT - THOME, R. *Geologie und Petrographie der Intrusion von Santa Angélica und ihrer Nebengesteine im brasilianischen Kusten-Mobile-Belt, Espírito Santo, Brasilien*. Universitat Munchen (in Vorbereitung). 1987.

SCHIMIDT - THOME, R. & WEBER - DIEFENBACH, K. Evidence for *frozen-in* magma mixing in Brasiliano calkalcaline intrusions: the Santa Angélica Pluton, Southern Espírito Santo, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *17*(4): 193-8. dez. 1987. (Proceedings of the ISGAM).

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.

SIBSON, R. H. Fault rocks and fault mechanisms. *Journal of. Geol. Soc. London*, *133*: 191-213, 1977.

SILVA, A. T. S. F. *et al.*. *Projeto Santos - Iguape;* relatório final. São Paulo, DNPM/CPRM, 1977. V.1, 640p. il. mapa geol. (Relatório do Arquivo Tecnico DGM, 2740).

SILVA FILHO, M. A." Os kinzigitos do extremo sul da Bahia - sua origem e posição estratigráfica relativa". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 28, Porto Alegre, *Anais*..., Porto Alegre, Soc. Bras. Geol., 1974. 4v. p.159-64.

SILVA FILHO, M. A.; MORAES FILHO, O.; GIL, C. A. A.; SANTOS, R. A. *Projeto sul da Bahia;* relatório final. Salvador, DNPM/CPRM, 1976. 408p. (Relatório do Arquivo Técnico da DGM, 2596).

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.

SOELLNER, F. ; WEBER - DIEFENBACH, K.; LAMMERER, B. ; HANSON, B. T. Rb - Sr und U - Pb Alterbestimungen an gesteinen des Complexo Alegre (Ribeira Mobile Belt), suedliches Espírito Santo, Brasilien. s.l.

SOHL, N. F. Application for amendment concerning terminology for igneous and high-grade metamorphic rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin*, Tulsa, *61*(2): 248-52, feb. 1977.

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.

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. & KOZLOV, 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.

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.

VIEIRA, V. S. *Estudos de Ouro; Prospecto Faixa Guarapari - Vitória*. Belo Horizonte, s.ed., 1980. perf. geol., graf., tab. (Rel. Interno da CPRM).

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-june, 1977.

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 n. 24).

WEINBERG, R. F. *Mapeamento litofaciológico da porção NW do corpo intrusivo de Castelo - introdução à petrografia e geoquímica*. Rio de Janeiro, s. ed., 1986, 86 p., anexos, il, mapa. (Relatório de Graduação - Universidade Federal do Rio de Janeiro)

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.

WERNICK, E. O. O magmatismo granitóide das regiões de dobramento nordeste e sudeste do Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, São Paulo, *9*(2): 122-39, jun. 1979.

WERNICK, E. O. HASUY, Y.; BRITO NEVES, B. B. "As regiões de dobramentos Sudeste e Nordeste". *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 30, Recife, 1978. *Anais*..., Recife, Soc. Bras. Geol., 1978. V.6, p.2493-507.

WHALEN, J.B. *et al*. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. *Contrib. Mineral. Petrol.*, *95*: 407-19, 1987.

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.

WIEDEMANN, C. M. & MENDES, J. C. "Contribuição à Geologia e Petrografia do Complexo Intrusivo de Rio Novo do Sul". *In*: SIMPÓSIO REGIONAL DE GEOLOGIA, 1, Rio de Janeiro, 1987. *Anais*..., Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., 1987.

WILDEMAN, T. R. & CONDIE, K. C. Rare earths in Archean Graywackes from Wyoming and from the Fig Tree Group, South Africa. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, *37*: 439-53, 1973.

WRIGHT, J. B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, Cambridge, *4*: 370-84, 1969.

APÊNDICES

SÚMULA DE DADOS DE PRODUÇÃO

1 Geologia

Mapeamento geológico (km^2)	2.878
Caminhamento geológico (km)	2.920
Afloramentos estudados	694
Amostras de rochas coletadas	522
Cadastramento mineral	138
Análises petrográficas	145

2 Geofísica

Gravimetria regional (km)	530
Interpretação de dados aeromagnetométricos (km^2)	2.878
Densidade de rochas	8
Modelamento de anomalias magnéticas	7

3 Geoquímica (Prospecção e Litoquímica)

3.1 Amostragem

Sedimento de corrente	290
Concentrados de minerais pesados	112
Rocha	84

3.2 Determinações analíticas

Espectrografia ótica de emissão	509
Espectrofotometria de absorção atômica	4.413
Fluorescência de raios X	1.189
Eletrodo de íon específico	43
Via úmida	343
Espectrometria de plasma	924
Fluorimetria	29
Colorimetria	180
Análise mineralógica (amostras)	27

ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS

Foto 1

Foto 3

Foto 2

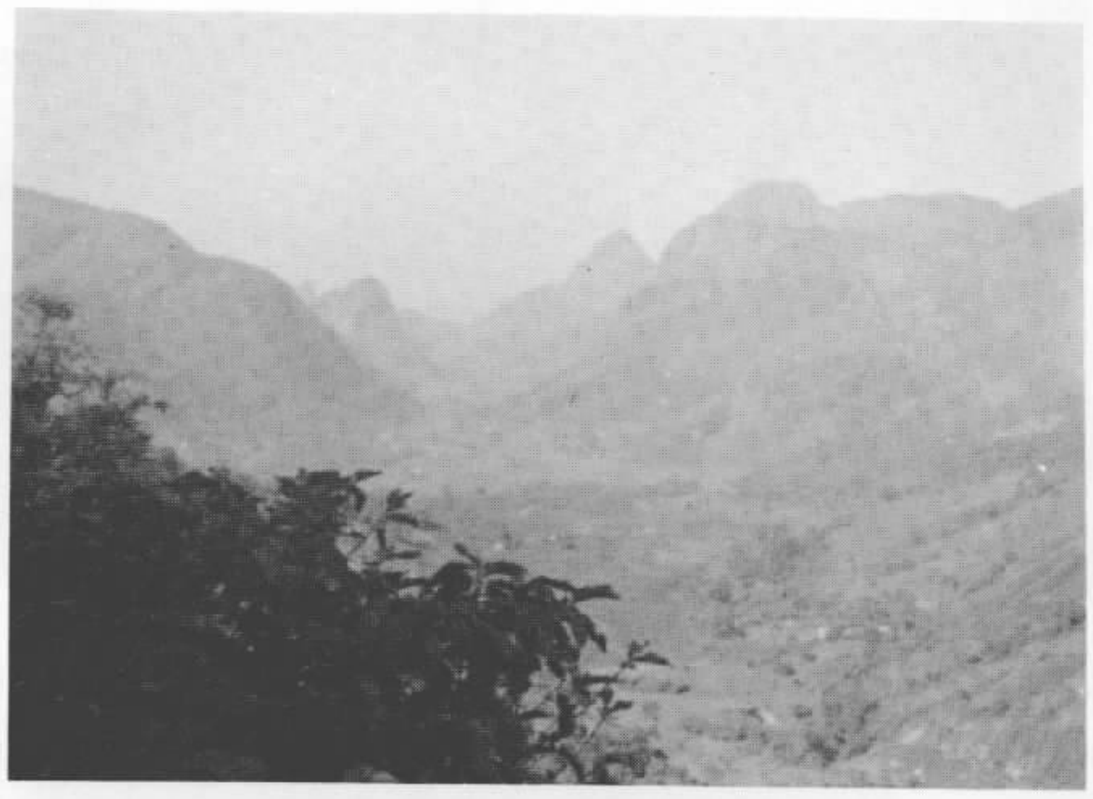


Foto 4

Foto 1 - Aspecto laminado do sillimanita-granada-biotita gnaisse da Unidade Pps1 do Complexo Paraíba do Sul, com dobra isoclinal em banda félsica. Local: córrego Poço Danta. Estação JS-310. **Foto 2** - Nível anfibolítico dentro do gnaisse Pps3 do Complexo Paraíba do Sul.Local: fazenda Morro Grande, rodovia Castelo-Cachoeiro de Itapemirim. Estação JS-545. **Foto 3** - Aspecto de estrutura flebítica no anfibólio biotita gnaisse da Unidade Pps8 do Complexo Paraíba do Sul. Local: Cachoeiro de Itapemirim, bairro Valão. Estação JS-335. **Foto 4** - Aspecto de "pães de açúcar" dos ortognaisse Estrela. Local: Estrela do Norte.

