MINISTÉRIO DE MINAS E ENERGIA
SECRETARIA EXECUTIVA
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

MARIANA

FOLHA SF.23-X-B-I

– ESTADO DE MINAS GERAIS –

TEXTO EXPLICATIVO

ORGANIZADO POR

Orivaldo Ferreira Baltazar
Frederico Ozanam Raposo

CPRM

BRASÍLIA
1993

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

SECRETARIA EXECUTIVA
William Penido
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

Frederico Lopes Meira Barbosa
Coordenador de Economia e Tecnologia Mineral

Walter Hugo Schmaltz
Chefe da Divisão da Produção *Mineral*

Gilberto Ruy Derze
Chefe do Serviço de Cartografia e Informação Geológica

Carlos Barbosa 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

C P R M
BIBLIOTECA
2219

MARIANA

FOLHA SF.23–X–B–I

ESCALA 1:100.000

I96
C P R M
2219 S
1
RJ-42-011222

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

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Valter José Marques
Inácio de Medeiros Delgado

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 ae 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
Atahualpa Valença Padilha
Supervisores
Orivaldo Ferreira Baltazar
Atahualpa Valença Padilha
Clailton Piva Pinto

Estrutural
Orivaldo Ferreira Baltazar

Petrologia
Frederico Ozanam Raposo

Hidrogeologia
José Espírito Santo Lima

Metalogenia
Carlos Alberto Heineck

Geoquímica
Cláudio José Marques de Souza
Hélio Antônio de Souza

Geofísica
Antonio Juarez Borges

CIEG Ouro Preto
Hélio Antônio de Souza

Treinamento
João Batista Carvalhaes

FOLHA MARIANA

Os nomes em itálico referem-se aos atuais responsáveis pelas Coordenações Nacionais.

CRÉDITOS DE AUTORIA

TEXTO EXPLICATIVO:

PARTE I

Capítulo 1 Orivaldo Ferreira Baltazar
Capítulo 2 José do Espírito Santo Lima
Capítulo 3 José do Espírito Santo Lima
Orivaldo Ferreira Baltazar
Capítulo 4 Orivaldo Ferreira Baltazar
Capítulo 5 Orivaldo Ferreira Baltazar

PARTE II

Capítulo 1 Orivaldo Ferreira Baltazar
Capítulo 2 Orivaldo Ferreira Baltazar
Frderico Ozanam Raposo
Gerson Manoel M. de Mattos
Capítulo 3 Orivaldo Ferreira Baltazar
Capítulo 4 Adolfo Alves de Souza
Cláudio José Marques de Souza
Capítulo 5 Edson Lopes Barreto
Raimundo Antonio Alves Dias Gomes
Ricardo Moacyr de Vasconcellos
Marcelo de Araújo Vieira
Capítulo 6 Atahualpa Valença Padilha
Capítulo 7 Jodauro Nery da Silva
Sérgio Lima da Silva
Capítulo 8 Carlos Alberto Heineck
Jodauro Nery da Silva

PARTE III

Capítulo 1 Orivaldo Ferreira Baltazar
Frederico Ozanam Raposo
Adolfo Alves de Souza
Cláudio José Marques de Souza
Capítulo 2 Orivaldo Ferreira Baltazar
Frederico Ozanam Raposo
Adolfo Alves de Souza
Cláudio José Marques de Souza

CARTAS:

Geológica:
Orivaldo Ferreira Baltazar, Frederico Ozanam Raposo
e Gerson M. M. Matos

Metalogenética-Previsional:
Carlos AlbertoHeineck
Inácio Medeiros Delgado

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

APOIO TÉCNICO

Chefe do Projeto
Luiz Alberto Brandalise

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

Abstract e Revisão do Texto
Antonia D'Arc Levy de Queiroz

Amostragem Geoquímica
Seiji Oki
Airton Policarpo Pereira

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

BALTAZAR, Orivaldo Ferreira e RAPOSO, Frederico Ozanam

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Mariana – Folha SF.23-X-B-I. Estado de Minas Gerais. Escala 1:100.000. Org. por Orivaldo Ferreira Baltazar e Frederico Ozanam Raposo. Brasília, DNPM/CPRM, 1993.

196 p. il., 2 cartas (in bolso). 29,5cm.

"Trabalho executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais através do Convênio com o Departamento Nacional da Produção Mineral".

1. Geologia. – Cartas – Minas Gerais. 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
Agradecimentos v

PARTE I - INTRODUÇÃO

Capítulo 1 - Histórico e Objetivos 3

Capítulo 2 - Localização e Acesso 5

Capítulo 3 - Geografia 7
3.1 - Clima, Hidrografia, Vejetação e Solos 7
3.2 - Geomorfologia 7
3.3 - Aspectos Sócio-Econômicos 8

Capítulo 4 - Trabalhos Anteriores 9

Capítulo 5 - Metodologia 11

PARTE II - GEOLOGIA DA FOLHA MARIANA

Capítulo 1 - Sinópse da Geologia Regional 15

Capítulo 2 - Estratigrafia, Petrografia e Petrologia 17
2.1 Comentários Gerais 17
2.2 Província Geotectônica São Francisco 18
2.2.1 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga 18
2.2.1.1 Comentários Gerais 18
2.2.1.2 Distribuição Geográfica 18
2.2.1.3 Relações de Contato 18
2.2.1.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação 19
2.2.1.5 Aspectos Petrogenéticos 21
2.2.1.5.1 Rochas Ultrabásicas e Básicas Transformadas 21
2.2.1.5.2 Gnaisses Trondhjemítico/Tonalítico e Granodiorítico 24
2.2.1.6 Idade e Correlação 28
2.2.2 Complexo Santa Bárbara 28
2.2.2.1 Comentários Gerais 28
2.2.2.2 Distribuição Geográfica 29
2.2.2.3 Relações de Contato 29
2.2.2.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação 29
2.2.2.5 Aspectos Petrogenéticos 31
2.2.2.6 Idade e Correlação 36
2.2.3 Supergrupo Rio das Velhas 37

2.2.3.1 Comentários Gerais . . . 37
2.2.3.2 Distribuição Geográfica e Aspectos Geomorfológicos . . . 39
2.2.3.3 Relações de Contato . . . 39
2.2.3.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação . . . 42
2.2.3.4.1 Grupo Nova Lima . . . 42
2.2.3.4.1.1 Subunidade Peridotítica Quebra-Osso . . . 42
2.2.3.4.1.2 Subunidade Vulcano-sedimentar . . . 42
2.2.3.4.2.3 Grupo Maquiné . . . 44
2.2.3.5 Aspectos Petrogenéticos . . . 45
2.2.3.6 Idade e Correlações . . . 48
2.2.4 Supergrupo Minas . . . 49
2.2.4.1 Comentários Gerais . . . 49
2.2.4.2 Distribuição Geográfica e Aspectos Geomorfológicos . . . 53
2.2.4.3 Relações de Contato . . . 53
2.2.4.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação . . . 54
2.2.4.4.1 Grupo Caraça- Formação Moeda . . . 54
2.2.4.4.2 Grupo Caraça - Formação Batatal . . . 54
2.2.4.4.2.1 Ambiente Deposicional do Grupo Caraça . . . 54
2.2.4.4.3 Grupo Itabira - Formação Cauê . . . 55
2.2.4.4.4 Grupo Itabira - Formação Gandarela . . . 55
2.2.4.4.5 Grupo Piracicaba . . . 56
2.2.4.4.5.1 Formação Cercadinho . . . 56
2.2.4.4.5.2 Formação Fecho do Funil . . . 56
2.2.4.4.5.3 Formação Barreiro . . . 57
2.2.4.4.5.4 Formação Sabará . . . 57
2.2.4.5 Idade e Correlações . . . 58
2.2.4.6 Modelo de Evolução Geológica . . . 59
2.2.5 Grupo Itacolomi . . . 59
2.2.5.1 Distribuição, Relações de Contato, Litologia e Correlações . . . 59
2.3 Província Geotectônica Mantiqueira . . . 60
2.3.1 Complexo Acaiaca . . . 60
2.3.1.1 Comentários Gerais . . . 60
2.3.1.2 Distribuição Geográfica . . . 60
2.3.1.3 Relações de Contato . . . 60
2.3.1.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação . . . 61
2.3.1.5 Aspectos Petrogenéticos . . . 62
2.3.1.6 Idade e Correlações . . . 66
2.3.2 Complexo Mantiqueira . . . 66
2.3.2.1 Comentários Gerais . . . 66
2.3.2.2 Distribuição Geográfica . . . 68
2.3.2.3 Relações de Contato . . . 68
2.3.2.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação . . . 68
2.3.2.4.1 Gnaisses Bandados, Anfibolitos e Metagabros . . . 68
2.3.2.4.2 Gnaisse Quartzo-diorítico . . . 69
2.3.2.4.3 Gnaisse Bandado Migmatitizado . . . 70
2.3.2.5 Aspectos Petrogenéticos . . . 71
2.3.2.6 Idade e Correlações . . . 80
2.3.3 Grupo Dom Silvério . . . 80
2.3.3.1 Comentários Gerais . . . 80
2.3.3.2 Distribuição Geográfica . . . 80
2.3.3.3 Relações de Contato . . . 80
2.3.3.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação . . . 81
2.3.3.5 Idade e Correlações . . . 81
2.4 Rochas Granitóides . . . 82
2.4.1 Comentários Gerais . . . 82
2.4.2 Distribuição Geográfica . . . 82

2.4.3 Relações de Contato . . . 82
2.4.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação . . . 82
2.4.4.1 Granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho . . . 82
2.4.4.2 Tonalito-trondhjemito Serra do Carmo . . . 82
2.4.4.3 Granito-Granodioritos Córrego Estiva e Mombaça . . . 82
2.4.4.4 Granitóide Córrego Ponte Nova . . . 83
2.4.4.5 Granito Barra Longa . . . 83
2.4.4.6 Granitóide Diogo de Vasconcelos . . . 83
2.4.4.7 Granitóide Córrego Taioba . . . 84
2.4.5 Aspectos Petrogenéticos . . . 84
2.4.6 Idade e Correlações . . . 89
2.5 Rochas Intrusivas Básicas Deformadas . . . 91
2.6 Rochas Básicas Não-deformadas: Gabros-gb, Diabásios-db e Basaltos-bs . . . 91
2.7 Coberturas Sedimentares não Deformadas . . . 91
2.7.1 Formação Fonseca . . . 91
2.7.1.1 Comentários Gerais . . . 91
2.7.1.2 Distribuição Geográfica . . . 91
2.7.1.3 Relações de Contato . . . 91
2.7.1.4 Litologia, Estruturas e Ambiente de Deposição . . . 91
2.7.1.5 Idade e Correlações . . . 92
2.7.2 Coberturas Detríticas . . . 92
2.7.2.1 Canga . . . 92
2.7.3 Coberturas Detrítico-lateríticas . . . 92
2.7.3.1 Lateritas . . . 92
2.7.4 Depósitos Aluvionares . . . 92
2.7.4.1 Aluviões . . . 92

Capítulo 3 - Geologia Estrutural . . . 95
3.1 Introdução . . . 95
3.2 Fases de Deformação . . . 95
3.2.1 Fase de Deformação D1 . . . 95
3.2.2 Fase de Deformação D2 . . . 96
3.2.3 Fase de Deformação D3 . . . 97
3.2.4 Fase de Deformação D4 . . . 98
3.3 Análise Geométrica . . . 98
3.3.1 Tratamento dos Dados . . . 98
3.3.2 Foliações . . . 99
3.3.3 Lineações b . . . 100
3.3.4 Lineações x . . . 100

Capítulo 4 - Geoquímica . . . 103
4.1 Planejamento . . . 103
4.2 Amostragem . . . 103
4.3 Técnicas Analíticas . . . 103
4.4 Interpretação dos Dados . . . 104
4.5 Resultados Obtidos . . . 104
4.6 Discussão das Anomalias . . . 107

Capítulo 5 - Geofísica . . . 111
5.1 Sistemática Adotada . . . 111
5.2 Dados Utilizados . . . 111
5.2.1 Aerogeofísica . . . 111
5.2.2 Geofísica Terrestre . . . 111
5.3 Interpretação e Correlação dos Dados . . . 113
5.3.1 Interpretação Geofísica Regional . . . 113
5.3.1.1 Gravimetria . . . 113

5.3.1.2 Aeromagnetometria 115
5.3.2 Interpretação Geofísica da Folha Mariana 121
5.3.2.1 Aeromagnetometria 121
5.3.2.3 Conclusões e Recomendações 123

Capítulo 6 - Modelo de Evolução Crustal 125
6.1 Introdução 125
6.2 O Quadro Arqueano/proterozóico Inferior 125
6.3 O Proterozóico Inferior: o Desenvolvimento do Cinturão Móvel Atlântico 135
6.4 O Proterozóico Médio e Superior: a Faixa de Dobramento Alto Rio Grande 137
6.5 Síntese da Evolução Geológica de Parte da Região Sudeste do Estado de Minas Gerais 145

Capítulo 7 - Geologia Econômica 149
7.1 Panorama mineral da Área 149
7.1.1 Ouro 149
7.1.2 Ferro 154
7.1.3 Ferro - Manganês 154
7.1.4 Bauxita 157
7.1.5 Dolomito 158
7.1.6 Serpentinito 158
7.1.7 Quartzito 158
7.1.8 Outros Bens Minerais 159

Capítulo 8 - Metalogenia 161
8.1 Introdução 161
8.2 Panorama Metalogenético 161
8.2.1 Supergrupo Rio das Velhas 161
8.2.2 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga 163
8.2.3 Grupo Dom Silvério 163
8.2.4 Complexo Santa Bárbara 163
8.2.5 Supergrupo Minas 163
8.2.6 Coberturas Cenozóicas 163
8.3 Mineralizações 164
8.3.1 Mineralizações de Ouro 164
8.3.2 Mineralizações de Ferro 165
8.3.3 Mineralizações de Manganês 165
8.3.4 Mineralizações de Bauxita 166
8.3.5 Outros indícios 166
8.4 Interpretação metalogenético-previsional 166

PARTE III - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Capítulo 1 - Conclusões 171

Capítulo 2 - Recomendações 175

Referências Bibliográficas 177

APÊNDICES
Apêndice 1 – Dados Físicos de Produção
Apêndice 2 – Ilustrações Fotográficas

ANEXOS
- Carta Geológica
- Carta Metalogenética-previsional

RESUMO

Este trabalho é o produto final relativo à cartografia geológica sistemática efetuada na escala 1:100.000 sobre a Folha Mariana (SF.23-X-B-I) inclusa no Projeto Barbacena, integrante do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM para o Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM.

A Folha situa-se na região das zonas da Mata e Metalúrgica do Estado de Minas Gerais.

Geologicamente situa-se na zona limítrofe entre as províncias geotectônicas da Mantiqueira, a leste, e São Francisco, a oeste, ambas definidas neste Projeto.

Na Província Geotectônica São Francisco dominam rochas supracrustais com granitóides associados metamorfizados dominantemente na fácies xisto – verde, representados pelas seqüências metavulcano-sedimentares do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas, seqüências sedimentares do Grupo Itacolomi e Granitóides do Complexo Santa Bárbara.

Na Província Geotectônica Mantiqueira dominam gnaisses bandados em fácies anfibolito do Complexo Mantiqueira, tendo subordinadamente rochas granulíticas do Complexo Acaiaca e parte de seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Dom Silvério. Ambas as províncias incluem corpos de rochas granitóides deformadas e intrusivas básicas a intermediárias. Sedimentos terciários, pertinentes à Formação Fonseca, assentam-se sobre rochas granitóides do Complexo Santa Bárbara e aluviões recentes ocorrem por toda a área.

Atribui-se idades desde arqueanas até proterozóicas indiferenciadas para os metamorfitos, com base em dados de campo e em correlações com outras seqüências semelhantes, e as poucas datações geocronológicas existentes.

São registradas quatro fases deformacionais para a área, ligadas, possivelmente, a três eventos de deformação relacionados aos Ciclo Orogênicos Transamazônico e Brasiliano e a uma tectônica rúptil recente.

O ensaio sobre um modelo de evolução crustal é apresentado no Capítulo 6, Parte II, do presente texto. Baseia-se em dados de mapeamento, na interpretação dos dados do levantamento gravimétrico, na aeromagnetometria e em datações geocronológicas disponíveis na bibliografia.

Foram analisados óxidos de elementos maiores, elementos-traço e terras-raras, visando estabelecer parâmetros que elucidassem a ambiência de geração das rochas.

O levantamento geoquímico foi feito com base em sedimentos de corrente e concentrado de bateia, distribuídos por toda a folha.

As atividades minerais na folha relacionam-se aos depósitos de Fe e Au associados, respectivamente, às formações ferríferas do Grupo Itabira (Supergrupo Minas) e às seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Nova Lima (Supergrupo Rio das Velhas). O ouro é, ainda, garimpado no leito ativo dos rios nascentes na região do Quadrilátero Ferrífero. São importantes as ocorrências de Mn associadas a metassedimentos dos supergrupos Rio das Velhas e Minas; a bauxita em superfícies lateríticas. A análise metalogenética-previsional dá indicações de áreas com probabilidades para prospecção mineral.

ABSTRACT

This conclusive report refers to the Mariana Sheet (SF.23-X-B-I) systematic geological mapping on the 1:100.000 scale related to the Barbacena Project, which integrates the Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB carried out by CPRM for the Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM. Localized in the Minas Gerais Metalurgica and Zona da Mata regions, the Sheet is geologically located at the border line between the geotectonic provinces of Mantiqueira, to East, and São Francisco, to West, both defined in the Project. The dominanting rocks in the São Francisco geotectonic province are the supra-crustal ones, with associated granitoids, largely metamorphosed in the greenchist facies, and represented by the meta-volcanic and meta-sedimentary sequences of Santo Antônio do Pirapetinga Complex, Rio da Velhas Super-Group, Minas Super-Group, meta-sedimentary sequences of Itacolomi Group and granitoids of Santa Bárbara Complex. In the Mantiqueira geotectonic province, banded gneisses in the amphibolite facies with subordinately granulitic rocks of the Acaiaca Complex and part of the meta-volcano-sedimentary sequence of Dom Silvério Group are the most important rocks. Both provinces include deformed of granitoid masses and intermediate to basic intrusive rocks. Sediments of the Fonseca Formation from Tertiary are placed on the granitoids of Santa Bárbara Complex and recent alluvial deposits occur over all the area. Based on field data and by comparison with other similar sequences and on the few available geochronological datings, Archaean to undifferentiated Proterozoic ages may be attributed to the metamorphites. Four deformational phases have been registered for the area, which are probably related to three deformational events of the Transamazônico, Brasiliano orogenic cycles and a recent brittle tectonic event. An analysis of the crustal evolution pattern, based on mapping data, on gravimetric and magnetometric data, and on available geochronological datings is given in chapter 6, part II, in the text. Major element oxides, trace elements and REE had been analysed to establish the rock generating setting. A geochemical survey was carried out based on stream sediment and pan concentrated samples all throughout the area. The main Sheet mining works refer to Fe and Au deposits, the first one associated with iron formations of Itabira Group (Minas Super-Group) and the second one with meta-volcano-sedimentary sequences of Nova Lima Group (Rio das Velhas Super Group). Gold is also recovered from sediments of the Quadrilatero Ferrífero rivers. Mn occurrences associated to the meta-sediments of the Rio das Velhas and Minas Super-Groups, and the Bauxite of the lateritic surfaces are significant. A metallogenetic/previsional analysis points out the areas with possibilities for mineral prospecting.

AGRADECIMENTOS

Expressamos aqui nossos agradecimentos a algumas pessoas que, embora não ligadas diretamente à execução deste trabalho, de forma indireta, colaboraram na elaboração deste texto: a Maria Beatriz Harmendani Vieira e Ignez Gomes Guimarães, geólogas da CVRD, pelas análises e discussões sobre temas relacionados à petrogênese de algumas unidades geológicas; a Sérgio L. M. Pereira, geólogo da UNANGEN Mineração e Metalurgia S/A, pelas informações e contribuições referentes ao Grupo Nova Lima; aos Profs. Hubert Roeser e Newton de Souza Gomes, da UFOP, pelas orientações e discussões de cunho petrográfico; a Michael G.P.Drews, geofísico da CPRM e Carlos Alberto Heineck, geólogo da CPRM, pela colaboração no entendimento de trechos de teses de doutorado pertinentes à área cartografada e redigidos em alemão; e, finalmente, a todas as pessoas que de alguma forma, direta ou indiretamente, colaboraram na execução deste trabalho.

PARTE I
INTRODUÇÃO

Capítulo 1
Histórico e Objetivos

Orivaldo Ferreira Baltazar

Este trabalho é parte integrante do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB, desenvolvido, à época de sua implantação, pelo Ministério das Minas e Energia, sob a responsabilidade do Departamento Nacional da Produção Mineral (DNPM) e execução da Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (CPRM).

Os dados aqui apresentados resultam do levantamento geológico, efetuado na escala 1:100.000, na Folha Mariana (SF. 23-X-B-I) que, em conjunto com as folhas Ponte Nova (SF.23-X-B-II), Rio Espera (SF.23-X-B-IV), Barbacena (SF.23-X-C-III), Lima Duarte (SF.23-X-C-VI) e Rio Pomba (SF.23-X-D-I), compõem o Projeto Barbacena.

Para a escolha desta área de mapeamento e sua escala, foram consultadas diversas entidades geológicas, científicas e de pesquisa, sob a orientação do Departamento Nacional da Produção Mineral-DNPM; entre elas citam-se a Metais de Minas Gerais S.A. – METAMIG, o Centro Tecnológico de Minas Gerais – CETEC-MG, a extinta Secretaria das Minas e Energia do Estado de Minas Gerais – SEME, a Rio Doce Geologia e Mineração – DOCEGEO e o Departamento de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Minas Gerais – IGC-UFMG.

A seleção fundamentou-se nos Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais das folhas Ponte Nova (SF.23-X-B) e Barbacena (SF.23-X-C), na escala 1:250.000, tendo como critérios principais as conclusões e sugestões contidas nas "Cartas para Planejamento de Ações Governamentais" daquelas folhas.

O objetivo principal do mapeamento foi oferecer ao usuário um conhecimento mais apurado da geologia da área, através da integração de várias áreas do conhecimento geológico, procurando atender aos interesses da pesquisa mineral e facilitar o planejamento de ações governamentais através da indicação, para estudos de detalhe, de áreas de interesse econômico-geológico e que orientem a escolha de temas para pesquisa científica.

O mapeamento desta folha foi executado sob a responsabilidade técnica dos geólogos Gerson Manoel Muniz de Mattos, Orivaldo Ferreira Baltazar e Frederico Ozanam Raposo.

Capítulo 2
Localização e Acesso

José do Espírito Santo Lima

A área compreendida pela Folha Mariana está situada entre os meridianos 43°00' e 43°30', de longitude W de Greenwich, e os paralelos 20°00' e 20°30' de latitude sul, cobrindo uma superfície aproximada de 3.000km^2. Esta folha abrange parte das zonas fisiográficas Metalúrgica e da Mata, representadas pelas micro-regiões homogêneas Meridional e Mata de Ponte Nova. (Figura.I.2.1). Abrange as sedes dos municípios de Acaiaca, Alvinópolis, Barra Longa, Diogo de Vasconcelos, Mariana e parte de Ouro Preto, que está localizada no limite oeste da folha. Abrange ainda parte dos municípios de Dom Silvério, Guaraciaba, Piranga, Ponte Nova, Rio Piracicaba, São Domingos do Prata e Santa Bárbara.

O acesso pode ser feito através da BR-040, partindo-se de Belo Horizonte ou do Rio de Janeiro e utilizando-se o ramal BR-356/MG-262. Pode-se também atingir a área partindo-se de Belo Horizonte pela BR-262, sentido Belo Horizonte – Vitória e no trevo de João Monlevade entrar à direita para Alvinópolis, via Rio Piracicaba, na MG-123. As cidades de Ouro Preto, Mariana e Acaiaca estão ligadas ao sistema ferroviário federal (RFFSA), enquanto que a vila de Catas Altas serve de apoio à estrada de ferro Vitória – Minas (EFVM). Em relação a aerovias, a área é servida por um aeródromo homologado pelo DAC (Alvinópolis) e um heliporto em Ouro Preto.

O sistema viário é representado por inúmeras estradas, pavimentadas ou não, que interligam as cidades e localidades, facilitando o deslocamento no âmbito da folha. Durante o período chuvoso, algumas dessas estradas não pavimentadas têm o seu tráfego bastante prejudicado, tornando-se praticamente intransitáveis.

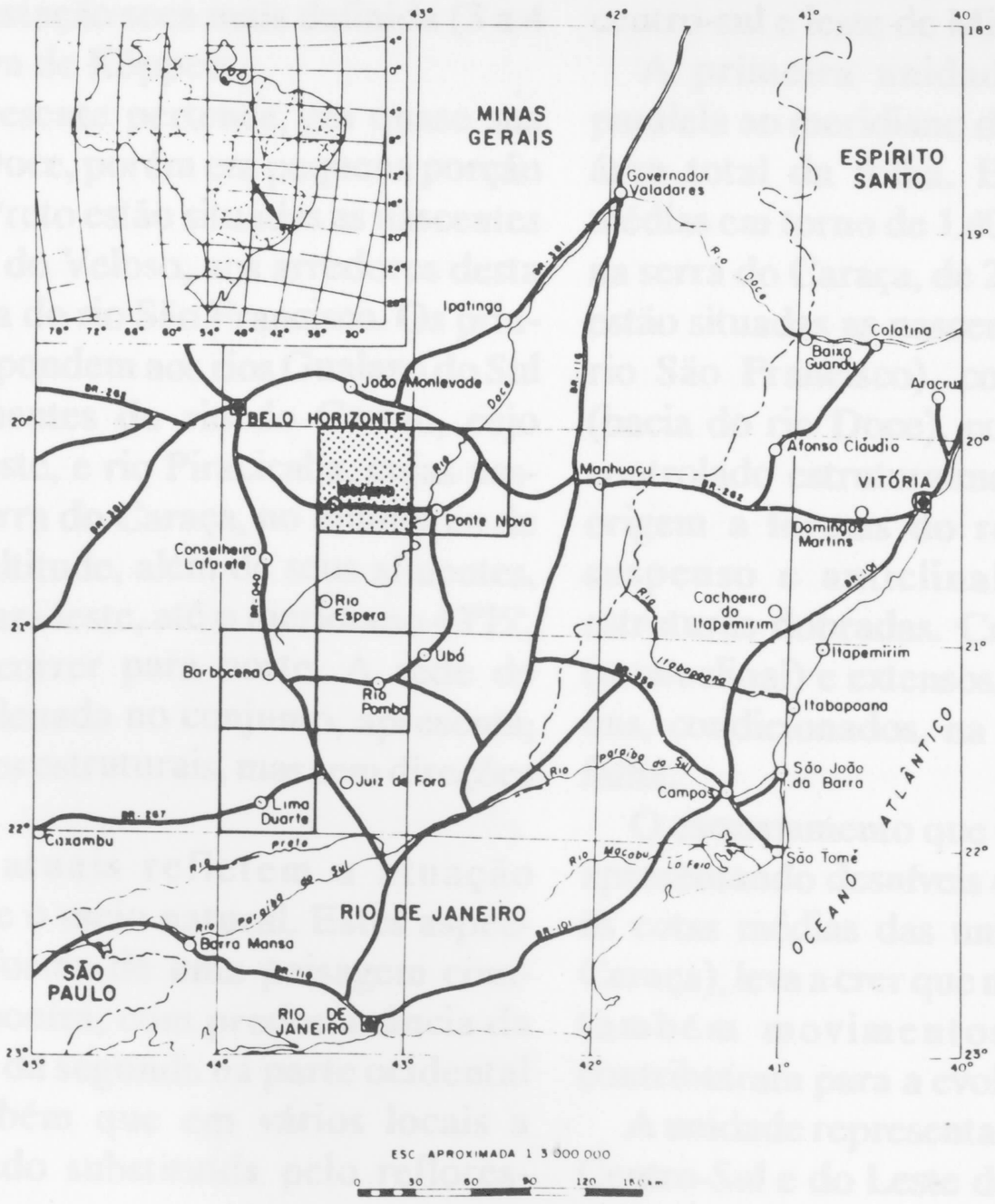


Figura.I.2.1 – Mapa de localização.

Capítulo 3
Geografia

José do Espírito Santo Lima
Orivaldo Ferreira Baltazar

3.1 Clima, Hidrografia, Vegetação e Solos

Segundo a classificação climática de Köppen ocorrem na área os tipos climáticos Cwa e Cwb. O primeiro, que predomina nas partes menos elevadas (cerca de 70% da Folha), compreende um clima úmido de verões quentes, com pluviosidade média anual de 1.100-1.500mm, estação seca curta, temperatura média anual entre 21°,8-19°,5C e média do mês mais frio inferior a 18°C. O segundo, que domina os níveis mais elevados (extremo oeste), difere do tipo anterior pelos verões mais brandos, ou seja, temperatura média anual mais baixa, entre 17°,4-19°,8C, e média do mês quente inferior a 22°C. Pela classificação bioclimática de Gaussen as condições climáticas admitidas pelo tipo Cwb estariam limitadas à metade sul da área, enquanto que o restante da mesma estaria ocupado por um clima mais quente e com estação seca mais definida (3 a 4 meses), em vez do tipo Cwa de Köppen.

A rede hidrográfica presente pertence, em quase sua totalidade, à bacia do rio Doce, porém em pequena porção da área ao norte de Ouro Preto estão situadas as nascentes do rio das Velhas na serra do Veloso, nos arredores desta cidade, pertencente à bacia do rio São Francisco. Os principais cursos d'água correspondem aos rios Gualaxo do Sul e Gualaxo do Norte, afluentes do rio do Carmo, cujo escoamento é feito para leste, e rio Piracicaba, cujas nascentes estão situadas na serra do Caraça, no município de Ouro Preto, a 1.680m de altitude, além de seus afluentes, que inicialmente correm para leste, até o meridiano 43°15', e a partir daí passam a correr para norte. A rede de drenagem formada, desordenada no conjunto, apresenta, em detalhe, nítidos controles estruturais, mas sem direções preferenciais.

Os aspectos florais atuais refletem a atuação antrópica do homem sobre o meio natural. Estes aspectos apresentam-se sob a forma de uma paisagem combinada de pastagens e capoeira, com predominância da primeira na metade leste e da segunda na parte ocidental da área. Verifica-se também que em vários locais a vegetação nativa vem sendo substituída pelo reflorestamento com eucalipto.

Em cerca de 60% da área (leste) domina a subclasse latossolo vermelho-amarelo distrófico, que são solos antigos, normalmente profundos, com perfis de seqüência de horizontes pouco diferenciados, textura argilosa e saturados com bases. A porção ocidental é ocupada geralmente por afloramentos de rochas, localmente apresentando manchas de solos litólicos (solos pouco desenvolvidos) e cambissolos rasos, ambos saturados com alumínio e de textura arenosa cascalhenta.

3.2 - Geomorfologia

Na área abrangida pela Folha Mariana distinguem-se duas unidades geomorfológicas bem caracterizadas que são o Quadrilátero Ferrífero e os Planaltos Dissecados do centro-sul e leste de Minas.

A primeira unidade ocorre numa faixa norte-sul paralela ao meridiano de 43°30' cobrindo cerca de 25% da área total da folha. Essa unidade apresenta altitudes médias em torno de 1.400-1.600m com o ponto culminante na serra do Caraça, de 2.064m. Em sua área de ocorrência estão situadas as nascentes dos rios das Velhas (bacia do rio São Francisco), correndo para oeste, e Piracicaba (bacia do rio Doce), correndo para leste, e seu relevo é controlado estruturalmente de maneira marcante, dando origem a formas do relevo invertido do tipo sinclinal suspenso e anticlinal esvaziado, elaboradas sobre estruturas dobradas. Cristas estruturais do tipo *hogback* (monoclinal) e extensos escarpamentos erosivos são comuns, condicionados, na maioria das vezes, por linhas de falha.

O escarpamento que delimita o Quadrilátero Ferrífero, apresentando desníveis de centenas de metros em relação às cotas médias das unidades vizinhas (ex.: escarpas do Caraça), leva a crer que não apenas processos erosivos, mas também movimentos tectônicos pós-cretácicos, contribuíram para a evolução geomorfológica da área.

A unidade representada pelos "Planaltos Dissecados do Centro-Sul e do Leste de Minas" ocupa os restantes 75% da Folha.

A principal característica desta unidade é a dissecação fluvial que, atuando sobre rochas predominantemente granito-gnáissicas do embasamento Pré-cambriano, originou formas de colinas e cristas com vales encaixados e/ou de fundo chato. O dissecamento das rochas, principalmente na parte leste da folha, criou um relevo peculiar representado por pontões e morros que ocorrem isolados, associados às colinas ou em grupamentos. Os principais grupamentos de pontões estão relacionados com a rede de fraturas e falhas de direção NE e apresentam a mesma orientação.

Nessa unidade, as altitudes são muito variáveis, oscilando entre 1.000 e 1.200m nas cristas e 500 a 800m nos vales.

3.3 Aspectos Sócio-Econômicos

Na metade ocidental da folha, abrangendo parcialmente os municípios de Santa Bárbara, Rio Piracicaba, Alvinópolis, Mariana e Ouro Preto, integrando a região metalúrgica, as atividades sócio-econômicas são voltadas essencialmente para a mineração e a metalurgia, devido às importantes jazidas minerais de ferro, bauxita, ouro e manganês aí existentes e relacionadas às seqüências supracrustais do Quadrilátero Ferrífero. A pobreza do solo nesta região não permite o desenvolvimento de atividades agrícolas expressivas, havendo, entretanto, extensas plantações de eucalipto, matéria-prima na manufatura do carvão utilizado amplamente nos altos-fornos das indústrias metalúrgicas da região. As atividades turística e artesanal são relevantes nos municípios de Ouro Preto, Mariana e Santa Bárbara, relacionando-se à importância histórica dos dois primeiros e do Parque Nacional do Caraça, neste último.

Nos demais municípios da metade oriental da folha, entre eles os de Alvinópolis, Dom Silvério, Barra Longa, Acaiaca, Ponte Nova, Diogo de Vasconcelos e Guaraciaba, estes três últimos já na Zona da Mata mineira, as atividades são essencialmente voltadas para a pecuária, com a criação de gado bovino leiteiro, à exceção do município de Ponte Nova, onde a indústria é uma das grandes fontes de renda, seguindo de perto a pecuária, estando representada principalmente por usinas açucareiras, com produção de açúcar, álcool e aguardente.

Os principais produtos agrícolas cultivados na região resumem-se a cana-de-açúcar, milho, café, arroz, feijão e fumo, todos produzidos em pequena escala, à exceção do primeiro, que é cultivado extensivamente no município de Ponte Nova.

Capítulo 4
Trabalhos Anteriores

Os primeiros levantamentos geológicos realizados na região sudeste do Estado de Minas Gerais, onde se insere a Folha Mariana, são de cunho regional e remontam ao início da década de 50, destacando-se entre eles os executados por G.F.Rosier e H. Ebert para o Departamento Nacional da Produção Mineral e abrangendo, respectivamente, a região limítrofe entre os estados de Minas Gerais e Rio de Janeiro e a parte centro-sul de Minas Gerais. Na região sul-sudeste do Estado destacam-se os trabalhos realizados por O. Barbosa que, em 1954, definiu a "Série Mantiqueira", unidade criada para denominar os gnaisses que ocorrem a sul e a leste da Cordilheira do Espinhaço, superpostos discordantemente por xistos da sua "Série Barbacena", e que abrangem o aqui denominado Complexo Mantiqueira.

Na década de 70, o convênio DNPM/CPRM iniciou o mapeamento geológico de Minas Gerais e outros estados, na escala 1:250.000, em que a área aqui abordada ficou inserida na Folha Ponte Nova (SF.23-X-B) do Projeto Jequitinhonha (Fontes et al., 1978, inédito). A partir deste programa foram gerados e publicados posteriormente mapas geológicos em escalas menores, destacando-se entre eles: o mapa do "Projeto Radar - Minas Gerais" do IGA (escala 1:500.000), publicado em 1978; a "Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo", pelo DNPM (Fonseca et al., 1979), o "Mapa Geológico do Brasil e da Área Oceânica Adjacente", na escala 1:2.500.000, pelo DNPM (Schobbenhaus, 1981); e as "Folhas SF. 23/24 Rio de Janeiro/Vitória", na escala 1:1.000.000, pelo Projeto RADAMBRASIL (Machado Filho et al., 1983). Em 1984, foi concluído o "Mapa Metalogenético e de Previsão de Recursos Minerais da Folha Ponte Nova" (Silva, 1984, inédito), na escala 1:250.000, que serviu de base para a seleção desta área para mapeamento mais detalhado.

Lima et al. (1974) descrevem pela primeira vez os xistos e quartzitos do Grupo Dom Silvério. Os sedimentos terciários da bacia de Fonseca, ocorrentes no quadrante noroeste da folha, foram primeiramente descritos por Gorceix (1884) e posteriormente por Maxwell (1964) que lhes deu a denominação de Formação Fonseca.

Especificamente para as Supracrustais do Quadrilátero Ferrífero (QF), os primeiros trabalhos iniciaram-se ainda no século passado, com Von Eschwege, responsável pela primeira tentativa de empilhamento estratigráfico das rochas da "província de Minas Gerais", e estenderam-se para o século atual, destacando-se entre eles aqueles realizados pelos seguintes autores: Derby (1906) que criou a "Série Minas" para designar os xistos, quartzitos e calcários da região aurífera do Quadrilátero Ferrífero; Harder e Chamberlin (1915), primeiros autores a apresentarem o Quadrilátero Ferrífero com sua configuração aproximada e a estabelecerem o empilhamento estratigráfico que serviria de base para a estratigrafia atual; Guimarães (1931), que estabeleceu a "Série Itacolomi"; Rynearson et al. (1954) que definiram uma discordância na base da Série Minas, destacando dela a Serie Rio das Velhas; Dorr et al. (1957) que subdividiram a Série Minas em três Grupos e nove Formações, elevando a "Série Itacolomi" de Guimarães (op.cit) à categoria de Grupo; Simmons e Maxwell (1961) que definiram o Grupo Tamanduá, posicionando-o no topo da Série Rio das Velhas; e, finalmente, Dorr (1963) que em mapa geológico do Quadrilátero Ferrífero, publicado na escala 1:150.000, apresenta coluna estratigráfica semelhante à de Dorr et al. (1957), modificando apenas o posicionamento do Grupo Tamanduá, agora para a base da seqüência Minas, já aqui, juntamente com a Série Rio das Velhas, elevada à categoria de supergrupo. Trabalhos posteriores, como por exemplo os de Schorscher (1979), Ladeira (1980,1985), Raposo (1991) e outros autores, sugerem e/ou introduzem modificações na coluna estratigráfica proposta por Dorr, especialmente em relação aos litótipos pertinentes ao Super Grupo Rio das Velhas.

Trabalhos específicos em áreas restritas dentro da Folha têm sido desenvolvidos pela Escola de Geologia da UFOP, constando de trabalhos de tese de mestrado. Entre estes citam-se Roeser (1977), Glockner (1981) e Jordt Evangelista (1984).

Capítulo 5
Metodologia

A metodologia de trabalho utilizada neste mapeamento baseou-se em padrões preestabelecidos pela CPRM, atendendo às exigências do DNPM. Constou das seguintes etapas:

Levantamento de Documentação Básica:

O material básico necessário levantado e utilizado no mapeamento constou de bases plani-altimétricas das folhas Mariana, Barra Longa, Catas Altas e Alvinópolis (escala 1:50.000 - IBGE/IGA-1976); fotografias aéreas convencionais nas escalas 1:60.000 (USAF,1966) e 1:25.000 (SACS, 1960) e imagens de satélite MSS-LANDSAT na escala 1:100.000 (1989).

Compilação e Análise Bibliográfica:

Levantamento e estudo da literatura geológica disponível, em especial aquela citada no capítulo anterior, amplamente utilizada na interpretação das imagens fotográficas de LANDSAT e de aerofotos convencionais.

Fotointerpretação I:

Etapa de análise e interpretação de imagens MSS-LANDSAT (1:100.000) e fotografias aéreas convencionais (1:60.000 e 1:25.000) com geração do mapa fotogeológico preliminar.

Reconhecimento Geológico:

Objetiva fundamentalmente a identificação ou não, no campo, dos principais domínios geológicos e traços estruturais representados no mapa fotogeológico preliminar de serviço, visando testar a validade dos padrões de fotointerpretação utilizados naquela fase, e, ainda, a identificação e familiarização com as diversas "Unidades Estratigráficas" citadas na literatura, por parte da equipe de mapeamento.

Fotointerpretação II

Reavaliação e/ou aprimoramento da interpretação realizada na fase anterior em função da identificação ou não das feições fotointerpretadas com as observadas no terreno.

Elaboração do Anteprojeto Definitivo:

Estabelecimento de prazos, metas e objetivos do mapeamento geológico propriamente dito em função das etapas 4 e 5.

Mapeamento Geológico I:

Primeira etapa do levantamento geológico sistemático que utiliza como base inicial o mapa fotogeológico obtido a partir das etapas de fotointerpretação e análise bibliográfica. Uma prospecção geoquímica sistemática de caráter regional foi executada concomitantemente por outra equipe. Foram ainda levantados nesta etapa 193km de perfis magnetométrico cintilométricos terrestres no canto nordeste da Folha, com o objetivo de testar a aplicação dos métodos ao mapeamento, e cerca de 626km de perfis gravimétricos, um deles cortando a Folha segundo E-W.

Interpretação e Análise dos Dados Levantados:

Após a primeira etapa de campo foi feita uma avaliação dos dados levantados em confronto com os dados da fotointerpretação e a partir daí elaborado o mapa geológico preliminar da folha.

MapeamentoGgeológico II:

Segunda etapa do mapeamento visando, principalmente, áreas selecionadas na etapa anterior pelo fato de terem estas se mostrado geologicamente mais problemáticas, ou mesmo por terem sido insuficientemente pesquisadas durante aquela. Uma segunda prospecção geoquímica também foi realizada, agora voltada para um maior detalhamento de áreas anômalas detectadas na prospecção regional. Cadastramento de ocorrências minerais incluindo as previamente conhecidas e as eventualmente descobertas durante o mapeamento.

Interpretação e Consolidação de Dados:

Fase de processamento e interpretação dos últimos dados analíticos e de campo obtidos, com a conclusão dos mapas Geológico e Metalogenético-Previsional, com respectivo texto complementar às informações contidas nos mesmos.

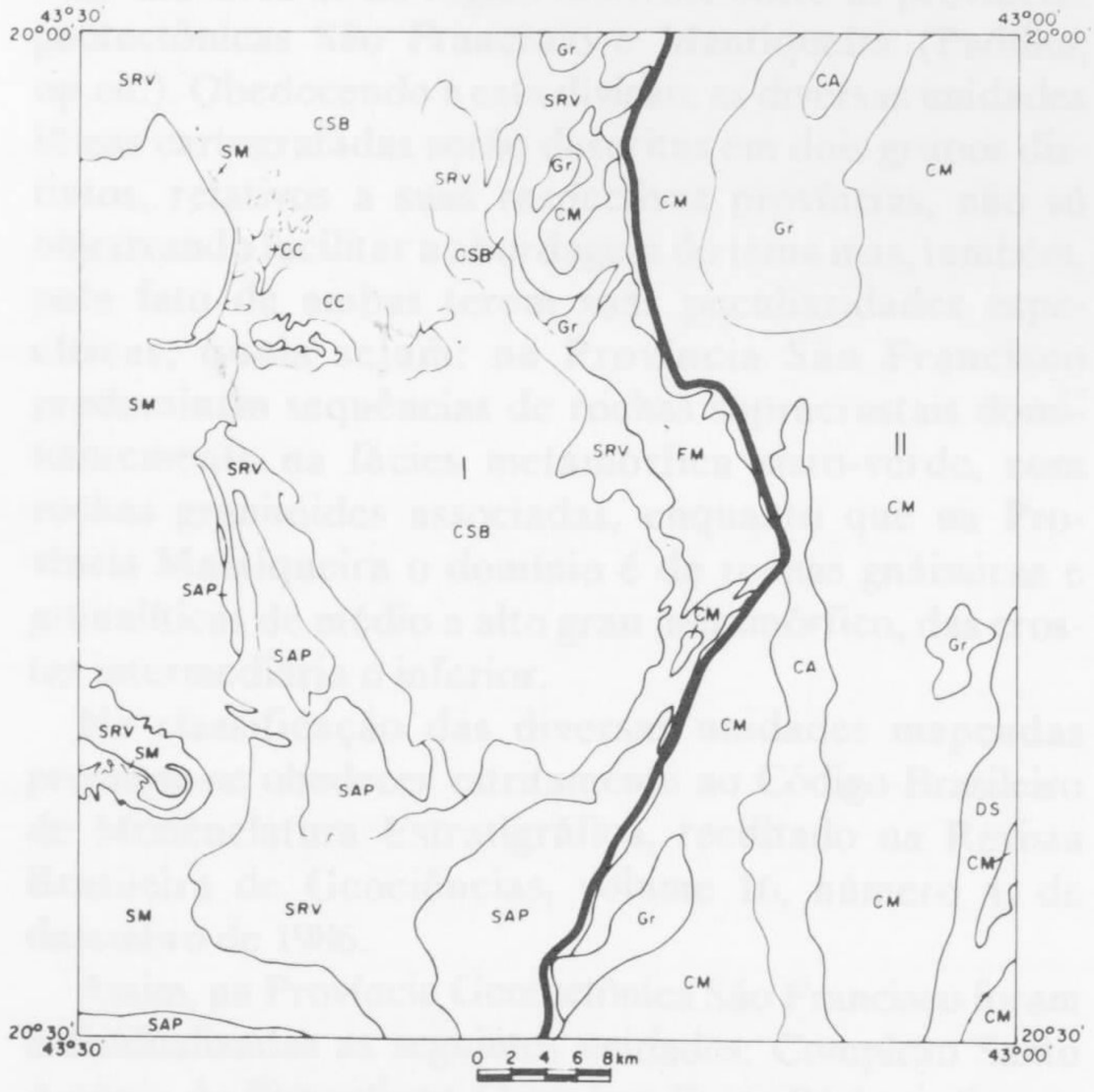
PARTE II

GEOLOGIA DA FOLHA MARIANA

Capítulo 1
Sinópse da Geologia Regional

Orivaldo Ferreira Baltazar

A área da Folha Mariana posiciona-se na zona limítrofe entre duas importantes províncias geológicas do escudo brasileiro: a Província Geotectônica São Francisco (PGSF), a oeste, e a Província Geotectônica Mantiqueira (PGMT), a leste (Padilha, 1991; Figura II.1.1).



I - Província Geotectônica São Francisco
SM - Supergrupo Minas/Grupo Itacolomi
SRV - Supergrupo Rio das Velhas
CSB - Complexo Santa Bárbara
SAP - Complexo Santo Antônio do Pirapetinga

II - Província Geotectônica Mantiqueira
DS - Grupo Dom Silvério
CM - Complexo Mantiqueira
CA - Complexo Acaiaca
CC - Cobertura Cenozóica
Gr - Granitóides
FM - Faixa Mista CM/SRV
~ - Limite entre Províncias.

Figura II.1.1 – Distribuição das unidades geológicas nas províncias geotectônicas.

A Província Geotectônica São Francisco ocupa, aproximadamente, o mesmo espaço geográfico do Cráton do São Francisco, de Almeida (1977), uma entidade tectônica do Ciclo Brasiliano, cujo embasamento teria se consolidado ao final do Ciclo Transamazônico. Reúne agrupamentos líticos de idades e ambiências diversas, como terrenos "granito-greenstone" de idade Arqueana; coberturas sedimentares e vulcano-sedimentares dobradas proterozóicas; a extensa cobertura plataformal carbonática da bacia do Bambuí, do Proterozóico Superior, e coberturas não dobradas Fanerozóicas. Destas unidades litoambientais estão parcialmente representadas na área da folha as seguintes: terrenos "granito-greenstone" representados por uma seqüência metavulcano-sedimentar do Supergrupo Rio das Velhas e rochas granitóides do Complexo Santa Bárbara; seqüências clastoquímicas do Supergrupo Minas, do Proterozóico inferior, com seus importantes depósitos de Fe relacionados aos corpos de itabirito do Grupo Itabira; uma seqüência dominantemente clástica sobreposta discordantemente à anterior, pertinente ao Grupo Itacolomi e coberturas fanerozóicas representadas pela restrita bacia terciária de Fonseca e coberturas recentes detríticas, detrítico-lateríticas e aluvionares.

No domínio da Província Geotectônica Mantiqueira, que corresponde aproximadamente à Província Estrutural da Mantiqueira, de Almeida *et al.* (1977), predomina amplamente, dentro dos limites da folha, uma seqüência de gnaisses bandados de composição muito variada, com freqüentes intercalações de anfibolitos e metagabros, reunidos no Complexo Mantiqueira; intercalam-se tectonicamente nestes gnaisses, uma seqüência de granulitos pertencentes ao Complexo Acaiaca e rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Dom Silvério. Algumas unidades litoestratigráficas de notável distribuição regional e consagrado registro na literatura, como por exemplo o Grupo Paraíba do Sul e o Complexo Juiz de Fora, ocorrem a oeste da folha, fora de seus limites.

As duas províncias encontram-se afetadas por duas feições estruturais significativas, a principal e mais antiga delas relacionada a uma deformação tangencial compressiva, em regime dúctil, dirigida de leste para oeste, responsável pela geração da foliação/xistosidade regional, re-

sultante de transposição de estruturas pretéritas dos diversos litótipos envolvidos; a segunda relaciona-se a uma tectônica também compressional, porém de alto ângulo, responsável pela implantação de zonas de cisalhamento dúcteis, com direções NE-SW, NW-SE e N-S, de rejeito oblíquo, chegando a ser até mesmo essencialmente transcorrentes nos domínios de Província Geotectônica Mantiqueira.

Para a faixa da Província Geotectônica Mantiqueira, em que se situa a Folha Mariana, datações geocronológicas efetuadas em litótipos diversos e de graus metamórficos variáveis, desde a fácies xisto-verde até a granulítica, indicam importante evento metamórfico e de retrabalhamento crustal com idade em torno de 2.000M.a., demonstrando a importância da atuação do Ciclo Transamazônico nesta província. A atuação do Ciclo Brasiliano tem-se registrado nas rochas do Supergrupo Minas e unidades pré-cambrianas mais novas.

Os ciclos de aplainamento Gondwana, Pós-Gondwana, Sul-Americano, Velhas e Paraguaçu atuaram em toda a região sem, contudo se mostrarem onipresentes.

Capítulo 2
Estratigrafia, Petrografia e Petrologia

Orivaldo Ferreira Baltazar
Frederico O. Raposo
Gerson Manoel M. de Mattos

2.1 Comentários Gerais

Conforme descrito no capítulo anterior, a Folha Mariana situa-se na região limítrofe entre as províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira (Padilha, op.cit.). Obedecendo a esta divisão, as diversas unidades líticas cartografadas serão descritas em dois grupos distintos, relativos a suas respectivas províncias, não só objetivando facilitar a abordagem do tema mas, também, pelo fato de ambas terem suas peculiaridades específicas, quais sejam: na Província São Francisco predominam sequências de rochas supracrustais dominantemente na fácies metamórfica xisto-verde, com rochas granitóides associadas, enquanto que na Província Mantiqueira o domínio é de rochas gnáissicas e granulíticas de médio a alto grau metamórfico, das crostas intermediária e inferior.

Na classificação das diversas unidades mapeadas procurou-se obedecer estritamente ao Código Brasileiro de Monenclatura Estratigráfica, reeditado na Revista Brasileira de Geociências, volume 16, número 4, de dezembro de 1986.

Assim, na Província Geotectônica São Francisco foram individualizadas as seguintes unidades: Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, Complexo Santa Bárbara, Supergrupo Rio das Velhas, Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi. Na Província Geotectônica Mantiqueira foram descritos os complexos Acaiaca e Mantiqueira e o Grupo Dom Silvério. Rochas granitóides de características sin- a pós-colisionais e seqüências de coberturas sedimentares não-deformadas foram descritas à parte, por serem pertinentes às duas províncias.

Entre as duas províncias, na porção centro-leste da folha, foi individualizada uma área como Faixa Mista. Nela estão intimamente associados gnaisses caracterizados como do Complexo Mantiqueira e rochas paraderivadas, básicas e ultrabásicas correlacionadas ao supergrupo Rio das Velhas. Finalmente, cabe destacar uma série de diques e corpos básicos, mais ou menos deformados cartografados principalmente na serra do Caraça e já sobejamente conhecidos desde a década de sessenta (Maxwell, 1960).

É importante salientar que o ordenamento estratigráfico aqui proposto deve ser encarado como uma tentativa para o agrupamento dos diversos tipos litológicos de terrenos metamórficos, complexamente arranjados, particularmente nas áreas onde predominam gnaisses e granitóides a leste do Quadrilátero Ferrífero. Essas rochas intimamente associadas, mas de diferentes origens, níveis crustais e graus metamórficos, carentes de datações geocronológicas, se destacam como instrumentos de fundamental importância na formulação de um quadro estratigráfico mais coerente. Assim, o estabelecimento da estratigrafia ora apresentada foi calcado principalmente nas observações de campo, em consonância com as informações bibliográficas e os escassos dados geocronológicos disponíveis, aliados a correlações com unidades geológicas similares aflorantes fora dos limites da área pesquisada.

As rochas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero tiveram sua estratigrafia estabelecida na década de sessenta (Dorr et al., 1957; Dorr, 1969). Desde então, têm sido apresentadas propostas de modificações dessa estratigrafia (Hirson, 1967; Ladeira, 1980; Glockner, 1981; Ladeira e Viveiros, 1984; Marshak e Alkimim, 1989; Raposo, 1991; Babinski, Chemale Jr e Van Schmus, 1991). Além desses dados bibliográficos foram consideradas ainda observações de campo, análises petrográficas e químicas e, particularmente, os dados de uma tese de mestrado (Raposo, comunicação oral) que vem sendo desenvolvida na área, exatamente com o objetivo de esclarecer essa estratigrafia através da caracterização de formações ferríferas, itabiritos e metassedimentos químicos dos diversos níveis estratigráficos aflorantes ou expostos em minerações do Quadrilátero Ferrífero. Portanto a estratigrafia das rochas supracrustais, aqui proposta, com seus segmentos a leste do Quadrilátero, está profundamente alicerçada em dados bibliográficos e constitui-se, tanto quanto possível, numa tentativa de consenso entre as propostas mais recentes.

2.2 Província Geotectônica São Francisco

2.2.1 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga

2.2.1.1 Comentários Gerais

Essa unidade litoestratigráfica foi definida na Folha Rio Espera, limítrofe sul da Folha Mariana. Foi estabelecida aí como solução para delimitar um conjunto de rochas ultrabásicas e básicas, metamorfizadas e deformadas em graus distintos e gnaisses leucocráticos por vezes inconspicuamente bandados, aflorantes na localidade homônima. Embora sem adotar uma designação formal, foi apresentada por Guild (1957) uma solução semelhante para o conjunto de *greenschist* e gnaisses granodioríticos intimamente associados e não passíveis de distinção na escala 1:25.000, dos arredores de Congonhas do Campo, a sudeste do Quadrilátero Ferrífero.

Parte das rochas ultrabásicas desse conjunto pode ser correlacionada ao Grupo Quebra Osso, de Schorscher (1979), que constitui a unidade inferior do Supergrupo Rio das Velhas (Dorr *et al.*, 1957). Porém as rochas básicas, pelas suas características estruturais e modo de ocorrência, sugerem gerações em fases distintas de magmatismo. Também fases distintas de geração estão sugeridas em dois *trends* de diferenciação magmática definidos por análises químicas de amostras dos gnaisses e plotadas em diagramas adequados. Portanto, o Complexo Santo Antônio do Pirapetinga pode ser definido como um conjunto de rochas geradas em fases distintas, sendo as mais antigas e mais amplamente distribuidas relacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas.

Roeser (1977) desenvolveu estudos geoquímicos em rochas relacionadas a esse complexo, numa área de cerca de 328km^2, imediatamente a nor-noroeste de Mariana. Foram analisadas 123 amostras de esteatito, anfibolito e gnaisse e 43 delas foram aqui utilizadas nos estudos petrogenéticos dessa unidade.

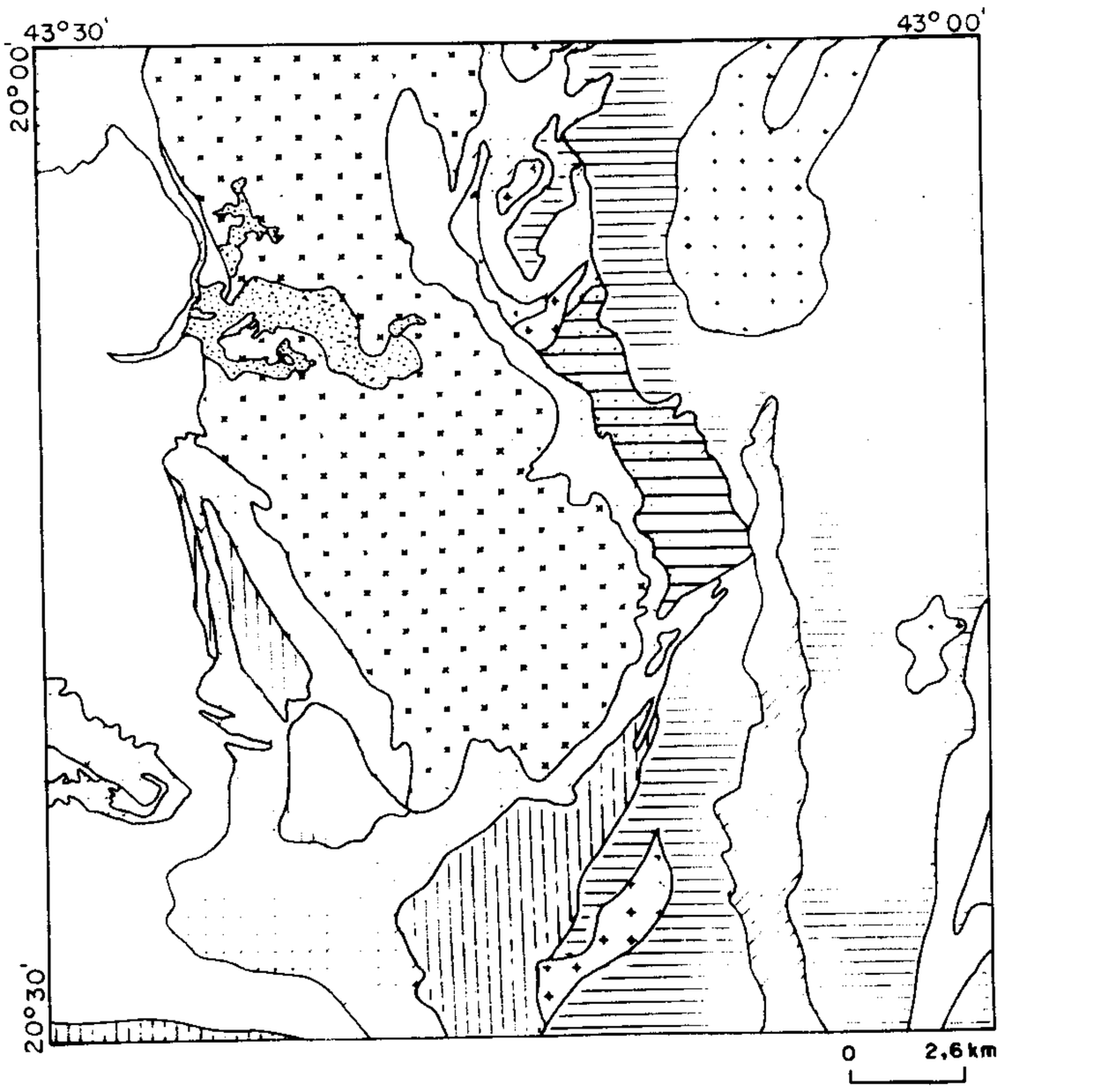


Figura II.2.1 – Mapa de distribuição das unidades geológicas.

2.2.1.2 Distribuição Geográfica

Na Folha Mariana, essa unidade se distribui a leste e sudeste de Mariana por cerca de 170km^2, nas proximidades das localidades de Camargos, Bandeirantes e Cachoeira do Brumado, onde ocorrem suas melhores exposições. Sua área de distribuição configura uma espécie de taça, envolvendo o bordo sul do Complexo Santa Bárbara (Figura II.2.1)

2.2.1.3 Relações de Contato

Esse complexo está quase que totalmente envolvido pelas supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas. Nos seus limites orientais está em contato com gnaisses do Complexo Mantiqueira e com litótipos do Granitóide Diogo de Vasconcelos; ao sul de Monsenhor Horta, um pequeno seguimento está em contato com gnaisses e granitóides do Complexo Santa Bárbara. Com as supracrustais, os contatos são quase sempre tectônicos, ao longo de zonas de cisalhamento de baixo ângulo. Localmente, entre Monsenhor Horta e Bandeirantes, são controlados por uma zona de cisalhamento de alto ângulo. A leste de Camargos são aparentemente do tipo normal com as supracrustais, porém os gnaisses e anfibolitos do complexo estão profundamente intemperizados e não é possível definir claramente a relação entre as rochas das duas unidades. Os contatos com os gnaisses do Complexo Mantiqueira e com os litótipos do Granitóide Diogo de Vasconcelos e do Complexo Santa Bárbara estão quase sempre obliterados pelo intemperismo e estão representados como aproximados.

2.2.1.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação

Destacam-se no Complexo Santo Antônio do Pirapetinga três tipos litológicos distintos: rochas básicas e ultrabásicas, transformadas por metamorfismo e metassomatismo, e gnaisses tonalíticos a graníticos.

As rochas ultrabásicas mostram coloração verde azulada, estão alteradas e metassomatizadas, apresentando-se quase sempre como esteatitos e, localmente, como serpentinitos e talco-clorita- xisto. Em lâminas delgadas os esteatitos são constituídos de 70 a 90% de talco, além de carbonatos, que podem atingir até 20% da rocha, Mg-clorita e opacos. O talco e a clorita constituem agregados feltrosos e apresentam *kink bands*, sugerindo uma textura decussada. A clorita ocorre, ou intercrescida com talco, ou sob a forma de auréolas em torno de relictos de opacos, às custas dos quais deve ter-se formado.

As rochas de natureza básica são representadas pelos anfibolitos, transformados e deformados. O anfibólio é o constituinte predominante e varia de 60 a 80%. Ocorre em pelo menos duas fases distintas. A primeira em cristais xenoblásticos irregulares, raramente hipidioblásticos (hábito poiquiloblástico) com várias inclusões de quartzo pequeno e arredondado, feldspato e epidoto. O ângulo c/Z >17 indica tratar-se provavelmente de hornblenda. Em outros locais apresenta-se com hábito prismático e com inclusões também de titanita. A segunda fase destaca-se como pequenos cristais neoformados hipidioblásticos e até idioblásticos. O ângulo de extinção c/Z <17 indica tratar-se de actinolita. O quartzo ocorre tanto como inclusões no anfibólio como em aglomerações granoblásticas ao lado de plagioclásio. Estes últimos ocorrem em grãos maiores irregulares, quebrados e com inclusões de epidoto ou em cristais menores sem inclusões e bem maclados, formando aglomerações granoblásticas. Em corte paralelo à lineação mineral, a hornblenda define textura heteronematoblástica fina a média e os cristais finos são caracteristicamente prismáticos e orientados definindo a foliação, enquanto os cristais de granulometria média apresentam formas menos prismáticas, porém posicionando-se segundo a foliação e evidenciando tensionamento interno. O epidoto ocorre essencialmente na porção mais interna dos cristais de plagioclásio e não foi observado em contato com cristais de hornblenda. Em corte perpendicular à lineação mineral, observa-se localmente uma suave crenulação da foliação descrita acima. Em geral, essas rochas mostram-se intensamente deformadas e, localmente, observa-se a biotita orientada sobre a hornblenda (sin-tectônica, com a biotita pós-hornblenda) e palhetas maiores de biotita decussada, com recristalização pós-tectônica ou desenvolvimento de cristalização de biotita após cessados os esforços dirigidos.

Os gnaisses tonalíticos e graníticos distribuem-se em dois grupos petrográficos distintos: o primeiro sem microclina e o segundo com microclina em proporções variadas evidenciando composições granodiorítica até granítico alcalina. Estão freqüentemente muito decompostos, distiguindo-se como saprólito esbranquiçado. As tabelas II.2.1 e II.2.2 mostram suas composições petrográficas e mineralógicas, e no diagrama QAP, de Streckeisen (1976), da figura II.2.2, com as composições modais de algumas amostras, distinguem-se claramente um *trend* calcialcalino de baixo potássio tonalítico-trondhjemítico (Lameyre e Bowden, 1982) e um *trend* ou grupo de tendência mais alcalina, no campo dos granitos de fusão crustal. Os primeiros se definem descritivamente como anfibólio-gnaisse, biotita-gnaisse e biotita-anfibólio-gnaisse, com elevada percentagem de quartzo (30 a 50%) e plagioclásio em proporções variadas. O anfibólio alcança 30 a 45% em algumas amostras, o que confere à rocha, localmente, uma composição mais básica. Os acessórios observados são titanita, clorita de Mg, opacos, epidoto, clinozoisita, zircão, apatita e sericita e, de maneira muito localizada, granada. A pequena quantidade de epidoto observada e sua associação ao plagioclásio não é suficiente para suportar o diagnóstico de fácies anfibolito de baixa pressão. Entretanto, a presença de titanita em até 2% poderia indicar fácies de média pressão. Um cristal de granada observado ocorre como pórfiro-poiquiloblasto tardi- a pós-tectônico. O segundo grupo petrográfico distingue-se como microclina-gnaisse com biotita em proporções variadas e eventualmente com muscovita e anfibólio. O feldspato alcalino atinge de 20 a 60% e o plagioclásio de 10 a 35%. O quartzo apresenta-se em proporções variadas de 10 a 35%, sendo que, na maior parte das amostras, fica próximo de 30%. Apenas em uma amostra, onde a microclina atinge 60%, o teor de quartzo

Tabela II.2.1 – Relação das amostras analisadas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga com suas respectivas classificações petrográficas.

Nº Ordem	Nº Amostra	Nº Labor.	Classificação Petrográfica
01	GM-063A	CBI-136	Anfibolito
02	GM-071	CBI-137	Qz-bt-an-pl-gnaisse
03	GM-076C	CBI-142	Se-bt-pl-qz-mc-gnaisse
04	GM-128	CBI-148	All-bt-qz-mc-pl-gnaisse
05	GM-130	CBI-151	Bt-mc-qz-pl-gnaisse
06	GM-157	CBI-155	Qz-ep-anfibolito
07	GM-044	CBH-267	Anfibólio-gnaisse
08	GM-076B	CBI-141	Microclina-gnaisse
09	GM-129A	CBI-144	Microclina-gnaisse com anfibólio
10	GM-129B	CBI-150	Microclina-gnaisse com anfibólio
11	GM-132A	CBI-152	Biotita-gnaisse
12	GM-208A	CBI-164	Ep-bi-gnaisse
13	GM-208B	CBI-165	Protocataclasito de composição granítica
14	OF-146B	CBQ-785	Hrb-qz-pl-anfibolito-gnaisse
15	OF-146C	CBQ-786	Hrb-and-anfibolito
16	OF-147B	CBQ-788	Qc-mic-oliggnaisse

Tabela II.2.2 – Análises petrográficas modais estimadas e químicas das amostras do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Discriminação conforme tabela II.2.1.

Amostras % em modal	1	2	3	4	5	6
Qz	1	5	30	25	35	2
Pl	1	40	20	35	35	40
Kfd	1	–	35	35	20	–
An	1	45	–	–	–	80
Bt	1	05	10	02	10	–
Zr	1	Tr	Tr	Tr	Tr	–
Tit	1	Tr	Tr	Tr	–	–
Apt	1	Tr	Tr	Tr	–	Tr
Op	1	Tr	–	–	–	02
Crb	1	–	Tr	–	–	–
Se	1	–	05	Tr	–	–
Cl	1	–	Tr	Tr	Tr	–
Ep	1	–	Tr	Tr	–	02
Aluf	1	–	–	Tr	Tr	–
Czs	1	Tr	–	–	–	–
All	1	–	–	Tr	–	–

Análises químicas de óxidos de elementos maiores (%)

SiO_2	51,700	74,400	74,000	73,300	49,300
Al_2O_3	16,800	13,800	14,500	14,700	14,500
Fe_2O_3	3,200	0,380	0,730	0,140	5,600
FeO	5,000	1,100	0,420	0,750	8,100
MnO	0,180	0,030	0,020	0,020	0,240
MgO	6,800	0,360	0,430	0,350	6,900
CaO	10,700	1,400	1,800	1,400	11,200
Na_2O	2,900	4,600	4,400	4,600	1,700
K_2O	0,870	3,400	3,100	3,900	0,190
TiO_2	0,810	0,150	0,180	0,130	1,100
P_2O_5	0,080	<0,050	0,050	<0,050	0,080
F	0,024	0,021	0,023	0,023	0,020
S	0,005	0,005	<0,005	<0,005	0,49
CO_2	0,250	0,250	0,250	0,250	0,250
H_2O+	0,580	<0,010	0,020	0,080	0,600
H_2O-	0,060	0,030	0,080	0,090	0,050
Total	99,935	99,965	99,995	99,765	99,879

Análises químicas de elementos-traço – (ppm)

Cu	57,000	2,000	2,000	<2,000	96,000
Pb	<5,000	9,000	5,000	12,000	6,000
Zn	78,000	37,000	23,000	46,000	129,000
Li	22,000	18,000	<5,000	<5,000	9,000
Co	46,000	<5,000	<5,000	6,000	74,000
Cr	340,000	10,000	6,000	8,000	340,000
Ni	178,000	14,000	9,000	27,000	270,000
V	250,000	76,000	59,000	84,000	380,000
Y	23,000	33,000	<10,000	13,000	45,000
Nb	<20,000	<20,000	<20,000	<20,000	<20,000
Ba	170,000	200,000	460,000	540,000	170,000
Sr	2000,000	610,000	1210,000	1840,000	54,000
Rb	33,000	130,000	85,000	79,000	7,000
Zr	57,000	180,000	120,000	190,000	63,000
Cl	<20,000	<20,000	<20,000	<20,000	53,000

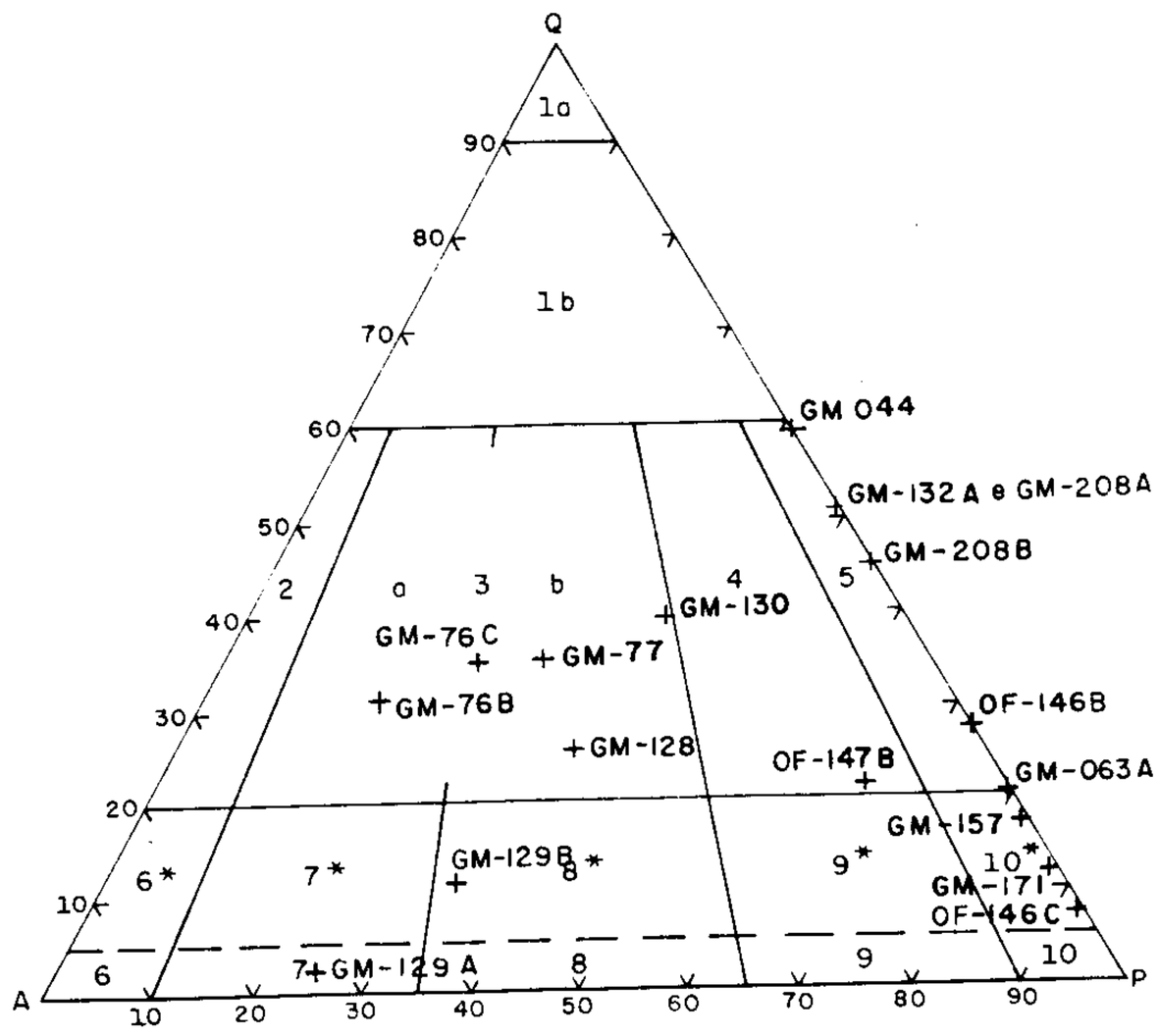


Figura II.2.2 – Classificação modal estimada das amostras do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Campos representados: 1a - silexito; 1b - granitóides ricos em quartzo; 2 - granito alcalifesdspático; 3a - sienogranito; 3b - monzagranito; 4 - granodiorito; 5 - tonalito; 6* - sienito quartzo-alcalifeldspático; 7* - quartzo-sienito; 8* - quartzo-monzonito; 9* - quartzo-monzogabro; 10* - quartzo-diorito, quartzo-gabro e quartzo-anortosito; 6 - sienito alcalifeldspático; 7 - sienito; 8 - monzonito; 9 - monzodiorito e monzogabro; 10 - diorito, gabro e anortosito.

é reduzido (2%), o que lhe confere uma composição sienítica. A microclina, em quase todas as amostras observadas, sugere duas gerações distintas: a primeira, em grandes cristais, por vezes em formas ocelares, fraturados, com inclusões arredondadas de plagioclásio e neoformações de quartzo e microclina nas fraturas; a segunda caracteriza-se como cristais menores, límpidos, bem cristalizados e maclados. Por vezes os cristais maiores caracterizam-se por inclusões mesopertíticas de albita. Também o plagioclásio apresenta-se em duas gerações distintas. A primeira em grandes cristais saussuritizados e a segunda em cristais menores, limpos e isentos de inclusões. Ambos os tipos apresentam-se maclados segundo a lei da Albita e os cristais maiores mostram inclusões pertíticas de microclina. Localmente, nota-se a substituição dos plagioclásios maiores por microclina a partir das bordas. Raramente observa-se a mica branca sendo gerada a partir da biotita. A rocha, em geral, apresenta-se bandada, com textura granoblástica e lepidoblástica, com bandas de granulação grosseira e bandas de granulação mais fina, com *augens* de feldspato que parecem relictos. A presença de microclina bem maclada e inclusões pertíticas podem indicar um metamorfismo na fácies anfibolito. Numa das amostras desse litótipo observa-se um clinopiroxênio relicto da série

diopsídio-hedembergita o que pode identificar um retrometamorfismo sobre uma rocha em grau metamórfico mais elevado. A observação detalhada dos plagioclásios permite concluir que seu crescimento foi pré- a sintectônico enquanto o das microclinas foi sin- a pós-tectônico, o que sugere uma feldspatização potássica sin- a pós-tectônica sobre uma rocha de caráter um pouco mais básico.

2.2.1.5 Aspectos Petrogenéticos

Estudos petrogenéticos foram desenvolvidos através de análises químicas em 14 amostras dessa unidade na Folha Rio Espera. Os resultados obtidos com relação às rochas ultrabásicas transformadas por metamorfismo, cisalhamento e metassomatismo foram precários e pouco conclusivos. A ausência de estruturas primárias elucidativas e as modificações da composição química promovidas pelas diversas transformações não permitiram comparações com padrões de ambientes geradores específicos. As análises de agrupamento efetuadas, comparadas com resultados de análises de rochas extraídos da literatura geológica, sugeriram pelo menos dois ambientes distintos. Entretanto essa conclusão, com base apenas nessa técnica de tratamento de resultados analíticos, não é suficientemente confiável. Tendo em vista essas dificuldades, não foram analisadas amostras de rochas ultramáficas na Folha Mariana. No estudo petrogenético desses litótipos foram utilizados os dados de Roeser (1977) coletados nas proximidades de Mariana (figura II.2.3).

Neste projeto foram analisadas apenas seis amostras dessa unidade: duas de anfibolito e quatro de gnaisse (tabela II.2.1). A localização das amostras analisadas pode ser vista na figura II.2.4. As análises foram efetuadas no laboratório da GEOSOL - Geologia e Sondagem Ltda, e os óxidos e elementos-traço analisados com seus respectivos teores estão representados na tabela II.2.2. Os teores de elementos terras-raras, das mesmas seis amostras, também analisadas no laboratório da GEOSOL, pelo método ICP, estão listados na tabela II.2.6. Os resultados analíticos de 43 outras amostras extraídas de Roeser (1977) estão representados na tabela II.2.4 (13 de esteatito, 22 de anfibolito e 8 de gnaisse).

2.2.1.5.1 Rochas Ultrabásicas e Básicas Transformadas

Nove das treze amostras dessas rochas, descritas como esteatitos e analisadas por Roeser (1977), mostram elevados teores de SiO_2 (Tabela II.2.4), o que não permite classificá-las como ultrabásicas puramente dentro desse critério de acidez. Porém a mineralogia (talco, clorita e serpentina), bem como os elevados teores de Cr e Ni, são compatíveis com rochas originalmente ultrabásicas. São ainda parâmetros positivos nessa identificação os elevados teores de enstatita normativa e os baixos teores de ortoclásio, albita e anortita normativas, bem como os teores de máficos em relação aos sálicos, o que conduziria a elevados índices de cor, compatíveis com as rochas ultramáficas (Tabela II.2.5). Os valores negativos da função DF de Shaw (1972) se justificam pelos elevados teores de MgO, o que torna esse critério inaplicável. Esse parâmetro,

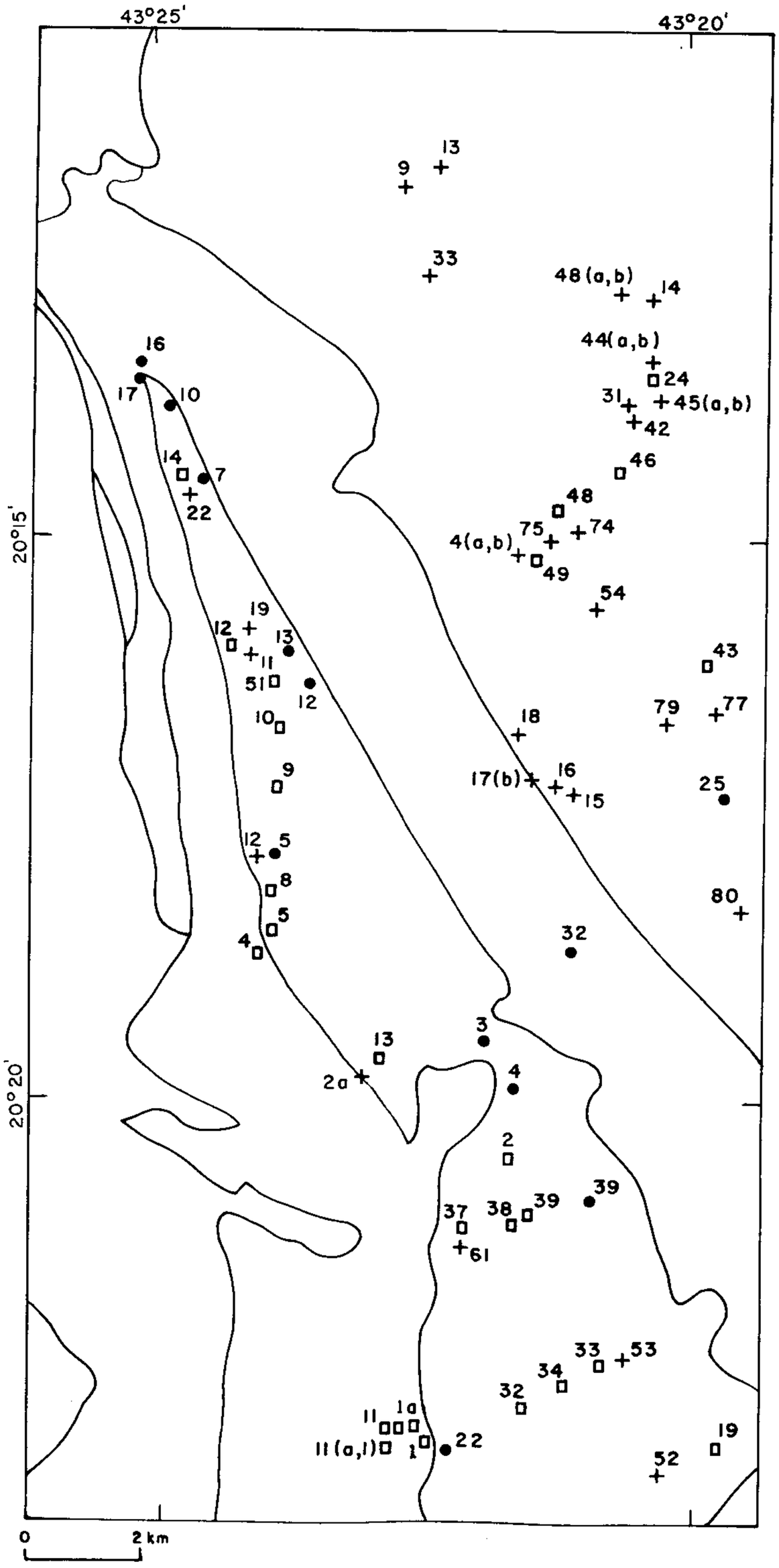


Figura II.2.3 – Distribuição das amostras segundo Roeser (1977) utilizadas neste trabalho para interpretações petrogenéticas (□) esteatito, (●) anfibolito, (+) gnaisse.