Foto 5

Foto 7

Foto 6

Foto 8

Foto 5 – Distribuição caótica dos porfiroblastos de K-feldspato dos ortognaisses Estrela. Local: Santa Clara. Estação JS-662; **Foto 6** – Granito porfirítico do Maciço Santa Angélica mostrando estrutura de fluxo. Local: fazenda Bons Ares. Estação JS-238; **Foto 7** – Zona de cisalhamento de alto ângulo nas rochas do Maciço Alto Chapéu. Local: Seleta. Estação: JS-490; **Foto 8** – Aspecto brechóide com injeções graníticas do migmatito de bordo. Local: Ponte São João, no leito do ribeirão São João. Estação: JS-172.

Foto 9

Foto 11

Foto 10

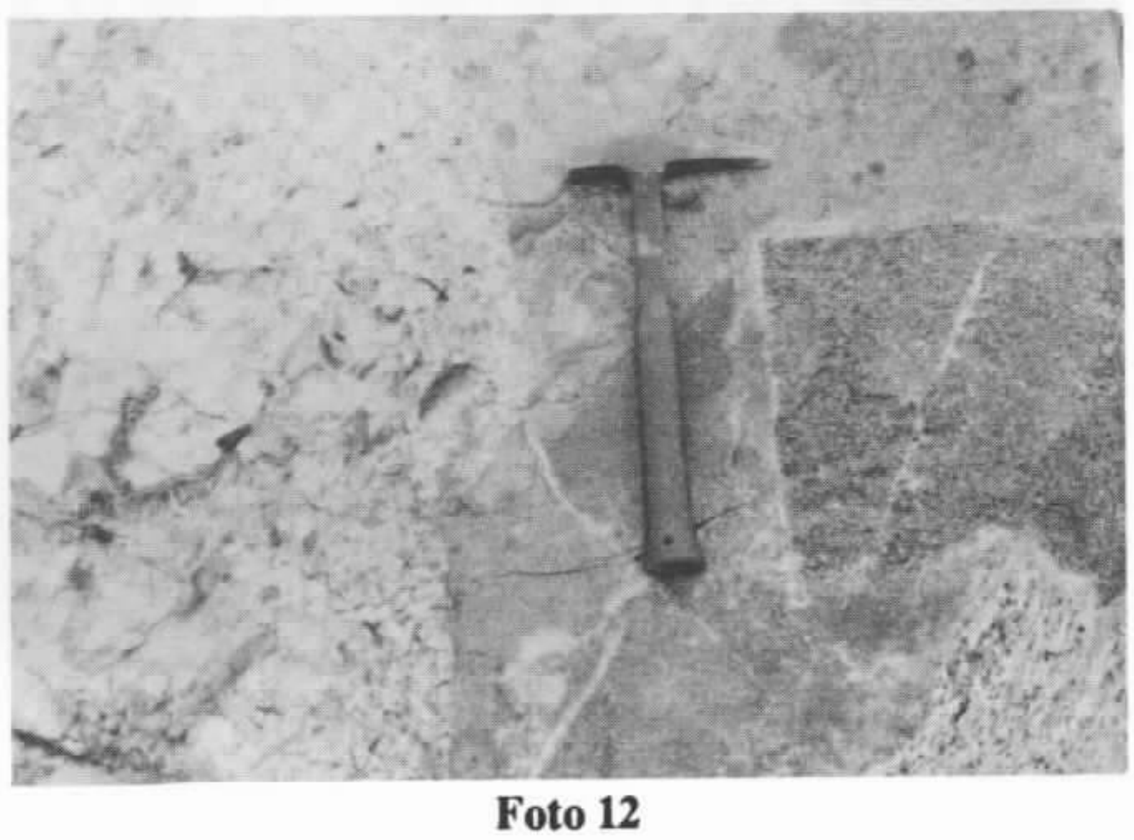


Foto 12

Foto 9 – Formato pitoresco de um morro, dentro do Maciço Rio Novo do Sul, conhecido regionalmente com "O Frade e a Freira". Local: Espírito Santo do Frade; **Foto 10** – Xenólito de gnaisse granitóide em rochas do Maciço Linda Aurora. Local: ribeirão Sumidouro. Estação: JS-417; **Foto 11** – Xenólito do anfibólio-biotita-gnaisse bandado em rochas do Maciço Palmital. Local: serra do Caramba. Estação: JS-297; **Foto 12** – Rocha granítica com xenólito de granitóide, **scholen** de rocha diorítica e veios pegmatíticos. Local: rio Muqui do Norte. Estação: JS-290.

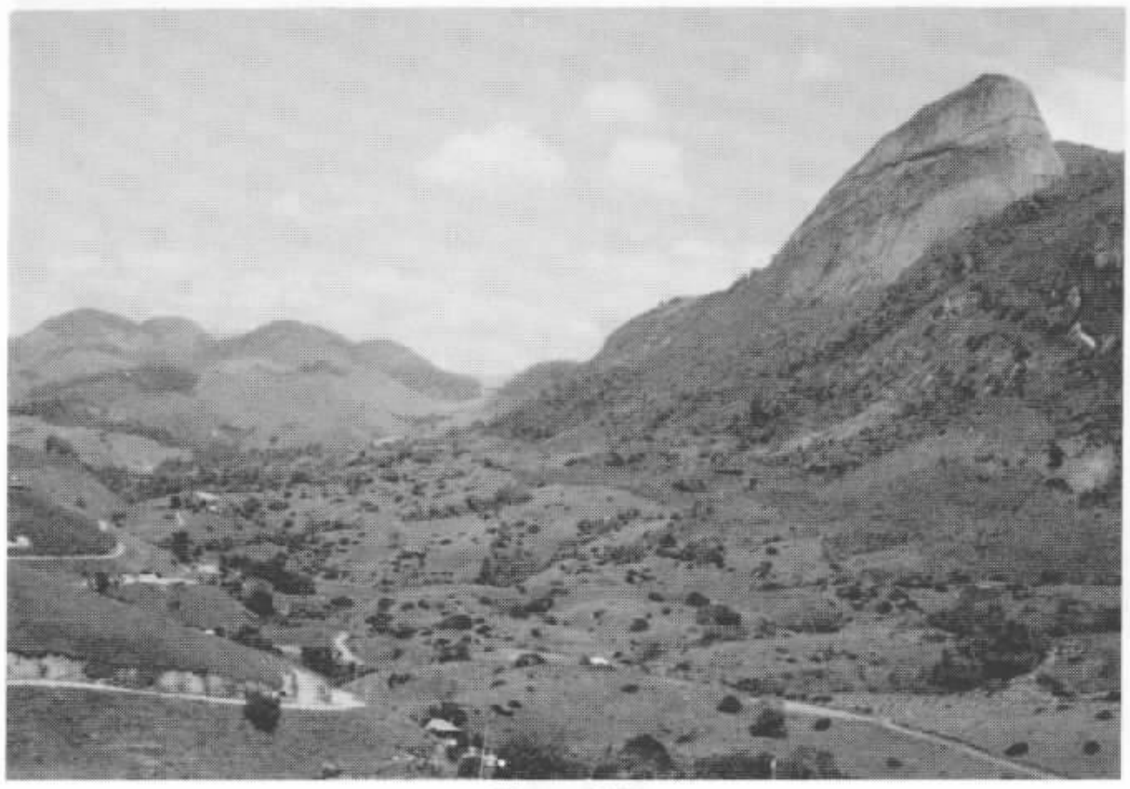


Foto 13

Foto 14

Foto 15

Foto 16

Foto 13 – Contraste do relevo das rochas do Complexo Paraíba do Sul e do Maciço Castelo à direita. Local: Pedregulho; **Foto 14** – Dobra intrafolial represeentada pelo quartzito dentro da faixa xistosa da unidade Pps2 do Complexo Paraíba do Sul. Local: rodovia Cachoeiro de Itapemirim – Vargem Alta, na entrada para Prosperidade. Estação JS-100; **Foto 15** – Lenticularização da dobra em superfície horizontal com o martelo paralelo à foliação e apontando para oeste. Unidade Pps9 do Complexo Paraíba do Sul. Local: serra Grande, SW de Jerônimo Monteiro. Estação JS-634; **Foto 16** – Zona de cisalhamento de baixo ângulo evidenciando uma falha de empurrão, nos ortognaisses Muniz Freire (Pγ 1a). As faixas de cisalhamento são decimétricas. Local: estrada Castelo-São Manoel. Estação JS-168