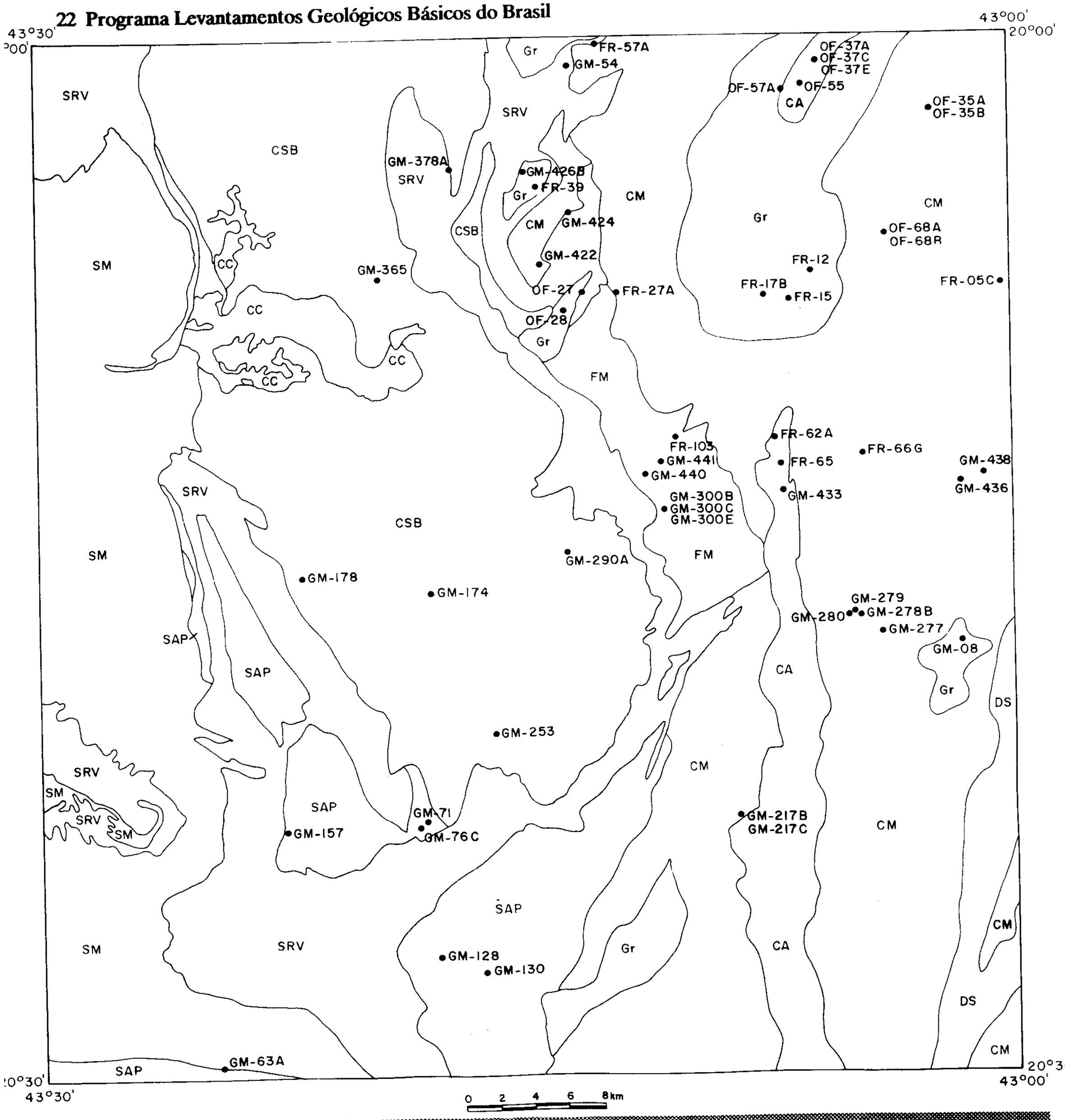


Figura II.2.4 – Distribuição das análises químicas na Folha Mariana. CC = coberturas cenozóicas; SM = Supergrupo Minas/Grupo Itacolomi; Gr = granitóides; DS = Grupo Dom Silvério; SRV = Supergrupo Rio das Velhas; CSB = Complexo Santa Bárbara; SAP = Complexo Santo Antônio do Pirapetinga; CM = Complexo Mantiqueira; CA = Complexo Acaiaca; FM = Faixa Mista CM/SRV.

$DF = 10,44 - 0,21SiO_2 - 0,32Fe_2O_3 - 0,98MgO + 0,55CaO + 1,46Na_2O + 0,54K_20$, desenvolvido empiricamente por D. M. Shaw para distinguir rochas ortoderivadas de rochas paraderivadas por valores positivos e negativos, respectivamente, apresenta limitações tais como valores de MgO acima de 6% e de SiO_2 acima de 90%.

O diagrama ternário da figura II.2.5, com os campos definidos por Jensen (1976) e modificados por Viljoen et al. (1982) para classificar as rochas komatiíticas e toleíticas, mostra a distribuição dos esteatitos da tabela II.2.4 no campo dos peridoditos komatiíticos e basaltos komatiíticos. A mesma figura mostra também os anfibolitos da mesma tabela II.2.4 (nos. 14 a 35) distribuídos no campo dos Fe-toleítos. As duas únicas amostras de anfibolito desta unidade na Folha Mariana, analisadas neste projeto (tabelas II.2.1 e II.2.2) aparecem também neste mesmo campo. A ambiência oceânica desses anfibolitos foi pesquisada através do diagrama ternário de Pearce et al.

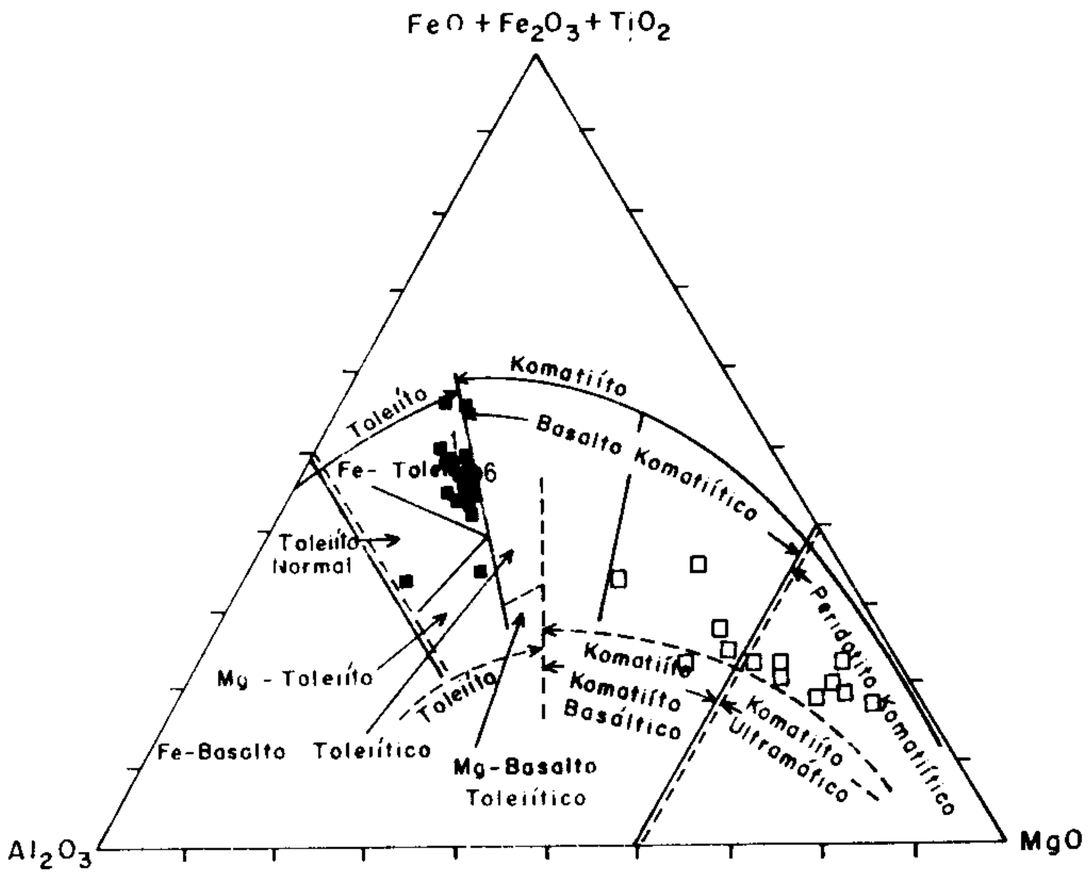


Figura II.2.5 – Diagrama de Jensen (1976) revisado por Viljoen et al. (1982), que utiliza as percentagens de *cations* Al_3+, Fe_2++Fe_3++Ti+ e Mg_2+ para discriminar as rochas komatíticas e toleíticas, aplicado aos esteatitos (□) e anfibilitos (■) do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, segundo Roeser (1977). As amostras numeradas foram analizadas neste projeto.

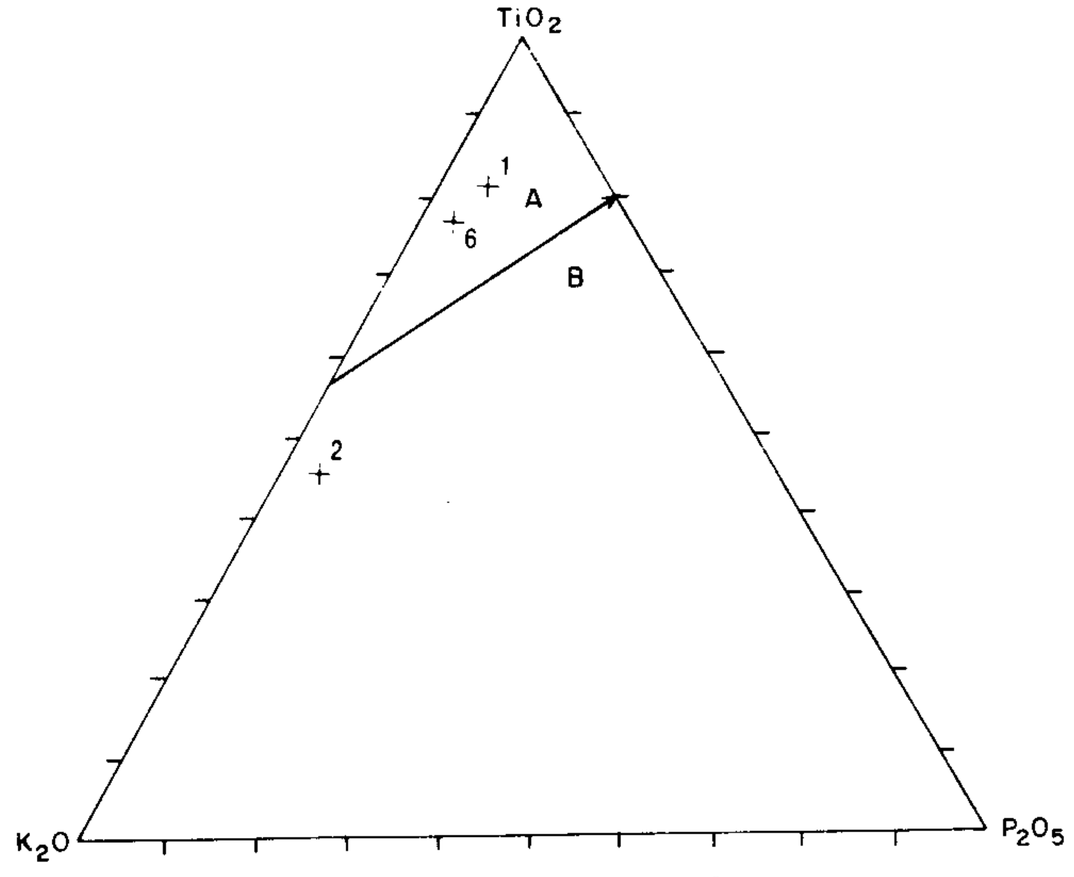


Figura II.2.6 – Diagrama de Pearce et al. (1975) utilizado para discriminar as rochas básicas de ambiente oceânico daquelas de ambiente continental. As amostras representadas são anfibolitos do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga discriminadas segundo a tabela II.2.1.

(1975) da figura II.2.6. Estão lançadas aí apenas as amostras 1, 2 e 6 da tabela II.2.1, visto que as análises de Roeser (1977) não mostram os teores de P_2O_5 necessários à elaboração deste diagrama. Entretanto, mesmo nessas análises a ambiência oceânica pode ser inferida pelos elevados teores de Na_2O e albita normativa das tabelas II.2.4 e II.2.5. As amostras 1 e 6 situam-se no campo dos basaltos de fundo oceânico e a amostra 2 cai fora desse campo. Esta última amostra foi classificada petrograficamente como quartzo-biotita-anfibólio gnaisse. Entretanto, quando se observa os seus teores de elementos terras-raras, bem como os diversos parâmetros de TR da tabela II.2.6 e os perfis normalizados para condrito segundo os padrões de Evensen et al. (1978) da figura II.2.7, constata-se uma elevada semelhança entre as amostras 2 e 6. Esses padrões são compatíveis com os toleítos arqueanos depletatos (DAT) ou TH1 de Condie (1981), ressalvando-se as anomalias de Eu (Eu/Eu*) que nessas amostras situam-se entre 0,7 e 0,8 e não entre 0,9 e 1, como originalmente proposto pelo autor. A amostra 1 (tabela II.2.1) mostra um ligeiro enriquecimento em TR leves, o que a torna compatível com os toleítos enriquecidos (EAT) ou tipo TH2 do mesmo autor. A anomalia negativa de Ce observada nessa amostra pode se referir tanto ao ambiente marinho original, confirmado no diagrama da figura II.2.6, como a alterações intempéricas posteriores. O afastamento da amostra 2 (GM-071) do campo dos basaltos de fundo oceânico se deve a enriquecimentos potássicos metassomáticos posteriores, constatados em muitas rochas da região.

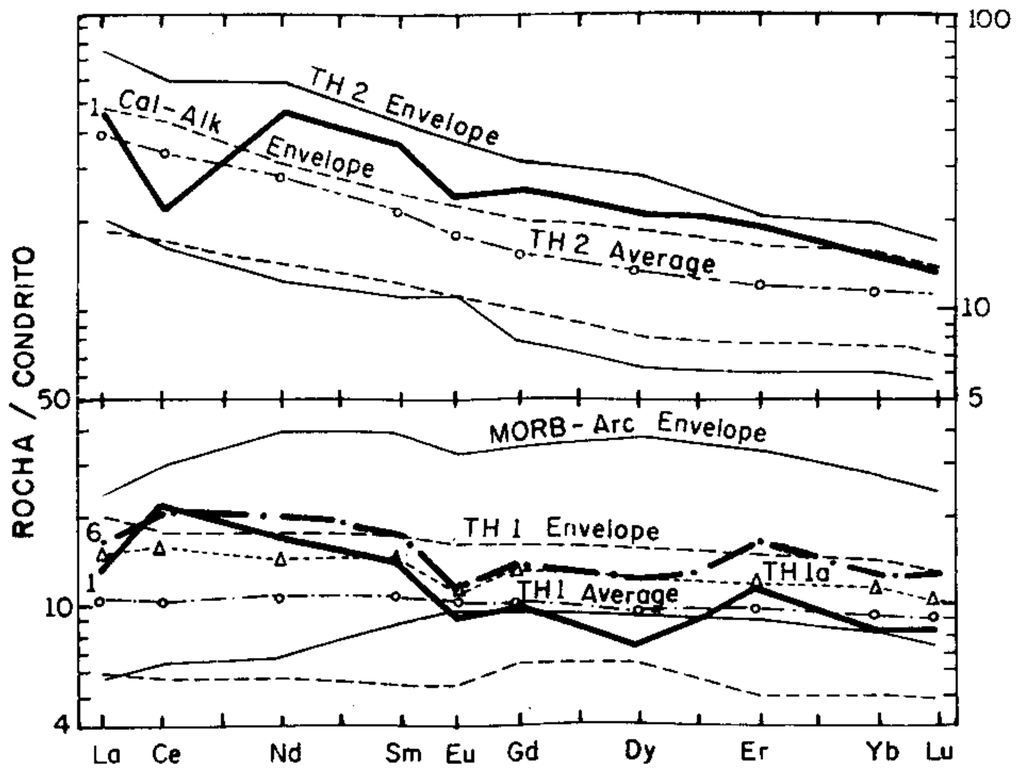


Figura II.2.7 – Variograma dos teores de elementos terras-raras normalizados pelos padrões condríticos, segundo Evensen et al. (1978), das amostras 1, 2 e 6 da tabela II.2.6 de anfibolitos do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Na figura estão representados os envelopes de variação dos toleítos tipo TH1 e TH2, dos basaltos de cadeias mesoceânicas modernas, dos basaltos cálcioalcalinos e os perfis médios dos toleítos TH1, TH2 e de Abitibi (TH1a) segundo Condie (1981).

2.2.1.5.2 Gnaisses Trondhjemítico/Tonalítico e Granodiorítico

As análises petrográficas dos gnaisses desta unidade já permitem identificar duas populações mineralogicamente distintas. As poucas amostras analisadas quimicamente neste projeto (amostras 3, 4 e 5 das tabelas II.2.1, II.2.2 e II.2.3) estão todas relacionadas aos gnaisses a microclina. O teor de K_2O e ortoclásio normativo das tabelas II.2.2 e 3 lhes confere uma composição granodiorítica. Ressaltam-se ainda nesta última tabela os elevados índices de diferenciação (ID) e os baixos índices de cor (IC). Os valores positivos de DF confirmam sua origem ígnea, apesar dos parâmetros relativamente elevados de aluminosidade (PAL). No diagrama de classificação químico-mineralógica desenvolvido por Debon e Le Fort (1983) a partir dos parâmetros Q = Si/3- (K + Na + 2Ca/3) e P = K- (Na + Ca), de La Roche (1964), essas três amostras caem no campo dos granodioritos (figura II.2.8). Porém as amostras da tabela II.2.4 (n^{os} 36 a 43) analisadas por Roeser (1977) caem, a maioria, no campo dos tonalitos: uma no campo dos quartzo-diorito; uma no campo dos granodioritos; e uma no campo dos adamelitos, no mesmo diagrama. Na tabela II.2.5, os valores de DF são todos positivos, confirmando sua origem ígnea, enquanto os teores normativos de ortoclásio são, em geral, bem inferiores aos das amostras analisadas neste projeto. Por outro lado, observa-se, no diagrama ternário KCN, desenvolvido por Hunter in Condie (198l; figura II.2.9) dois *trends* de distribuição. As amostras segundo Roeser (1977; tabela II.2.4), distribuem-se no *trend* tonalítico-trondhjemítico com uma relação relativamente constante K/Na com o aumento do teor de CaO, enquanto as amostras analisadas neste projeto situam-se no *trend* calcialcalino que mostra um aumento da relação K/Na com a redução de CaO. Ambos os *trends* são característicos das rochas arqueanas e o primeiro, tonalítico-trondhjemítico, é mais primitivo que o calcialcalino, que se desenvolve mais tardiamente.

A ambiência tectônica dessas rochas foi pesquisada com base no diagrama de Batchelor e Bowden (1985) que utiliza os parâmetros R1 = 4Si-11 (Na + K) - 2 (Fe + Ti) e R2 = 6Ca + 2Mg + Al, de La Roche *et al* (1980), para distribuir os granitóides segundo suas ambiências tectônicas (figura II.2.10). O triângulo maior, em linha cheia, delimita os

Tabela II.2.3 – Composição químico-mineralógica normativa (CIPW), valores de parâmetros petroquímicos e da função discriminante de Shaw (1972) para amostras do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, ordenadas conforme a tabela II.2.1.

Normas CIPW (%)	Amostras					
	1	2	3	4	5	6
Q	5,29	–	30,61	32,90	27,88	2,40
or	1,83	5,18	20,11	18,34	23,14	1,13
ab	14,68	24,73	38,95	37,27	39,08	14,54
an	32,45	30,48	6,62	8,61	6,64	31,70
C	–	–	0,13	0,76	0,49	–
di	15,89	18,11	–	–	–	19,72
hy	22,58	16,05	2,34	–	1,95	23,96
mt	4,14	3,38	0,55	0,85	0,20	3,81
il	2,52	1,55	0,28	0,36	0,25	2,11
ap	0,17	0,19	0,12	0,12	0,12	0,19
pr	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01
hm	–	–	–	0,14	–	–
Total	99,66	99,68	99,72	99,36	99,76	99,57
Índices						
ID	21,91	29,92	89,67	88,51	90,12	18,08
IC	45,15	39,10	3,24	1,37	2,41	49,69
PAL	0,68	0,67	1,00	1,05	1,03	0,21
PALK	0,21	0,34	0,81	0,73	0,80	0,21
DF	-2,09	0,55	2,84	2,78	3,58	-2,57

ID – Índice de diferenciação
PAL – Parâmetro de aluminosidade
DF – Função discriminante de Shaw
IC – Índice de Cor
PALK – Parâmetro de alcalinidade

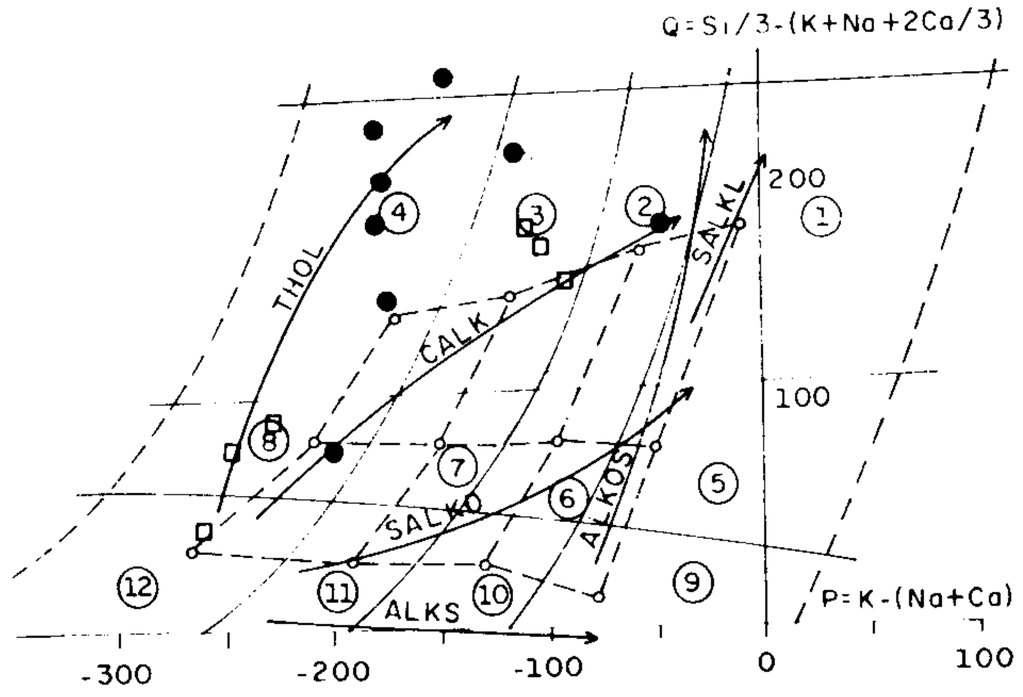


Figura II.2.8 – Diagrama de Debon e Le Fort (1983) de classificação químico-mineralógica a partir dos parâmetros P = K - (Na + Ca) no eixo das abiscissas e Q = Si/3 - (K + Na + 2Ca/3) no eixo das ordenadas, aplicado às amostras de gnaisse do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga analisadas neste trabalho (□) e segundo Roeser (1977) (●). Os campos e *trends* representados são: 1 - granito; 2 - adamelito; 3 - granodiorito; 4 - tonalito; 5 - qz-sienito; 6 - qz-monzonito; 7 - qz-monzodiorito; 8 - qz-diorito; 9 - sienito; 10 - monzonito; 11 - monzogabro (monzodiorito); 12 - gabro (diorito, anortosito). THOL - toleítico; CALK - cálcialcalino; SALKL, SALKD - subalcalino claro (L) e escuro (D); ALKS, ALKOS - alcalino saturado (S) e subsaturado (OS).

Tabela II.2.4 – Análises químicas de amostras de rochas metaultrabásicas, anfibolitos e gnaisses do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, segundo Roeser (1977).

Nº Ordem	Amost.	SiO_2	Al_2O_3	FeO3t	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	PF	Total	Cu	Co	Cr	Ni	V	Ba	Sr
1	ST-3	57,09	5,35	6,45	0,03	23,33	0,01	0,01	0,03	0,23	6,15	98,68	22	90	2488	1899	71	10	11
2	ST-4	54,62	4,49	5,99	0,07	27,31	0,01	0,01	0,01	0,18	6,06	98,75	10	108	1924	1885	63	35	13
3	ST-5	58,75	1,69	5,66	0,03	26,97	0,10	0,14	0,00	0,10	5,17	98,52	10	97	3203	1544	50	10	10
4	ST-7	48,53	2,95	8,12	0,09	25,83	1,85	0,09	0,04	0,10	6,78	99,38	32	112	2990	1747	149	53	22
5	ST-10	57,56	3,21	5,92	0,04	26,45	0,01	0,01	0,01	0,04	5,54	98,79	19	79	1459	1912	58	15	14
6	ST-12	49,77	8,05	8,68	0,10	24,91	0,01	0,01	0,01	0,22	7,44	99,20	10	106	2330	1754	157	103	15
7	ST-13	45,75	8,59	10,29	0,10	26,50	0,17	0,01	0,01	0,22	7,74	99,38	21	113	2898	1723	221	32	18
8	ST-16	53,27	5,65	7,47	0,04	25,39	0,00	0,00	0,18	0,21	6,54	98,75	19	95	2209	2075	82	48	16
9	ST-17	44,32	11,40	8,37	0,07	24,31	0,17	0,01	0,01	0,41	9,38	98,90	34	116	3038	1834	142	59	59
10	ST-22	52,67	7,11	11,71	0,02	20,60	0,01	0,01	0,02	0,35	6,97	99,47	45	86	3020	1358	175	19	16
11	ST-25	58,42	3,20	6,03	0,04	25,25	0,01	0,01	0,01	0,13	5,90	99,00	10	95	1029	2155	38	18	10
12	ST-32	37,47	15,26	14,59	0,14	21,60	0,01	0,01	0,01	0,99	9,76	99,84	96	120	586	1057	287	31	16
13	ST-39	55,14	1,48	4,05	0,05	30,82	0,01	0,01	0,01	0,13	6,98	98,48	13	86	1027	2270	44	10	10
14	AN-1	48,79	15,34	15,30	0,20	6,31	8,29	1,00	0,10	1,16	3,67	100,16	85	57	284	135	351	69	45
15	AN-1A	49,00	15,03	13,79	0,33	7,01	10,45	1,89	0,24	1,11	0,79	99,64	103	61	275	185	313	68	184
16	AN-2	51,02	14,58	12,13	0,31	7,14	10,98	1,54	0,21	1,008	1,08	100,07	361	58	266	132	293	123	111
17	AN-4	48,76	14,82	13,38	0,22	6,91	10,37	1,87	0,32	1,26	0,98	98,84	84	71	257	308	301	55	143
18	AN-5	48,56	14,62	14,28	0,23	7,04	10,42	2,11	0,29	1,35	0,99	99,89	88	68	245	158	296	48	115
19	AN-8	50,24	14,61	14,88	0,21	5,29	10,32	1,82	0,36	1,12	1,14	99,49	343	58	71	100	292	55	136
20	AN-9	49,88	14,32	14,85	0,22	6,18	10,14	2,08	0,36	1,31	0,72	100,06	101	56	140	124	285	29	112
21	AN-10	49,86	14,81	13,84	0,18	6,30	9,27	1,90	0,34	1,15	1,45	99,10	73	58	212	108	253	25	77
22	AN-11	53,13	12,79	8,05	0,14	7,65	7,74	2,35	1,15	0,62	5,87	99,49	21	38	443	284	144	585	332
23	AN-11A	50,92	13,46	16,61	0,26	5,53	8,49	1,55	0,36	1,82	1,17	100,17	60	57	76	121	337	78	137
24	AN-11J	64,33	14,29	6,88	0,07	4,80	2,06	2,58	1,76	0,76	2,08	99,61	69	36	715	289	143	428	143
25	AN-12	49,79	14,68	14,09	0,20	7,15	9,42	1,96	0,34	1,25	1,07	99,95	64	55	299	129	297	55	120
26	AN-13	50,29	14,01	14,74	0,21	6,32	9,93	1,54	0,28	1,22	1,31	99,85	96	54	207	174	328	66	252
27	AN-14	50,57	14,17	13,49	0,22	7,08	10,72	1,57	0,26	1,22	1,13	100,42	96	54	207	174	328	66	252
28	AN-19	48,95	14,68	12,78	0,20	7,23	8,94	3,15	0,33	0,96	1,13	98,35	30	52	292	192	267	35	133
29	AN-26	46,21	16,19	15,54	0,20	6,64	8,96	2,61	0,23	2,28	1,21	100,07	62	60	143	133	227	82	302
30	AN-32	49,47	13,79	16,35	0,21	4,62	8,38	1,93	0,35	1,81	2,12	99,03	141	32	100	78	341	581	128
31	AN-33	49,71	14,59	14,12	0,20	6,28	10,36	1,63	0,46	1,11	1,73	100,19	305	71	142	110	297	331	106
32	AN-34	48,84	15,31	12,94	0,21	7,50	10,61	1,72	0,22	1,07	1,18	99,60	418	82	305	233	284	28	146
33	AN-38	49,60	14,90	13,77	0,21	7,01	10,38	1,49	0,22	0,95	1,21	99,74	228	84	215	200	277	35	152
34	AN-39	48,68	16,03	13,31	0,19	6,48	9,66	1,00	0,21	1,19	3,14	99,89	67	85	241	135	266	265	96
35	AN-35	48,03	15,99	16,07	0,18	5,51	7,27	0,85	0,23	1,18	5,09	100,04	116	76	198	147	315	74	27
36	G-11	71,15	16,01	1,47	0,03	0,54	2,27	5,06	1,04	0,20	1,23	99,00	10	27	10	13	10	479	283
37	G-12	75,34	14,98	0,43	0,02	0,13	1,47	4,26	0,65	0,01	3,09	100,38	14	20	10	19	10	344	218
38	G-19	67,74	16,89	3,14	0,04	1,00	2,84	4,92	1,57	0,40	0,75	99,13	10	21	10	24	42	687	324
39	G-20	73,67	14,51	2,16	0,04	0,82	1,76	5,13	0,93	0,39	0,58	99,99	28	20	23	27	23	351	316
40	G-22	61,96	23,26	0,40	0,01	0,25	1,68	6,45	1,65	0,07	3,46	99,19	11	10	10	16	10	603	694
41	G-52	76,54	14,43	0,95	0,02	0,21	0,19	4,96	2,26	0,10	0,83	100,49	21	10	10	10	27	589	198
42	G-53	74,74	14,56	0,33	0,01	0,00	0,72	3,99	4,39	0,00	0,66	99,40	19	10	10	10	10	1225	296
43	G-61	76,02	14,59	0,31	0,01	0,13	0,66	5,56	0,44	0,02	1,08	98,82	10	14	10	28	10	468	283

Tabela II.2.5 – Composição normativa CIPW das amostras da tabela II.2.4, segundo Roeser (1977), com seus respectivos valores da função discriminante de Shaw (1972).

Nº de Ordem	Amostra	qz	C	Or	ab	an	wo	en	mt	hm	il	tn	ru	salic	femic	DF
1	ST-3	22,42	5,36	0,18	0,09	0,05	–	58,88	–	6,54	0,07	–	0,20	28,09	65,68	-26,23
2	ST-4	13,97	4,50	0,06	0,09	0,05	–	68,88	–	6,07	0,15	–	0,10	18,67	75,20	-29,49
3	ST-5	17,77	1,30	–	1,20	0,50	–	68,12	–	5,74	0,07	–	0,07	20,77	73,99	-29,70
4	ST-7	5,40	4,40	0,24	0,27	9,28	–	64,73	–	8,17	0,19	–	–	20,09	73,09	-26,23
5	ST-10	18,24	3,20	0,06	0,09	0,05	–	66,68	0,02	5,98	0,08	–	–	21,64	92,76	-29,25
6	ST-12	12,62	8,06	0,06	0,09	0,05	–	62,50	–	8,75	0,22	–	0,17	20,88	71,63	-26,80
7	ST-13	5,83	8,31	0,06	0,09	0,85	–	66,41	–	10,35	0,26	–	0,11	15,13	77,09	-28,00
8	ST-16	14,92	5,52	1,08	–	–	–	64,04	–	7,57	0,09	–	0,17	21,53	71,85	-27,68
9	ST-17	7,71	11,19	0,06	0,09	0,85	–	61,22	–	8,46	0,15	–	0,34	19,89	70,17	-25,00
10	ST-22	21,93	7,09	0,12	0,09	0,05	–	51,58	–	11,77	0,04	–	0,33	29,27	63,72	-24,15
11	ST-25	20,88	3,19	0,06	0,09	0,05	–	63,52	–	6,09	0,09	–	0,09	24,26	68,78	-28,28
12	ST-32	5,17	15,24	0,06	0,09	0,05	–	53,88	–	14,61	0,30	–	0,83	20,60	69,63	-22,27
13	ST-39	9,53	1,46	0,06	0,09	0,05	–	77,44	–	4,11	0,11	–	0,08	11,18	81,73	-32,29
14	AN-1	16,27	–	0,54	8,45	37,01	0,33	15,89	–	15,28	0,43	–	–	62,32	34,02	-4,32
15	AN-1A	8,61	–	16,07	31,97	7,14	17,54	–	13,86	0,47	–	2,13	–	58,07	41,14	-2,05
16	AN-2	11,89	–	1,24	13,04	32,26	8,06	17,79	–	12,13	0,45	2,07	–	58,43	40,50	-2,36
17	AN-5	7,14	–	1,74	17,87	29,60	7,66	17,55	–	14,30	0,49	2,68	–	58,33	42,68	-1,80
18	AN-4	8,63	–	1,91	16,00	31,45	7,10	17,40	–	13,53	0,48	2,51	–	57,99	41,02	-1,81
19	AN-8	12,56	–	2,13	15,39	30,60	7,30	13,41	–	14,87	0,45	2,17	–	60,88	38,19	-1,05
20	AN-9	10,13	–	2,13	17,59	28,66	7,48	15,38	–	14,84	0,47	2,61	–	58,50	40,78	-1,56
21	AN-10	11,62	–	2,03	16,22	31,16	4,98	15,83	–	13,97	0,39	2,35	–	61,03	37,51	-2,13
22	AN-11	10,90	–	6,83	19,99	21,06	6,65	19,15	–	8,09	0,30	1,14	–	58,77	35,33	-2,22
23	AN-11A	16,96	–	2,12	13,09	28,66	3,37	13,75	–	16,58	0,56	3,74	–	60,83	38,00	-3,32
24	AN-11I	31,14	4,41	10,44	21,92	10,26	–	12,00	–	6,91	0,15	–	0,68	78,17	19,74	-3,90
25	AN-12	9,81	–	2,01	16,59	30,27	5,39	17,82	–	14,10	0,43	2,52	–	58,68	40,25	-2,85
26	AN-13	13,63	–	1,66	13,04	30,51	6,28	15,75	–	14,75	0,45	2,64	–	58,83	39,87	-2,70
27	AN-14	11,69	–	1,53	13,23	30,72	7,88	17,56	–	13,43	0,47	2,38	–	57,17	41,71	-2,67
28	AN-19	3,68	–	1,98	27,06	25,32	7,14	18,28	–	12,97	0,43	1,83	–	58,03	40,66	-0,91
29	AN-26	3,97	–	1,36	22,07	31,76	2,30	16,53	–	15,53	0,43	5,04	–	58,97	39,82	-1,38
30	AN-32	15,16	–	2,09	16,49	28,20	3,44	11,62	–	16,51	0,45	3,90	–	61,94	35,92	-1,57
31	AN-33	11,26	–	2,71	13,77	31,08	7,16	15,61	–	14,09	0,43	2,17	–	58,82	39,46	-1,89
32	AN-34	8,27	–	1,31	14,61	33,54	6,85	18,75	–	12,99	0,45	2,05	–	57,72	41,10	-2,43
33	AN-38	11,36	–	1,30	12,64	33,41	6,57	17,51	–	13,81	0,45	1,76	–	58,70	40,09	-2,80
34	AN-39	13,72	–	1,24	8,47	38,67	2,46	16,16	–	13,33	0,41	2,40	–	62,11	34,72	-3,06
35	AN-35	39,83	–	0,77	6,00	26,69	5,73	6,11	–	9,94	0,32	2,50	–	73,28	24,61	-2,18
36	G-11	32,39	2,46	6,21	43,25	11,38	–	1,36	–	1,49	0,06	–	0,17	95,68	3,08	+3,74
37	G-12	44,56	4,58	3,83	35,91	7,27	–	0,32	0,04	0,40	0,02	–	–	96,14	0,78	+1,74
38	G-19	25,72	1,95	9,34	41,93	14,19	–	2,51	–	3,16	0,09	–	0,36	93,13	6,11	+3,92
39	G-20	35,28	1,86	5,00	43,41	8,73	–	2,04	–	2,16	0,09	–	0,35	94,79	4,63	+2,50
40	G-22	14,27	7,87	9,83	55,02	8,40	–	0,63	–	0,40	0,02	–	0,06	95,40	1,11	+8,30
41	G-52	38,13	3,45	13,29	41,77	0,94	–	0,52	–	0,95	0,04	–	0,08	97,59	1,56	+2,45
42	G-53	33,19	1,94	25,94	33,76	3,57	–	–	0,03	0,31	–	–	–	78,40	0,34	+3,24
43	G-61	40,87	3,81	2,63	47,61	3,31	–	0,33	–	0,31	0,02	–	0,01	98,24	0,67	+2,98

Tabela II.2.6 – Teores absolutos e normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen et. al. (1978) dos elementos terras-raras das amostras do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga dircriminadas conforme tabela II.2.1. Estão também listados parâmetros de terras-raras utilizados em estudos petrogenéticos.

Amostra	1	2	3	4	5	6
La	10,880	3,300	32,640	9,030	40,010	3,870
Ce	13,540	13,820	64,200	22,050	79,760	13,070
Nd	21,990	8,190	24,890	7,760	54,100	9,010
Sm	5,670	2,150	0,600	1,460	9,09	2,580
Eu	1,370	0,523	0,467	0,307	1,650	0,619
Gd	5,230	1,930	4,180	0,937	5,000	2,690
Dy	5,130	1,850	2,760	0,526	2,840	2,920
Ha	1,170	0,480	0,550	0,216	0,582	0,713
Er	3,200	1,840	1,470	0,583	1,630	2,550
Yb	2,500	1,330	0,790	0,250	1,370	2,100
Lu	0,330	0,205	,143	0,072	0,193	0,306
LaN	4,481	13,491	133,422	36,917	200,368	15,822
CeN	21,226	21,665	100,643	34,567	125,035	20,489
NdN	46,412	17,286	52,533	16,378	114,183	19,016
SmN	36,818	13,961	3,896	9,481	59,026	16,753
EuN	23,613	9,014	8,049	5,291	28,438	10,669
GdN	25,600	9,447	20,460	4,586	24,474	13,167
DyN	20,189	7,281	10,862	2,070	11,177	11,492
HoN	20,635	8,466	9,700	3,810	10,265	12,575
ErN	19,277	11,084	8,855	3,512	9,819	15,381
YbN	15,142	8,056	4,785	1,514	8,298	12,720
LuN	12,997	8,074	5,632	2,836	7,601	12,052
Eu/Eu*	0,757	0,770	0,661	0,752	0,681	0,713
LaN/YbN	2,938	1,657	27,888	24,380	24,147	1,244
YbN/LaN	0,340	0,597	0,036	0,041	0,041	0,804
TRL	52,080	27,460	122,330	40,300	191,960	28,530
TRP	15,560	7,635	9,893	2,584	11,615	11,279
TR	71,010	35,618	132,690	43,191	205,225	40,428
TRLN	148,937	66,403	290,514	97,143	498,612	72,081
TRPN	113,840	52,407	60,295	18,328	71,634	77,366
TRN	286,390	127,824	358,858	120,962	596,685	160,116
LaN/LuN	3,422	1,671	23,693	13,019	26,359	1,313
CeN/YbN	1,402	2,689	21,033	22,828	15,068	1,611
GdN/YbN	1,691	1,173	4,276	3,029	2,949	1,035
SerYN	126,854	48,168	52,967	25,238	133,380	64,655
SerYN	47,417	27,214	19,273	7,862	25,719	40,133
SerCeN	112,119	52,442	286,618	87,862	439,586	55,327

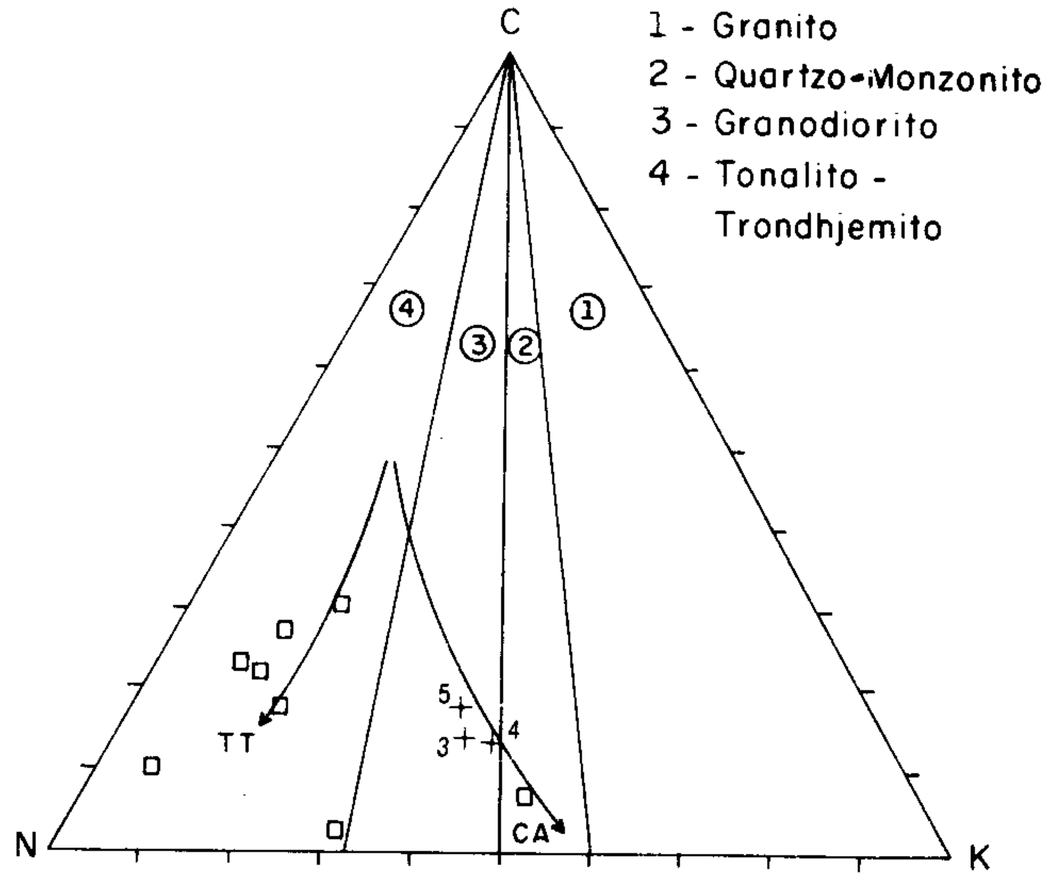


Figura II.2.9 – Diagrama KCN (K_2O - CaO-Na_2O) de Hunter in Condie (1981) utilizado para classificar os granitóides relacionados aos cinturões de rochas verdes arqueanos, aplicado às amostras de gnaisse do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. (+) amostras analisadas neste trabalho; (□) amostras segundo Roeser (1977). Campos e *trends* representados: 1 - granito; 2 - qz-monzonito; 3 - granodiorito; 4 - tonalito-trondhjemito. TT = *trend* tonalítico-trondhjemítico; CA = *trend* cálcialcalino.

campos de regime compressional. Observa-se que as três amostras analisadas neste projeto distribuem-se todas no campo dos granitóides sin-colisionais e as amostras segundo Roeser (1977) mostram também uma tendência de convergência para o mesmo campo, com exceção de duas amostras que caem uma no campo dos granitóides tardi-orogênicos e uma no campo dos granitóides fracionados do manto.

Na tabela II.2.6, que relaciona os elementos terras-raras analisados e as suas relações e índices verifica-se o elevado teor em TR nas amostras 3 e 5 e um teor mais baixo na amostra 4. As relações LaN/YbN são todas elevadas, evidenciando um elevado índice de diferenciação; entretanto, observando a diferenciação com base na

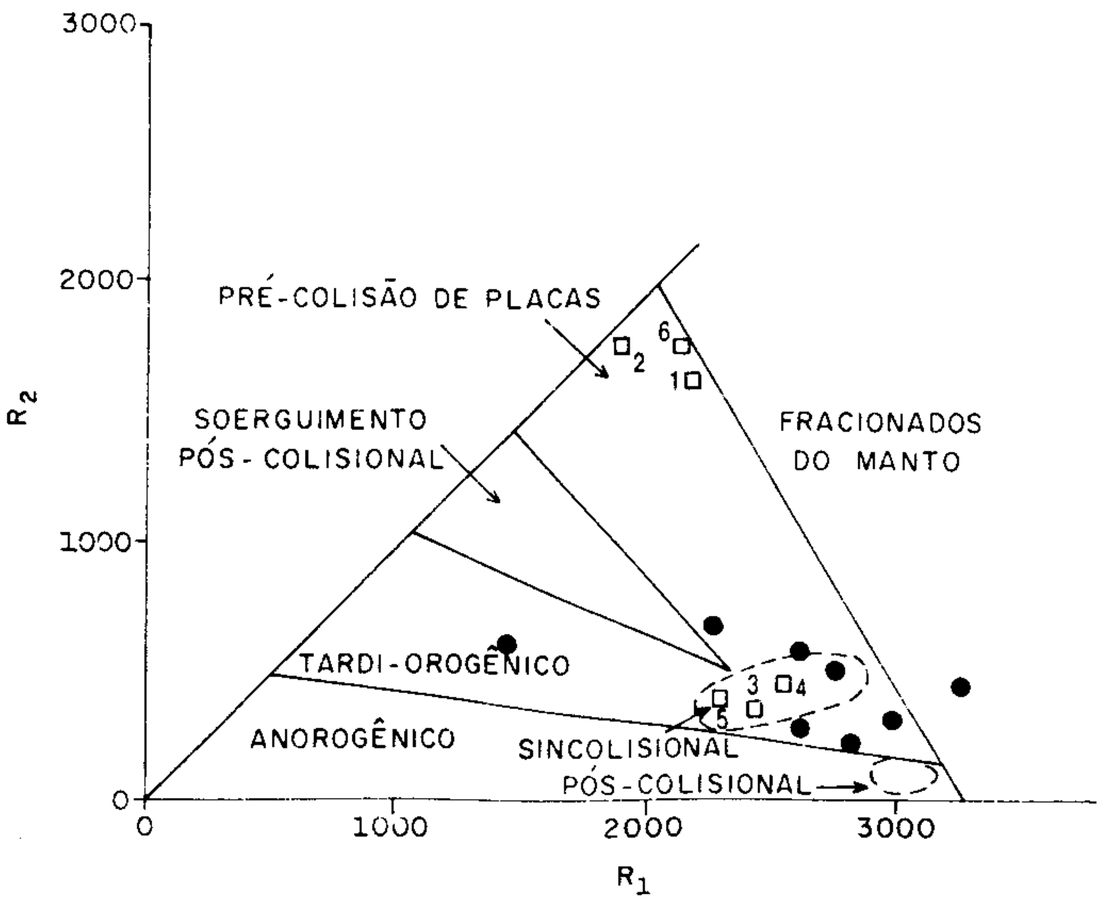


Figura II.2.10 – Diagrama de La Roche et al. (1980) utilizado por Batchelor e Bowden (1985) para distribuir as rochas granitóides segundo seus ambientes tectônicos, aplicado aos gnaisses do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. (□) amostras analisadas neste trabalho; (●) amostras segundo Roeser (1977).

relação LaN/LuN, já se constata um valor menor na amostra 4 (GM-128). Também as anomalias de Eu (Eu/Eu*) têm valores menores (mais negativos) nas amostras 3 e 5, enquanto que na amostra 4 estes se aproximam mais dos valores observados nos anfibolitos. Os valores de YbN são todos inferiores a 8,5, o que aliado ao padrão fortemente fracionado dado pela razão LaN/YbN, é uma característica dos granitos arqueanos segundo Martin (1987) .

Os perfis normalizados dos elementos TR da figura II.2.11 evidenciam o grau de fracionamento e a perda de Yb, particularmente nas amostras 3 e 4, GM-076 e GM-128, respectivamente. Na mesma figura estão representados o envelope- padrão de granitos e quartzo-monzonitos pós-arqueanos e os perfis das médias dos granitos tipo Mpageni da África do Sul (Mpgr), quartzo-monzonito de Lochiel (1qm) e quartzo-monzonito Giants Range (GRqm), todos arqueanos segundo Condie (1981). O grau de semelhança entre estes últimos e os gnaisses do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga é bastante elevado. Os granitos e quartzo-monzonitos pós-arqueanos distinguem-se pelo baixo fracionamento de terras-raras pesados. A amostra 4 (GM-128) distingue-se pelos baixos teores de Dy e Yb além dos baixos teores de TR em relação às outras duas. Nessa amostra foi detectada a presença de allanita, um concentrador de TR leves. O enriquecimento nestes elementos, evidenciado pela inclinação negativa no perfil, se deve provavelmente à presença desse mineral. Essas observações sugerem que a rocha original seria de caráter diferente do atual, provavelmente toleítico, uma vez que os plagiogranitos toleíticos são reconhecidos pelos baixos teores em TR.

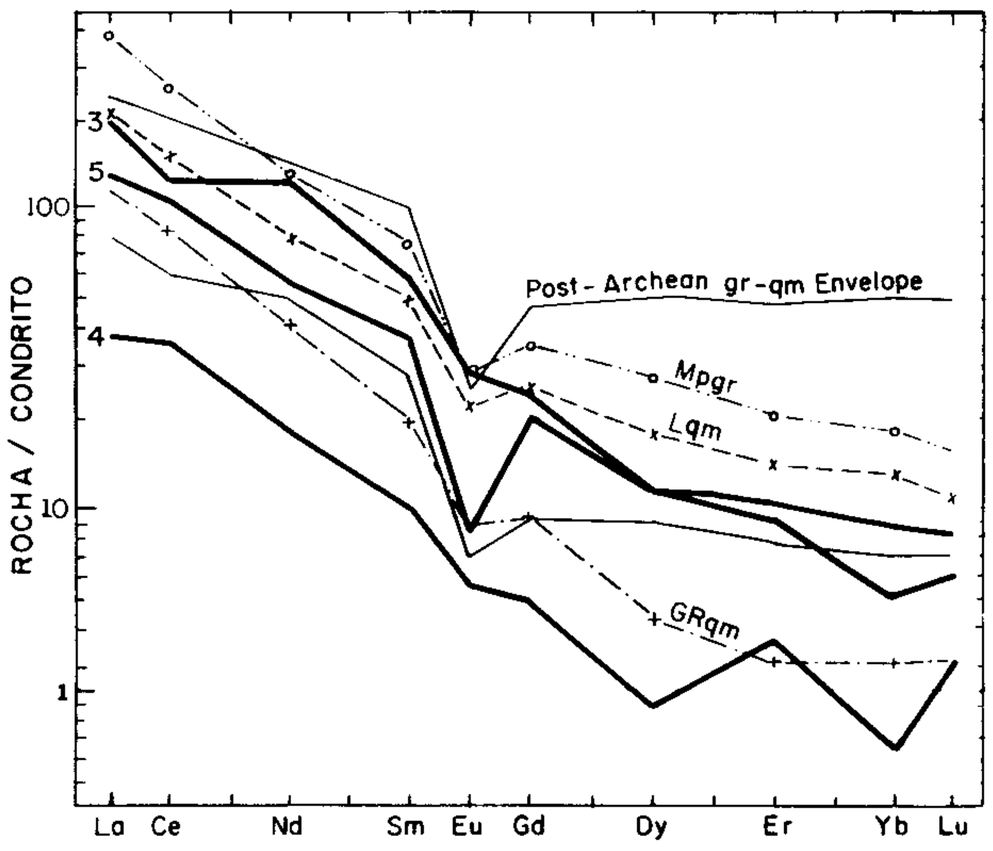


Figura II.2.11 – Variograma dos teores dos elementos terras-raras das amostras de gnaisse do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga discriminadas conforme tabela II.2.6, normalizados segundo os padrões condríticos de Evensen et al. (1978), comparados a granitos e quartzo-monzonitos arqueanos e pós-arqueanos segundo Condie (1981). Mpgr = granito tipo Mpageni da África do Sul; Lqm = quartzo-monzonito de Lochiel e GRqm = quartzo-monzonito de Giants Range.

2.2.1.6 Idade e Correlação

Entre os dados geocronológicos reunidos por Teixeira (1982) estão duas idades obtidas pelo método Rb/Sr, em rocha total, em gnaisse relacionado a esta unidade. Trata-se de um afloramento de gnaisse, situado imediatamente a leste de Mariana, onde foram obtidas idades absolutas de 2.867 ± 128M.a. e 2.726 ± 101M.a. Lançados numa isócrona de referência, juntamente com outros dados da região leste do Quadrilátero Ferrífero, foi obtida uma idade de 2.750M.a. com R.I = 0,703. Apesar do erro relativamente elevado, esses dados concordam razoavelmente com aqueles obtidos mais recentemente por Machado et al. (1989a) nos domos de Caeté e Moeda pelo método U/Pb: 2776+7/-6M.a. e 273010M.a. respectivamente.

Correlacionando-se esses dados pode-se afirmar que os gnaisses deste complexo constituem os tonalitos e granitos gerados no final do Arqueano no Ciclo Tectônico Jequié. As rochas ultrabásicas e algumas rochas básicas seriam ainda mais antigas, uma vez que estão localmente injetadas por gnaisses tonalíticos.

Na Folha Rio Espera, imediatamente ao sul, os poucos gnaisses analisados mostraram-se de composição tonalítico-trondhjemítica. Também da mesma composição é a maior parte das amostras analisadas por Roeser (1977). As amostras analisadas neste trabalho, na Folha Mariana, tanto em lâminas delgadas como quimicamente, já mostram uma composição mais granodiorítica. Essa variação composicional pode ser, em parte, atribuída à proximidade dos granitos do Complexo Santa Bárbara. Conclui-se, portanto, que além da composição tonalítica-trondhjemítica, detectada mais ao sul, e pela amostragem de Roeser (1977), este complexo apresenta também rochas de composição granodiorítica, consubstanciando pelo menos dois eventos magmáticos ácidos.

2.2.2 Complexo Santa Bárbara

2.2.2.1 Comentários Gerais

Na primeira tentativa de elaborar um quadro estratigráfico para Minas Gerais e áreas adjacentes, Eschwege (1822) incluiu na formação primária (*Urtrapp*) granitos, gnaisses, micaxistos, sienitos e basaltos. Com pequenas

modificações, essa idéia de andar inferior primitivo gnáissico foi sempre retomada nas outras tentativas de melhoramento estratigráfico (Derby, 1882; 1906; Harder e Chamberlin, 1915). Dorr e Barbosa (1963) e Dorr (1969), utilizando dados geocronológicos, foram os primeiros a distinguir desse conjunto algumas rochas graníticas como pré-cambrianas, porém mais jovens que parte das supracrustais. Na década de setenta foi retomado o conceito de um amplo complexo migmatítico com rochas metamórficas de médio a alto grau e ígneas subordinadas, como embasamento primitivo de todas as supracrustais (Schorscher, 1975; Schorscher e Guimarães, 1976; Almeida, 1976 e 1977).

As rochas desse complexo, nas imediações de Santa Bárbara e ao sul da Sinclinal Gandarela, foram incluídas no Gnaisse Santa Bárbara (Simmons, 1968), no Complexo Migmatítico (Sichell, 1983), no Complexo Basal (Grossi Sad e Chiodi Filho, 1989) e, finalmente, na Suite Guanhães (Grossi Sad et al., 1990).

Durante os trabalhos de campo constatou-se a homogeneidade e persistência de um conjunto de rochas graníticas e tonalíticas, claramente distinto, dentro do amplo "Complexo Migmatítico" e quase que totalmente envolvido por supracrustais do Supergrupo Rio das Velhas, desde as imediações de Monsenhor Horta até as proximidades de Santa Bárbara. Esse conjunto é aqui designado como Complexo Santa Bárbara, tomando-se por base o título informal dos gnaisses de Simmons (1968) e sua conceituação como embasamento primitivo é discutida à luz de confrontações de dados geocronológicos mais antigos (Fonseca *et al.*, 1979 e Teixeira, 1982) com os dados recentes e mais precisos (Machado *et al.*, 1989a).

2.2.2.2 Distribuição Geográfica

A distribuição das rochas do Complexo Santa Bárbara atinge cerca de 650km^2 na Folha Mariana (figura I.2.1), o que constitui quase uma quarta parte da área cartografada. O complexo configura um domínio alongado de posição geral NS com cerca de 50km de comprimento por 15 a 20km de largura que se estende a leste do Quadrilátero Ferrifero, desde as imediações de Monsenhor Horta, no extremo sul, até as imediações de Santa Bárbara, no extremo norte. O relevo dessa superfície é bastante arrasado, com colinas de baixa declividade separadas por vales abertos quase sempre assoreados por sedimentos quaternários. Essa área está parcialmente recoberta, na sua parte central, pelos sedimentos terciários da Formação Fonseca e por coberturas lateríticas esparsas. É uma área extremamente pobre em afloramentos, sendo as melhores exposições observadas nos leitos do ribeirão Maquiné, dos rios Piracicaba e do Carmo, e nas imediações das localidades de Águas Claras, Paracatu de Baixo e Catas Altas. Os solos são ácidos e pobres e os saprólitos esbranquiçados são uma de suas características marcantes.

2.2.2.3 Relações de Contato

O Complexo Santa Bárbara está quase que totalmente envolvido pelos metassedimentos e metavulcânicas do Supergrupo Rio das Velhas. Apenas nas imediações de Catas Altas está em contato com metassedimentos do Supergrupo Minas e, no extremo sul, nas imediações de Monsenhor Horta, com as rochas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Esses contatos são quase todos de caráter tectônico e se fazem, em geral, por falhas de empurrão ou de gravidade. Nas imediações de Catas Altas essas falhas são de alto ângulo e justamente nesta localidade foi observada uma injeção de rocha a plagioclásio e quartzo em um metabasito da base do Supergrupo Rio das Velhas. Uma injeção semelhante ocorre também em metassedimento do Supergrupo Rio das Velhas na localidade de Furquim (foto 1). Embora o contato aí seja com o Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, supõe-se que esse tipo de contato se faça também com as rochas do Complexo Santa Bárbara, uma vez que os granitóides dessa unidade são os mesmos que aparecem injetando as ultramáficas e máficas do primeiro complexo. Portanto os contatos, localmente, são do tipo brusco, definidos por intrusões de rochas plutônicas.

As relações entre os litótipos desta unidade são também de caráter intrusivo. Os anfibolitos aparecem esporadicamente como xenólitos e os tonalitos são observados, ora como xenólitos no granodiorito, ora intrusivos em fraturas ou envolvendo xenólitos destes (fotos 2, 3 e 4). Um terceiro tipo litológico, mais claro, com allanita, aparece quase sempre no contato entre os litótipos anteriores ou injetando fraturas de ambos os tipos, em claro caráter tardio.

2.2.2.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação

Distinguem-se nesse complexo três tipos litológicos. O primeiro é um gnaisse tonalítico a trondhjemítico muito claro que aparece freqüentemente bandado e injetado por rochas graníticas (foto 3). O plagioclásio, nesta rocha, apresenta-se, em geral, sem maclas e fortemente epidotizado, com frequentes bordas albitizadas sugerindo metassomatismo sódico. O epidoto, zoisita/clinozoisita e raramente pistacita, formam-se às custas da biotita, que ocorre em pequena quantidade, e do plagioclásio. Este, localmente, pode atingir até 80% e o quartzo xenoblástico, freqüentemente, com extinção ondulante, varia de 10 a 40%. Como acessórios pode apresentar zirconita, allanita, titanita, monazita, turmalina e rutilo, e como secundários, sericita, muscovita e clorita, além de raro feldspato alcalino.

O segundo tipo litológico é uma rocha de composição granítica, freqüentemente foliada, de granulação média a grossa, de aspecto mosqueado, quase sempre foliada, e que foi observada injetando o gnaisse bandado trondhjemítico-tonalítico. Entretanto, são observados nos plagioclásios

que a constituem as mesmas alterações observadas no litótipo anterior. Estes apresentam-se em proporções que variam de 20 a 40% e em duas gerações: uma de cristais maiores, algumas vezes sem maclas, e intensamente sausssuritizados e outra de cristais neoformados menores, mais límpidos e envolvidos pelos bordos de cristais de microclina. Observam-se nos cristais maiores a macla da Albita, da Periclina e algumas vezes de Carlsbad, além de inclusões de quartzo, bordas albíticas e mirmequitas. Alguns cristais são antipertíticos.

A microclina apresenta-se em proporções que variam de 20 a 45%, freqüentemente com as maclas da Albita e Periclina em xadrez, com inclusões de quartzo e, mais raramente, de mica branca porém é mais límpida que o plagioclásio. Algumas vezes apresenta-se pertítica e com inclusões de plagioclásio. Ocorre como cristais maiores e alongados ou em cristais menores recristalizados e granoblásticos. Localmente, foi observada substituindo o plagioclásio e, raramente, ocorre a macla de Carlsbad ao lado de áreas com a macla em xadrez, sugerindo uma inversão de ortoclásio para microclina. Alguns grãos são envolvidos por pequenos grãos quartzo-feldspáticos recristalizados. O quartzo ocorre em cristais granulares recristalizados, freqüentemente com extinção ondulante e em proporções que variam de 20 a 40%. Algumas vezes os cristais apresentam-se alongados, concentrados em níveis distintos, geran-do um bandamento tectônico. A biotita ocorre em proporções de até 10% e a muscovita até 7%. Como acessórios apresenta ainda apatita, allanita, zircão, titanita e opacos, e como minerais secundários, sericita, clorita, epidoto, zoisita/clinozoisita.

A deformação é freqüentemente evidenciada pela extinção ondulante do plagioclásio e do quartzo, pelos cristais alongados de quartzo e pelos planos recurvados das maclas do plagioclásio. As paragêneses minerais sugerem fácies anfibolito, porém temperaturas mais elevadas são evidenciadas pelas pertitas e antipertitas. Paragêneses de fácies xisto-verde, observadas em muitas amostras, se devem a processos retrometamórficos.

Na localidade de Cachoeira do Bileto observam-se, nesse granito, xenólitos e injeções em fraturas de uma mesma rocha de caráter tonalítico. Por outro lado, nessa rocha tonalítica ocorrem xenólitos do mesmo granito descrito anteriormente (fotos 4 e 5). Esse tonalito apresenta características petrográficas similares à rocha tonalítica bandada injetada pelo granito mosqueado observada no ribeirão Maquiné (foto 4). Distingue-se apenas proporção de biotita que pode alcançar 12%. O plagioclásio, em duas gerações, uma delas intensamente saussuritizada, é muito similar ao plagioclásio observado naquele tonalito. Com base nessas observações sugere-se uma certa contemporaneidade entre esses dois tipos litológicos, ou mesmo uma mistura de magmas com injeções múltiplas e alternadas. Na interface entre esses litótipos no mesmo afloramento observa-se um terceiro litótipo muito claro e de caráter granítico. Essa rocha aparece como um diferenciado tardio e após as injeções tonalíticas descritas anteriormente (fotos 2 e 5).

Uma rocha escura aparece como xenólitos quase sempre deformados, às vezes de aspecto xistoso, que ora se classifica como anfibolito, ora como metadiorito, pelas variações na composição do plagioclásio e na quantidade de biotita. A quantidade de anfibólio pode variar de 20 a 90% e o quartzo pode atingir até 5%. Os anfibólios são concentrados em camadas finas em intercrescimento com biotita e clorita de Mg e apresentam inclusões de quartzo em grãos pequenos e arredondados, titanita e epidoto. Localmente estão transformados em epidoto. O plagioclásio ocorre em proporções de 5 a 40% em grãos granoblásticos a xenoblásticos quebrados e fraturados, frequentemente saussuritizados e com forte neoformação de epidoto/clinozoisita. Apresenta também muitas inclusões de grãos de quartzo arredondados, biotita e apatita. Frequentemente encontram-se grãos de plagioclásio e quartzo preenchendo fraturas nos cristais de anfibólio. Além desses minerais ocorrem também como acessórios allanita, sericita, titanita e opacos. Esta rocha aparece como xenólitos ou relictos dentro dos termos mais leucocráticos e é o tipo litológico mais raro no conjunto. Acha-se fortemente tectonizada e com texturas típicas de deformação.

As composições dos gnaisses tonalítico-trondhjemíticos e granitos mosqueados aparecem bem definidas no diagrama ternário QAP da figura II.2.12 e as designações petrográficas, bem como as composições modais estimadas, estão nas tabelas II.2.7 e II.2.8.

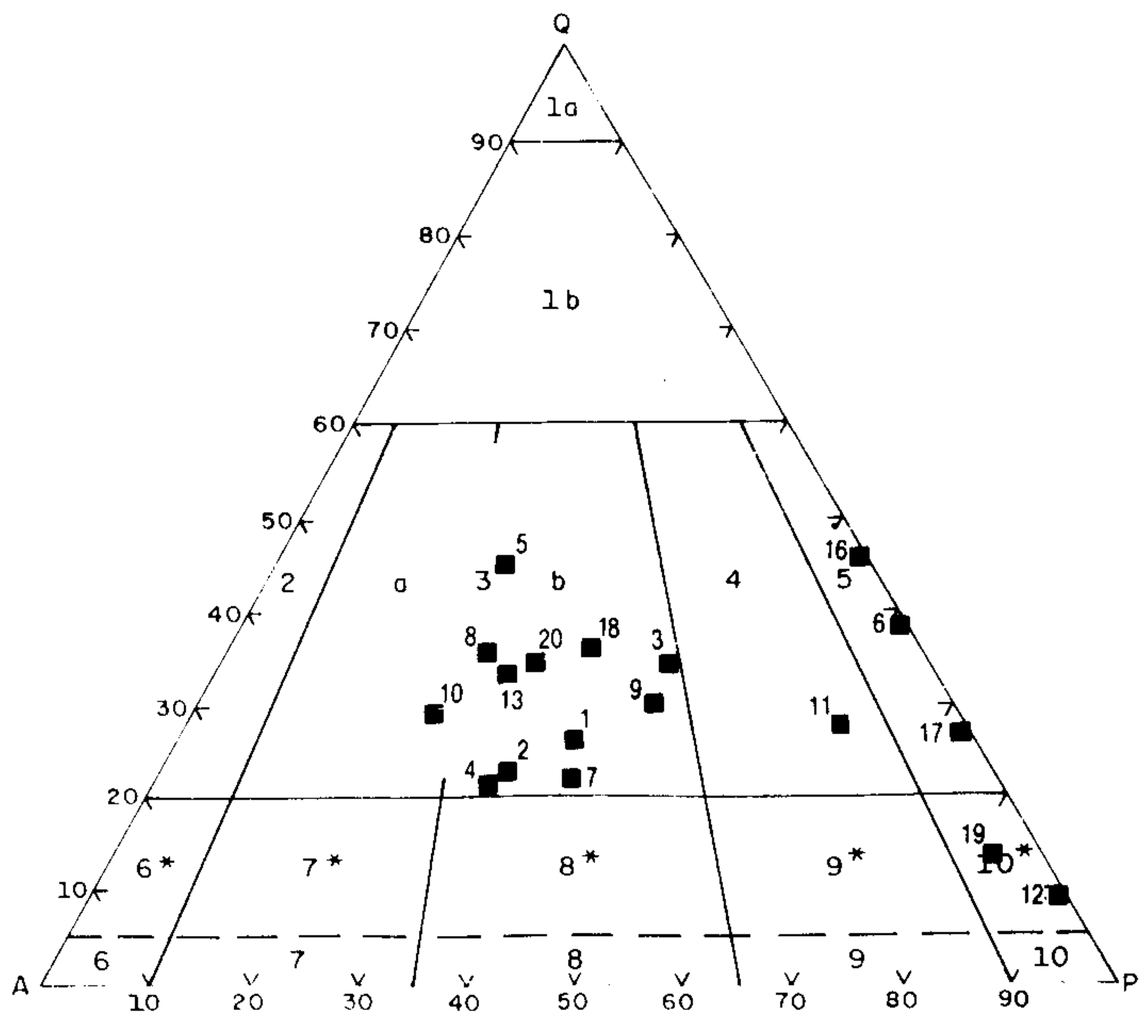


Figura II.2.12 – Composição normativa das amostras da tabela II.2.8 do Complexo Santa Bárbara. Campos conforme figura II.2.2.

Tabela II.2.7 – Relação das amostras analisadas do Complexo Santa Bárbara na Folha Mariana com suas respectivas composições petrográficas

Nº Ordem	Nº Amostra	Nº Labor.	Classificação Petrográfica
01	GM-174	CBI-159	Qz-mc-pl gnaisse
02	GM-178	CBI-161	Mc gnaisse
03	GM-253	CBQ-601	Bt gnaisse
04	GM-290A	CBQ-862	Metagranitóide
05	GM-365	CBQ-596	Biotita-mica branca-microclina gnaisse
06	GM-378A	CBQ-588	Anfibolito
07	GM-175	CBI-160	Mica branca-biotita-microclina gnaisse
08	GM-257	–	Metaleucogranito
09	GM-258	–	Metagranito
10	GM-261	–	Biotita-microclina gnaisse
11	GM-355B	CBQ-866	Gnaisse granodiorítico
12	GM-364	–	Anfibólio-biotita gnaisse
13	OF-183A	CBR-036	Protomilonito de granito
14	OF-183D	CBR-037	Metadiorito + gnaisse quartzoso
15	OF-184A	CBR-038	Metadiorito
16	OF-184B	CBR-039	Metatrondhjemito
17	OF-185B	CBR-010	Epidoto-biotita gnaisse tonalítico
18	FR-073A	CBQ-792	Microclina-quartzo-plagioclásio gnaisse
19	FR-074	CBQ-793	Biotita-K-feldspato-quartzo-plagioclásio gnaisse
20	FR-084	CBQ-802	Plagioclásio-quartzo-microclina gnaisse

2.2.2.5 Aspectos Petrogenéticos

Segundo Sichel (1983) o "Complexo Migmatítico", do qual faz parte o Complexo Santa Bárbara, é composto por migmatitos, gnaisses metatécticos e anfibolitos, que são as rochas mais antigas da área, constituindo o embasamento do Supergrupo Rio das Velhas. Entretanto, das observações de campo efetuadas neste projeto, conclui-se que muitas das estruturas interpretadas como migmatitos constituem injeções magmáticas de granitos em tonalito-trondhjemitos e vice-versa.

Em algumas lâminas petrográficas analisadas distinguem-se processos secundários de feldspatização potássica metassomática que poderiam ser interpretados como migmatização ou granitização de rochas anteriormente, menos alcalinas. Entretanto esses processos não são tão amplamente generalizados a ponto de afetar significativamente as rochas primitivas. Essas seriam tonalito/trondhjemitos e granitos.

As composições químicas de seis amostras analisadas neste trabalho e de mais 25 amostras de gnaisse e cinco de anfibolito, segundo Roeser (1977), estão representadas na tabela II.2.9. A tabela II.2.10 mostra as composições normativas dessas amostras e os índices de cor (IC), de diferenciação (ID), os parâmetros de aluminosidade (PAL) e de alcalinidade (PALK) das amostras analisadas neste projeto e os valores da função discriminante de Shaw (1972) para todas as amostras da tabela II.2.9. Esta função $DF = 10.44\text{-}0{,}21\ SiO_2\text{-}0{,}32\ Fet - 0{,}98\ MgO + 0{,}55\ CaO + 1{,}46\ Na_2O + 0{,}54\ K_2O$ permite distinguir as rochas paraderivadas das rochas ortoderivadas por valores negativos e positivos, respectivamente. Restrições são feitas para amostras com $SiO_2 > 90\%$ e $MgO > 6\%$. Estes valores para MgO, em geral, geram sinais negativos de DF

Tabela II.2.8 – Composições modais estimadas das amostras da tabela II.2.7, do Complexo Santa Bárbara

Minerais Ordem	Qz	Pl	Mcr	Anf	Bt	Musc	Ep	C12	All	Ser	Cl	Op	Ap	Tit	Rt	Zr	Lcx	Crb	Mon	Tur
1	25	35	35		–		–			–	–	–	–			–	–			
2	20	30	40		–	5	–			–	–			–						
3	28	35	20		15	–	–		–	–	–									
4	20	30	45		1	–					1	–				–				
5	40	20	30		3	7	–						–							
6	3	5		90				–				–	–	–						
7	20	35	35		–		–			–	–		–	–		–				
8	35	25	40		–		–			–	–	–								
9	28	40	25		5		–			–	–		–							
10	25	20	42	–	10		–		–	–	–						–			
11	25	55	10		5	5						–			–					
12	4	40		20	25		3		–	–	–	–	2	–		–				
13	30	25	35				–			–	–	–		–		–				
16	40	50			1		5		–	–				–		–				
17	20	55			12	–	8		–	–		–	–	–		–				
18	33	35	30		–	2					–	–			–				–	–
19	12	80	5		3	–	–				–		–	–	–	–			–	–
20	32	28	34		6	–						–	–		–				–	–

– = traços; Qz = quartzo, Pl = plagioclásio, Mcr = microclina, Anf = anfibólio, Bt = biotita, Musc = muscovita, Ep = epidoto, Cl = clorita, All = allanita, Zr = zirconita, Lcx = leucoxênio, Crb = carbonato, Mon = monazita, Tur = turmalina.

Tabela II.2.9 – Teores de óxidos maiores e elementos-traço das amostras do Complexo Santa Bárbara analisadas nesse trabalho (*) e segundo Roeser (1977). Fe_2O_3 total para amostras segundo Roeser. B-não analisados; <-menor que; G-gnaisse; AN-anfibolito.

Ordem	Amostra	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	S	CO_2	H_2O+	H_2O-	PF	Cu	Pb	Zn	Li	Co	Cr	Ni	V	Y	Nb	Ba	Sr	Rb	Zr	Cl	F
*1	GM-174	74,50	14,60	0,10	0,75	0,20	0,10	1,10	4,50	4,00	0,05	0,05L	0,005L	0,25	0,05	0,10	B	2L	6	46	5L	6	12	14	42	10L	20L	1170	490	74	61	20L	0,028
*2	GM-178	74,40	14,20	0,29	0,42	0,01	0,15	0,96	4,10	4,10	0,09	0,05L	0,005L	0,25	0,80	0,33	B	2L	10	27	9	5L	176	27	88	10L	20L	690	240	120	73	20	0,024
*3	GM-253	73,70	14,60	0,57	0,75	0,02	0,48	1,40	5,50	2,20	0,20	0,05L	0,005L	0,25	0,10	0,05	B	5	6	35	9L	5L	54	5L	51	30	20L	500	320	66	200	20L	0,024
*4	GM-290A	75,10	14,10	0,10L	0,56	0,01	0,1L	1,00	6,50	2,40	0,05L	0,05L	0,005L	0,15	0,05	0,07	B	2	8	7	5L	5L	5L	5L	40	11	12	290	280	58	10L	20L	0,005
*5	GM-365	74,80	14,30	0,17	0,42	0,01	0,15	1,10	3,70	4,50	0,08	0,05L	0,005L	0,25	0,16	0,09	B	6	8	28	5L	5L	46	18	79	10L	20L	1410	400	88	130	20L	0,026
*6	GM-378A	50,90	13,80	4,20	6,30	0,24	8,70	10,70	2,60	0,29	0,90	0,36	0,005L	0,25	0,62	0,02	B	4	5	138	5L	47	76	220	200	66	20L	74	180	9	240	46	0,064
2	AN-24	48,19	15,13	12,52	B	0,21	7,64	11,06	1,85	0,33	0,93	B	B	B	B	B	1,25	79	B	B	B	57	265	122	248	3	B	52	110	B	B	B	B
8	AN-43	50,05	14,41	14,19	B	0,21	6,21	10,81	1,86	0,33	1,32	B	B	B	B	B	0,97	97	B	B	B	65	243	100	271	B	B	50	114	B	B	B	B
9	AN-46	47,53	14,75	12,52	B	0,21	9,58	10,88	1,39	0,30	0,73	B	B	B	B	B	2,26	28	B	B	B	74	370	186	225	B	B	62	83	B	B	B	B
10	AN-48	48,69	15,63	11,87	B	0,19	7,70	11,15	1,88	0,27	0,80	B	B	B	B	B	1,31	29	B	B	B	58	261	102	239	B	B	85	129	B	B	B	B
11	AN-49	47,45	15,38	11,96	B	0,19	9	8,83	1,30	0,17	0,78	B	B	B	B	B	4,44	16	B	B	B	75	520	254	327	B	B	56	75	B	B	B	B
12	G-4A	70,10	16,73	0,39	B	0,01	0,16	0,06	4,75	6,78	0,01	B	B	B	B	B	0,42	12	B	B	B	10	10	10	10	B	B	386	159	B	B	B	B
13	G-4B	75,44	13,57	1,32	B	0,02	0,36	1,21	4,63	2,81	0,25	B	B	B	B	B	0,54	13	B	B	B	10	10	11	10	B	B	780	276	B	B	B	B
14	G-9	72,43	14,65	1,93	B	0,04	0,56	2,04	4,88	1,74	0,30	B	B	B	B	B	0,50	13	B	B	B	11	10	12	10	B	B	349	318	B	B	B	B
15	G-13	66,83	15,60	4,41	B	0,08	1,08	3,63	4,48	1,83	0,63	B	B	B	B	B	0,85	10	B	B	B	19	13	14	66	B	B	151	197	B	B	B	B
16	G-14	69,44	15,51	0,79	B	0,01	0,09	0,40	2,08	5,44	0,09	B	B	B	B	B	4,89	11	B	B	B	10	10	10	10	B	B	1500	194	B	B	B	B
17	G-15	72,79	14,28	0,41	B	0,01	0,01	1,04	3,47	4,01	0,01	B	B	B	B	B	2,49	12	B	B	B	10	10	10	10	B	B	729	201	B	B	B	B
18	G-16	73,47	44,33	0,45	B	0,01	0,01	0,71	3,55	4,54	0,04	B	B	B	B	B	1,58	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	615	171	B	B	B	B
19	G-17	73,63	14,68	0,77	B	0,01	0,11	1,24	4,35	3,32	0,10	B	B	B	B	B	0,75	11	B	B	B	10	10	10	10	B	B	724	221	B	B	B	B
20	G-17B	73,57	14,26	2,32	B	0,02	0,36	1,46	4,50	1,74	0,37	B	B	B	B	B	1,08	10	B	B	B	10	15	10	43	B	B	311	199	B	B	B	B
21	G-18	62,66	20,56	1,27	B	0,01	0,23	1,61	5,13	6,27	0,16	B	B	B	B	B	1,10	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	1589	351	B	B	B	B
22	G-31	73,04	14,61	1,85	B	0,03	0,50	1,91	4,50	2,45	0,19	B	B	B	B	B	0,48	12	B	B	B	10	10	10	15	B	B	789	463	B	B	B	B
23	G-33	72,08	15,41	2,82	B	0,02	0,14	1,02	4,31	3,59	0,10	B	B	B	B	B	1,59	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	667	284	B	B	B	B
24	G-42	73,96	14,76	1,32	B	0,01	0,25	1,44	3,79	2,49	0,20	B	B	B	B	B	1,60	15	B	B	B	10	10	10	303	B	B	839	23	B	B	B	B
25	G-44A	78,10	13,06	0,22	B	0,02	0,01	0,35	3,10	5,48	0,01	B	B	B	B	B	0,35	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	1110	258	B	B	B	B
26	G-44B	74,48	14,75	1,53	B	0,03	0,40	1,36	4,52	2,49	0,17	B	B	B	B	B	0,44	10	B	B	B	10	10	10	20	B	B	634	291	B	B	B	B
27	G-45A	75,33	14,26	0,34	B	0,01	0,01	0,68	3,95	4,02	0,02	B	B	B	B	B	0,43	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	889	301	B	B	B	B
28	G-45B	73,82	15,09	1,27	B	0,03	0,30	1,49	4,73	2,80	0,15	B	B	B	B	B	0,43	10	B	B	B	10	10	10	13	B	B	538	311	B	B	B	B
29	G-48A	74,67	14,68	0,48	B	0,01	0,07	1,42	4,22	2,90	0,00	B	B	B	B	B	0,84	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	705	248	B	B	B	B
30	G-48B	72,49	14,62	0,14	B	0,01	0,07	0,25	1,86	6,18	0,01	B	B	B	B	B	3,51	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	930	169	B	B	B	B
31	G-54	73,14	14,91	1,08	B	0,01	0,44	1,38	3,94	3,55	0,24	B	B	B	B	B	1,30	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	1118	338	B	B	B	B
32	G-74	74,00	14,30	0,49	B	0,01	0,03	0,42	2,52	8,09	0,01	B	B	B	B	B	0,45	10	B	B	B	10	10	10	15	B	B	1821	275	B	B	B	B
33	G-75	73,32	15,07	1,80	B	0,02	0,53	1,84	4,73	2,79	0,45	B	B	B	B	B	0,49	10	B	B	B	10	10	19	10	B	B	732	299	B	B	B	B
34	G-77	74,78	14,17	0,51	B	0,01	0,01	0,21	2,95	5,32	0,01	B	B	B	B	B	1,55	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	1453	146	B	B	B	B
35	G-79	72,68	15,25	1,26	B	0,02	0,29	1,12	3,19	1,32	0,28	B	B	B	B	B	4,95	10	B	B	B	25	10	21	41	B	B	444	228	B	B	B	B
36	G-80	71,17	16,25	0,20	B	0,01	0,01	0,01	2,68	8,49	0,01	B	B	B	B	B	1,55	10	B	B	B	10	10	10	10	B	B	488	146	B	B	B	B

Tabela II.2.10 – Composições normativas (CIPW) para as amostras da tabela II.2.9. Para as amostras segundo Roeser (1977) a soma dos minerais sálicos (SAL), dos minerais fêmicos (FEM) e valor da função discriminante (DF) de Shaw (1972). Para as amostras analisadas neste trabalho além dos valores de DF, os valores dos índices de cor (IC), de diferenciação (ID) e de parâmetros de aluminosidade (PAL) e de alcalinidade (PALK).