Foto 17

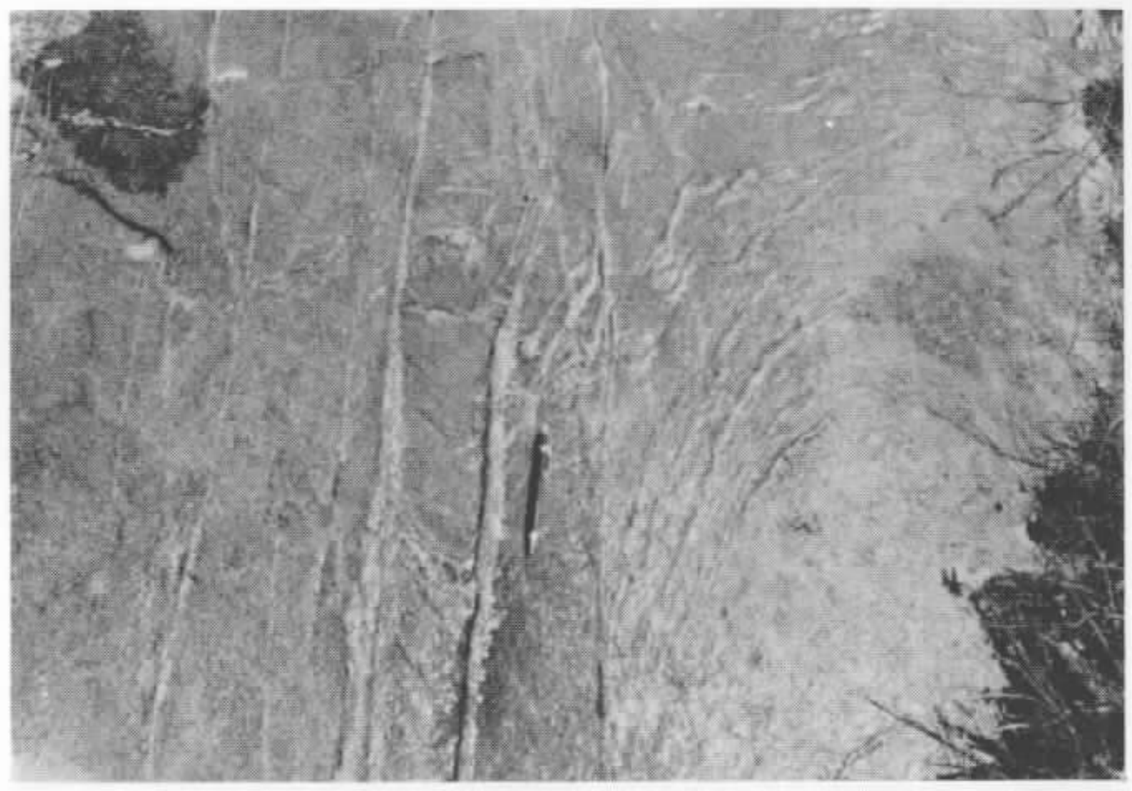


Foto 18

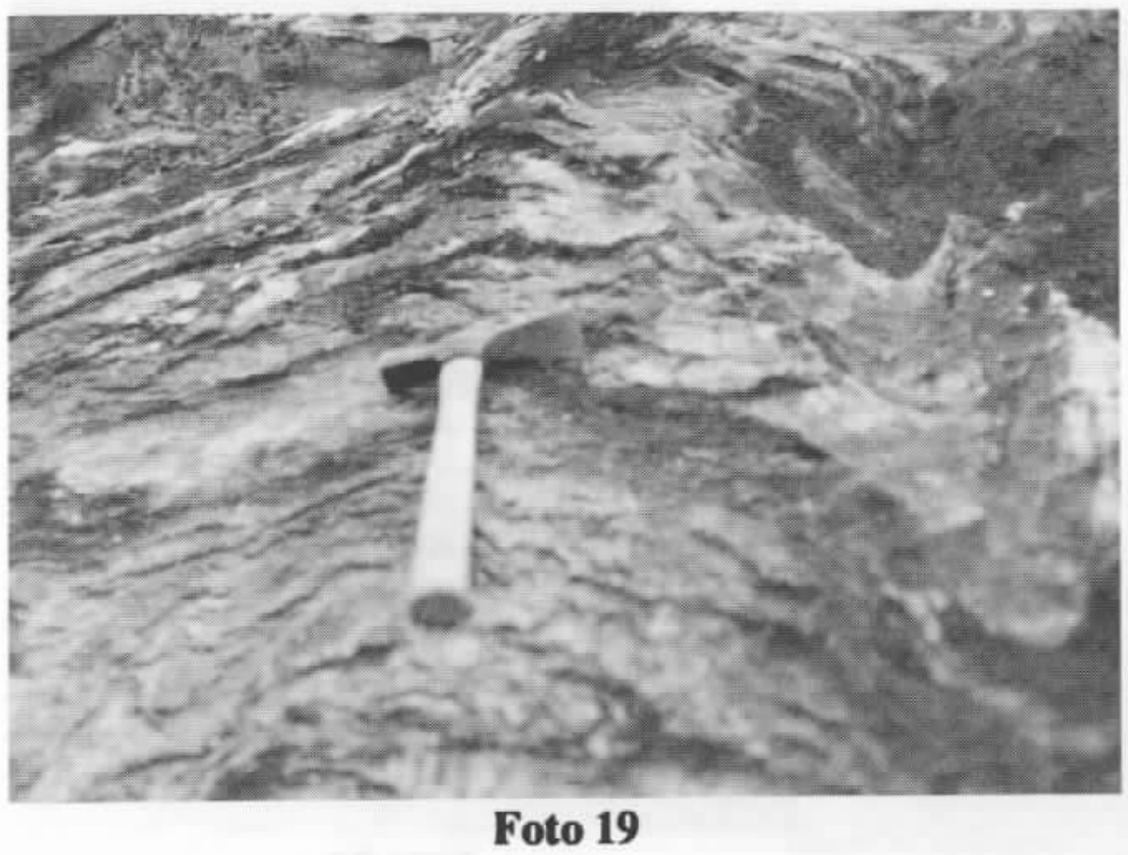


Foto 19

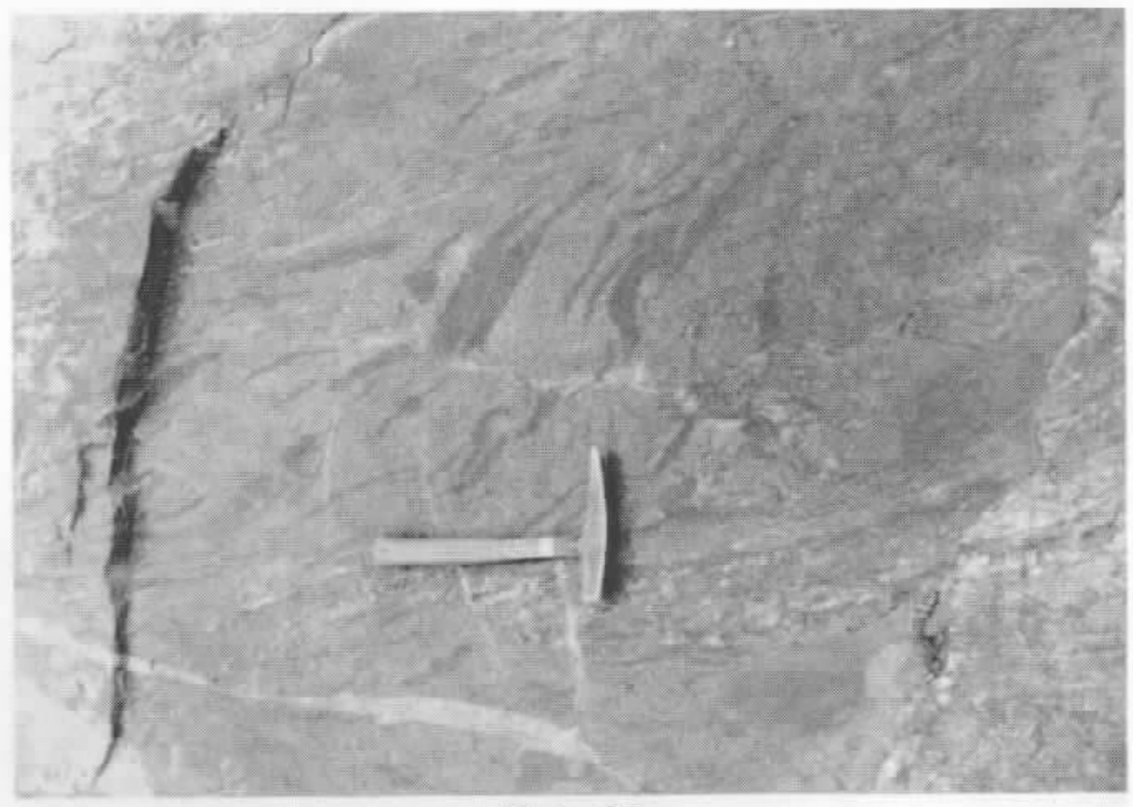


Foto 20

Foto 17 – Gnaisses da unidade Pps8 do Complexo Paraíba do Sul com dobras intrafoliais com plano axial paralelo à transposição que é verticalizada na zona de maior intensidade. Local: estrada Attílio Vivacqua–Camará, a leste de Camará. Estação: JS-446; **Foto 18** – Gnaisse da unidade Pps8 do Complexo Paraíba do Sul evidenciando zona de dobramento, próximo a zona de cisalhamento de alto ângulo. Os sigmóides dão sentido anti-horário. Local: Duas Barras, estrada Castelo–Cachoeiro de Itapemirim. Estação: JS-57; **Foto 19** – Dobras abertas em zona mais afastada da faixa principal de transposição em gnaisse da Unidade Pps8 do Complexo Paraíba do Sul. Local: estrada Attílio Vivacqua–Caramá, a leste de Camará. Estação JS-446; **Foto 20** – Sigmóide e micrólito no anfibólio-biotita-gnaisse migmatizado em zona de cisalhamento de alto ângulo mostrando deslocamento direcional dextral. Local: Ponte São João, leito do ribeirão São João. Estação: JS-172.

Foto 21

Foto 22

Foto 23

Foto 24

Foto 21 – Minidobras de arrasto intrafoliais em Z, indicando movimento dextral na zona de cisalhamento de alto ângulo no migmatito de bordo. Foliação N5öW. Local: Ponte de São João, leito do ribeirão São João. Estacão: JS-172; **Foto 22** – Estrutura augen de feldspato, indicando movimento dextral na zona de cisalhamento de alto ângulo, no migmatito da foto anterior. Local: Ponte São João, leito do ribeirão São João. Estação: JS-172; **Foto 23** – Banda de cisalhamento de 1m no granito do Maciço Alto Chapéu, com direção N25:W/75:NE, sugerindo que a intrusão seja provavelmente da mesma idade do cisalhamento de alto ângulo. Local: Ponte São João. Estação: JS-182; **Foto 24** – Frente de lavra de uma pedreira de mármore da unidade Pps3 do Complexo Paraíba do Sul. Local: serra da Itaoca. Estação: JS-603.