Ordem	Amostra	Q	or	ab	an	C	di	hy	Wo	ol	mt	i	hm	ap	tn	pr	tu	en	SAL	FEM	IC	ID	PAL	PALK	DF
1	GM-174	30,116	23,636	38,064	5,126	0,991	0,00	1,487	0,00	0,00	0,145	0,095	0,00	0,118	0,00	0,009	0,00	–	–	–	5,271	91,816	1,063	0,803	3,361
2	GM-178	32,90	24,471	35,03	4,477	1,409	0,00	0,771	0,00	0,00	0,425	0,173	0,00	0,12	0,00	0,009	0,00	–	–	–	4,901	92,402	1,099	0,787	2,739
3	GM-253	29,559	13,039	46,662	6,632	0,751	0,00	1,799	0,00	0,00	0,829	0,381	0,00	0,119	0,00	0,009	0,00	–	–	–	7,461	89,260	1,045	0,783	3,636
4	GM-290A	26,087	14,167	54,926	2,216	0,00	2,074	0,05	0,00	0,00	0,145	0,095	0,00	0,118	0,00	0,009	0,00	–	–	–	4,434	95,180	0,934	0,942	5,297
5	GM-365	33,578	26,721	31,451	5,151	1,472	0,00	0,883	0,00	0,00	0,248	0,153	0,00	0,119	0,00	0,009	0,00	–	–	–	5,398	91,750	1,104	0,766	2,399
6	GM-378A	0,00	1,73	22,205	25,355	0,00	20,916	23,265	0,00	0,00	3,513	1,725	0,00	0,861	0,00	0,009	0,00	–	–	–	49,784	23,936	0,574	0,333	–
7	AN-24	6,07	1,97	15,80	32,29	–	16,06	11,75	8,62	–	–	0,45	12,63	–	1,72	–	–	19,20	56,13	42,62					
8	AN-43	10,61	1,94	15,68	29,89	–	–	–	8,26	–	–	0,45	14,14	–	2,65	–	–	15,41	58,13	40,91					
9	AN-46	5,20	1,77	11,74	33,07	–	14,87	16,93	7,98	–	–	0,45	12,50	–	1,21	–	–	23,82	51,79	45,96					
10-	AN-48	6,11	1,60	15,99	33,58	–	15,54	12,07	8,34	–	–	0,41	11,93	–	1,45	–	–	19,28	57,29	41,40					
11	AN-49	8,71	1,01	11,06	35,81	–	4,86	20,28	2,61	–	–	0,41	12,02	–	1,40	–	–	22,53	56,58	38,96					
12	G-4A	16,25	40,30	40,30	0,30	1,48	–	0,40	–	–	0,004	0,02	0,39	–	–	–	–	0,40	98,76	0,81					6,079
13	G-4B	34,57	16,58	39,12	6,00	0,71	–	0,90	–	–	–	0,04	1,32	–	–	–	0,23	0,90	96,98	2,48					2,807
14	G-9	32,48	10,38	41,68	10,22	1,04	–	1,41	–	–	–	0,09	1,95	–	–	–	0,26	1,41	95,80	3,70					3,312
15	G-13	24,73	10,88	38,13	17,15	–	–	2,71	–	–	–	0,17	4,44	–	0,68	–	0,27	2,71	90,89	8,26					3,603
16	G-14	35,99	32,56	17,83	2,01	5,54	–	0,23	–	–	–	0,02	0,80	–	–	–	0,08	0,23	93,92	1,13					1,736
17	G-15	35,54	24,05	29,80	5,24	2,38	–	0,03	–	–	0,004	0,02	0,41	–	–	–	–	0,03	97,01	0,46					2,830
18	G-16	34,36	27,18	30,44	3,57	2,32	–	0,03	–	–	–	0,02	0,46	–	–	–	0,03	0,03	97,87	0,53					2,897
19	G-17	33,15	19,83	37,20	6,22	1,70	–	0,98	–	–	–	0,02	0,78	–	–	–	0,09	0,28	98,08	1,17					3,474
20	G-17B	37,19	10,32	38,20	7,27	2,33	–	0,90	–	–	–	0,04	2,33	–	–	–	0,35	0,90	95,30	3,62					2,282
21	G-18	5,08	37,43	43,85	8,07	2,43	–	0,58	–	–	–	0,02	1,28	–	–	–	0,15	9,58	96,86	2,03					8,451
22	G-31	32,80	14,54	38,25	9,52	1,09	–	1,25	–	–	–	0,06	1,86	–	–	–	0,16	1,25	96,19	3,33					3,022
23	G-33	31,16	21,41	36,81	5,11	2,60	–	0,35	–	–	–	0,04	0,83	–	–	–	0,09	0,35	97,10	1,30					3,722
24	G-42	39,00	14,74	32,13	7,16	3,22	–	0,62	–	–	–	0,02	1,32	–	–	–	0,19	0,62	96,24	2,16					1,953
25	G-44A	39,32	30,49	26,13	1,73	1,71	–	0,03	–	–	0,04	0,02	0,19	–	–	–	–	0,03	99,38	0,27					1,482
26	G-44B	35,09	14,69	38,18	6,74	2,14	–	1,00	–	–	–	0,06	1,53	–	–	–	0,14	1,00	96,84	2,72					2,658
27	G-45A	35,32	23,92	33,66	4,40	1,82	–	0,03	–	–	–	0,02	0,39	–	–	–	0,009	0,03	99,12	0,45					2,920
28	G-45B	34,00	13,65	40,18	7,42	2,12	–	0,75	–	–	–	0,05	1,28	–	–	–	0,12	0,75	97,36	2,21					3,245
29	G-48A	36,14	17,26	35,96	–	2,03	–	0,18	7,09	–	0,03	–	0,46	–	–	–	–	0,18	98,48	0,67					3,061
30	G-48B	37,71	36,84	15,86	1,25	4,46	–	0,18	–	–	–	0,02	0,14	–	–	–	–	0,18	96,12	0,34					1,298
31	G-54	33,03	20,98	33,34	6,85	2,08	–	1,10	–	–	–	0,02	1,08	–	–	–	0,23	1,10	96,27	2,43					2,767
32	G-74	27,35	47,65	21,26	2,08	0,63	–	0,07	–	–	–	0,02	0,49	–	–	–	–	0,07	98,97	0,58					3,008
33	G-765	29,14	16,46	39,97	9,61	0,74	–	1,32	–	–	–	0,04	1,80	–	–	–	0,43	1,32	95,93	3,58					3,695
34	G-77	36,97	31,59	25,08	1,05	3,19	–	0,03	–	–	–	0,02	0,51	–	–	–	–	0,03	97,88	0,56					1,875
35	G-79	46,08	7,77	26,90	5,54	6,51	–	0,72	–	–	–	0,04	1,26	–	–	–	0,26	0,72	92,79	2,28					0,516
36	G-80	22,97	49,98	22,59	0,05	2,62	–	0,03	–	–	–	0,02	0,20	–	–	–	–	0,03	98,21	0,24					3,930

para rochas básicas e ultrabásicas comprovadamente ígneas. As cinco amostras de gnaisse do complexo, coletadas neste projeto, bem como as 25 amostras segundo Roeser (1977), mostram, todas, valores positivos de DF (tabela II.2.10).

O diagrama QxP (figura II.2.13), de Debon e Le Fort (1984), mostra as composições químico-mineralógicas das amostras da tabela II.2.9. Os campos definidos nesse diagrama são (1) granito, (2) adamelito, (3) granodiorito, (4) tonalito, (5) quartzo sienito, (6) quartzo monzonito, (7) quartzomonzodiorito, (8) quartzo diorito (quartzo gabro/quartzo-anortosito), (9) sienito, (10) gabro (diorito-anortosito), (11) monzogabro ou monzodiorito e (12) gabro (diorito-anortosito). No diagrama estão registrados também os *trends* toleítico (tol) e calcialcalino (calc). Entre esses dois *trends* cai a maioria das amostras. Algumas amostras segundo Roeser (1977) caem nos campos do qz-sienito, do sienito e do granito, e devem representar espécimes afetados por metassomatismo potássico. O caráter leucocrático fica bem evidenciado no índice de cor (IC), quase todo abaixo de cinco para as amostras coletadas neste projeto, bem como pelo índice de diferenciação (ID), quase sempre acima de 90. Nas amostras segundo Roeser (op.cit) este caráter fica evidenciado pelos altos valores normativos de sálicos (tabela II.2.10).

No diagrama KCN da figura II.2.14 as amostras da tabela II.2.9 apresentam um certo deslocamento no sentido do vértice do K_2O, embora tendam a se alinhar paralelamente aos *trends* tonalítico-trondhjemítico (TT) e calcialcalino (CA). Este efeito se deve provavelmente à feldspatização potássica observada em lâminas delgadas e identificadas também por Sichel (1983). Primitivamente essas rochas deveriam se identificar melhor com as duas séries arqueanas de Hunter, in Condie (1981). Essa alcalinidade secundária está bem evidente no diagrama de Wright (1969) da figura II.2.15. Com excessão da amostra identificada como anfibolito, todas as amostras do Complexo Santa Bárbara, coletadas neste trabalho, caem no campo alcalino.

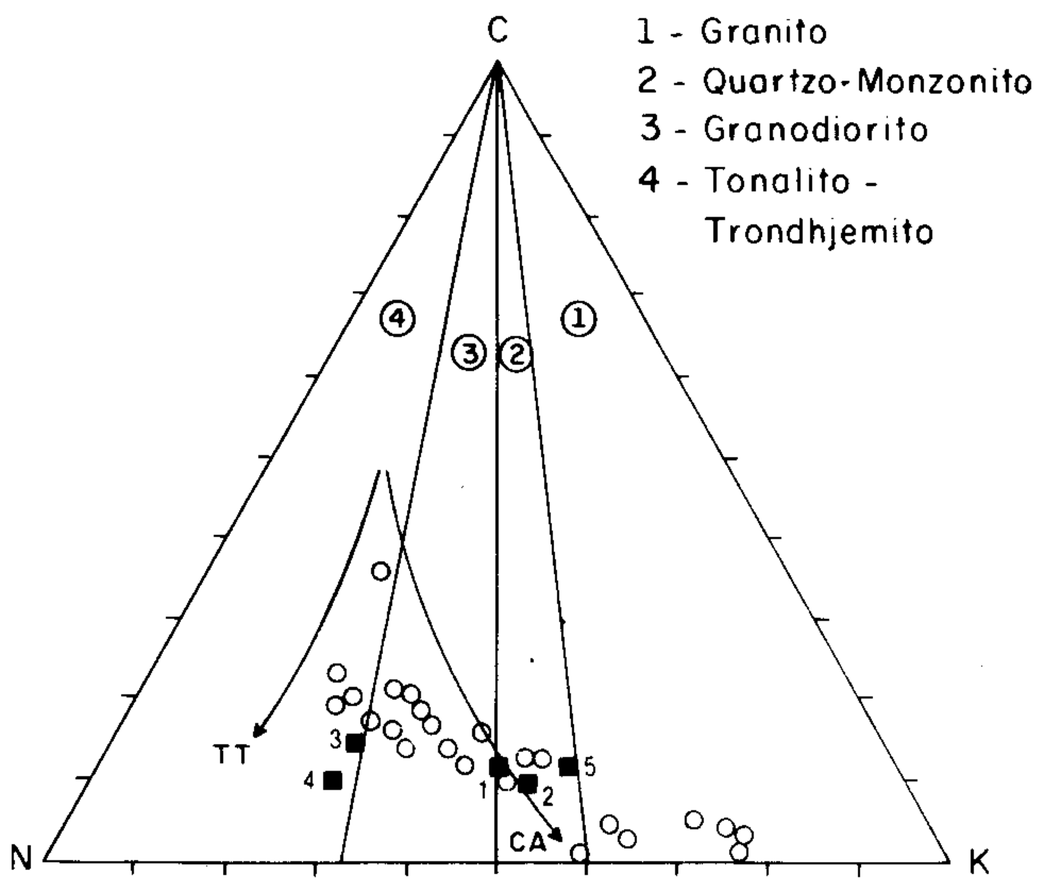


Figura II.2.14 – Diagrama KCN de Hunter, in Condie (1981), utilizado para discriminar as duas séries de granitóides arqueanos, (TT) = tonalítico-trondhjemítico e (CA) = calcialcalino, aplicado às amostras do Complexo Santa Bárbara analisadas neste trabalho (■) discriminadas conforme tabela II.2.7 e segundo Roeser (1977) (○). Detalhes na figura II.2.9.

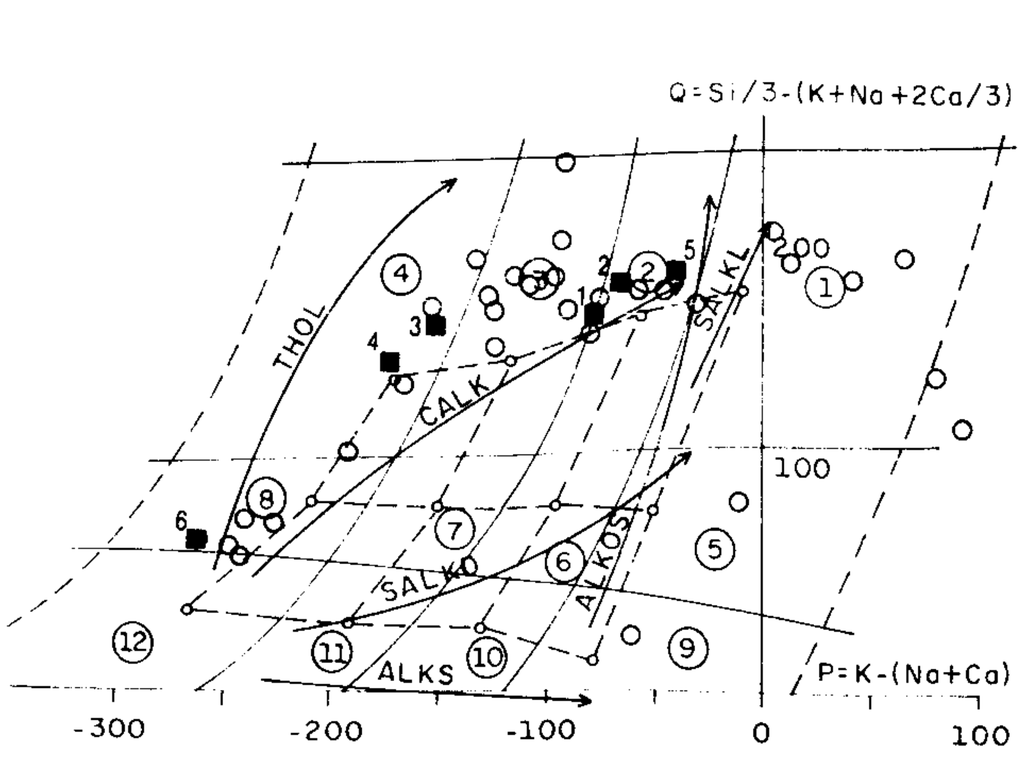


Figura II.2.13 – Diagrama PxQ, de Debon e Le Fort (1983), de classificação químico-mineralógica aplicado às amostras do Complexo Santa Bárbara analisadas neste trabalho e discriminadas conforme tabela II.2.7 (■) e segundo Roeser (1977) (○). detalhes no texto e na figura II.2.8.

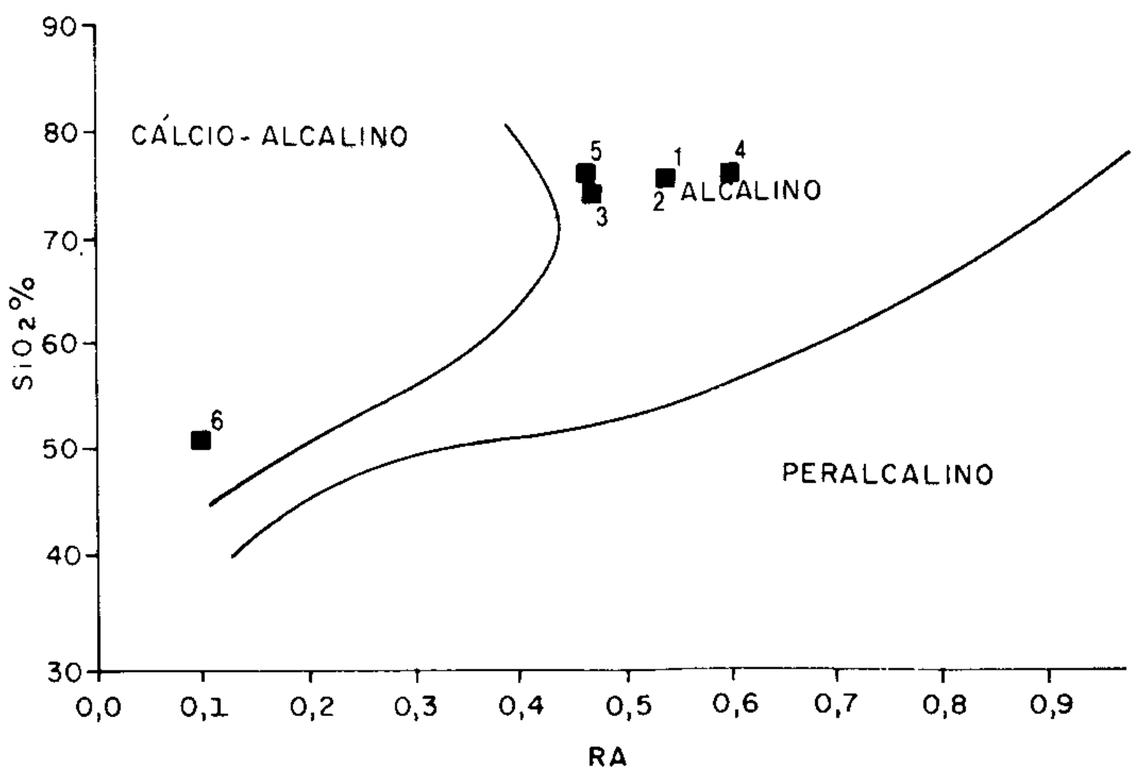


Figura II.2.15 – Diagrama de Wright (1969) que utiliza uma razão de alcalinidade (RA) vs. o teor percentual de SiO_2 para discriminar as rochas granitóides, aplicados às amostras do Complexo Santa Bárbara discriminadas conforme tabela II.2.7.

Para analisar a ambiência tectônica dessas rochas foi utilizado o diagrama binário de La Roche et al. (1980) que através dos parâmetros R1 = 4Si-11(Na + K) - 2(Fe + Ti) no eixo das abscissas e R2 = 6Ca + 2Mg + Al no eixo das ordenadas, permite classificar as rochas plutônicas e vulcânicas. Batchelor e Bowden (1985), baseados nos ambientes tectônicos segundo Pitcher (1982) e Harris et al. (1983), empregaram este mesmo diagrama para distribuir, segundo seus ambientes, as rochas granitóides, evoluídas a partir de um magma primitivamente toleítico. A figura II.2.16 mostra a distribuição das amostras da tabela II.2.9 neste diagrama. Na parte interna do triângulo da figura estão dispostos os ambientes compressionais, sendo que para o seu vértice direito convergem as rochas geradas em ambiente sin-colisional. A convergência da maior parte das amostras para este vértice sugere que a feldspatização potássica, identificada em lâmina delgada, tenha ocorrido em ambiente sin-colisional, onde são gerados os granitos de anatexia. Uma amostra identificada como anfibolito plota-se próximo ao início da linha de diferenciação dos basaltos toleíticos. Algumas amostras segundo Roeser (op.cit) caem no campo dos granitos anorogênicos, uma no campo tardi-orogênico e uma no campo pós-orogênico. É possível que essas amostras se refiram a granitos do tipo Borrachudo descritos na literatura (Sichel,1983; Grossi Sad et al. 1990). Por outro lado, as amostras de anfibolito segundo Roeser *(op.cit.)* também se identificam como rochas da série toleítica ou pigeonítica segundo Kuno (1968; figura II.2.17)

Quanto aos elementos terras-raras observam-se dois padrões distintos. As amostras de caráter granítico são quase todas depletadas em elementos terras-raras, com excessão da amostra 3, que apresenta teor de TR = 89,006ppm. Uma dessas amostras exibe anomalia positiva de európio (Eu/Eu*) e duas praticamente não apresentam anomalias (tabela II.2.11, amostras 2, 1 e 4 respectivamente). Por outro lado, todas elas, com exceção do anfibolito (amostra 6) são depletadas em YbN. Segundo Martin (1987) uma das características dos granitóides arqueanos é o baixo conteúdo de YbN, que fica entre 0,3 e 8,5. Petrograficamente, as cinco amostras que apresentam essas características são caracterizadas como gnaisses a microclina ou, no diagrama QAP da figura II.2.12, como monzo-granitos. Na figura II.2.18, que representa os perfis normalizados das amostras analisadas neste trabalho, discriminadas conforme as tabelas II.2.7 e 11, esse primeiro padrão representado pelas amostras 1, 2, 3, 4 e 5 aproxima-se do padrão dos granitóides arqueanos segundo Martin (op.cit.). As amostras 3 e 5 distinguem-se das demais pela anomalia negativa de európio . Apesar do baixo teor em elementos terras-raras essas rochas graníticas apresentam-se bem diferenciadas em ETR, com razões LaN/YbN variando entre 10,753 e 35,906. As amostras 2 e 4 são menos diferenciadas, com 10,753 e 11,261, respectivamente. Estas amostras caracterizam-se ainda por uma anomalia positiva de cério, o que sugere uma maior fugacidade de oxigênio, tendo em vista que em ambiente oxidante o Ce fica retido sob a valência 4.

Esses padrões são semelhantes aos dos granitóides tipo DM dos chineses, in Grossi Sad e Dutra (1989). Esses granitóides de diferenciação mantélica são originados de magmas ultrabásicos derivados do manto e a seqüência petrológica dessa diferenciação inclui de peridotitos a tonalitos. Segundo Chaoqun (1985) essa diferenciação in-

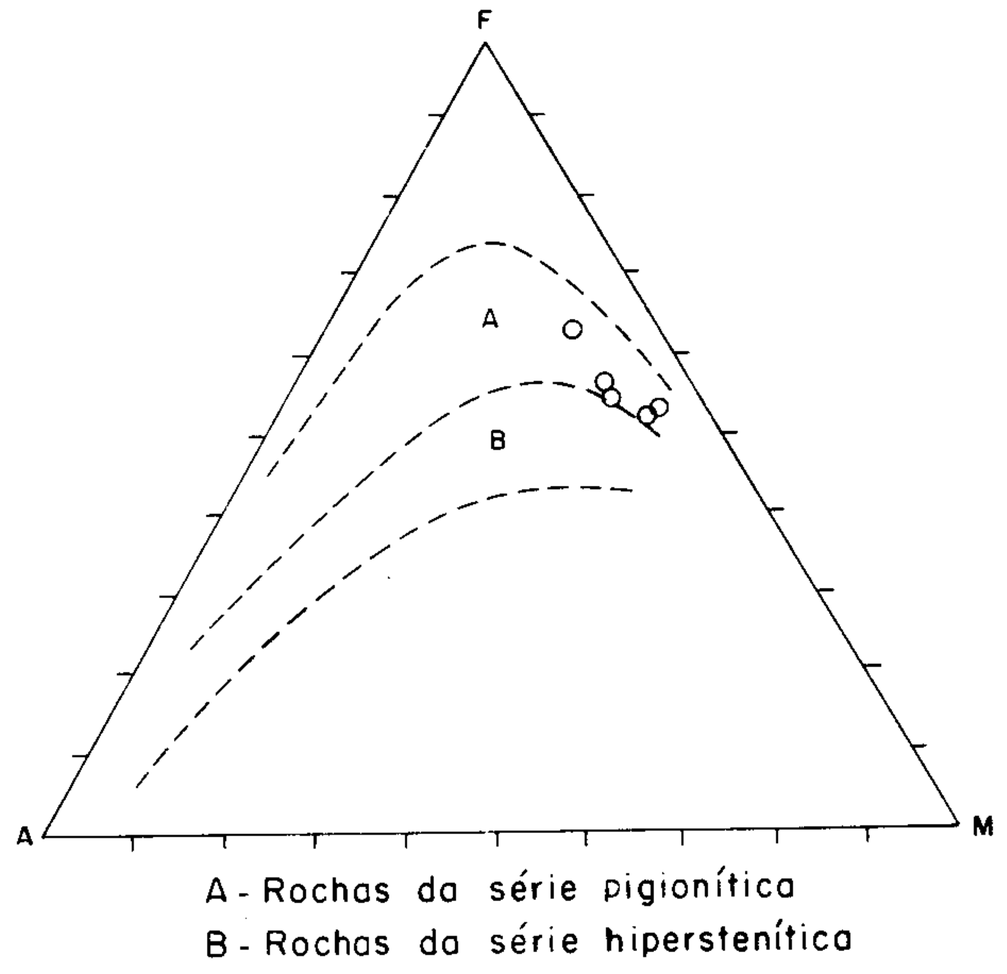


Figura II.2.17 – Diagrama AFM com os campos de distribuição das rochas toleíticas e calcioalcalinas segundo Kuno (1968), aplicado aos anfibolitos do Complexo Santa Bárbara analisados por Roeser (1977).

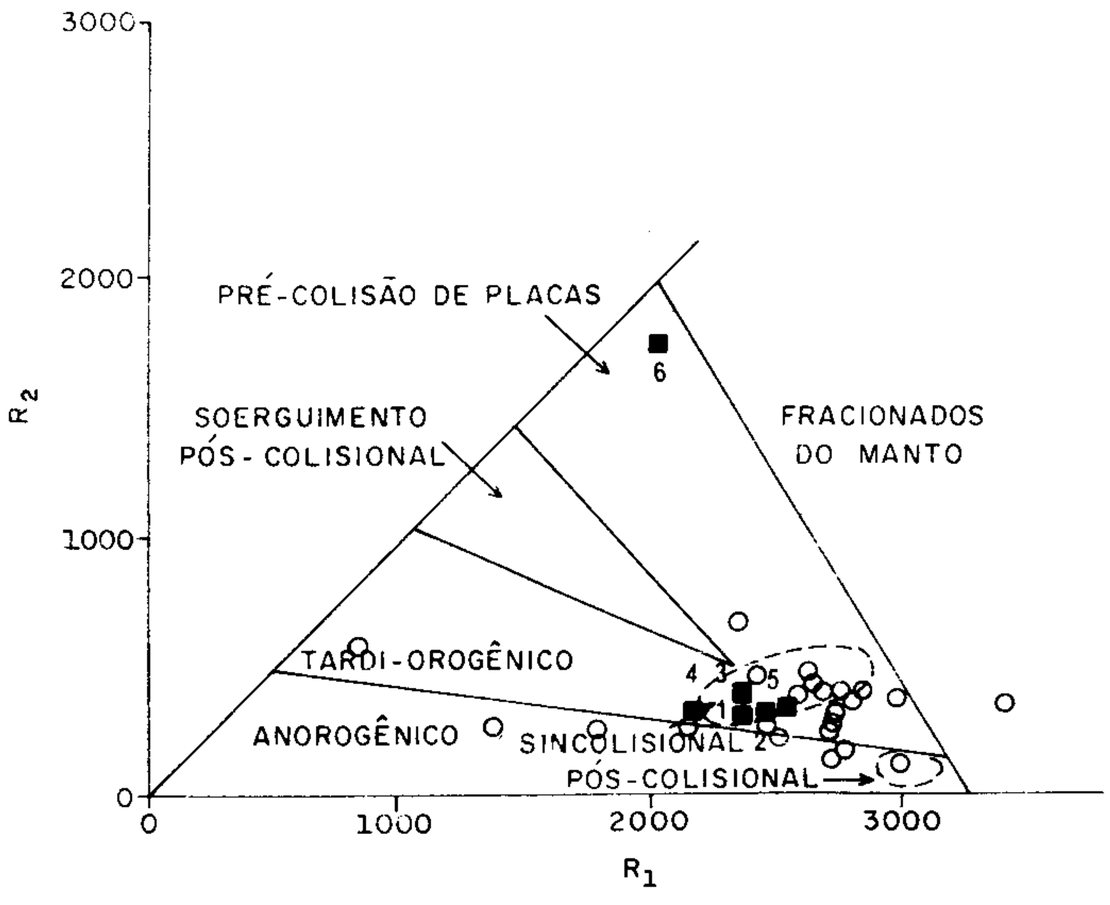


Figura II.2.16 – Diagrama de La Roche et al. (1980) empregado por Batchelor e Bowden (1985) para discriminar as rochas granitóides segundo seus ambientes tectônicos, aplicado às amostras do Complexo Santa Bárbara analisadas neste trabalho (■) discriminadas segundo a tabela II.2.7 e segundo Roese (1977) (○). Detalhes no texto.

clui ainda granitos alcalinos e sienitos. Entretanto, os padrões deste autor diferem da média dos autores chineses apresentados por Grossi Sad e Dutra *(op.cit.)*.

O segundo padrão é caracterizado pela amostra 6, definida petrograficamente como anfibolito, embora o teor de máficos seja superior a 90%. Esse teor de máficos incluiria essa rocha entre as ultramáficas, pelos padrões de Streckeisen (1976). Quanto aos padrões de elementos ter-

Tabela II.2.11 – Teores dos elementos terras-raras com valores normalizados segundo os padrões condríticos de Evensen et. al. 1978 e parâmetros petrológicos utilizados na definição das seis amostras coletadas nesse trabalho do Complexo Santa Bárbara. Discriminação conforme tabela II.2.7.

Dados	Amostras					
	1	2	3	4	5	6
La	3,726	3,027	24,470	3,053	4,443	22,990
Ce	7,938	8,896	37,150	9,036	10,370	54,590
Nd	4,219	2,940	18,270	3,250	4,607	34,320
Sm	0,747	0,651	3,364	0,744	0,882	8,033
Eu	0,222	0,247	0,487	0,200	0,136	1,706
Gd	0,485	0,560	2,364	0,555	0,583	7,806
Dy	0,301	0,350	1,500	0,393	0,371	7,809
Ho	0,054	0,067	0,260	0,081	0,070	1,664
Er	0,142	0,170	0,600	0,232	0,172	4,991
Yb	0,112	0,190	0,460	0,183	0,145	3,805
Lu	0,031	0,070	0,081	0,039	0,040	0,508
LaN	15,233	12,375	100,041	12,482	18,164	93,990
CeN	12,444	13,946	58,238	14,165	16,256	85,578
NdN	8,905	6,205	38,561	6,859	9,724	72,436
SmN	4,851	4,227	21,844	4,831	5,727	52,162
EuN	3,826	4,257	8,394	3,447	2,344	29,404
GdN	2,374	2,741	11,571	2,717	2,854	38,209
DyN	1,185	1,377	5,903	1,547	1,460	30,732
HoN	0,952	1,182	4,586	1,429	1,235	29,347
ErN	0,855	1,024	3,614	1,398	1,036	30,066
YbN	0,678	1,151	2,786	1,108	0,878	23,047
LuN	1,221	2,757	3,190	1,536	1,575	20,008
Eu/Eu*	1,059	1,222	0,502	0,913	0,546	0,651
LaN/YbN	22,455	10,753	35,906	11,261	20,682	4,078
YbN/LaNS	0,045	0,093	0,028	0,089	0,048	0,245
STRL	16,630	15,514	83,254	16,083	20,302	119,933
STRP	1,125	1,407	5,265	1,483	1,381	26,583
STR	17,977	17,168	89,006	17,766	21,819	148,222
STRLN	41,432	36,753	218,684	38,337	49,872	304,166
STRPN	7,266	10,232	31,651	9,734	9,038	171,409
STRN	52,524	51,243	258,728	51,518	61,254	504,978
LaN/LuN	12,476	4,489	31,358	8,126	11,530	4,698
CeN/YbN	18,344	12,118	20,902	12,780	18,510	3,713
GdN/YbN	3,499	2,382	4,153	2,451	3,249	1,658
SSerYN	13,188	13,785	52,298	13,970	13,620	179,854
SSerScN	2,755	4,932	9,591	4,042	3,490	73,121
SSerCeN	36,582	32,526	196,839	33,506	44,144	252,003

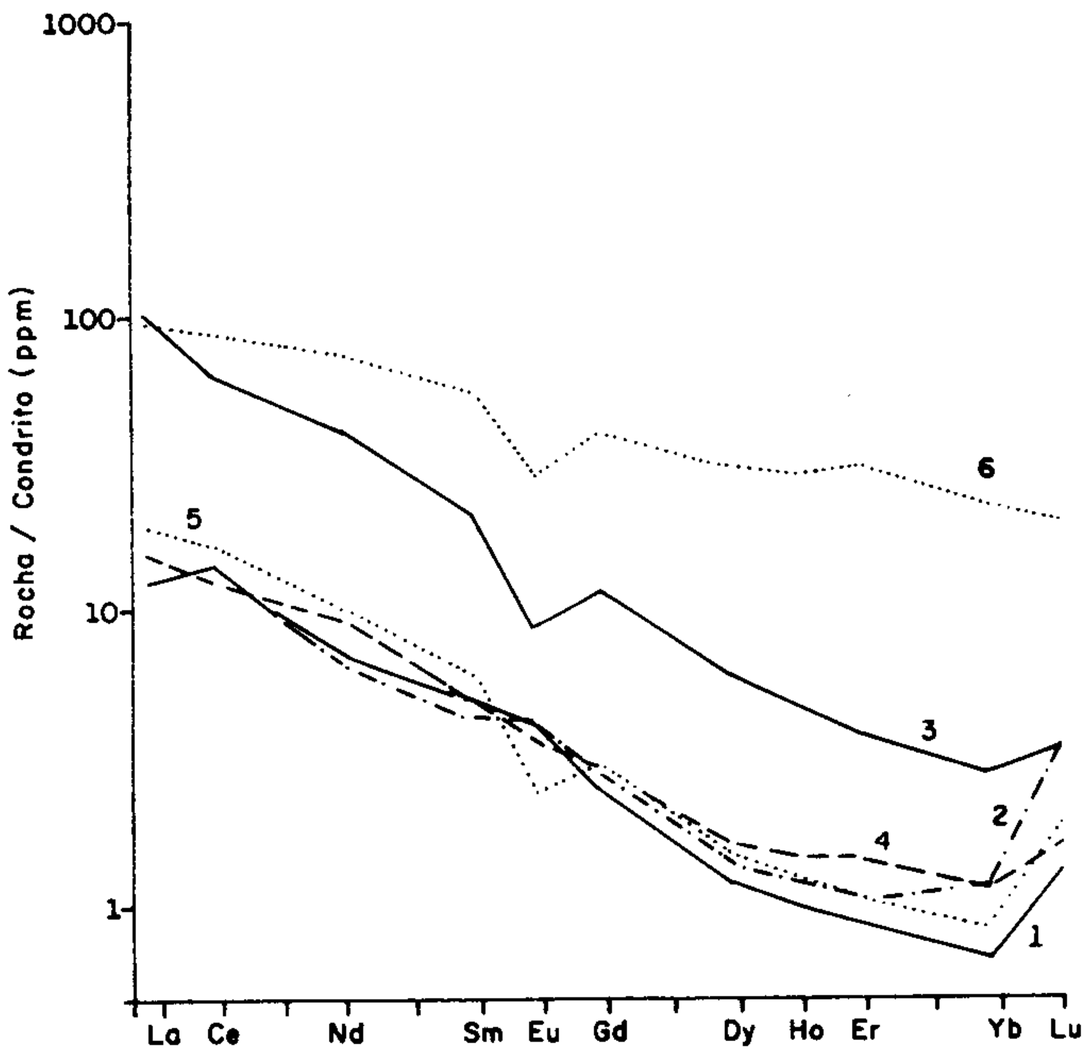


Figura 18 – Variograma dos teores dos elementos terras-raras normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen et al. (1978) de algumas amostras do Complexo Santa Bárbara, discriminadas conforme tabela II.2.11.

ras-raras caracteriza-se pelo mais alto teor em TR (148,222ppm), pelo menor grau de diferenciação dado pela razão LaN/YbN = 4,078 e por não apresentar-se depletada em YbN, como as demais amostras. Esses padrões, bem como a forma do perfil normalizado (amostra 6 na figura II.2.18), aproximam esse anfibolito do tipo EAT ou TH2 de Condie (1981).

As rochas ácidas leucocráticas desse complexo, considerando os diversos padrões petrológicos analisados, poderiam ser interpretadas como granitóides diferenciados de um magma ultrabásico mantélico, com uma fase final monzogranítica coexistindo com uma fase tonalítica, se intrudindo mutuamente em pulsações periódicas. Esse conjunto foi afetado posteriormente, de maneira não generalizada, por processos metassomáticos de enriquecimento potássico. Os anfibolitos poderiam ser interpretados ou como diques deformados e transformados ou como xenólitos de uma encaixante básica primitiva.

2.2.2.6 Idade e Correlação

Considerando a proximidade do Domo de Caeté, a noroeste, e suas semelhanças litológicas com as rochas do Complexo Santa Bárbara os dados geocronológicos, obtidos naquela unidade, poderiam ser aplicados a esse complexo. Por outro lado, tendo em vista também a similaridade com os gnaisses datados a leste de Mariana e

incluídos no Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, as idades dessas rochas estariam entre 2.867 ± 128M.a. (Rb/Sr em RT) e 2.776 + 7/-6M.a. (U-Pb). A primeira idade foi extraída da Carta Geocronológica do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais - Folha Ponte Nova, Silva (1984) – que utiliza dados de Cordani *et al.* (1973), Delhal *et al.* (1969) e Fonseca *et al.* (1979), e a segunda obtida de Machado *et al.* (1989a). Este mesmo trabalho faz referência a idades de 2.883M.a. e 3029M.a. obtidas em zircões herdados, indicadores da existência de uma crosta siálica primitiva. As rochas fontes desses zircões não foram, contudo, identificadas e essa crosta siálica permanece apenas como sugestão. Duas outras idades Rb/Sr em RT, extraídas também da Carta Geocronológica, de Silva *(op.cit.)*, assinalando idades de 2.223 ± 143M.a. e 2.397 ± 20M.a., obtidas em gnaisses bandados desse complexo, poderiam representar evento tectônico posterior. Nesse evento do Proterozóico Inferior poderiam ter sido gerados os processos metassomáticos potássicos referidos em linhas anteriores.

Com base nesses dados, nas observações de campo e em lâminas delgadas pode-se sugerir que o Complexo Santa Bárbara, da mesma maneira que o Complexo Caeté (Machado *et al., op. cit.)* não constitui o embasamento do Supergrupo Rio das Velhas. As suas rochas teriam sido geradas no mínimo na fase inicial de geração dos vulcanitos daquela seqüência vulcanossedimentar.

2.2.3 Supergrupo Rio das Velhas

2.2.3.1 Comentários Gerais

A "Série" Rio das Velhas foi definida por Dorr *et al.* (1957) após a identificação (Rynearson *et al.*, 1954) de uma profunda discordância na Série Minas, de Derby (1906). Entretanto, Barbosa (1954) já correlacionara os xistos de Nova Lima e Caeté, identificados com a "Série" Rio das Velhas, com sua Série Barbacena constituída de micaxistos, clorita-xistos, anfibólio-xistos e talco-xistos. Apesar disto, o nome Rio das Velhas acabou prevalecendo na literatura por ser de uso mais corrente nas áreas de maior interesse econômico.

Essa "Série" foi subdividida pelos primeiros autores em dois grupos: o Grupo Nova Lima, inferior, não subdividido em formações, e o Grupo Maquiné, superior, subdividido nas formações Palmital (inferior) definida por O'Rowke, in Dorr, 1969, e Casa Forte (superior) definida por Gair, 1962. Segundo Dorr *et al.* (1957), o Grupo Nova Lima é constituído por metassedimentos máficos, xistos grafitosos e carbonosos, formações ferríferas, metagrauvacas e metatufitos máficos, quartzitos impuros e raros conglomerados. A Formação Palmital é constituída essencialmente por filitos quartzosos, quartzitos homogêneos e lentes conglomeráticas, e a Formação Casa Forte por lentes de conglomerado e quartzitos.

Simmons e Maxwell (1961) sugeriram a criação de um terceiro grupo, superior aos dois anteriores, designando-o como Grupo Tamanduá sendo constituído de duas formações: o Quartzito Cambotas, inferior, e uma formação sem nome formal, superior. Hirson (1967), estudando os quartzitos de Cambotas-Conceição-Garimpo, no extremo norte do Quadrilátero, entre Santa Bárbara e Caeté, concluiu que esses quartzitos cartografados como Grupo Tamanduá, deveriam ser incluídos na Série Itacolomi, superior à Série Minas. Dorr (1969), na sua síntese do mapeamento do Quadrilátero Ferrífero, transferiu o Grupo Tamanduá de Simmons e Maxwell (1961) para a base da Série Minas, imediatamente abaixo do Grupo Caraça. Almeida (1976) e Schorscher (1976) definiram a Série Rio das Velhas como um *greenstone belt* e Schorscher (1979) redefiniu-a como um Supergrupo. Na base desse Supergrupo incluiu o Grupo Quebra-Osso, constituído principalmente por rochas ultramáficas caracterizadas como komatiítos peridotíticos. Harder e Chamberlin (1915) interpretaram essas rochas como eruptivas serpentinizadas sobre o xisto Batatal, e Simmons (1968, in Sichel, 1983) as considerou como uma seqüência máfica intrusiva no Grupo Rio das Velhas. Maxwell (1972) as definiu como de origem intrusiva e extrusiva e de posição estratigráfica incerta. Sichel (1983), seguindo as proposições de Schorscher (1979), admitiu o Grupo Quebra-Osso como unidade inferior do Supergrupo Rio das Velhas, sugerindo-lhe uma idade arqueana e mais antiga que o xisto Batatal de Harder e Chamberlin *(op.cit.)*. Entretanto Ladeira (1980a e b) considerou desnecessária a criação de um novo grupo inferior no Supergrupo Rio das Velhas, preferindo relacionar essas rochas ultramáficas à base do Grupo Nova Lima. O mesmo autor (Ladeira, *op.cit.)* propôs uma subdivisão do Grupo Nova Lima em três unidades sem designações formais: unidade inferior metavulcânica, na qual estaria incluído o Grupo Quebra-Osso, unidade média metassedimentar química e unidade superior clástica. Um dos autores deste relatório, no relatório final da Folha Rio Espera do mesmo projeto e imediatamente ao sul da Folha Mariana, propôs uma outra subdivisão do Supergrupo Rio das Velhas, uma vez que, na área cartografada, níveis químicos, clásticos e vulcânicos pouco espessos apareciam imediatamente acima da unidade eminentemente vulcânica: Unidade Inferior (vulcânica), Unidade Média (xisto, anfibolito, quartzito e formações ferríferas) e Unidade Superior (quartzito com lentes de conglomerado e xisto). As duas unidades inferiores poderiam ser correlacionadas ao Grupo Nova Lima e a Unidade Superior ao Grupo Maquiné. Este último grupo é também uma unidade que tem apresentado problemas no seu posicionamento estratigráfico. Na borda leste do Quadrilátero Ferrífero, o embricamento tectônico de unidades quartzosas de posicionamentos estratigráficos diversos, torna difícil a separação de unidades como Formação Moeda, Grupo Itacolomi, Grupo Tamanduá e Grupo Maquiné. Na coluna estratigráfica apresentada por

Ladeira *(op.cit.)* o Grupo Tamanduá é correlacionado ao Supergrupo Espinhaço e colocado no Proterozóico Inferior e abaixo do Supergrupo Minas, sendo o Grupo Maquiné mantido na sua posição original, no topo do Supergrupo Rio das Velhas. Mais tarde, Ladeira e Viveiros (1984) fizeram uma nova proposta, eliminando os grupos Tamanduá e Maquiné e identificando-os com a Formação Moeda da base do Supergrupo Minas. O Supergrupo Rio das Velhas é reduzido ao Grupo Nova Lima e a Formação Sabará, do Grupo Piracicaba do Supergrupo Minas, é também identificada com este último. Na mesma proposta os autores mantêm o Grupo Itacolomi, com interrogação, na sua posição original com a seguinte consideração: "a posição dos quartzitos do Pico da Bandeira e da Serra do Itacolomi permanece em discussão, tendo em vista que, no momento, as conclusões diferem, dependendo se o enfoque é sedimentológico ou estrutural". Cabe lembrar que Glockner (1981), com base no conteúdo de minerais pesados e no posicionamento estratigráfico e estrutural, separou do Grupo Itacolomi, na serra homônima, uma unidade de quartzitos que designou Série Quartzítica do Córrego Belchior, posicionando-a na base do Grupo Nova Lima.

Uma das propostas mais recentes para a estratigrafia dos supergrupos Rio das Velhas e Minas no Quadrilátero Ferrífero foi aquela apresentada por Marshak e Alkmim (1989). Nessa proposta a Formação Sabará e o Grupo Maquiné são mantidos em suas posições originais, porém o Grupo Itacolomi e o Grupo Tamanduá são correlacionados à Formação Moeda, da base do Supergrupo Minas. Quanto à correlação Nova Lima/Sabará, Machado et al. (1989a) identificaram em zircão detrítico de uma grauvaca da Formação Sabará, uma idade U/Pb de 2.125 ± 4M.a. Considerando uma idade de 2.776 + 23/-10M.a. obtida pelos mesmos autores em uma rocha vulcânica félsica do Grupo Nova Lima, aquela correlação já merece ser reconsiderada.

Os trabalhos de cartografia desenvolvidos imediatamente a leste do Quadrilátero Ferrífero (Lima *et al.* 1974; Fontes et al. 1978; Machado Filho et al. 1983) registraram vários segmentos de uma seqüência vulcanossedimentar, quase sempre capeada por rochas quartzosas de origem clástica, as quais têm sido correlacionadas ao Supergrupo Rio das Velhas. Esses segmentos envolvem o Complexo Santa Bárbara, em quase toda a sua extensão, e apresentam continuidade com rochas cartografadas no Quadrilátero Ferrífero, como Grupo Nova Lima e Grupo Maquiné. Áreas cartogafadas na Folha Rio Espera, como Supergrupo Rio das Velhas, têm continuidade na Folha Mariana. No extremo sudoeste da estrutura de Pinheiros Altos, próximo ao limite entre as duas folhas, quartzitos cartografados como Unidade Superior do Supergrupo Rio das Velhas passam à Folha Mariana como quartzitos do Grupo Itacolomi, e litotipos cartografados como Unidade Média do Supergrupo Rio das Velhas passam à mesma folha como xistos e formações ferríferas da Formação Sabará. Esse é um problema que deverá ser solucionado com estudos mais detalhados na Folha Ouro Preto, a oeste, uma vez que a formação Sabará, como tal, se estende até a Sinclinal da Moeda, na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero. As semelhanças litológicas são evidentes, porém as definições da Formação Sabará e Supergrupo Rio das Velhas nessa área só serão possíveis com levantamentos estruturais detalhados, seguidos de geocronologia de boa qualidade, particularmente nas proximidades da série de falhas de empurrão a sudoeste de Ouro Preto. (Vide mapa de síntese segundo Dorr, 1969).

Os quartzitos da serra do Caraça, contrariando as propostas que os correlacionavam ao Supergrupo Espinhaço seguem, nesse trabalho, em parte, as últimas propostas de Ladeira e Viveiros (1984) e Marshak e Alkmim (1989). Entretanto o Grupo Maquiné é correlacionado apenas com parte do Grupo Itacolomi que, por sua vez, tem áreas correlacionáveis com a Formação Moeda. A similaridade de ambiências deposicionais entre litótipos da serra do Ouro Branco e da serra do Caraça (Alkmim, 1987 e Roteiro das Excursões do simpósio sobre sistemas deposicionais no Pré-Cambriano, Ouro Preto, 1987) bem como da Formação Moeda na sinclinal homônima (Magalhães in Vilaça, 1981) sugere esta correlação. O Quartzito Cambotas do Grupo Tamanduá na serra do Caraça é correlacionado à Formação Moeda e parte do Grupo Itacolomi é correlacionada ao Grupo Maquiné.

Essa proposta resulta de três argumentos básicos:

a) o Grupo Tamanduá sempre teve posicionamento duvidoso na coluna estratigráfica do Quadrilátero, como se depreende do levantamento bibliográfico efetuado;

b) as últimas propostas de colunas estratigráficas (Ladeira e Viveiros, 1984; Marshak e Alkmim, 1989) têm mostrado um consenso na correlação dos grupos Tamanduá, Maquiné e Itacolomi à base do Supergrupo Minas;

c) as observações de campo efetuadas em mapeamentos do PLGB a leste do Quadrilátero, desde 1986, têm mostrado uma seqüência de quartzitos ora mais ora menos puros, sempre assentada sobre uma seqüência de anfibolitos, formações ferríferas e xisto com freqüentes lentes de xisto ultramáfico na base. Esta última tem sido correlacionada ao Grupo Nova Lima, e os quartzitos ao Grupo Maquiné. Esse conjunto é persistente por grande extensão da área cartografada e tem continuidade no mapa elaborado pelo convênio DNPM/USGS, onde recebe designações como Sabará e Itacolomi nas serras do Ouro Branco e Itacolomi e Nova Lima e Maquiné, mais ao norte, entre Mariana e Bento Rodrigues.

As propostas de colunas estratigráficas para a região do Quadrilátero Ferrífero, desde Derby (1882, 1906) até esse trabalho, seguem esquematizadas, com dados retirados de Hirson (1967), Dorr (1969), Ladeira (1980a), Sichel (1983),

Ladeira e Viveiros (1984), Alkmim (1987), Marshak e Alkmim (1989) e deste projeto (tabela II.2.12).

Na Folha Mariana, o Supergrupo Rio das Velhas ficou subdividido nos grupos Maquiné e Nova Lima. Litologias anteriormente definidas como Grupo Itacolomi indiviso por Dorr (1969), na serra do Itacolomi, apresentam continuidade com uma seqüência de quartzitos feldspáticos e micáceos com níveis ferruginosos que aparece sempre capeando uma seqüência vulcanossedimentar interpretada como Grupo Nova Lima mais a leste. Esses quartzitos foram considerados, por esse relacionamento espacial persistente, como Grupo Maquiné Indiviso. Na serra do Itacolomi ocorrem dois tipos de quartzito imbricados tectonicamente. Um quartzito grosseiro com texturas sedimentares preservadas, muito parecido com alguns quartzitos que ocorrem na serra do Caraça, e um quartzito mais impuro, sem texturas primárias preservadas, semelhante aos quartzitos do Grupo Maquiné, a leste. Deve-se considerar que existe uma forte tendência em correlacionar a "Série" Itacolomi, superior à "Série" Minas, com os andares quartzíticos superiores do Supergrupo Espinhaço. Este posicionamento já foi indicado por Ladeira (1980) sem se referir ao Supergrupo Espinhaço que, na sua proposta, ocupa o lugar do antigo Grupo Tamanduá, abaixo do Supergrupo Minas.

O Grupo Nova Lima, na coluna estratigráfica deste trabalho, não aparece subdividido nas unidades propostas por Ladeira (op.cit.), uma vez que a ausência de bons afloramentos contínuos e o intenso intemperismo não permitem tal distinção. Porém, seguindo a opinião de Ladeira, Roeser e Tobschal (1983), o Grupo Quebra Osso de Schorscher (1979) passa a constituir uma Subunidade Peridotítica do Grupo Nova Lima, uma vez que representa apenas o andar ultramáfico da Unidade Vulcânica Inferior de Ladeira (1980). Como não se dispõe ainda de dados como topo e base, espessura e extensão, o *status* de Formação não lhe compete.

Os quartzitos do Morro do Frazão, cartografados como Itacolomi indiviso pelo convênio DNPM/USGS (Dorr, 1969) e imediatamente acima da Formação Sabará, continuam aqui como Grupo Itacolomi até que a referida formação possa ser melhor definida. Caso, no futuro, se constate sua correlação com o Grupo Nova Lima, esses quartzitos poderão passar ao Grupo Maquiné.

2.2.3.2 Distribuição Geográfica e Aspectos Geomorfológicos

As rochas interpretadas como pertencentes ao Supergrupo Rio das Velhas na Folha Mariana se distribuem por uma série de segmentos pelo flanco oriental do Quadrilátero Ferrífero, bordejando a Serra do Caraça pelo norte e leste e seguindo para sul por Bento Rodrigues, Mariana e pelos lados da Serra do Itacolomi, de onde passam a envolver o Complexo Santa Bárbara, passando por Padre Viegas, Bandeirantes, Cachoeira do Brumado, Monsenhor Horta e Cláudio Manoel, até as imediações de Fonseca, Turvo de Alvinópolis e Bateia, no extremo norte (figura II.2.1). Ocorrem também no núcleo do Anticlinal de Mariana, a oeste da cidade homônima, envolvidas por litótipos do Supergrupo Minas. Essa área de irregular distribuição perfaz um total de cerca de 450km^2. Os relevos mais acentuados estão relacionados aos quartzitos do Grupo Maquiné que são, em geral, recobertos por uma vegetação relativamente densa para rochas quartzosas, devido, provavelmente, à sua composição feldspática e micácea. Observam-se, entretanto, áreas desprovidas de vegetação, onde os quartzitos se tornam mais puros. A superfície de distribuição da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso já apresenta um relevo suave com colinas de baixa declividade, semelhante ao relevo da superfície de distribuição do Complexo Santa Bárbara. A superfície da seqüência vulcanossedimentar do Grupo Nova Lima é mais irregular, por vezes com aspectos ruiniformes ou constituindo pedimentos recortados semiprotegidos pelos quartzitos do Grupo Maquiné.

2.2.3.3 Relações de Contato

As seqüências dessa unidade estão frequentemente em contatos tectônicos com as rochas do Supergrupo Minas que cortam indistintamente peridotitos da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso, xistos e anfibolitos da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima e quartzitos do Grupo Maquiné. Na pedreira UM, a nor-noroeste de Catas Altas, peridotitos da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso cortam metaconglomerados e quartzitos da Formação Moeda em contato subparalelo a uma foliação definida como S1. O So definido pela posição das lentes de metaconglomerado, cujos seixos são também paralelos a S1, tende a posicionar-se de maneira ortogonal ao contato (foto 6). Imediatamente a oeste de Catas Altas o contato com quartzitos da Formação Moeda é tectônico, próximo de NS e subvertical. Nas proximidades de Furquim, os contatos são tectônicos e de baixo ângulo, com conjuntos litológicos do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Nesse mesmo local observa-se uma injeção de rocha granitóide grosseira em xisto do Grupo Nova Lima. Esse tipo de relacionamento parece coexistir com os contatos tectônicos nos limites com complexos plutônicos. Localmente percebe-se claramente contatos bruscos, com rochas intrusivas (Estação FR-114). Os contatos entre quartzitos do Grupo Maquiné e xistos e formações ferríferas do Grupo Nova Lima apresentam-se também estruturalmente discordantes. Porém, essa discordância pode estar relacionada à competência diferencial das rochas limítrofes.

Tabela II.2.12 – Evolução histórica da estratigrafia do Quadrilátero Ferrífero, particularmente na sua borda oriental, desde Derby (1882 e 1906) até o levantamento geológico da Folha Mariana pela CPRM (1991).

Derby, 1882 e 1906	Harder e Chamberlin, 1915	Guimarães, 1931	Freyberg, 1932	Lacourt, 1932	O. Barbosa, 1949, em Congonhas	Guild, 1957, em Congonhas	Dorr et al, 1957	Simmons e Maxwell, 1961	Hirson, 1967 s. das Cambotas
SÉRIE MINAS: 3º Grupo Quartzito Conglomerado	SÉRIE MINAS: Quartzito Itacolomi	SÉRIE ITACOLOMI: Quartzito, conglomerado, filito	SÉRIE ITACOLOMI: Quartzito, conglomerado, filito	SÉRIE ITACOLOMI: S Quartzito; M Filito; I Quartzito Conglomerado	SÉRIE ITACOLOMI	SÉRIE ITACOLOMI: Mica quartzito, conglomerado, quarzito ferr. f. ferrífera e filito	SÉRIE ITACOLOMI: Quartzito, filito, conglomerado	SÉRIE ITACOLOMI: Indiviso	SÉRIE ITACOLOMI: Quartzito conglomerado; GR TAMANDUÁ: Quartzito, f. ferrífera conglomerado s
SÉRIE MINAS: 2º Grupo Xisto Filito F. ferrífera Calcário	SÉRIE MINAS: Xistos e filitos Piracicaba; F. ferrífera Itabira	SÉRIE MINAS: Filitos com lentes de quartzito, dolomito e itabirito; Dolomito, filito, itabirito e níveis manganesíferos	SÉRIE MINAS: Xisto calcário; Itabirito; Quartzito; Xisto; Itabirito; Quartzito	SÉRIE ITACOLOMI: S Anfibolito Talco-xisto; Filito ferruginoso, arenito; M Itabirito Dolomito; Filito Quartzito; I Filito ferruginoso; Biotita-xisto e Talco-xisto	SÉRIE MINAS: Formação Stº Antonio; Formação Ouro Preto	SÉRIE MINAS: S Filito quartzito, f. ferrífera dolomito; M Dolomito, dolomito ferruginoso, itabirito; I Mica-xisto filito quartzito; xisto verde, grauvaca form. ferríferas com intrusivas granodioríticas e ultrabásicas.	SÉRIE MINAS: GR PIRACICABA: Clorita-xisto, grauvaca, metavulcânica, grafita-filito, quartzito e dolomito; GR ITABIRA: Formação Gandarela Formação Cauê; GR CARAÇA: Formação Batatal Formação Moeda	SÉRIE MINAS: Grupo Piracicaba; Grupo Itabira; Grupo Caraça	SÉRIE MINAS: Grupo Piracicaba; Grupo Itabira; Grupo Caraça
1º Grupo Quartzito (itacolomito)	Xisto Batatal Quartzito Caraça	Micaxistos e quartzitos							
Gnaisse e micaxisto	Gnaisse Granito Micaxisto	Gnaisse e micaxisto	Xisto	Granodiorito, gnaisse, migmatito e micaxisto		Gnaisse e granito	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS: GRUPO MAQUINÉ: Quartzito, conglomerado, xisto; Quartzito, grauvaca, filito; GRUPO NOVA LIMA: Xisto, metavulcanito, f. ferrífera, grauvaca, dolomito	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS: GR TAMANDUÁ: Filito, dolomito, f. ferr. filito quartzoso, ortog. cong.; Grupo Maquiné; Grupo Nova Lima	SÉRIE RIO DAS VELHAS: Grupo Maquiné; Grupo Nova Lima
							Gnaisse e granito	Gnaisse e granito	Gnaisse e granito

(Continuação da Tabela II.2.12)

Dorr, 1969		Schorscher, 1979, 1980		Ladeira, 1980		Sichel, 1983, em Barão de Cocais			Ladeira e Viveiros, 1984	Marshak e Alkmim, 1989		CPRM Folha Rio Espera, 1991	CPRM Folha Mariana, 1991			
SÉRIE ITACOLOMI	Indiviso	Supergrupo Espinhaço		Grupo Itacolomi Grupo Sabará cl-xisto, metagr., fil., tilóide, congl., f. ferrff. quartzito		SUPERGRUPO ESPINHAÇO/MINAS	Quartzito Superior	Sabará ou Barreiro Cercadinho	GRUPO PIRACICABA	Grupo Itacolomi, idem Ladeira, 1980	ESPINHAÇO SUPERGRUPO	Idem Grupo Tamanduá segundo Hirson, 1967		SUPERGRUPO ESPINHAÇO	Idem Gr. Tamanduá na serra das Cambotas seg. Hirson, 1967 e Itacolomi indiviso no Pico Frazão seg. Dorr, 1969.	
SÉRIE MINAS	Grupo Piracicaba	SUPERGRUPO MINAS	Grupo Piracicaba	SUPERGRUPO MINAS	Grupo Piracicaba					SUPERGRUPO MINAS	Grupo Piracicaba	Grupo Piracicaba incluindo Formação Sabará	COBERTURA DE PLATAFORMA	SUPERGRUPO MINAS	GRUPO PIRACICABA	Formação Sabará Formação Barreiros Formação Fecho do Funil Formação Cercadinho
	Grupo Itabira		Grupo Itabira		Grupo Itabira		Sopa-Brumadinho	Gandarela Cauê	GRUPO ITABIRA		Grupo Itabira	Grupo Itabira			GRUPO ITABIRA	Formação Gandarela Formação Cauê
	Grupo Caraça		Grupo Caraça		Grupo Caraça		Quartzito inferior Seqüência de xisto	Indiviso	GRUPO CARAÇA		Grupo Caraça	Grupo Caraça incluindo grupos Itacolomi e Tamanduá segundo Dorr, 1969.			GRUPO CARAÇA	Formação Batatal Formação Moeda incluindo Gr. Tamanduá na Serra do Caraça e parte do Itacolomi nas serras do Salto e do Itacolomi
	Grupo Tamanduá			S.GR.ESPINHAÇO	Filito, dolomito, f. ferrífera, filito quartzoso, ortoquartzito, conglomerado.											
SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	Grupo Maquiné	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	Grupo Maquiné	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	GRUPO MAQUINÉ Formação Casa Forte Formação Palmital		Grupo Nova Lima indiviso		SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	Grupo Nova Lima, idem Ladeira, 1980	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	Grupo Maquiné segundo Johnson, 1962	CINTURÃO DE ROCHAS VERDES	SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	U. SUPERIOR	Quartzito com lentes de conglomerado e xisto
	Grupo Nova Lima		Grupo Nova Lima (xistos máficos)		GRUPO NOVA LIMA Unidade metassedimentar clast. Unidade metassedimentar quim. Unidade metavulcânica							Grupo Nova Lima			U. MÉDIA	Xisto máfico, xisto . f. ferr. chert
			Grupo Quebra Osso (peridotitos komatíticos				Grupo Quebra Osso indiviso								U. INFERIOR	Vulcânicas máficas e ultramáficas
																Complexo Santo Antônio do Pirapetinga
Não há rochas do embasamento expostas no Quadrilátero. As rochas graníticas são intrusivas		Complexo Migmatítico		Embasamento granito gnáissico		Embasamento : Complexo Migmatítico			Embasamento granito gnáissico	Embasamento granito gnáissico		Não há embasamento generalizado		SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	GRUPO NOVA LIMA	Unidade Vulcano-sedimentar Subunidade Peridotítica Quebra Osso.
														Complexo Santo Antônio do Pirapetinga		Complexo Santa Bárbara
															GRUPO MAQUINÉ	Idem Gr. Maquiné a leste do Q.F., Tamanduá na Serra do Caraça e Itacolomi par. em loc. ref.
																TERRENO GRANITO – GREENSTONE

2.2.3.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação

2.2.3.4.1 Grupo Nova Lima

2.2.3.4.1.1 Subunidade Peridotítica Quebra-Osso

Os litótipos dessa subunidade ocorrem mais continuamente nas faldas orientais da serra do Caraça, nas imediações de Catas Altas. As melhores exposições estão nas pedreiras UM, próximo à fazenda Quebra-Osso, de onde as rochas ultramáficas são extraídas como matéria-prima para a indústria química. São rochas verde azuladas, maciças, de granulometria fina a média, com níveis esparsos, delgados, xistosos, constituídos essencialmente de talco, clorita e serpentina. Alguns níveis compõem-se essencialmente de tremolita-actinolita e é comum a presença de cristais bem formados de magnetita, concentrados ou dispersos, e raros cristais individuais ou agregados de carbonato de cor amarronzada. O mineral largamente predominante é a serpentina. Segundo Sichel (1983) a minerologia dessas rochas é simples em lâminas delgadas, sendo constituída essencialmente de serpentina, freqüentemente com pseudomorfos como olivina e/ou piroxênio, clorita, talco, tremolita-actinolita, magnetita, ilmenita e carbonato. A turmalina ocorre raramente e, normalmente, associada à clorita. Localmente observa-se também pirita. Segundo essa mesma autora, as rochas dessa unidade são representadas por extrusivas com *quench structure*, lavas brechadas e maciças, brecha vulcânica, lava vesicular e lava almofadada com textura *spinifex*; rochas xistosas sem estruturas originais, que podem ser tanto extrusivas como intrusivas, e rochas de origem sedimentar representadas por formações ferríferas pobres em ferro. Os contatos dessas seqüências com as seqüências superiores do Grupo Nova Lima são gradacionais, porém, neste projeto, parte das formações ferríferas e brechas vulcânicas foram subtraídas dessa subunidade. Incluídas nas rochas ultramáficas foram observadas raras lentes de turmalinito de até 0,3 por 5m.

As rochas com textura *spinifex* e cúmulos são as mais características, porém não as mais comuns. Os cristais esqueléticos de olivina e/ou piroxênio, pseudomorfos de serpentina, numa matriz desvitrificada e cloritizada, formam textura *spinifex* caracterizada por triângulos típicos. O contato entre esta textura e a textura cúmulos foi observado em algumas amostras. O material intercúmulos é constituído por clorita e os cúmulos são pseudomorfos de olivina alterada em serpentina. Por outro lado, a rocha com textura *quench* caracteriza-se microscopicamente por uma matriz isotrópica de coloração verde-clara onde se destacam cristais de anfibólios além de ramos formados por micrólitos de clorita, que sugerem *quench structure*. Em outro local, essas possíveis estruturas são representadas por matriz clorítica de textura afanítica com fenocristais orientados de magnetita e ilmenita. As fraturas conchoidais são uma característica dessa rocha e esferulitos (Sichel, *op.cit.*) aí presentes podem constituir evidência de desvitrificação.

Rochas com fraca xistosidade, e constituídas de clorita, serpentina, talco e tremolita, foram caracterizadas como lava maciça, com base em feições que sugerem juntas poligonais. Como acessórios ocorrem ainda magnetita e dolomita. Segundo Sichel *(op.cit.)* prováveis lavas vesiculares podem ser observadas no leito do córrego Quebra-Osso, cerca de 1,5km a leste da localidade de Santana do Morro, e lava em almofada com textura *spinifex* ocorre também no leito do córrego Quebra-Osso, 1km a oeste da fazenda Quebra-Osso.

Rochas ultramáficas xistosas são descritas como clorita-talco- serpentina xistos, clorita xistos e anfibólio-biotita xistos. Nos clorita-xistos sobressaem porfiroblastos de turmalina gerando uma textura que varia de porfiroblástica a glomeroporfiroblástica. Em lâmina delgada observa-se uma alteração de turmalina para clorita, evidenciando uma segunda geração desses filossilicatos, uma vez que são observados grãos de clorita de uma geração anterior. Numa das pedreiras UM, foi observada uma rocha esverdeada constituída de uma matriz talco- clorítica fina na qual se inserem cristais de tremolita de duas gerações. A primeira, de cristais menores orientados segundo a foliação principal, numa textura lepidonematoblástica, e a segunda de cristais maiores sem orientação e dispersos, com dimensões que alcançam até 3mm.

A presença de clorita e tremolita nessas rochas sugere um metamorfismo da fácies xisto-verde, porém sabe-se da literatura que esses minerais, em rochas ultramáficas, têm um espectro de pressão e temperatura mais elevado que nas rochas pelíticas, podendo atingir a fácies anfibolito.

Os principais tipos de alteração nas rochas dessa subunidade são a serpentinização, a esteatização e a cloritização. A serpentina é comumente associada à magnetita e nas rochas menos alteradas aparece como produto da alteração de grãos de olivina. Na evolução desse processo os produtos finais são o talco e os carbonatos.

Além desses litótipos foram observadas (Sichel, *op.cit.*) formações ferríferas pobres em ferro e brechas sedimentares.

Rochas ultramáficas esteatitizadas e serpentinizadas cartografadas, bordeando a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Nova Lima, entre Claudio Manoel e Bateias, podem, pelas semelhanças morfológicas e petrográficas, ser correlacionadas aos litótipos da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso.

2.2.3.4.1.2 Subunidade Vulcano-sedimentar

Esta subunidade constitui uma seqüência caracterizada por uma grande variedade de tipos litológicos, entre os quais se incluem: anfibolito, esteatito, tufos máficos?, anfibólio xisto, granada-fels, clorita xisto, quartzo-biotita-plagioclásio xisto, biotita-estaurolita-plagioclásio-quartzo-

xisto, quartzito, quartzito ferruginoso e formações ferríferas. Em geral está bastante deformada, redobrada e transposta e com espessuras ora reduzidas, ora ampliadas. Nos bordos leste e sudeste do segmento que envolve o Complexo Santa Bárbara aparece relativamente bem exposta como dois andares bem definidos. Entre Paracatuzinho e Barreto, a sudoeste de Gesteira ocorre, da base para o topo, uma seqüência de anfibolito, xisto a granada e biotita, formações ferríferas delgadas com 0,5 a 1m de espessura, repetindo no topo xisto e anfibolito. Essa seqüência apresenta pouco mais de 50m de espessura e está capeada por uma outra seqüência de quartzitos sericíticos. O anfibolito apresenta 40% de hornblenda com inclusões de plagioclásio sericitizado e cristais de epidoto alongados segundo a orientação principal da rocha e com estrutura zonada marcante produzindo halos pleocróicos. O epidoto é abundante e representa cerca de 29% dos constituintes. A titanita ocorre em cristais finos e anédricos e a almandina em cristais porfiro-poiquiloblástico com inclusões de quartzo, epidoto e opacos orientados preferencialmente e de geração sin- a pós- epidotização, representando 10% da rocha. O quartzo é também abundante (15%) e o plagioclásio está restrito a 5%. A formação ferrífera apresenta 70% de quartzo em grãos finos recristalizados em mosaico, em bandas alternadas com bandas submilimétricas de granada almandina e quartzo também em grãos finos. A granada constitui 11% do conjunto e a magnetita incipientemente martitizada e distribuída em todas as bandas, atinge 19% da rocha. A textura é heteroblástica poligonal e a rocha é definida como uma formação ferrífera granatífera.

No leito do rio do Carmo, em Furquim, a mesma seqüência se inicia por rochas ultramáficas esteatitizadas constituídas de 42% de talco, 35% de tremolita, 15% de clorita, além de carbonato (6%) e opacos (2%). O anfibólio está parcialmente transformado em talco e observa-se restos de anfibólio e talco na clorita orientada. O carbonato, em cristais porfiro-poiquiloblástico, apresenta inclusões de anfibólio, talco e clorita. Portanto, a ordem de cristalização metamórfica nessa rocha seria: tremolita - talco - clorita - carbonato. Neste mesmo local observa-se injeção de granito em quartzo xisto acima da rocha ultramáfica (fotos 1 e 7).

Em outro local, a noroeste de Furquim, na mesma seqüência, observa-se um nível delgado de "turmalinito" com cerca de 2 a 3cm de espessura dobrado e intercalado em quartzo xisto e acima de nível com seixos de quartzo (foto 8). Essa rocha apresenta cerca de 80% de quartzo e 15% de turmalina, além de muscovita e opacos. Em Furquim, observa-se que essa seqüência está tectonicamente abaixo dos gnaisses do Complexo Santa Bárbara que a recobre mergulhando fracamente para oeste (foto 9).

Rochas ultramáficas, transformadas em talco xisto com 70 a 90% de talco, ocorrem nas imediações de Bandeirantes. Próximo a Cachoeira do Brumado ocorre clorita-tremolita xisto com até 80% de tremolita. Essas rochas estão sempre relacionadas à base da seqüência, porém a intensa deformação, a alteração intempérica e a descontinuidade dos afloramentos não permitem estabelecer com precisão a relação entre os litótipos.

Anfibolitos deformados e transformados, com quartzo, epídoto, biotita e alofana como produtos secundários, ocorrem desde as proximidades de Padre Viegas e Mainart, junto ao limite sul da folha, até as imediações de Bateias, próximo a seu limite norte.

Incluídas nessa seqüência vulcanossedimentar, geralmente relacionadas aos anfibolitos deformados, ocorrem formações ferríferas geralmente granatíferas, algumas vezes manganesíferas com espessartita (gondito) como aquela descrita próximo a Paracatuzinho. Essas rochas são constituídas essencialmente de quartzo, magnetita, hematita e almandina ou espessartita. Apresentam, em geral, um teor de Fe total abaixo de 15% e teores de Al_2O_3 e MnO muito elevados, o que as distingue das formações ferríferas típicas. Entre os opacos é observada também a grafita.

Xistos grosseiros, a granada e estaurolita, com muscovita, biotita e teores variados de plagioclásio e quartzo, que lhes dão um aspecto de gnaisse fino, ocorrem particularmente a oeste-noroeste de Cláudio Manoel. Xistos semelhantes a esses ocorrem nas proximidades de Santo Antônio do Pirapetinga, na Folha Rio Espera. Esses xistos estão amplamente distribuídos na área cartografada como Grupo Nova Lima. As granadas, em muitos locais porfiroblásticas e bem formadas, podem atingir até 2 a 3cm. A presença de estaurolita, granada e biotita permite concluir que foram afetadas por metamorfismo na fácies anfibolito inferior, podendo essa dedução ser extrapolada para os demais litótipos da seqüência. Localmente, zonas de cisalhamento podem gerar faixas retrometamórficas na fácies xisto-verde.

Mais para leste, próximo aos contatos com as rochas do Complexo Mantiqueira, esses xistos tomam um aspecto gnáissico mais conspícuo e passam a granitóides a muscovita, com relictos de anfibolito e talco-xisto. No extremo norte da área, a nordeste da localidade de Cuiabá, ocorre um xisto grosseiro de aspecto gnáissico, constituído de plagioclásio (40%), quartzo (25%), biotita (28%), granada (2%) e muscovita (5%), intercalado com gnaisse porfiroblástico com cristais de plagioclásio de 2 a 3mm envolvidos por biotita, muscovita e quartzo (foto 10). Os plagioclásios apresentam bordos ricos em inclusões de quartzo, corroídos e com aspecto micropegmatítico e estrutura zonada ressaltada pela sericitização e epidotização. Essa associação mineralógica pouco aluminosa, o percentual de plagioclásio, bem como a mineralogia e morfologia dos acessórios sugerem uma origem ígnea para essa rocha. Essa associação de rochas de aspecto ígneo e paraderivadas, associadas a outros tipos de rocha, como anfibolito, formações ferríferas, aluminosas e esteatitos, se estende mais para sul, entre o Complexo Mantiqueira e o Supergrupo Rio das Velhas e, em alguns trechos, onde não foi possível distinguir as duas

unidades, na escala do mapa, foi cartografada como faixa mista.

Nessa faixa, observa-se freqüentemente uma rocha escura compacta, classificada petrograficamente como quartzo-granada fels e que quimicamente apresenta teores de Mn da ordem de 4,2 a 11,4% e de C de 2,3 a 4,7%. A granada varia de 30 a 54% e o quartzo de 30 a 50%. Os opacos foram interpretados como grafita e magnetita e as granadas como espessartita. Esta rocha definida como gondito já é conhecida de longa data na região (Derby, 1901; Guimarães, 1929; Park *et al*, 1951; Dorr, Horen e Coelho, 1958). Essas ocorrências da Folha Mariana foram prospectadas em 1953 e 1954 e têm sido atribuidas ao Supergrupo Rio das Velhas (Dorr, Horen e Coelho, *op. cit.*).

2.2.3.4.2.3 Grupo Maquiné

As rochas desse grupo não estão individualizadas em formações neste trabalho. São caracterizadas por quartzitos ou rochas quartzosas com feldspato e micas e apresentam níveis ferruginosos, alguns com aspecto de formações ferríferas. Em geral são menos resistentes à erosão, o que as distingue dos demais quartzitos da região. Em vários locais, nas proximidades de Furquim e Cláudio Manoel, não se percebe qualquer tipo de discordância entre elas e as rochas do Grupo Nova Lima.

Junto às cabeceiras do córrego Tanque Novo, flanco norte da Serra do Caraça, quartzitos incluídos no Grupo Tamanduá Indiviso por Dorr (1969) foram, nesse trabalho, cartografados como Grupo Maquiné. No local ocorrem quartzitos brancos, pouco micáceos, às vezes ferruginosos, localmente com níveis de rocha vulcânica ácida, representada por sericita xisto branco-esverdeado com quartzo azul e, freqüente cloritóide. Localmente esse quartzito é extremamente micáceo, com muscovita e clorita. O cloritóide ocorre também na matriz de um metaconglomerado da estrada para o Colégio Caraça na serra homônima cerca de 1km a oeste do limite da Folha. Além desse mineral ocorre 55% de sericita e muscovita, 30% de quartzo e 10% de carbonato. O cloritóide ocorre aí na proporção aproximada de 3%. Esse conglomerado é extremamente deformado e os seixos chegam a constituir barras orientadas segundo uma lineação mineral observada no xisto Nova Lima (S70°E). Os seixos são de uma rocha quartzosa, granulação fina com níveis milimétricos de carbonato. Alguns são claros, outros avermelhados e apresentam dimensões de mais de 10cm segundo o eixo X. Foram interpretados como *chert* e *chert* ferruginoso com horizontes carbonáticos. Em nenhum deles foi detectada a presença de cloritóide e não foram observados seixos de itabirito. A sua fonte mais provável é a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima. A matriz pode ser caracterizada como um cloritóide-quartzo-sericita xisto com bandas quartzo-carbonáticas. Apresenta duas foliações, sendo que os porfiroblastos de cloritóide mostram-se orientados segundo a foliação mais antiga, rotacionada pela segunda foliação que, localmente, aparece apenas como uma clivagem incipiente.

Logo abaixo desse metaconglomerado foi observado dentro do xisto Nova Lima um nível de "quartzito" com cerca de 20% de cloritóide. Esse nível apresenta cerca de 0,5m de espessura e pode representar uma vulcânica ácida.

Acima do metaconglomerado ocorre um quartzito micáceo com foliação conspícua com 78% de quartzo, 10% de sericita e 10% de feldspato (plagioclásio e microclina), além de carbonato, cloritóide, titanita, opacos, epidoto e muscovita. A presença de epidoto, cloritóide e sericita mostra que foram afetados por um metamorfismo que atingiu a fácies xisto-verde.

A presença deste metaconglomerado sugere uma discordância erosiva nesse local, entre a seqüência quartzosa do Grupo Maquiné e a seqüência vulcanos-sedimentar do Grupo Nova Lima que lhe subjaz. Por outro lado, um ambiente de erosão e deposição rápidas é sugerido pela presença de plagioclásio e microclina no quartzito.

As "formações ferríferas", observadas particularmente ao sul de Mariana próximo a serra do Salto, mostram, localmente, uma textura clástica onde grãos de magnetita e hematita aparecem dispersos entre grãos de quartzo recristalizados em mosaico. Algumas dessas "formações ferríferas", pela quantidade reduzida de opacos podem ser caracterizadas apenas como quartzitos ferruginosos. Mais para leste, onde o grau metamórfico é mais elevado, o cloritóide desaparece e passam a ocorrer granada e cianita originadas da muscovita em quantidades limitadas (menos de 5%).

Nas proximidades de Furquim é comum a presença de magnetita em cristais bem formados e turmalina. Esses minerais, às vezes, se concentram em níveis preferenciais dispersos e delgados. Mais para o sul, próximo a Mainart, observam-se níveis xistosos com granada, sericita e rara estaurolita, sugerindo que essas rochas atingiram a fácies anfibolito inferior. Nas imediações de Paracatuzinho ocorrem dobras com eixo S30°E salientadas por níveis com magnetita e turmalina (foto 11). Nas imediações de Bateias, no leito do Rio Piracicaba, observa-se metaconglomerado com seixos de quartzo e quartzito dobrados segundo NS ou estirados segundo EW (foto 12). Em seções polidas de "formações ferríferas" dessa unidade observam-se lâminas de hematita bem orientadas numa matriz de quartzo recristalizado em mosaico e sem nenhuma orientação, sugerindo que a rocha, antes da recristalização do quartzo, sofreu um evento de deformação que paralelizou as lâminas de hematita.

Das observações estruturais efetuadas pode-se deduzir que as rochas do Grupo Maquiné foram afetadas pelos mesmos eventos deformacionais que afetaram o Grupo Nova Lima.

2.2.3.5 Aspectos Petrogenéticos

As rochas ultramáficas da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso foram estudadas detalhadamente por Sichel *(op.cit.)*. Trata-se de rochas de caráter peridotítico, vulcânicas e plutônicas, da série komatiítica, identificada tanto pelas estruturas primárias preservadas (*spinifex*, *quench* e cúmulos) como pelos parâmetros químicos (figura II.2.19 e tabela II.2.13). Nessa tabela, médias de teores de óxidos maiores e elementos traço das rochas peridotíticas desta unidade, segundo Sichel *(op.cit.)* são comparadas com médias dos cinturões de rochas verdes arqueanos mais conhecidos da literatura da África do Sul (PEREAS), de Abitibi no Canadá (PERECA) e da Austrália Ocidental (PEREAO), in Condie (1981), bem como médias de ultramáficas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga (UBSAP), da Unidade Inferior do Supergrupo Rio das Velhas da Folha Rio Espera (RVINFUX e RVINFUL) e do Grupo Dom Silvério (DSX), analisadas neste projeto, e de ofiolitos fanerozóicos, in Condie (1981; OFF) e da Nova Caledônia, segundo Moutte, in Biondi (1986; ULTNC). O valor da razão CaO/Al_2O_3 das rochas peridotíticas da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso, sem estruturas preservadas (QOUS), é bem inferior aos padrões de outras áreas devido à perda de CaO nos processos de deformação. O das rochas com textura *spinifex* (QOUE), por outro lado, e o que mais se aproxima dos padrões da literatura.

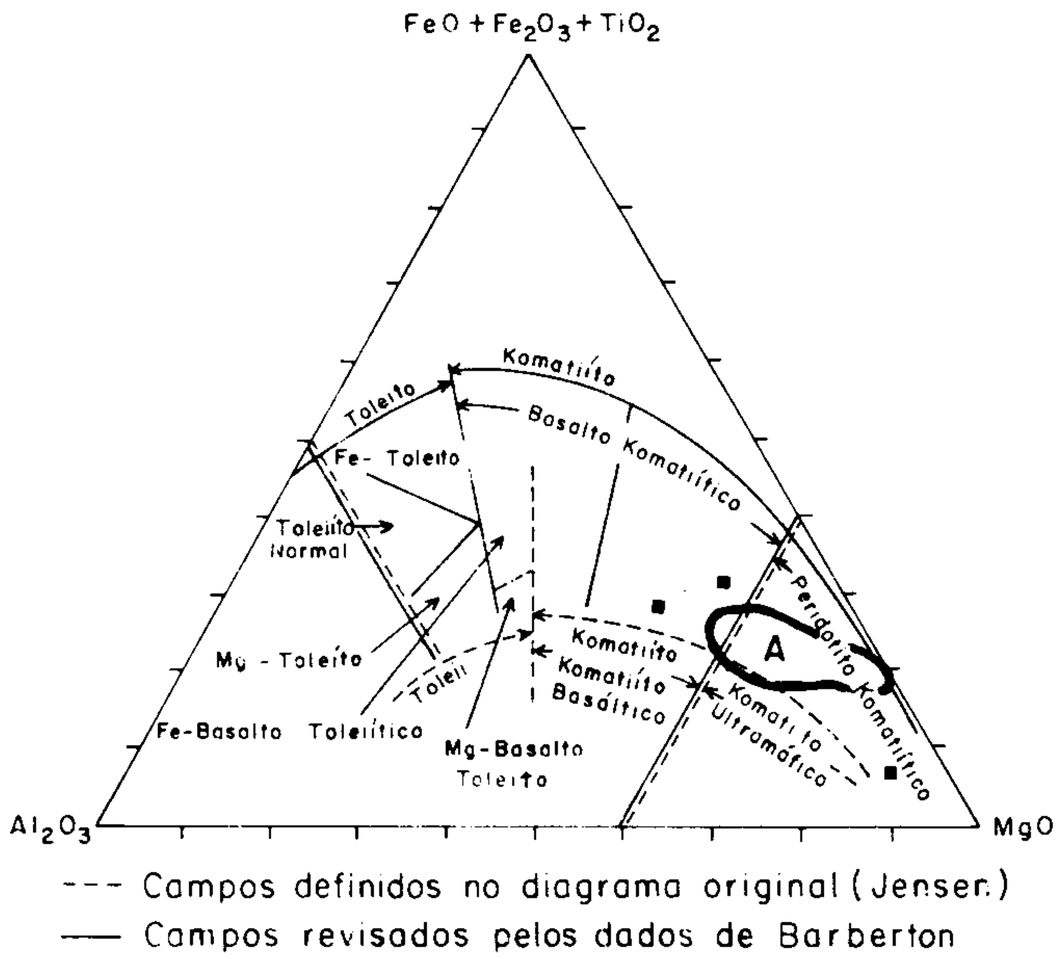


Figura II.2.19 – Diagrama ternário de Jensen (1976) com os campos revistos por Viljoen et al. (1982) em linha cheia e que permite distinguir as rochas de caráter komatiítico. O campo A representa a área de maior concentração das amostras da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso com dados segundo Sichel (1983).

Nas rochas ultramáficas dessa área, incluindo as da Folha Rio Espera, é comum observar-se uma certa dispersão em relação aos padrões de rochas ultramáficas de cinturões de rochas verdes de outras áreas. Essas modificações se devem aos processos de deformação associados a trocas metassomáticas de elementos mais móveis. Essas diferenças são observadas inclusive nos padrões de elementos terras-raras (vide relatório final da Folha Rio Espera - Raposo, 1991). Devido a essas modificações, as amostras devem ser submetidas a uma seleção extremamente rigorosa para o desenvolvimento de estudos comparativos.

As rochas máficas transformadas em anfibolitos já preservam melhor as características químicas primárias. Estudos efetuados na Folha Rio Espera mostram que são basaltos toleíticos ou ferrotoleíticos de fundo oceânico.

Segundo Sichel *(op.cit.)*, as formações ferríferas do Grupo Nova Lima nas imediações de Barão de Cocais podem ser distribuídas em dois conjuntos: um associado a rochas quartzíticas e outro a filitos grafitosos, sendo este último portador de mineralizações auríferas.

Nesse trabalho observou-se quartzitos ferruginosos com aspecto de formações ferríferas associados a quartzitos do Grupo Maquiné e formações ferríferas associadas a anfibolito, anfibólio xisto, por vezes granatífero, e estaurolita-granada-biotita xisto. Em geral, a essas formações estão relacionadas anomalias geoquímicas de ouro.

Entre as rochas metassedimentares analisadas nesse projeto, que poderiam representar metassedimentos clásticos, pelo teor mais elevado de Al_2O_3, se distinguem dois grupos. No primeiro estão as rochas descritas como quartzo-espessartita-fels (gondito) e formações ferríferas com almandina que pelo teor mais elevado em magnetita, espessartita ou almandina aproximam-se, composicionalmente, das formações ferríferas manganesíferas aluminosas. Essa semelhança é também de natureza textural devido ao fino bandamento alternado de quartzo e máficos representados por espessartita/almandina, magnetita martitizada e grafita.

No segundo grupo estão os (muscovita)-(estaurolita)-granada biotita-quartzo-plagioclásio xisto. A composição mineralógica modal e normativa, bem como os teores químicos de óxidos, elementos-traço e terras-raras dessas amostras estão representados nas tabelas II.2.14 e 15. Os valores da DF de Shaw (1972) que permite distinguir rochas paraderivadas de rochas ortoderivadas por valores negativos e positivos respectivamente, são negativos para quatro amostras da tabela. Para cinco amostras, incluindo as anteriores, o valor de coríndon (C) normativo é bastante elevado. A amostra FR-057A, que apresenta alto valor de coríndon normativo, porém DF positivou, apresenta-se intercalada com níveis de gnaisse porfiroblástico ortoderivado e intensamente deformada por processos tectônicos, o que pode ter gerado trocas metassomáticas alterando a sua composição química original. A amostra GM-422 não apresenta coríndon normativo, tem valor de

Tabela II.2.13 – Média de teores de óxidos maiores e elementos-traço bem como razões características de rochas ultramáficas da Subnidade Peridotítica Quebra-Osso, segundo Sichel (1983), comparadas a teores de rochas ultramáficas da literatura geológica.

	A QOUG	B QOUS	C QOUE	D UBSAP	E RVINFUL	F RVINFUL	G DSX	H OFF	I ULTNC	J PEREAS	K PERECA	L PEREAO
SiO_2	52,32	47,30	46,88	42,30	46,25	38,30	42,11	43,25	40,92	42,52	42,90	41,90
Al_2O_3	4,41	5,41	7,10	4,12	6,70	1,90	15,66	2,66	1,84	3,44	7,46	5,22
Fe_2O_3	8,12	9,86	10,13	3,56	2,05	1,60	6,85	2,63	3,72	4,92	2,90	3,62
FeO				5,42	10,02	6,05	9,82	5,55	3,97	5,87	6,50	5,21
MnO	0,09	0,08	0,40	0,17	0,24	0,08	0,36	0,13	0,11	0,19	0,22	0,18
MgO	26,56	34,87	30,05	32,47	21,75	33,60	6,63	39,67	38,55	30,27	24,00	29,86
CaO	8,28	1,84	5,44	4,17	7,10	0,36	11,82	2,43	1,54	4,96	7,21	4,69
Na_2O	0,04	0,01	0,05	0,17	0,34	0,05	1,41	0,05	0,03	0,41	0,13	0,22
K_2O	0,01	0,00	0,01	0,05	0,03	0,03	0,80	0,01	0,01	0,16	0,06	0,02
TiO_2	0,14	0,16	0,18	0,19	1,10	0,16	3,03	0,10	0,07	0,18	0,36	0,02
P_2O_5	0,01	0,02	0,02	0,03	0,05	0,05	0,05	0,03	0,04	0,02	0,02	0,02
H_2O				6,73	3,02			4,00	8,15	7,10	6,00	839
CaO/Al_2O_3	1,87	0,34	0,90	1,00	1,06	0,19	0,73	0,91	0,83	1,40	0,97	0,90
FeO/Fe_2O_3				1,59	4,88	3,78	1,43	2,10	1,07	1,20	2,20	1,40
MgO/FeO				6,28	2,17	5,55	0,67	7,10	9,71	5,20	3,70	5,70
Al_2O_3/TiO_2	31,50	33,80	39,40	23,26	6,09	11,87	5,27	27,00	26,29	19,00	21,00	23,00
Cr	3126,00	3909,00	3198,00	2680,00	1525,00	1080,00	12,50	3000,00	2500,00	2200,00	2700,00	3000,00
Ni	1871,00	2014,00	1497,00	1780,00	1160,00	1880,00	40,00	2000,00	2000,00	2000,00	1300,00	1600,00
V				12,60	270,00	102,00	357,00	100,00	83,00	90,00	170,00	120,00
Co				96,00	82,00	84,00		100,00	105,00	60,00	110,00	105,00
Cu	34,00	20,00	17,00	54,20	67,00	14,00	155,00	10,00	32,00	45,00	87,00	95,00
Zn	43,00	70,00	56,00	81,60	32,00	16,00	26,00	40,00	46,00	102,00	90,00	130,00
Zr	7,00	11,00	13,00	28,50	54,00	<20,000	<50,00	30,00		34,00	35,00	15,00
La	4,00	12,00	6,00	0,60	24,10	2,70				0,80	0,45	0,55
Ce	9,00	7,00	9,00	1,64	10,80	5,30				2,10	1,18	1,65
Nd				1,52	24,90	2,60				1,70	1,33	1,53
Sm				0,51	7,10	0,66				0,51	0,45	0,56
Eu				0,20	2,00	0,15				0,18	0,21	0,22
Gd				0,63	8,90	0,74				0,65	0,50	0,75
Tb										0,15	0,09	0,15
Er				0,51	5,70	0,33				0,48	0,41	0,64
Yb				0,66	4,70	0,30				0,47	0,88	0,63
Lu				0,10	0,77	0,07				0,10	0,08	0,11
Y	7,50	11,00	10,00	5,25	72,00	<10,00		2,00		3,00	10,00	6,00
Ni/Co				20,00	14,00	22,40				33,00	12,00	15,00
Ti/Zr				68,00	122,00	100,12				31,00	62,00	111,00
Zr/Y				5,63	0,75					11,00	3,50	2,40
Ti/V				12,33	24,00	9,40				12,00	13,00	12,00
(La/Sm)N				0,65	2,13	2,58				0,86	0,55	0,54
Eu/Eu*				1,13	0,25	0,21				1,00	1,30	1,10
Yb/Gd)N				1,37	0,65	0,50				0,90	2,20	1,00

A = média de quatro amostras de rochas ultramáficas do Grupo Quebra-Osso com textura cumulática (Sichel, 1983).
B = média de 12 amostras de rochas ultramáficas do Grupo Quebra-Osso sem texturas preservadas (Sichel, 1983).
C = média de três amostras de rochas ultramáficas do Grupo Quebra-Osso com textura *spinifex (Sichel, 1983)*.
D = média de cinco amostras de rochas ultramáficas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga (Raposo, 1991).
E = média de duas amostras de rochas ultramáficas xistosas da Unidade Inferior do Supergrupo Rio das Velhas (Raposo, 1991).
F = amostra de rocha ultramáfica, com magnesita da Unidade Inferior do Supergrupo Rio das Velhas (Raposo, 1991).
G = média de duas amostras de rochas ultramáficas do Grupo Dom Silvério na Folha Ponte Nova (Brandalise, 1991).
H = média de ofiolitos fanerozóicos da literatura universal, *in* Condie, 1981.
I = média de três amostras de rochas ultramáficas do maciço de *Tiebghi* da Nova Caledônia, considerado ofiolítico na literatura (segundo Mout, *in:* Biondi, 1986).
J = média de komatiítos peridotíticos com texturas *spinifex da Formação Komati, África do Sul, in* Condie,1981.
K = média dos komatiítos peridotíticos com texturas *spinifex* do Cinturão de Abitibi,m i*n* Condie 1981.
L = média dos komatiítos peridotíticos com textura *spinifex* da Austrália Ocidental, *in* Condie, 1981.

Tabela II.2.14 – Composições modais estimadas e normativas, classificação petrográfica e valores da DF de Shaw (1972) de seis amostras de metassedimentos do Grupo Nova Lima.

Ordem	1	2	3	4	5	6
N° Campo	GM-422	GM441	OF-027	FR-054	FR-057A	FR-103
N° Labor	CBQ-597	CBQ-868	CQ-859	CBQ-738	CBQ-891	CQ-861
pl	5			35	40	
qz	10	30	50	24	25	30
bt		TR		30	28	TR
gr	5	45	40	5	2	54
mos				TR	5	
est				3	–	
cl				1	TR	
ap				< 1	< 1	
op		20	9	TR	< 1	15
zr				TR	TR	
tur				2	–	
monz				R	R	
tit			1			
anf	60	3				
clnz						
carb						
epi	20					
Classific. Petrográf.	Greenstone com Granada	Opaco-quartzo-granada fels.	Opaco-granada-quartzo-fels.	Qz-Bt-Pl Xisto	Qz-Bt Pl Xisto	Opaco-quartzo-granada fels
g	8,258	36,202	45,514	25,962	19,691	25,762
or	1,442	0,310	0,306	15,589	19,822	0,714
ab	4,817	0,222	0,219	21,458	29,236	10,227
an	40,529	28,556	19,488	7,954	8,830	10,376
C	0	8,961	13,358	6,088	5,236	11,969
di	26,941	0	0	0	0	0
hy	12,996	20,898	13,845	17,794	11,891	36,725
mt	3,125	3,516	4,584	3,236	2,947	2,787
il	1,197	0,871	2,313	1,541	1,390	0,207
ap	0,217	0,248	0,153	0,216	0,818	0,802
pr	0,146	0,012	0,022	0,009	0,010	0,045
DF	0,235	-1,816	-2,558	-3,476	0,599	-3,609

Tabela II.2.15 – Teores de óxidos de elementos maiores, elementos-traço e de terras-raras, bem como parâmetros de elementos terras-raras das amostras da tabela II.2.14. Até F- em percentagem peso, os demais, em ppm.

Nº Ordem	1	2	3	4	5	6
Nº Campo	GM-422	GM-441	OF-027	FR054	FR-057A	FR-103
SiO_2	50,000	45,300	47,500	62,800	61,700	45,500
Al_2O_3	15,800	14,900	15,900	15,800	17,500	14,800
Fe_2O_3	4,500	5,400	6,700	2,200	2,000	14,700
FeO	6,700	3,800	1,100	6,000	4,600	3,800
MnO	0,270	12,910	14,710	0,130	0,080	5,422
HgO	4,900	2,100	2,100	3,800	2,400	1,30
CaO	14,600	4,500	3,100	1,700	2,200	2,100
Na_2O	0,560	0,020	0,020	2,500	3,400	1,000
K_2O	0,240	0,040	0,040	2,600	3,300	0,100
TiO_2	0,620	0,350	0,940	0,800	0,720	0,090
P_2O_5	0,090	0,080	0,050L	0,090	0,340	0,280
S	0,077	0,005L	0,009	0,005L	0,05L	0,020
C	0,000B	4,700	2,300	0,000B	0,000B	4,200
CO_2	0,250	0,150	0,150	0,150	0,150	0,350
H_2O+	1,080	0,620	1,110	1,110	1,260	4,740
H_2O-	0,170	0,180	0,710	0,100	0,100	1,680
F	0,050	0,016	0,028	0,089	0,089	0,026
Cu	92,000	4,000	14,000	14,000	34,000	23,000
Pb	7,000	6,000	5,000	14,000	12,000	12,000
Zn	179,000	22,000	98,000	39,000	113,000	27,000
Li	5,000L	8,000	8,000	77,000	47,000	17,000
Co	43,000	88,000	90,000	27,000	13,000	28,000
Cr	324,000	76,000	18,000	260,000	96,000	64,000
Ni	210,00	144,000	63,000	230,000	5,000	42,000
V	186,000	194,000	74,000	122,000	102,000	94,000
Y	53,000	20,000	120,000	28,000	10,000	80,000
Nb	20,000L	11,000	27,000	20,000L	20,000	10,000L
Ba	300,000	180,000	89,000	720,000	1080,000	470,000
Sr	190,000	15,000	15,000	180,000	410,000	15,000
Rb	15,000	6,000	7,000	100,000	120,000	9,000
Zr	77,000	80,000	180,000	120,000	180,000	70,000
Cl	27,000	20,000L	20,000L	37,000	80,000	20,000L
La	14,780	7,334	11,750	21,790	18,570	16,820
Ce	18,000	35,700	35,580	51,880	42,730	48,360
Nd	20,650	9,559	13,470	22,160	15,310	23,040
Sm	4,884	2,578	4,514	4,042	3,034	5,905
Eu	1,138	0,547	1,698	0,944	0,992	1,057
Gd	4,500	2,702	9,303	3,463	2,637	6,148
Dy	4,989	3,192	17,780	4,005	2,763	13,570
Ho	1,125	0,697	3,740	0,840	0,558	2,619
Er	3,674	2,174	10,990	2,462	1,534	6,570
Yb	3,498	2,082	9,798	2,439	1,331	6,095
Lu	0,454	0,248	1,130	0,318	0,179	0,986
YbN	21,187	12,611	59,346	14,773	8,062	36,917
Eu/Eu*	0,730	0,629	0,782	0,753	1,049	0,532
LaN/YbN	2,852	2,378	0,809	6,030	9,417	1,841
YbN/LaN	0,351	0,421	0,235	0,166	0,106	0,543
STRL	58,314	35,171	65,314	99,872	79,644	93,925
STRP	18,240	11,095	52,741	13,527	9,002	35,688
STR	77,692	66,813	119,753	114,343	89,638	130,670
LaN/LUN	3,379	3,070	1,079	7,113	10,769	2,515
CeN/YbN	1,332	4,438	0,940	5,505	8,309	2,054
GdN/YbN	1,040	1,049	0,767	1,147	1,601	0,815
SseerYN	112,830	64,248	240,047	90,044	70,421	186,250
SseerCeN	132,227	106,124	132,244	217,184	175,219	192,387

DF positivo, teor de MgO abaixo de 6% (4,9) e elevado teor de quartzo, tanto modal quanto normativo. Essa amostra poderia representar tanto um basalto toleítico deformado e alterado por processos tectônicos e metassomáticos quanto um tufo básico. Porém, quando lançada na curva hiperbólica de seleção de grauvacas arqueanas desenvolvida por Lickley *et al*., in Dupuis, Whitehead e Davis (1990) ela se posiciona junto às demais amostras de metassedimento e das grauvacas arqueanas de Timmins (figura II.2.20). Nesse mesmo diagrama estão lançadas três médias de formações ferríferas carbonáticas (C), magnetíticas (M) e hematíticas (H) do Grupo Guanhães, segundo Grossi Sad *et al.* (1990). As formações ferríferas devido aos baixos teores de Al_2O_3 e TiO_2 tendem a acompanhar a assíntota das ordenadas. A amostra FR 103, no entanto, se posiciona próximo à origem dos eixos devido ao baixo teor em TiO_2

e relativamente elevado teor de Al_2O_3. Essa amostra pelo elevado teor em Fe pode ser comparada às formações ferríferas aluminosas granatíferas do cinturão supracrustal de Isua no oeste da Groenlândia (Dymek e Klein, 1988). Na tabela II.2.16 estão registrados os teores de formações ferríferas aluminosas de Isua, segundo Dymek e Klein *(op.cit.)*, para comparações com os valores da tabela II.2.15. Também para efeito de comparação estão registrados os perfis de elementos terras-raras normalizados das formações ferríferas do Grupo Guanhães, segundo Grossi Sad *et al.* (1990) (a) e de formações ferríferas aluminosas de Isua, oeste da Groenlândia, segundo Dymek e Klein (1988) (b), acima dos perfis normalizados pelos padrões condríticos de Evensen et al. (1978) das três amostras de quartzo-granada fels e uma de *greenstone* com granada do Grupo Nova Lima (figura II.2.21). As curvas que mais se aproximam na forma são a da formação ferrífera hematítica do Grupo Guanhães e a da formação ferrífera granatífera representada pela amostra FR-103. As anomalias negativas de Eu, as positivas de Ce e o enriquecimento relativo em elementos pesados estão relacionados às transformações metamórficas e maior mobilidade desses elementos. A granada é um mineral que apresenta elevados coeficiente de distribuição de elementos terras-raras pesados e o Ce e o Eu são os ETR mais sensíveis às modificações termodinâmicas. Essas características tornam-se ainda mais evidentes nos perfis normalizados pelo padrão de 40 folhelhos norte-americanos segundo Haskin *et al.* (1968) da figura II.2.22. As duas amostras de (muscovita)-granada-(estaurolita)-biotita- quartzo-plagioclásio-xisto, quando normalizadas pelo padrão NASC, mostram anomalias positivas de Eu e pelo padrão condrítico de Evensen *et al.* (1978) evidenciam enriquecimento em terras-raras leves (figura II.2.23.). Também essas características estão relacionadas à composição mineralógica e particularmente ao elevado teor em plagioclásio. Apenas a amostra GM-422, de *greenstone* com granada, parece evidenciar características originais nas normalizações, pelos dois padrões referidos, (figuras II.2.22 e II.2.23) tanto pela acentuada anomalia negativa de Ce como pela forma planar do perfil que podem estar relacionadas a retrabalhamento de basalto de fundo oceânico.

Dessas observações pode-se concluir que os padrões de elementos terras-raras das amostras de metassedimentos do Grupo Nova Lima refletem, na realidade, as transformações metamórficas e suas composições mineralógicas, atuais. As características primárias foram completamente destruídas nesses processos. No entanto, das próprias constituições mineralógica e química e das associações litológicas pode-se inferir um ambiente marinho de águas profundas (pelágico) para esses primeiros metassedimentos da seqüência. Sobre uma pilha vulcânica de fundo oceânico, caracterizada como komatiítos na base e Fe-toleítos e toleítos no topo, foram depositadas formações ferríferas do tipo DWAT-IF (*deep water iron formation*) de

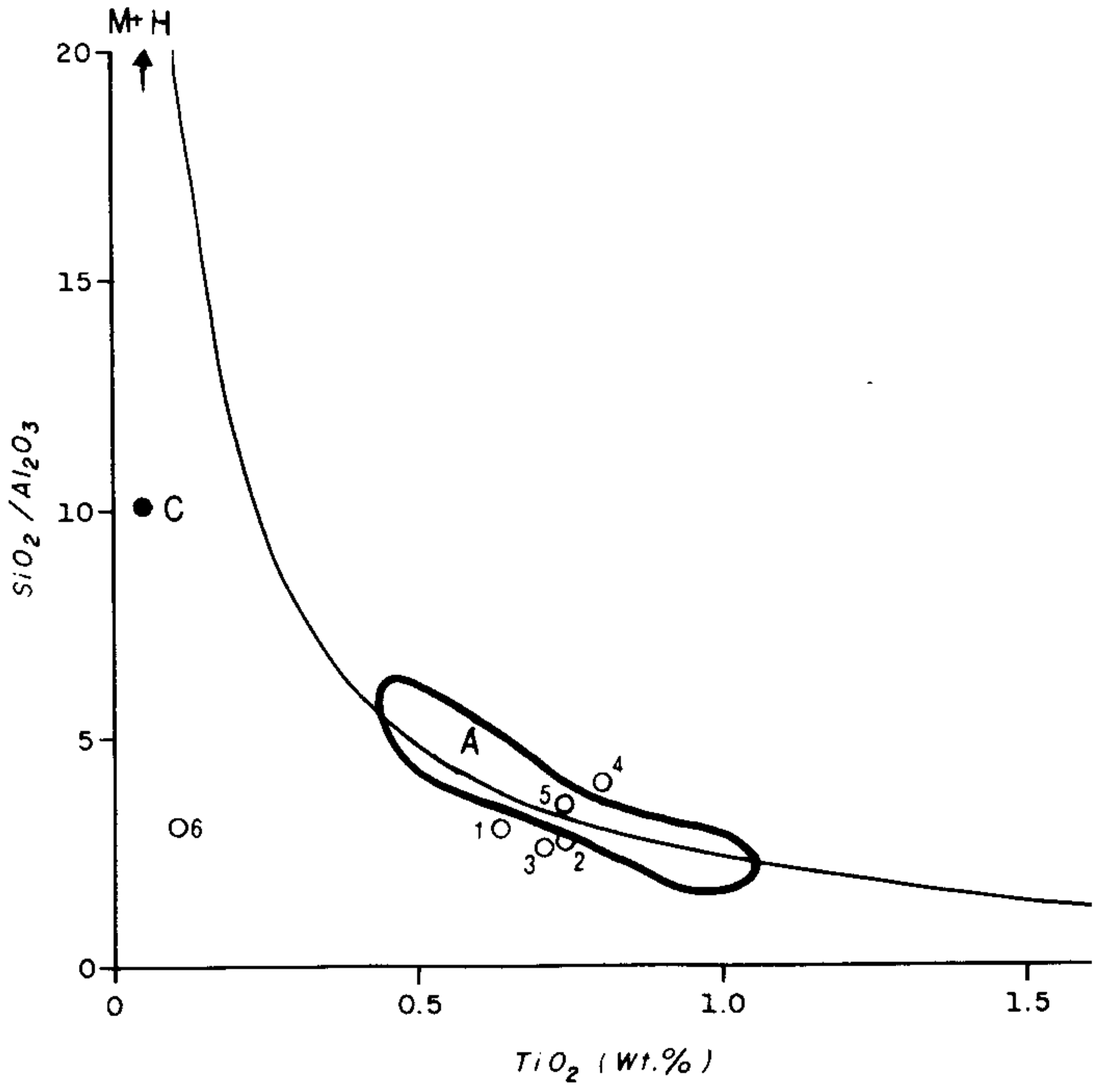


Figura II.2.20 – Curva hiperbólica de seleção definida pela razão SiO_2/Al_2O_3 x TiO_2 e percentagem em peso utilizada por Lickley et al. (1987), in Dupuis, Whitehead e Davis (1990) para distinguir grauvacas arqueanas (A) de rochas básicas, empregada para os metassedimentos do Grupo Nova Lima da tabela II.2.15. No mesmo diagrama estão lançadas médias de formações ferríferas carbonáticas (C), magnetíticas (M) e hematíticas (H) do Grupo Guanhães segundo Grossi Sad et al. (1990).

Kimberley (1978,1989) associadas a sedimentos pelágicos argilosos com eventuais retrabalhamentos por corrente de turbidez. Com o fechamento gradativo do oceano a sedimentação tornou-se mais clástica passando de grauvacas a arenitos impuros associados a raro vulcanismo ácido que caracterizou o Grupo Maquiné. Essa proposta de evolução concorda, em parte, com a proposta de Ladeira (1980) e Ladeira, Roeser e Tobschall (1983) - figura II.2.24 . A única dificuldade nesse modelo continua sendo, ainda, o embasamento siálico primitivo que não foi identificado até o momento.

2.2.3.6 Idade e Correlações

Os trabalhos mais recentes de radiogeocronologia efetuados no Supergrupo Rio das Velhas foram desenvolvidos por Machado et al. (1989a) no Departament of Geology, R.O.M, Toronto, Canadá. Trata-se de análises U/Pb em zircões de plutônicas ácidas dos complexos Caeté, Moeda e Bação, de vulcânicas ácidas do Grupo Nova Lima e em zircões detríticos de uma grauvaca da Formação Sabará. As idades obtidas nesse trabalho mostraram duas fases plutônicas ácidas no desenvolvimento do cinturão de

Tabela II.2.16 - Teores químicos de formações ferríferas aluminosas e grafíticas de Isua, Oeste da Groenlândia, segundo Dymek e Klein (1988).

% Peso	ISa 622-1	ISa 717-4B	ISb 622-2	ISb 625-14	ISb 623-1A	IDb 28-6C
SiO_2	41,2	55,2	6,10	76,1	81,6	25,6
TiO_2	0,80	0,36	0,02	<0,01	0,02	0,05
Al_2O_3	12,4	9,50	1,57	1,06	0,57	1,56
Fe_2O_3	1,59	8,37	23,2	2,14	0,16	33,4
FeO	31,5	15,5	54,6	10,5	8,00	24,6
MgO	5,98	2,49	1,01	7,92	6,22	8,18
MnO	1,37	0,23	3,45	0,12	0,04	1,71
CaO	2,38	5,57	0,43	0,04	0,08	0,19
Na_2O	<0,01	0,62	0,10	<0,01	0,01	0,01
K_2O	0,19	0,33	<0,01	<0,01	0,89	0,27
P_2O_5	0,23	0,19	0,01	<0,01	0,07	0,41
H_2O	1,91	0,63	4,86	1,02	0,51	1,15
CO_2	0,24	-	1,45	0,06	0,06	0,02
C	0,16	0,01	2,98	1,54	0,70	2,09
S	-	-	0,28	0,09	0,20	0,06
TOTAL	100,01	99,00	100,06	100,59	100,03	99,00
ppm						
B	7	2	63	6	4	6
Sc	29,1	9,5	4,1	2,3	0,56	1,1
V	205,3	51,4	400,1	71,0	6,9	15,9
Cr	252,0	110,5	90,6	18,7	20,7	27,5
Co	43,3	22,5	51,7	21,1	8,8	c
Ni	216,4	73,2	96,0	230,3	91,0	68,7
Cu	8,9	56,2	290,3	9,1	24,2	28,9
Zn	193,2	66,4	76,2	389,7	53,9	434,5
As	-	0,72	-	-	0,53	-
Se	-	-	2,63	-	0,16	0,45
Br	-	0,52	-	-	0,71	3,02
Rh	<20	<13	<20	<10	<3	<25
Sr	<1	16,2	-	1,1	<2	2,5
Y	22,3	13,7	-	-	2,7	8,3
Zr	65,9	94,7	7,0	7,5	4,2	14,3
Nb	2,6	3,2	-	-	<0,4	<0,4
Mo	3	2	<5	34	10	4
Sb	0,24	0,22	0,16	0,13	0,11	0,07
Cs	0,10	0,15	0,04	0,04	-	<0,05
Ba	<5	<5	<5	<5	<5	<5
La	5,25	8,11	3,43	3,42	2,25	5,86
Ce	10,52	16,06	7,69	6,41	3,91	10,07
Nd	6,1	7,2	4,6	3,2	1,69	3,61
Sm	2,03	1,94	1,169	0,844	0,443	0,639
Eu	1,62	0,956	0,836	0,432	0,270	0,446
Tb	0,523	0,370	0,267	0,201	0,085	0,111
Yb	2,266	1,194	1,55	0,964	0,361	0,978
Lu	0,341	0,184	0,282	0,155	0,56	0,222
Hf	1,78	2,69	0,21	0,23	0,12	0,34
Ta	0,22	0,20	0,12	0,02	0,02	c
Pb	14,0	28,0	3	<4	9,0	23,8
Th	0,63	2,37	0,23	0,24	-	0,47
U	<0,2	0,34	<0,16	<0,10	-	<0,14

a – Formação ferrífera aluminosa
b – Formação ferrífera grafítica

rochas verdes Rio das Velhas . A primeira, relacionada ao Complexo Caeté e vulcânicas ácidas da mesma região, cartografadas como Grupo Nova Lima (figura II.2.25 - diagramas a e c). A segunda, mais nova e com uma diferença aproximada de 40M.a. está relacionada ao Complexo Moeda na borda oeste do Quadrilátero Ferrífero (figura II.2.25 - diagrama d). A existência de uma crosta siálica mais antiga é apenas sugerida por zircões herdados (duas idades em um mesmo cristal) de rochas félsicas do Grupo Nova Lima das regiões de Piedade do Paraopeba e Caeté (2.883 ± 6M.a. e 3.029 ± 6M.a. respectivamente - figura II.2.25 - diagrama b).

A idade de 2.059 ± 6M.a. (figura II.2.25 - diagrama c) de titanita em anfibolito e monazitas em pegmatitos não deformados do Complexo Bação foi sugerida como da fase final de remobilização de rochas mais antigas, provavelmente arqueanas, segundo dados de Teixeira (1985).

A idade de 2.125 ± 4M.a. (figura II.2.25 - diagrama f), mostra que pelo menos parte dos metassedimentos da Formação Sabará no extremo noroeste do Quadrilátero Ferrífero é bem mais jovem que os metassedimentos do Grupo Nova Lima. Pela proximidade e semelhanças litológicas, a idade obtida para o Complexo Caeté pode ser extrapolada para o Complexo Santa Bárbara. Considerando que as vulcânicas félsicas estão relacionadas ao fechamento do ciclo vulcano-sedimentar, pode-se inferir que a idade mínima do Supergrupo Rio das Velhas é 2.776M.a.

2.2.4 Supergrupo Minas

2.2.4.1 Comentários Gerais

Essa unidade, inicialmente definida como Série Minas por Derby (1906) é a mais conhecida e estudada do Quadrilátero Ferrífero, principalmente pelas importantes jazidas de ferro que encerra. Derby a definiu como série xistosa da serra do Espinhaço e áreas adjacentes que consiste de um grande complexo constituído principalmente de xistos argilosos com massas subordinadas de quartzitos comuns, quartzitos ferruginosos (itabiritos a minério de ferro puro) e calcários. É interessante notar que o autor chamou de itacolomitos os quartzitos da base da seqüência (veja tabela II.2.12).

Harder e Chamberlin (1915) detalharam a Série Minas estabelecendo no topo a unidade quartzítica Itacolomi e na base a unidade quartzítica Caraça.

Guimarães (1931) distinguiu os quartzitos do topo como uma nova série, designando-a como Série Itacolomi e estendendo-a para o norte pela serra do Espinhaço. Mudanças faciológicas dentro da Série Minas foram demonstradas por Freyberg (1932), propondo uma interdigitação lateral entre itabirito, xistos e quartzitos. Para as áreas onde não era possível distinguir a Série Minas da Série Itacolomi propôs a designação provisória de Formação Espinhaço. Dorr II *et al.* (1957) separaram da Série Minas original de Derby a Série Rio das Velhas, após ser identificada por Rynearson, Pomerene e Dorr II (1954) uma profunda discordância na serra da Moeda e no lado sul da serra do Curral.

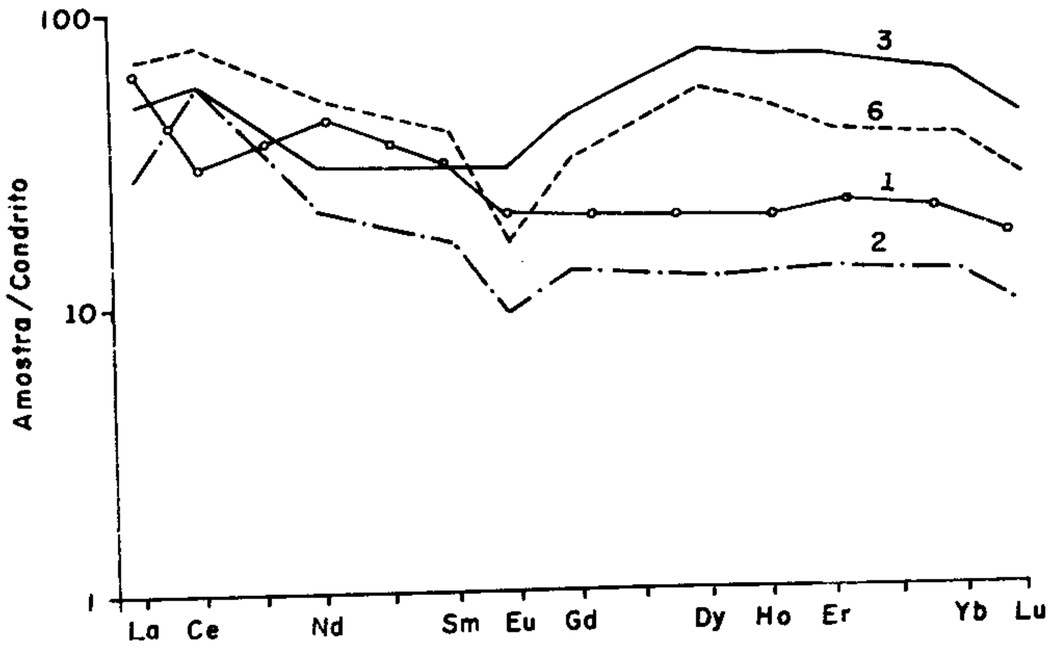


Figura II.2.21 – Variograma dos teores dos elementos terras-raras normalizados segundo Evensen et al. (1978) das amostras de metassedimentos da tabela II.2.15. Ao lado, variogramas padrões da literatura. Detalhes no texto.

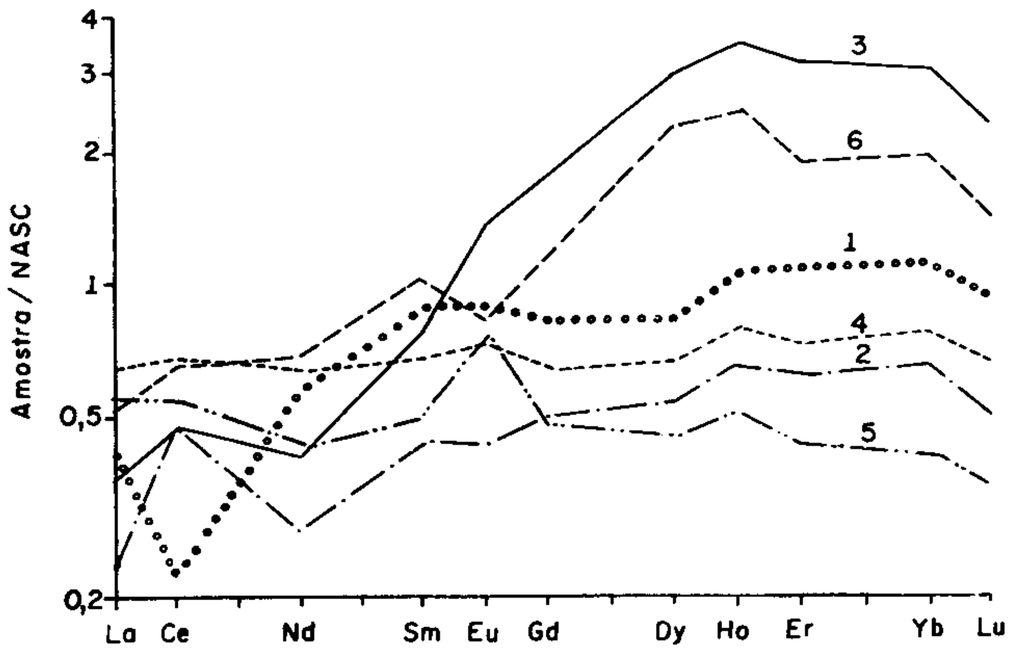
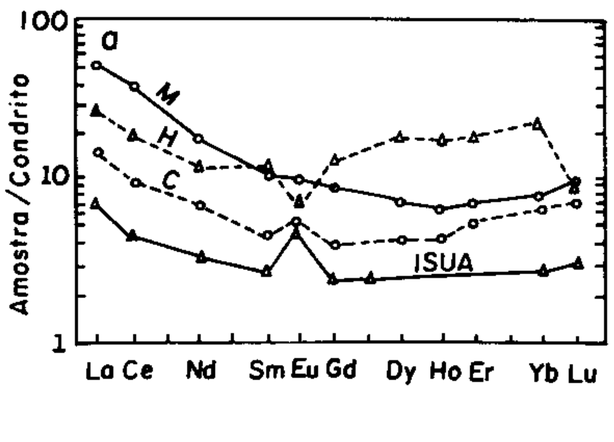
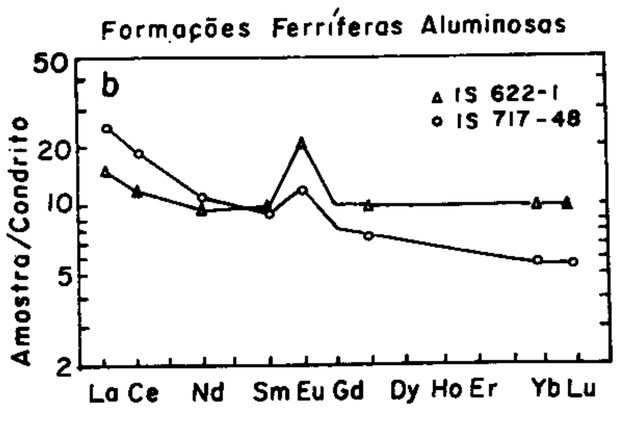
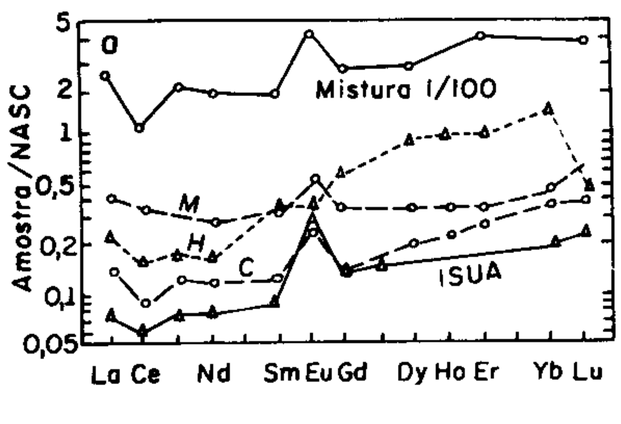
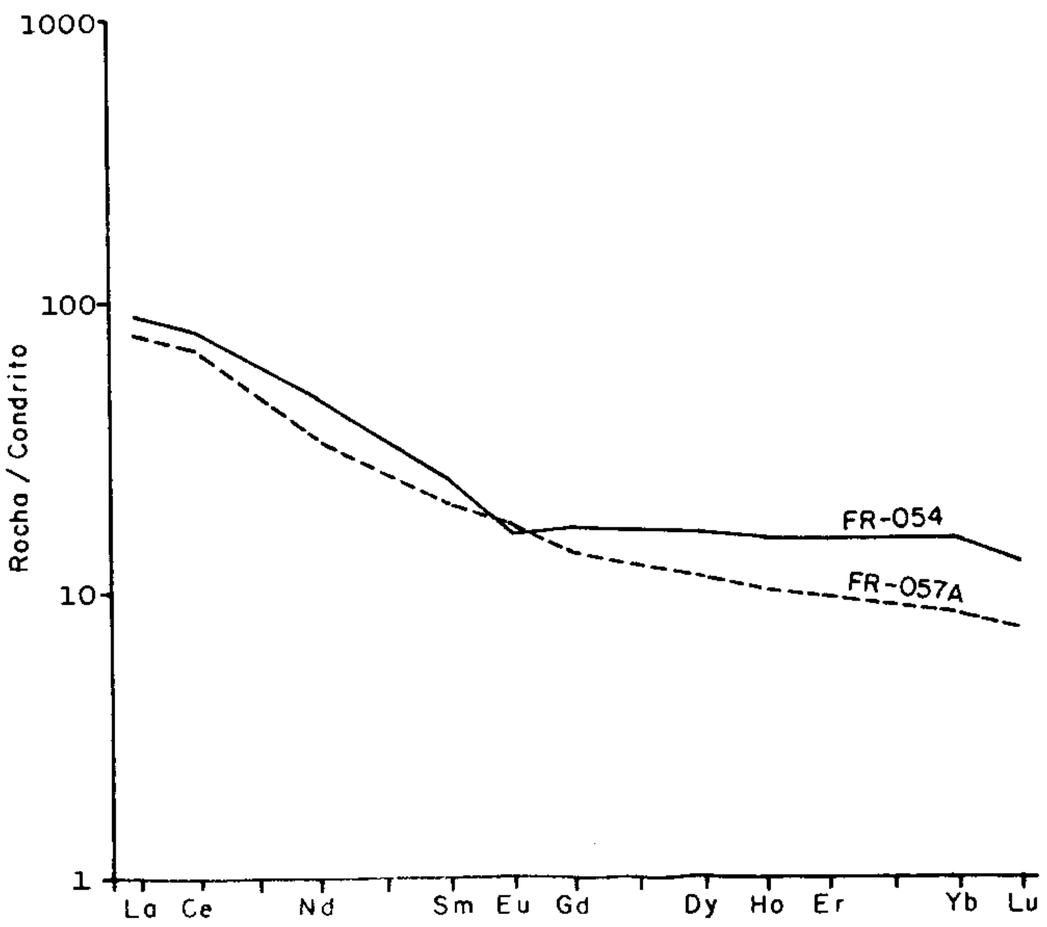


Figura II.2.22 – As mesmas amostras da figura II.2.21 normalizadas pelo padrão NASC segundo Haskin et al. (1968). Ao lado, padrões da literatura incluindo uma mistura de fluidos hidrotermais e água do mar na proporção de 1/100 (a) e a variação dos coeficientes de distribuição de ETR em diversos minerais (b), in Henderson (1984). Detalhes no texto.









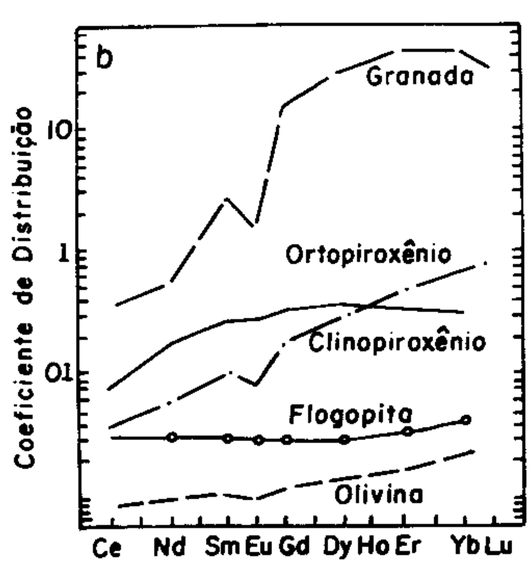


Figura II.2.23 – Variograma dos teores dos elementos terras-raras normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen et al. (1978), de duas amostras de (musc)-gr-(est)-bt-qz-pl xisto do Grupo Nova Lima da tabela II.2.15.

Nas décadas de 50 e 60, Dorr e seus colaboradores, graças a um convênio celebrado entre o Departamento Nacional da Produção Mineral e o United States Geological Survey, cartografaram toda a área do Quadrilátero Ferrífero na escala 1:25.000. A base estratigráfica desse trabalho foi a coluna proposta por Harder e Chamberlin *(op.cit.)*. A série Minas foi subdividida em 9 formações distribuídas em três grupos, na seguinte ordem do topo para a base:

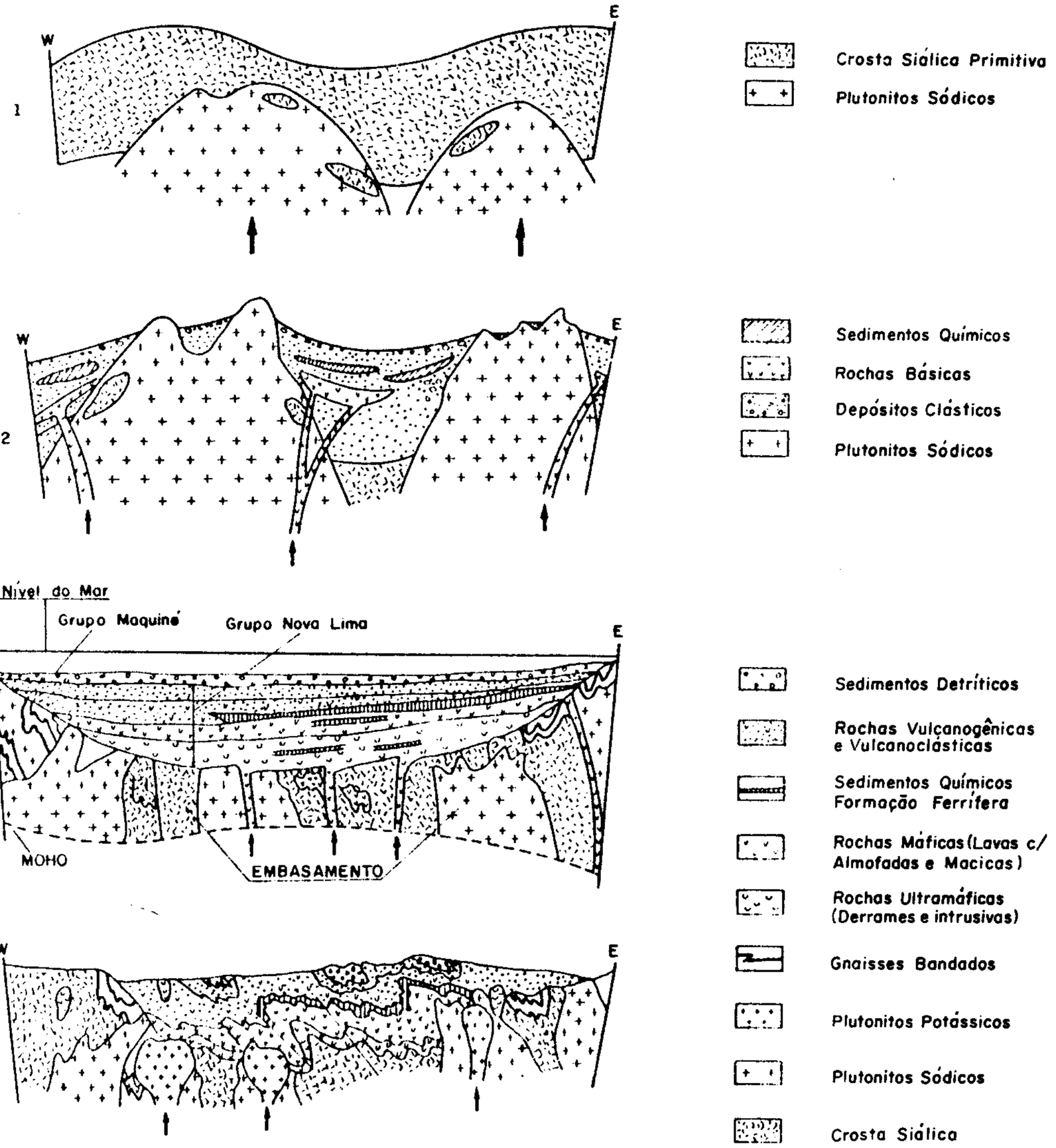


Figura II.2.24 – Evolução geotectônica proposta para as rochas arqueanas do Quadrilátero Ferrífero, in Ladeira, Roeser e Tobschall (1983).

Grupo Piracicaba
- Formação Sabará (Gair, 1958)
- Formação Barreiro (Pomerene, 1958c)
- Quartzito Taboões (Pomerene, 1958b)
- Formação Fecho do Funil (Simmons, 1958)
- Formação Cercadinho (Pomerene, 1958a)

Grupo Itabira
- Formação Gandarela (Dorr, 1958b)
- Formação Cauê (Dorr, 1958a)

Grupo Caraça
- Formação Batatal (Maxwell, 1958)
- Formação Moeda (Wallace, 1958)

Simons e Maxwell (1961) definiram o Grupo Tamanduá situando-o no topo da Série Rio das Velhas, porém Dorr (1969) transferiu-o para a base da Série Minas. Essa unidade foi subdividida pelos seus proponentes em duas formações. Uma formação basal, designada Quartzito Cambotas, e uma formação superior, sem designação formal, constituída de xistos e uma formação ferrífera intermediária. Schorscher (1975) sugeriu que os xistos desta formação deveriam fazer parte do Grupo Nova Lima e os quartzitos da base da serra das Cambotas deveriam pertencer ao Supergrupo Espinhaço, propondo o abandono do termo Grupo Tamanduá (Schorscher, 1980).

A maior área de ocorrência do Grupo Tamanduá é a serra do Caraça na cartografia desenvolvida pelo convênio DNPM/USGS. A localidade tipo do Grupo Caraça é originalmente restrita ao flanco sul da serra homônima, de acordo com a definição original de Harder e Chamberlin (op.cit.). No entanto, não se deve esquecer que pelo menos dois geólogos do convênio DNPM/USGS (Dorr, 1969) acreditavam que as rochas do Grupo Tamanduá deveriam ser incluídas no Grupo Caraça. O argumento utilizado por

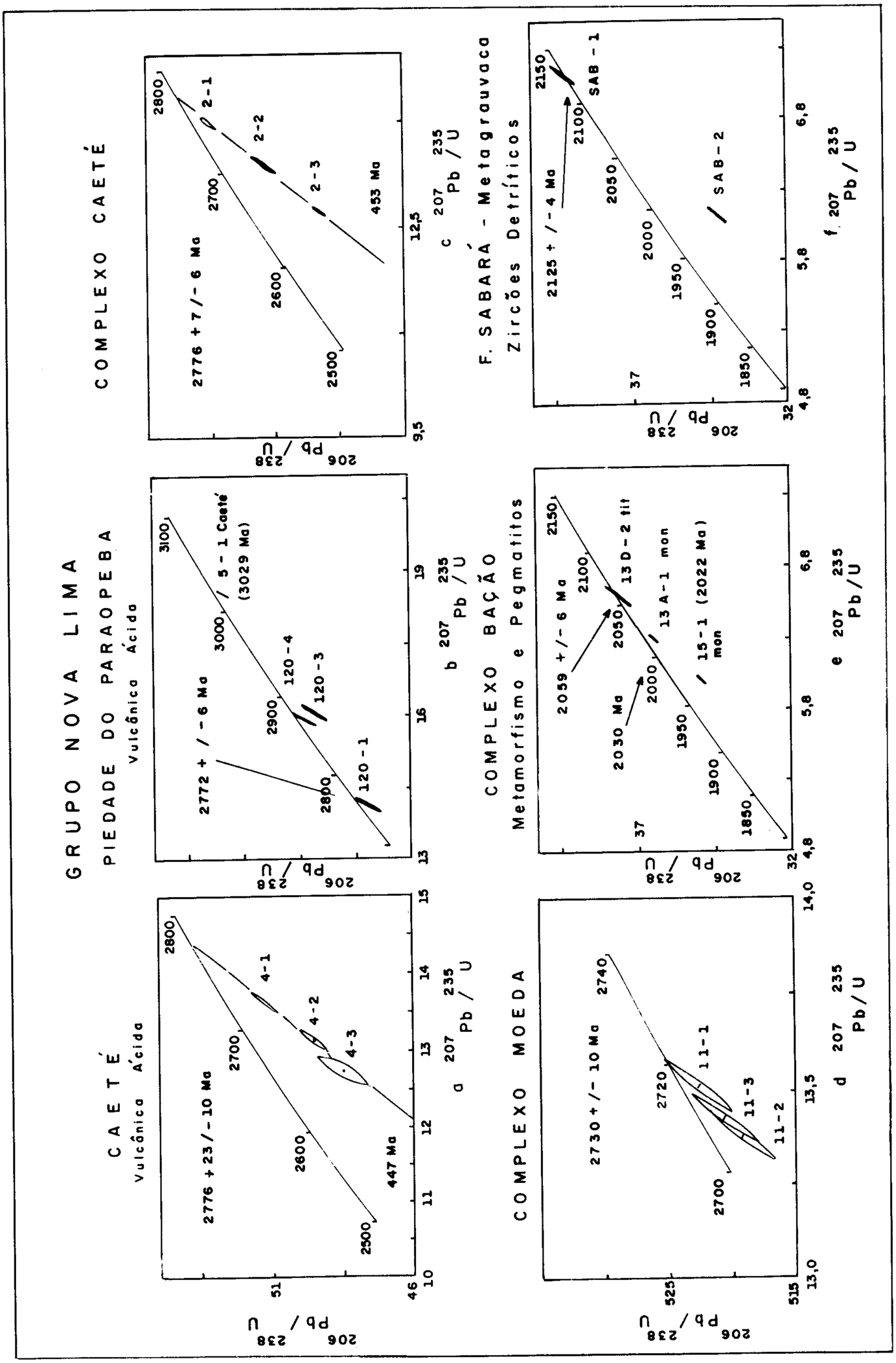


Figura II.2.25 – Diagramas U-Pb para rochas supracrustais e granitóides do Quadrilátero Ferrífero, segundo Machado et al. (1989a).

Dorr para manter a divisão em dois grupos seria o de que as formas geométricas dos litossomas dos quartzitos do Grupo Caraça são coberturas homogêneas e extensas (*blanket sediments*), enquanto os do Grupo Tamanduá são litossomas prismáticos e lenticulares. Essa diferença geométrica, à qual o autor associou uma conotação genética ambiental, aliada a um possível intervalo erosional, seria o suficiente para se manter os dois grupos como duas unidades distintas. Na década de 80 vários autores (Schorscher, 1980; Sichel, 1983; Pereira, 1990, inédito) passaram a incluir os quartzitos grosseiros do topo da serra do Caraça no Supergrupo Espinhaço. Sichel (op.cit.) considerou os supergrupos Espinhaço e Minas como gerados no mesmo ciclo, sendo o primeiro uma unidade autóctone incluindo os quartzitos da serra do Caraça e o segundo uma unidade alóctone transportada tectonicamente de leste para oeste.

Ladeira e Viveiros (1984) sugeriram que os quartzitos da serra do Caraça passassem a ser incluídos na Formação Moeda do Grupo Caraça, retornando a referida serra à sua condição original de localidade tipo. Partilhando dessa opinião, Marshak e Alkimin (1989) sugeriram que os Grupos Tamanduá e Itacolomi fossem correlacionados ao Grupo Caraça, passando a considerar na mesma unidade os quartzitos da serra homônima.

Nesse trabalho, a cartografia do convênio DNPM/USGS para o Supergrupo Minas ficou quase que totalmente intacta no que se refere à posição dos contatos. Pequenas modificações foram efetuadas apenas ao norte da Serra do Caraça e ao sul de Mariana, na serra do Itacolomi, onde foi utilizada parcialmente a cartografia segundo Glockner (1981). A formação Sabará, como tal, foi mantida quase que integralmente, embora se aceite parcialmente a proposta de Ladeira e Viveiros, segundo a qual essa unidade deve ser correlacionada ao Grupo Nova Lima. A dificuldade de se colocar em prática essa proposta é que sua aplicação precisa ser melhor embasada em estudos de detalhe, particularmente a sudoeste de Ouro Preto, onde as duas unidades parecem embricadas tectonicamente. Enquanto tais estudos não forem desenvolvidos será mantida a cartografia para o Grupo Piracicaba na região. Essa posição provisória admite também o posicionamento dos quartzitos do morro do Frazão e das serras do Itacolomi (parcial) e do Salto como Grupo Itacolomi, acima do Supergrupo Minas.

A serra do Caraça, conforme argumentação posterior, retorna à condição de localidade tipo do grupo homônimo, sendo os quartzitos menos deformados correlacionados à Formação Moeda.

2.2.4.2. Distribuição Geográfica e Aspectos Geomorfológicos

As rochas do Supergrupo Minas e do Grupo Itacolomi se distribuem por cerca de 380km^2 pelas áreas mais elevadas da borda oriental do Quadrilátero Ferrífero. Os alcantilados mais íngremes se destacam na serra do Caraça, com mais de 2.000m de altitude, pico do Itacolomi, 1.750m, morro do Frazão, 1.300m e serra do Salto com cerca de 1.300m. Os vales são extremamente encaixados e em alguns trechos mostram desníveis topográficos de mais de 200m em menos de 1km de superfície. No flanco oriental da serra do Caraça, o desnível é de mais 1.000m em 1km de superfície. Essas maiores elevações são caracterizadas por quartzitos com relevo ruiniforme. As áreas ocupadas por cangas terciárias sobre as formações ferríferas do Grupo Itabira já mostram formas mais suaves e arredondadas, testemunhando uma fase de erosão e peneplanização terciária com variações climáticas que permitiram a geração de extensos níveis de canga ferrífera à cota aproximada de 1.000m.

2.2.4.3. Relações de Contato.

Segundo Dorr (1969), o contato entre o Supergrupo Minas e o Supergrupo Rio das Velhas inferior é estrutural e estratigraficamente discordante. Porém, na borda oriental do Quadrilátero, a leste da Sinclinal de Gandarela e próximo ao eixo da Anticlinal de Mariana, o acamamento nas rochas do Grupo Nova Lima é obscuro e a foliação é essencialmente paralela ao acamamento das rochas do Supergrupo Minas e as relações angulares só são indicadas pelo dobramento mais complexo no grupo inferior. Segundo Simmons, in Dorr *(op.cit.)*, na região de Santa Bárbara existe uma discordância angular de cerca de 20° entre os dois supergrupos. Na pedreira UM, próximo à Fazenda Quebra-Osso, apesar da concordância da foliação principal em ambas as unidades, essa discordância está bastante clara pelo posicionamento das lentes de conglomerado da Formação Moeda sobre as ultramáficas do Supergrupo Rio das Velhas (foto 6).

Próximo a Catas Altas, no sopé da serra do Caraça, essa discordância pode ser percebida pelo dobramento complexo no xisto Nova Lima e por injeções trondhjemíticas em metamáficas desse grupo, que não passam aos quartzitos, filitos e itabiritos do Supergrupo Minas com foliação concordante junto ao contato. Considerando a Formação Sabará como a unidade de fechamento do Supergrupo Minas, o limite superior dessa formação é uma superfície de erosão segundo Dorr *(op.cit.)* ou em contato com granito intrusivo. Porém, segundo Barbosa e Grossi Sad, in Dorr *(op.cit.)*, esta formação se assenta sobre uma superfície de erosão da Formação Fecho do Funil, próximo a Saramenha (Ouro Preto). Nesse trabalho, foi constatado que grande parte dos contatos do Supergrupo Minas com as unidades inferiores e superiores e com os gnaisses é de caráter tectônico. Mesmo entre algumas formações do supergrupo, entre o filito Batatal e o itabirito Cauê, a leste de Catas Altas, o contato é também de caráter tectônico devido ao comportamento diferencial ao esforço.

Em outros locais, os contatos são normais, embora tenham sido constatadas discordâncias erosivas pela

presença de conglomerados basais, tanto na base do Grupo Itacolomi como na base do Supergrupo Minas.

Finalmente, cabe lembrar que trabalhos de pesquisa desenvolvidos próximo à localidade de Água Quente, ao sul de Catas Altas e em outras áreas próximas, têm constatado a presença de ouro em itabiritos cartografados pelo convênio DNPM/USGS como Formação Cauê. Ao mesmo tempo essas rochas têm se revelado pouco econômicas como minério de ferro. Esses resultados permitiram a suspeita de que algumas dessas formações ferríferas pertençam ao Grupo Nova Lima e tenham suas espessuras ampliadas por dobramento e imbricações tectônicas da Deformação Brasiliana com transporte de leste para oeste (Sérgio Lima, com. oral). Essa é uma hipótese que tem que ser constatada e que talvez leve a modificações futuras na cartografia ora apresentada.

2.2.4.4. Litologia, Metamorfismo e Deformação

2.2.4.4.1 Grupo Caraça - Formação Moeda

Esta formação tem suas melhores exposições na serra do Caraça, nas imediações de Catas Altas e da fazenda Alegria e a oeste de Mariana, na anticlinal homônima. Caracteriza-se por quartzitos grossos, por vezes conglomeráticos, e quartzitos finos de aspecto friável nas imediações de Catas Altas. Nas imediações do Colégio Caraça, as texturas clásticas estão bem preservadas. A rocha é caracterizada por quartzo inequigranular com extinção ondulante e lamelas de deformação com uma orientação incipiente evidenciada por alguns cristais alongados. Ocorrem também em porfiroblastos arredondados, em agregados policristalinos e como matriz granoblástica. Observa-se também plagioclásio e microclina numa proporção de cerca de 10%, tanto em raros cristais bem desenvolvidos e parcialmente preservados, como em cristais totalmente substituídos por sericita, muscovita, carbonato e epídoto. A maturidade textural é evidenciada pela pequena quantidade de matriz enquanto que uma maturidade composicional intermediária é sugerida pela quantidade de feldspatos em relação ao quartzo. A sericita é proveniente do metamorfismo que afetou a rocha formando-se às custas dos minerais feldspáticos. Nas imediações de Catas Altas, a rocha é um quartzito de granulação média, pouca matriz, grãos de quartzo recristalizados bem classificados, assentado sobre um conglomerado com seixos de quartzito bem arredondados e de forma elipsóide, com características de sedimentos litorâneos (Vilaça, 1981).

Na estratigrafia proposta nesse trabalho foi admitido que a distribuição atual do Supergrupo Minas está relacionada a um ciclo deformacional caracterizado por três fases. A primeira representada pelos empurrões de baixo ângulo do sistema Fundão que gerou a inversão da Anticlinal da Conceição e da Sinclinal do Gandarela; a segunda por um sistema de cisalhamentos conjugados de alto ângulo, NW-SE/NE-SW, que gerou a Sinclinal da Alegria e a Anticlinal de Mariana; e a terceira, um cisalhamento de alto ângulo de direção NS, Cinturão Caraça segundo Marshak e Alkimim (1989). A serra do Caraça é considerada, em parte, um mega *pod* preservado desse ciclo deformacional. Os diques de diabásio que cortam esses quartzitos preservam seus posicionamentos relativos a oeste, mostram uma transformação mineralógica metamórfica crescente de oeste para leste (Sichel, op.cit.) e cortam tanto os quartzitos do Grupo Maquiné quanto os quartzitos pouco deformados da formação Moeda do topo da Serra. Por outro lado, os quartzitos Maquiné cortados por esses diques mostram uma forte deformação com geração de milonitos e um metamorfismo a cloritóide anterior às suas injeções. Esse metamorfismo é observado também nos quartzitos menos deformados da Formação Moeda. Essas observações são suficientes para concluir que existe uma deformação anterior às injeções dos diques, cuja idade inferida a partir de datações em rochas semelhantes das proximidades da localidade de Pedro Lessa, Município de Serro, é 906M.a. e uma deformação posterior, da qual os quartzitos da serra do Caraça se preservaram.

O metamorfismo de baixo grau, eventualmente de alta pressão, está evidenciado pela presença de cianita, cloritóide e sericita, o que é confirmado também pelos grãos de quartzo alongados, contornados por finos grãos recristalizados, também de quartzo.

2.2.4.4.2 Grupo Caraça - Formação Batatal

A rocha característica dessa unidade é um filito cinza constituído essencialmente de sericita, clorita e grafita e subordinadamente turmalina, minerais opacos e óxido de ferro e que sobrejaz em contato normal aos quartzitos da Formação Moeda. Em geral essas rochas apresentam um *background* radioativo elevado em relação aos quartzitos, o que sugere um ambiente paludal para sua geração, uma vez que o urânio é um elemento que se retém facilmente pela matéria orgânica.

Nesse filito o metamorfismo está evidenciado pela presença de sericita e clorita. Essa mineralogia sugere um metamorfismo na fácies xisto-verde.

2.2.4.4.2.1 Ambiente Deposicional do Grupo Caraça

De acordo com os trabalhos de detalhe desenvolvidos pela NUCLEBRÁS, na Formação Moeda, nas sinclinais da Moeda, Gandarela e Ouro Fino, na década de 70 (Vilaça, 1981), o ambiente de deposição dos sedimentos da Formação Moeda é de planície aluvial a oeste, passando a planície litorânea e marinho a leste-sudeste. As direções de corrente registradas nas sinclinais Gandarela e Ouro Fino, pela gradação no tamanho dos seixos e estratificações

cruzadas, são de leste ou nordeste-leste para oeste-sudoeste. Os sedimentos são mais grossos a oeste e mais finos a leste. Porém, nesse modelo não se deve esquecer a aloctonia das unidades. Trabalhos desenvolvidos por Alkimim (1987) na serra do Ouro Branco mostram ambiência semelhante para os quartzitos, aí considerados como Grupo Itacolomi. Por outro lado, os quartzitos grossos a conglomeráticos do topo da serra do Caraça, sugerem também um ambiente de planície aluvial.

2.2.4.4.3 Grupo Itabira - Formação Cauê

Essa formação constitui a base do Grupo Itabira e é a unidade economicamente mais importante do Quadrilátero. Foi utilizada como camada guia na estratigrafia do Supergrupo Minas e encerra todas as jazidas de minério de ferro da região. Por isso mesmo, foi o objetivo principal da cartografia desenvolvida pelo convênio DNPM/USGS. As jazidas de ferro dessa formação foram um fator importante no desenvolvimento industrial do país e ainda continuam sendo uma considerável fonte de divisas, através da exportação para algumas nações industrializadas. Na Folha Mariana, grandes minas de ferro estão em atividade desde as imediações de Catas Altas até as proximidades de Mariana.

Essa unidade aflora na borda oriental da serra do Caraça, contornando o seu flanco sul até a Sinclinal da Alegria de onde se desvia para sudeste para conformar a Anticlinal de Mariana, mais a sul. O seu relevo se caracteriza por colinas elevadas de média a alta declividade sustentadas por coberturas terciárias de canga laterítica. Seus contatos com a Formação Batatal, inferior, são normais, e com a unidade superior, Formação Gandarela, são normais e transicionais. Seu litótipo característico é o itabirito, termo cunhado por Eschwege (1822) e definido como uma rocha metamórfica por Dorr e Barbosa (1963). Essa rocha caracteriza-se por um fino bandamento milimétrico a submilimétrico definido por níveis de hematita e ou magnetita com algum quartzo subordinado e níveis inteiramente quartzosos, com grãos de quartzo maiores recristalizados e límpidos e grãos menores com extinção ondulante e inclusões de hematita. Eventualmente, pode apresentar sericita, muscovita, turmalina, apatita e clorita em quantidades subordinadas. Localmente, observam-se lentes de dolomito e níveis de minério maciço ou hematita compacta. Na região de Mata-Cavalo, nas imediações de Mariana além do itabirito laminado a finamente laminado ocorre itabirito anfibolítico (tremolítico-actinolítico), anfibólio xisto, às vezes granatífero e com cimento carbonático e dolomitos com anfibólio (Heineck e Ribeiro, 1984).

O itabirito é, por definição, uma formação ferrífera metamórfica. Embora a conceituação faciológica de James (1954) se aplique a formações ferríferas sedimentares não mitamórficas, pela simples meneralogia (hematita, magnetita e quartzo) pode-se sugerir que essas formações eram originalmente fácies óxido. A ausência de minerais metamórficos como grunerita, estaurolita e diopsídio sugere essa classificação (vide Klein, 1973). Porém é possível que tenha ocorrido um enriquecimento em ferro por processos de lixiviação de carbonatos de dolomitos ferruginosos como sugerido para a Mina de Águas Claras (Viel, Moreira e Alkimim, 1987). Esses processos, bem como a dissolução sob pressão e recristalização posterior, dificulta a definição faciológica tanto sedimentar como metamórfica. O único critério que tem sido adotado para a definição do metamorfismo em formações ferríferas fácies óxido é o aumento dos grãos na recristalização diante da ausência de uma mineralogia característica. Por outro lado, não se pode esquecer que a magnetita se forma por outros processos, como a partir do retrometamorfismo de silicatos portadores de Fe. Dorr (1969) refere-se à presença de cumingtonita, tremolita e actinolita em um itabirito definido como anfibolítico. Porém menciona que outros tipos de silicatos característicos de formações ferríferas fácies silicato, como riebeckita, chamosita e greenalita, não foram encontrados.

2.2.4.4.4 Grupo Itabira - Formação Gandarela

Essa unidade, que constitui o topo do Grupo Itabira, está cartografada ao sul do morro do Frazão, norte de Mariana. Os litótipos que a caracterizam são dolomitos, calcários magnesianos e itabirito dolomítico, porém pode apresentar camadas de itabirito, filito hematítico e até quartzitos. Os contatos, tanto com a Formação Cauê, inferior, como com a Formação Cercadinho, superior, são normais e gradacionais (Dorr 1969). Em muitos locais não é possível distinguir os filitos com magnetita da base do Grupo Piracicaba dos filitos que aparecem intercaladas entre camadas dolomíticas (Dorr, 1969). Uma rocha carbonática dessa unidade ao norte de Mariana apresenta 30% de quartzo, 39% de carbonato e 30% de opacos representados na sua maioria por palhetas de hematita. Como acessórios ocorrem ainda actinolita e clorita. A rocha é de granulação fina e apresenta uma textura granoblástica. O quartzo e o carbonato ocorrem associados em pequenos cristais por vezes poligonizados. A presença de actinolita e clorita sugere um metamorfismo na fácies xisto-verde e a rocha petrograficamente pode ser definida como um mármore silicoso hematítico. Em outros locais, como nas proximidades de Monlevade (Reeves, in Dorr, 1969) foi observado um anfibolito nessa unidade e Sichel (1983) descreve na Sinclinal do Gandarela xistos-verdes constituídos de 80% de clorita, porfiroblastos octaédricos de magnetita, rutilo, talco e alguns prismas de anfibólio e apatita. Dorr *(op.cit.)* considerou o anfibolito de Monlevade como um produto de metamorfismo de contato derivado de itabirito dolomítico.

Segundo Dorr, não existem evidências específicas de que as formações Cauê e Gandarela tenham se depositado em plataforma marinha estável, ou que sejam relacionadas

a arcos de ilhas ou vulcanismo e depósitos de águas frescas, ou se são simplesmente epicontinentais marinhas. A única conclusão possível é que são sedimentos químicos depositados em ambiente marinho. Entretanto, pela ausência de termos vulcânicos ou francamente sedimentares clásticos, os itabiritos da formação Cauê podem ser considerados como tipo Lago Superior na conceituação de Gross (1965) ou MECS-IF (formações ferríferas de plataforma marinha aberta, ricas em sedimentos químicos e pobres em metazoários) segundo Kimberley (1978,1989).

2.2.4.4.5 Grupo Piracicaba

A Formação Piracicaba, de Harder e Chamberlin *(op.cit.)* foi elevada à categoria de Grupo por Dorr, Gair, Pomerene e Rynearson (1957) com algumas restrições e sob certos argumentos texturais sedimentológicos. Segundo estes últimos, aqueles autores devem ter incluído a atual Formação Gandarela na sua Formação Piracicaba. Por outro lado, como no princípio do século ainda não se tinha desenvolvido o conceito de formação ferrífera como sedimento químico por excelência, os primeiros autores não separaram daquela unidade os sedimentos químicos da Formação Gandarela dos sedimentos clásticos ferruginosos.

A localidade-tipo da Formação Piracicaba ficava justamente nas cabeceiras do rio Piracicaba, a sudoeste da serra do Caraça. Porém, segundo Dorr (op.cit.), as melhores exposições do grupo estão a oeste, na serra da Moeda, onde também se percebe uma discordância erosiva entre o Grupo Itabira e o Grupo Piracicaba, embora os contatos sejam estruturalmente concordantes. No lado leste do Quadrilátero , os contatos são ou do tipo erosional, marcados por um conglomerado basal a sudoeste da serra do Caraça, ou concordantes e gradacionais.

As formações do Grupo Piracicaba são quase que inteiramente constituídas de sedimentos clásticos que incluem conglomerado, quartzito ferruginoso, quartzito, filito hematítico e filito grafitoso, podendo eventualmente admitir camadas de dolomito e pequenas lentes de formação ferrífera. A formação do topo da seqüência, Formação Sabará, já inclui sedimentos bem diferentes, como grauvaca, clorita-xisto, filito, "tilóide", xisto arenoso e rochas vulcânicas com aspecto de gnaisse fino. Essa formação foi elevada à categoria de grupo por Ladeira (1980) e posteriormente foi extinta e correlacionada ao Grupo Nova Lima (Ladeira e Viveiros, 1984). Porém já Barbosa, 1966, (com. escrita, in Dorr, op.cit.) já havia sugerido a criação de um novo grupo na "Série" Minas para incluir a Formação Sabará, e Teixeira da Costa (1961) definiu essa formação como a unidade inferior da "Série" Itacolomi. Barbosa e Grossi Sad (1973), analisando as formações do Grupo Piracicaba, concluíram que estas deveria ser substituídas pelos subgrupos Cercadinho/Fecho do Funil e Barreiro/Taboões, conservada a Formação Sabará como tal.

O metamorfismo nas rochas do Grupo Piracicaba está na fácies xisto-verde, segundo Dorr *(op.cit.)*, porém Reeves (1966), na região de Monlevade, definiu a Formação Elefante com membros gnáissicos na fácies anfibolito.

Na Folha Mariana, o Grupo Piracicaba está dividido nas formações Cercadinho, Fecho do Funil, Barreiro e Sabará, de acordo com a cartografia do Convênio DNPM/USGS. Contudo, a falta de bons afloramentos dificulta a separação precisa dessas unidades nesta folha. Alie-se a esse fato a complexidade da tectônica da área, que colocou em contato unidades de posições estratigráficas completamente afastadas no tempo e no espaço.

2.2.4.4.5.1 Formação Cercadinho

No campo, essa formação foi definida por Pomerene (1958) e é representada essencialmente por quartzitos ferruginosos, quartzitos brancos com cianita, filitos prateados e eventuais lentes de sericita-xisto e clorita-xisto. Segundo Sichel (1983) os quartzitos ferruginosos mostram textura granular não orientada, textura mortar ou textura bem orientada. Apresentam hematita e magnetita numa proporção de 10 a 50% e pseudomorfos romboédricos anteriormente ocupados por carbonato e, atualmente, preenchidos por óxido de Fe. Os cianita quartzitos mostram cianita numa proporção de 3 a 20%, hematita (5 a 10%), sericita + clorita (10 a 30%) além de turmalina e epídoto. O quartzo em arranjos granoblásticos poligonais varia de 40 a 85%. Os clorita-xistos ou filitos apresentam 50 a 60% de clorita, sericita na mesma proporção, variando de cloríticos a sericíticos, além de opacos (20 a 35%), cianita (10 a 50%) e quartzo, rutilo, epídoto e turmalina. A sul de Antônio Pereira, na Folha Mariana, essa unidade é caracterizada por um quartzito ferruginoso com intercalações de filito hematítico com camadas manganesíferas. Aí, o contato com a Formação Fecho do Funil que está caracterizada por um dolomito ferruginoso, é do tipo normal e brusco. Entre Antônio Pereira e Santa Rita Durão ocorre novamente o quartzito ferruginoso com intercalações de filito hematítico e já ocorre granada no primeiro litótipo. Segundo Dorr (op.cit.), a hematita dos quartzitos ferruginosos dessa formação foi depositada como material detrítico muito fino derivado da erosão do Grupo Itabira, sendo que o litótipo mais abundante no lado leste do Quadrilátero é um filito prateado constituído essencialmente de sericita e hematita, esta sob a forma de lamelas de especularita.

2.2.4.4.5.2 Formação Fecho do Funil

Essa formação foi descrita por Simmons (1958) em um corte da ferrovia próximo à localidade homônima, como constituída de filito dolomítico castanho e cinza-escuro,

dolomitos argilosos e silicosos e filitos rosados, cinza e de cor bronzeada, localmente silicosos. Segundo esse autor, está em contato gradacional com a Formação Cercadinho, inferior, e com o Quartzito Taboões, superior. Na Folha Mariana, foi cartografada nas proximidades de Santa Rita Durão, onde as exposições são de péssima qualidade. A sua presença foi, muitas vezes, inferida pela coloração ocre dos sedimentos acima dos quartzitos ferruginosos da formação inferior. Entre Antônio Pereira e Santa Rita Durão ocorrem lentes de dolomito ferruginoso intercaladas em quartzito ferruginoso como o da Formação Cercadinho. Essas intercalações parecem comprovar a interdigitação faciológica entre as duas formações, como sugerido por Barbosa e Grossi Sad (1973). Maxwell, in Dorr *(op.cit.)*, inferiu uma espessura de cerca de 175m para essa formação nas proximidades de Santa Rita Durão.

2.2.4.4.5.3 Formação Barreiro

Essa formação foi definida por Pomerene (1958) como uma seqüência de xisto, filito e filito quartzoso que ocorre ao longo do córrego Barreiro, nas proximidades de Ibirité, no extremo oeste do Quadrilátero. Na Folha Mariana as suas exposições são também de má qualidade e suas ocorrências são apenas inferidas pela posição estratigráfica, sendo interpretadas como filito, micaxisto e gratita-xisto. Nas imediações de Barão de Cocais, a nordeste da Folha Mariana, Sichell (1983) não distinguiu essa formação da Formação Sabará, tendo nela observado um quartzito grosso com grafita e cianita e grauvaca com uma matriz de granulação fina composta por sericita, clorita, epídoto, rutilo e turmalina com esporádicos grãos maiores de quartzo e fragmentos líticos formados por sericita e clorita.

2.2.4.4.5.4 Formação Sabará

Essa formação foi definida por Gair (1958) como uma associação sedimentar eugeossinclinal, assim denominada pelas excelentes exposições no vale do Rio das Velhas, na localidade de Sabará. Os litótipos dessa unidade estão quase sempre profundamente intemperizados e dificilmente são obtidos bons espécimes para confecção de lâminas delgadas. Os contatos com a unidade superior, Grupo Itacolomi, são considerados discordantes e erosionais, ou tipo intrusivo, com granitos ao norte do Quadrilátero. Barbosa, (in Dorr, op. cit.) encontrou na base dessa formação, próximo a Antônio Pereira, um conglomerado com matacões de dolomito repousando estruturalmente de forma concordante sobre metassedimentos da Formação Fecho do Funil. Barbosa e Grossi Sad (no mesmo autor) mencionam que nas proximidades de Saramenha (Ouro Preto) os metassedimentos da Formação Sabará repousam em uma superfície de erosão sobre os metassedimentos da Formação Fecho do Funil. Em outros locais essa formação sobrejaz indistintamente às formações Cercadinho, Fecho do Funil, Barreiro e o Quartzito Taboões, mostrando contatos tectônicos, erosionais ou mesmo devido à deposição incompleta do Grupo Piracicaba.

A rocha predominante na localidade-tipo é um clorita xisto com intercalações de grauvaca, subgrauvaca e quartzito. Na Folha Mariana, onde essa unidade ocorre desde as encostas da serra do Itacolomi, a sul de Mariana, até as encostas meridionais da serra do Caraça, as rochas predominantes são um (estaurolita)-granada-mica-quartzo xisto e um clorita-xisto com intercalações de quartzito ferruginoso e de um gnaisse fino com textura milonítica. O clorita xisto apresenta 70% de clorita, 20% de quartzo e 10% de opacos. Raros cristais de muscovita neoformados crescem paralelamente a uma clivagem de crenulação que corta discordantemente a foliação principal definida pela orientação da clorita. Os cristais de muscovita são poiquiloblásticos e apresentam inclusões de quartzo, opacos e clorita. O gnaisse interpretado como uma vulcânica, talvez ácida a intermediária, apresenta uma foliação conspícua definida pela orientação da biotita e da sericita. Mostra ainda uma textura milonítica dada por porfiroclastos alongados de quartzo com caudas de pressão de diminutos cristais granoblásticos também de quartzo. Ocorrem também porfiroclastos de feldspato com inclusões de quartzo em gotas e uma albitização irregular e generalizada. Esse feldspato é um plagioclásio sericitizado e apresenta sombras de pressão. Ocorrem ainda *ribbons* de quartzo e agregados intersticiais de carbonato, além de turmalina e epídoto associados aos níveis de biotita e sericita. A clorita ocorre como produto retrometamórfico da biotita. Ocorrem ainda intercalados nos (estaurolita)-granada-mica xistos, quartzitos ferruginosos e formações ferríferas. Em muitos cortes de estrada são vistos seixos de quartzo e quartzitos e matacões de rocha granítica que alcançam até 1m em sua maior dimensão (Fazenda Mirandinha ao sul de Santa Rita Durão - vide figura 17 p. A57, in Dorr, 1969). Esses megaclastos estão envolvidos por clorita xisto ou filito clorítico. Dorr (op.cit.) chama esse litótipo de "tilóide" e o interpreta como turbidito.

A Formação Sabará tem muitos aspectos em comum com a seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima. A associação com rochas vulcânicas, formações ferríferas e turbiditos a distinguem das demais formações do Grupo Piracicaba e permite sugerir para a mesma um ambiente de deposição em águas mais profundas talvez associado a arco vulcânico. Por outro lado, a sua proximidade dos litótipos da seqüência vulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima e as possíveis imbricações tectônicas, devido ao transporte de leste para oeste, torna temerária, em muitos locais, a sua distinção da seqüência arqueana. Contudo a idade proterozóica da formação foi definida em zircão detrítico de uma grauvaca da borda ocidental do Quadrilátero (2.125 ± 6M.a., segundo Machado et al., 1989).

Queménéur (1985) definiu cinco fases de metamorfismo nas rochas do Supergrupo Minas. As três primeiras relacionadas às fases de deformação D1 e D2 de Fleischer (1971) e de Queménéur (1984) e às fases D2, D3 e D4 de Ladeira e Viveiros (1984). Uma fase a cloritóide e cianita relatada como do final da fase D2 é observada nos quartzitos da serra do Itacolomi, no morro do Frazão e na serra do Caraça. Segundo Quéméneur (op cit.) ocorrem inclusões de cloritóide nas granadas de metamorfismo a granada e estaurolita. Porém como ocorrem cianita e cloritóide em rochas não afetadas pelo metamorfismo a granada e estaurolita é possível que tenham ocorrido duas fases desse metamorfismo. Segundo Winkler (1977) a paragênese cloritóide + clorita + cianita/andaluzita + muscovita + quartzo é própria do final da fácies xisto-verde e a pressões relativamente elevadas.

2.2.4.5 Idade e Correlações

A idade do Supergrupo Minas é um velho problema geológico no Quadrilátero Ferrífero. A falta de bons marcadores e a constante crítica às idades transamazônicas têm contribuído no sentido de dificultar a solução desse problema. Teixeira et al. (1985), integrando dados obtidos por vários métodos radio-geocronológicos como Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão, sugeriram a existência de duas províncias crustais antigas na parte sul do Cráton São Francisco, com idades de 3.000 a 2.600M.a. e 2.400 a 2.100M.a.. Esses dois períodos foram considerados por Teixeira (1985) como de crescimento generalizado da massa cratônica. Ao segundo período estariam relacionadas as seqüências do Supergrupo Minas. Por outro lado, segundo Goldich (1973), todos os grandes depósitos de ferro metassedimentares em produção no mundo foram gerados entre 3.000 e 1.800M.a.. No Quadrilátero, dados geocronológicos de boa qualidade U-Pb, (Machado et al., 1989a) colocam os grupos Caraça e Itabira como gerados entre 2.730 ± 10M.a. e 2.059 ± 6M.a.. A primeira idade refere-se ao Complexo Moeda, gerado na segunda fase de magmatismo que corta a seqüência vulcano-sedimentar do Supergrupo Rio das Velhas. A segunda idade obtida em titanita de anfibolito e em monazita de pegmatito não-deformado do Complexo Bação marca a fase final de remobilização de rochas, provavelmente mais antigas, do próprio complexo. Essa remobilização pode estar relacionada ao empilhamento tectônico em uma zona de colisão continental que teria resultado no cavalgamento das seqüências dos supergrupos Rio das Velhas e Minas sobre as rochas graníticas do referido complexo. Por outro lado, não são conhecidos nos conglomerados da Formação Moeda seixos de metabasitos, xistos verdes e formações ferríferas do Supergrupo Rio das Velhas, o que significa que essas rochas ainda não estavam expostas como áreas-fonte durante a deposição daqueles sedimentos. Os modelos deposicionais mostram uma gradação sem discordância de um ambiente continental a marinho das formações do Grupo Caraça às formações do Grupo Itabira. Porém, na base do Grupo Piracicaba já se encontram seixos de dolomito e itabirito do Grupo Itabira, o que significa que esta última unidade já estava litificada e emersa, funcionando como área-fonte dos sedimentos daquele grupo. Segundo Dorr (op.cit.), o ferro dos quartzitos ferruginosos da Formação Cercadinho constitui hematita clástica proveniente da Formação Cauê. Essas observações permitem supor que tenha existido algum tipo de orogênese entre os grupos Itabira e Piracicaba. Reforçando essa hipótese, zircões detríticos de uma metagrauvaca da Formação Sabará mostraram idades U-Pb de 2.125 ± 4M.a., o que permite concluir que o provável granito que forneceu esses zircões de idade transamazônica estava também emerso durante a deposição dos sedimentos do Grupo Piracicaba.

Recentemente, Babinski, Chemale Jr. e Van Schmus (1991) obtiveram uma isócrona Pb/Pb (Diagrama 206Pb/204Pb *versus* 207Pb/204Pb) em sedimentos carbonáticos da Formação Gandarela com idade 2.420 ± 25M.a. Em amostras de mármores do Grupo Piracicaba, pelo mesmo método, os autores obtiveram uma idade de 2.050 ± 230M.a. Este grande erro foi interpretado como devido a pequenas diferenças nos valores isotópicos de Pb na amostra. A idade de 2.050M.a. foi admitida como a idade mínima de deposição dos sedimentos do Grupo Piracicaba ou a idade do metamorfismo. Correlacionando com os dados de Machado et al. (1989a), os autores consideraram como 2.100M.a. a idade máxima de deposição dos sedimentos do Grupo Piracicaba. Considerando a discordância erosiva entre os grupos Itabira e Piracicaba, esses dados nos permitem concluir que o primeiro grupo foi depositado no início do Proterozóico Inferior e o segundo no final do mesmo período, provavelmente em ciclos distintos.

Pflug (1965) correlacionou os metassedimentos da região de Diamantina aos metassedimentos da "Série" Minas do Quadrilátero Ferrífero dividindo-os em três grandes fácies sedimentares: Fácies Diamantina, Fácies Itabira e Fácies Guanhães. À primeira correlacionou o Grupo Caraça, à segunda o Grupo Itabira e à terceira a Formação Sabará do Grupo Piracicaba. Dorr (1969) aceitou tal correlação, porém sugeriu que a divisão em fácies não estava correta. As unidades também na região de Diamantina estariam empilhadas estratigraficamente, tendo sido erodidas posteriormente. Machado et al. (1989b) com base em datações U-Pb, sugerem que o início da deposição dos sedimentos do Supergrupo Espinhaço teria ocorrido entre 1.844 ± 15M.a. e 1.715 ± 2M.a.. Essas idades se referem a importantes processos metamórficos no Proterozóico Inferior e às vulcânicas ácidas da base do supergrupo, respectivamente.

Nesse trabalho sugerimos que estudos de detalhe sejam desenvolvidos no sentido da possível correlação entre as seqüências do Supergrupo Espinhaço na região de Diamantina e os grupos Piracicaba e Itacolomi na região

do Quadrilátero Ferrífero. No momento, com base nas considerações expostas anteriormente, excluímos dessa correlação os grupos Caraça e Itabira.