Foto 25

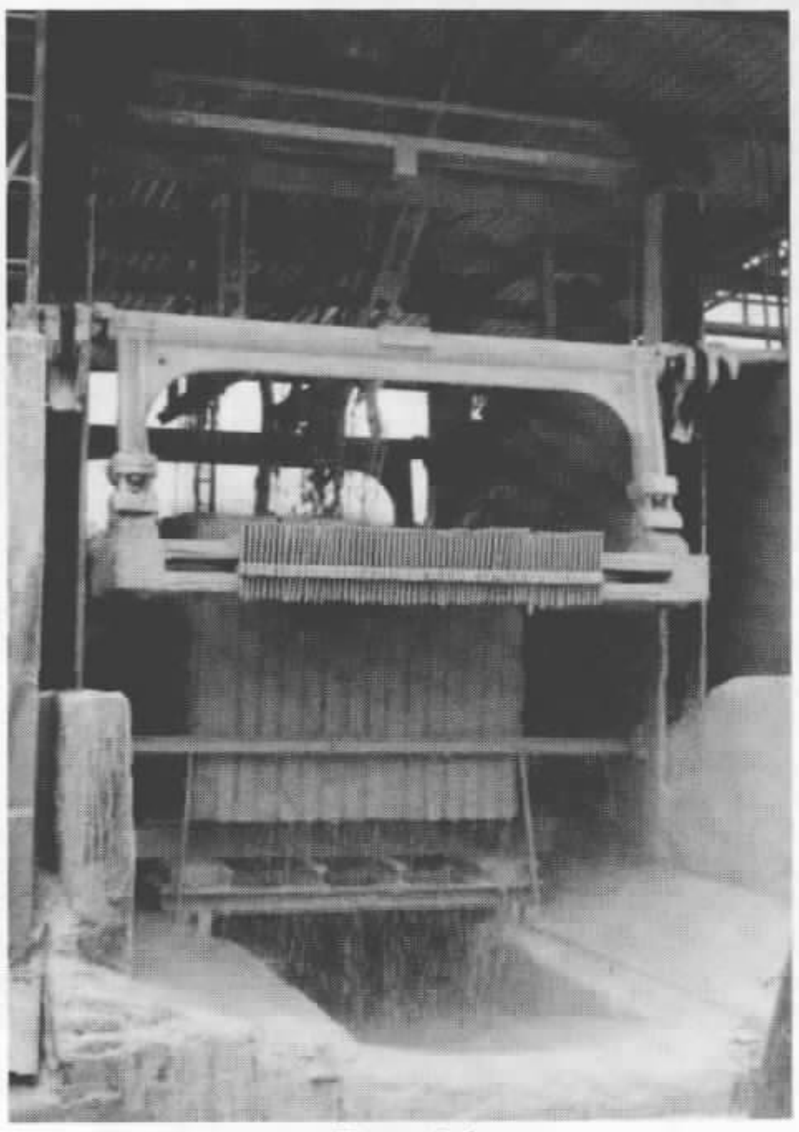


Foto 26

Foto 27

Foto 25 – Serraria de mármore e granito. Local: rodovia Cachoeiro de Itapemirim-BR-101; **Foto 26** – Detalhe de um tear cortando um bloco de mármore. Local: rodovia Cachoeiro de Itapemirim-BR-101; **Foto 27** – Aspecto da exploração da pedreira Bela Aurora, no Maciço Intrusivo Santa Angélica. Local: fazenda Bela Aurora. Estação: JS-245.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil
(período 1985 – 1991)

Folhas em Execução

NA.19-X	Alto Rio Negro [1]
NA.19-Y	Alto Rio Negro [1]
NA.19-Z	Alto Rio Negro [1]
NA.19-X-C	Sem denominação
NA.19-X-D	Sem denominação
NA.19-Y-B	Rio Aiari [1]
NA.19-Y-D	Iauarete [1]
NA.19-Z-A	Rio Icana [1]
NA.19-Z-B	Cucuí [1]
NA.19-Z-C	Rio Uaupés [1]
NA.19-Z-D	Pico da Neblina [1]
NA.20-V	Parimã [1]
NA.20-X	Boa Vista/ [1]
NB.20-Z	Surumu [1]
NA.20-Y	Imeri/ [1]
SA.20-B	Santa Isabel [1]
NA.20-X-C-III	Paredão [1]
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajaraní [1]
SA.19-V	Alto Rio Negro [1]
SA.19-X	Alto Rio Negro [1]
SA.19-V-B	Sem denominação
SA.19-X-A	Rio Curicuriari [1]
SA.19-X-B	São Gabriel da Cachoeira [1]
SA.23-V-D/	Turiaçu/ [4]
SA.23-Y-B	Pinheiro [4]
SA.22-X-D	Belém [4]
SA.23.V.C	Castanhal [4]
SA.23-X-C/	Cururupu/ [4]
SA.23-Z-A	São Luís [4]
SB.22-X-C	Serra Pelada [4]
SB.22-X-D	Marabá [4]
SB.22-Y-B	São Félix do Xingu [4]
SB.22-Z-B	Xambioá [4]
SB.23-V-D	Barra do Corda [4]
SB.23-X-A	Bacabal [4]
SB.23-X-B	Caxias [4]
SB.23-X-C	Presidente Dutra [4]
SB.23-V-C-III	Crateús [3]
SB.23-Y-B	Iguatu [1]
SB.23-Z-B	Caicó [1]
SB.24-X-D-III	Boqueirão [1]
SB.24-Z-D-V	Sumé [1]
SB.24-Z-D-VI	Santa Cruz do Capibaribe [1]
SC.20-Z-C-V	Paulo Saldanha [1]
SC.20-Z-C-VI	Rio Pardo [1]
SC.23-X-B-VI	Barragem [1]
SC.23-X-D-II	São Raimundo Nonato [1]
SC.23-Y-D-IV	Campo Alegre de Lourdes [1]
SC.23-Z-C-IV	Riachão das Neves [1]
SC.23-Z-C-VI	Cariparé [1]
SC.22-X-A	Redenção [4]
SC.22-Z-C	Xinguara [4]
SC.23-Y-D/	Formosa do Rio Preto [1]
SC.23-Z-A/Y-B	Curimatã/Corrente [1]
SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássia [1]
SC.24-V-A	Paulistana [1]
SC.24-V-C	Paulistana [1]
SC.24-Y-C	Jacobina [1]
SC.24-Y-D	Serrinha [1]
SD.24-V-A-I	Seabra
SD.24-Y-B-IV	Poções [1]
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru [1]
SE.21-Y-D	Corumbá [1]
SE.22-X-B	Goiânia [1]
SE.23-X-A-III	Itaberaí [1]
SE.23-Z-B-IV	Serro [1]
SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte [1]
SE.23-Z-D-I	Concenção Mato Dentro [1]
SE.23-Z-D-IV	Itabira [1]
SE.24-V-A	Almenara [1]
SF.21-V-B	Aldeia Tomazia [1]
SF.21-V-D	Porto Murtinho [1]
SF.21-X-A	Aquidauana [1]
SF.24-V-A	Cachoeiro de Itapemirim [1]
SF.22-Z-D	Florianópolis
SG.22-X-C-III.4	Campo Largo [7]
SG.22-X-C-VI.2	Contenda [7]
SG.22-X-D-I.1	Rio Branco do Sul [7]
SG.22-X-D-I.3	Curitiba [7]
SG.22-X-D-I.4	Piraquara [7]
SG.22-X-D-IV.1	Araucária [7]
SG.22-X-D-IV.2	São José dos Pinhais [7]
SG.22-X-D-IV.3	Mandirituba [7]
SH.22-X-B-I	Tubarão [1]
SH.22-X-B-II	Laguna [1]
SH.22-X-B-IV	Criciúma [1]
SH.22-Y-B	Porto Alegre [1]
SH.22-Y-C	Pedro Osório [1]
SH.22-V-C-IV	Santa Maria [3]