2.2.4.6 Modelo de Evolução Geológica

No final do Arqueano uma orogênese com magmatismo associado se desenvolveu sobre as seqüências vulcano-sedimentar e sedimentar do Supergrupo Rio das Velhas. Essa orogênese deve ter fornecido as condições dinâmicas para o início da deposição dos sedimentos da Formação Moeda, embora as rochas do Supergrupo Rio das Velhas ainda não estivessem emersas como áreas-fontes, como demonstra a natureza dos clásticos dos conglomerados e arenitos dessa unidade.

Garrels, Perry e Mackenzie (1973) desenvolveram uma hipótese segundo a qual, no Proterozóico Inferior, teriam ocorrido importantes transformações bioquímicas na superfície da Terra, transformações essas responsáveis pela geração da atmosfera oxidante e dos grandes depósitos de ferro atualmente em exploração, como os do tipo Lago Superior do Escudo Canadense, os do Grupo Hamersley da Austrália Ocidental e os do tipo Krivoy Rog do Escudo Ucraniano. Segundo Goldich esses depósitos são, em grande parte, do Proterozóico Inferior e provavelmente é essa também a idade dos itabiritos da Formação Cauê que se apresentam relativamente de forma similar.

A origem bioquímica do ferro desses extensos depósitos é contestada por Kimberley (1989), que sugere uma geração a partir de circulação de fluidos hidrotermais através de fraturas profundas na crosta, como observado na costa da Venezuela. Seja qual for a origem da Formação Cauê, o fato é que ela deve ter sido gerada no Proterozóico Inferior e antes que as rochas do Supergrupo Rio das Velhas estivessem expostas na superfície. No final desse período, a Orogênese Transamazônica expôs essa formação já litificada que funcionou, juntamente talvez com litótipos do Supergrupo Rio das Velhas, como áreas-fonte dos sedimentos do Grupo Piracicaba. As grauvacas e folhelhos da Formação Sabará seriam apenas fácies de águas mais profundas dos subgrupos Cercadinho/Fecho do Funil e Taboões/Barreiro, de Barbosa e Grossi Sad (1973). O Grupo Itacolomi estaria empilhado apenas tectonicamente e poderia constituir a fácies costeira da bacia como a Fácies Diamantina, de Pflug (1965). Finalmente após uma fase de distenção com injeção de rochas básicas por volta de 900M.a., todo esse conjunto foi empurrado de leste para oeste e embricado tectonicamente na Orogênese Brasiliana.

2.2.5 Grupo Itacolomi

2.2.5.1. Distribuição, Relações de Contato, Litologia e Correlações

Essa unidade aparece como quartzito Itacolomi no topo da "Série" Minas, in Harder e Chamberlin (1915), e é elevada à categoria de "Série" Itacolomi por Guimarães (1931) baseado numa discordância angular entre ela e os metassedimentos da "Série" Minas. Barbosa (1949) distinguiu na sua base uma unidade de filitos a que designou Formação Santo Antônio. Guild (1957) concluiu que essa formação era apenas uma variação de fácies do quartzito Itacolomi, renomeando-a de fácies Santo Antônio. Segundo Dorr (1969), o Grupo Itacolomi está divido em duas fácies, a Santo Antônio, filitosa, e a fácies tipo Itacolomi, quartzítica. Glokner (1981) estudou com detalhes essa unidade como Grupo Itacolomi nas serras do Ouro Branco, Itacolomi e Salto, dividindo-a em três andares e incluindo nela os quartzitos da serra do Ouro Branco, anteriormente cartografados como Grupo Tamanduá. Na serra do Itacolomi, excluiu desse grupo os quartzitos que ocorrem ao longo do ribeirão Belchior com base no conteúdo de minerais pesados, passando-os para a base do Grupo Nova Lima com o nome de "Série Quartzítica do Córrego Belchior". Como localidades-tipo do grupo citou o perfil Ouro Preto-Mariana, especificamente o morro do Cachorro, perfil Bico de Pedra-Chapada e perfil Chapada-Lavras Novas. Na base incluiu um conglomerado com seixos de itabirito, quartzito, quartzo de veio e fragmentos de filito. Descreve no quartzito porfiroclastos de quartzo envolvidos por sericita e muscovita e grãos de quartzo envolvidos, por clorita e calcita. Como acessórios observou microclina e plagioclásio além de hematita, martita, magnetita, zircão, turmalina, rutilo, monazita e, raramente, distênio, granada e biotita. A divisão estratigráfica desse autor aparece no quadro abaixo com as localidades tipo e os litótipos que ocorrem em cada andar.

Quadro II.2.1 – Estratigrafia do Grupo Itacolomi com os litótipos nas respectivas localidades tipo segundo Glockner (1981).

Intervalo	Ouro Preto	Bico de Pedra	Chapada
Andar Superior	Intercalações de quartzito conglomerático fino e grosso	Seqüência de quartzito grosso rico em conglomerado e sedimentação rítmica	Erodido
Andar Intermediário	Conglomerados de itabirito, quartzitos grosso e conglomerático e sedimentação rítmica	Conglomerado de itabirito, quartzito grosso c/fragmentos filíticos e seixos dispersos	Conglomerado de itabirito, grosso, seqüência de quartzito c/seixos dispersos e fragmentos de filito
Andar Inferior	Seqüência de quartzito grosso e conglomerático, conglomerado portando itabirito (Fácies Santo Antônio) sedimentação rítmica.	Seqüência de quartzito grosso e conglomerático e sedimentação rítmica	Seqüência de quartzito médio a fino com bandas filíticas próximo à base

Segundo Dorr, a grande diferença entre a fácies Santo Antônio e o Quartzito tipo Itacolomi é que a primeira unidade contém muita argila, o que faz com que ela se altere muito mais facilmente. Barbosa (1949) descreveu-a como constituída de quartzito sericítico com espessas camadas e lentes de conglomerado e Guild mostrou que o conteúdo de mica varia muito, chegando a predominar em certos locais um filito ou mica xisto. O conglomerado mostra seixos e matacões de até 50cm, de todas as unidades inferiores do Supergrupo Minas. Exibem, ainda, seixos de uma rocha com aspecto de chert ferruginoso. Localmente ocorre quartzito ferruginoso com hematita e magnetita e Dorr suspeitou que tanto Barbosa como Guild incluíram nessa unidade partes da Formação Cercadinho que ainda não tinha sido definida.

O quartzito tipo Itacolomi, observado no morro do Frazão, apresenta cianita em prismas paralelos à sericita ou em raros cristais fragmentados. O quartzo ocorre em cerca de 80% em cristais granoblásticos intercalados com níveis sericíticos que contornam os grãos. Além dessa sericita, que atinge cerca de 15% da rocha, conferindo-lhe uma foliação conspícua, ocorrem ainda opacos e zircão.

Os quartzitos definidos como Grupo Maquiné, mais a leste e que repousam diretamente sobre a seqüência vulcanossedimentar do Grupo Nova Lima, se confundem com os quartzitos Itacolomi ao sul de Mariana, dos quais são praticamente inseparáveis. Um dos executores desse trabalho, o geólogo Gerson M. M. Matos, observou também que tanto a norte, como a sul de Mariana esses quartzitos são inseparáveis dos quartzitos do Grupo Itacolomi, sugerindo sua inclusão no Grupo Maquiné.

Neste trabalho, os quartzitos que estão diretamente sobre os xistos e filitos da Formação Sabará, no Morro do Frazão e nas serras do Itacolomi e do Salto foram chamados Itacolomi, e aqueles que se confundem com os quartzitos do Grupo Maquiné, dos quais são dificilmente separáveis, foram colocados na posição estratigráfica do Grupo Maquiné. Também nessa posição foram colocados os quartzitos da série quartzítica do córrego Belchior de Glockner (1981).

Alkimim (1987) definiu no Grupo Itacolomi da serra do Ouro Branco seis unidades de litofácies que representam um complexo aluvial do tipo leques aluviais/sistema aluvial entrelaçado/planície de maré e concluiu que, como respostas a sucessivos soerguimentos da área-fonte, foram geradas cinco megasseqüências de granocrescência ascensorial que marcam ciclos de progradação. Após tirar conclusões semelhantes sobre os quartzitos da serra do Caraça, sugeriu a inclusão dos quartzitos Itacolomi, juntamente com os quartzitos Maquiné, no mesmo andar estratigráfico do Grupo Caraça.

2.3 Província Geotectônica Mantiqueira

2.3.1 Complexo Acaiaca

2.3.1.1 Comentários Gerais

O Complexo Acaiaca constitui-se basicamente de rochas de alto grau metamórfico, incluindo charnockitos, enderbitos e gnaisses kinzigíticos e ainda biotita-anfibólio gnaisses migmatíticos, muitos dos quais são, certamente, produtos de sua própria diaftorese, e granitos alcalinos injetados no conjunto. Quartzitos associados são relatados por Jordt Evangelista (1984) e Jordt Evangelista e Muller (1986).

Estas rochas de alto grau foram primeiramente descritas por Jordt Evangelista (op. cit.) nos arredores da cidade de Acaiaca, onde estão suas melhores exposições. Deve-se a esta autora a denominação "Complexo Acaiaca". Raposo (1991) descreveu os litótipos pertinentes a esta seqüência de alto grau, mais ao sul, quando do mapeamento geológico da Folha Rio Espera (1:100.000).

Neste trabalho, conserva-se a denominação "complexo", por esta classificação atender às exigências do Código de Nomenclatura Estratigráfica, tratando-se de uma seqüência de rochas de alto grau de metamorfismo, incluindo litótipos para e ortoderivados, intimamente relacionados com rochas ígneas de caráter intrusivo.

2.3.1.2 Distribuição geográfica

Constitui uma faixa orientada norte-sul, individualizada no quadrante sudeste da área, com largura máxima de cerca de 5km nas proximidades de Acaiaca, onde se encontram suas melhores exposições, passando ao sul para a Folha Rio Espera e para norte, se estendendo até a região entre as vilas São José do Dobra e Pimenta, no município de Barra Longa, onde se adelgaça e desaparece. Ressurge no extremo norte da Folha, na região da localidade de Padre Pinto, município de Rio Piracicaba, onde começa a infletir para nordeste, projetando-se para a Folha Itabira, ao norte.

2.3.1.3 Relações de contato

As rochas do Complexo estão quase que inteiramente em contato com os gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira, nos quais se intercalam por quase toda a sua extensão, à exceção do segmento junto à localidade de Padre Pinto, que se insere no granitóide Córrego Taioba.

Embora de difícil observação no campo, a natureza de seus contatos, em relação às unidades às quais se relacionam, é facilmente deduzível, considerando-se as características deformacionais das mesmas. Os três conjuntos litológicos envolvidos mostram uma marcante foliação de baixo ângulo, resultante da transposição de

estruturas anteriores, paralelizando-as e gerando, nos mesmos, faixas de milonitos proeminentes especialmente junto às zonas de contato, como ocorre em todo o limite ocidental da faixa. O paralelismo destas foliações e uma forte lineação mineral em sua superfície, com orientação próxima a leste-oeste e caimento para leste, observáveis nas três unidades litológicas envolvidas, permite que se conclua por uma relação tectônica ao longo de zonas de cisalhamentos dúcteis de empurrão.

2.3.1.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação

As melhores exposições das rochas do Complexo encontram-se, sem dúvida, nas vizinhanças da cidade de Acaiaca, em pedreiras abandonadas e cortes de estrada, onde as mesmas se encontram mais frescas e são visualizadas em maior extensão. Para sul da faixa a escassez de afloramentos e seu grau de sapropelitização, dificulta a sua identificação, confundindo-as, muitas vezes, com os gnaisses do Complexo Mantiqueira.

De uma maneira geral mostram uma estrutura bandada característica, onde se alternam níveis dominantemente quartzo-feldspáticos, granulares, fortemente esverdeados, com esparsas granadas e biotitas orientadas e níveis cinza-escuros, mais finos e mais esparsos que os anteriores, ricos em piroxênio-anfibólio. Bandas tipo "gnaisses kinzigíticos", com biotita, granada e grafita, também se associam. Sulfetos disseminados na rocha são observáveis em algumas exposições. Veios pegmatíticos grosseiros de composição granítica, não raro cortam transversal e sinuosamente a rocha, sendo de dois tipos: um deles esverdeado, com grandes cristais isolados de piroxênio/anfibólio, tendo afinidade com os granulitos que percolam, parecendo ser segregações a partir daqueles. O outro é um tipo alcalino, fortemente rosado.

As bandas esverdeadas destes granulitos podem ser classificadas de plagiogranulitos, de acordo com a classificação de Scharbert (1962), variando composicionalmente de granodioritos a tonalitos, usando-se o diagrama QAP de Streckeisen (1976). Têm, em geral, uma estrutura laminada pelo enriquecimento de máficos em finos níveis subordinados, onde estes são representados principalmente por biotita, granada e eventualmente grafita. No seu interior diferenciam-se mobilizados mais grosseiros, pegmatóides, também esverdeados, essencialmente quartzo-feldspáticos com alguma granada, graníticos em composição. Ao microscópio estes plagio-granulitos mostram textura granoblástica a heteroblástica poligonal ou em alvenaria (mortar). Seus constituintes minerais principais são plagioclásio, quartzo e biotita, tendo eventualmente granada, hornblenda e microclina.

O plagioclásio é oligoclásio/andesina inequigranular, sem macla ou com macla de Albita nos grãos granoblásticos maiores, normalmente com intercrescimentos mirmequíticos e ligeira saussuritização, as vezes com pequenas inclusões de quartzo arredondado.

O quartzo é inequigranular em grãos granoblásticos arredondados e xenoblásticos irregulares, com extinção ondulante e às vezes alongados segundo a orientação da rocha.

Biotita castanho-avermelhada com indícios de cloritização e muscovitização, contém restos de hornblenda em uma preparação.

Granada é granoblástica arredondada, às vezes com auréolas de plagioclásio e biotita, que parecem ter-se formado às suas custas.

Em variedades com deformações mais atuantes os esforços tectônicos proporcionaram a fragmentação e poligonização nos bordos de plagioclásios maiores, com os cristais menores, compondo a matriz, não apresentando evidências de deformação e com textura granoblástica sugerindo uma recristalização estática (pós-tectônica).

As bandas máficas podem ser classificadas como piribolitos, conforme Scharbert *(op. cit.)*. São cinza-escuras, bem foliadas, de granulação fina a média, textura granonematoblástica a decussada, com preparações em que se preserva uma textura blasto-ígnea. Seus constituintes minerais principais são plagioclásio, anfibólio, quartzo e biotita, havendo piroxênio preservado em algumas amostras. O plagioclásio ocorre como cristais idiomórficos a hipidiomórficos bastante alterados em argilominerais isotrópicos (alofana) e também sericitizados e epidotizados. O anfibólio, em geral hornblenda, é do tipo actinolita em uma preparação. Nos tipos de textura granonematoblástica a foliação pode apresentar um caráter anastomosado, sendo definida pela orientação de hornblenda e biotita, esta às vezes com flogopita em agregados pseudomórficos sobre hornblenda e piroxênio, este encontrado onde a textura blasto-ígnea está preservada. A matriz destes tipos foliados compõe-se de um mosaico poligonizado de plagioclásio e quartzo, de granulação fina, com alguma biotita e hornblenda associadas. Cristais maiores de plagioclásio ígneo ocorrem como relíquias, envoltos pela matriz.

Em uma preparação de textura blasto-ígnea observa-se hornblenda pseudomorfa de piroxênio, este com núcleo e bordos simplectíticos com quartzo, e plagioclásio anédrico intersticial. Relíquias de clinopiroxênio, provavelmente diopsídio-augita, com bordos simplectíticos quando em contato com hornblenda também ocorrem. A pouca biotita-flogopita presente associa-se a opacos.

Rochas de composição granítica, guardando perfeita afinidade com os granulitos aos quais se associam, ocorrem na região de Acaiaca. São de granulação grosseira, até pegmatóide, caracteristicamente com cor esverdeada dada pelos feldspatos, tendo ainda quartzo azulado, além de agregados de máficos, onde piroxênio pode estar presente, nos agregados ou como cristais isolados. Este tipo normalmente percola irregularmente os granulitos bandados, constituindo diferenciados segregados dos mesmos.

No segmento da região de Padre Pinto, estes granulitos encontram-se bem preservados em alguns afloramentos,

constituindo-se aí, dominantemente, em granulitos com hiperstênio e granada, de composição quartzo-diorítica, mostrando-se com uma laminação nitidamente de natureza tectônica (foto 13), cortada por mobilizados mais grosseiros com hiperstênio e de composição granítica a granodiorítica à maneira de uma estrutura migmatítica dictionítica (foto 14).

Gnaisses do tipo "kinzigito" ocorrem associados. São biotita-granada-(grafita)-(anfibólio) gnaisses migmatíticos, estromáticos, de tonalidade cinza-esverdeada. Gnaisse xistoso com cianita e granada ocorre na saída da Cidade de Acaiaca para Barra Longa. Jordt Evangelista e Muller (1986) descreveram, próximo a Acaiaca, rochas similares, tendo como constituintes principais: cianita, cordierita, biotita, plagioclásio, quartzo e granada. No segmento da região de Padre Pinto há excelente exposição destas rochas constituindo-se, localmente em um biotita-granada-(grafita)-(cianita) gnaisse migmatítico com estrutura estromática típica (foto 15).

Granitos alcalinos são relativamente freqüentes em associação com estas rochas de alto grau, embora não tenham sido registrados corpos de dimensões expressivas. São em geral grosseiros, de aspecto pegmatóide quando não deformados, até tipos muito deformados, miloníticos. Percolam as rochas granulíticas penetrando-as sinuosamente, concordante e discordantemente, com contatos ora bruscos ora difusos, podendo mesmo configurar diques com contatos de faca, de material remobilizado em fase tardia, posterior à última deformação sofrida pela hospedeira (foto 16). Ao microscópio mostraram composição variando do sienogranito ao quartzo-sienito, com textura milonítica ou heterogranular hipidiomórfica, constituindo-se principalmente de ortoclásio/microclina, plagioclásio, quartzo e biotita. O tipo milonítico mostra duas gerações de microclina e plagioclásio, a mais antiga consistindo de cristais deformados a partir dos quais se formaram cristais menores granoblásticos, límpidos. No tipo de textura hipidiomórfica e composição quartzo-sienítica o K-feldspato é ortoclásio, micropertítico; seus aspectos texturais indicam origem ígnea com intenso processo de potassificação.

O conjunto sofreu as mesmas deformações dos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira nos quais se intercalam, ou seja: uma deformação tangencial, de baixo ângulo, gerando a foliação atual, que transpôs estruturas anteriores, marcadas nas freqüentes dobras interfoliais de níveis de leucossomas; posteriormente houve a superposição de um cisalhamento dúctil, de alto ângulo, de direção aproximada norte-sul, com importante componente direcional, embora não muito efetivo no domínio destas litologias (foto 16).

2.3.1.5 Aspectos Petrogenéticos

As composições petrográficas modais estimadas de oito amostras do Complexo Acaiaca, bem como suas composições químicas em óxidos maiores, em porcentagem em peso e elementos-traço em partes por milhão estão representadas nas tabelas II.2.17 e 18 e na figura II.2.26. Os teores de elementos terras-raras bem como os valores de algumas razões desses elementos utilizados em estudos petrogenéticos estão listados na tabela II.2.20. A tabela II.2.19 mostra as composições normativas (CIPW) e os valores de índices petrogenéticos, bem como a função discriminante DF de Shaw (1972). De acordo com esta função, todas as amostras são de rochas ortoderivadas, com exceção da OF-037A, que apresenta um valor negativo característico de rochas paraderivadas. Este valor está em consonância com o relativamente elevado teor em granada (15% na tabela II.2.17). Entretanto, comparando-se o teor em Al_2O_3 dessa amostra com as demais na tabela II.2.18, verifica-se que rochas sem granada ou com proporção muito menor desse mineral, apresentam teores semelhantes ou mesmo ligeiramente superiores de Al_2O_3. Por outro lado, na tabela II.2.19 é esta, a amostra onde se distingue o maior valor em coríndon normativo.

Tabela II.2.17 – Classificação petrográfica e composições modais estimadas de amostras do Complexo Acaiaca.

Número Ordem	Número Amostra	Classificação Petrográfica	Qz	Pl	Mcr	Anf.	Bt	Musc.	Ep	Gra	Ky	Opx	Zr	Tit	Apt	Op	Crb
1	M-433	Gnaisse Milonítico	25	10	55		07	01							01	01	
2	FR-062A	Bt-qz-pl-gnaisse	28	60		02	10		Tr				Tr	Tr	Tr	Tr	
3	FR-065	Metadiorito	05	57		28	08								Tr	02	
4	OF-037A	Gnaisse qz-monzonítico	10	30	30	01	15	Tr		15	Tr		Tr			02	
5	OF-037C	Granulito gnáissico	10	60		01	15			03		10	Tr		Tr	Tr	
6	OF-037E	Gnaisse granodiorítico	20	55	10	03	10	Tr		Tr			Tr		01	Tr	Tr
7	OF-055	Gnaisse qz-diorítico	10	55	10	02	15			05		02	Tr		Tr	Tr	
8	OF-057A	Granulito	10	60		02	12					15	Tr		Tr	Tr	

Tabela II.2.18 - Análises químicas de rochas do Complexo Acaiaca. Óxidos de elementos maiores em porcentagem peso e elementos-traço em ppm.

Óxidos em % Peso	1 GM-433	2 FR-062A	3 FR-065	4 OF-037A	5 OF-037C	6 OF-037E	7 OF-055	8 OF-057A
SiO_2	73,800	67,500	57,600	63,500	67,000	69,900	68,600	65,500
Al_2O_3	13,100	16,000	12,800	16,100	16,000	15,200	15,700	16,200
Fe_2O_3	0,970	1,500	4,400	2,300	1,700	0,670	1,400	1,700
FeO	0,750	2,500	7,700	5,600	2,400	2,100	2,100	2,200
MnO	0,030	0,050	0,150	0,170	0,060	0,040	0,050	0,060
MgO	0,210	1,200	1,900	3,100	1,400	0,920	1,100	2,000
CaO	1,100	3,600	5,100	1,600	4,100	3,800	3,700	4,900
Na_2O	3,300	4,600	2,800	3,140	4,700	4,700	4,600	4,600
K_2O	5,500	1,400	2,300	2,400	1,300	1,100	1,500	1,600
TiO_2	0,140	0,510	3,300	0,830	0,540	0,410	0,440	0,410
P_2O_5	0,070	0,170	0,590	0,080	0,140	0,120	0,150	0,150
S	0,020	0,010	0,010	0,160	0,010	0,010	0,010	0,010
CO_2	0,250	0,150	0,150	0,150	0,150	0,300	0,150	0,150
H_2O^+	0,540	0,740	1,100	0,740	0,420	0,570	0,530	0,420
H_2O^-	0,070	0,120	0,230	0,130	0,120	0,090	0,060	0,100
TOTAL	99,850	100,050	99,830	99,960	100,040	99,950	99,860	100,000
Traço ppm								
Cu	2	10	31	58	7	9	3	5
Pb	18	7	9	10	6	5	5	5
Zn	78	66	155	100	70	47	50	54
Li	<5	13	<5	55	26	26	30	43
Co	<5	<5	30	37	14	6	9	16
Cr	80	11	6	192	15	8	16	120
Ni	<5	10	19	230	38	19	16	38
V	66	88	230	172	120	110	108	184
Y	23	10	72	22	<10	<10	<10	<10
Nb	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20	<20
Ba	570	350	1340	530	540	360	360	830
Sr	150	280	330	140	410	350	320	670
Rb	230	59	57	110	65	37	66	45
Zr	200	270	410	110	210	200	150	170
Cl	<20	120	340	200	250	230	260	160

Tabela II.2.19 – Composições normativas CIPW e valores dos índices de cor (IC) de diferenciação (ID), parâmetros de alcalinidade (PALK) e de aluminosidade (PAL) e da função discriminante de Shaw (1972), DF, de amostras do Complexo Acaiaca.

ORD	Amostra	Normas CIPW																
		Q	Or	ab	an	C	di	hy	mt	il	hm	ap	Pr	ID	IC	PAL	PALK	DF
1	GM-433	31,259	32,755	28,134	4,728	0,000	0,250	0,761	1,417	0,268	0,000	0,167	0,041	92,148	2,737	0,979	0,889	+2,170
2	FR-062A	25,425	8,342	39,238	16,875	0,789	0,000	5,611	2,193	0,977	0,000	0,406	0,013	73,005	8,794	1,024	0,567	+2,889
3	FR-065	19,355	13,801	24,051	15,799	0,000	4,964	8,212	6,478	5,785	0,000	1,419	0,017	57,207	25,455	0,782	0,554	+0,446
4	OF-037A	25,536	14,315	26,469	7,478	5,741	0,000	14,827	3,366	1,591	0,000	0,191	0,302	66,320	20,086	1,518	0,478	-2,125
5	OF-037C	23,507	7,722	39,966	18,813	0,000	0,567	5,430	2,478	1,031	0,000	0,333	0,017	71,195	9,522	0,965	0,571	+3,120
6	OF-037E	28,425	6,548	40,048	17,249	0,000	0,667	4,658	0,978	0,784	0,000	0,334	0,026	75,021	7,114	0,960	0,587	+3,100
7	OF-055	26,935	7,740	39,207	17,689	0,292	0,000	4,821	2,045	0,842	0,000	0,286	0,009	73,883	7,717	1,000	0,571	+2,894
8	OF-057A	19,733	9,506	39,124	18,926	0,000	3,627	5,306	2,478	0,783	0,000	0,357	0,015	68,362	12,209	0,890	0,574	+3,367

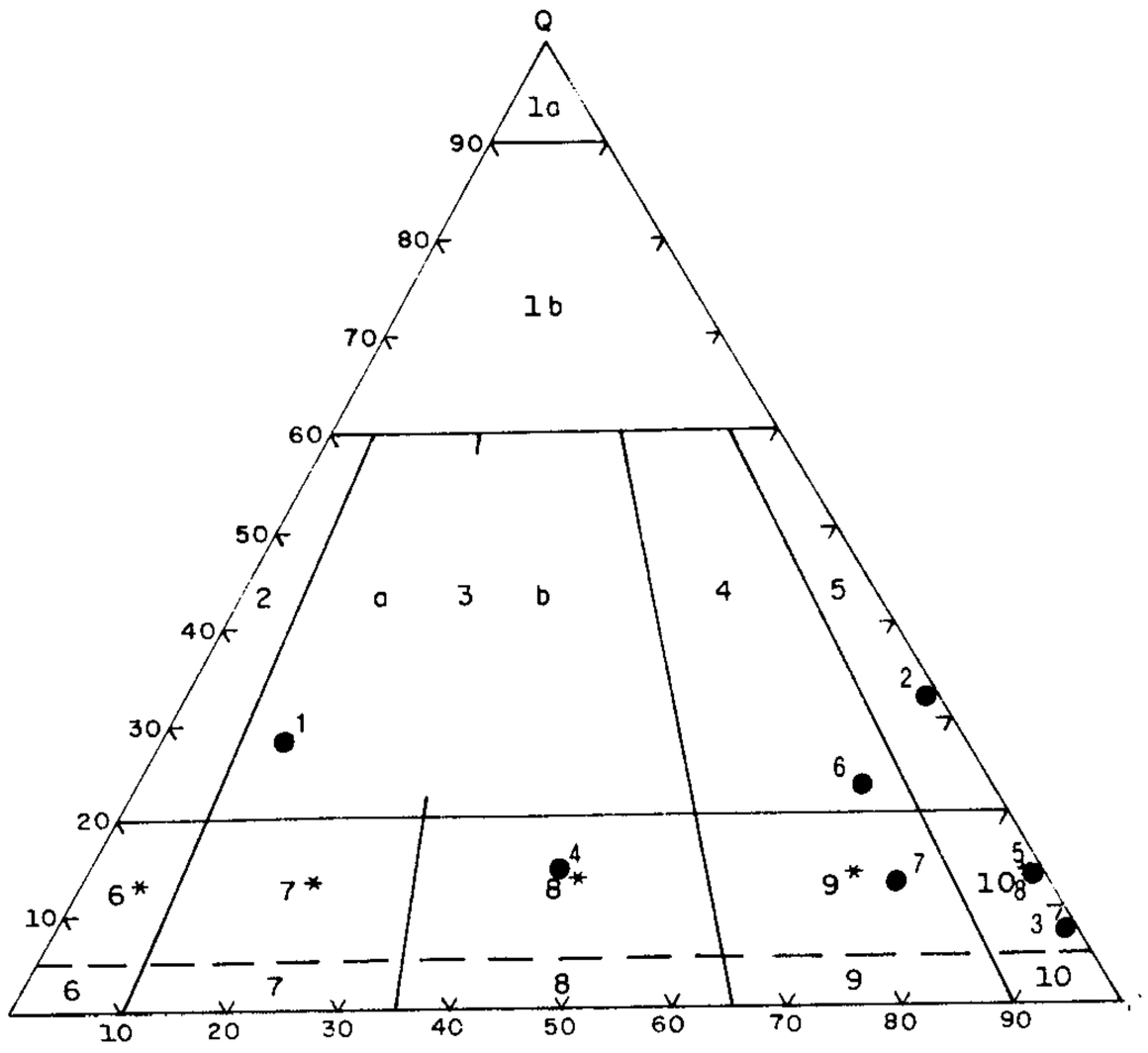


Figura II.2.26 – Classificação modal estimada das amostras do Complexo Acaiaca. Discriminação dos campos na figura II.2.2.

A classificação química-mineralógica no diagrama de Debon e Le Fort (1984) que utiliza os parâmetros P e Q de La Roche (1964) (figura II.2.27) é um pouco distinta daquela apresentada no diagrama QAP com as composições modais estimadas na figura II.2.26. Neste diagrama, cinco amostras se definem como tonalitos e as demais como granodioritos, adamelito e granito. Com exceção da amostra 1, todas são calcialcalinas (figura II.2.28) e metaluminosas e peraluminosas (figura II.2.29). A amostra 4 (OF-037A) é a que mais se destaca como peraluminosa. Quanto à ambiência tectônica, todas as amostras se identificam como granitóides pré-colisionais com exceção ainda das amostras 1 e 3, que se posicionam como sin-colisional e granitóide de soerguimento pós-colisional no diagrama da figura II.2.30. Deve-se notar que a amostra 4, caracterizada como paraderivada, neste diagrama se aproxima do campo dos granitóides sin-colisionais.

Com o objetivo de comparar as séries de granitóides arqueanas de Hunter, in Condie (1981), com as rochas desse complexo, foi utilizado o diagrama KCN da figura II.2.31. As amostras se definem nos dois *trends* arqueanos estando, a maior parte, situada no *trend* tonalítico-trondhjemítico e duas no *trend* cálcialcalino. As amostras 1 e 3 são as únicas que se destacam desses dois *trends*. São estas também as que apresentam maiores teores em

Tabela II.2.20 – Teores de elementos terras-raras e valores de parâmetros desses elementos utilizados no estudo petrogenético do Complexo Acaiaca.

	Nº Ordem	1	2	3	4	5	6	7	8
	ETR\AM	GM-433	FR-62A	FR-65	OF-37A	OF-37	OF-37E	OF-55	OF-57A
01	La	85,210	28,710	54,080	24,880	24,560	26,110	31,410	18,470
02	Ce	150,600	67,190	175,100	55,010	51,110	55,580	51,930	38,160
03	Nd	72,180	23,600	61,910	23,880	18,180	18,310	20,600	15,210
04	Sm	11,940	4,027	12,300	4,605	2,974	2,721	3,190	2,766
05	Eu	1,200	0,845	2,739	0,992	0,817	0,653	0,707	0,987
06	Gd	7,126	3,189	9,796	3,268	1,960	1,662	1,834	1,991
07	Dy	4,279	3,057	8,804	3,290	1,549	1,111	1,325	1,584
08	Ho	0,852	0,619	1,775	0,696	0,298	0,219	0,268	0,312
09	Er	2,285	1,757	4,853	2,065	0,749	0,569	0,736	0,824
10	Yb	1,711	1,588	4,314	2,098	0,648	0,423	0,567	0,634
11	Lu	0,273	0,204	0,535	0,275	0,093	0,077	0,075	0,093
12	YbN	10,363	9,618	26,130	12,707	3,925	2,562	3,434	3,840
13	Eu/Eu*	0,368	0,698	0,739	0,745	0,974	0,872	0,821	1,228
14	LaN/YbN	33,615	12,203	8,461	8,005	25,583	41,664	37,392	19,664
15	YbN/LaN	0,030	0,082	0,118	0,125	0,039	0,024	0,027	0,051
16	STRL	319,930	123,527	303,390	108,375	96,824	102,721	107,130	74,606
17	STRP	16,526	10,414	30,077	11,692	5,297	4,061	4,805	5,438
18	STR	337,656	134,786	336,206	121,059	102,938	107,435	112,642	81,031
19	LaN/LuN	32,399	14,609	10,493	9,391	27,413	35,198	43,472	20,615
20	CeN/YbN	22,781	10,951	10,505	6,786	20,414	34,007	23,704	15,578
21	GdN/YbN	3,366	1,623	1,835	1,259	2,444	3,175	2,614	2,538
22	SSerYN	164,961	79,271	240,980	88,219	54,339	45,293	51,818	56,454
23	SSerCeN	736,795	272,515	626,257	238,354	218,902	232,520	253,300	167,434

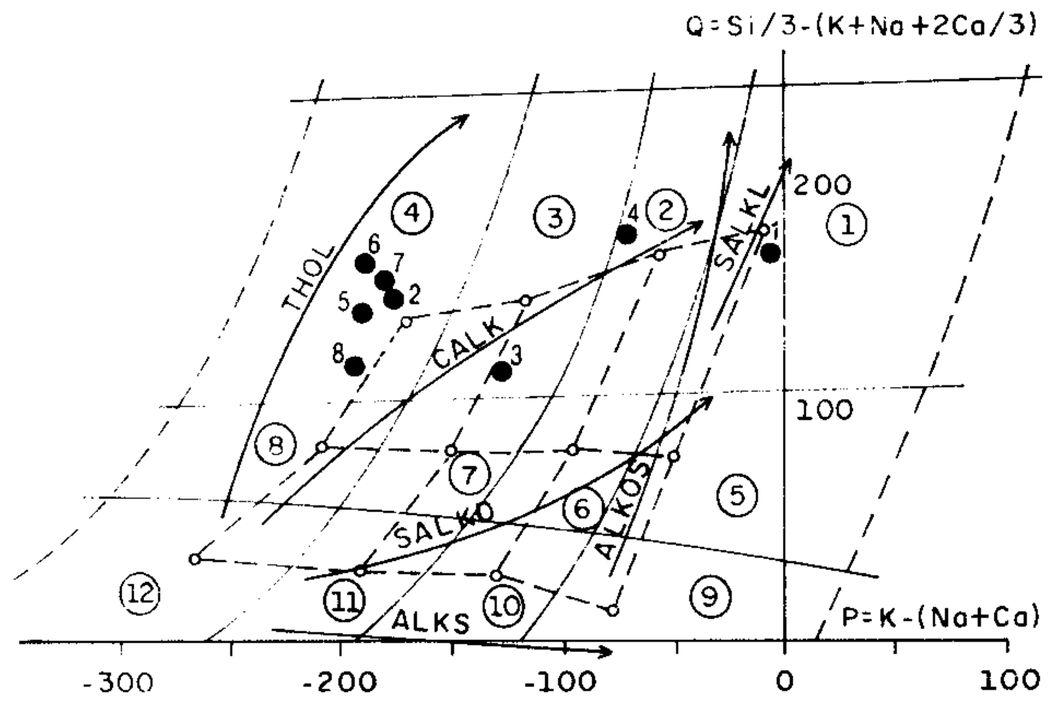


Figura II.2.27 – Classificação química-mineralógica segundo Debon e Le Fort (1983) das amostras do Complexo Acaiaca discriminadas conforme tabela II.2.18. Detalhes na figura II.2.8.

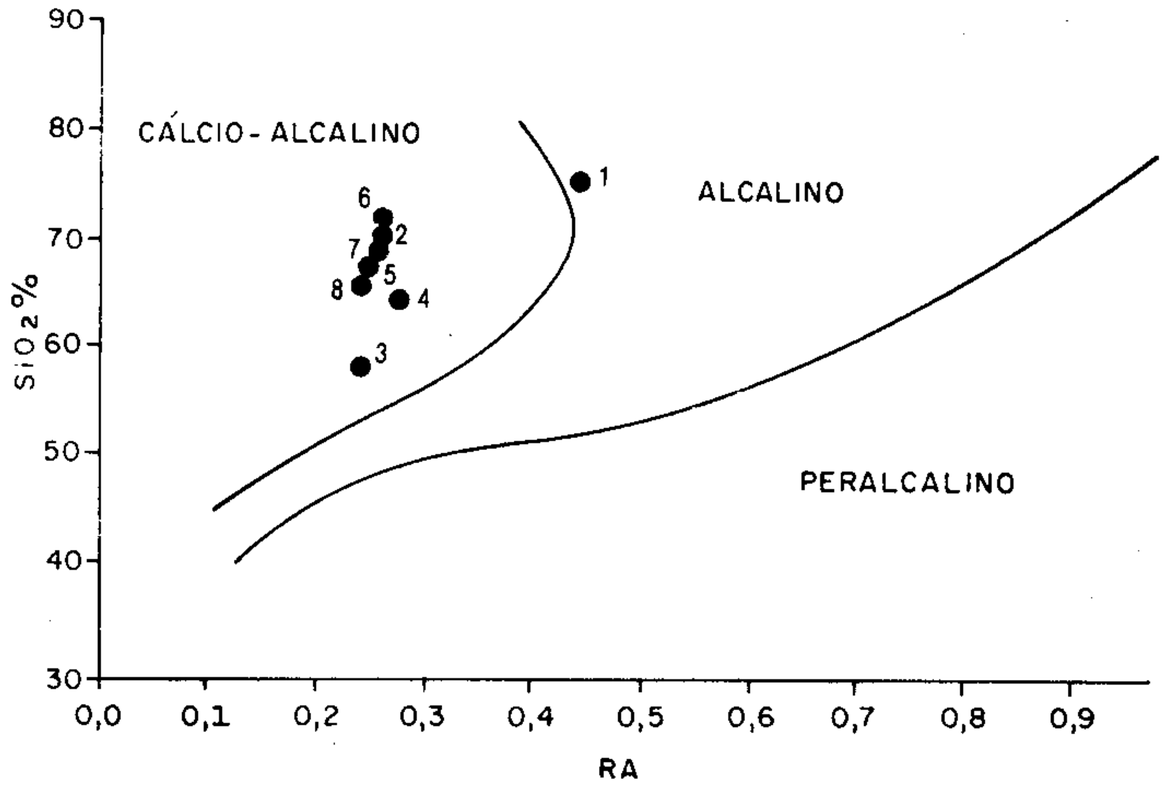


Figura II.2.28 – Diagrama RA x SiO_2% de Wright (1969) que permite diferenciar rochas plutônicas em calcioalcalinas, alcalinas e peralcalinas aplicado às amostras do Complexo Acaiaca e discriminadas conforme tabela II.2.18.

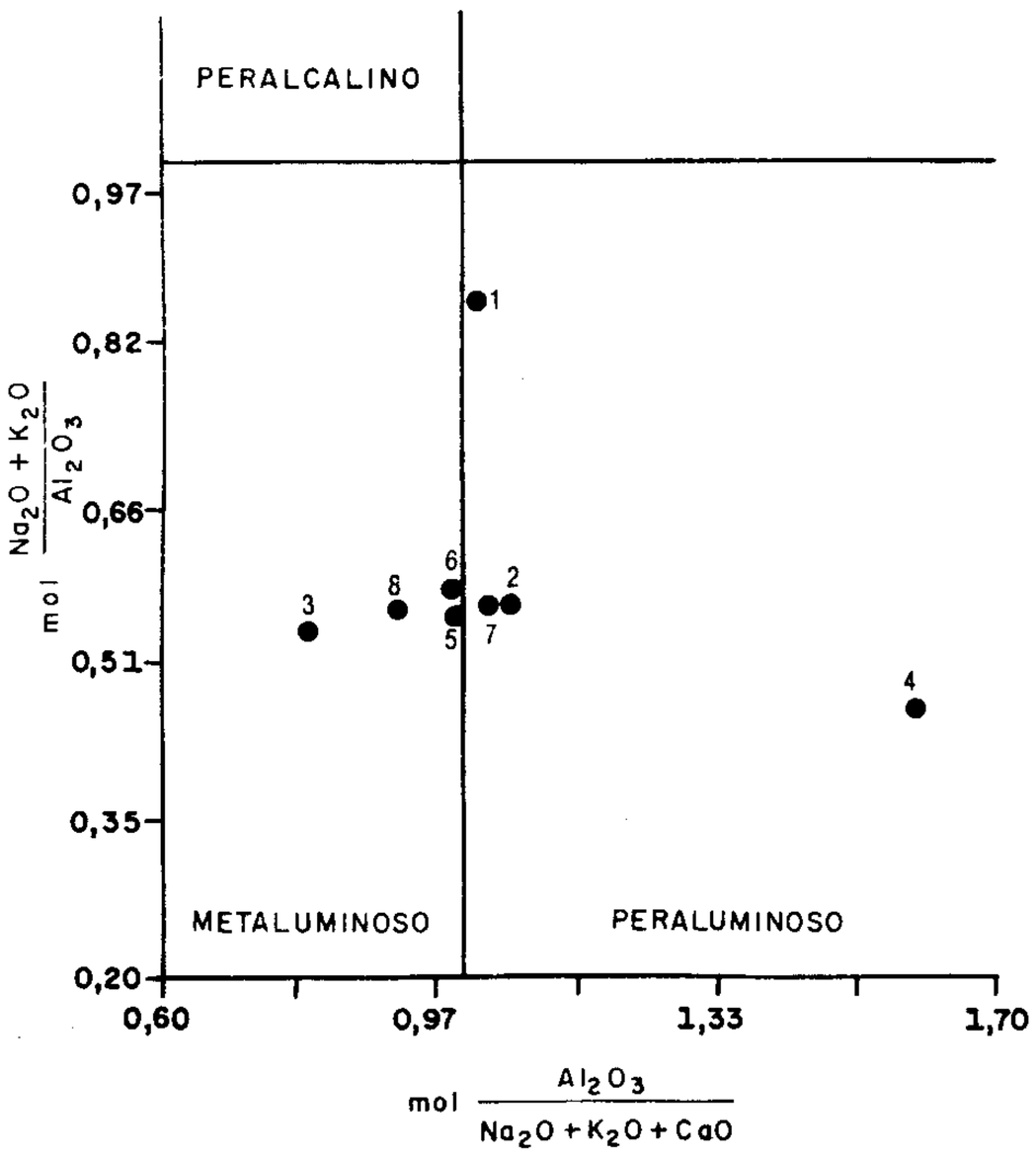


Figura II.2.29 – Diagrama de Rapela e Caminos (1987) que utiliza os parâmetros de aluminosidade PAL = mol $Al_2O_3/Na_2O + K_2O + CaO$ no eixo das abscissas e de alcalinidade PALK = mol $K_2O + Na_2O/Al_2O_3$ no eixo das ordenadas, para discriminar rochas plutônicas, aplicado às amostras do Complexo Acaiaca segundo a tabela II.2.18.

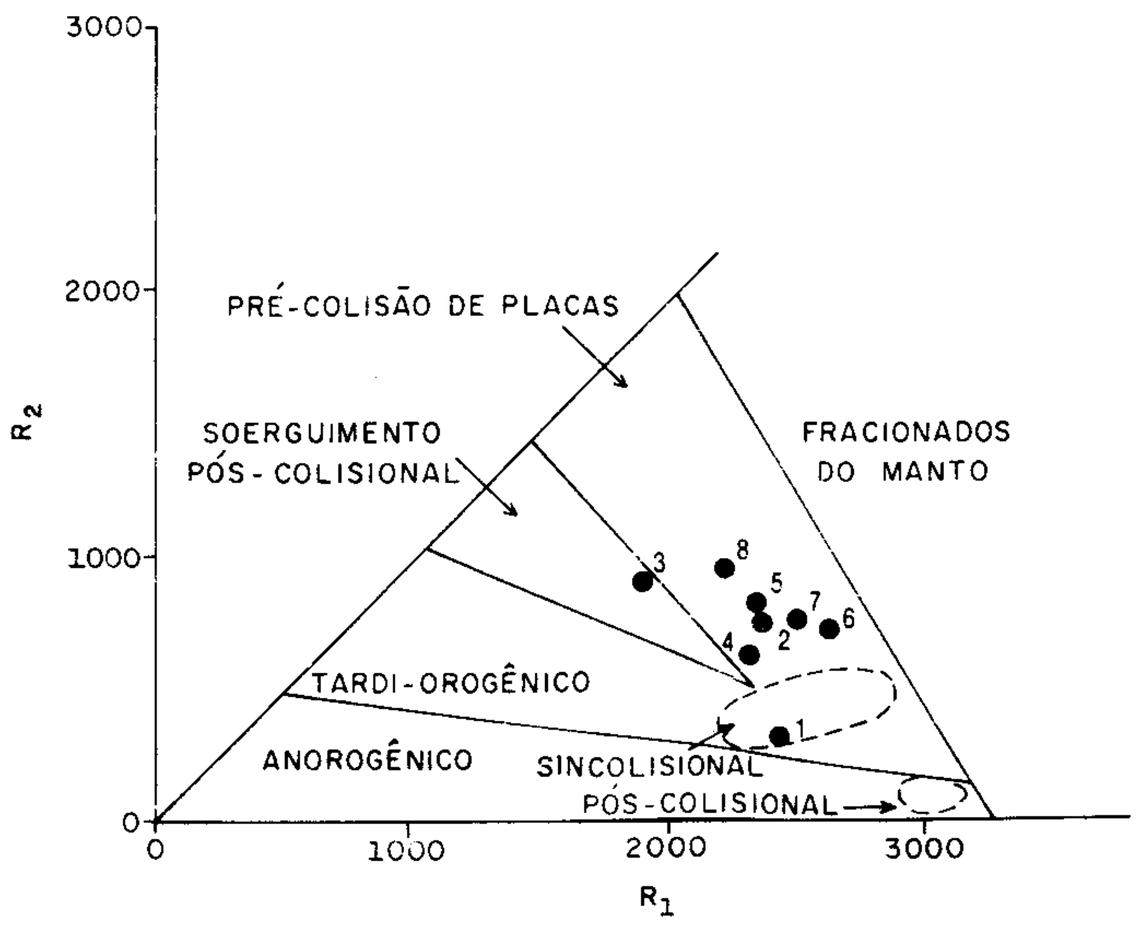


Figura II.2.30 – Diagrama R1 x R2 de La Roche et al. (1980) com os campos individualizados por Batchelor e Bowden (1985) para distribuir as rochas plutônicas segundo seus ambientes tectônicos a partir dos conceitos de Pitcher (1982) e Harris et al. (1983), aplicado às amostras do Complexo Acaiaca da tabela II.2.18.

elementos terras-raras na tabela II.2.20. A primeira amostra apresenta também a maior anomalia negativa de Eu com Eu/Eu* = 0,368. As demais apresentam teores de ETR mais modestos, variando de 81,031 a 134,786ppm. O fracionamento nesse segundo conjunto é elevado tanto nos ETRL como nos ETRP, com exceção da amostra OF-037A que se apresenta mais enriquecida em ETRP. Esse enriquecimento se deve, contudo, ao teor mais elevado em granada, mineral que apresenta elevados coeficientes de distribuição desses elementos. Eliminando-se esse fator, o perfil dessa amostra torna-se similar aos das outras amostras do conjunto.Na figura II.2.32, que mostra os perfis dos teores dos elementos terras-raras normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen et al. (1978), destacam-se dois conjuntos: o primeiro, representado pelas amostras GM-433 (1), FR-062A (2) e FR-065 (3), apresenta semelhanças com o padrão dos granitóides pós-arqueanos (encarte b da figura II.2.32, segundo Condie, 1981). A amostra GM-433 evidencia algumas discrepâncias com relação às outras duas e se identifica melhor com rochas arqueanas de caráter mais alcalino, como as do encarte c da figura II.2.32; o segundo, representado pelas amostras OF-37A (4) com as ressalvas referidas, OF-037C (5), OF-037E (6), OF-057A (7) e OF-055 (8), aproxima-se dos padrões dos tonalitos arqueanos com altos teores em Al_2O_3 definidos por Hunter, in Condie (1981), figura II.2.32, encarte a. Confirmando essa hipótese, os valores de YbN dessas amostras, excetuando-se a amostra 4, são inferiores a 4,5. Segundo Martin (1987) esses valores de YbN, em rochas granitóides, são caractarísticos do Arqueano.

As rochas do Complexo Acaiaca, analisadas nesse trabalho, se distribuem em dois grupos. Um grupo mais homogêneo, de caráter metaluminoso a peraluminoso, calcialcalino, composição tonalítica e correlacionável aos tonalitos arqueanos ricos em Al_2O_3. Uma das amostras ainda mantém o caráter paraderivado, reforçando a hipótese de Condie (1981) segundo a qual esses tonalitos são originados da refusão de grauvacas. Tectonicamente essas rochas são caracterizadas como granitóides gerados em regime de pré-colisão de placas.

O segundo grupo caracteriza-se também como peraluminoso a metaluminoso, calcialcalino, com uma amostra alcalina e apresentam composições granotica, granadiorítica e tonalítica. Correlaciona-se com os granodioritos pós-arqueanos e uma amostra com rochas arqueanas de caráter alcalino. Tectonicamente a rocha mais alcalina identificada-se como granitóide sin-colisional e as outras como granitóides de soerguimento pós-colisional e pré-colisional. A heterogeneidade desse grupo sugere que suas rochas foram geradas em um mesmo ciclo tectônico em fases diferentes e na mesma fase de granulitização transamazônica segundo Teixeira et al. (1987).

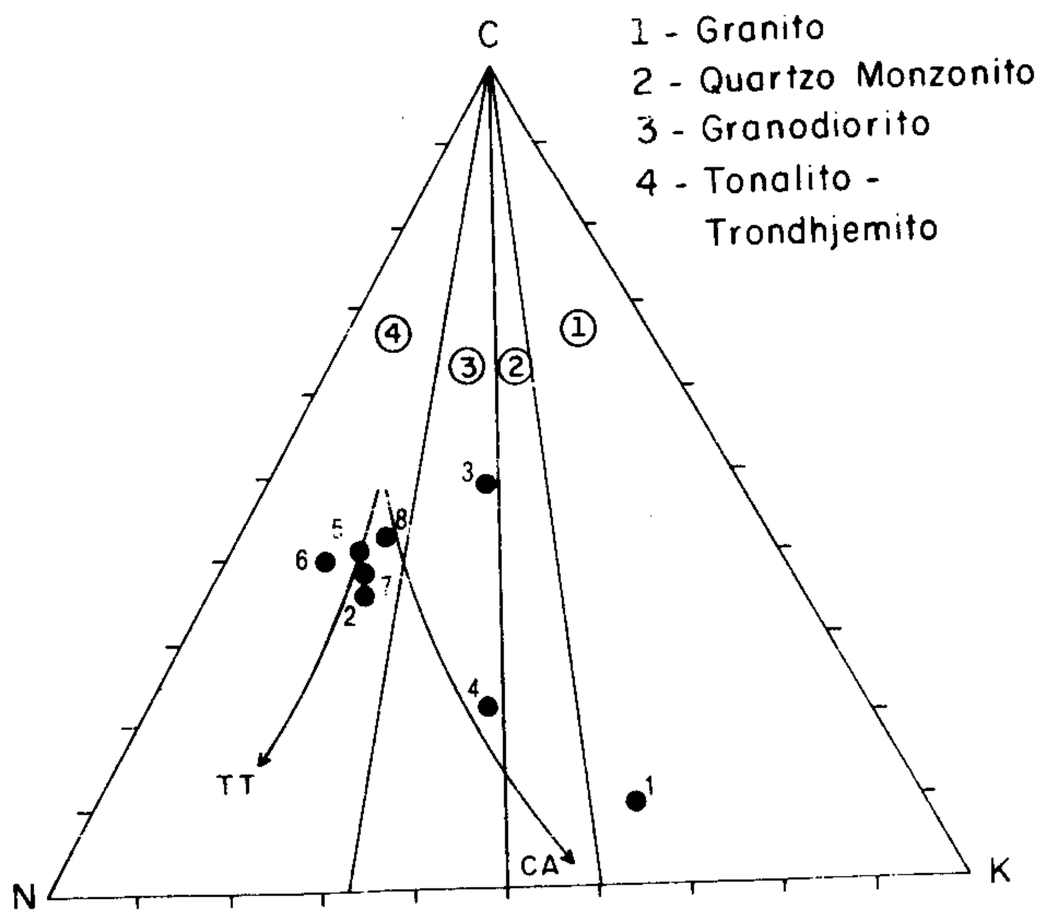


Figura II.2.31 – Diagrama KCN de Hunter in Condie (1981) que permite identificar os *trends* tonalítico-trondhjemítico (TT) e calcialcalino (CA) de granitóides arqueanos, aplicado às rochas do Complexo Acaiaca da tabela II.2.18. Detalhes conforme figura II.2.9.

2.3.1.6 Idade e Correlações

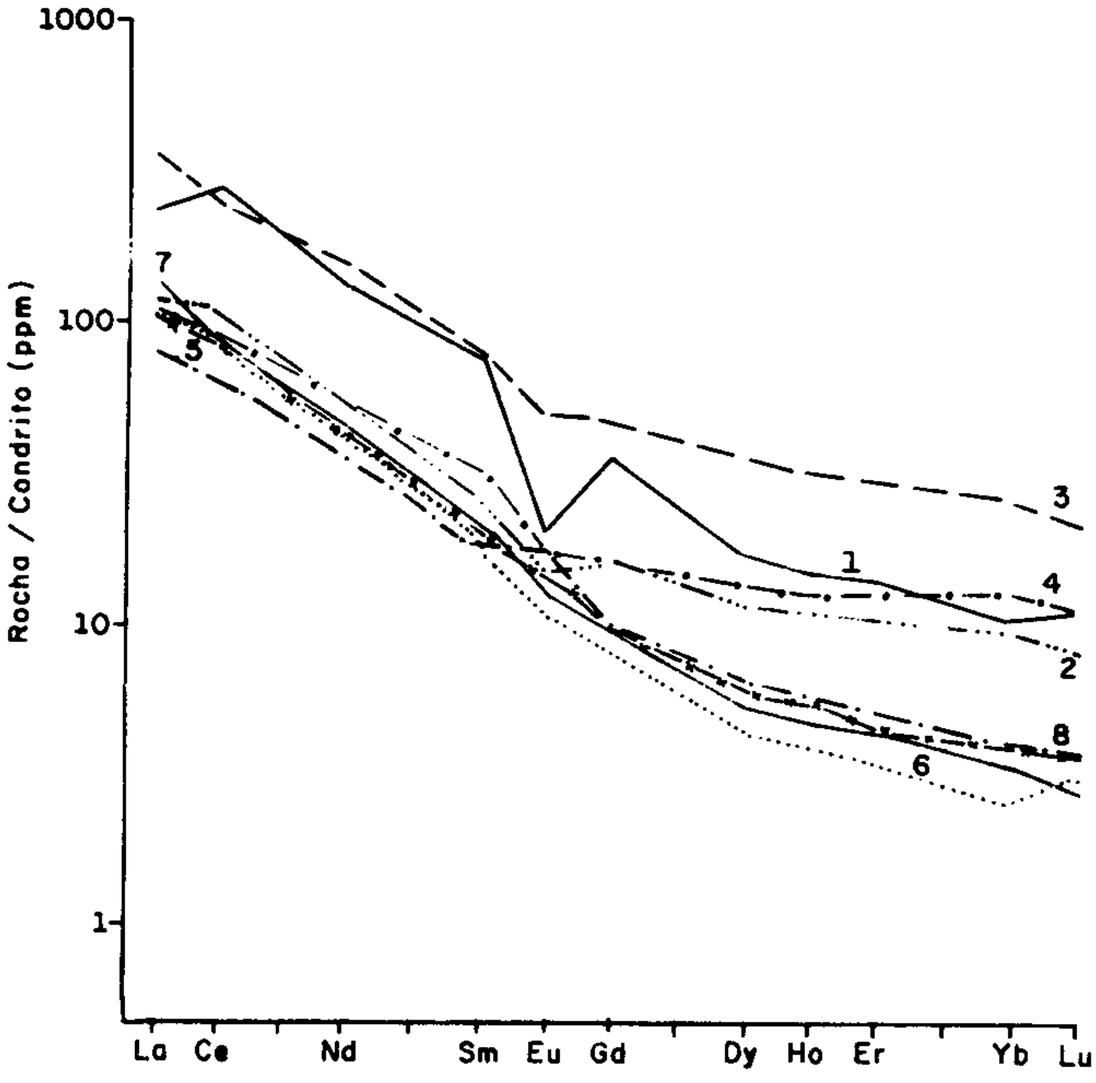
Teixeira *et al.* (1987) realizaram datações geocronológicas em granulitos do complexo, utilizando métodos Rb/Sr e Pb/Pb em rocha total, obtendo idades isocrônicas concordantes, em torno de 2.000M.a., confirmando a validade das mesmas e definindo a Orogenia Transamazônica como o principal evento que afetou a região. A idade obtida é interpretada por aqueles autores como "da época de importante recristalização metamórfica ocorrida nas amostras de Acaiaca", interpretação esta corroborada pela RI da isócrona Rb/Sr (RI = 0,7061) "que sugere tratar-se de material mais antigo, retrabalhado durante o Ciclo Orogênico Transamazônico em condições de fácies granulito". Da mesma maneira, a datação Pb/Pb efetuada, com $u1 = 8,641$, ratifica a interpretação de material mais antigo retrabalhado.

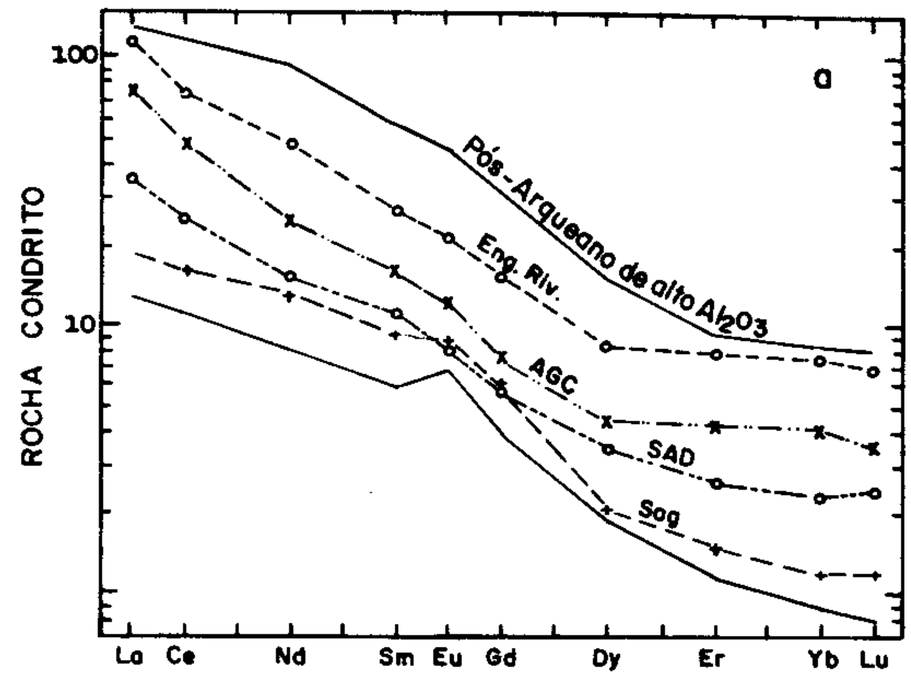
Estes granulitos são correlacionáveis com aqueles constituintes do Complexo Juiz de Fora, ocorrente a leste, fora da área da folha, tanto petrográfica quanto estruturalmente. Portanto, pelos estudos geocronológicos comentados acima e a identidade das rochas do complexo com os granulitos de Juiz de Fora, admite-se uma idade arqueana para o mesmo.

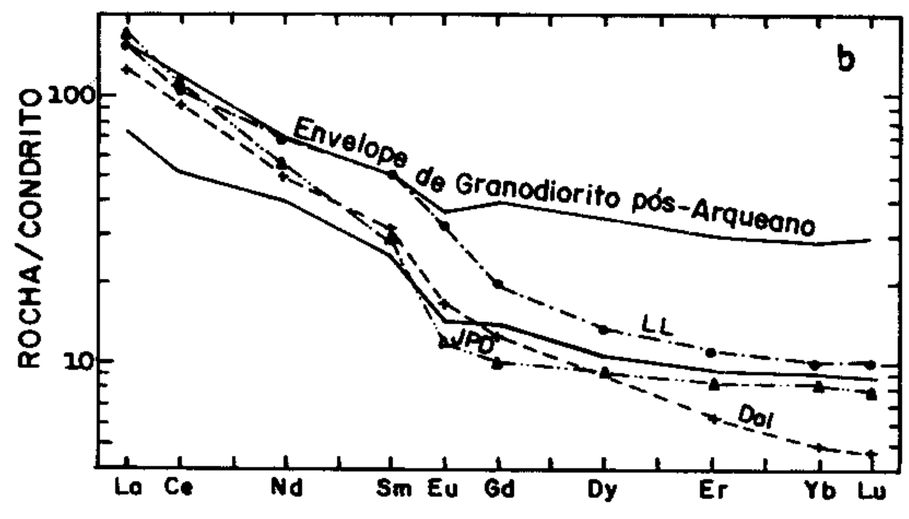
2.3.2 Complexo Mantiqueira

2.3.2.1 Comentários Gerais

Barbosa (1954) foi o primeiro autor a utilizar o termo "Série Mantiqueira" para designar os gnaisses ocorrentes ao sul e a leste da serra do Espinhaço, aqui reunidos neste







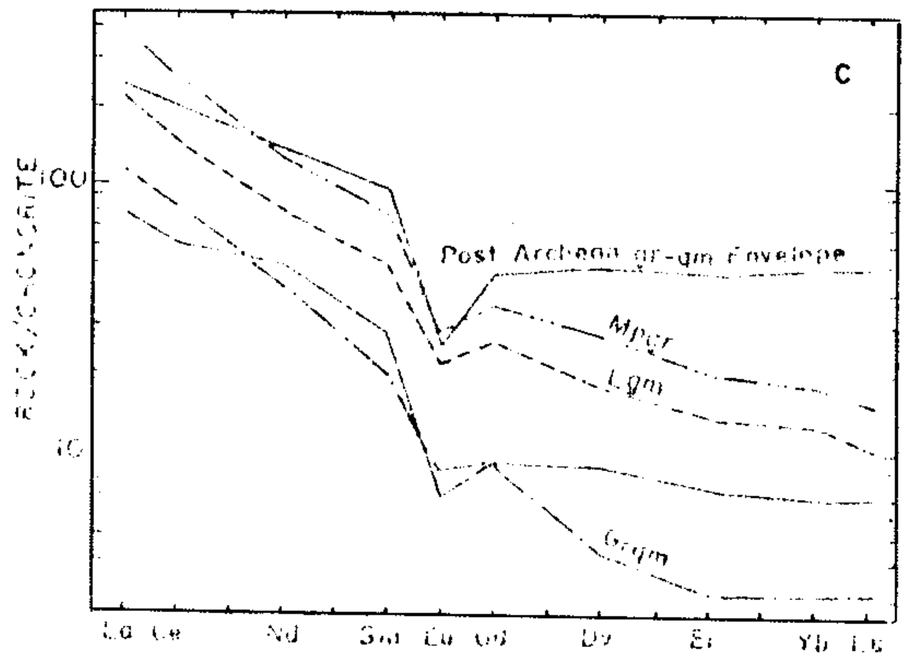


Figura II.2.32 – Variograma dos teores dos elementos terras-raras normalizados pelos padrões condríticos de Evensen et al. (1978) das amostras do Complexo Acaiaca conforme tabela II.2.20. Ao lado, padrões de rochas plutônicas arqueanas e pós-arqueanas da literatura segundo Condie (1981).

complexo, e que estariam sobrepostos discordantemente por uma seqüência de gnaisses e xistos de sua "Série Barbacena". Ebert (1956) abandona a denominação de Barbosa, agrupando estes gnaisses no Arqueano não subdividido.

Nos trabalhos de mapeamento geológico realizados pelo convênio DNPM/CPRM, na escala 1:250.000, Fontes et al. (1978) incluem estes litótipos no seu Complexo Gnáissico-Migmatítico, juntando a eles a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Dom Silvério, de Lima et al. (1974).

Fonseca (1979) exclui dos mesmos os metamorfitos do Grupo Dom Silvério, por ele relacionados ao Grupo Andrelândia, e os denomina de Grupo Barbacena, indiviso e de idade pré-cambriana. Trouw *et al.* (1986) retoma o nome Mantiqueira, na categoria de grupo, para estes gnaisses. Finalmente, Brandalise (1990, inédito) utiliza a denominação Complexo Mantiqueira para designar estes gnaisses, excluindo dos mesmos uma seqüência de paragnaisses com quartzitos, xistos, rochas carbonáticas e calciossilicatadas associadas, ocorrendo na região de Ponte Nova, por ele incluída na Suíte Metamórfica São Sebastião

do Soberbo; a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Dom Silvério e as rochas de alto grau metamórfico dos Complexos Acaiaca e Juiz de Fora.

Neste trabalho, mantém-se a denominação Complexo Mantiqueira, de Brandalise *(op.cit.)*, para designar uma seqüência de gnaisses dominantemente ortoderivados, de composições diversas, migmatizados ou não, com intercalações freqüentes de anfibolitos e metagabros e eventuais enclaves tectônicos de quartzitos, xistos e rochas calcissiolicáticas de seqüências supracrustais e rochas de alto grau metamórfico correlacionáveis com litologias agrupadas no Complexo Acaiaca.

2.3.2.2 Distribuição Geográfica

Ocupa a parte oriental da Folha, cobrindo cerca de 40% de sua superfície, estendendo-se para a Folha Rio Espera, ao sul, e folhas Itabira e Ponte Nova, respectivamente ao norte e a leste.

Foram identificadas três unidades litológicas no complexo: a mais extensa delas caracterizada por gnaisses bandados com intercalações de anfibolitos e metagabros ocupando a parte mais central da faixa; gnaisses bandados da unidade anterior, migmatizados pelo aporte de material granítico injetado, balizando a primeira a leste, nos limites com a Folha Ponte Nova; e, finalmente, dois corpos de ortognaisses quartzo-dioríticos cartografados nos limites ocidentais da faixa no curso médio do ribeirão do Turvo e no baixo curso do rio Gualaxo do Sul.

2.3.2.3 Relações de Contato

Os litótipos do complexo estão em contato a oeste com seqüências metavulcano-sedimentares do Supergrupo Rio das Velhas e gnaisses, metabasitos e metaultrabasitos do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga; a leste-sudeste são balisados por estreita faixa das seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Dom Silvério; em seu interior encontram-se individualizados corpos de rochas granitóides gnaissificadas, o Granitóide Diogo de Vasconcelos ao sul e o Granitóide Córrego Taioba, ao norte, e estreita faixa de granulitos do Complexo Acaiaca, em sua parte central.

Embora esses contatos estejam, em geral, representados no mapa geológico com traços que os cracterizam como "contatos aproximados", devido a dificuldades na precisão de seu posicionamento geográfico, seja pela ausência de exposições rochosas ou por tratar-se de áreas não percorridas no campo, eles são de natureza tectônica, nos poucos lugares observados, e caracterizados por zonas de milonitos, resultado da evolução de processo de transposição tangencial que afetou as diversas litologias em caráter regional, justapondo-as e as tornando estruturalmente concordantes. A despeito das poucas observações diretas, esta caracterização é reforçada por inferências, sustentadas pela semelhança estrutural dos litótipos envolvidos, tanto em seus aspectos texturais quanto geométricos e cinemáticos. A esta deformção superpôs-se nova transposição de alto ângulo e com importante componente direcional, que controla, em parte, os contatos dos litótipos do complexo com rochas do Grupo Dom Silvério, no extremo sudeste da folha.

2.3.2.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação

2.3.2.4.1 Gnaisses Bandados, Anfibolitos e Metagabros

Biotita - (Hornblenda) Gnaisse Bandado

Dominam amplamente, no complexo, biotita-(hornblenda) gnaisses bandados, de caráter bimodal, traduzidos em uma alternância de níveis de espessuras decimétricas a métricas, leuco e mesomelanocráticos, os primeiros dominantemente quartzo-feldspáticos, granulares, de composição granítica e estes últimos biotítico-anfibólicos, xistosos, de composição granodiorítica a tonalítica. Os contatos entre estas bandas são geralmente nítidos, às vezes ligeiramente discordantes em relação à foliação gnáissica. As bandas graníticas, quando mais espessas, não raro, mostram um listramento/laminação milicentimétrico, de natureza gradacional, proporcionado pela maior ou menor concentração de máficos, onde predominam as micas, em níveis alternados. Esta laminação pode, também, resultar da ocorrência de bandas leucocráticas, pegmatóides e quase sem máficos. As bandas graníticas, em geral, mostram-se, com relativa freqüência, lenticulares (foto 17) e/ou dobradas interfolialmente (foto 18) testemunhando o caráter de transposição da foliação/bandamento de baixo ângulo, dominante regionalmente. Uma foliação milonítica, resultado de cisalhamento, ocorre em níveis localizados, de mais intensa transposição.

As bandas leucocráticas têm textura granolepidoblástica dominante, variando composicionalmente de granítica a granodiorítica, com a seguinte constituição mineralógica: quartzo, plagioclásio, microclina e biotita como minerais principais; titanita, zircão, apatita, opaco, allanita e grafita como acessórios; e como minerais secundários clorita, carbonato, sericita/muscovita e epídoto. O plagioclásio é oligoclásio, mais alterado que a microclina e com freqüentes auréolas de albita nos contatos com esta. São em geral xenoblásticos ou com formas alongadas, elipsoidais; maclados em geral segundo a lei de Albita e Albita Periclina. A microclina, parcialmente caulinizada e sericitizada, é xenoblástica, em geral com maclas em grade e alguns cristais orientados. Pode ser pertítica e localmente ocorre inclusa no plagioclásio, parecendo, pelo menos em parte, ter se originado deste. Entretanto, é dominantemente menos deformada e de geração posterior. Quartzo

em grãos poligonizados com fraca extinção ondulante, às vezes estirado nas variedades tectonizadas, podendo formar gotículas ou vermes nos feldspatos, gerando estruturas mirmequíticas.

Algumas bandas leucocráticas, de composição granítica a tonalítica, mostraram-se, em lâminas delgadas, com características de rochas ígneas, com textura protomiloníticas, sugerindo processo de granitização superposto ao gnaisse bandado preexistente.

As bandas máficas destes gnaisses são biotíticas-anfibólicas, com estes minerais perfazendo até 40% do total da rocha. Têm estrutura geralmente xistosa e, menos freqüentemente, laminada. São de granulação média a grossa, com textura variando de granolepidoblástica a granonematoblástica. Embora em composição constituam termos mais intermediários em relação às bandas leucocráticas, variando de granodioríticas a tonalíticas, têm características petrográficas muito similares àquelas, tendo sofrido os mesmos processos de transformação, com alguns espécimes exibindo relictos de textura ígnea original. Biotita castanha e hornblenda são os principais máficos com amplo predomínio da primeira, que substitui incipientemente esta última. O plagioclásio é oligoclásio a andesina, parcialmente alterado, podendo mostrar bordas albíticas. A microclina é inequigranular, xenoblástica, com cristais maiores pertíticos, podendo conter inclusões de plagioclásio e quartzo.

Anfibolitos

Estão muito freqüentemente associados aos gnaisses anteriormente descritos, ocorrendo intercalados nos mesmos na forma de lentes e bandas de dimensões muito variadas, com espessuras desde centimétricas a até decamétricas. Seus contatos com os gnaisses são nítidos, bruscos e perfeitamente concordantes. São de cor negra, bem foliados, não raro exibindo uma laminação mili a centimétrica esparsa, individualizada a partir da segregação de félsicos, onde dominam plagioclásios. Em geral sua granulação é fina a média, dominando uma textura nematoblástica a eventualmente granoblástica, em porções onde é significativa a segregação de félsicos mencionada acima. Têm como constituintes minerais principais hornblenda e plagioclásio em proporções médias de 65% e 24%, respectivamente, e como acessórios e minerais de alteração quartzo, titanita, biotita, opacos, apatita, zirconita e epídoto. A hornblenda constitui-se em cristais hipidioblásticos a idioblásticos, orientados, definindo a xistosidade, com freqüentes inclusões de quartzo arredondado e plagioclásio e, menos freqüentemente, titanita, apatita, zirconita e opacos. Em uma preparação o anfibólio é actinolita, fracamente substituído pela biotita. O plagioclásio é xenoblástico, comumente em agregados granoblásticos, e quando maclados é segundo a lei da Albita, com sericitização e caolinização incipientes. Quartzo em geral configura pequenos grãos xenoblásticos arredondados, inclusos na hornblenda, raramente ocorrendo ao lado desta e do plagioclásio na mesóstase. Titanita e opacos são os constituintes menores mais freqüentes, ocorrendo inclusos no anfibólio ou intimamente associados. Pela paragênese mineral de plagioclásio + hornblenda ± quartzo é indicativo fácies anfibolito de grau médio para estas rochas.

Metagabros

São relativamente comuns, associando-se aos gnaisses na forma de corpos tabulares concordantes ou mesmo cortando-os como diques de algumas dezenas de metros de extensão. São de cor negra, granulação média a grossa, com contatos nítidos e bruscos com as encaixantes. Freqüentemente têm uma foliação bem desenvolvida nas bordas de contato tornando-se difusa, para a parte central dos corpos – onde tendem a mostrar-se maciças. Têm textura granoblástica a granonematoblástica, sendo seus constituintes minerais principais plagioclásio e hornblenda, esta em geral granoblástica, com relictos de piroxênio, podendo ainda ser porfiroblástica, ou formar simplectitos com quartzo. Biotita, carbonato e epídoto são os produtos secundários mais comuns de sua substituição. Os acessórios mais freqüentes são apatita, opacos e titanita.

2.3.2.4.2 Gnaisse quartzo diorítico

Gnaisses desta composição parecem constituir, em grande parte, o paleossoma dos gnaisses migmatíticos bandados descritos no item anterior. Entretanto, apenas duas áreas de predomínio destas rochas foram cartografadas no interior da folha, uma delas em sua porção centro-sul, como um corpo de forma lenticular, orientado segundo NNE-SSW, a noroeste da cidade de Diogo de Vasconcelos; a outra foi individualizada na região de Turvo de Alvinópolis, na porção centro-norte da folha.

No corpo próximo a Diogo de Vasconcelos predominam biotita-anfibólio gnaisses cinza-escuros, bem foliados, de granulação média, portando níveis anfibolíticos, bandados por níveis leucocráticos de rocha granitóide de granulação média, em geral milonitizadas e quase sem máficos. Ao microscópio apresentam-se com uma textura granonematoblástica a granolepidoblástica, dependendo do predomínio de biotita ou anfibólio entre os máficos, havendo uma variação completa desde biotita gnaisses comuns até verdadeiros anfibolitos.

As bandas de biotita gnaisse são leucocráticas, de textura granoblástica poligonal a granolepidoblástica e granulação fina a média. Têm como constituintes minerais principais plagioclásio, quartzo e biotita. O plagioclásio é oligoclásio, às vezes zonado. Em uma preparação aparece microclina na forma de grãos granoblásticos maclados. Processos retrógrados de metamorfismo de baixo grau de metamorfismo são verificados através da saussuritização e

sericitização dos plagioclásios e transformação de biotita para muscovita. Entre os acessórios são comuns apatita, zircão, titanita, opacos e allanita.

O gnaisse máfico dominante varia de anfibolito a biotita-anfibólio gnaisse, com textura granonematoblástica a granolepidoblástica, tendo como constituintes minerais principais plagioclásio, hornblenda, biotita e, eventualmente, quartzo. Os acessórios mais comuns são apatita, titanita, opacos, rutilo e zircão. O plagioclásio varia de oligoclásio a andesina, às vezes com forte zoneamento; é granoblástico, poligonizado, ou em grãos xenoblásticos arredondados.

As características petrográficas das amostras estudadas destes gnaisses sugerem origem ígnea máfica para os mesmos, com alguns aspectos texturais preservados, como o zoneamento de plagioclásios e a sua composição. As bandas leucocráticas primeiramente descritas mostram-se em seu aspecto petrográfico muito semelhantes às de porções félsicas observadas nos tipos máficos descritos acima, mais anfibolíticos, sugerindo apenas um processo de diferenciação.

No corpo individualizado na região de Turvo de Alvinópolis estes gnaisses são mais homogêneos, dominando biotita-anfibólio gnaisses cinza-escuros, bem foliados, de granulação média, textura blasto-ígnea, com mineralogia principal de plagioclásio, às vezes fortemente zonado, biotita, hornblenda e quartzo, tendo como acessórios mais comuns titanita, apatita, zircão e opacos. Processos de metamorfismo retrógrado são evidenciados pela presença de clorita, formadas às expensas de anfibólio e biotita, e pela saussuritização e sericitização de plagioclásios.

Os aspectos mineralógicos e texturais indicam para estas rochas uma origem ígnea máfica, da mesma maneira que para o corpo de Diogo de Vasconcelos, sendo elas submetidas a metamorfismo da fácies epidoto-anfibolito.

2.3.2.4.3 - Gnaisse Bandado Migmatitizado

Cartografados no extremo oriental da folha, constitui-se dominantemente de biotita-anfibólio gnaisses bandados, semellhantes ao tipo dominante no complexo e primeiramente descrito, com abundantes injeções graníticas concordantes, esbranquiçadas, que proporcionam à rocha uma estrutura migmatítica estromática muito característica, individualizando-se leucossomas quartzo-feldspáticos descontínuos na mesóstase de gnaisse foliado a laminado, de granulação fina a média. O conjunto mostra-se normalmente deformado de modo heterogêneo, sendo comuns variedades texturais desde protomiloníticas a miloníticas. Onde as injeções graníticas são mais significativas, formam freqüentes porfiroblastos de feldspatos subidiomórficos a ocelares, esparsos.

A leste-sudeste da cidade de Alvinópolis predomina amplamente a fração granítica neossomática, milonitizada, com foliação bem marcada dada pelo estiramento de quartzo e feldspato, com pouca biotita orientada. Neste local a granitização afetou não somente os gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira mas também parte de uma seqüência metassedimentar composta de micaxisto, micaxisto feldspático, biotita-sillimanita xisto, rocha calciossilicática e anfibolitos que ocorrem como níveis e megaxenólitos nestes granitos (foto 19) e que são aqui atribuídos ao Grupo Dom Silvério, que ocorre no limite sudeste da folha e imediatamente a leste da região mencionada, fora de seus limites. Estes granitos, quando preservados da deformação, têm estrutura maciça e porfiroblastos de feldspatos tabulares, de até 4cm, rosados em rocha fresca (foto 19). Associado ao mesmo pode ocorrer uma variedade mais fina, de cor cinza. A injeção destes granitos é pré- a sin-transposição tangencial regional, pois os mesmos conformam dobramentos quase recumbentes em mesoescala, resultantes desta transposição, tendo sido o conjunto, posteriormente, afetado novamente por transposição de alto ângulo, responsável pelas zonas de cisalhamento direcionais a oblíquas, de direção norte-sul, que ocorrem na parte oriental da folha. Uma remobilização posterior parece ser responsável pelos granitos róseos pegmatóides que cortam todas as litologias e estruturas que ocorrem nesta região.

Ao microscópio, os leucossomas destes migmatitos mostraram a composição de granitos alcalinos, textura granoblástica a granolepidoblástica, tendo como minerais essenciais microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, anfibólio eventual, e como acessórios apatita, titanita, zircão e opacos. A microclina ocorre na proporção de 35 a 50%, pode estar pertitizada e é menos alterada que o plagioclásio, podendo estar caolinizada; é granobiástica, equigranular ou inequigranular, neste caso mostrando os grãos maiores fortemente quebrados e fraturados, com inclusões de quartzo e cristais menores de microclina. Mirmequitização ocorre em cristais junto ao plagioclásio. Este mostra-se freqüentemente sericitizado e caolinizado, exibindo auréolas de albitização. É granoblástico a xenoblástico, com macla da Albita pouco nítida e pequenas inclusões de quartzo arredondado e microclina; em variedades inequigranulares os grãos maiores são levemente fraturados e ligeiramente saussuritizados. Quartzo é inequigranular, em grãos xenoblásticos a arredondados, com forte extinção ondulante e fraturas. Os grãos menores são granoblásticos e os maiores contêm inclusões de biotita e anfibólio; ocorre ainda como pequenas inclusões arredondadas em plagioclásio e microclina. A biotita mostra alteração parcial para clorita e o anfibólio, detectado em uma preparação, é da série tremolita-actinolita, orientado e hipidioblástico.

O biotita-anfibólio gnaisse, paleossoma destes migmatitos, mostrou composição tonalítica a granodiorítica, textura granolepidoblástica, mineralogia essencial á base de plagioclásio, quartzo, biotita, anfibólio e microclina, e como acessórios titanita, opacos, zircão e apatita. O

plagioclásio é oligoclásio, quase sempre sem maclas, freqüentemente alterado em sericita, epídoto e argilominerais; com formas granoblásticas, hipidioblásticas e idioblásticas; alguns cristais mostram indícios de albitização retrógrada; pode estar incluso em microclina. Quartzo é granoblástico ou estirado segundo a foliação, com extinção ondulante e, em geral, fraturado. A microclina, quando presente, ocorre com a típica macla em grade, é xenoblástica e com bordas irregulares, indicando seu crescimento tardio; alguns indivíduos são alongados segundo a foliação. Biotita exibe alterações para muscovita e clorita, podendo conter inclusões de titanita e associação com epidoto. Anfibólio, quando presente, é hornblenda com pleocroísmo variando dos tons bege ao verde, podendo conter inclusões de titanita.

Os aspectos petrográficos destes gnaisses permitem indicar metamorfismo da fácies anfibolito para os mesmos, com retrometamorfismo incipiente para a fácies xisto-verde, evidenciado por muscovita em equilíbrio com clorita, com formação destas a partir da biotita e processos de sericitização e epidotização de plagioclásio.

2.3.2.5 Aspectos Petrogenéticos

As tabelas II.2.21 e 22 e o diagrama triangular da figura II.2.33 mostram as composições e classificações petrográficas modais estimadas de amostras do Complexo Mantiqueira. A tabela II.2.21 constitui uma base para a identificação das amostras.

Tabela II.2.21 – Relação das amostras analisadas do Complexo Mantiqueira, com suas respectivas classificações petrográficas.

Nº Ordem	Nº Amostra	Nº Laboratório	Classificação Petrográfica
1	GM-217B	CBQ-536	Bt-Mcr-Pl-quartzo gnaisse
2	GM-217C	CBQ-530	Anfibolito
3	GM-277	CBQ-531	Meta-qz gabro
4	GM-278B	CBQ-537	Microclina-granito
5	GM-279	CBQ-532	Metagabro
6	GM-280	CBQ-533	Olivina gabro
7	GM-300B	CBQ-863	Gnaisse (granítico)
8	GM-300C	CBQ-864	Metagranitóide
9	GM-300E	CBQ-865	Anfibolito
10	GM-424	CBQ-544	Metaquartzo-diorito
11	GM-436	CBQ-540	Anfibólio gnaisse
12	GM-438	CBQ-541	Gnaisse (biotítico)
13	GM-440	CBQ-535	Anfibolito
14	OF-035A	CBQ-872	Gnaisse
15	OF-035B	CBQ-873	Gnaisse
16	OF-068A	CBQ-885	Gnaisse (granodiorítico)
17	OF-068B	CBQ-886	Anfibolito
18	FR-005C	CBQ-890	Horn-ep-qz-pl anfibolito (gnaisse)
19	FR-027A	CBQ-733	Metadiorito
20	FR-066G	CBQ-745	Pl-horn anfibolito
21	GM-277A	CBQ-805	Hornb anfibolito
22	OF-106A	CBQ-774	Qz-mic-olig gnaisse
23	OF-106B	CBQ-775	Olig-mic gnaisse granítico
24	OF-129	CBQ-776	Bt-pl gnaisse

Tabela II.2.22 – Composição mineralógica modal estimada das amostras do Complexo Mantiqueira.