Folhas Concluídas

Impressas

NB.10-Z-B-V	Monte Roraima [1]
NB.20-Z-B-VI	Monte Caburaí [1]
NB.20-Z-D-II	Rio Quino [1]
NB.20-Z-D-III	Rio Cotingo [1]
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira [1]
NB-20-Z-D-VI	Rio Viruquim [1]
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação
NB.21-Y-C-I	Sem denominação
NB.21-Y-C-IV	Mutum [1]
SA.22-Y-D	Altamira [4]
SA.23-Y-D	Santa Inês [4]
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás [4]
SB.23-V-B	Vitorino Freire [4]
SB.23-V-C	Imperatriz [4]
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró [2]
SB.24-Y-C-V	Patos [1]
SB.24-Y-C-VI	Simões [1]
SB.24-V-D-V	Mombaça [1]
SB.24-Y-B-II	Catarina [1]
SB.24-Z-B-II	Currais Novos [3]
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó [3]
SB.24-Z-C	Serra Talhada [2]
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira [1]
SB.24-Z-D-I	Patos [1]
SB.24-Z-D-IV	Montejro [1]
SB.25-V-C	Natal [2]
SB.25-V-C-IV	João Câmara [1]
SB.25-Y-C-V	Limoeiro [1]
SC.20-V-B-V	Porto Velho [1]
SC.20-V-C-V	Abunã [1]
SC.20-V-C-VI	Mutumparaná [1]
SC.20-V-D-I	Jaciparaná [1]
SC.24-V-A-II	Paulistana [1]
SC.24-V-A-III	Santa Filomena [1]
SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito [1]
SC.24-V-A-V	Afrânio [1]
SC.24-V-A-VI	Riacho do Caboclo [1]
SC.24-V-B-IV	Cristália [1]
SC.24-V-C-III	Petrolina [1]
SC.24-V-D	Uauá [2]
SC.24-V-D-I	Itamotinga [1]
SC.24-X-C-V	Santa Brígida [1]
SC.24-X-C-VI	Piranhas [1]
SC.24-Y-B	Senhor do Bonfim [2]
SC.24-Y-B-VI	Euclides da Cunha [3]
SC.24-Y-C	Jacobina [2]
SC.24-Y-D	Serrinha [2]
SC.24-Y-D-II	Gavião [1]
SC.24-Y-D-IV	Mundo Novo [1]
SC.24-Y-D-V	Pintadas [1]
SC.24Y-D-VI	Serrinha [1]
SC.24-Z-A-II	Jeremoabo [1]
SC.24-Z-A-III	Carira [1]
SC.25-V-A-II	Vitória de Sto. Antão [1]
SD.21-Z-A	Rosário do Oeste [2]
SD.21-Z-C	Cuiabá [2]
SD.22-X-D	Porangatu [2]
SD.22-Z-B	Uruaçu [2]
SD.22-Z-C	Ceres [2]
SD.22-Z-D	Goianésia [2]
SD.23-X-B	Ibotirama [2]
SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa [2]
SD.23-Y-C	Brasília [2]
SD.23-Y-D	Buritis [2]
SD.23-Z-D-IV	Janaúba [3]
SD.24-V-A-II	Utinga [1]
SD.24.V-A-V	Lençóis [1]
SD.24-V-C	Livramento do Brumado [2]
SD.24-V-C-II	Mucugê [1]
SD.24-Y-A	Vitória da Conquista [2]
SD.24-Y-B-V	Ibicaraí [1]
SD.24-Y-B-VII	Itabuna [1]
SE.22-V-B	Iporá [2]
SE.22-X-A	S. Luís de Montes Belos [2]
SE.22-X-B	Goiânia [2]
SE.22-X-D	Morrinhos [2]
SE.23-V-B	São Romão [2]
SE.23-Z-B	Guanhães 2
SE.23-Z-C	Belo Horizonte [2]
SE.23-Z-D	Ipatinga [2]
SF.23-V-D-V.4	São Gonçalo do Sapucaí [1]
SF.23-X-B-II	Ponte Nova
SF.23-X-B-IV	Rio Espera [1]
SF.23-X-C-III	Barbacena [1]
SF.23-X-C-IV	Lima Duarte [1]
SF.23-Y-B-II.2	Heliodora [1]
SG.22-Z-B	Joinvile [2]
SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul [2]

Em editoração

SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim [4]
SB.22-Z-D	Araguaína [4]
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho [1]
SC.22-X-A	Conceição do Araguaia [4]
SB.23-V-A	Rio Cajuapará [4]
SC.24-X-D-V	Arapiraca [1]
SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda [1]
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá [1]
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis [1]
SD.23-Z-D-II	Monte Azul [3]
SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas [3]
SE.22-X-A-VI	Nazário [1]
SE.22-X-B-I	Nerópolis [1]
SE.22-X-B-II	Anápolis [1]
SE.22-X-B-IV	Goiânia [1]
SE.22-X-B-V	Leopoldo Bulhões [1]
SE.22-X-B-VI	Caraíba [1]
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu [1]
SE.24-Y-C-VI	Colatina [1]
SF.23-X-B-I	Mariana [1]
SF.23-X-D-I	Rio Pomba [1]
SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio [1]
SF.24-V-A-III	Domingos Martins [1]
SF.24-V-A-V	Cachoeiro de Itaperirim [1]
SF.24-V-A-VI	Piúma [1]
SH.22-Y-A-I.4	Passo do Salsinho [1]
SH.22-Y-C-II	Piratini [1]
SG.22-Z-D-I.2/	Botuverá/ [1]
SG.22-Z-D-II.1	Brusque [1]
SG.22-Z-D-V	Florianópolis [1]

[1] Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético na escala 1:500.000, 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; [2] Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; [3] Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; [4] Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás - Subprojeto Recursos Minerais; [5] Levantamento geológico visando ao meio-ambiente; [6] Levantamentos aerogeofísicos; [7] Integração geológico/geoquímica de regiões metropolitanas.

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

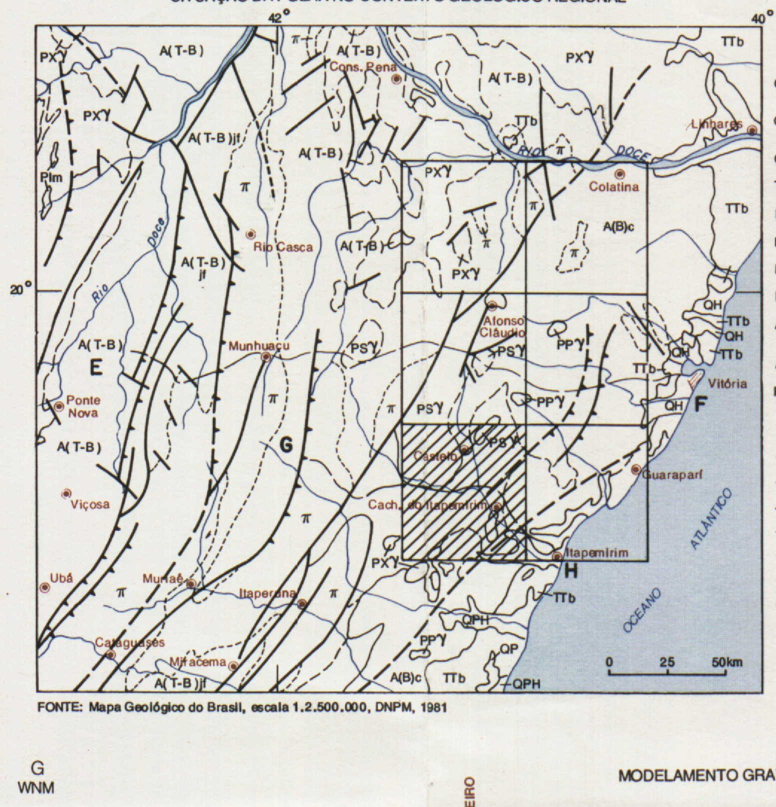
Locais de Acesso: (*) DNPM: Brasília e Distrito Regional; (**)Brasília e Distritos Regionais e CPRM: Rio de Janeiro

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

CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM — SF.24-V-A-V

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM, SF.24-V-A-V
ESCALA 1:100.000 – DNPM, 1992

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

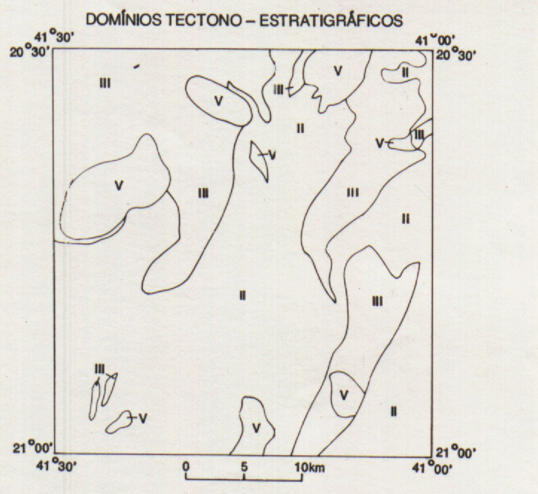


QH – Aluviões fluviais, depósitos marinhos; eólicos
QPH – Aluviões fluviais, depósitos marinhos, deltáicos e eólicos
QP – Sedimentos arenosos
TTb – Grupo Barreiras
PPγ – Granitóide sin e pós-tectônicos
PSγ – Granitóide sintectônico
PSe – Complexo Embu
Plm – Supergrupo Minas
A(B)C – Complexo costeiro; π charnoquito s.l.
A(T-B)jf – Complexo Juiz de Fora
PXγ – Granitóide comumente quartzoide portiroblástico