Nº Ordem	Nº Amostra	Qz	Pl	Kfd	Mcr	Anf	Bt	Zr	Tit	Apt	Op	Crb	Mus	Se	Cl	Ep	Czs	All	Cpx	Gra	Ol	Serp
01	GM-217B	48	29		11		8	Tr		Tr	Tr	Tr	Tr		Tr	1						
02	GM-217C	3	29			62		1	2	1	Tr			Tr		3						
03	GM-277	10	40			45	Tr		Tr	Tr		Tr				Tr			5			
04	GM-278B	10	20		65	Tr	5	Tr		Tr	Tr	Tr		Tr				Tr				
05	GM-279	Tr	40			Tr		Tr	Tr	Tr				Tr					Tr			
06	GM-280		60			Tr	Tr			Tr	Tr	Tr		Tr					25	5	5	Tr
07	GM-300B	25	35	30			9			Tr	Tr		Tr			Tr						
08	GM-300C	20	15		55		2			Tr	1		Tr		Tr	Tr						
09	GM-300E		15			58	15		2	Tr	Tr					10						
10	GM-424	5	50			20	20	Tr		Tr	Tr			Tr	3							
11	GM-436	30	10		50	7	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr			Tr	Tr	Tr						
12	GM-438	45	15		35		3		Tr	Tr	Tr		1		Tr							
13	GM-440	5	25			60			3		Tr			Tr		7						
14	OF-035A	30	35		25		8	Tr	Tr		Tr		7		Tr	Tr						
15	OF-035B	35	30		15		15	Tr	2	Tr		Tr	Tr		Tr	1						
16	OF-0068A	40	35		10		10	Tr	1	Tr	Tr	Tr			Tr	Tr						
17	OF-068B	10		20		64	1		Tr		5											
18	FR-005C	30	40		Tr	12	Tr	Tr	Tr	Tr					18							
19	FR-027A	3	35			45	15		1	Tr	1											
20	FR-066G	Tr	25			75			Tr	Tr	Tr				Tr							

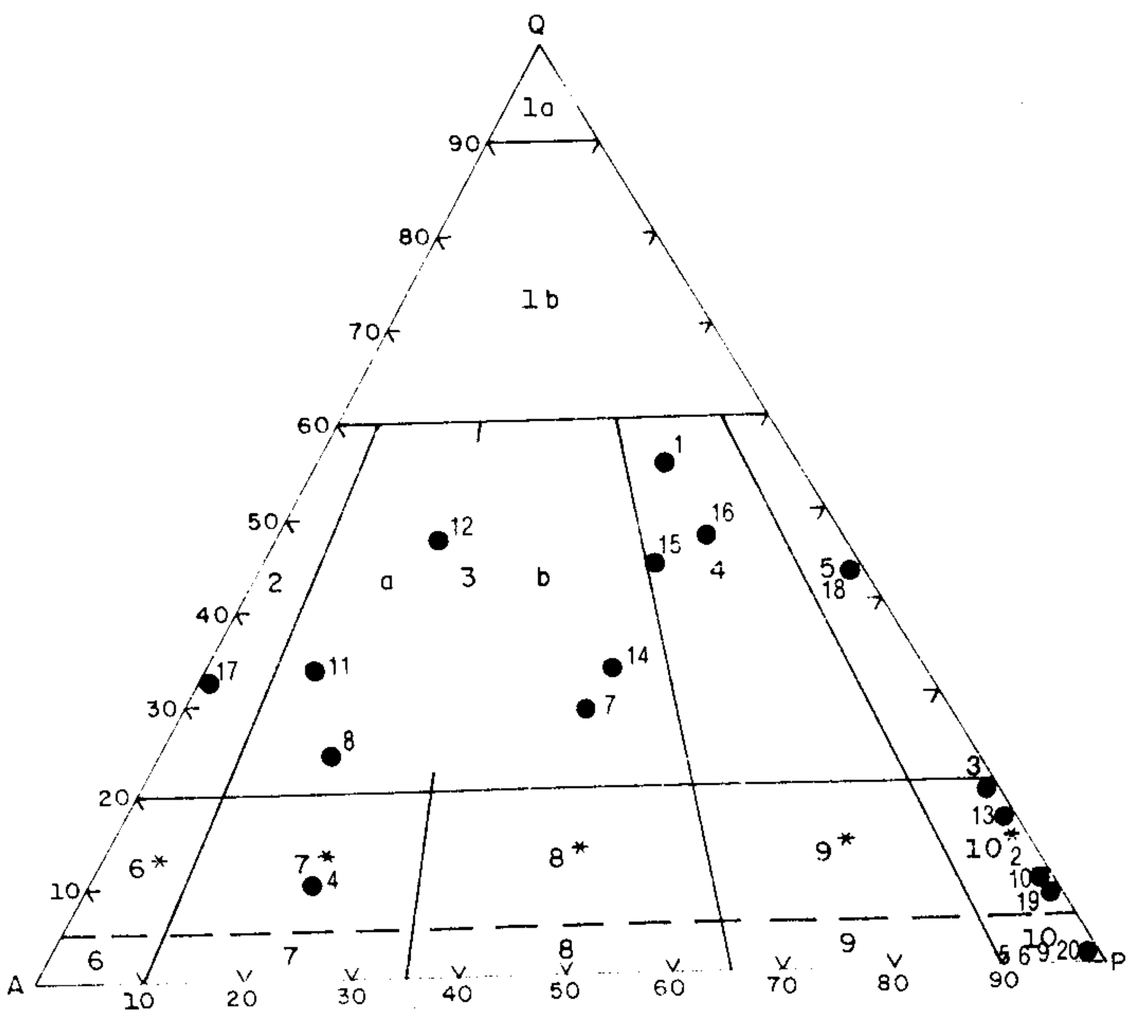


Figura 33 – Classificação modal estimada de amostras do Complexo Mantiqueira. A numeração das amostras é a mesma da tabela II.2.22.

No diagrama ternário observam-se dois grupos: o primeiro que se dispersa a partir do vértice do plagioclásio no sentido do vértice do quartzo, e o segundo que se dispersa, aproximadamente, do centro do diagrama no sentido do vértice dos alcali-feldspatos. Esta configuração representa, grosseiramente, a microclinização observada em lâminas delgadas. A concentração de amostras próximo ao vértice dos plagioclásios, nos campos do quartzo-gabro (quartzo-diorito) e gabro (diorito) sugere que uma parte desses litótipos apresentava, originalmente, composição mais básica.

As tabelas II.2.23, II.2.24, II.2.25, mostram as composições químicas dessas amostras em óxidos e elementos-traço, bem como a composição mineralógica normativa CIPW e os valores de alguns parâmetros petrogenéticos como índice de cor (IC), índice de diferenciação (ID), parâmetro de aluminosidade (PAL), parâmetro de alcalinidade (PALK), função discriminante de Shaw (1972) (DF) e parâmetros de elementos terras-raras. A função discriminante de Shaw(1972), $DF = 10{,}44 - 0{,}21Si0_2{,}32Fet - 0{,}98MgO + 0{,}55CaO + 1{,}46NA_2O + 0{,}54K_2O$, desenvolvida empiricamente, permite distinguir rochas paraderivadas de rochas ortoderivadas por valores negativos e positivos, respectivamente. Entretanto, o seu uso está limitado às rochas com teores de MgO <6% e SiO_2 <90%. Neste caso, as amostras 3, 13 e 20 da tabela, devem ser consideradas ortoderivadas, apesar dos valores negativos. As amostras 2 e 5 devem ser vistas com cautela, uma vez que os valores de MgO estão muito próximos de 6%. Restariam, finalmente, como tipicamente paraderivadas, apenas as amostras 17 e 18.

A análise de agrupamento utilizando as distâncias euclideanas entre os óxidos (figura II.2.34), os elementos-traço (figura II.2.35), e os elementos terras-raras (figura II.2.36) permite definir três agrupamentos na população de 20 amostras. Nas mesmas figuras estão representadas, por meio de símbolos, as classificações com base no teor de SiO_2. Os óxidos definem claramente dois agrupamentos: um de básicas e intermediárias e outro de ácidas. Os elementos-traço também definem um grupo de básicas e outro de ácidas, porém as duas rochas de caráter intermediário se distribuem nos dois grupos. Os elementos terras raras definem três grupos: um com predomínio de ácidas, um com predomínio de básicas e um terceiro com ácidas, básicas e intermediárias. Entretanto, comparando com os sinais da DF de Shaw, não se nota uma correlação de valores positivos ou negativos com nenhum desses grupos.

Em geral pode-se considerar que a maioria das amostras é ortoderivada, de caráter ácido e básico, e afetada por processos de metassomatismo potássico e silicoso. Segundo os critérios de Rapela e Caminos (1987) e Wright (1969) são quase todas metaluminosas e calcialcalinas (figuras II.2.37 e 38). As rochas básicas tendem a se concentrar próximo à origem das coordenadas. No diagrama ternário AFM da figura II.2.39, com o limite dos campos definido por Irvine e Baragar (1971) as rochas básicas se definem como toleíticas. A classificação química-mineralógica dos três grupos discriminados pelas análises de agrupamento das figuras II.2.34, 35 e 36 está representada no diagrama de Debon e Le Fort (1984), que utiliza os parâmetros P e Q segundo La Roche (1964) nos eixos X e Y, respectivamente (figura II.2.40). O grupo de básicas se distribui nos campos do gabro (diorito), quartzo-gabro (quartzo-diorito), monzogabro (monzodiorito e quartzo-monzodiorito). As demais amostras se distribuem nos campos das rochas ácidas como tonalito, granodiorito e adamelito. Apenas um pequeno grupo de três amostras, na extremidade direita do diagramas, se classifica como rochas mais potássicas. No diagrama QAP com os campos das séries magmáticas como definidos por Lameire & Bowden (1982; figura II.2.41) com as composições normativas, a distribuição é similar àquela do mesmo diagrama com as composições modais da figura II.2.33. Um grupo se diferencia a partir do vértice P para os campos das séries toleítica e tonalítica-trondhjemítica baixo K enriquecendo-se em SiO_2 e outro grupo diferencia-se também a partir do mesmo vértice para os campos das séries calcioalcalinas monzonítica alto K e granodiorítica, médio K. Um terceiro grupo se distribui aproximadamente no campo dos granitos de fusão crustal e mostra ainda um enriquecimento em K com uma ligeira tendência para o vértice dos alcali-feldspatos.

A ambiência tectônica das rochas básicas foi pesquisada com base no diagrama de Pearce et al. (1975) da figura II.2.42. O diagrama AFM da figura II.2.39 (Irvine e Baragar, 1971) foi utilizado para selecionar as amostras com teores relativos de álcalis abaixo de 20% conforme

Tabela II.2.23 – Análises químicas de óxidos maiores em porcentagens-peso e elementos-traço em ppm de 20 amostras do Complexo Mantiqueira.

Óxidos % Peso	1 GM-217B	2 GM-217C	3 GM-277	4 GM-278B	5 GM-279	6 GM-280	7 GM-300B	8 GM-300C	9 GM-300E	10 GM-424	11 GM-436	12 GM-438	13 GM-440	14 OF-035A	15 OF-068A	16 OF-068A	17 OF-068B	18 FR-005C	19 FR-027A	20 FR-068G
SiO_2	75,100	49,900	49,500	68,100	50,100	46,300	73,300	77,300	49,000	57,700	71,800	74,400	49,600	72,300	68,400	74,300	54,600	70,300	51,800	49,100
Al_2O_3	13,500	13,200	13,400	16,000	13,900	16,300	14,300	14,100	16,800	16,100	14,300	13,200	15,000	15,000	15,300	12,700	14,100	12,700	15,400	14,900
Fe_2O_3	0,170	4,900	6,600	0,970	6,200	7,000	0,800	0,100	5,100	2,600	< 0,100	0,100	4,700	1,000	0,980	0,780	4,800	3,100	4,200	4,500
FeO	0,750	8,800	7,400	0,750	0,750	6,700	0,700	0,700	0,070	4,500	0,750	0,750	6,300	0,500	2,000	2,000	7,400	1,100	8,300	6,900
MnO	0,020	0,270	0,260	0,030	0,210	0,210	0,030	< 0,010	0,810	0,130	0,030	0,020	0,200	0,030	0,040	0,040	0,240	0,240	0,400	0,190
MgO	0,170	5,600	6,200	0,300	5,600	6,300	0,470	< 0,100	6,400	5,100	0,410	0,310	7,400	0,500	1,100	0,890	5,100	1,200	3,700	7,200
CaO	1,600	9,900	9,900	1,700	9,800	9,300	2,300	2,300	8,600	5,600	1,300	0,660	11,400	2,000	2,800	2,300	8,700	7,600	8,200	11,200
Na_2O	3,900	2,200	2,900	3,300	2,500	3,300	6,300	5,600	2,900	3,800	3,100	2,500	2,400	4,700	4,900	3,400	2,400	1,500	3,200	2,500
K_2O	4,100	2,100	1,200	7,700	0,760	0,780	1,000	0,250	2,500	1,800	7,500	7,100	0,590	3,200	2,600	2,300	0,360	0,320	1,300	0,460
TiO_2	0,110	1,600	1,300	0,180	2,100	2,200	0,210	< 0,050	1,100	0,830	0,100	0,120	0,940	0,180	0,610	0,480	1,300	0,590	1,900	1,700
P_2O_5	< 0,050	0,140	0,130	0,340	0,270	0,390	0,070	< 0,050	0,090	0,360	< 0,050	< 0,050	0,090	< 0,050	0,240	< 0,050	0,130	0,180	0,260	0,190
S	< 0,050	0,012	0,010	0,026	0,110	0,094	0,062	0,021	< 0,005	0,022	< 0,005	< 0,005	0,009	0,013	0,009	0,010	0,072	0,005	0,010	0,009
CO_2	0,250	0,250	0,450	0,450	0,450	0,450	0,150	0,150	0,300	0,250	0,250	0,250	0,250	0,150	0,300	0,150	0,150	0,150	0,150	0,150
H_2O+	0,160	0,550	0,630	0,100	1,130	0,540	0,120	0,120	1,190	0,700	0,150	0,200	0,990	0,300	0,580	0,520	0,610	1,010	0,960	0,810
H_2O-	0,040	0,030	0,030	0,030	0,060	0,070	0,020	0,080	0,070	0,070	0,060	0,070	0,050	0,130	0,130	0,090	0,060	0,210	0,120	0,220
TOTAL	99,97	99,45	99,91	99,98	93,94	99,93	99,83	100,30	99,83	99,56	99,95	99,78	99,92	100,05	99,99	100,01	100,02	100,19	99,90	100,03
Traço ppm																				
Cu	4,000	150,000	4,000	< 2,000	62,000	38,000	30,000	17,000	7,000	34,000	< 2,000	6,000	20,000	10,000	7,000	3,000	51,000	17,000	54,000	112,000
Pb	< 5,000	7,000	11,000	6,000	8,000	9,000	6,000	< 5,000	9,000	9,000	6,000	17,000	< 5,000	6,000	9,000	10,000	< 5,000	< 5,000	13,000	< 5,000
Zn	37,000	156,000	175,000	32,000	133,000	147,000	39,000	4,000	169,000	129,000	37,000	28,000	110,000	35,000	62,000	47,000	136,000	58,000	159,000	100,000
Li	< 5,000	< 5,000	13,000	9,000	< 5,000	< 5,000	11,000	< 5,000	34,000	27,000	< 5,000	< 5,000	< 5,000	9,000	28,000	13,000	13,000	< 5,000	< 5,000	< 5,000
Co	< 5,000	51,000	54,000	< 5,000	62,000	31,000	< 5,000	< 5,000	51,000	23,000	< 5,000	< 5,000	55,000	< 5,000	< 5,000	9,000	58,000	16,000	48,000	20,000
Cr	106,000	106,000	190,000	72,000	162,000	112,000	< 5,000	< 5,000	320,000	280,000	68,000	71,000	360,000	12,000	30,000	66,000	164,000	76,000	76,000	116,000
Ni	< 5,000	108,000	144,000	< 5,000	148,000	68,000	8,000	7,000	118,000	138,000	20,000	18,000	220,000	12,000	16,000	26,000	210,000	46,000	80,000	40,000
V	94,000	330,000	240,000	56,000	390,000	122,000	78,000	76,000	290,000	106,000	130,000	106,000	320,000	84,000	78,000	148,000	280,000	132,000	270,000	124,000
Y	37,000	48,000	33,000	19,000	60,000	19,000	14,000	< 10,000	37,000	10,000	10,000	< 10,000	46,000	< 10,000	12,000	< 10,000 <	38,000	< 10,000	61,000	10,000
Nb	< 20,000	< 20,000	< 20,000	< 20,000	34,000	< 20,000	< 10,000	< 20,000	28,000	< 20,000	< 20,000	< 20,000	< 20,000	< 20,000	< 20,000	20,000830	< 20,000	< 20,000	< 20,000	< 20,000
Ba	1080,000	2120,000	200,000	1240,000	210,000	420,000	110,000	190,000	900,000	1140,000	1380,000	1200,000	85,000	710,000	1080,000	,000	98,000	160,000	480,000	190,000
Sr	270,000	170,000	98,000	330,000	230,000	240,000	380,000	440,000	260,000	1090,000	560,000	300,000	130,000	300,000	550,000	340,000	130,000	230,000	250,000	180,000
Rb	91,000	20,000	19,000	240,000	20,000	19,000	28,000	7,000	66,000	43,000	160,000	170,000	8,000	89,000	98,000	99,000	5,000	7,000	33,000	16,000
Zr	100,000	110,000	84,000	91,000	170,000	140,000	810,000	13,000	120,000	220,000	160,000	140,000	59,000	460,000	250,000	260,000	110,000	180,000	180,000	100,000
Cl	28,000	342,000	720,000	24,000	180,000	110,000	< 20,000	< 20,000	67,000	209,000	21,000	28,000	97,000	51,000	99,000	590,000	550,000	20,000	860,000	580,000
F	0,022	0,140	0,230	0,036	0,064	0,054	0,011	0,017	0,057	0,110	0,033	0,034	0,037	0,010	0,064	0,054	0,054	0,054	0,330	0,038

Tabela II.2.24 - Teores normativos CIPW, valores dos índices de diferenciação (ID), de cor (IC), parâmetros de aluminosidade (PAL), de alcalinidade (PALK) e da função disriminante de Shaw (1972) de 20 amostras do Complexo Mantiqueira analisadas neste trabalho.

Nº	AMOSTRA	Normas CIPW																
		Q	Or	ab	an	C	di	hy	mt	il	ol	ap	pr	ID	IC	PAL	PALK	DF
1	GM-217B	32,899	24,299	33,088	7,245	0,000	0,326	1,342	0,247	0,209	0,000	0,119	0,099	90,287	2,134	0,981	0,804	2,561
2	GM-217C	0,000	12,576	18,860	20,198	0,000	23,674	14,876	4,555	3,079	1,523	0,336	0,023	31,437	47,730	0,553	0,446	-0,403
3	GM-277	0,000	7,174	24,817	20,224	0,000	23,630	7,800	4,107	2,497	8,919	0,311	0,019	1,000	46,971	0,557	0,453	0,412
4	GM-278B	16,254	45,580	27,963	6,117	0,000	0,082	0,987	1,409	0,342	0,000	0,807	0,049	89,798	2,869	0,950	0,060	0,797
5	GM-279	4,289	4,563	21,487	24,839	0,000	18,597	15,486	5,303	4,052	0,000	0,650	0,209	30,329	43,647	0,611	0,355	-0,488
6	GM-280	0,000	4,657	28,204	27,628	0,000	27,628	0,000	5,420	4,221	15,059	0,933	1,178	32,861	38,264	0,703	0,385	0,298
7	GM-300B	28,109	5,929	53,467	7,817	0,000	2,500	0,196	1,164	0,400	0,000	0,166	0,116	87,505	4,375	0,915	0,800	4,695
8	GM-300C	38,984	1,476	47,332	11,064	0,559	0,000	0,000	0,001	0,098	0,000	0,118	0,013	87,792	0,246	1,032	0,672	3,232
9	GM-300E	0,000	15,028	22,701	25,864	0,000	13,789	0,000	3,834	2,125	14,858	0,217	0,010	38,949	34,616	0,727	0,445	0,492
10	GM-424	8,535	10,772	32,553	21,022	0,000	3,150	16,972	3,421	1,596	0,000	0,863	0,042	51,860	25,181	0,876	0,509	0,296
11	GM-436	22,056	44,464	26,308	2,968	0,000	2,632	0,889	0,145	0,191	0,000	0,119	0,009	92,828	3,867	0,918	0,924	3,551
12	GM-438	30,636	42,190	21,266	2,962	0,326	0,000	1,903	0,146	0,229	0,000	0,119	0,009	94,091	2,287	1,016	0,894	1,650
13	GM-440	0,000	3,535	20,583	28,790	0,000	22,746	14,702	3,587	1,810	3,687	0,216	0,017	24,118	46,549	0,593	0,306	-0,945
14	OF-035A	28,715	18,985	39,916	9,625	0,293	0,000	0,000	1,359	0,343	0,000	0,119	0,024	87,615	1,727	1,012	0,746	3,560
15	OF-035B	22,362	15,479	41,759	12,164	0,000	0,197	4,579	1,431	1,167	0,000	0,573	0,017	79,599	7,390	0,959	0,711	3,734
16	OF-068A	38,834	13,676	28,940	11,142	0,562	0,000	4,525	1,138	0,917	0,000	0,119	0,019	81,450	6,599	1,036	0,636	0,131
17	OF-068B	11,090	2,146	20,479	26,854	0,000	13,053	19,141	4,095	2,490	0,000	0,311	0,136	33,715	38,915	0,700	0,308	-1,731
18	FR-005C	44,842	1,915	12,850	27,300	0,000	7,877	0,476	3,069	1,135	0,000	0,384	0,009	59,607	12,566	0,764	0,221	-0,641
19	FR-027A	4,232	7,798	27,478	24,165	0,000	12,782	14,065	5,004	3,662	0,000	0,625	0,019	39,508	35,533	0,714	0,433	1,515
20	FR-066G	0,000	2,750	21,394	38,386	0,000	21,494	17,453	4,693	3,266	0,000	0,455	0,017	24,144	46,922	0,593	0,309	-0,812

Tabela II.2.25 – Teores de elementos terras-raras e valores de parâmetros desses elementos utilizados no estudo petrogenético de 20 amostras do Complexo Mantiqueira.

Ordem	Elementos	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
	Parâmetros	GM-217B	GM-217C	GM-277C	GM-278-B	GM-279	GM-280	GM-300B	GM-300C	GM-300E	GM-424	GM-43G	GM-438	GM-440	OF-035A	OF-035B	OF-068A	OF-068B	FR-005C	FR-027A	FR-066G
1	La	10,850	52,410	10,040	36,830	18,490	13,900	34,810	4,407	17,020	35,100	16,760	22,120	3,411	26,890	77,780	18,380	11,810	19,150	21,940	13,390
2	Ce	23,780	76,930	22,660	82,040	40,590	33,880	71,120	9,324	40,100	83,900	50,970	82,350	11,080	49,610	149,200	33,950	29,370	46,660	54,170	32,720
3	Nd	10,350	58,260	15,390	39,960	23,870	21,220	22,680	2,490	18,340	45,940	17,170	20,850	7,983	17,990	50,320	9,167	15,340	14,140	27,040	16,660
4	Sm	1,679	9,320	3,910	8,155	5,250	4,600	3,703	0,270	4,339	8,267	3,038	3,927	2,137	3,048	7,280	1,383	3,662	3,266	5,674	3,876
5	Eu	0,366	1,740	0,902	1,070	1,310	1,140	0,578	0,597	1,075	1,883	0,405	0,495	0,580	0,899	1,346	1,328	1,186	0,884	1,527	1,128
6	Gd	1,319	5,620	3,680	6,325	4,690	4,020	2,367	0,200	4,409	5,477	2,140	2,644	2,415	2,521	4,433	0,776	3,731	2,326	4,871	3,429
7	Dy	1,342	3,420	3,550	3,893	4,270	3,490	1,551	0,148	5,196	2,760	1,300	1,690	2,000	2,142	3,948	0,633	4,271	2,188	5,095	3,643
8	Ho	0,292	0,705	0,820	0,725	0,947	0,804	0,300	0,035	1,122	0,577	0,250	0,292	0,510	0,440	0,799	0,135	0,853	0,450	1,051	0,753
9	Er	0,900	2,000	8,600	1,894	3,010	2,690	0,861	0,095	3,440	0,682	0,681	0,682	1,451	1,238	2,205	0,404	2,283	1,266	2,988	2,146
10	Yb	0,841	1,630	2,040	0,806	2,320	2,140	0,700	0,100	3,408	1,078	0,583	0,485	1,471	0,878	1,638	0,510	1,897	1,125	2,739	1,892
11	Lu	0,130	0,251	0,301	0,123	0,324	0,300	0,116	0,016	0,432	0,172	0,107	0,095	0,216	0,128	0,179	0,091	0,233	0,155	0,343	0,748
12	YbN	5,094	9,873	12,356	4,882	14,052	12,962	4,240	0,606	20,642	6,529	3,531	2,938	8,910	5,318	8,921	3,089	11,490	6,814	16,590	11,460
13	Eu/Eu*	0,727	0,881	0,716	0,440	0,792	0,793	0,559	7,532	0,745	0,807	0,462	0,443	0,778	0,964	0,673	3,582	0,943	0,935	0,867	0,927
14	LaN/Ybn	8,706	21,703	3,322	30,843	5,379	4,384	33,566	29,746	3,371	21,978	19,404	30,785	1,565	20,672	32,051	24,339	4,202	11,490	5,407	4,777
15	YbN/LaN	0,115	0,046	0,301	0,032	0,186	0,228	0,030	0,034	0,297	0,046	0,052	0,032	0,639	0,048	0,031	0,041	0,238	0,087	0,185	0,209
16	STRL	46,659	196,920	52,000	166,985	88,200	73,600	132,312	16,491	79,799	173,207	87,938	129,247	24,611	97,538	284,580	62,890	80,382	83,216	108,824	66,666
17	STRP	4,824	13,626	12,991	13,566	15,561	13,444	5,895	0,594	18,007	11,743	5,061	5,908	8,063	7,347	13,202	2,549	13,273	7,520	17,087	12,611
18	STR	51,849	212,286	65,893	181,621	105,071	88,184	138,786	17,682	98,881	186,833	93,404	135,650	33,254	105,784	299,128	66,767	74,841	91,620	127,438	80,406
19	LaN/LuN	8,663	21,674	3,462	31,082	5,924	4,609	31,150	28,591	4,090	21,183	16,259	24,170	1,639	21,807	45,105	20,977	5,261	12,825	6,840	1,858
20	CeN/YbN	7,318	12,215	2,875	26,344	4,528	4,098	26,296	24,132	3,045	20,144	22,629	43,946	1,949	14,624	23,575	17,229	4,007	10,735	5,119	4,476
21	GdN/YbN	1,267	2,786	1,458	6,348	1,634	1,518	2,733	1,616	1,045	4,104	2,966	4,439	1,327	2,320	2,187	1,230	1,589	1,671	1,437	1,465
22	SSerYN	34,098	148,911	87,382	180,463	113,182	97,110	56,988	14,221	108,581	133,968	46,708	58,872	52,560	68,816	121,799	40,540	95,634	84,416	125,592	89,012
23	SSerCeN	103,841	457,830	109,051	363,521	189,603	154,726	301,673	37,889	171,154	371,986	184,662	263,535	48,164	225,675	658,860	147,753	126,701	181,281	231,687	141,240

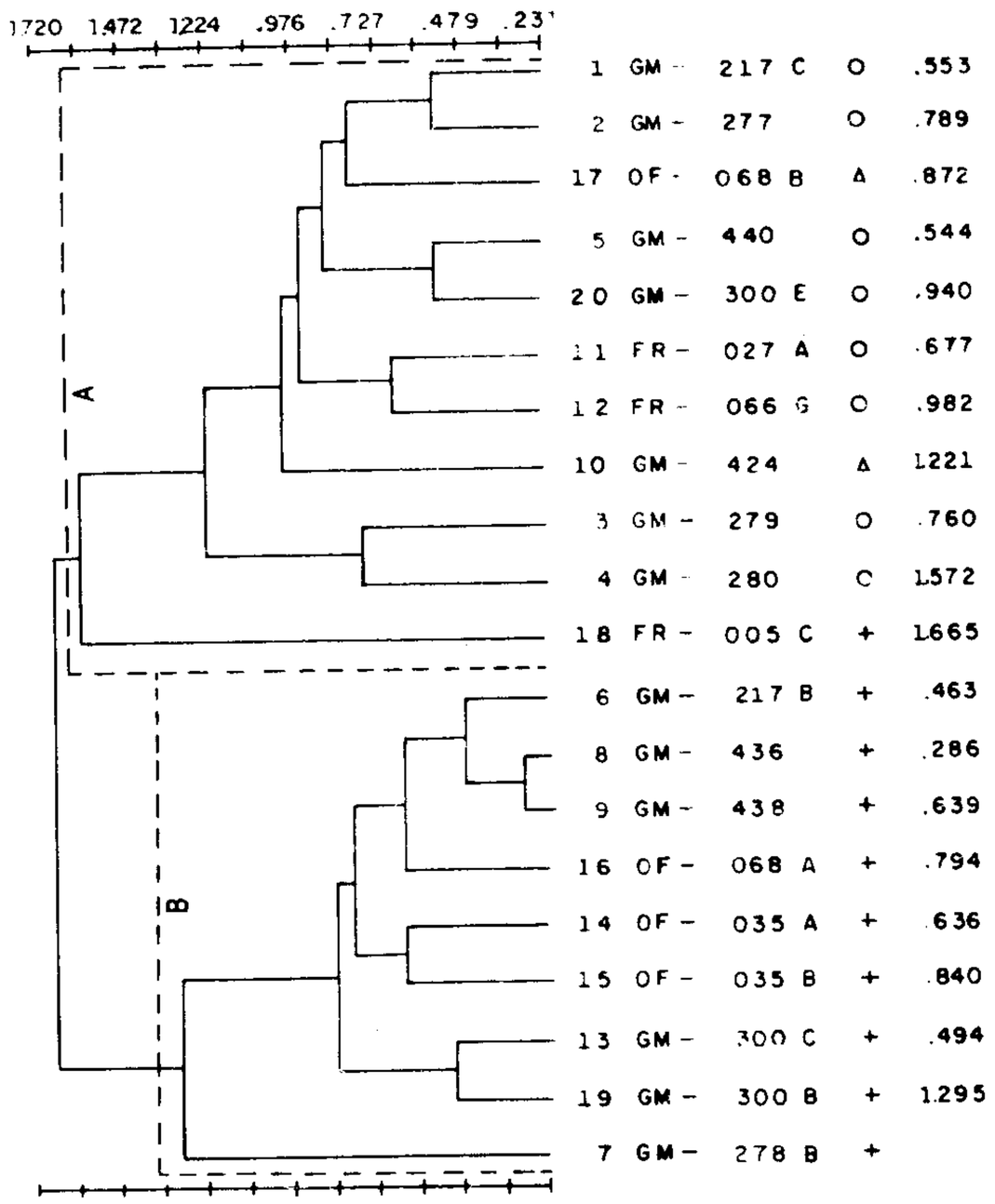


Figura II.2.34 – Dendrograma representativo da análise de agrupamentos de 20 amostras do Complexo Mantiqueira utilizando-se as distâncias euclideanas entre os teores dos óxidos dos elementos maiores. Classificação química com base nos teores de SiO_2 - < 45% - ultrabásicas; 45-52% - básicas (○); 52-66% - intermediárias (△); > 66% - ácidas (+).

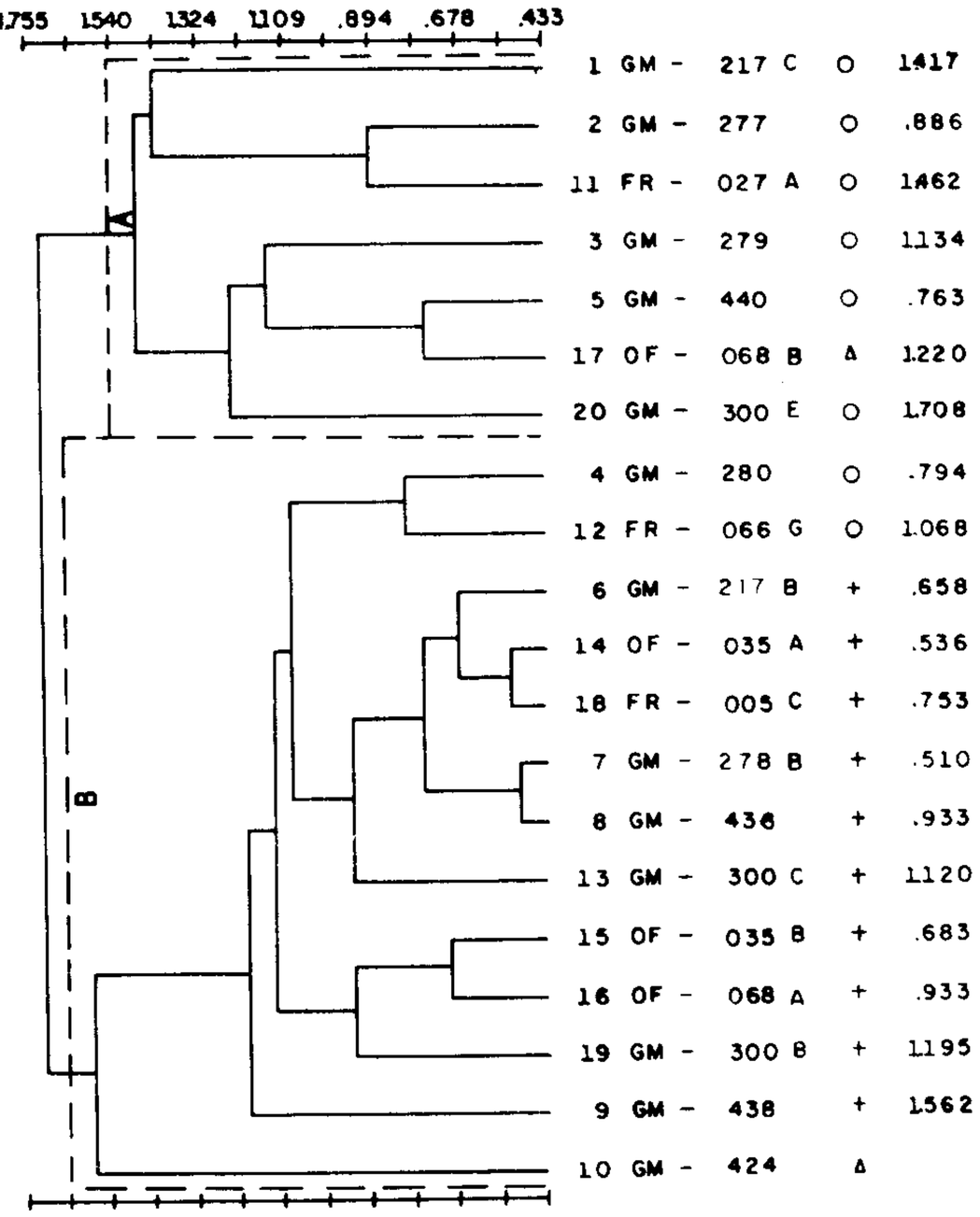


Figura II.2.35 – Dendrograma representativo da análise de agrupamentos de 20 amostras do Complexo Mantiqueira utilizando-se as distâncias euclideanas entre os teores dos elementos-traço. Classificação química com base nos teores de SiO_2 - < 45% - ultrabásicas; 45-52% - básicas (○); 52-66% - intermediárias (△); > 66% - ácidas (+).

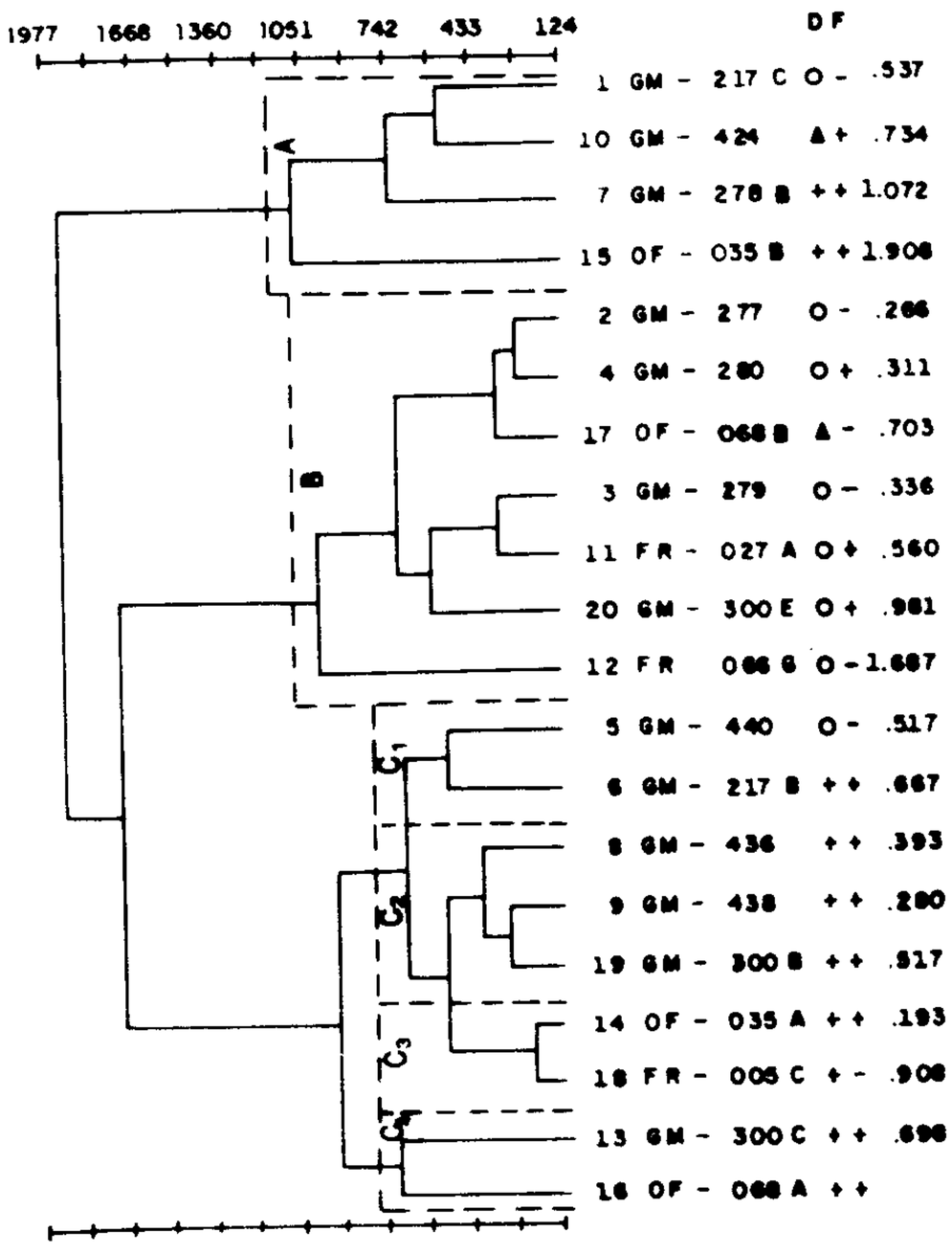


Figura II.2.36 – Dendrograma representativo da análise de agrupamento de 20 amostras do Complexo Mantiqueira utilizando-se as distâncias euclideanas entre os teores dos elementos terras raras. Classificação química com base nos teores de SiO_2 - < 45% - ultrabásicas; 45-52% - básicas (○); 52-66% - intermediárias (△); > 66% - ácidas (+).

estabelecido por Pearce *et al. (op.cit.)*. No entanto, mesmo com o recurso desse artifício as amostras tendem a se orientar no sentido do vértice do K_2O afastando-se do campo dos basaltos oceânicos. Provavelmente esta seria a ambiência original dessas rochas.

A ambiência tectônica das rochas ácidas foi pesquisada com o diagrama de La Roche et al. (1980) com os campos definidos por Batchelor e Bowden (1985) da figura II.2.43.

Uma parte das rochas ácidas tende a se distribuir no campo dos granitóides sin-colisionais com uma tendência para o campo dos granitóides tardi-orogênicos com os quais estão relacionadas as amostras de composição mais

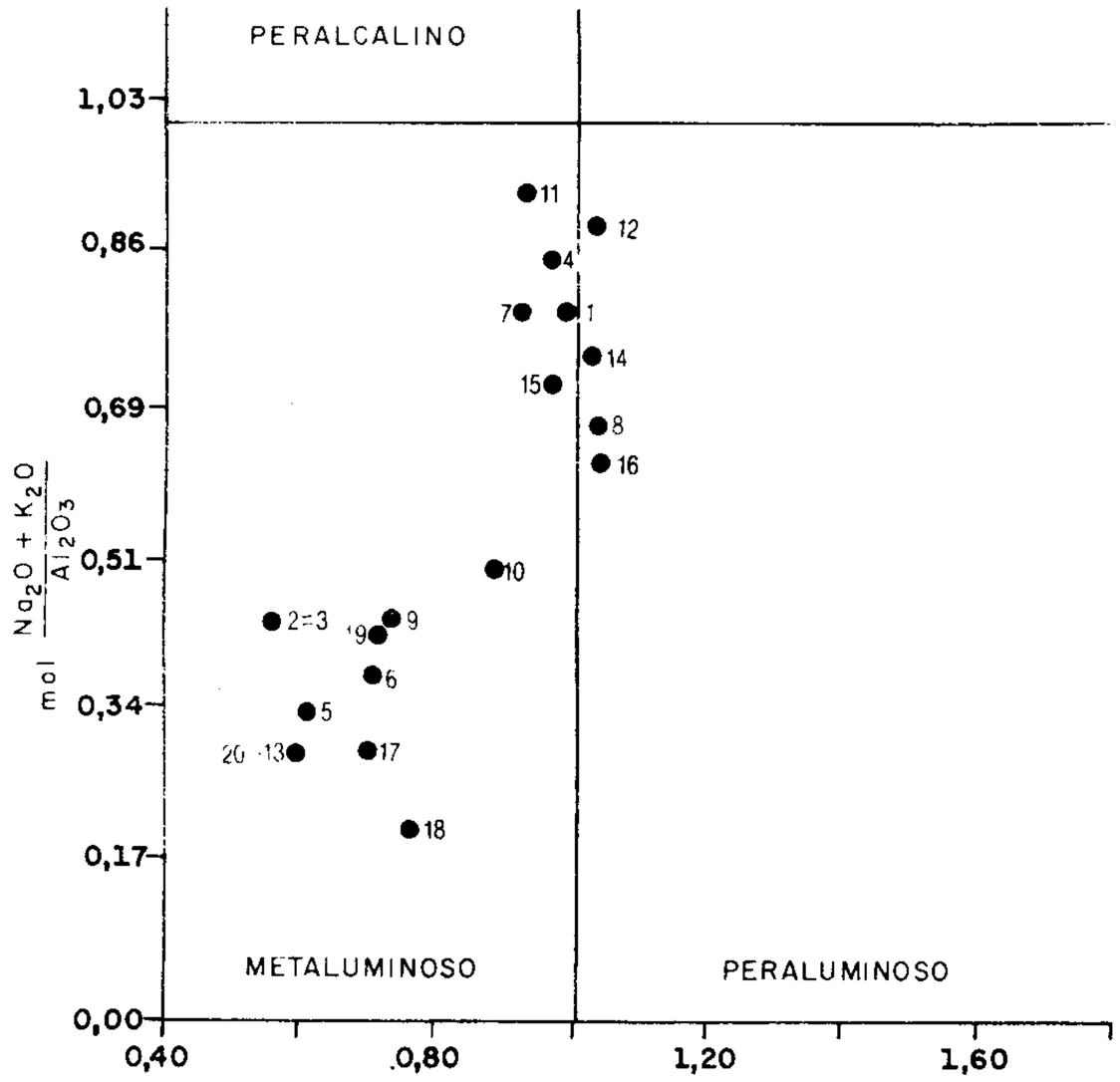


Figura II.2.37 – Diagrama de Rapela e Caminos (1987) utilizado para discriminar rochas plutônicas segundo os parâmetros de aluminosidade (PAL) e alcalinidade (PALK) nos eixos x e y respectivamente, empregado para as rochas do Complexo Mantiqueira. Numeração segundo tabela II.2.24.

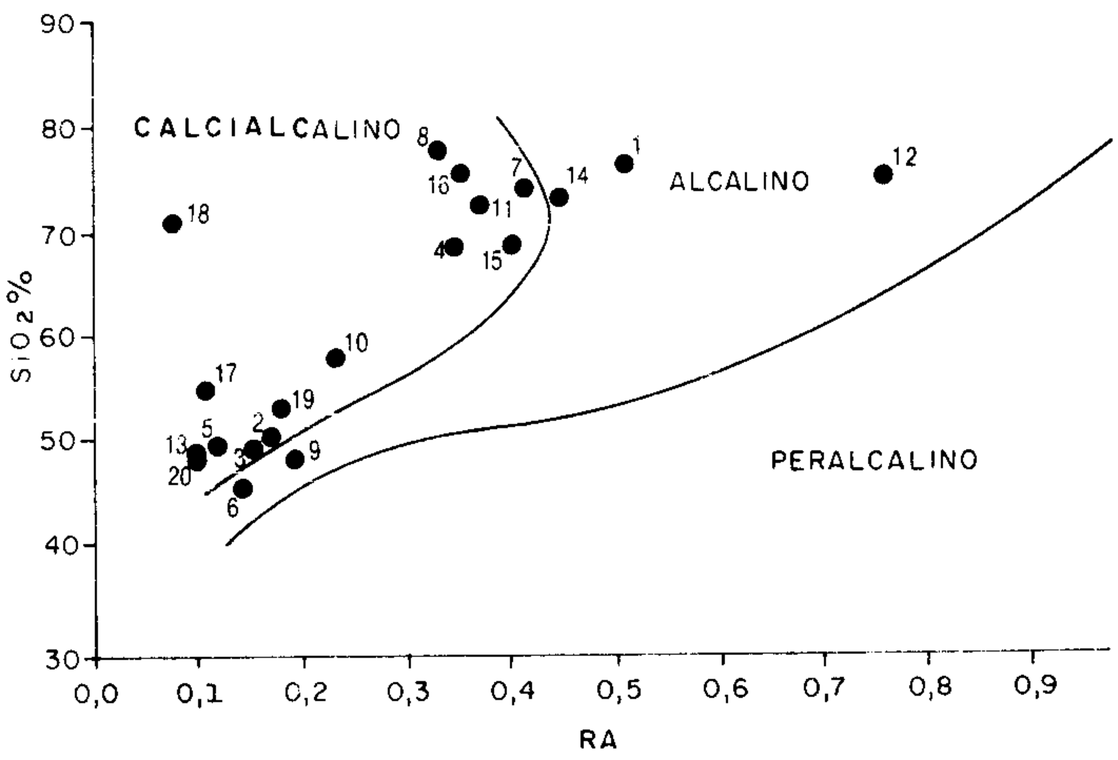


Figura II.2.38 – Diagrama de Wright (1969) utilizado para discriminar rochas plutônicas segundo os valores da razão de alcalinidade (RA) no eixo x e teores de SiO_2 em porcentagem em peso no eixo y, empregado para as amostras do Complexo Mantiqueira discriminadas conforme tabela II.2.23.

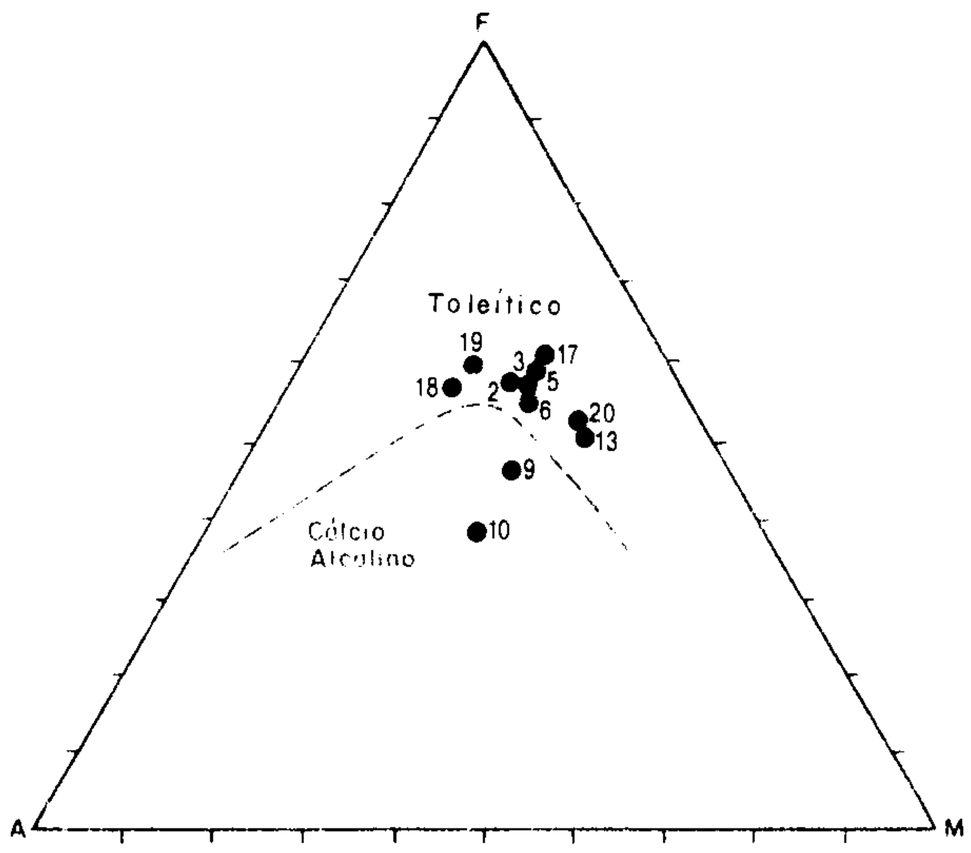


Figura II.2.39 – Diagrama AFM com o limite dos campos toleítico e calcioalcalino definido por Irvine e Baragar (1971), utilizado para as rochas básicas do Complexo Mantiqueira discriminadas conforme tabela II.2.22.

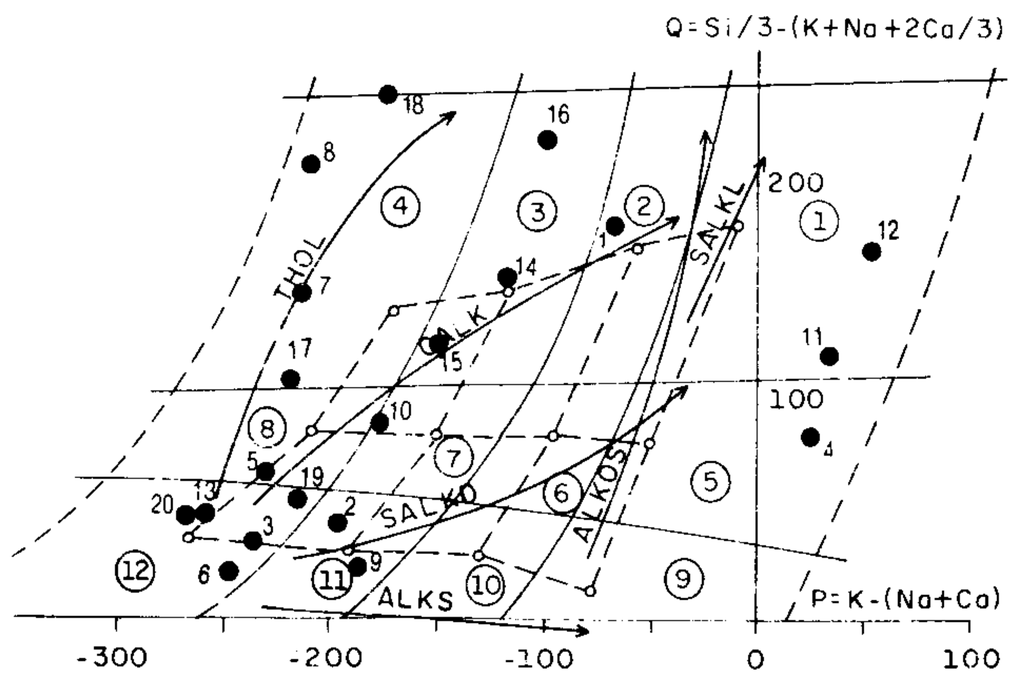


Figura II.2.40 – Diagrama binário com os parâmetros P x Q de La Roche (1964) e campos definidos por Debon e Le Fort (1983) conforme figura II.2.8, utilizado para classificar as rochas do Complexo Mantiqueira discriminadas segundo a tabela II.2.23.

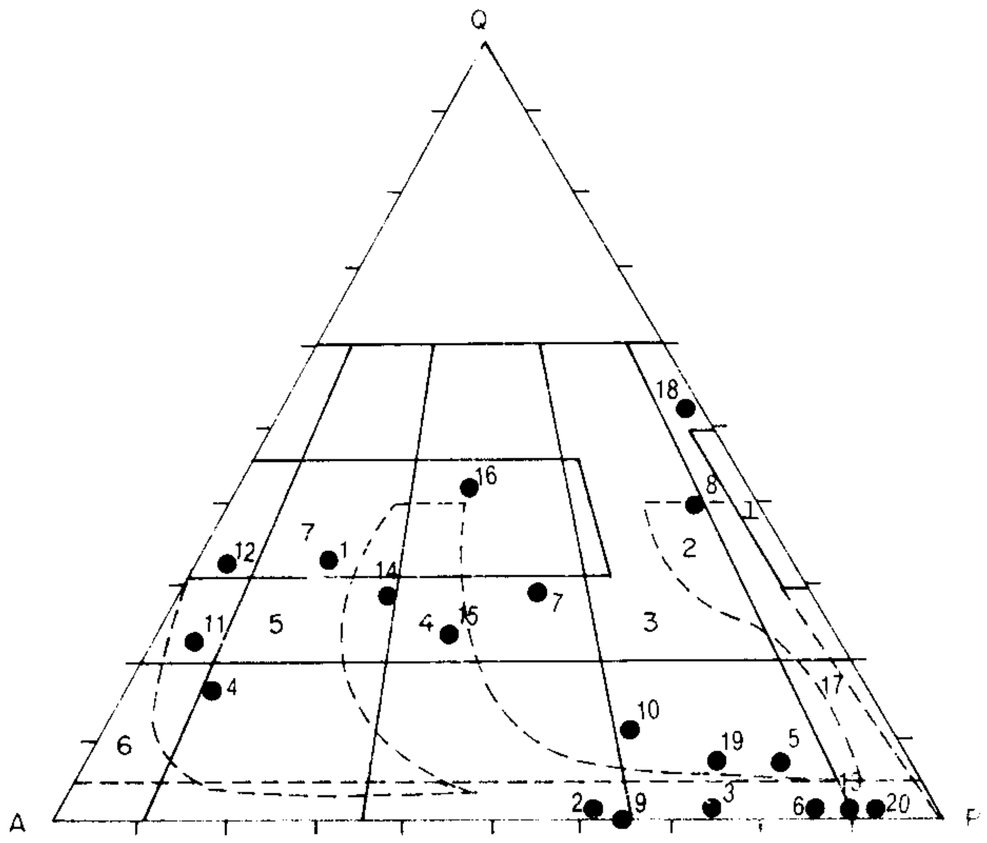


Figura II.2.41 – Diagrama QAP de Streckeisen (1976), utilizado por Lameyre e Bowden (1982) para discriminar as séries magmáticas, aqui empregado com os teores normativos das 20 amostras do Complexo Mantiqueira, discriminados na tabela II.2.23. As séries discriminadas são: (1) toleítica, (2) calcialcalina trondhjemítica (baixo K), (3) calcialcalina granodiorítica (médio K), (4) calcioalcalina monzonítica (alto K), (5) granitóides aluminosos de províncias alcalinas, (6) alcalina e peralcalina, (7) granito de fusão crustal.

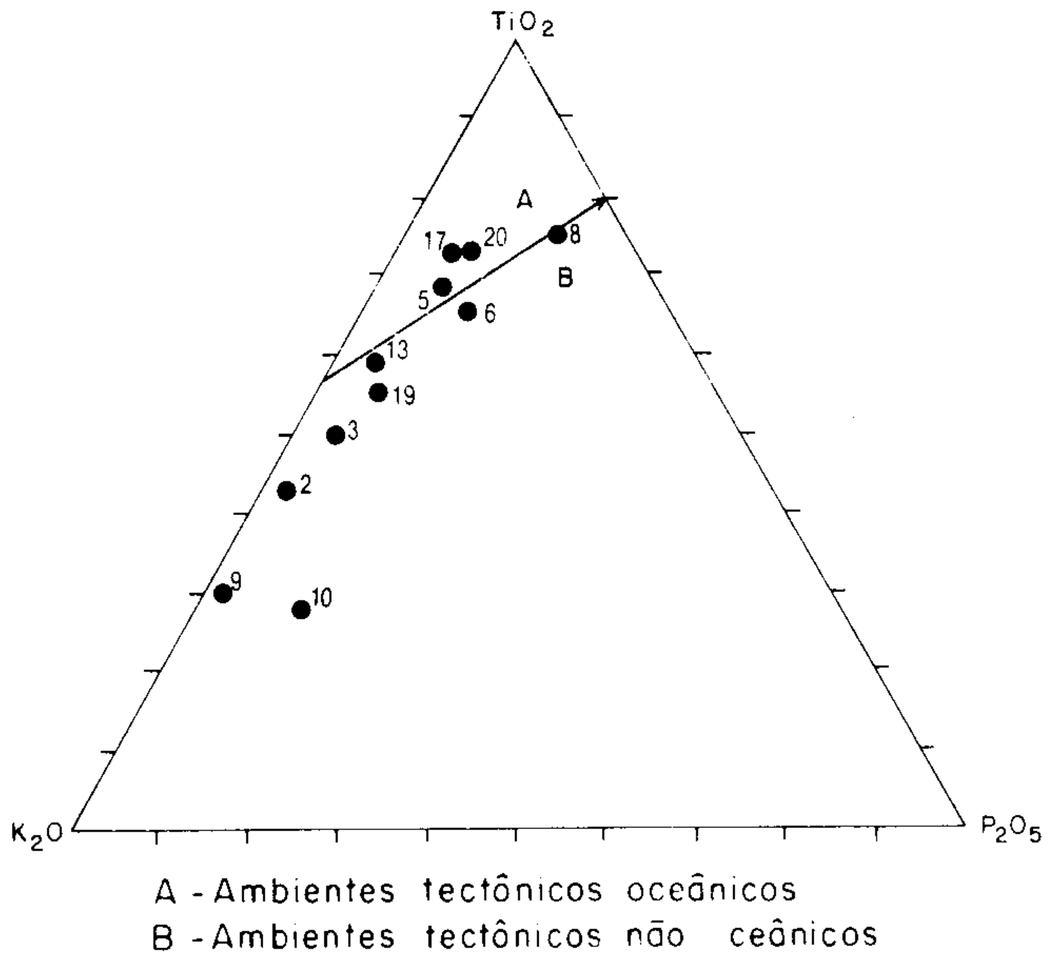


Figura II.2.42. – Diagrama ternário de Pearce et al. (1975) utilizado para discriminar os basaltos oceânicos dos basaltos continentais, empregado para as rochas básicas do Complexo Mantiqueira discriminadas conforme tabela II.2.23.

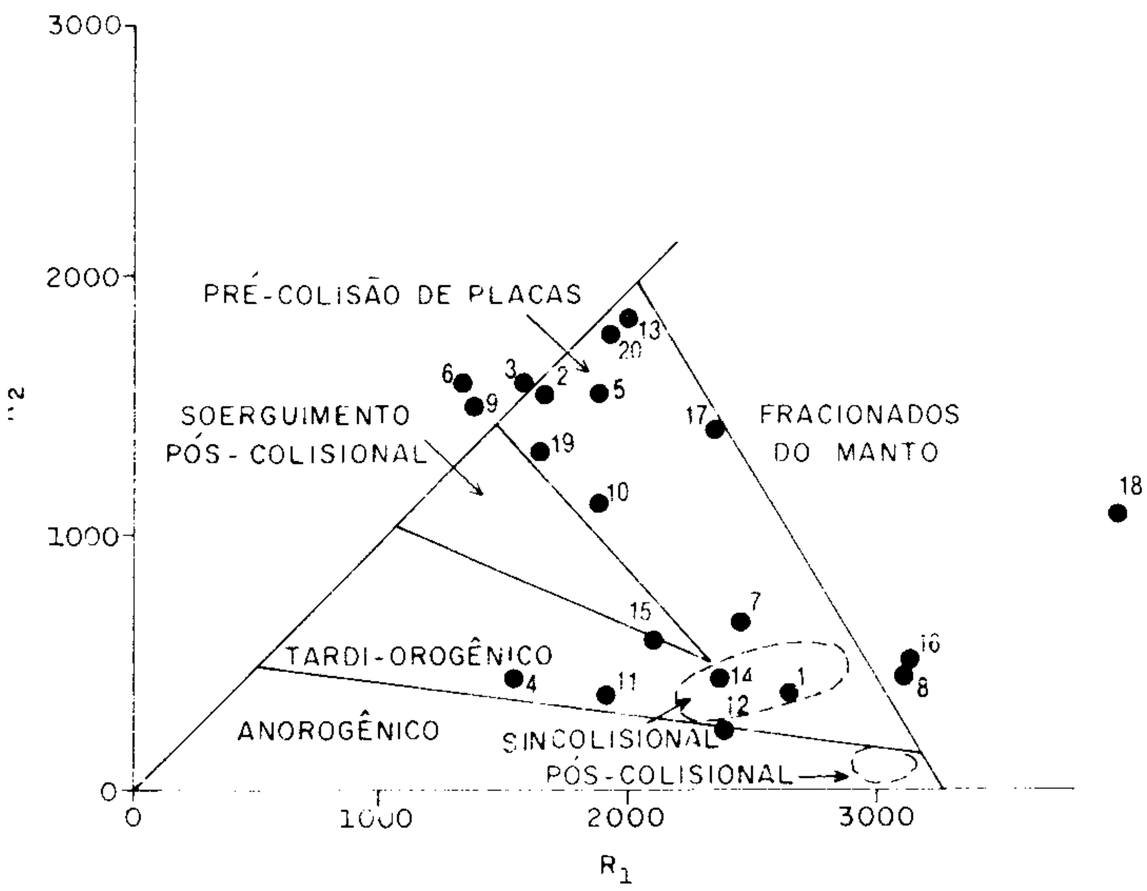


Figura II.2.43. – Diagrama R1 x R2 de La Roche et al. (1980) com os campos tectônicos definidos por Batchelor e Bowden (1985) a partir de Pitcher (1982) e Harris et al. (1983), empregado para as amostras do Complexo Mantiqueira discriminadas conforme tabela II.2.23. O regime compressional está definido no interior do triângulo maior.

alcalina. As rochas de caráter mais básico se posicionam ou no campo dos granitóides pré-colisionais ou no campo dos fracionados do manto.

Os perfis dos teores de elementos terras raras, normalizados segundo os padrões condríticos de Evensen et al. (1978) das amostras desse complexo estão representados nas figuras II.2.44, 45, 46. A separação dos grupos seguiu a discriminação obtida no dendrograma da figura II.2.36. O grupo A está caracterizado por um forte fracionamento dado por valores da razão LaN/YbN de 21,7 a 32,0 por valores de Eu/Eu*, configurando anomalias negativas de 0,440 a 0,807, e por teores totais de terras-raras relativamente elevados e variando de 181,62 a 299,13 ppm. Uma outra característica peculiar são os ligeiros enriquecimentos relativos em Yb em três amostras do grupo . As quatro amostras desse grupo têm como particularidade composicional um enriquecimento potássico sobre rochas básicas e tonalíticas. A amostra GM-278B classifica-se como sienito no diagrama da figura II.2.40.

O grupo B do dendrograma da figura II.2.36 é o mais homogêneo em termos de distribuição de elementos terras raras. Todas as sete amostras do grupo são básicas, de caráter toleítico, com exceção da GM-300E que se apresenta como calcialcalina no diagrama da figura II.2.39. Na figura II.2.45 observa-se a homogeneidade das formas dos perfis normalizados dessas amostras. Caracterizam-se por um fracionamento moderado, com a razão LaN/YbN variando de 3,3 a 5,4 e teores moderados de terras-raras (65,89 a 127,43ppm) e anomalias de Eu fracas a praticamente nulas com valores de Eu/Eu* entre 0,716 e 0,943.

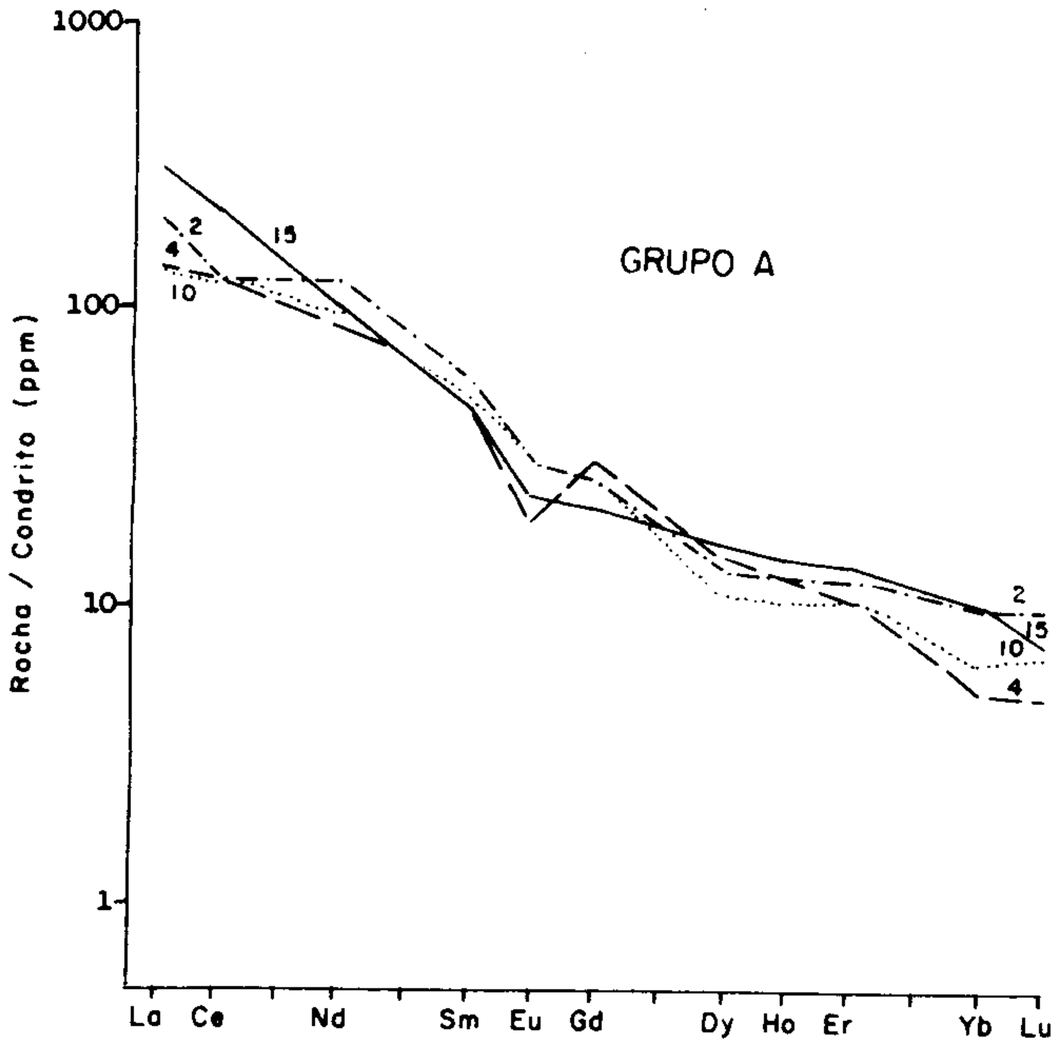


Figura II.2.44 – Variograma dos teores dos elementos terras raras normalizados pelos padrões condríticos de Evensen *et al.* (1978) das amostras do Complexo Mantiqueira individualizadas no grupo A do dendrograma da figura II.2.36.

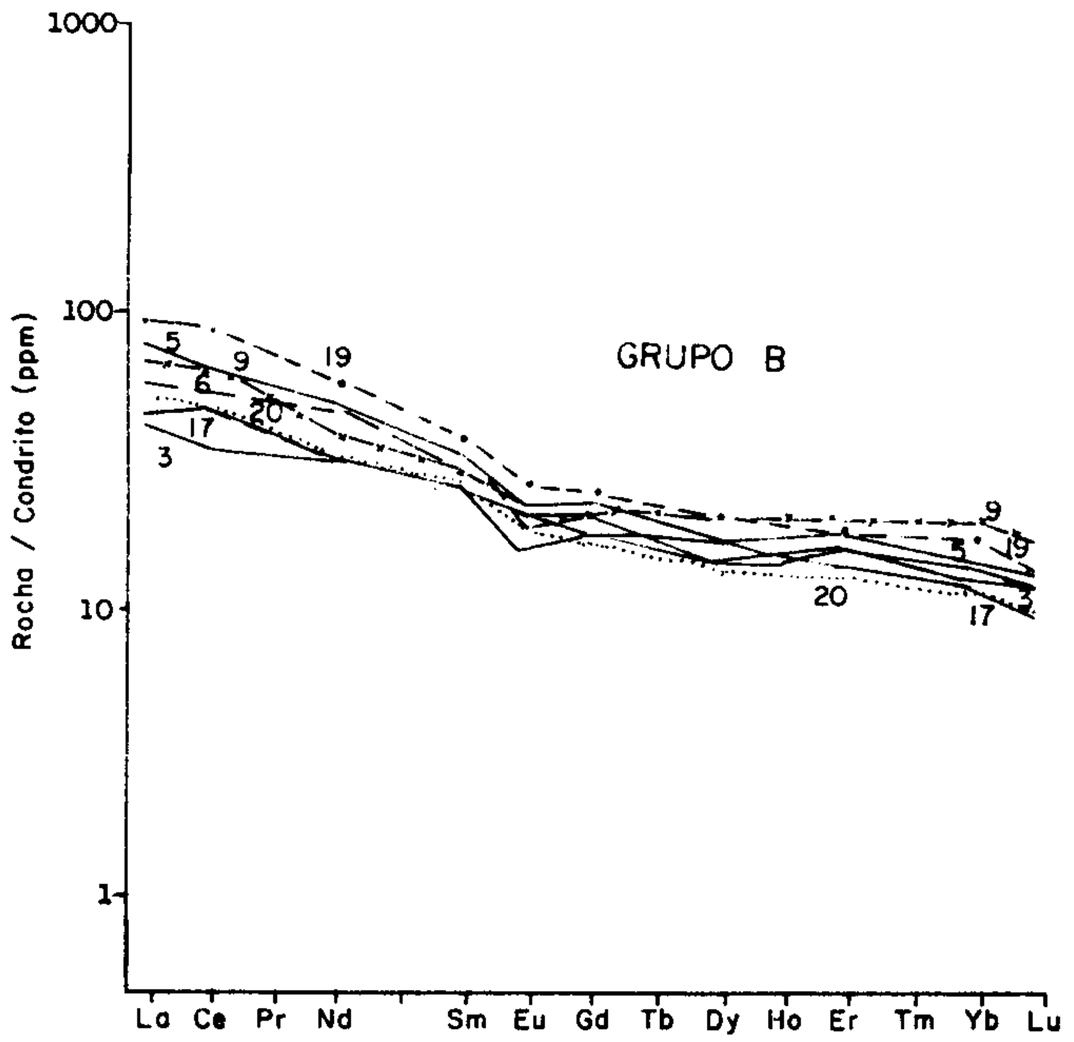


Figura II.2.45 – Variograma dos teores dos elementos terras raras normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen et al. (1978), das amostras do Complexo Mantiqueira individualizadas no grupo B do dendrograma da figura II.2.36.

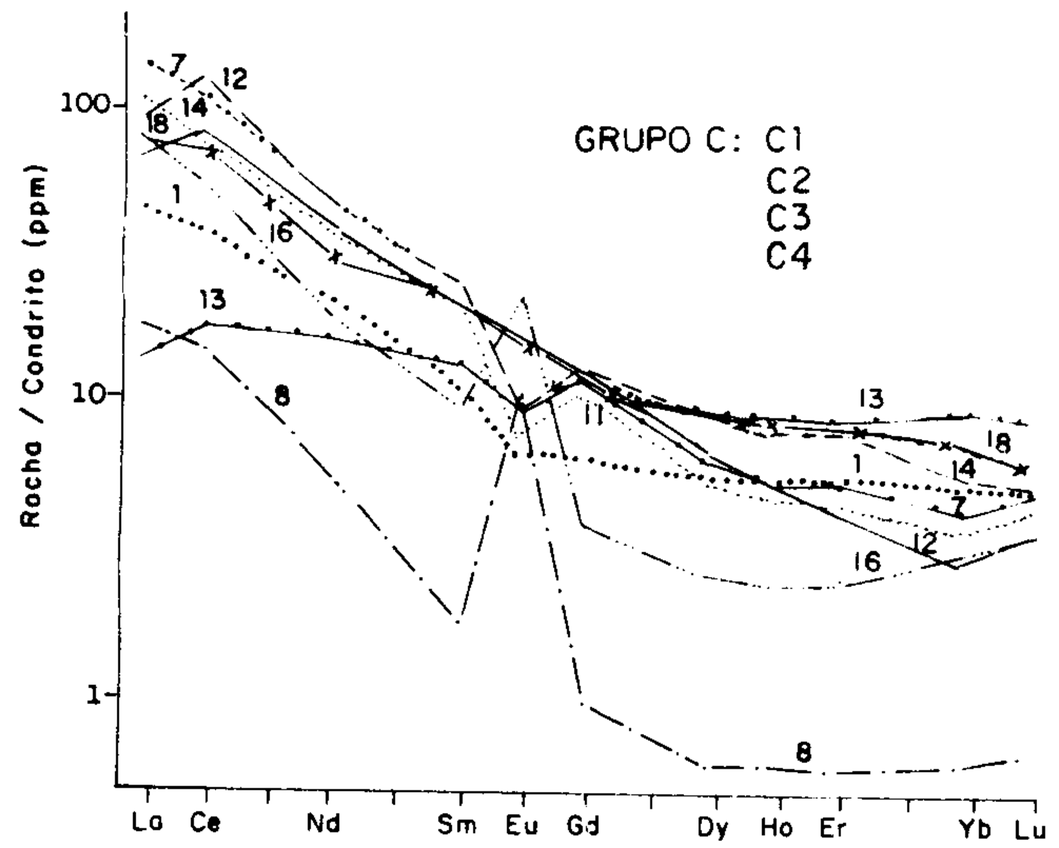


Figura II.2.46 – Variograma dos teores dos elementos terras-raras normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen *et al.* (1978) das amostras do Complexo Mantiqueira individualizadas no grupo C (C1, C2, C3 e C4) da figura II.2.36.

Esses valores permitem comparar essas rochas aos toleítos arqueanos enriquecidos (TH2) de Condie (1981). Esses toleítos arqueanos são comparados aos toleiítos de arco vulcânico, o que os distingue dos toleitos (TH1) que são comparados aos toleiítos modernos de cadeias mesoceânicas.

O terceiro grupo é o mais heterogêneo em termos de distribuição de elementos terras raras. No dendrograma da figura II.2.36 foi subdividido em quatro subgrupos que apresentam características marcantes. As características comuns entre suas amostras, com exceção da GM-440, são a composição ácida e um fracionamento de terras raras elevado com a razão LaN/YbN entre 8,7 e 33,5. O subgrupo C1 apresenta duas amostras bastante distintas entre si e também das demais. A amostra GM-440 é a menos fracionada em TR com LaN/YbN = 1,565 e uma depressão em La vista no perfil normalizado, o que a aproxima dos toleítos arqueanos empobrecidos, tipo TH1 de Condie (1981). A característica comum entre as duas amostras do grupo é o baixo teor em TR de 33,25 e 51,85ppm. O subgrupo C2 apresenta como características o acentuado fracionamento, com LaN/YbN variando de 19,4 a 33,5 e anomalias negativas de Eu relativamente altas, com valores de 0,44 a 0,56. As amostras GM-436 e GM-438 apresentam teores de K20 acima de 7% e a GM-300B um teor de Na20 de 6,3%. As duas primeiras mostram anomalias de Ce. Essas características podem representar rochas alcalinas ou produtos de metassomatismo potássico.

O subgrupo C3 está representado por dois perfis bastante similares caracterizados por ausência de anomalia de Eu, teores medianos de TR e fracionamento elevado.

Finalmente o subgrupo C4 é o que apresenta características mais peculiares, com fortes anomalias de Eu com valores de Eu/Eu* de 3,58 e 7,53 e elevado fracionamento com LaN/YbN com valores de 24,34 e 29,75. É marcante também o acentuado empobrecimento em terras raras pesadas com TRP igual a 0,594ppm na amostra GM-300C e 2,55ppm na amostra OF-068A. Essas características podem estar relacionadas a transformações metamórficas e metassomáticas sofridas pelas rochas com separação de fases empobrecidas em TRP.

A partir dos dados petrográficos e químicos obtidos das amostras do Complexo Mantiqueira é possível definir dois grandes grupos composicionais: um de caráter básico toleítico e composições anfibolítica/quartzo-anfibolítica e diorítica/quartzo-diorítica; outro de caráter ácido calcialcalino e composições tonalítica, granodiorítica e granítica. Em ambos os grupos são evidenciados processos de metassomatismo potássico associados a metamorfismo que levam as rochas básicas à composição monzodiorítica e as ácidas às composições alcaligranítica e sienítica.

As rochas básicas são similares aos toleítos arqueanos enriquecidos em terras raras leves tipo TH2 e gerados em arco vulcânico em ambiente oceânico.

As rochas ácidas são interpretadas como granitóides sin-colisionais com eventuais injeções tardi-orogênicas de caráter mais alcalino.

Em ambos os conjuntos são observados enclaves tectônicos de metassedimentos gnaissificados e anfibolito de caráter toleítico tipo TH1 gerado em ambiente distensivo de cadeia mesoceânica.

2.3.2.6 - Idade e Correlações

Os gnaisses bandados e outras litologias associadas constituintes deste complexo têm larga distribuição regional, já tendo sido mapeados nas folhas Rio Espera, ao sul, e Ponte Nova, a leste. Configuram uma ampla faixa, limitada grosseiramente a leste pelos metamorfitos de alto grau do Complexo Juiz de Fora e a oeste pelas seqüências metavulcano-sedimentares e metassedimentares que bordejam o Cráton do São Francisco.

Datações geocronológicas efetuadas na região entre Ponte Nova e Rio Casca, a leste da área, em gnaisses deste Complexo, foram reavaliadas por Teixeira et al. (1987). As idades obtidas, de 2.000M.a. pelo método Rb/Sr, em rocha total, com RIs = 0,7171, permitiram aos autores interpretá-las como representantes de época de importante recristalização metamórfica ocorrida nestas rochas, que seriam mais antigas e teriam sofrido retrabalhamento crustal durante o Ciclo Transamazônico, no Proterozóico Inferior. Por este motivo, admite-se aqui uma idade arqueana para estes gnaisses, conforme já proposto anteriormente por diversos autores.

2.3.3 Grupo Dom Silvério

2.3.3.1 Comentários Gerais

O Grupo Dom Silvério foi definido por Lima *et al.* (1974) como constituído por xistos quartzosos e xistos muscovíticos, sobrepostos a quartzitos conglomeráticos ferruginosos e quartzitos muscovíticos ocorrentes na região da cidade homônima, a leste da folha e junto ao seu limite, e se estendendo como uma estreita faixa para sul e norte, respectivamente até os arredores de Viçosa e Ipatinga. Fontes et al.(1978, inédito), referindo-se a estes mesmos litótipos, os posicionaram no Complexo Gnáissico-Migmatítico de sua Associação Barbacena-Paraíba do Sul, enquanto Fonseca, no mapa do "Projeto Radar-Minas Gerais" publicado pelo IGA na escala 1:500.000 (1978), relacionou os xistos e quartzitos da faixa, ao Supergrupo Rio das Velhas. Fonseca et al. (1979) os inclui no Grupo Andrelândia, enquanto Schobbenhaus (1981) os posiciona no Pré-cambriano indiferenciado, não lhes atribuindo denominação formal, e Machado Filho *et al.* (1983) posiciona-os no Arqueano, atribuindo-lhe natureza vulcanossedimentar tipo *greenstone belt*. Jordt Evangelista (1984) faz referência ao Grupo como uma faixa N-S de xistos e quartzitos com intercalações de rochas calciossilicáticas e gnáissicas e designa-o informalmente como "porção III C do Complexo Gnáissico-Migmatítico". Brandalise (1991) posiciona-o no Proterozóico Inferior e chama a atenção para o fato de seus anfibolitos serem rochas quimicamente bem distintas daquelas do Supergrupo Rio das Velhas, com os quais seriam possivelmente correlacionáveis.

No presente trabalho, o Grupo Dom Silvério é definido como uma seqüência de metamorfitos de médio a baixo grau, com uma variada gama de litologias, melhor expostas na Folha Ponte Nova, adjacente a leste, onde foi possível a sua divisão em três unidades informais distintas (Brandalise, *op.cit.*).

2.3.3.2 Distribuição Geográfica

É de ocorrência restrita, estando representada na área por estreita faixa, com largura máxima de 4km, de *trend* NNE-SSW, posicionada no extremo sudeste da folha, projetando-se a leste para a Folha Ponte Nova e a sul para a Folha Rio Espera (figura II.2.1). Algumas faixas menores de xistos e quartzitos intercalados tectonicamente nos gnaisse do Complexo Mantiqueira na região de Alvinópolis, são atribuídas ao grupo, como, por exemplo, a pequena ocorrência de forma irregular individualizada cerca de 10km ao norte desta cidade.

2.3.3.3 Relações de Contato

Os litótipos pertinentes ao grupo estão em contato com gnaisses diversos do Complexo Mantiqueira, tendo

intercalações dos mesmos em seu interior. O contato é de natureza tectônica, resultado de forte deformação tangencial, de baixo ângulo, que transpôs estruturas anteriores das duas seqüências litológicas paralelizando-as e determinando o caráter milonítico de suas litologias, principalmente nas zonas onde estão em contato litologias com graus de competência muita diversa. Uma tectônica posterior, de alto ângulo e com importante componente direcional, também afetou o conjunto, estabelecendo localmente o limite entre as duas unidades. A representação desses contatos no mapa geológico é feita, em geral, com traçado aproximado, devido a dificuldades na precisão de seu posicionamento geográfico, seja pela escassez de exposições rochosas nas zonas de contato, seja pelo seu caráter interpretativo em áreas não percorridas no campo. Seu caráter tectônico, entretanto, é atestado em algumas exposições e ratificado pela identidade estrutural entre os litótipos envolvidos, tanto em seus aspectos texturais quanto geométricos e cinemáticos.

2.3.3.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação

Na área da Folha Mariana, o Grupo Dom Silvério é representado dominantemente por biotita-muscovita-quartzo xisto, eventualmente feldspático, de cor cinza-escura a branco-prateada, conforme a mica dominante, com intercalações menores de quartzitos, para os quais gradam em alguns locais. Lentes locais de rocha alterada, argilosa, de cor amarelo-ferrugem, sugerem a presença de rochas anfibolíticas e/ou calciossilicáticas intercaladas.

Os micaxistos são em geral de granulação média, com foliação bem desenvolvida proporcionada pela forte disposição planar das micas e por fitas de quartzo, em variedades miloníticas, que podem emprestar um caráter laminado à rocha. Contêm quantidades variáveis de granada, cianita e grafita, que podem ocorrer como minerais varietais ou mesmo dominar, dando nome à rocha. Destes a granada é a mais comum, em geral como cristais vermelhos bem formados, não raro em porfiroblastos de até 0,5cm de diâmetro amoldados pelas micas da matriz; em alguns casos têm formas ocelares, achatadas, de cristais individuais ou agregados, devido a esforços tectônicos; pode ter distribuição irregular, estar amplamente disseminada ou mesmo concentrar-se em bandas preferenciais. A cianita é também um mineral relativamente comum nos xistos, ocorrendo em proporções e concentrações variáveis, à semelhança da granada, na forma de prismas ou agulhas de cor verde a incolores, em geral centimétricos, orientados segundo a xistosidade, localmente com crescimento transversal a esta. A grafita se enriquece em bandas de espessuras centimétricas a métricas, é de cor negra, apresentando-se apenas localmente com hábito lamelar e brilho metálico. A presença de feldspatos nestes xistos é denunciada por manchas caulínicas de alteração deste mineral nos interplanos de foliação ou por porfiroblastos ocelares caracterizados em lâmina delgada como plagioclásios sintectônicos. O quartzo ocorre como agregados granulares mas é também muito frequente na forma de lâminas e lentes segregadas que acentuam a laminação da rocha e, às vezes, a tornam bandada. Injeções graníticas são materializadas por bandas e lentes quartzo-feldspáticas, concordantes, às vezes grosseiras e em geral cisalhadas, mostrando contatos localmente interceptados pela xistosidade, demonstrando seu caráter pré-tectônico.