Contato definido
Contato aproximado
Contato litológico
Falha definida
Falha aproximada
Falha de empurrão
Perfil Gravimétrico

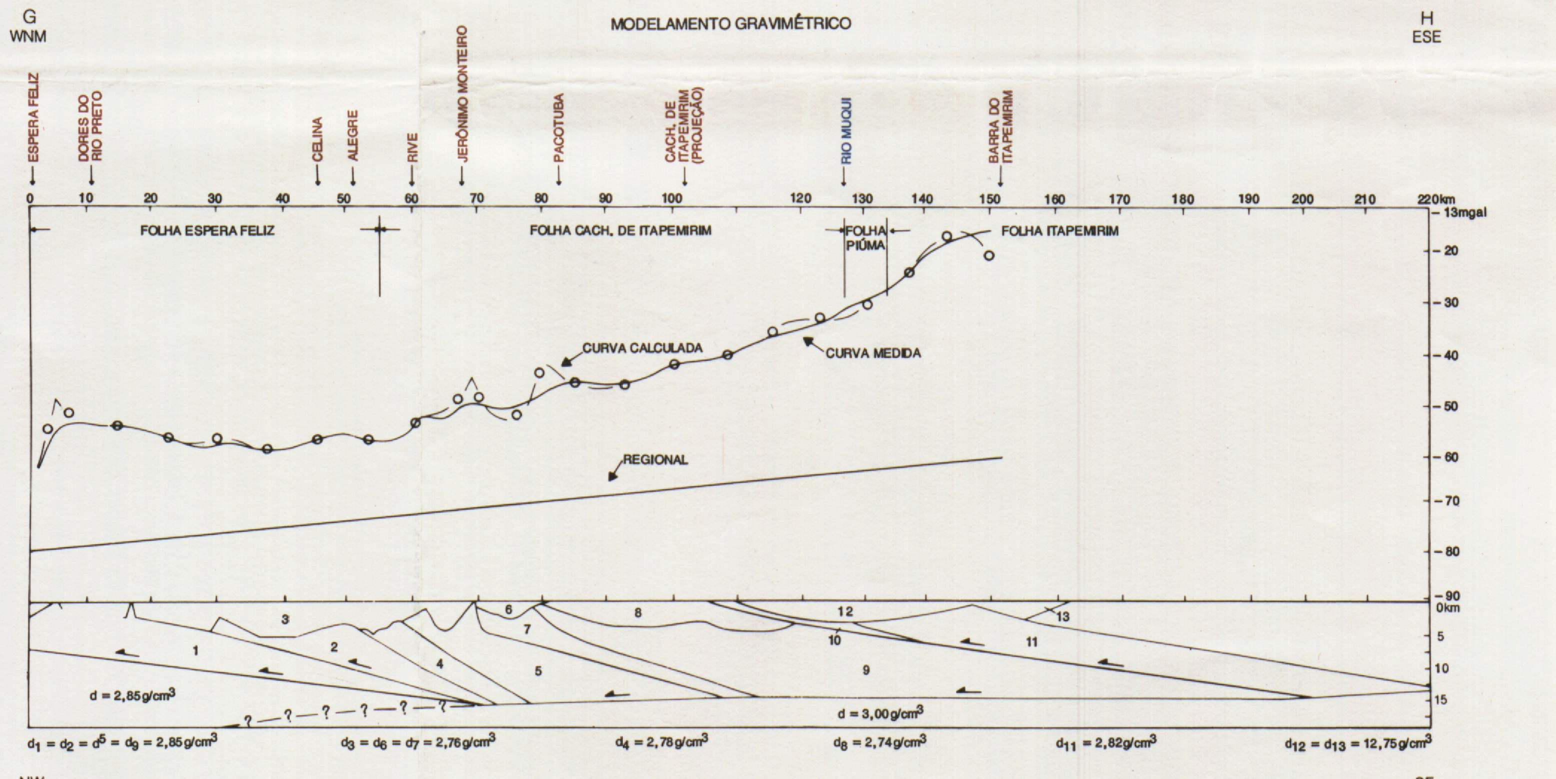
FONTE: Mapa Geológico do Brasil, escala 1.2.500.000, DNPM, 1981

DOMÍNIOS TECTONO – ESTRATIGRÁFICOS

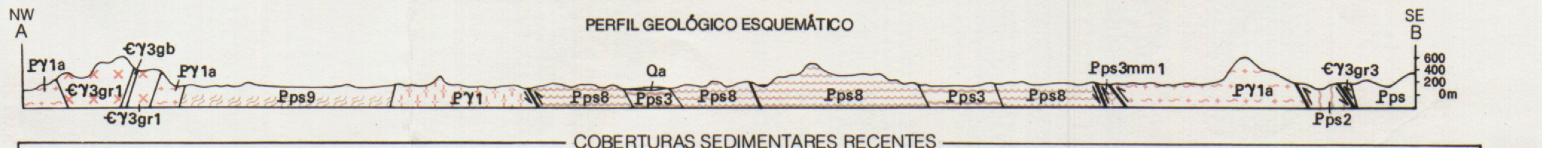


II – Complexo Paraíba do Sul
III – Intrusivas básicas e ácidas sin e tarditangenciais
V – Intrusivas ácidas, intermediárias e básicas tardi a pós-trasncorrentes