Os quartzitos são em geral muscovíticos, esbranquiçados, de granulação fina, podendo conter algum feldspato; ocorrem em bancos de até 5m de espessura, com rara grafita associada, e às vezes uma laminação fina local definida por concentrações de opacos (hematita?).

A análise microscópica dos xistos revelou que muscovita e sericita foram cristalizadas sin-tectonicamente, com recristalização local pós-tectônica. A granada é em geral cedo-tectônica com porfiroblastos rotacionados de pelo menos 180° e porfiroblastos de cianita de geração sin- a pós-tectônica.

A presença de estaurolita inclusa em granada, em uma preparação, indica para a rocha uma temperatura de metamorfismo em torno de 500° a 550°C e a associação com cianita sugere pressões elevadas (entre 4 e 5kbars), portanto de fácies anfibolito. Cálculos geotermométricos baseados no par biotita-granada, realizados em xistos da unidade por Jordt Evangelista e Roeser (1988) forneceram valores de T de cerca de 550° ± 30°C.

Pelo menos duas fases de deformações sucessivas, de natureza dúctil, afetaram as litologias do grupo, a primeira delas representada por esforços tangenciais de sentido geral E-W, responsáveis pela atual foliação de transposição de baixo ângulo, marcada por dobras intrafoliais nos micaxistos e o desenvolvimento de uma foliação milonítica paralelizada a um So, este definido pela gradação entre os diversos litótipos da seqüência, de composição aluminosa e possível natureza pelítica. Sobrepõe-se a esta uma segunda transposição, reorientando a foliação anterior segundo planos de alto ângulo, orientados rigidamente segundo NNE-SSW, com o desenvolvimento de zonas de cisalhamento dúctil com importante componente direcional ou mesmo essencialmente transcorrentes.

2.3.3.5 Idade e Correlações

Até o momento não se conhecem datações geocronológicas para as rochas desta unidade. No mapa do Projeto Radar-Minas Gerais, publicado pelo IGA em 1978, suas litologias são referidas ao Supergrupo Rio das Velhas, de idade arqueana. Fonseca (1979) insere suas litologias no Grupo Andrelândia, do Proterozóico Médio, enquanto Machado Filho *et al.* (1983) atribui-lhe natureza vulcanosedimentar, posicionando-a no Arqueano. Brandalise (1991) reconhece a natureza vulcano-sedimentar da seqüência atribuindo-lhe idade mínima proterozóica inferior.

No presente trabalho, também é atribuída idade mínima proterozóica inferior ao grupo, considerando a deformação de baixo ângulo que afetou a este e aos gnaisses do Complexo Mantiqueira e granulitos do Complexo Acaiaca, em que datações Rb/Sr em rocha total nos primeiros e Rb/Sr e Pb/Pb nos últimos, registraram idades em torno de 2.000M.a. definindo a Orogenia Transamazônica como o principal evento que afetou estas rochas (Teixeira *et al.*, 1987).

2.4 Rochas Granitóides

2.4.1 Comentários Gerais

Sob esta denominação estão agrupados alguns corpos de rochas com variado espectro composicional, desde granitos alcalinos até tonalitos, incluindo tanto aqueles resultantes de processos magmáticos/metassomáticos, quanto os originados por processos anatéticos. Encontram-se em geral deformados, em intensidades variáveis, por processo de milonitização.

2.4.2 Distribuição Geográfica

Constituem em geral corpos alongados segundo o *trend* Norte-Sul principalmente na metade oriental da folha, onde são mais expressivos, associando-se principalmente aos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira. A figura II.2.1 mostra a sua distribuição.

2.4.3 Relações de Contato

Embora não tenham sido observados no campo, os contatos entre estes granitóides e suas encaixantes parecem ser de natureza tectônica, uma vez que os mesmos, da mesma maneira que aquelas, desenvolvem uma foliação milonítica com mesmas características, particularmente próximo a seus bordos. A própria geometria destes, com formas de corpos alongados segundo os *trends* estruturais dos sítios onde estão posicionados também sugerem esta relação, permitindo ainda caracterizá-los como de colocação ou geração pré a sin-tectônica em relação à deformação tangencial regional que se encontra impressa em suas litologias. Portanto, seus contatos no mapa geológico estão representados como do tipo "aproximado", devido a sua não observação direta nos trabalhos de campo.

2.4.4 Litologia, Metamorfismo e Deformação

2.4.4.1 Granito-granodiorito Ribeirão Pinheirinho

Foi descrito na Folha Rio Espera ao sul (Raposo, 1991), estando intercalado tectonicamente em xistos do Grupo Nova Lima. Caracteriza-se como rocha de cor cinza, de granulação média a grossa, com foliação milonítica bem desenvolvida junto às encaixantes e mais atenuadas para o centro do corpo. Tem como constituintes principais quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, além de muscovita, epídoto, apatita, zoisita e opacos, como acessórios. Segundo Raposo (op.cit), cai no campo dos granitos b, pobres em feldspato potássico, no diagrama de Streckeisen (1976).

2.4.4.2 Tonalito-trondhjemito Serra do Carmo

Também foi descrito por Raposo *(op.cit.)*, ao sul da Folha Rio Espera, projetando-se para a Folha Mariana, ocorrendo em seu extremo sudoeste, intercalado em rochas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Rocha de cor branco-leitosa, de granulação média a grossa, segundo aquele autor, constituindo-se quase sempre de albita ou albita/oligoclásio e quartzo com predomínio do primeiro; microclina ocorre em proporções muito subordinadas, não ultrapassando 5%; os máficos também são pouco freqüentes, com a biotita chegando, no máximo, a 10% . Lançado no diagrama de Streckeisen (1976) situa-se no campo do tonalito-trondhjemito.

2.4.4.3 Granito-Granodioritos Córregos Estiva e Mombaça

Constituem dois pequenos corpos individualizados na porção centro-norte da folha, no domínio de xistos do Grupo Nova Lima. São leucogranitos de granulação grossa, a muscovita, caracteristicamente com textura gráfica quando não deformados, contendo diferenciados pegmatóides, onde livros de muscovita alcamçam a mais de 10cm; são freqüentes nestes granitos xenólitos de anfibolitos grosseiros foliados, talco xistos e biotita xistos. Muito frequentemente encontram-se fortemente deformados, adquirindo uma foliação milonítica notável, principalmente em seus bordos, onde estão em contato tectônico com quartzitos e xistos do Grupo Nova Lima, dos quais contêm freqüentes intercalações.

Composicionalmente variando de granitos a granodioritos, têm textura granoblástica a granolepidoblástica e como constituintes minerais principais plagioclásio, microclina, quartzo, muscovita e, eventualmente, granada e biotita; os acessórios são apatita zircão, monazita e opacos. Nas preparações, a intensa deformação milonítica gerou rochas tipo *augen* gnaisse de granulometria bimodal, composta por cristais de granulação média envolvidos por uma matriz poligonal a granoblástica fina com foliação bem definida. Os cristais médios são porfiroclastos de plagioclásio, eventualmente antipertíticos e parcialmente saussuritizados; o K-feldspato é micropertítico e o quartzo ocorre em agregados de subgrãos. O maior percentual de microclina sobre o plagioclásio da matriz indica um processo de microclinização sin-tectônica. Muscovita tem um

arranjo decussado em sombras de pressão ou se orienta segundo a foliação junto a palhetas finas de biotita que, quando grosseira, sofre exsolução de rutilo. Eventuais microporfiroblastos de granada na matriz podem exibir inclusões de quartzo, opacos e se alterar para biotita. Os aspectos texturais da rocha sugerem sua ortoderivação e a paragênese mineral observada, de muscovita + plagioclásio + quartzo é indicativa de condições de metamorfismo de grau médio.

2.4.4.4 Granitóide Córrego Ponte Nova

Configura pequeno corpo individualizado no limite centro-norte da folha, encaixado em micaxistos do Grupo Nova Lima e em contato tectônico com os mesmos.

Rocha de cor cinza, bastante homogênea, granulação fina, constituída essencialmente de quartzo, feldspato e biotita. Tem estrutura foliada proporcionada pelas biotitas orientadas na matriz quartzo-feldspática. Para a borda do corpo a rocha mostra-se porfiroblástica/porfiroclástica, com cristais de feldspatos de até 2cm, alguns com macla de "Carlsbad"; nestes locais já se desenvolve um bandamento fino pela individualização de níveis de maior concentração de micas. Este é de caráter deformacional, com os fenoblastos achatados concordantemente com a foliação ou com formas ocelares.

2.4.4.5 Granito Barra Longa

Rocha granítica de granulação grossa, dominantemente quartzo-feldspática, com foliação milonítica bem desenvolvida ou apenas incipiente. São comuns, injetados neste granito, corpos tabulares concordantes e diques de rocha intrusiva de composição intermediária (quartzo-dioritos metamorfizados). Uma análise petrográfica deste granito evidenciou caráter alcalino, de composição monzonítica, textura granoblástica, tendo como constituintes minerais principais microclina, plagioclásio e quartzo; granada como varietal e acessoriamente epidoto, ortita, anfibólio, titanita, diopsídio, apatita, zircão e opacos. O plagioclásio é xenoblástico em grãos arredondados, com maclas de albita, ligeira saussuritização e auréolas albíticas no contato com a microclina. Esta, também xenoblástica, maclada e ligeiramente sericitizada. Epídoto e ortita ocorrem como grãos xenoblásticos intercrescidos, com o primeiro substituindo o segundo. A falta de uma paragênese crítica dificulta a definição do grau metamórfico, entretanto a presença de diopsídio na amostra estudada sugere uma rocha de médio grau metamórfico que passou por ligeiros processos retrometamórficos. A rocha apresenta em geral duas foliações, uma delas de baixo ângulo, relacionada ao processo de transposição/milonitização tangencial regional, e outra posterior, de direção norte-sul e ângulos de mergulho moderados a altos.

2.4.4.6 Granitóide Diogo de Vasconcelos

Constitui corpo alongado segundo a direção NE-SW, individualizado na porção centro-sul da folha, a noroeste da cidade de Diogo de Vasconcelos, no domínio dos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira, representando possivelmente, conforme sugerem estudos petrográficos, uma granitização destes, com posterior deformação do conjunto.

É representado por ortognaisses a biotita, leuco a mesocráticos, caracteristicamente muito homogêneos, em geral de granulação média, bem foliados a laminados por cisalhamento, com diferenciações grossas de natureza pegmatóide também deformadas e de leucogranitos, quase sem máficos e de granulação mais fina, com contatos bruscos. Esparsamente estes granitóides contêm porfiroblastos de feldspatos ocelares de até 2cm. O seu caráter laminado/bandado visível em algumas exposições é resultante do processo de deformação que paralelizou antigos veios diferenciados que o cortavam agmaticamente e que mostram estas relações preservadas em alguns "microlitons" (foto 20). Contém associados pequenos corpos de anfibolitos na forma de enclaves tectônicos ovalados ou pequenos corpos estirados, com foliação concordante, porém mostrando discordância nos contatos.

Composicionalmente variam de quartzo monzonitos a quartzo monzodioritos, com texturas granoblásticas poligonizadas. Sua constituição mineral principal é plagioclásio (oligoclásio-andesina), microclina, quartzo e biotita, tendo como acessórios mirmequita, titanita, apatita, opacos, zircão, monazita e allanita. O plagioclásio ocorre em duas situações: como raros cristais grosseiros pré-deformação, com geminação polissintética, apresentando bordas de reação com a microclina e auréolas de albitização; e como cristais menores neoformados comumente em agregados junto com a microclina, onde contém inclusões arredondadas de quartzo, com geminação simples ou isentos dela, podendo também apresentar bordos albitizados. A microclina é mais comum como cristais poligonais desenvolvidos nos interstícios ou sobre cristais grosseiros de plagioclásio, sendo, em geral, de cristalização sin-tectônica, havendo porém alguns porfiroblastos interpretados como tardi-tectônicos. Às vezes apresenta núcleos turvos devido à presença de inclusões fluidas e impurezas, herdadas no processo de substituição do plagioclásio; é comumente micropertítica, contendo, ainda, eventuais inclusões arredondadas de plagioclásio. Biotita pode ocorrer em textura de equilíbrio com epidoto, em eventual associação com hornblenda ou em intercrescimentos simplectíticos com quartzo.

A observação em uma das preparações de microclinização incipiente de um agregado de cristais de plagioclásio, recristalizados a partir dos cristais maiores pré-tectônicos, sugere que a rocha tenha sofrido simultaneamente dois processos distintos: um de provável natureza tectônica que teria determinado a recristalização

dos plagioclásios mais grosseiros pré-tectônicos em indivíduos mais finos e orientados e outro relacionado à presença de fluidos que teria resultado na descalcificação da rocha e cristalização da microclina.

Pelas observações acima são evidentes processos de microclinização e silicificação sin-tectônicos de uma rocha originalmente ígnea mais básica, provavelmente granodiorítica ou diorítica, restando de suas feições originais apenas cristais de plagioclásio cálcico.

Tanto os diferenciados pegmatóides quanto as bandas graníticas mais finas, descritas anteriormente, mostraram-se com características composicionais e petrográficas similares às do granitóide dominante. O estudo petrográfico de um dos enclaves de anfibolito destes granitóides mostrou que sofreram os mesmos processos de microclinização e silicificação.

2.4.4.7 Granitóide Córrego Taioba

Foi individualizado no quadrante nordeste da folha como um corpo alongado com cerca de 8km de largura que se projeta para a Folha Itabira, ao norte. Situa-se no interior de gnaisses do Complexo Mantiqueira, tendo em seu núcleo rochas granulíticas do Complexo Acaiaca. Os contatos são tectônicos, controlados pela tectônica tangencial, de baixo ângulo, que afetou regionalmente estas rochas. Entretanto, no interior do corpo ainda se encontram relações de intrusão destes granitos com os gnaisses Mantiqueira, encaixantes, sendo encontradas estruturas migmatíticas tipo estromática, *schollen* e flebítica. Restos de metassedimentos, como rochas calciossilicáticas, são encontrados no interior do corpo granítico, parecendo, entretanto, serem enclaves tectônicos.

Estes granitóides são bastante heterogêneos, tanto estrutural quanto composicionalmente. Variam, em cor, de cinza a fortemente rosados, granulação grossa a fina, podendo mostrar-se com estrutura gráfica quando não deformados. Quando deformados mostram variações desde protomilonitos muito grossos até milonitos finos, podendo mostrar laminação. Mobilizados grossos pegmatóides ocorrem podendo ser pós-deformação. São dominantemente quartzo-feldspáticos, com pouca biotita, em geral em agregados, variando composicionalmente de tonalitos a granitos. Apresentam variações texturais marcantes quanto aos processos metamórficos que os afetaram, podendo apresentar, entretanto, a textura granular xenomórfica ígnea preservada. Várias amostras mostraram, ao microscópio, intensa deformação de caráter milonítico, gerando estruturas tipo *augen* com forte metassomatismo potássico sin-tectônico. A mineralogia principal constitui-se de quartzo, plagioclásio, microclina e biotita, tendo rara muscovita, apatita, opacos, zircão, monazita, clorita, epídoto e eventualmente mirmequita, titanita, carbonato e rutilo. Caracterizam-se em geral por uma granulometria bimodal, composta por cristais de granulação média envolvidos por uma matriz poligonal a granoblástica fina e bem foliada. Os cristais médios, interpretados como porfiroclastos, são constituídos por plagioclásios parcialmente saussuritizados, K-feldspatos micropertíticos e agregados de quartzo em subgrãos. Em uma variedade com metassomatismo menos acentuado alguns cristais de plagioclásio apresentam venulações ou bordos de K-feldspato, indicativos de processo de substituição.

Em uma preparação ocorrem agregados de intercrescimentos mirmequíticos. Freqüentemente estes cristais maiores apresentam estruturas de deformação, invasão pela matriz neoformada, formas arredondadas e alongadas segundo a foliação e, eventualmente, desenvolvimento de sombras de recristalização. A matriz neoformada tem foliação proporcionada pelo alinhamento das micas, alongamento de cristais e a presença eventual de *trends* de quartzo paralelos e concordantes com a orientação geral. Ao contrário do observado nos porfiroclastos, o percentual de microclina sobre o plagioclásio na matriz é maior, indicando um processo de microclinização sin-tectônica da rocha o que é reforçado pelo desenvolvimento, em uma das preparações, de muscovita sobre a biotita grossa, que também ocorre em palhetas finas orientadas, indicando o processo de metassomatismo potássico. Allanita ocorre em cristais bem desenvolvidos, provavelmente de origem secundária, sin-microclinização e titanita em cristais euédricos orientados com núcleos e inclusões de mineral opaco, prováveis relictos de transformação.

2.4.5 Aspectos Petrogenéticos

Os estudos petrogenéticos aqui desenvolvidos se referem apenas aos corpos granitóides de Barra Longa, córrego Taioba, córrego Estiva e Mombaça. O Granitóide de Diogo Vasconcelos não foi analisado quimicamente e os do Ribeirão Pinheirinho e Serra do Carmo discutidos no relatório final da Folha Rio Espera. Desses corpos, foram analisadas quimicamente para elementos maiores e traço apenas sete amostras, relacionadas na tabela II.2.26. A tabela II.2.28 mostra que são rochas leucocráticas (IC < 10) muito diferenciadas (1D > 80) e ortoderivadas (valores positivos da função DF de Shaw, 1972).

Na tabela II.2.27 estão representadas as composições modais estimadas dessas amostras. A classificação química-mineralógica, a partir do diagrama PxQ de Debon e Le Fort (figura II.2.48) mostra que estes granitóides têm uma composição bastante diversificada, variando de granito a tonalito em consonância com a classificação obtida das análises modais estimadas e lançadas no diagrama ternário de Streckeisen (figura II.2.47). No diagrama de Wright (1969) da figura II.2.49 posicionam-se em dois campos bem definidos, com o Granitóide Córrego Taioba mostrando caráter calcialcalino e os Córrego Estiva e Mombaça caráter alcalino. A única amostra do Granitóide

Tabela II.2.26 – Composição química em percentagem-peso dos óxidos e parte por milhão dos elementos-traço dos corpos granitóides da Folha Mariana.

Óxidos % Peso	1 GM-008	2 FR-012	3 FR-017B	4 FR-015	5 F-039	6 GM-426B	7 OF-028
SiO_2	63,300	74,300	76,900	72,200	73,600	68,800	64,300
Al_2O_3	15,500	14,300	13,100	14,100	15,400	17,500	20,100
Fe_2O_3	1,500	0,780	0,460	1,300	<0,100	<0,100	0,120
FeO	0,750	0,560	0,580	0,420	0,420	0,070	0,420
MnO	0,110	0,030	0,020	0,010	0,020	<0,010	0,130
MgO	1,200	0,910	0,320	0,390	0,120	<0,100	0,100
CaO	3,000	0,580	2,500	1,600	0,450	0,180	0,110
Na_2O	2,000	3,100	4,300	3,600	4,700	2,800	2,700
K_2O	10,800	4,100	0,960	5,100	3,200	7,400	6,800
TiO_2	<0,050	0,100	0,130	0,300	<0,050	<0,050	<0,050
P_2O_5	0,350	0,050	<0,050	0,100	0,100	0,070	0,140
S	<0,005	<0,005	<0,005	0,006	<0,005	0,007	0,005
F	0,057	0,018	0,011	0,021	0,015	0,012	0,014
CO_2	0,250	0,150	0,150	0,300	0,300	0,150	0,150
H_2O-	0,210	0,820	0,460	0,410	0,580	2,860	4,850
H_2O+	0,060	0,140	0,120	0,090	0,720	1,600	1,780
TOTAL	98,787	99,938	100,961	99,941	100,780	101,709	101,769
Traço ppm							
Cu	7,00	34,000	20,000	10,000	7,000	7,000	<2,000
Pb	16,000	24,000	6,000	21,000	13,000	13,000	40,000
Zn	74,000	39,000	19,000	35,000	12,000	4,000	22,000
Li	<5,000	17,000	<5,000	<5,000	<5,000	<5,000	15,000
Co	<5,000	<5,000	<5,000	<5,000	<5,000	<5,000	<5,000
Cr	46,000	11,000	11,000	8,000	<5,000	<5,000	<5,000
Ni	<5,000	36,000	10,000	10,000	6,000	9,000	5,000
V	42,000	102,000	71,000	100,000	68,000	58,000	86,000
Y	26,000	10,000	<10,000	120,000	25,000	<10,000	12,000
Nb	<20,000	<20,000	<20,000	<20,000	<20,000	<20,000	24,000
Ba	6270,000	510,000	420,000	1610,000	300,000	670,000	510,000
Sr	1470,000	490,000	490,000	340,000	77,000	130,000	80,000
Rb	240,000	41,000	41,000	140,000	110,000	210,000	260,000
Zr	95,000	210,000	210,000	500,000	44,000	<10,000	<10,000
Cl	20,000	41,000	41,000	170,000	<20,000	41,000	<20,000

Tabela II.2.27 – Composição mneralógica modal estimada das amostras dos granitóides da Folha Mariana

Nº Ordem	Nº Amostra	Classificação Petrográfica	Qz	Pl	Kfd	Mcr	Anf	Bt	Zr	Tit	Apt	Op	Crb	Mus	Se	Cl	Ep	Mzt	Mir	Rt	Gra	Dl
01	GM-008	Hb-pl-dl-mcr-feis	5	10		60	5		Tr		Tr	Tr										15
02	FR-012	Bt-pl-qz-microclina-gnaisse	30	23	40			5	Tr		Tr	Tr		2		Tr	Tr		TR			
03	FR-017B	gn de composição tonalítica	20	78	Tr			2	Tr	Tr	Tr	Tr		Tr		Tr	Tr	Tr				
04	FR-015	Qz-mcr-plagioclásio gnaisse	28	42	30			2	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr	Tr		Tr	Tr	Tr		Tr		
05	FR-039	Mcr-qz-plagioclásio gnaisse	30	55	10			1	Tr		Tr	Tr		4				Tr				
06	GM-426B	Metagranitóide	40	20	37							Tr		2								
07	OF-028	Metagranitóide	40	10		40		Tr				Tr		7							2	

Tabela II.2.28 – Composições normativas CIPW e índices petrogenéticos, bem como valores da função discriminante deShaw (1972) (DF) das amostras dos corpos de rochas granitóides da Folha Mariana.

Amostra		Normas CIPW															
		Q	or	ab	an	C	dl	hy	mt	il	hm	ap	pr	ID	IC	PAL	PALK	DF
01	GM-008	5,493	64,598	17,124	1,442	0,000	6,981	0,000	2,201	0,096	0,000	0,839	0,009	87,215	9,288	0,759	0,966	5,261
02	FR-012	38,432	24,486	26,503	2,576	3,871	0,000	2,548	1,143	0,192	0,000	0,180	0,009	89,421	3,892	1,350	0,667	0,160
03	FR-017B	42,558	5,704	36,573	12,131	0,568	0,000	1,298	0,671	0,248	0,000	0,119	0,009	84,835	2,226	1,035	0,619	1,391
04	FR-015	28,800	30,317	30,634	7,297	0,000	0,000	0,000	0,498	0,573	0,964	0,238	0,011	89,752	2,047	0,983	0,811	2,837
05	FR-039	33,415	19,208	40,385	1,603	3,686	0,000	0,946	0,147	0,096	0,000	0,241	0,010	93,009	1,199	1,282	0,727	3,109
06	GM-426B	24,718	44,980	24,363	0,448	4,862	0,000	0,000	0,091	0,098	0,040	0,170	0,013	94,061	0,242	1,352	0,721	3,624
07	OF-028	22,960	42,250	24,015	0,573	8,517	0,000	1,124	0,183	0,100	0,000	0,000	0,010	89,225	1,417	1,675	0,587	3,905

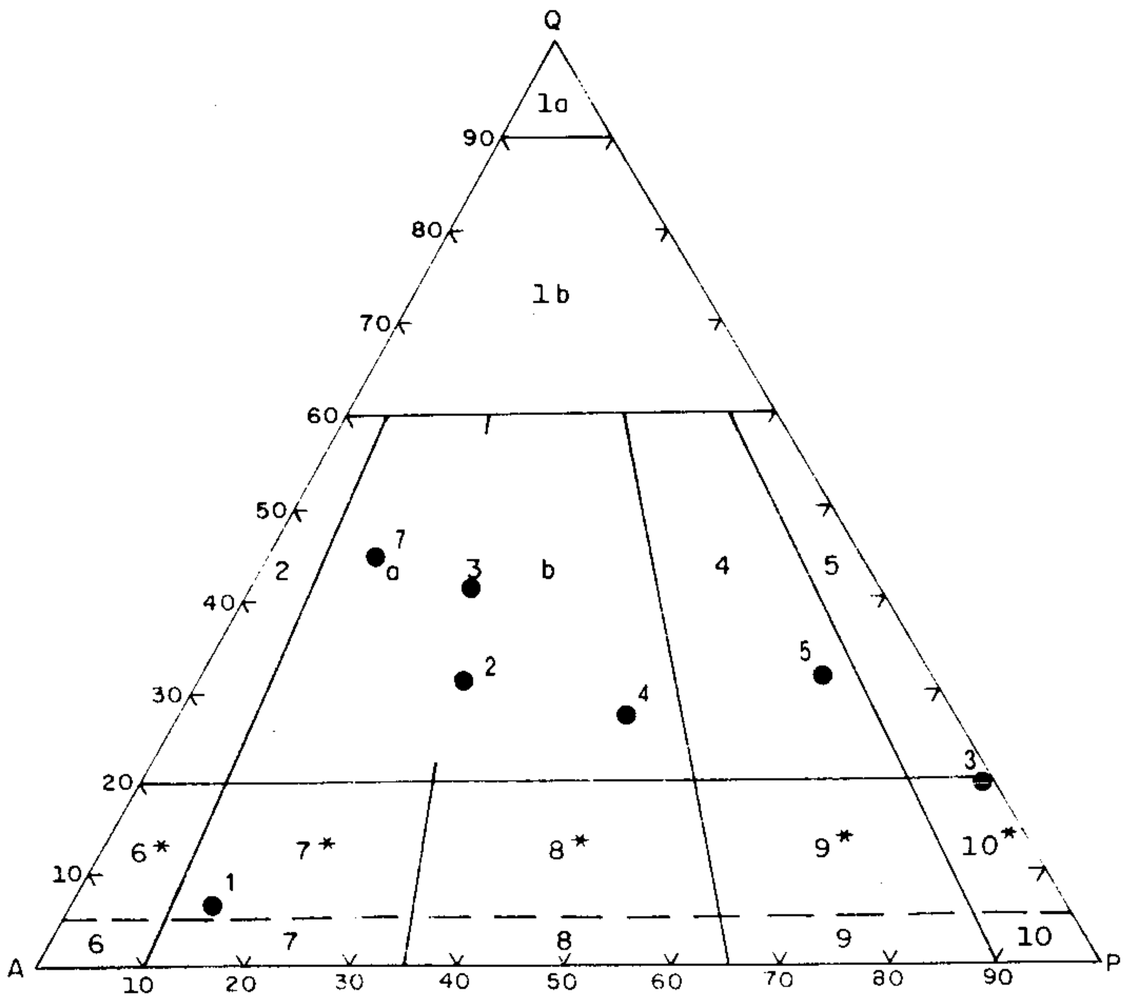


Figura II.2.47 – Classificação modal estimada das amostras dos corpos plutônicos ácidos cartografados na Folha Mariana e discriminadas conforme tabela II.2.27.

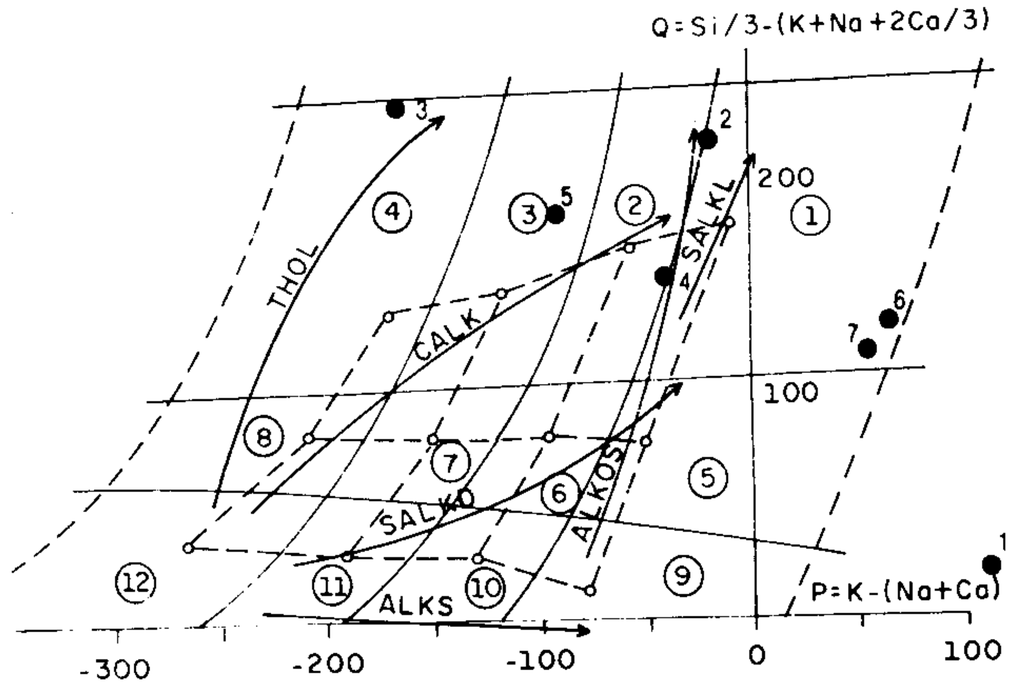


Figura II.2.48 – Diagrama de classificação químico-mineralógica de La Roche (1964) com os campos definidos por Debon e Le Fort (1983) conforme figura II.2.8, empregado para classificar amostras de corpos plutônicos da Folha Mariana, discriminadas conforme tabela II.2.26.

Barra Longa plota-se no limite entre os campos alcalino e peralcalino e no diagrama de classificação químico-mineralógica da figura II.2.49, identifica-se como quartzo-sienito.

No diagrama de Rapela e Caminos (1987) da figura II.2.50 a maioria das amostras identifica-se como peraluminosa. A amostra 1 do Granitóide Barra Longa plota-se próximo ao campo peralcalino e apenas a amostra 4 do Granitóide Córrego Taioba posiciona-se no campo metaluminoso. Composicionalmente, portanto, o Granitóide Córrego Taioba é calcialcalino e peraluminoso com porções metaluminosas; o Granitóide Barra Longa é alcalino a peralcalino e peraluminoso e os granitóides Córrego Estiva e Mombaça são alcalinos e peraluminosos.

A análise da ambiência tectônica de geração destas rochas foi pesquisada através do diagrama binário de La Roche et al. (1980) com os campos definidos por Batchelor e Bowden (1985) a partir de conceitos desenvolvidos por Pitcher (1982) e Harris et al. (1983; figura II.2.51). Este diagrama permite discriminar plutonitos de regimes compressionais de plutonitos diferenciados do manto e anorogênicos. Os granitóides de regimes compressionais ficam delimitados pelo triângulo de linhas contínuas da figura e a linha que parte da origem, define o *trend* de diferenciação original a partir de um magma primitivo toleítico, na extremidade oposta à origem das coordenadas. Na figura, as amostras do Granitóide Córrego Taioba (2 e 4) caem no campo sin-colisional e apenas a amostra 3, definida como tonalito metaluminoso, plota-se fora do campo compressional, no domínio dos plutonitos fracionados do manto. O quartzo sienito de Barra Longa identifica-se como granitóide tardi-orogênico. As amostras do Granitóide Córrego Estiva plotam-se como sin-colisional e tardi-orogênico e a amostra do Granitóide Mombaça (7) como tardi-orogênico. Esse desvio para o campo tardi-orogênico, também com exceção da amotra do quartzo sienito de Barra Longa se deve, provavelmente, à potassificação identificada também nas rochas do Complexo Mantiqueira.

Com o objetivo de pesquisar uma possível semelhança dessas rochas com granitóides arqueanos, foi utilizado o diagrama ternário de Hunter, in Condie (1981), da figura II.2.52, onde se destacam os *trends* tonalítico-trondhjemítico e calcialcalino identificados nos granitóides de Barberton. Na mesma figura estão representados os campos de classificação química-mineralógica das rochas granitóides. As amostras dos corpos da Folha Mariana, em geral, dispersam-se nos campos do granito, quartzo-monzonito e granodiorito, não se identificando com os *trends* assinalados pelo referido autor. Apenas a amostra 3 do Granitóide Córrego Taioba plota-se próximo ao *trend* TT da figura.

Os teores dos elementos terras raras e os perfis normalizados pelos padões condríticos segundo Evensen *et al.* (1978) bem como os valores de alguns padrões petrogenéticos relacionados a esses elementos estão re-

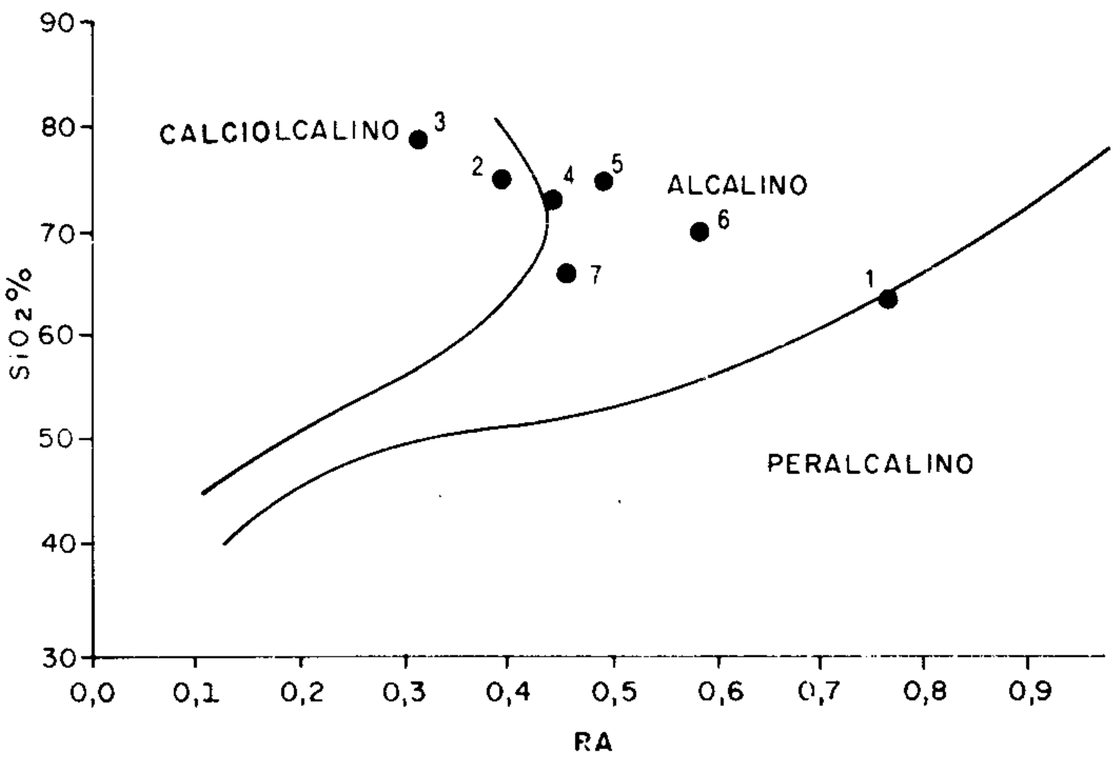


Figura II.2.49 – Diagrama de Wright (1969) que utiliza a razão de alcalinidade RA versus SiO_2 em porcentagem-peso para discriminar rochas plutônicas, empregado para amostras de corpos plutônicos da Folha Mariana ordenadoas na tabela II.2.26.

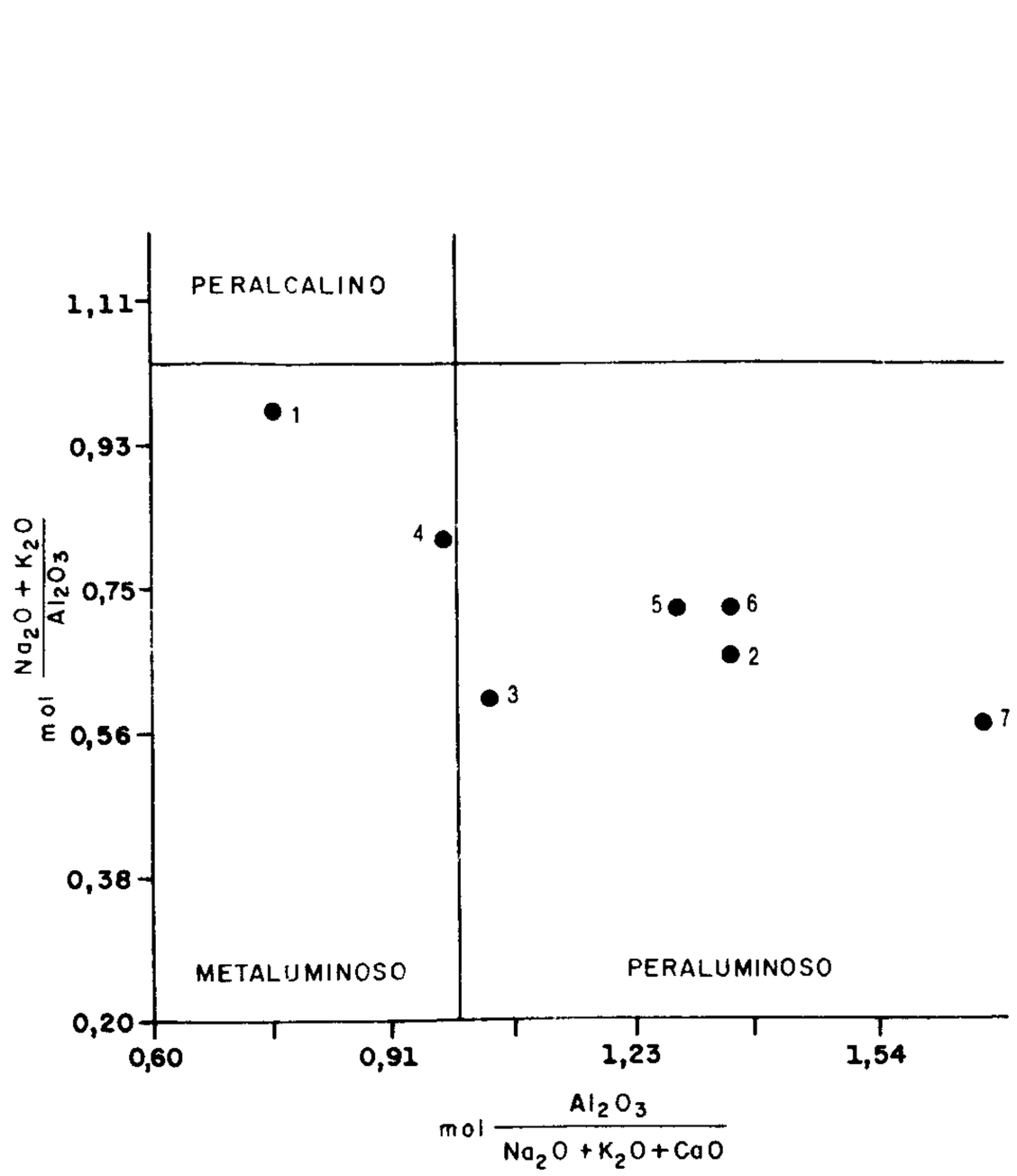


Figura II.2.50 – Diagrama de Rapela e Caminos (1987) utilizado para discriminar rochas plutônicas, aplicado às amostras dos corpos plutônicos ácidos da Folha Mariana discriminadas na tabela II.2.26.

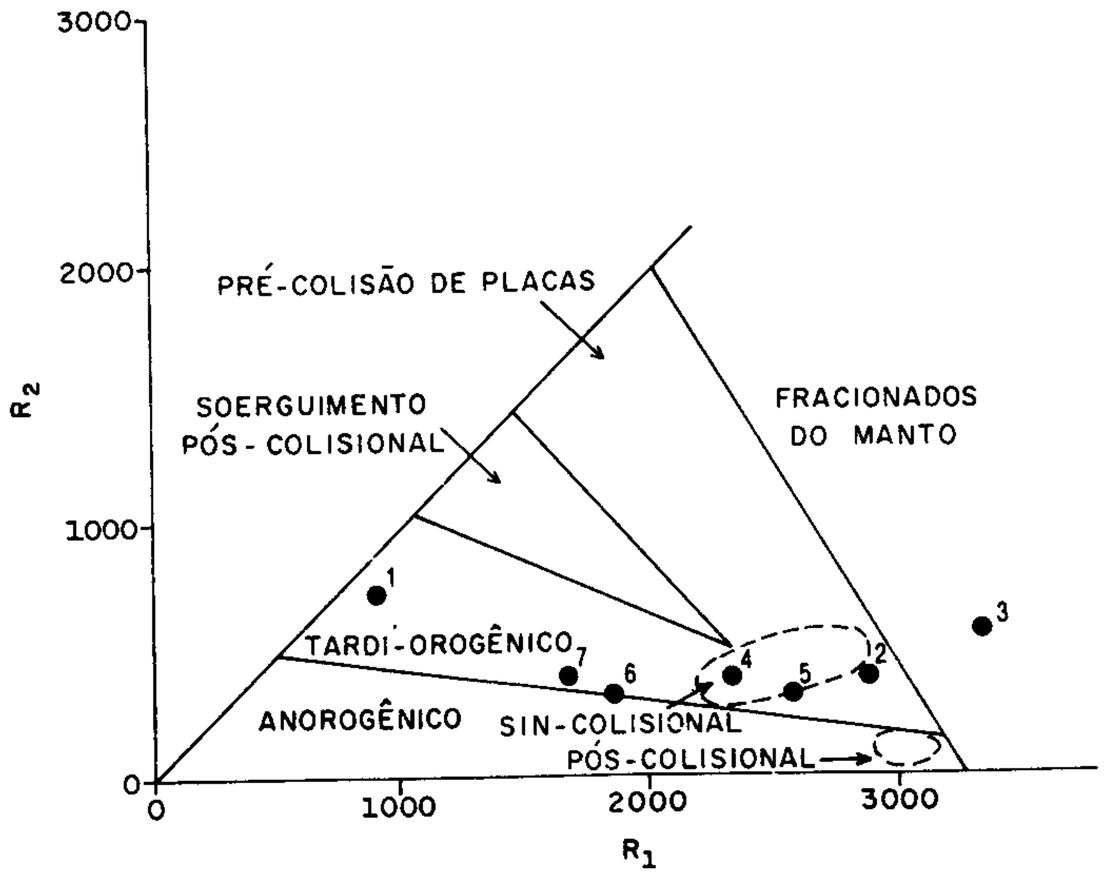


Figura II.2.51 – Diagrama R1 x R2 de La Roche et al. (1980) com os campos de classificação tectônica definidos por Batchelor e Bowden (1985) conforme figura II.2.8, empregado para classificar amostras de corpos plutônicos ácidos cartografados na Folha Mariana.

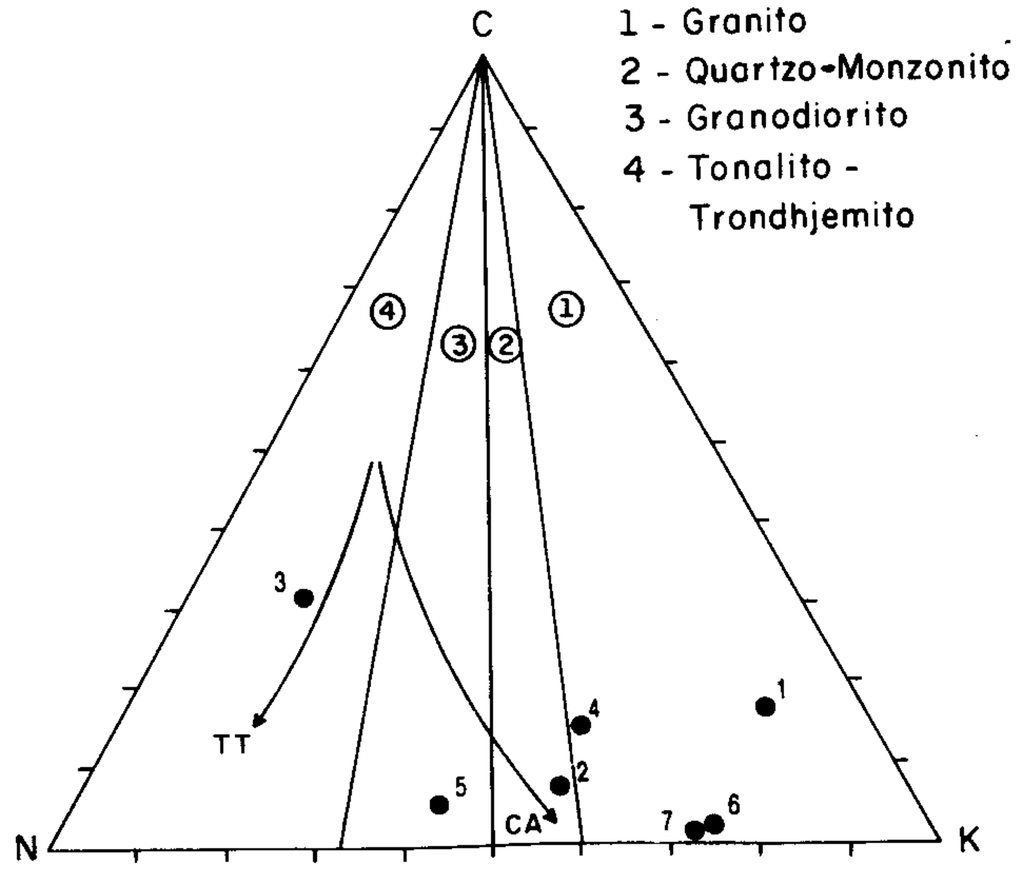


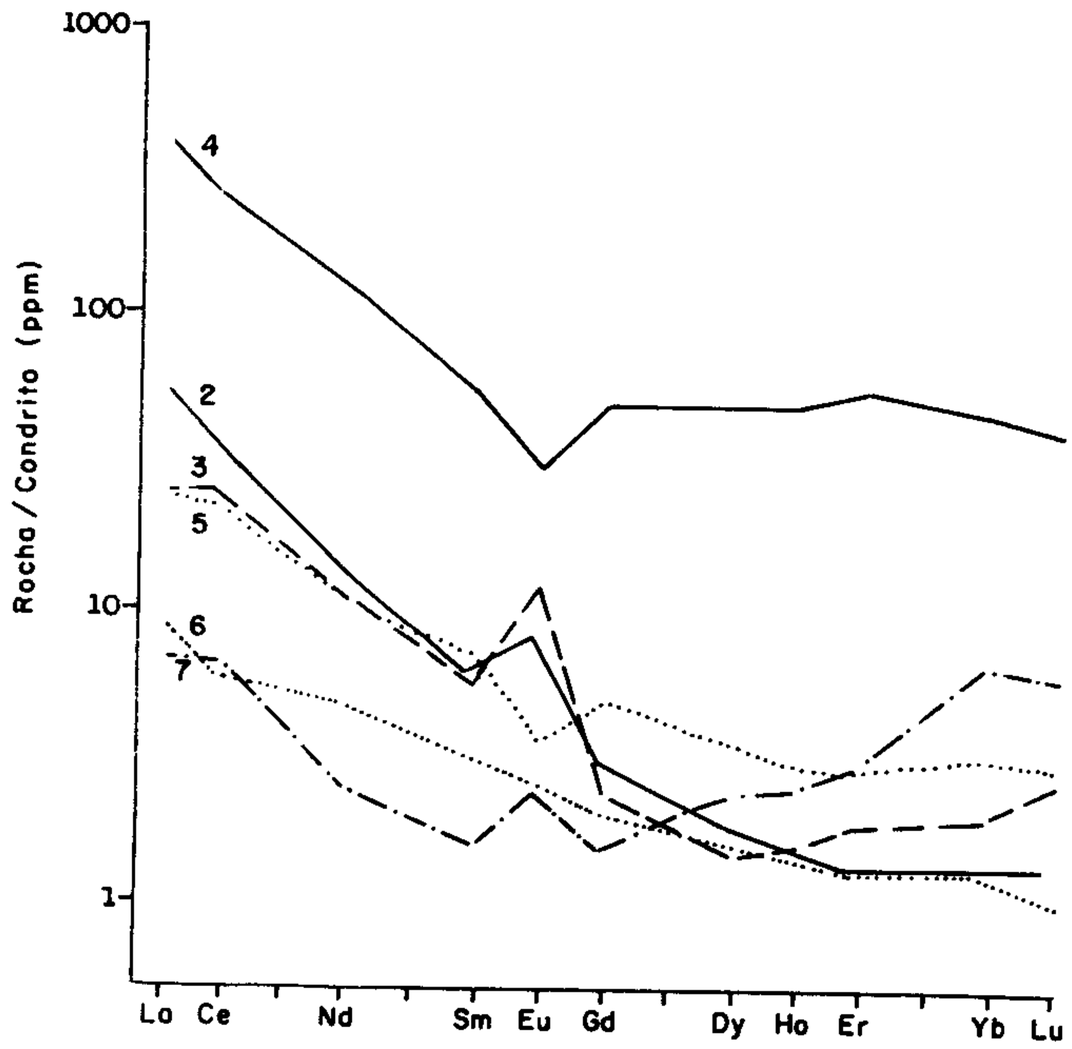
Figura II.2.52 – Diagrama KCN de Hunter, in Condie (1981), que permite distinguir os *trends* dos granitóides arqueanos tonalítico-trondhjemítico e calcialcalino, empregado para pesquisar uma possível correlação com os plutonitos ácidos da Folha Mariana.

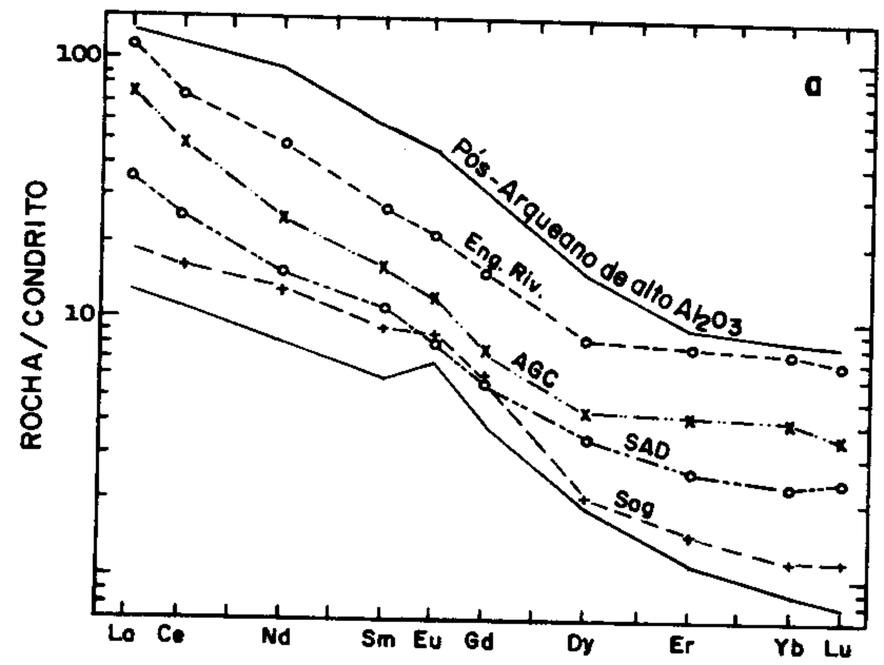
presentados na tabela II.2.29 e nas figuras II.2.53 e 54. Através desses padrões notam-se grandes diferenças entre esses corpos de rochas ácidas e alcalinas. As duas amostras do granitóide a muscovita do córrego Estiva e a do granitóide a muscovita de Mombaça são as que apresentam menores teores de elementos e terras-raras, com 29,46, 10,47 e 9,98ppm respectivamente. A amostra 5 apresenta anomalia negativa de Eu e as amostras 6 e 7 anomalias positivas com valores de Eu/Eu* de 1,046 e 1,516 respectivamente. As duas primeiras apresentam um fracionamento mediano com valores da razão de LaN/YbN de 8,2 e 7,9. Já a amostra do Granitóide Mombaça apresenta um baixo fracionamento com LaN/YbN = 1,05. Essas características estão bem evidenciadas nos perfis normalizados da figura II.2.53. O modelo que mais se aproxima do Granitóide Córrego Estiva tanto pelos aspectos petrográficos, como pelos padrões de elementos terras raras é aquele dos granitos formados por fusão crustal de seqüências dominantemente pelíticas (Nardi, 1989, p. 75, fig.7). A forma esdrúxula do perfil da amostra 7 pode ser explicada pelo enriquecimento em granada observado em lâmina delgada, uma vez que este mineral apresenta um elevado coeficiente de distribuição de elementos terras raras pesados. Eliminando-se esse fator a forma do perfil pode tornar-se similar à do Granitóide Córrego Estiva e o mesmo modelo pode ser aplicado.

As amostras do Granitóide Córrego Taioba caracterizam-se por dois padrões distintos. As amostras 2 e 3 apresentam baixo conteúdo de TR (46,45 e 31,50ppm), anomalias positivas de Eu (1,922 e 3,048) e elevado fracionamento de ETR dados por razões LaN/YbN = 48,26 e 13,83. Já a amostra 4 apresenta elevado teor de ETR (381,6ppm) anomalia negativa de Eu (0,590) e um fracionamento elevado de elementos terras-raras leves (ETRL) e baixo de elementos terras-raras pesados (ETRP). Essas características permitem definir um conjunto de rochas tonalíticas, apesar do enriquecimento em K2O de uma das amostras, e uma rocha com um padrão semelhante a quartzo monzonitos pós-arqueanos segundo Condie (1981, p.195).

O quartzo sienito de Barra Longa já apresenta o mais elevado conteudo em ETR (967,71ppm), anomalia negativa de Eu moderada (0,657) e um elevado fracionamento com LaN/YbN = 86,19. Esses padrões são característicos das rochas alcalinas.

Da análise dos dados químicos e petrográficos dos corpos granitóides menores, cartografados na Folha Mariana, pode-se concluir que os granitóides do Córrego Estiva e Mombaça constituem rochas geradas a partir da fusão crustal de metassedimentos, provavelmente do Grupo Nova Lima. O Granitóide Córrego Taioba foi gerado a partir do retrabalhamento com fusão parcial e potassificação de rochas de caráter tonalítico mais antigas. O granitóide ou quartzo sienito de Barra Longa constitui uma rocha alcalina injetada entre os gnaisses do Complexo Mantiqueira e posteriormente deformada.





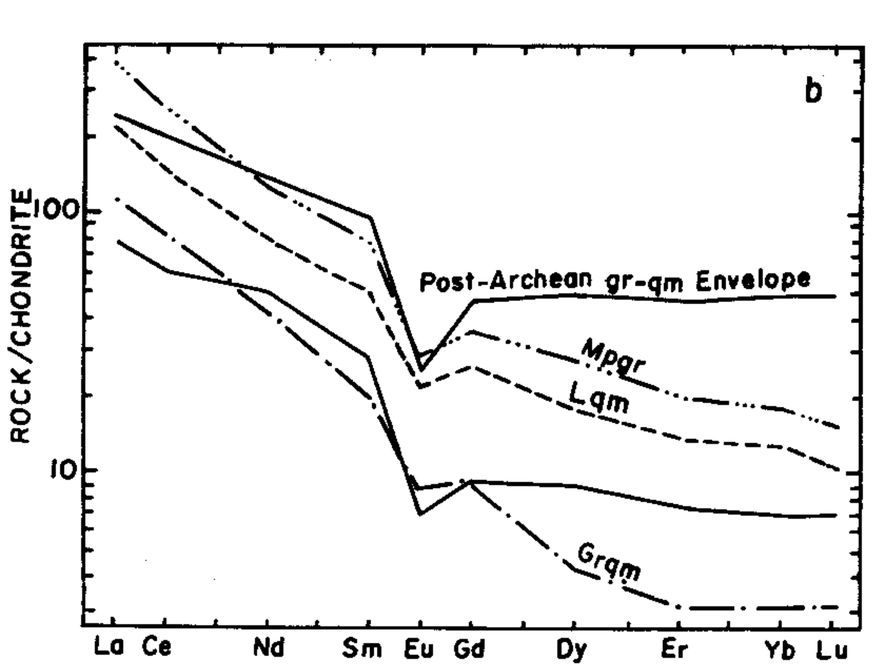
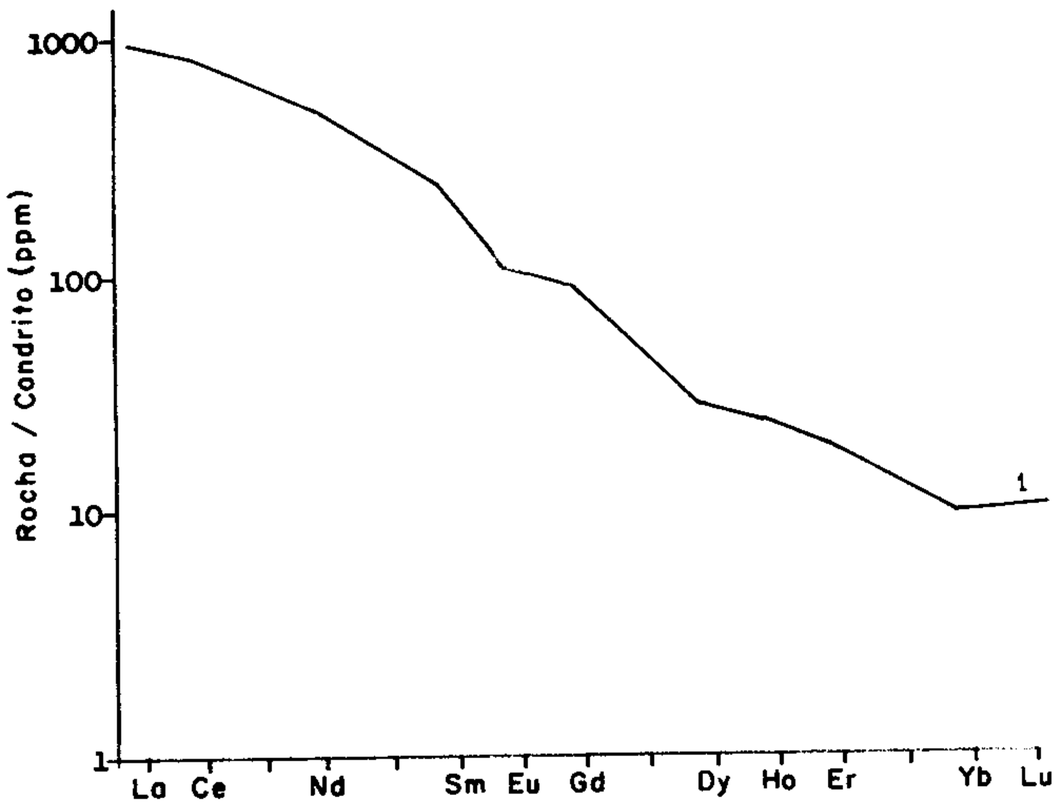


Figura II.2.53 – Variograma dos teores dos elementos terras raras normalizados pelos padrões condríticos segundo Evensen *et al.* (1978) das amostras dos corpos granitóides cartografados na Folha Mariana. Ao lado, padrões de tonalitos arqueanos e pós-arqueanos (a), granitos e qz-monzonitos arqueanos e pós-arqueanos (b) segundo Condie (1981), e de granitos de fusão crustal (c) segundo Vidal *et al.* e Kistler *et al.* in Nardi (1989).

2.4.6 Idade e Correlações

Essas rochas granitóides são amplamente distribuídas na área, associando-se principalmente aos gnaisses do Complexo Mantiqueira. São correlatas de grandes batólitos e corpos granitóides menores integrantes de complexos granitóides apresentados por Grossi Sadi & Chiodi (1989) em esboço geológico integrado de extensa área ao norte da folha.

Datações geocronológicas não são conhecidas nestas rochas. Entretanto, é atribuída às mesmas uma idade mínima proterozóica inferior, uma vez que elas foram envolvidas e milonitizadas pela deformação tangencial regional, que afetou as diversas unidades litológicas pré-cambrianas mapeadas na folha, e à qual é atribuída esta idade, representando a atuação do Ciclo Transamazônico na região.



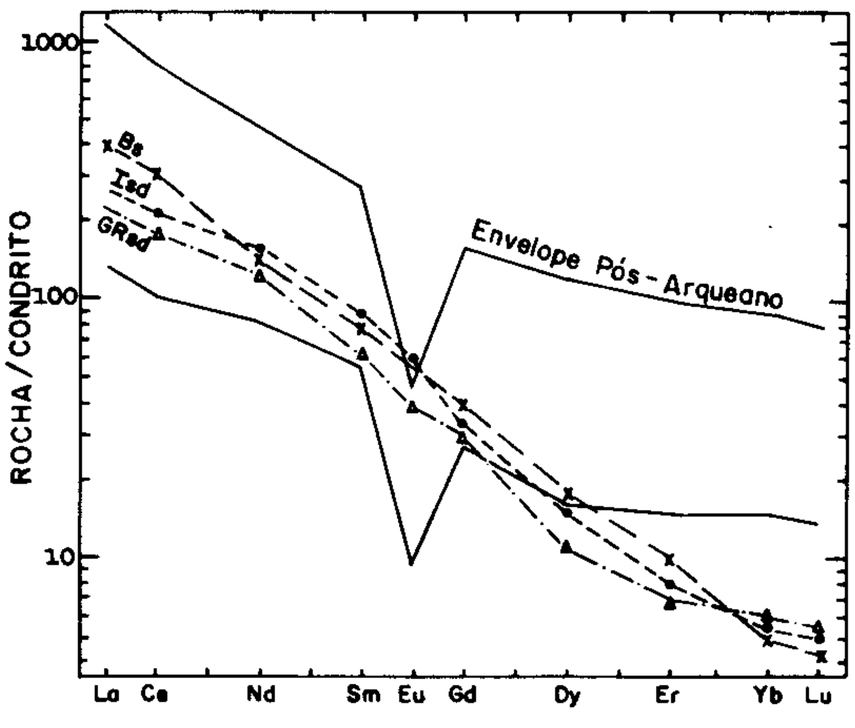


Figura II.2.54 – Variograma dos teores dos elementos terras-raras normalizados pelos padrões condríticos de Evensen *et al.* (1978) de uma amostra de granitóide de Barra Longa. Ao lado, padrões de sienitos e rochas correlatas arqueanas e pós-arqueanas segundo Condie (1981).

Tabela II.2.29 – Teores de elementos terras-raras e valores de parâmetros desses elementos utilizados no estudo petrogenético dos corpos granitóides da Folha Mariana.

	Nº Ordem	1	2	3	4	5	6	7
	ETR/AM	GM-008	FR-012	FR-017B	FR-015	FR-039	GM-426B	OF-028
01	La	213,500	14,300	6,457	105,900	6,147	2,452	1,648
02	Ce	470,100	23,370	16,800	164,500	14,130	3,884	4,169
03	Nd	214,700	6,061	5,193	57,100	4,915	2,177	1,127
04	Sm	33,040	0,856	0,823	8,953	1,043	0,464	0,236
05	Eu	5,700	0,472	0,670	1,833	0,204	0,152	0,132
06	Gd	12,270	0,594	0,456	10,010	0,960	0,408	0,300
07	Dy	7,047	0,464	0,358	12,340	0,862	0,409	0,572
08	Ho	1,318	0,084	0,085	2,806	0,161	0,078	0,136
09	Er	3,096	0,021	0,291	9,426	0,460	0,210	0,468
10	Yb	1,672	0,200	0,315	7,662	0,506	0,210	1,057
11	Lu	0,271	0,031	0,060	1,063	0,072	0,026	0,142
12	YnN	10,127	1,211	1,908	46,408	3,065	1,272	6,402
13	Eu/Eu*	0,657	1,922	3,048	0,590	0,613	1,046	1,516
14	LaN/YbN	86,189	48,261	13,836	9,329	8,200	7,881	1,052
15	YbN/LaN	0,012	0,021	0,072	0,107	0,122	0,127	0,950
16	STRL	931,340	44,587	29,273	336,453	26,235	8,977	7,180
17	STRP	30,674	1,394	1,565	43,307	3,021	1,341	2,675
18	STR	967,714	46,453	31,508	381,593	29,460	10,470	9,987
19	LaN/LuN	81,778	47,883	11,171	10,341	8,862	9,789	1,205
20	CeN/YbN	72,769	30,243	13,804	5,557	7,227	4,787	1,021
21	GdN/YbN	8,347	2,400	1,170	1,056	1,533	1,570	0,229
22	SSer YN	448,298	19,909	22,032	236,778	21,220	10,615	9,926
23	SSerCeN	2062,948	107,891	63,695	811,344	57,655	20,708	15,652

2.5 Rochas Intrusivas Básicas Deformadas

Consistem de pequenos corpos de rochas básicas e intermediárias, na forma de diques ou *sills*, intrusivos nas unidades pré-cambrianas da área.

Corpos de diabásio, gabro e diorito, com alguns quilômetros de extensão por dezenas e até centenas de metros de espessura foram individualizados por Dorr (1969) no extremo noroeste da folha, cortando quartzitos da Serra do Caraça. Corpos menos expressivos cortam as demais unidades cartografadas, desde gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira até as rochas granulíticas do Complexo Acaiaca e alguns dos diversos granitóides individualisados. Podem mostrar-se ligeiramente metamorfizados mas em geral preservam textura original de natureza ofítica a subofítica.

Alguns diques de composição quartzo-diorítica, metamorfizados, foram observados na parte leste da folha, associados aos gnaisses bandados migmatizados do Complexo Mantiqueira e ao Granito Alcalino Barra Longa.

2.6 - Rochas Básicas não-Deformadas: Gabros-gb, Diabásios-db e Basaltos-bs

Ocorrem na forma de pequenos corpos,não mapeáveis na escala de trabalho, configurando em geral pequenos diques ou *sills*. Distribuem-se esparsamente pela área, mostrando-se isentos de deformação e metamorfismo, com texturas ofíticas a subofíticas características. Essas manifestações de natureza básica devem pertencer ao Mesozóico, particularmente ao Cretáceo, sendo que um deles chega a cortar as seqüências sedimentares da Formação Fonseca, reconhecidamente terciárias.

2.7 Coberturas Sedimentares não-deformadas

2.7.1 Formação Fonseca

2.7.1.1 Comentários gerais

Os sedimentos e plantas fósseis da Formação Fonseca foram descritos pela primeira vez por Gorceix (1884) como uma alternância de camadas de argila, xistos betuminosos, areia e linhito, depositadas em um antigo lago de idade terciária. Posteriormente, Lima (1944) e Dolianiti (1949) também efetuaram estudos paleontológicos nos sedimentos da bacia, ratificando a idade determinada por aquele autor, para os mesmos. Deve-se, entretanto, a Maxwell (1964) a denominação formal de "Formação Fonseca" para os sedimentos da bacia. Dorr (1969) e Maxwell (1972) descreveram seu perfil litológico, atribuindo-lhe espessura de cerca de 85m na localidade tipo, próximo ao Arraial de Fonseca, onde se encontram suas melhores exposições.

2.7.1.2 Distribuição Geográfica

Ocupa uma área restrita, de aproximadamente 35km^2, no sopé oriental da Serra do Caraça, quadrante noroeste da folha, estendendo-se, de oeste para leste, das proximidades de Santa Rita Durão até os arredores do Arraial de Fonseca. Morfologicamente, contrasta fortemente com os morrotes arredondados dos granitóides do Complexo Santa Bárbara, sobre os quais se assentam seus sedimentos, configurando uma superfície plana, tipo chapada, sustentada por uma cobertura de canga, em uma cota ao redor de 930m. Ao sul encontra-se encaixada em cota inferior à dos granitóides, formando, entretanto, uma escarpa acima dos mesmos, do lado norte. Em sua parte central encontra-se dissecada pelo córrego da Fábrica, afluente do rio Piracicaba, onde afloram também os granitóides de seu embasamento (figura II.2.1).

2.7.1.3 Relações de Contato

Os sedimentos terciários da Formação Fonseca assentam discordantemente sobre as rochas granito-gnáissicas do Complexo Santa Bárbara. Segundo Maxwell (1964), estes teriam sido depositados sobre uma superfície aplainada de rochas gnáissicas, superfície esta originada durante o ciclo erosivo Sul-Americano. Ainda de acordo com Maxwell (1972), a formação tem em sua base um conglomerado, de cerca de 7m de espessura, com seixos dos granito-gnáissicos subjacentes. No topo, a formação encontra-se capeada por canga e laterita ferruginosa (Gorceix, 1884), com espessura de 1 a 3m (Maxwell, *op.cit.*), que seriam mais jovens e originadas a partir da erosão de itabiritos do Quadrilátero Ferrífero.

2.7.1.4 Litologia, Estruturas e Ambiente de Deposição

As rochas da Formação Fonseca apresentam-se horizontalizadas, pobremente litificadas, com estratificação caracterizada pela alternância de camadas de argilitos, siltitos e arenitos, com finas intercalações de linhito no meio da seqüência e conglomerados na base.

Segundo Dorr (1969) e Maxwell (1972), apresenta uma espessura de cerca de 85m na localidade tipo, próximo ao Arraial de Fonseca. Junto ainda a este local o último autor descreve a seção do quadro II.2.2.

Uma antiga análise das camadas de linhito apresentada por Gorceix, indicou a seguinte composição, em percentagem: cinza - 17,95; materiais voláteis e água higrométrica - 44,91; carbono fixo - 37,14. Para este mesmo autor os sedimentos de bacia teriam se depositado em um lago pouco profundo, alimentado pela água das chuvas, onde ocorreriam enchentes periódicas, com variações nos níveis das águas indicadas pela alternância de camadas de argila, xistos betuminosos, areia e linhito. Folhas de plantas fósseis bem preservadas indicariam sua flutuação em águas pouco profundas e paradas.

Quadro II.2.2 – Seção na Formação Fonseca, segundo Maxwell (1972).

Litologia	Espessura (m)	Espessura aumulada (m)
Capa de canga: fragmentos de itabirito e filito cimentados por limonita. Provavelmente não faz parte da sedimentação da bacia de Fonseca.	1,0	1,0
Cobertura: fragmentos de rocha em solo, principalmente pedaços de siltito.	10,0	11,0
Cobertura principal: alguma argila compacta, concreções nodulares, finas camadas de siltito e arenito.	20,0	31,0
Arenito branco e pardo-amarelado intercalado com argilito maciço.	12	43,0
Argilito amarelo, maciço, com siltito pardo-amarelado, fino a médio, estratificado, e argilito arenoso.	17,0	60,0
Siltito e pedaços (platy) de argilito finamente estratificado, branco, cinza e cinza-escuro. Em menor quantidade, argilito pardo-alaranjado e siltito arenoso branco-amarelo-pardo. Quase no meio da seqüência há vários veios finos de linhito, com espessuras de 2 a 80cm.	8,5	68,5
Cobertura.	3,0	71,5
Argilito amarelo, vermelho e púrpura, grosseiro, estratificado.	7,0	78,5
Arenito argiloso branco.	0,7	79,2
Conglomerado com matacões e seixos na base, a conglomerado com seixos próximo ao topo. Matriz argilo-arenosa com fragmentos de gnaisses profundamente intemperizados, filito e quartzito. Gnaisse intemperizado sob o conglomerado.	7,0	86,2

2.7.1.5 Idade e Correlações

Baseado em datações de suas plantas fósseis, Gorceix atribui aos sedimentos da formação, idade terciária, do Plioceno ou, quando muito, do Mioceno Superior, e os correlaciona com os sedimentos da bacia do Gandarela (fora da folha, a oeste), com base nos seus caracteres estratigráficos e na identidade entre as formas vegetais preservadas nos dois depósitos. A idade da formação foi corroborada posteriormente por Lima (op. cit.) e Dolianiti (op. cit.) também a partir do estudo de animais e plantas fósseis da Formação Fonseca.

2.7.2 Coberturas detríticas

2.7.2.1 Canga

Coberturas de canga são comuns no extremo ocidental da folha, capeando as rochas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero e desenvolvendo-se especialmente sobre rochas ricas em ferro do Supergrupo Minas e sobre os sedimentos terciários da Bacia de Fonseca. Resultam do intemperismo destas rochas, consistindo em um agregado de uma quantidade variada de fragmentos detríticos, principalmente de minério de ferro, cimentados por limonita. Segundo Dorr e Barbosa, 1963 (in Dorr, 1969), os fragmentos detríticos de canga são derivados de rochas imediatamente adjacentes ou subjacentes, e foram transportados por fluxo ou deslisamento ao longo de declives, constituindo-se de fragmentos de itabirito, quartzo e filito, angulares a subarredondados. Variam em tamanho de 1mm a mais de 1m, mas em geral medem de 1 a 10cm. O cimento limonítico destas cangas é composto de uma grande variedade de óxidos de ferro hidratados.

2.7.3 Coberturas Detrito-Lateríticas

2.7.3.1 Lateritas

Coberturas lateríticas ocorrem imediatamente ao norte da localidade de Antônio Pereira, cartografadas por Barbosa (1969), capeando metassedimentos da Formação Gandarela, Grupo Itabira, do Supergrupo Minas. Outras coberturas lateríticas menores, não cartografáveis na escala ou recobertas por superfícies de material detrítico inconsolidado ocorrem associadas às supracrustais do Quadrilátero Ferrífero em outras localidades. Constituem material não estruturado, via de regra altamente aluminoso e não raro ferruginoso, originado a partir da alteração residual dos litótipos subjacentes, devido à concentração de óxidos de ferro e alumínio e à lixiviação de sílica (Dorr, 1969). Ainda segundo Dorr, estas lateritas têm alta percentagem de minerais de bauxita e outros hidrolizatos e resistatos e um empobrecimento gradual em óxidos e hidróxidos de ferro. Têm cores variegadas, podendo ser rosadas, amarelo-claras, amarelo-alaranjadas ou mesmo brancas, predominando, entretanto, as cores vermelhas. Importantes jazimentos de bauxita relacionam-se a estas coberturas.

2.7.4 Depósitos Aluvionares

2.7.4.1 Aluviões

Depósitos aluvionares são quase inexpressivos em termos de áreas aflorantes no âmbito da folha, embora sejam geralmente mineralizados em ouro e muito garimpados, principalmente aqueles ao longo de rios e ribeirões nascentes ou que cortam as supracrustais do Quadrilátero

Ferrífero, em especial a seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima. Estas aluviões foram cartografadas apenas ao longo dos ribeirões Maquiné e Caraça, no extremo noroeste da Folha. Em sua metade oriental, os pequenos ribeirões que a drenam mostram, com muita freqüência, bancos aluvionares com desnivelamentos métricos ao longo de seu curso, sugerindo atividade tectônica recente ao longo das zonas de cisalhamento rúpteis (falhas normais), que marcam a última fase de deformação registrada na região. As aluviões da metade ocidental constituem-se dominantemente de areias e cascalhos, contendo altas percentagens de hematita, tanto na granulometria tamanho areia, quanto como cascalho, devido ao fato de a sua fonte de suprimento conter rochas itabiríticas, onde é intensa a atividade de mineração, que contribui para o desmonte de material lançado nas drenagens pelas enxurradas. Na metade oriental da folha, um terraço aluvionar do córrego Andorinha, com mais de 3m de espessura de sedimentos, mostrou-se com o seguinte perfil, da base para o topo: nível de areia mal selecionada, quartzosa, com grãos desde muito finos a até subcentimétricos e subangulosos, com placas de mica associadas; nível areno-síltico com cerca de 1,5m de espessura; nível arenoso semelhante ao primeiro, encimado por um nível de cascalho com seixos de quartzo arredondados a tabulares, embricados, com cerca de 10cm de espessura.

Capítulo 3
Geologia Estrutural

Orivaldo Ferreira Baltazar

3.1 Introdução

A Folha Mariana encontra-se posicionada em zona limítrofe entre duas importantes províncias geotectônicas: a Província Geotectônica São Francisco (PGSF), ocupando pouco mais de sua metade ocidental, e a Província Geotectônica Mantiqueira (PGMT), a leste daquela (Padilha, 1991). Este limite é incerto, devendo, entretanto, posicionar-se aproximadamente a leste da porção mediana da folha, com o aparecimento das primeiras exposições de rochas de alto grau metamórfico, no caso os granulitos do Complexo Acaiaca, que ocorrem junto à cidade homônima. Perfis de gravimetria terrestre, executados durante os trabalhos de mapeamento, reforçam esta suposição, pela identificação de um baixo gravimétrico na região de Acaiaca, onde começam a aflorar os granulitos.

Estruturalmente, a duas províncias mostram características similares no âmbito da folha, uma vez que esta posiciona-se na zona limítrofe entre elas, sendo que este limite é marcado por evento tectônico tangencial relativo ao Ciclo Brasiliano, que afetou as duas províncias, transpondo, reativando e paralelizando as estruturas preexistentes em ambas. Entretanto, um padrão de deformação de estilo *thrust -fold* é melhor desenvolvido na PGSF, devido às características e ao nível crustal das rochas aí dominantes, ou seja, seqüências "greenstone" do Supergrupo Rio das Velhas e seqüências clastoquímicas e clásticas, respectivamente do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi, todas metamorfizadas na fácies xisto verde. Na PGMT, onde dominam rochas gnaíssicas de médio a alto grau de metamorfismo, predomina uma tectônica de empurrões (*thrusts*), com forte transposição de estruturas pretéritas e embricamentos tectônicos das diversas unidades envolvidas na deformação.

Basicamente, duas feições estruturais predominam amplamente, ambas de natureza dúctil. A mais antiga e mais notável delas é representada pela foliação gnáissica/xistosidade regional, de baixo ângulo, gerada por processos de transposição; sobrepõe-se a ela uma nova estrutura, representada por zonas de cisalhamento de alto ângulo, com direções preferenciais segundo NE-SW, NW-SE e N-S, todas de rejeito oblíquo e por vezes com componentes direcionais muito importantes, configurando zonas de cisalhamento transcorrentes. Uma tectônica rúptil aparece como última manifestação deformacional na área, representando-se por falhas extensionais (normais ou de gravidade), cortando todas as demais estruturas , dominando as de direções ENE-WSW.

As estruturas acima foram aqui agrupadas em quatro fases de deformação e são reportadas a dois eventos de natureza dúctil e um rúptil. O mais antigo deles (fase D1) foi referido ao Ciclo Orogênico Transamazônico e o seguinte (fases D2 e D3) ao Ciclo Orogênico Brasiliano. A tectônica extensional rúptil (fase D4) é referida a evento deformacional recente, talvez Cenozóico(?).

3.2 Fases de Deformação

3.2.1 Fase de Deformação D1

Esta é a fase de deformação mais antiga identificada na área, parecendo ter afetado as rochas gnáissicas, migmatíticas do Complexo Mantiqueira, granulitos do Complexo Acaiaca e alguns corpos gnáissico-granitóides na Província Geotectônica Mantiqueira e possivelmente a seqüência "granito-*greenstone*" da Província Geotectônica São Francisco, representada na área pelo Supergrupo Rio das Velhas e Complexo Santa Bárbara. Não é facilmente identificada, uma vez que a deformação subseqüente obliterou quase que totalmente suas feições. Está, entretanto, preservada em alguns locais, principalmente em "microlitons" interlaminares, em dobras intrafoliais de leucossomas dos gnaisses do Complexo Mantiqueira ou em estruturas sigmoidais (figura II.3.1), consistindo em um bandamento ou laminação gnáissica, cuja formação precedeu à forte transposição regional da deformação D2. Este bandamento/laminação, de caráter migmatítico, caracteriza-se pela alternância de bandas centimétricas quartzo-feldspáticas e biotítica-anfibólicas nos gnaisses do Complexo Mantiqueira (foto 18) e por uma laminação regular, embora descontínua, nas rochas gnaissica-granitóides da área, como se observa, por exemplo, no granitóide Diogo de Vasconcelos (foto 21).

A possibilidade desta deformação ser, por sua vez, resultado de processo de transposição de um bandeamento pretérito é sustentada pela observância não só no âmbito da Folha, mas também em outros lugares, de dobras intrafoliais menores subordinadas a meso e megadobras intrafoliais recumbentes da fase de deformação D2 (foto 22). A efetivação de uma fase de deformação anterior a D1, entretanto, necessita de maiores e mais detalhadas observações de campo, que permitam sua melhor caracterização.

3.2.2 Fase de deformação D2

Foliação gnáissica/xistosidade regional

É a fase de deformação mais importante e mais notável entre as identificadas na área. É de caráter regional e afeta todas as unidades pré-cambrianas cartografadas, tanto da Província Geotectônica São Francisco quanto da Província Geotectônica Mantiqueira, independente de sua origem e/ou nível crustal de formação. Sua feição estrutural mais marcante é uma xistosidade/foliação gnáissica de médio a baixo ângulo, resultado de forte deformação tangencial, com esforços dirigidos de leste para oeste, que transpôs as estruturas pré-existentes dos diversos litótipos envolvidos. No caso dos gnaisses do Complexo Mantiqueira, dos granulitos do Complexo Acaiaca e de algumas rochas granitóides gnaissificadas, esta transposição se desenvolveu sobre a laminação/xistosidade da fase de deformação anterior D1, já descrita. Em relação às rochas supracrustais, como as seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Dom Silvério e Supergrupo Rio das Velhas e as seqüências clástico-química e clástica, respectivamente do Supergrupo Minas e Grupo Itacolomi, esta transposição parece se processar sobre uma superfície planar S0, o acamamento sedimentar original, uma vez que a foliação/xistosidade de transposição impressa nestas rochas encontra-se, não raro, paralelizada a subparalelizada com uma alternância de "estratos" de composição e granulação variáveis, onde se intercalam quartzitos, micaxistos, filitos, anfibolitos, rochas carbonáticas, formações ferríferas, etc., em combinações variadas, dependendo da seqüência afetada.

As principais estruturas observadas, que permitem identificar esta foliação como resultante de um processo de transposição são, tanto no caso das supracrustais, quanto nas seqüências de embasamento, o seu caráter anastomosado local, estruturas sigmoidais (figura II.3.1), lenticularização e *boudinagem* em níveis de leucossomas nos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira (foto 17) e, principalmente, dobras intrafoliais desenhadas pela foliação e/ou estratificação pré-transposição. Estas dobras exibem perfis os mais variados possíveis, variando desde tipos isoclinais, às vezes com flancos rompidos, até dobramentos abertos, flexurais, do tipo paralelo, concêntricos e, em geral, assimétricos (foto 18), como conseqüência da própria natureza da deformação, de caráter heterogêneo, e afetando rochas de diferentes graus de competência, submetidas a um regime de cisalhamento simples, de natureza dúctil. O desenvolvimento de uma foliação milonítica paralelizada com a foliação de transposição é observada em zonas de transposição mais intensa, onde se desenvolvem supefícies de empurrão, ou em zonas de charneiras de pequenas dobras isoclinais intrafoliais, onde esta foliação se caracteriza principalmente pelo estiramento de minerais félsicos, segundo os planos axiais destas dobras. Uma clivagem de crenulação é observada esparsamente, em níveis mica xistos, nas zonas de charneiras de mesodobras intrafoliais das diversas unidades cartografadas. Uma lineação mineral é bem marcada nos planos de foliação desta transposição, especialmente em zonas de milonitos.