MODELAMENTO GRAVIMÉTRICO



PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



COBERTURAS SEDIMENTARES RECENTES

U. CRONOGEOLÓGICA / U. LITOESTRATIGRÁFICA				SIMBOLOGIA	DADOS GEO CRONOLÓGICOS	ROCHAS	DEFORMAÇÃO METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA MAGMATISMO	POTENCIALIDADE MINERAL
FANEROZÓICO	CENOZÓICO	QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS COLUVIONARES	Qc	—	Sedimentos de granulação fina, matacões e blocos.	—	—	Rocha ornamental,
			DEPÓSITOS ALUVIONARES	Qa		Sedimentos arenosos, areno-argilosos, argilo-arenosos e argilosos, com seixos de vários tipos litológicos.			Material de construção
NÃO CONFORMIDADE									
DOMÍNIO DA SUPRA–ESTRUTURA DA CROSTA INTERMEDIÁRIA									
FANEROZÓICO	MESOZÓICO	JURÁSSICO	INTRUSIVAS BÁSICAS	Jβdb	172 Ma.* (k / AR)	Diques de diabásio	—	—	—
	PALEOZÓICO	ORDOVICIANO	INTRUSIVAS ÁCIDAS PÓS-TRANSCORRENTES	Oγ4gr	—	Diques de composição granítica a quartzomonzonítica de granulação fina a média e de tonalidade cinza.	—	Granito Tipo I, cálcio-alcalino, metaluminoso, tardiorogênico, intraplaca.	Rocha ornamental e Material de construção
		CAMBRIANO	INTRUSIVAS ÁCIDAS INTERMEDIÁRIAS BÁSICAS TARDI APÓS TRANSCORRENTES	Єγ3gr3	515 Ma. (U/Pb em zircão)	MACIÇOS GRANÍTICOS Granito de granulação fina a grosseira.	D2	Granitóides tipo I (MS, MD), cálcio-alcalinos a alcalinos, metaluminosos, tardiorogênicos, intraplaca.	Rocha ornamental Material de construção Berilo Água marinha e Ouro
				Єσdr1, Єγ3gr1 / gr2, Єσdr2, Єγ3gr2, Єγ3gr1		MACIÇO CASTELO Єγ3gr2 – Titanita granito de granulação fina e granodiorito isotrópico. Єγ3gr1 – Allanita granito porfirítico, isotrópicos. Єγ3gr1/gr2 – Zona mista de granitos, de granulação fina e porfirítica. Єσdr1 – Diorito de granulação média, isotrópico. Єσdr2 – Diorito de granulação fina, isotrópico.			
				Єγ3gr1, Єδgb, Єγ3gr1 / δgb, Єγ3gr2		MACIÇO SANTA ANGÉLICA Єγ3gr2 – Titanita granito de granulação fina, granodiorito. Єγ3gr1 – Allanita granito porfirítico, localmente exibindo estrutura de fluxo. Єγ3gr1/δgb – Zona mista de granito e gabro, de estrutura agmatítica. Єδgb – Gabro eqüigranular e porfirítico.			
				Єmig, Єγ3gr1, Єδgb		MACIÇO ALTO CHAPÉU Єγ3gr1 – Allanita granito porfirítico e titanita granito fino, granodiorito. Єδgb – Gabro eqüigranular e porfirítico. MIGMATITO Єmig – Migmatito em bordo de intrusão, cujo paleossoma e de anfibólio-biotita-gnáisse, com restitos de anfibolito e rocha calciossilicática e neossoma de granito.			
				Єσdr, Єδgb		CORPOS BÁSICOS Єσdr – Diorito de granulação média, isotrópico. Єδgb – Gabro eqüigranular, isotrópico.		Magmatismo toleiítico, cálcio-alcalino, metaluminoso.	
NÃO CONFORMIDADE									
PROTEROZÓICO			GRANITÓIDES SIN A TARDI-TANGENCIAIS	Pγ1, Pγ1a, Pγ1b	449 M.a.* (K /Ar em biotita) 580 - 590 M.a.* (U/Pb em zircão)	Pγ1 – Ortognaisse de composição granítica, granodiorítica a tonalítica, porfiroblástico, grosseiro, com blastos tabulares de feldspato de até 5,0cm orientados segundo a foliação da rocha. Pγ1a – Ortognaisse de composição granítica, granodiorítica a tonalítica, leuco a mesocrático, granulação média a grosseira, localmente porfiroblástico. Pγ1b – Ortognaisse de composição tonalítica, leuco a mesocrático, granulação média.	D1, D2, D3 (?) Facies Anfibolito	Granitóides tipo I (MS,MM), cálcio-alcalinos, metaluminosos, pré a tardicolisionais, e de arco vulcânico.	Material de construção
			COMPLEXO PARAÍBA DO SUL	Pps1, Pps2, Pps3, Pps8, Pps9, qtxt, qt, mm, mm1	460 M.a.* (K/Ar em biotita) 660 M.a.* (Rb / Sr) 2.055 M.a.* (U/Pb em zircão)	Pps1 – Grafita-cordierita-granada-silimanita-biotita ganisse, cinza a cinza escuro, bandado, localmente dobrado e de granulação média, com níveis de quartzito (qt) e lentes de rocha calciossilicática. Pps2 – Anfibólio-biotita gnaisse cinza a cinza escuro, bandado e fitado, rico em quartzo; intercalações de anfibolito e freqüentes níveis de quartzito associados a gnaisse de aspecto xistoso (qtxt) e lentes de rocha calciossilicática. Pps3 – Anfibólio-biotita gnaisse e biotita gnaisse, cinza a cinza escuro, bandado e dobrados, com marcante foliação de transposição; intercalações de rocha calciossilicática, anfibolito, quartzito (qt), mármore (mm) e mármore impuro (mm1). Pps8 – Anfibólio-biotita gnaisse, cinza claro a escuro, bandado e dobrado; subordinadamente gnaisse aluminoso, gnaisse granítico, rocha calciossilicática, anfibolito, quartzito (qt). Pps9 – (Anfibólio)-biotita gnaisse, cinza a cinza escuro bandado, localmente dobrado e com porfiroblástos ocelares e tabulares de microclina, gnaisse granítico, gnaisse granatífero e nível de quartzito associado a quartzomicaxisto (qtxt).	Dn, D1, D2, D3 Facies anfibolito a granulito	Seqüência de talude inferior (?) Seqüências plataformais com contribuição vulcânica.	Ouro Mármore Quartzo Caulim Água marinha Água mineral
NÃO CONFORMIDADE									
DOMÍNIO DAS UNIDADES DA CROSTA INFERIOR									
ARQUEANO			COMPLEXO JUIZ DE FORA	A(T,B)jf1	800 Ma.* (Rb/Sr) 2.700 Ma.* (Rb/Sr)	Rochas granulíticas: granulito básico, enderbito; charnockito e granulito aluminoso; Localmente, restitos de rocha diorítica, piroxênio anfibolito e de rocha calciossilicática.	Dn, D1, D2, D3 Facies Granulito	Seqüência Vulcânica básica toleiítica	—

Dn = bandamento pré-transposição D1 = foliação de transposição (regime tangencial) D2 = dobramentos, transcorrência D3 = dobramentos abertos * = 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
CIDADE
Vila
Povoado e outras localidades

Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
Zona de cisalhamento transcorrente dextral
Fratura
Fotolineamentos estruturais
Antiforme invertido provável
Foliação com mergulho medido e indicado
Foliação vertical
Foliação de fluxo cataclástico com mergulho medido
Estrada pavimentada
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente

Junta vertical
Lineação de estiramento com caimento medido
Lineação de estiramento com caimento medido e indicação de sentido de transporte
Minidobra D1 assimétrica com caimento medido
Minidobra D2 assimétrica com caimento medido
Minidobra assimétrica com caimento medido
Minidobra D2 recumbente assimétrica
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Estrada de ferro

× Estação geológica
Mina em atividade
Mina paralisada
Garimpo em atividade
Garimpo abandonado
● Ocorrência mineral
ag – água mineral
be – berilo
cct – calcita
fd – feldspato
GR – granito
MM – mármore
Curso d'água permanente
Lagoa permanente

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM

ESCALA 1: 100.000

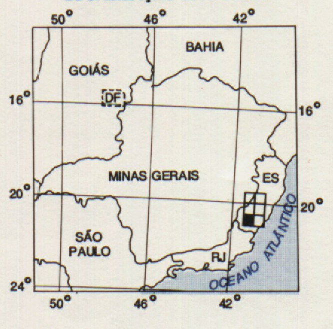
2km 0 2 4 6km

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-V-I – Anutiba, SF.24-V-A-V-2 – Castelo, SF.24-V-A-V-3 – Muqui, SF.24-V-A-V-4 – Cachoeiro de Itapemirim, 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: 10000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre – MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1992: 22°06'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, Marília 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

	42°00' – 41°30'	41°30' – 41°00'	41°00' – 40°30'
20°00' – 20°30'	SF-24-V-A-I	AFONSO CLÁUDIO SF-24-V-A-II	DOMINGOS MARTINS SF-24-V-A-III
20°30' – 21°00'	SF.24-V-A-IV	CACHOEIRO DE ITAPEMIRIM SF-24-V-A-V	PIÚMA SF-24-V-A-VI
21°00' – 21°30'	SF-24-V-C-I	SF.24-V-C-II	SF.24-V-C-III

C P R M

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral 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: Jodauro Nery da Silva.
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