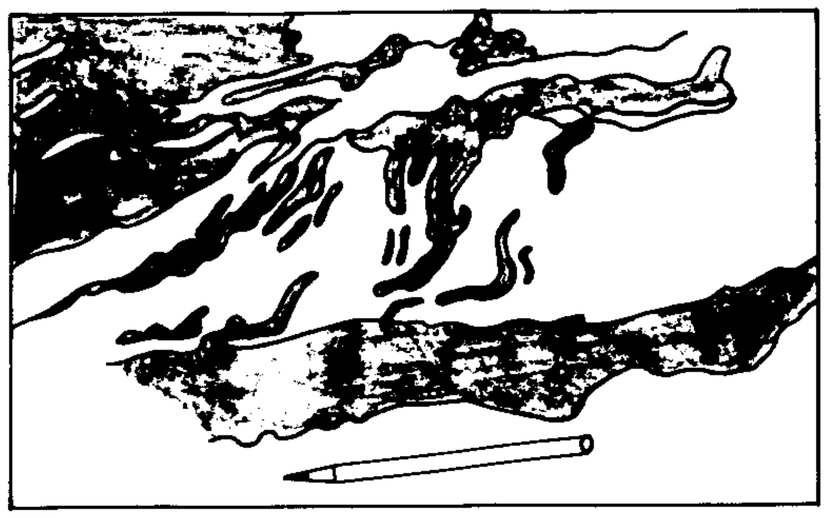


Figura II.3.1 – Estrutura sigmoidal da foliação de transposição do gnaisse do Complexo Mantiqueira. Estação geológica OF–101.

Cisalhamentos contracionais de baixo ângulo

Zonas de cisalhamento dúcteis contracionais de baixo ângulo, ou empurrões, marcam, em geral, as zonas de contato entre as diversas unidades mapeadas. Em aerofotos e imagens de satélite são geomorfologicamente discerníveis como cristas assimétricas e sinuosas, em geral com vertentes abruptas para oeste e declives suaves para leste, estes acompanhando aproximadamente os planos de cisalhamento. No terreno, são reconhecíveis por zonas de protomilonitos, milonitos e blastomilonitos, havendo uma gradação completa entre estes tipos texturais.

São aqui relacionadas à geração da foliação de transposição e interpretadas como zonas de mais intensa deformação, desenvolvidas durante a evolução do processo de sua implantação. Esta interpretação se deve ao fato destas superfícies de cisalhamento serem perfeitamente concordantes em relação às da foliação regional de transposição

e ainda por conterem impressa uma forte lineação mineral, de mesma natureza, e com as mesmas atitudes daquela observada nas superfícies da foliação regional. Em afloramento, observa-se uma gradação entre esta foliação e a de rochas miloníticas.

O Cinturão Caraça situa-se no extremo oeste da folha, bordejando a Serra do Caraça e estabelecendo parte do limite oriental do Quadrilátero Ferrífero, encontrando-se implantado nos domínios da Província Geotectônica São Francisco. É caracterizado como um sistema de falhas reversas de alto ângulo, de *trend* norte-sul, com fortes mergulhos para leste, marcadas por zonas de milonitos, de pequena magnitude nos granitóides do Complexo Santa Bárbara, constituindo, entretanto, faixa de algumas centenas de metros de largura nas seqüências clastico-químicas do Supergrupo Minas por elas afetadas. Sua caracterização como zonas de cisalhamento reversas se fundamenta na observação, em afloramentos, de relações de foliações SxC e dobras de arrasto em granitos do Complexo Santa Bárbara e em quartzitos da borda ocidental da serra do Caraça, com movimentos de empurrão aproximadamente segundo o sentido leste-oeste, indicados por fortes lineações minerais, segundo o mergulho, impressas em seus planos de foliação milonítica. A compressão leste-oeste gerou, nas proximidades destas zonas, dobramentos em geral assimétricos, com fortes vergências para oeste, variando em perfil desde dobras muito abertas a até muito fechadas a isoclinais, de acordo com o afastamento ou proximidade das zonas de mais intensa deformação. Estas dobras são mais bem desenvolvidas em micaxistos dos supergrupos Minas e Rio das Velhas, sendo muito comum nos mesmos o aparecimento de uma crenulaçcão de direção norte-sul, chegando a desenvolver-se uma forte clivagem desta natureza, com o mesmo *trend* das zonas de cisalhamento regionais.

Cisalhamentos Contracionais de Alto Ângulo Conjugados

Zonas de cisalhamento dúcteis de alto ângulo, em um sistema conjugado, de direções preferenciais, segundo NE-SW e NW-SE, estas de maior expressividade, foram interpretadas como resultantes finais dos esforços compressivos de E para W, responsáveis pelos empurrões desta fase, acima descritos. O sistema afeta indistintamente as unidades pré-cambrianas, tanto da Província Geotectônica São Francisco quanto da Mantiqueira. As zonas de cisalhamento de *trend* NW-SE são melhor desenvolvidas nos extremos sudoeste e nordeste da folha, afetando gnaisses do Complexo Mantiqueira e rochas granitóides associadas, no primeiro caso, e principalmente as rochas supracrustais da Província Geotectônica São Francisco, no segundo.

Distinguem-se em aerofotos e imagens de satélite por notáveis lineamentos marcados pelo alinhamento de drenagem e cristas de serras, com traços muito retos devido ao caráter quase vertical das superfícies de foliação milonítica que as caracterizam.

No campo, são identificadas a partir de faixas verticalizadas, de larguras muito variáveis, de rochas miloníticas a blastomiloníticas nas zonas de mais intensa deformação. As fotos 23 e 24 ilustram as características destas zonas em afloramentos, a primeira delas do sistema NW-SE e a outra NE-SW, ambas na região de Alvinópolis, quadrante nordeste da Folha. Em seu extremo sudoeste, no domínio das coberturas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero, as zonas de cisalhamento de *trend* NW-SE sofrem uma inflexão para WNW-ESE.

As lineações minerais impressas nos planos de foliação milonítica destas zonas de cisalhamento têm um *rake* variável, com caimentos desde sub-horizontais a até 25 graus, em geral para sul e, eventualmente, para norte, indicando serem as mesmas de rejeito oblíquo, porém com importante componente direcional. Marcadores cinemáticos, observados no campo ao longo destas zonas, indicam para aquelas de *trend* NW-SE um movimento dominantemente sinistral para a sua componente direcional, e para as de *trend* NE-SW um movimento dextral para a mesma componente. Estes marcadores traduzem-se em relações de foliações SXC e bandas de cisalhamento.

Onde estes cisalhamentos são mais atenuados, afastando-se das zonas mais deformadas, verifica-se a ocorrência de rochas com textura protomilonítica e torna-se evidente que a implantação destas zonas foi responsável em suas adjacências por nova transposição da foliação gnáissica/xistosidade regional, gerada durante esta fase de deformação. Assim, dobramentos associados a estes cisalhamentos são comuns, variando desde dobras muito abertas, paralelas, do tipo flexural, em locais mais afastados das zonas de maior deformação, até dobras de cisalhamento, isoclinais e com flancos rompidos, mais próximas a estas. São, deste modo, aqui relacionadas a esta fase de deformação e em especial aos cisalhamentos de trend NW-SE, estruturas dobradas, como alguns antiformes e sinformes nos quartzitos da serra do Caraça (extremo NW da Folha) e dobras em formações ferríferas, atribuídas ao Grupo Nova Lima, no extremo SW da folha.

As zonas de cisalhamento NW-SE, sendo as mais expressivas, desenvolvem nas rochas que cortam, especialmente nos quartzitos laminados e xistos das seqüências supracrustais do Quadrilátero Ferrífero, uma microcrenulação que, quando melhor desenvolvida, se traduz em uma clivagem pronunciada, com a mesma atitude das zonas de cisalhamento principais.

3.2.3 Fase de Deformação D3

Esta fase de deformação está representada principalmente por extensas zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo de *trend* N-S, destacando-se na área o aqui denominado Cinturão Dom Silvério, no seu limite oriental, com seus dobramentos associados, de vergências para oeste. Estas zonas são marcadas por deslocamentos de

rejeitos oblíquos, em que é muito importante uma componente direcional.

O Cinturão Dom Silvério ocorre no extremo leste da folha, passando à Folha Ponte Nova, adjacente, constituindo um sistema de zonas de cisalhamento menores, com cerca de 8km de largura. Estas zonas de cisalhamento são verticais a subverticais, afetando principalmente os gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira e os micaxistos e quartzitos do Grupo Dom Silvério. São caracterizados por zonas de milonitos de espessuras variadas e sua natureza de deslocamento oblíquo, com importante componente direcional, é determinada por forte lineação mineral impressa em seus planos de foliação milonítica, cujos caimentos variam de suborizontais a até 30 graus, em geral para sul, havendo lineamentos, portanto, que se caracterizam como verdadeiras transcorrências. Seu caráter compressional gerado em regime de cisalhamento simples é evidenciado pela assimetria dos dobramentos associados às zonas mais fortemente deformadas, relações de foliações SxC (estas observadas fora da área da folha), etc. Estes marcadores cinemáticos, embora não sejam muito claros e conclusivos nas exposições estudadas, permitem que se admita um movimento dominantemente sinistral para a componente direcional do movimento, ao longo destas zonas de cisalhamento . A posição de fotolineamentos, em relação aos cisalhamentos principais, em suas proximidades, reforçam esta interpretação. Dobramentos associam-se a estas zonas, como resultado dos esforços responsáveis pela sua implantação. Variam grandemente em perfil, desde dobras muito abertas até isoclinais com flancos rompidos nas zonas mais deformadas; têm eixos em geral segundo norte-sul e planos axiais verticalizados ou subverticalizados com vergências para oeste.

3.2.4 Fase de Deformação D4

Esta fase de deformação é caracterizada na área por uma tectônica de natureza rúptil, em regime extensional, representada por falhas normais ou de gravidade, com direções preferenciais segundo ENE-WSW, facilmente visíveis em aerofotos ou imagens de satélite, porém de difícil identificação no terreno, uma vez que ao longo das mesmas, normalmente encontram-se encaixados os vales dos principais drenos da região. Na foto 25 observa-se uma destas falhas, com atitude N50°E/45-70°SE. Nos granitóides do Complexo Santa Bárbara, estas fraturas estão bem expostas em excelentes afloramentos nas margens do rio Piracicaba e ribeirão Maquiné onde, além das falhas rúpteis de direção aproximada E-W, há também um conjunto de direção próxima a N-S (foto 26).

Uma reativação, em regime rúptil, ocorreu ao longo das zonas de cisalhamento das fases de deformação anteriores, observada principalmente em zonas de cisalhamento de *trend* NW-SE da fase de deformação D3, que em regime dúctil são de natureza sinistral e que foram posteriormente reativadas em sentido oposto (dextral).

Um cisalhamento extensional desenvolvido em regime dúctil foi observado tanto nos granitóides acima mencionados quanto nos gnaisses bandados do Complexo Mantiqueira. Este é cortado pelo cisalhamento extensional rúptil acima descrito (foto 25) , tendo sido descrito por Marshak e Alkmin (1989) na borda sudeste do Quadrilátero Ferrífero como uma fase distensiva ocorrida entre as suas fases de deformação D2 (aqui referida como D3) e D3 (neste trabalho, D4), ambas de regime compressional.

3.3 Análise Geométrica

3.3.1 Tratamento dos Dados

Os dados estruturais levantados no campo foram tratados estatisticamente, com a construção de estereogramas para planos e linhas medidos, confeccionados para os diversos domínios estruturais estabelecidos para a folha, e posteriormente interpretados, com o objetivo de regionalizar as observações de campo, em área tão extensa e em região limítrofe entre dois blocos tectônicos distintos.

A divisão da área em domínios visou a facilitar a sua interpretação estrutural, tendo sido usados como critérios para esta divisão a homogeneidade estrutural de determinados setores da mesma e ainda os posicionamentos geotectônicos e níveis crustais de formação de determinadas unidades nela cartografadas. Assim, foram discriminados os cinco domínios estruturais assinalados na figura II.3.2.

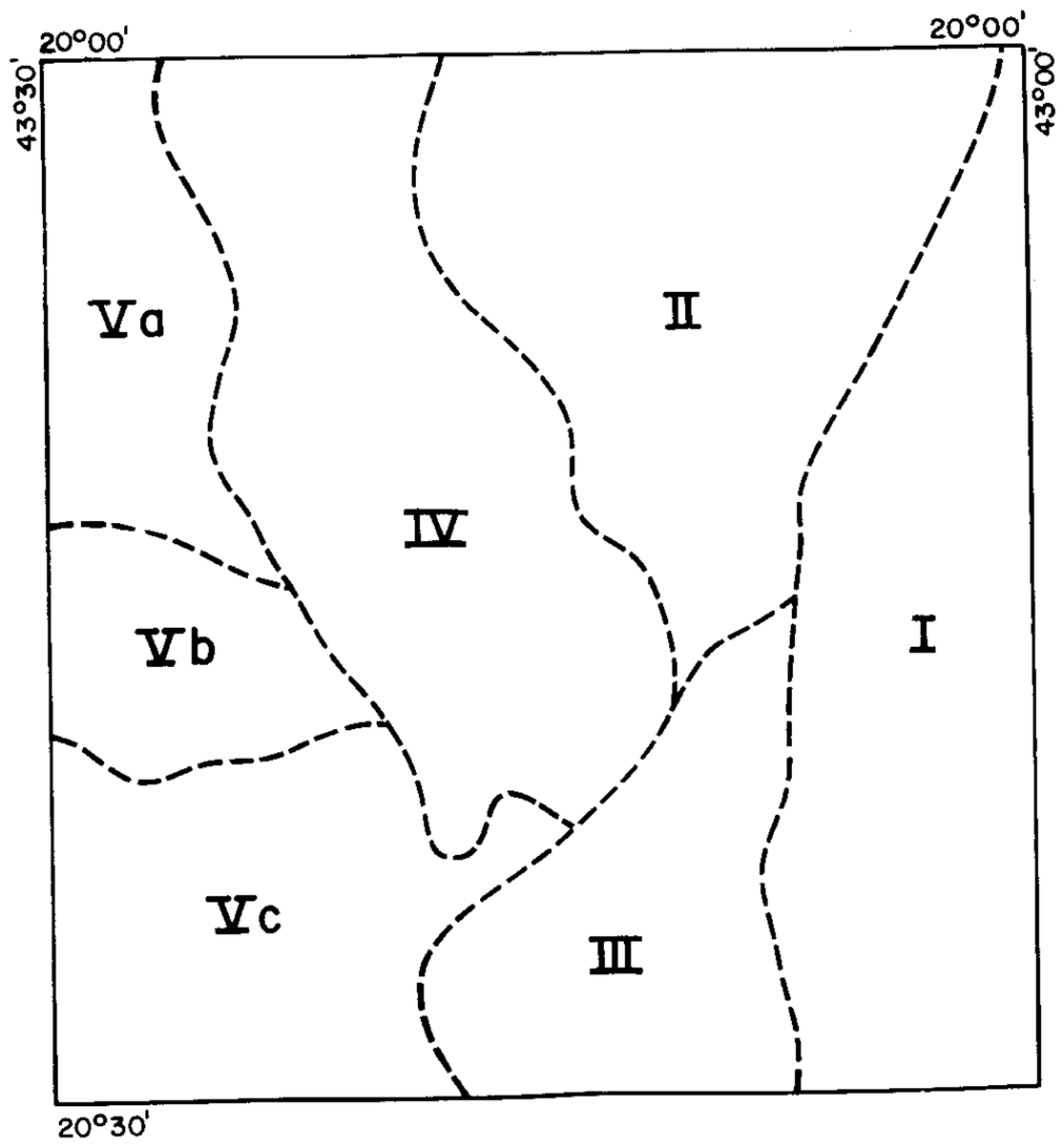


Figura II.3.2 – Domínios de homogeneidade estrutural estabelecidos para a Folha Mariana.

3.3.2 Foliações

Foram construidos diagramas de contorno para os pólos de foliação de transposição regional relativa à fase de deformação D2 (figura II.3.3). Para os domínios I, II e III, abrangendo principalmente o Complexo Mantiqueira da província geotectônica homônima, observa-se que a distribuição das isolinhas em dois máximos muito próximos e no mesmo quadrante, permite a interpretação de dobramentos regionais reversos, apertados, quase isoclinais, com flancos de direção preferencial para NE e mergulhos medianos a baixos para SE, de acordo com as observações de campo. Os eixos calculados para estes diagramas coincidem aproximadamente com o máximo obtido para lineações X da área como um todo (figura II.3.I), reforçando o caráter de forte transposição de

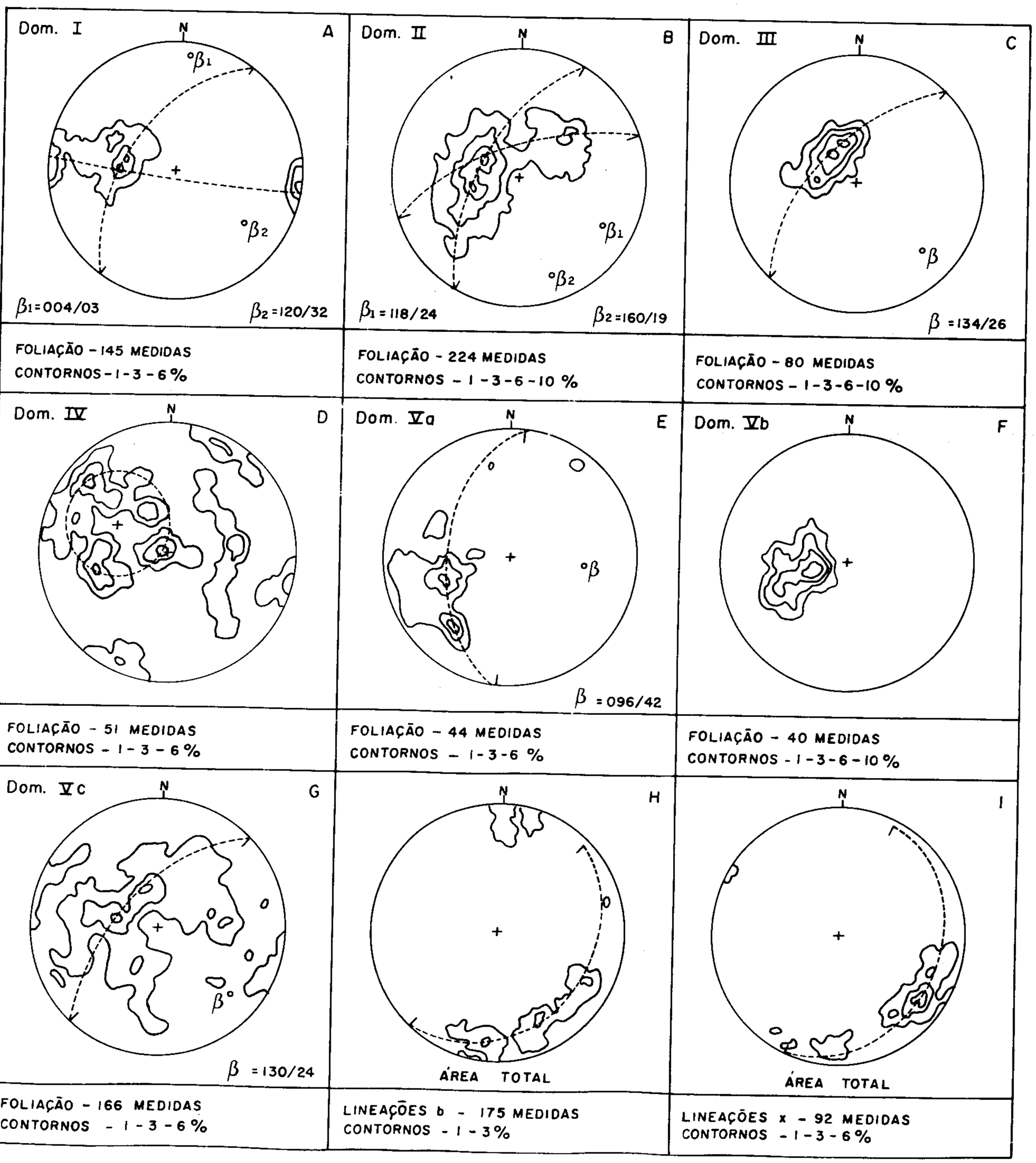


Figura II.3.3 – Diagramas de contorno dos pólos de foliação dos domínios estruturais da Folha Mariana (A a G), de lineações b (H) e lineações X (I), para a área total.

estruturas pretéritas, geradora da foliação regional, em perfeita harmonia com as observações de campo. No diagrama de contorno do domínio I notam-se reflexos das zonas de cisalhamento N-S do Cinturão Dom Silvério. Para o domínio IV, construído para os granitóides do Complexo Santa Bárbara, a tendência dos principais máximos obtidos posicionarem-se segundo um pequeno círculo (figura II.3.3d) descentrado, sugerindo a geometria de um cone para a distribuição de suas foliações, é compatível com o caráter dômico destes granitóides intrusivos, refletindo sua foliação de bordo, deformada pela tectônica tangencial regional, com transporte ESE-WNW, da deformação D2. Os estereogramas obtidos para o domínio V, dividido em subdomínios Va,b e c (figura II.3.3e,f,g), construídos para as supracrustais do Quadrilátero Ferrífero já refletem a sobreposição dos pares conjugados de cisalhamento de alto ângulo da fase de deformação D2 em que os eixos obtidos, com caimentos para sudeste (figura II.3.3g) e para leste (figura II.3.3e) são aqui interpretados como relativos aos dobramentos da foliação de transposição da fase de deformação D2, associados às zonas de cisalhamento de alto ângulo de *trends* NW-SE daquela fase. Uma certa dispersão das isolinhas no estereograma da figura II.3.3g é interpretada como interferência dos dobramentos associados aos cisalhamentos supra-mencionados com as mesmas estruturas associadas a cisalhamentos NE-SW, que compõem com aqueles o par conjugado descrito no item referente à deformação D2.

3.3.3 Lineações b

Os dados de lineações b lançados no estereograma da figura II.3.3h referem-se a eixos de minidobras, *mullions*, *boudins* e *rods* medidos no campo. Observa-se neste estereograma a concentração dos mesmos segundo três máximos bem definidos com as seguintes atitudes médias calculadas: Lb1 = S6°W/14; Lb2 = S27°E/28° e Lb3 = S65°E/22°. O estereogrma para lineações b, construído especificamente para o Domínio I (figura II.3.4a), mostra uma maior concentração de medidas de eixos Lb1, como reflexo de dobramentos de eixos norte-sul, associados a zonas de cisalhamento de alto ângulo, de mesmo *trend*, e que caracterizam este Domínio estrutural. No domínio II, onde a estrutura principal é a foliação de baixo ângulo da fase de deformação D2, o estereograma (figura II.3.4b) reflete os eixos de dobramentos isoclinais intrafoliais desta deformação, com o máximo mais importante em Lb3, de atitude muito próxima àquele da direção de transporte tectônico (figura II.3.3i) relacionada a esta fase, indicando o caráter intenso da transposição. O máximo de lineações segundo Lb2(S27°E/28°) é bastante significativo na maioria dos domínios estabelecidos para a área (figura II.3.4a a e), sendo referente tanto a dobras normais de tectônica de alto ângulo associada a zonas de cisalhamento de direção NW-SE, quanto a dobras reversas a recumbentes da fase de deformação D2.

3.3.4 Lineações X

As lineações lançadas em estereogramas referem-se a lineações minerais impressas nos planos de foliação regional milonítica da deformação D2. Algumas lineações deste tipo foram obtidas ao longo das zonas de cisalhamento de alto ângulo, que constituem o Cinturão Dom Silvério, de *trend* N-S.

O tratamento global destas lineações (figura II.3.3i) permitiu a obtenção de um máximo de atitude em torno de S60°E/20°, sendo esta aqui admitida como a principal direção de transporte tectônico da área, que teria se efetuado no sentido SE-NW, conforme se depreende da assimetria dos marcadores cinemáticos verificados no campo. Ao que parece, esta direção tem grande influência da tectônica de alto ângulo que se sobrepôs à foliação regional de transposição, uma vez que onde aquela se mostra mais proeminente, no caso os domínios II e III (figuras II.3.4g e h) os principais máximos obtidos têm esta direção. Na área de influência do Cinturão Dom Silvério (domínio I) o principal máximo obtido indica lineações com suaves caimentos para sul, representando medidas obtidas nos planos de foliação milonítica do cinturão e revelando a importância da componente direcional de movimento ao longo daqueles planos, que podem mesmo ser encarados como verdadeiras zonas de cisalhamento transcorrentes. No domínio II, contíguo, onde a influência do cinturão acima é atenuada, dominam as atitudes S50°-60°E/20° regionais, havendo entretanto uma concentração de medidas próxima a E-W. Estas medidas, tomadas no plano de foliação de baixo ângulo regional da deformação D2, são compatíveis com as observadas nas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero, a oeste, fora da área da folha, e com aquelas observadas nos gnaisses Mantiqueira, a leste, e fora da zona de influência das zonas de cisalhamento transcorrentes N-S. Estas observações nos permitem levantar a hipótese da existência de duas direções de transporte tectônico: a direção E-W, com transporte de leste para oeste, relacionada à transposição de baixo ângulo da deformação D2; e a direção NW-SE, ligada às zonas de cisalhamento N-S de alto ângulo posteriores.

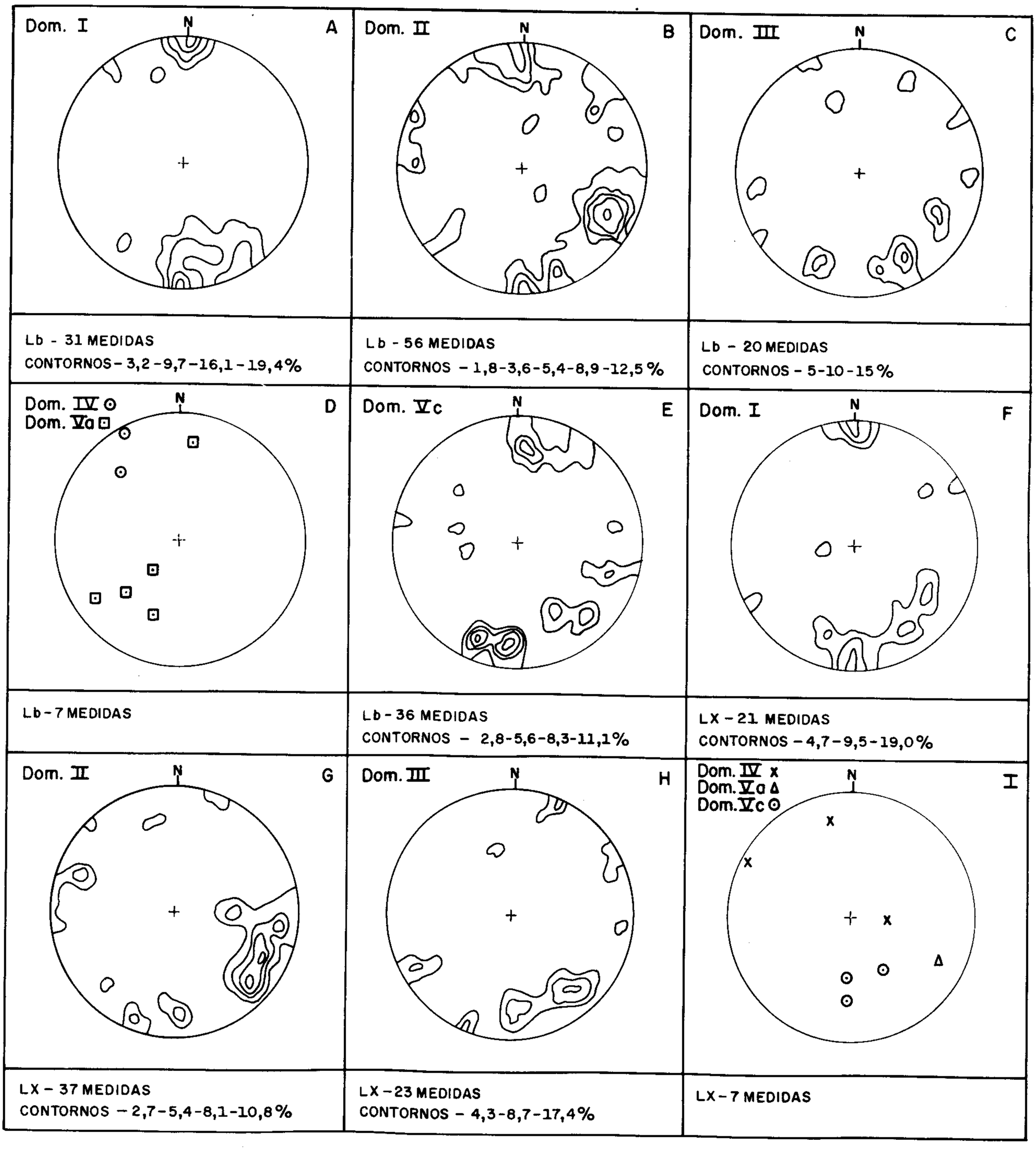


Figura II.3.4 – Diagramas de contorno (A, B, C, E) e de pontos (D) para lineações b; diagramas de contorno (F, G, H) e de pontos (I) para lineações x dos domínios estruturais da figura II.3.2.

Capítulo 4
Geoquímica

Adolfo Alves de Souza e
Cláudio José Marques de Souza

4.1 Planejamento

Utilizou-se a base cartográfica, escala 1:50.000, da Folha Mariana (SF.23-X-B-I) para efetuar o planejamento da amostragem. O plano foi realizado nas bacias de drenagem, nível de geoquímica regional, para os sedimentos de corrente e concentrados de bateia. As estações de amostragem foram plotadas numa drenagem de baixa ordem, sendo que os concentrados tiveram uma coleta aluvionar mais rarefeita. Após uma primeira etapa de coleta de amostragem, foi feita uma complementação do levantamento, acrescentando algumas estações de sedimentos de corrente, principalmente nos locais em que ocorrem as sequências metassedimentares do Supergrupo Minas.

4.2 Amostragem

A área prospectada teve uma cobertura de 437 pontos de amostragem de sedimentos de corrente e 148 estações de concentrados de bateia. A coleta foi efetuada nas calhas dos drenos, cuja estação de coleta abrangia, de um modo geral, uma área que variava de 5 a 10 km^2.

As amostras estão representadas pela sigla do coletor e o número da estação de coleta, todas plotadas no mapa geoquímico de amostragem. Em cada ponto de coleta de amostras de concentrados de bateia havia uma correspondente de sedimentos de corrente. As amostras de concentrados de bateia foram obtidas a partir de um volume de 10 litros de material aluvionar, constituído preferencialmente de cascalhos e areias grosseiras. Na fase final de bateamento, tomou-se uma alíquota do concentrado para contagem de pintas de ouro.

Foram coletadas 31 amostras de sedimentos ativos de corrente com finalidade de avaliar a variância de amostragem e analítica. A replicagem destas amostras permitiram testar a consistência dos dados e o controle de qualidade das análises. Evitou-se as replicatas nos concentrados por causa da dificuldade de controlar as diversas variáveis que afetam este tipo de amostragem.

4.3 Técnicas Analíticas

As técnicas analíticas, empregadas para determinações dos elementos nos sedimentos e concentrados, envolveram três fases distintas:

a) preparação das amostras;
b) abertura química;
c) método analítico.

a) Preparação das amostras

1) Sedimentos de corrente - depois de secas em estufa à 80°C, as amostras foram peneiradas para separação da fração menor que 80 *mesh*. Em seguida, esta fração foi pulverizada a menos 150 *mesh*, ficando pronta para as determinações químicas.

2) Concentrados de bateia - os concentrados foram submetidos à separação de sua fração pesada em bromofórmio. O produto obtido foi pesado e preparado para as análises quimicas, por pulverização a menos de 150 *mesh*.

b) Abertura química

Empregou-se vários extratores na abertura das amostras, conforme os elementos químicos abaixo discriminados, a serem detectados.

Extratores	Elementos Determinados
– HNO_3 concentrado a quente	Cu, Pb, Zn, Co, Ni, Fe, Mn e Ag;
– Água-régia (HNO_3 conc. + HCl - 1:4)	Cr
– Fusão $K_2S_2O_7$ (extração com topo MIBK)	Sb
– HNO_3 conc. + HCl (3:1) (geração de hidretos)	As
– - HBr + Br (ácido bromídrico e bromo a quente)	Au

c) Método analítico

As determinações dos elementos foram realizadas por absorção atômica em espectrofotômetro de absorção atômica, utilizando-se chamas de acetileno e óxido nitroso. Os resultados analíticos estão expressos em ppm, excessão feita ao ferro que aparece em percentagem.

4.4 Interpretação dos Dados

Os dados geoquímicos foram processados estatisticamente através dos programas do Sistema Geoquant. Para se obter uma melhor representatividade, os dados foram enquadrados em cinco populações, apesar da complexidade geológica da área. As populações geológicas foram assim distribuídas:

- População 1 – Complexo Santa Bárbara
- População2 – Complexo Mantiqueira
  Complexo Acaiaca
  Complexo Sto. Antônio
  do Pirapetinga
  Faixa Mista;
- População 3 – Subunidade Peridotitica Quebra-Osso
  (Grupo Nova Lima)
  Subunidade Vulcano-sedimentar
  (Grupo Nova Lima)
  Grupo Dom Silvério;
- População 4 – Unidades quartzíticas dos
  supegrupos Rio das Velhas e Minas
  e do Grupo Itacolomi, com alguma
  influência de outras litologias.
- População 5 – Rochas granitóides (intrusivas e de
  anatexia).

Os parâmetros geoquímicos de cada população, obtidos a partir do tratamento estatístico, foram utilizados como referencial básico da interpretação. Evidentemente, na interpretação propriamente dita, procurou-se efetuar a integração dos dados geoquímicos com os do mapeamento geológico.

4.5 Resultados Obtidos

A partir dos resultados obtidos pelo processamento de dados de cada população, considerando a distribuição log-normal, foram determinados os valores de *background* e limiar (primeira e segunda ordens) dos elementos-traços. Elaborou-se duas tabelas, (tabelas II.4.1 e II.4.2), contendo o sumário dos estimadores dos sedimentos de corrente e concentrados de bateia.

Estabeleceu-se as estações anômalas nas bacias de drenagens, cujo conteúdo dos elementos tiveram valores de primeira ordem, exceção feita ao ouro, devido à sua importância na região, em que foi representado por valores de primeira e segunda ordem.

Foi atribuída ao arsênio e ao antimônio, por serem elementos mais raros de se detectar, a média geométrica vezes um desvio padrão como o limiar de primeira ordem.

O conjunto de estações anômalas contíguas gerou zonas anômalas, as quais, por apresentarem uma consistência mais acentuada das anomalias foram delimitadas no mapa geoquímico e no cartograma. As zonas anômalas, que seguem o rastreamento prospectivo através das suas respectivas bacias de captação, tiveram um ajustamento em função dos mapas geológicos. Contudo, em algumas zonas anômalas, as suas delimitações têm envolvimento com as litologias não condicionadoras das mineralizações devido ao próprio transporte dos elementos anômalos, em ambiente secundário, para outros meios geológicos diferentes dos que lhes deram origem. Às vezes estações anômalas foram determinadas pela contagem de pintas de ouro.

Para verificação da consistência dos dados foi aplicada à análise de variância, tomando-se um grupo de replicata de campo, formado por 31 amostras de sedimentos de corrente. O teste de consistência baseou-se nas análises dos mesmos elementos das amostras originais e suas correspondentes replicatas, e foi efetuado pelo método analítico (absorção atômica). Os resultados obtidos por este teste, um nível de significância de 0.05 ppm, demonstraram que os erros analíticos são insignificantes e que os dados podem ser utilizados com confiança.

As matrizes de correlação foram preparadas para as cinco populações dos sedimentos de corrente. Estas associações geoquímicas refletiram cada população globalmente, isto é, estão implícitos tanto os valores de *background* quanto os anômalos. Destacaram-se as seguintes associações:

– População 1 (Co-Ni-Cr e Co-Zn)

Estas associações estão dentro do ambiente dos granitóides e parecem estar relacionadas ao fenômeno de co-precipitação dos óxidos de ferro.

– População 2 (Cu-Co-Zn e Ni-Cr)

A associação Cu-Co-Zn reflete a litologia básica desta população e Ni-Cr torna evidente o domínio das rochas ultrabásicas do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

– População 3 (Co-Ni-Cr e Cu-Zn)

A associação Co-Ni-Cr caracteriza as litologias ultrabásicas da Subunidade Peridotítica Quebra-Osso e a associação Cu-Zn parece indicar um vínculo com as vulcânicas básicas.

– População 4 (Cu-Pb-Zn-Co-Ni-Cr)

Esta aglomeração de elementos metálicos - inclusive o chumbo que normalmente não se associa com os outros elementos - sugere ser proveniente de um enriquecimento secundário dos óxidos e hidróxidos de ferro. Este ferro

Tabela II.4.1 – Sumário dos estimadores

Sedimento de Corrente									
Elementos	Populações	Valor Máximo (ppm)	VAlor Mínimo (ppm)	Amplitude	Grau de Detecção (%)	Background Regional (ppm)	Desvio Geométrico	Liminares Anômalos	
								2ª Ordem	1ª Ordem
Cu	1	33	3	30	93	7-22 7	1.76	14	23
	2	55	3	52	99	22	1.62	36	58
	3	50	3	47	95	6 18	2.06	38	77
	4	80	3	77	89	13	2.15	29	62
	5	30	10	20	100	19	1.39	28	38
						15,8			
Pb	1	35	3	32	99	7-17 9	1.66	16	26
	2	40	3	37	99	15	1.59	26	40
	3	29	3	26	83	9	1.99	18	35
	4	35	3	32	71	7	1.81	15	26
	5	40	5	35	100	17	1.72	31	52
						11,4			
Zn	1	45	6	39	100	14-32 19	1.53	30	45
	2	75	3	72	100	31	1.55	49	76
	3	75	3	72	100	22	2.10	47	98
	4	320	3	317	95	14	2.28	34	76
	5	50	16	34	100	21,6 32	1.39	46	64
Co	1	35	3	32	100	7	1.55	12	19
	2	40	3	37	100	16	1.50	25	37
	3	190	3	187	98	15	2.36	37	86
	4	50	3	47	87	10	2.11	22	45
	5	27	8	19	100	15	1.38	22	30
Ni	1	120	4	116	100	12-32 12	1.97	24	46
	2	220	5	215	100	22	1.65	37	61
	3	1000	3	997	100	32	3.48	111	383
	4	470	3	467	94	20,8 19	3.32	65	214
	5	45	9	36	100	19	1.42	28	39
Cr	1	310	2	308	100	15-67 15	2.55	40	101
	2	660	4	656	99	40	1,79	73	129
	3	1520	6	1514	100	67	3.31	222	732
	4	560	3	557	100	39 37	3.39	125	422
	5	82	16	66	100	36	1.52	55	84
Fe	4	9.4	3	9.1	86	3	2.18	8	16
Mn	4	820	22	8178	97	620	3.58	2223	7958
As	4	160	10	150	40	19	45.98	2	47
Sb	4	45	1	44	63	2	4.26	3	6

Obs.: Os dados do Fe estão em %

Tabela II.4.2 - Sumário dos Estimadores

Concentrados de Bateia									
Elementos	Populações	Valor Máximo (ppm)	Valor Mínimo (ppm)	Amplitude	Grau de Detecção (%)	*Background* Regional (ppm)	Desvio Geométrico	Liminares Anômalos	
								2ª Ordem	1ª Ordem
Cu	1	65	3	62	97	8	2.16	18	38
	2	180	4	176	98	18	2.48	46	112
	3	140	4	136	97	19	2.61	52	134
	4	30	3	27	86	8	2.05	17	34
	5	18	3	15	100	9	1.91	18	33
Pb	1	200	4	196	93	23	3.11	71	220
	2	2000	4	1996	100	38	3.01	114	342
	3	140	3	137	83	14	2.80	41	112
	4	28	3	25	82	8	2.11	18	37
	5	120	11	109	100	35	2.45	88	213
Zn	1	45	7	38	100	18	1.57	30	46
	2	70	8	62	100	25	1.60	41	64
	3	230	10	220	100	33	2.41	80	193
	4	40	9	31	100	19	1.68	34	56
	5	30	8	22	100	18	1.52	28	42
Cr	1	2000	9	1991	100	57	3.57	203	722
	2	1950	6	1944	100	90	2.79	253	703
	3	4250	20	4230	100	259	4.45	1152	5121
	5	130	7	123	100	30	2.32	70	161
Au	1	12	.05	11.95	69	3	5.58	0.05	1
	2	14	.05	13.95	36	1	5.38	0.05	1
	3	35	.05	34.95	76	1	4.25	0.05	1
As	1	54	1	53	96	5	4.43	1	24
	2	423	1	422	53	7	5.94	1	40
	3	783	1	782	76	25	7.08	1	175
	4	60	2	58	59	12	2.65	1	34
Sb	1	10	1	9	65	3	1.87	1	6
	4	11	1	10	61	2	2.12	1	6

teria contribuído a partir da decomposição da formação ferrífera do Grupo Itabira.

– População 5 (Cu-Pb-Zn, Cu-Zn-Co-Ni e Ni-Cr)

Estas associações, possivelmente, podem estrar refletindo os diversos aspectos dos paleossomas do Complexo Mantiqueira.

4.6 Discussão das Anomalias

As anomalias em discussão estão representadas no mapa geoquímico regional e no cartograma (figura II.4.1). Foram configuradas em zonas anômalas, as quais têm como fonte do material tanto os sedimentos de corrente como os concentrados de bateia. Estações anômalas isoladas foram, também, representadas nesses mapas.

A interpretação destas zonas anômalas fundamentou-se nas influências tectônicas, geológicas e, particularmente, do ambiente geoquímico secundário.

Delimitou-se 18 zonas anômalas, formadas pelos teores de primeira ordem do arsênio, antimônio, cobre, chumbo, zinco, cobalto, níquel, cromo e de primeira e segunda ordens do ouro.

a) Zona I - Au-As-Cu-Zn-Co-Ni-Cr

Encontra-se na parte noroeste da Folha Mariana, drenada pelos ribeirões Caraça e Vermelho e pelos córregos Lages, Piçarra, Brumadinho e Quebra Osso.

Foram detectadas várias anomalias de ouro, de natureza clástica. São anomalias significativas visto que ocorrem nesta zona corpos mineralizados em ouro, ligados às formações ferríferas do Supergrupo Rio das Velhas. Este ambiente geo-lógico também tornou-se favorável ao surgimento das anomalias de arsênio, devido ao seu caráter siderófilo.

A associação anômala de Cu-Co-Ni-Cr indica ser oriunda dos komatiítos, onde é freqüente a existência das rochas máficas-ultramáficas, pertencentes ao *greenstone belt* do Supergrupo Rio das Velhas (Subunidade Peridotítica Quebra Osso).

b) Zona II - Au

Fica situada a nordeste de Catas Altas e os córregos da Chiquinha e Paciência contêm as estações anômalas.

Esta pequena zona anômala de ouro, com pintas e teor anômalo no concentrado, está inserida no Complexo Santa Bárbara. As falhas de empurrão, localizadas nesta zona, parecem ser a fonte mais adequada para dar origem às anomalias.

c) Zona III - Au

Localiza-se na parte norte da folha, a nordeste de Catas Altas, sendo cortada pelo córrego Bateias (afluente do rio Piracicaba) e córrego Cuiabá (afluente do ribeirão do Turvo).

Este alvo geoquímico está incluso nas litologias do Grupo Nova Lima do Supergrupo Rio das Velhas, onde se destaca uma formação ferrífera. Do mesmo modo como foi citado na zona I, a formação ferrífera parece confirmar a sua afinidade com a anomalia de ouro.

d) Zona IV - Au

Fica a leste de Catas Altas, morro da Água Quente e Santa Rita Durão. Os córregos Retiro, Faria, Gabiroba e Retiro do Carmo e os ribeirões Valéria e Durão fazem parte desta zona, que apresentou uma forma relativamente grande.

Isto reside no fato de que a sua delimitação consistiu, basicamente, nas anomalias de ouro de concentrados de bateia, os quais tiveram uma baixa densidade de pontos amostrados.

O arsênio, o antimônio e o cobre ocorrem, em algumas estações anômalas, associados ao ouro. Estão integralmente dentro do Complexo Santa Bárbara e o realce anômalo do ouro parece estar subordinado às zonas de cisalhamento.

e) Zona V - Au

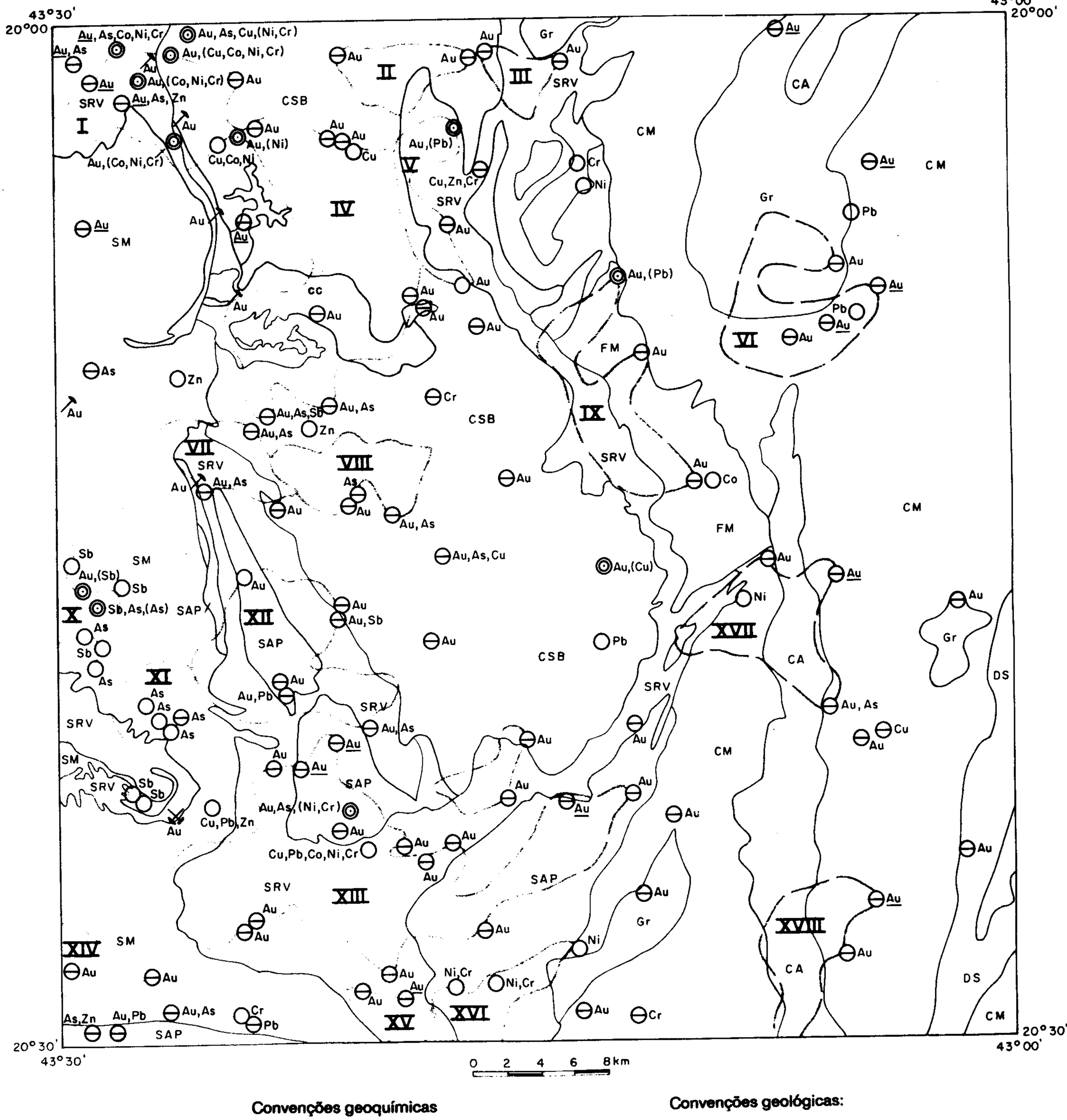
Este alvo está ao norte do povoado de Fonseca, cujas estações anômalas se manifestaram nos córregos Galinhas, Xereré e Pinheiro, afluentes da margem esquerda do rio Piracicaba.

As anomalias de ouro desta zona estão no âmbito dos quartzitos Maquiné e das rochas básicos-ultrabásicas. Nas cabeceiras das drenagens há uma falha de empurrão, além de se constatar a existência de outras falhas. As rochas mais básicas parecem indicar serem as portadoras do ouro primário e as falhas seriam os condutos que possibilitaram, numa fase hidrotermal, a migração do ouro para os quartzitos.

f) Zona VI - Au

Acha-se contida nos córregos do Cabral e Contendas, afluentes da margem direita do rio Peixe, localizados ao sudoeste e oeste de Alvinópolis.

Estes córregos drenam o Complexo Mantiqueira, e ao norte desta zona anômala observa-se os granitóides, que são formados por anatexia. Moiseenko e Fatijanore (1972) afirmaram que durante o processo de granitização e anatexia, o ouro passa para o estado de fusão e, conseqüentemente, migra para zonas de baixa temperatura e pressão. Os falhamentos existentes nesta zona sugerem serem estes os canais preferenciais da migração aurífera, efetuada através de processos hidrotermais. Portanto, esta condição geológica permite que ela seja aceita como causadora das anomalias de ouro.



Convenções geoquímicas

- ○ Zn - anomalia em sedimento de corrente (1ª ordem)
- ⊖ - Au - anomalia em concentrado de bateria (1ª ordem)
- ⊖ – Au - anomalia em concentrado de bateria (2ª ordem)
- ◎ - Au, (Cu) - anomaliaas coincidentes em concentrado de bateria e sedimento de corrente;
- ⬭ - Zona anômala em sedimento de corrente;
- ⬭ - Zona anômala em concentrado de bateria.

VIII - Número identificador da zona anômala.

Convenções geológicas:

CC - Coberturas Cenozóicas;
SM - Supergrupo Minas/Grupo Itacolomi;
GR - Rochas Granitóides;
DS - Grupo Dom Silvério;
SRV - Supergrupo Rio das Velhas;
CSB - Complexo Santa Bárbara;
SAP - Complexo Santo Antônio do Pirapetinga;
CM - Complexo Mantiqueira;
CA - Complexo Acaiaca;
FM - Faixa Mista Mantiqueira/Rio das Velhas;

Figura II.4.1 – Mapa de anomalias geoquímicas.

g) Zona VII - Au

Delineia-se ao sul de Santa Rita Durão, sendo integrada pelos córregos Ouro Fino, Gualaxo do Norte e Batatal.

A zona aurífera é bem consistente por causa dos seus teores e das pintas detectadas nas aluviões, associações paragenéticas com arsênio e o próprio garimpo de ouro. As litologias apresentadas neste alvo são constituídas por rochas dos grupos Nova Lima e Maquiné (Supergrupo Rio das Velhas) e do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Uma parte da zona está abrangendo o Complexo Santa Bárbara, entretanto o material aluvionar da bacia de drenagem recebe influências litológicas do Supergrupo Rio das Velhas, onde ocorre o depósito de ouro, conforme pode-se observar no mapa. Falhas cortam estes litótipos que refletem as anomalias de ouro dos concentrados.

h) Zona VIII - Au-As

Esta zona é contígua à zona VII, ficando a sudeste de Santa Rita Durão. As estações anômalas foram determinadas nos córregos do Macaquinho, Bruto e Maravilha, onde se destacaram as anomalias de ouro e arsênio. Estão inseridas nos terrenos granitóides do Complexo Santa Bárbara. De forma semelhante à zona IV, os grandes falhamentos de empurrão parecem ser os responsáveis pela migração do ouro, sendo possivelmente o fator condicionante destas anomalias.

i) Zona IX - Au

Passa por Cláudio Manoel e estende-se para noroeste, sendo drenada pelos córregos dos Martins, Trigo e Criciúma.

As estações anômalas estão situadas nos terrenos da faixa mista e recebem, também, contribuicões de sedimentos que provêm dos quartzitos Maquiné. Há numerosas falhas no alvo geoquímico que podem ter um papel significativo na origem das anomalias. Destaca-se localmente uma formação ferrífera que pode ter sido a principal condicionadora do ouro no ambiente primário.

As anomalias de chumbo e cobalto não apresentam um real significado prospectivo, apenas pode estar ressaltando, no caso do chumbo, um ambiente geológico mais félsico, e a anomalia de cobalto, em outra drenagem, pode estar determinando um possível relacionamento com litologias máficas.

j) Zona X - Au-As-Sb

Abrange o povoado de Antônio Pereira e prolonga-se para o leste. Os córregos do Frazão, Moças, Água Limpa, Gualaxo do Norte e Água Suja constituem as drenagens anômalas.

A zona é formada por anomalias de ouro e arsênio dos concentrados de bateia e arsênio e antimônio dos sedimentos de corrente. Localmente, predominam os dolomitos e itabiritos do Supergrupo Minas e o quartzito Itacolomi, cortados por falhas de empurrão.

O arsênio e o antimônio têm tendência a precipitar-se nos sedimentos hidrolizados, o que pode bem explicar estas anomalias, tendo como resultado a concentração desses elementos nos hidróxidos de ferro, oriundos da decomposição dos itabiritos no ambiente secundário. Estes elementos, devido ao seu caráter calcófilo, podem estar indicando um ambiente de formação de sulfetos.

l) Zona XI - As

Fica a noroeste de Mariana, constituída pelos córregos da Rocinha, Daniel e Canela, os quais surgem dos contrafortes sententrionais da serra de Ouro Preto.

As anomalias de arsênio são bem consistentes nos sedimentos de corrente e concentrados de bateia. Na zona anômala, compreende uma litologia variada do Supergrupo Minas: dolomitos, filitos, quartzitos, xistos verdes, metavulcânicas, clorita xistos e formacões ferríferas. O conteúdo elevado das anomalias provavelmente sugere uma origem por emanações vulcânicas, incorporando o arsênio diretamente nestes sedimentos, num ciclo exógeno.

m) Zona XII - Au

Localiza-se a nordeste de Mariana, onde os pontos anômalos foram detectados nos córregos Camargo, Azevedo, Tesoureiro, do Castro, do Melo e Água Funda.

As estações anômalas de ouro estão destacadas no Grupo Nova Lima e no Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. O ambiente básico deste complexo sugere uma provável vinculação com o ouro no ambiente primário, levando-se em conta a acentuada característica siderófila do ouro. A própira fase de injeção granítica do complexo teria provocado uma posterior migração do ouro, através das falhas, para os metassedimentos do Supergrupo Rio das Velhas.

Verifica-se, próximo à estação anômala de chumbo (140ppm), uma extensa falha de empurrão. O falhamento parece exercer influência na anomalia de chumbo e um condicionamento com as populações mais félsicas. Ainda nesta zona, em pontos isolados, delineiam-se anomalias de arsênio e antimônio associadas às de ouro. De certo modo, os altos valores daqueles elementos parecem sugerir a existência de um ambiente de atividade vulcânica, por onde teriam ocorrido as emanações de elementos calcófilos.

n) Zona XIII - Au

A configuração desta zona estende-se de leste-oeste ao sul de Mariana. Diversos cursos d'água se integram neste

alvo geoquímico, a saber: córregos do Benedito, Engenho Velho, Bonito, Sujo, Jambeiro, Roças Grandes, Água Limpa, Barro Branco e da Chácara, e os ribeirões Belchior e Cachoeira do Brumado.

A zona anômala aurífera é bastante ampla, sendo idêntica, geologicamente, à zona anteriormente descrita. A geologia local constitui-se pelos metassedimentos do Supergrupo Rio das Velhas e do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Nota-se que grandes falhas cortam as litologias desta área e ocorrem pronunciadas formações ferríferas. Supõe-se que as formações ferríferas e os corpos básicos-ultrabásicos do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga sejam os mais fortes condicionadores geológicos do ouro, em ambiente primário. O conjunto anômalo está realçado no ambiente secundário, sendo proveniente da dispersão clástica destes terrenos.

As anomalias de cobre, cobalto, níquel e cromo sugerem uma disposição mais básica da litologia deste variado complexo geológico.

o) Zona XIV - Au

Os córregos da Brenha e Prazeres, que desaguam no rio Mainart, drenam esta área que se posiciona ao sul de Ouro Preto.

Este alvo geoquímico foi caracterizado por uma dispersão essencialmente clástica, evidenciada pelas pintas de ouro obtidas nas aluviões. Registra-se em uma das estações anômalas de ouro a sua associação com a anomalia de antimônio. A zona anômala contém xistos, formações ferríferas e metavulcânicas da Formação Sabará e os quartzitos Itacolomi. Evidentemente, os litótipos do Supergrupo Minas são os prováveis responsáveis pelas anomalias, principalmente as formações ferríferas, levando-se em conta a extrema afinidade do ouro com o ferro.

p) Zona XV - Au

Está ao sul do povoado de Mainart, onde o córrego da Vargem e o ribeirão Dom José, afluentes da margem direita do rio Gualaxo do Sul, manifestaram as suas estações anômalas. As anomalias estão dentro dos domínios dos metassedimentos Nova Lima e das formações ferríferas do Supergrupo Rio das Velhas, aos quais o ouro se acha provavelmente associado.

q) Zona XVI - Ni-Cr

O alvo geoquímico situa-se ao sul de Cachoeira do Brumado e as drenagens anômalas são representadas pelos córregos do Fundão, Magalhães e Seco, os quais desaguam na margem direita do rio Gualaxo do Sul.

Os teores de níquel e cromo estão realçados nesta zona, onde predomina o Complexo Santo Antônio do Pirapetinga. As anomalias podem ter sido originadas pelo fenômeno de co-precipitação dos óxidos de ferro no ambiente secundário, provenientes das alterações que se processaram nas rochas básicas e ultrabásicas deste complexo.

r) Zona XVII - Au

Os pontos anômalos estão distribuídos nos córregos do Engenho e Grande (afluentes da margem direita do rio Gualaxo do Norte) e o córrego da Prata (afluente da margem esquerda do rio do Carmo), ficando a zona anômala a oeste de Barra Longa.

As anomalias de ouro estão numa zona em que ocorre o Complexo Mantiqueira e granulitos do Complexo Acaiaca. Há uma anomalia de níquel (65ppm) nos sedimentos de corrente, refletindo o caráter máfico desta litologia. O arsênio apresenta um conteúdo anômalo bem elevado (423ppm), associado à anomalia de ouro. As falhas que passam pela bacia de drenagem indicam serem os possíveis condicionadores mais destacados destas anomalias.

s) Zona XVIII - Au

Situa-se a leste de Diogo de Vasconcelos, estendendo-se no sentido norte-sul. Os córregos Maracujá e Bela Vista possuem estações anômalas, que registraram valores de segunda ordem de ouro.

De modo semelhante à zona anteriormente descrita, esta é constituída pelos complexos Mantiqueira e Acaiaca. Os vários falhamentos que existem na área parecem indicar o condicionamento do ouro com as zonas de cisalhamento.

Cápítulo 5
Geofísica

Edson Lopes Barreto, Raimundo Antonio Dias Gomes
Ricardo Moacyr de Vasconcellos e Marcelo de Araújo Vieira

5.1 Sistemática Adotada

A sistemática adotada consistiu na interpretação qualitativa dos mapas aeromagnetométricos gerados no Convênio Geofísica Brasil-Alemanha (CGBA), editados entre 1971 e 1973, a partir dos quais foram elaborados mapas de apoio à geologia.

A ausência de registros digitais contendo os dados magnéticos do aerolevantamento não permitiu a obtenção de mapas auxiliares da interpretação como os de primeira derivada, os de pseudo- susceptibilidade, os de separação regional/residual, etc.

Para a interpretação geofísica regional, foram utilizados, além dos mapas supramencionados, os do Projeto Aerogeofísica São Paulo-Rio de Janeiro (levantamento magneto-gamaespectrométrico, executado pela ENCAL em 1979, e dados processados pela CPRM em 1988), considerando 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.

O PLGB levantou cinco perfis terrestres de gravimetria visando a definir a compartimentação tectônica regional (figura II.5.1).Os parâmetros geométricos das fontes das anomalias detectadas nesses perfis foram estimados por modelamento através de *softwares*.

5.2 Dados Utilizados

5.2.1 Aerogeofísica

Os dados apresentados nos mapas de magnetometria provêm do Convênio Geofísica Brasil-Alemanha, CGBA (1971-1973), em aerolevantamento executado pela PRAKLA, efetuado com linhas de vôo E-W, espaçadas de 2km, e altitude constante (barométrico), com altura média de 800m sobre o terreno. Estes mapas, nas escalas 1:100.000 e 1:500.000, têm intervalo de contorno de 5nT entre isolinhas de valores: 1) interpolados a partir de perfis de vôo previamente nivelados; 2) corrigidos da variação diurna do campo geomagnético; e 3) isentos do IGRF (International Geomagnetic Reference Field).

Os mapas são de boa qualidade, entretanto a altura de vôo implica atenuação excessiva do sinal correspondente a fontes inexpressivas ou a estruturas mais superficiais. Outra limitação é a interrupção das isolinhas entre os blocos sobre os quais a área foi sobrevoada, a fim de manter altura de vôo.

5.2.2 Geofísica Terrestre

Foram levantados cinco perfis regionais de gravimetria (figura II.5.1): Rio de Janeiro/Barroso, Cachoeira do Campo/ Matipó, Varginha/Catas Altas da Noruega, Rio Novo/Missionário e Monte Verde/Calçadas.

O levantamento utilizou gravímetro Lacoste & Romberg (geodésico), com leituras a cada quilômetro. Os dados foram processados pelo Observatório Nacional, dentro do Convênio CPRM/CNPq-ON.

Os valores Bouguer foram calculados por:

Vb = **AB + g - g"**, onde
AB = correção de Ar-Livre e correção Bouguer
g = gravidade medida
g" = gravidade teórica

O caráter regional da interpretação permitiu dispensar a precisão dada pela correção de terreno, por ser excessiva e morosa.

As densidades de amostras de litótipos da área, determinadas para fins de interpretação quantitativa, em g/cm^3, são as seguintes:

- quartzitos 2,65
- gnaisses
  - anfibólio gnaisse 2,70
  - biotita gnaisse 2,65
- charnockitos 2,70
- migmatitos 2,78
- anfibolitos 3,10
- rochas calcissilicáticas 3,25
- micaxistos(Dom Silvério) 2,72
- enderbitos 2,88

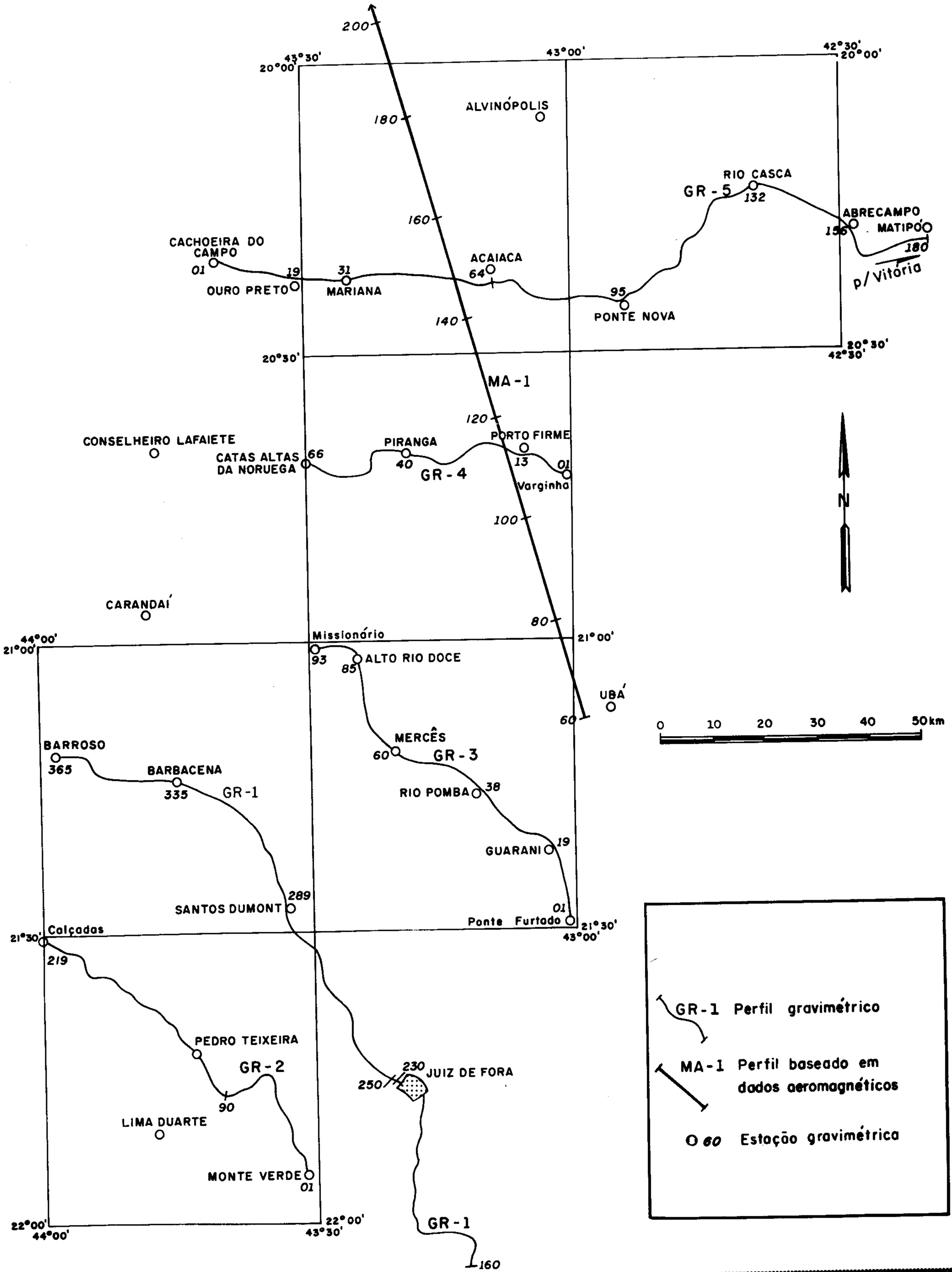


Figura II.5.1 – Localização dos perfis geofísicos.

5.3 Interpretação e Correlação dos Dados

5.3.1 Interpretação Geofísica Regional

5.3.1.1 Gravimetria

O estudo gravimétrico, através do mapa Bouguer (Haraly *et al.*, 1985) enriquecido de dados obtidos em partes dos estados de Minas Gerais, Rio de Janeiro e Espírito Santo (figura II.5.2) bem como dos perfis gravimétricos supramencionados, 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 outras originadas da fusão na interface crosta/manto, com incorporação de material crustral. No alto gravimétrico de Manhuaçu, cujo centro coincide com a cidade de mesmo nome, ocorrem rochas de alto grau. A extensa depressão gravimétrica entre as cidades de Martins Soares e Aracê é indicativa de espessamento crustral. Alguns baixos gravimétricos correspondem a complexos intrusivos de composição granítica como os de Iúna e Venda Nova.

Duas faixas de gradientes elevados, no mapa Bouguer (figura II.5.2), caracterizam 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, a nordeste de Rio Novo (MG), 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 parecem 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, nessa parte, implica pequeno espessamento crustal, identificado 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 atuantes 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.

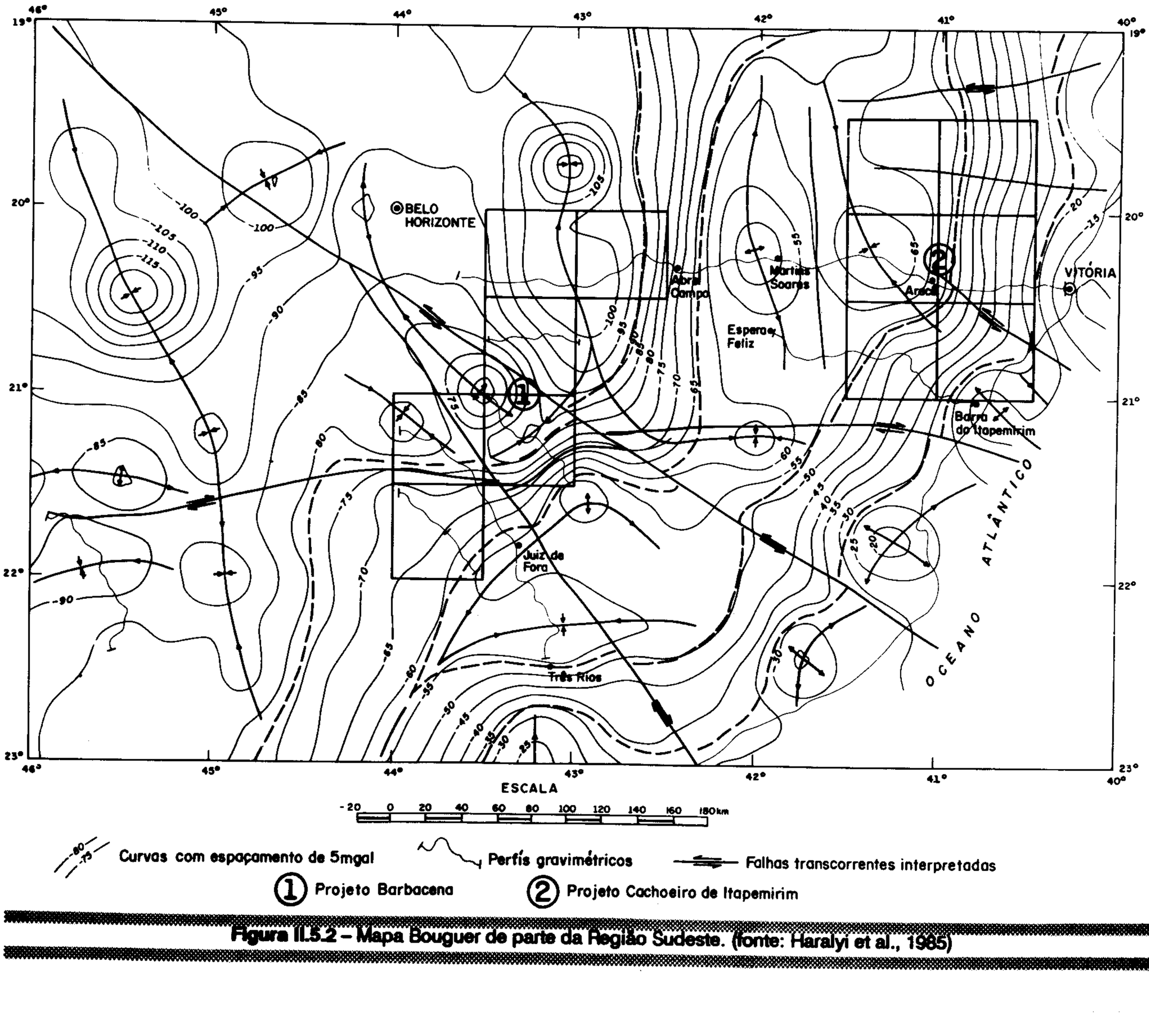


Figura II.5.2 – Mapa Bouguer de parte da Região Sudeste. (fonte: Haralyi et al., 1985)

A faixa de gradiente elevado da descontinuidade de Abre Campo delimita o contato oeste do Complexo Juiz de Fora.

A interpretação gravimétrica correlacionou altos e baixos Bouguer a feições geológicas: as anticlinais das serras do Caparaó e do Valentim, rochas de alto grau, o Granito de Iuna, o Complexo Venda Nova, corpos intrusivos de natureza básica e os maciços Santa Angélica e Castelo, em subsuperfície.

A Província Geotectônica São Francisco parece ser limitada, nas partes leste e oeste, por lineamentos de direção NNE e NNW, respectivamente, e na parte sul por um lineamento WNW. Contíguos a esses lineamentos, margeando a província, ocorrem baixos gravimétricos que podem indicar espessamentos da crosta. Estes baixos são feições pré-brasilianas que condicionaram a tectônica brasiliana, como será visto mais adiante.

A porção desta província, situada em Minas Gerais, é representada, em sua maior parte por feições de alto gravimétrico (Passa-Tempo, Ouro Branco e Quadrilátero Ferrífero, principalmente) indicando tratar-se, possivelmente, de uma porção elevada da crosta, dentro de uma outra, que é rebaixada (Bloco Brasília).

De maneira geral, pode-se correlacionar o alto de Rio Novo ao cinturão granulítico; o alto do Quadrilátero Ferrífero ao Supergrupo Rio das Velhas; o alto de Ouro Branco ao Complexo Santo Antônio de Pirapetinga; e o baixo de Coronel Fabriciano ao Complexo Mantiqueira. Quanto ao alto de Aracitaba, este aparentemente não se relaciona a nenhuma feição geológica conhecida; provavelmente, reflete estruturas primitivas da crosta.

O perfil Cachoeira do Campo/Matipó (figuras II.5.1 e II.5.3), que atravessa a Folha Mariana, indicou três descontinuidades. A primeira, entre as estações 41 e 50, definida por um gradiente elevado descendente para leste e com amplitude de 25mgal, situa-se próxima à cidade de Cachoeira do Brumado. A segunda está localizada em torno da estação 71. A terceira corresponde a um forte gradiente ascendente para leste, a partir da estação 131, com uma amplitude em torno de 40mgal.

Havia a expectativa de que esse perfil Bouguer indicasse alguma continuidade das rochas supracrustais do Quadrilátero Ferrífero, contendo acumulações de minério de ferro, para leste e em profundidade, o que parece não acontecer. O mapa magnetométrico também não indica corpos altamente magnéticos nessa área.

A gravimetria considerou a interpretação aeromagnetométrica - ver figura II.5.4 - postulando a existência de um corpo de grandes dimensões em profundidade (corpo-5; 2,8g/cm^3), que contribuiria para provocar o expressivo alto gravimétrico entre as estações 7 e 40.

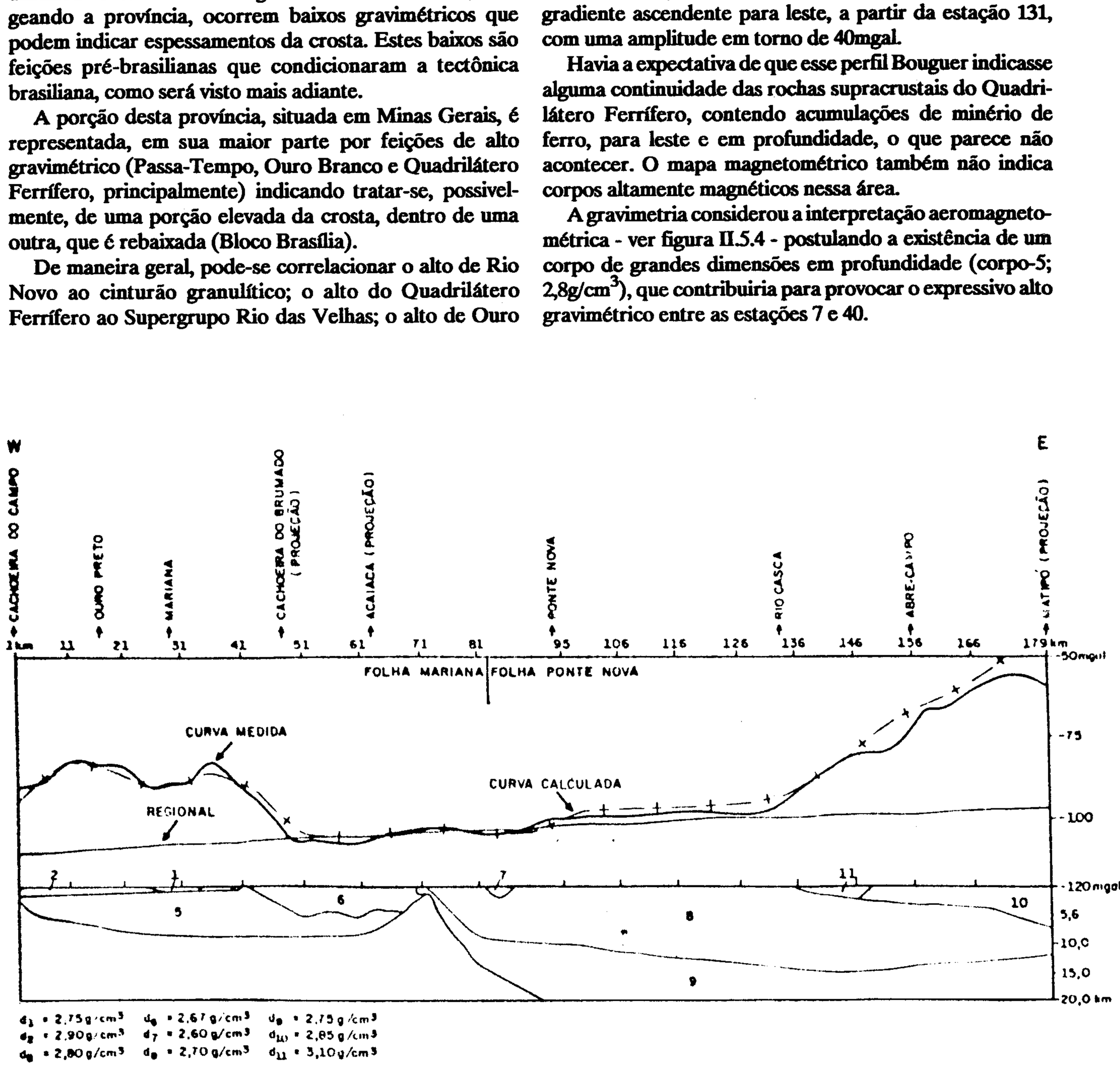


Figura II.5.3 – Perfil gravimétrico GR-5 entre Cachoeira do Campo e Matipó (ver figura II.5.1).

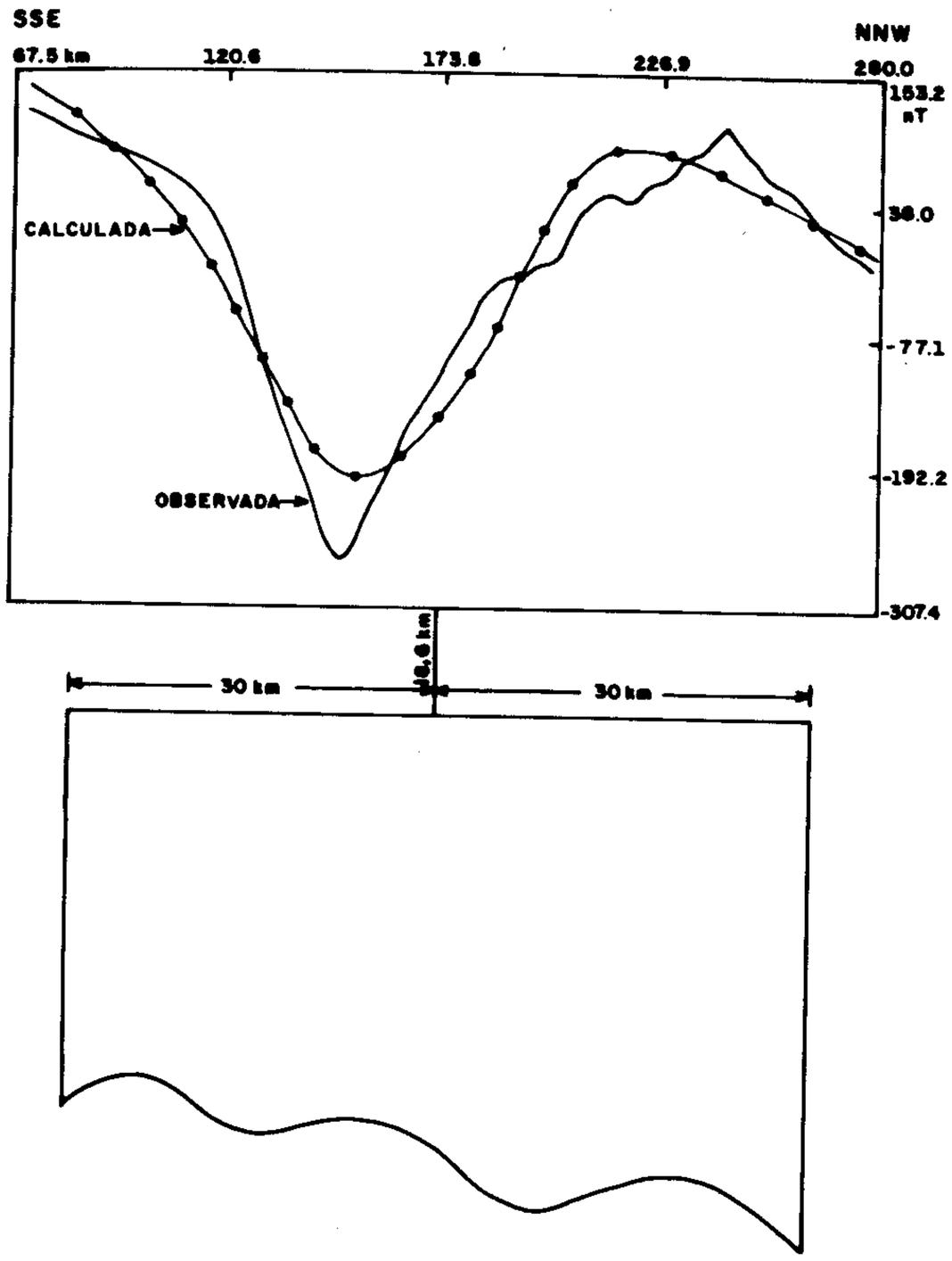


Figura II.5.4 – Perfil magnetométrico MA-1 (ver figura II.5.1).

As duas primeiras descontinuidades marcam os limites oeste (estação 41) e leste (estação 71) de um baixo gravimétrico (corpo-6; 2,67g/cm^3) que tem relação com a seqüência de ortognaisses e xistos do rio Gualaxo.

A descontinuidade em torno da estação 71, próxima a Acaiaca, é evidenciada pelos afloramentos de metatexitos, anfibolitos e granulitos retrometamorfizados do Complexo Acaiaca, da crosta inferior (corpo-9; 2,75g/cm^3).

Próximo ao limite da Folha Mariana, estação 83, um baixo gravimétrico de pequena amplitude tem correspondência com as supracrustais aflorantes do Grupo Dom Silvério (corpo-7; 2,60g/cm^3). Este baixo ocorre no trecho do perfil com gradiente suave e ascendente para leste, que vai da estação 71 até a 135, com predominância, em superfície, dos gnaisses do Complexo Mantiqueira (corpo-8; 2,70g/cm^3). A seqüência de ortognaisses e xistos do rio Gualaxo e os gnaisses do Complexo Mantiqueira têm comportamento similar, ou seja, densidades próximas.

A leste da estação 131, o gradiente do perfil eleva-se bastante, tendo correlação com a descontinuidade de Abre Campo. As feições estruturais presentes na Faixa Móvel (Complexo Juiz de Fora) mostram mergulhos para leste, decorrentes do cavalgamento do cinturão granulítico do Complexo Juiz de Fora (corpo-10; 2,85g/cm^3) sobre os terrenos ortognáissicos do Complexo Mantiqueira (corpo-8; 2,70g/cm^3), a oeste. Existe ainda um alto Bouguer entre a estação 132 (Rio Casca,) e a estação 150, que tem correspondência com rochas básicas (corpo-11; 3,10g/cm^3).

O ajuste do perfil calculado, a partir dos modelos concebidos, ao perfil obtido no campo, na região da faixa móvel, só foi possível quando se considerou baixos ângulos de mergulho (menores que 20 graus) para as feições estruturais dos granulitos.

As evidências acima indicadas, juntamente com a ocorrência de rochas retrometamorfizadas (crosta intermediária/anatexitos, anfibolitos e granulitos) em torno da estação 71, possibilitaram o modelamento indicado na figura II.5.3, o qual pode ser comparado com o modelo de colisão de blocos, com obducção, proposto por Davino (1979), Lesquier *et al.* (1981) e Haralyi e Hasui (1981).

5.3.1.2 Aeromagnetometria

O mapa aeromagnetométrico regional (figura II.5.5), 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 para NNW-SSE na porção norte do mapa. Esse padrão é marcante 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.5.6), na mesma escala, compilada a partir das informações geológicas disponíveis.

A seguir, é apresentada uma correlação das principais feições estruturais/tectônicas e das grandes unidades litológicas com as zonas magnéticas, ambas registradas nos mapas supracitados.

a) Descontinuidade de Abre Campo

A descontinuidade de Abre Campo, indicada na figura II.5.7 e definida por Haralyi *et al.* (1985), compreende o cinturão de cisalhamento em que ocorrem os terrenos granulíticos do Complexo Juiz de Fora. Está representada no mapa de interpretação pela unidade magnética "B", composta por anomalias bastante estiradas, de relevo acentuado, alinhadas segundo a direção da estruturação do cinturão. Ocorre dentro de uma faixa de direção predominante NE-SW que se estende no mapa, de Lima Duarte (a oeste de Juiz de Fora) até próximo a Governador Valadares, onde a direção se torna quase N-S.

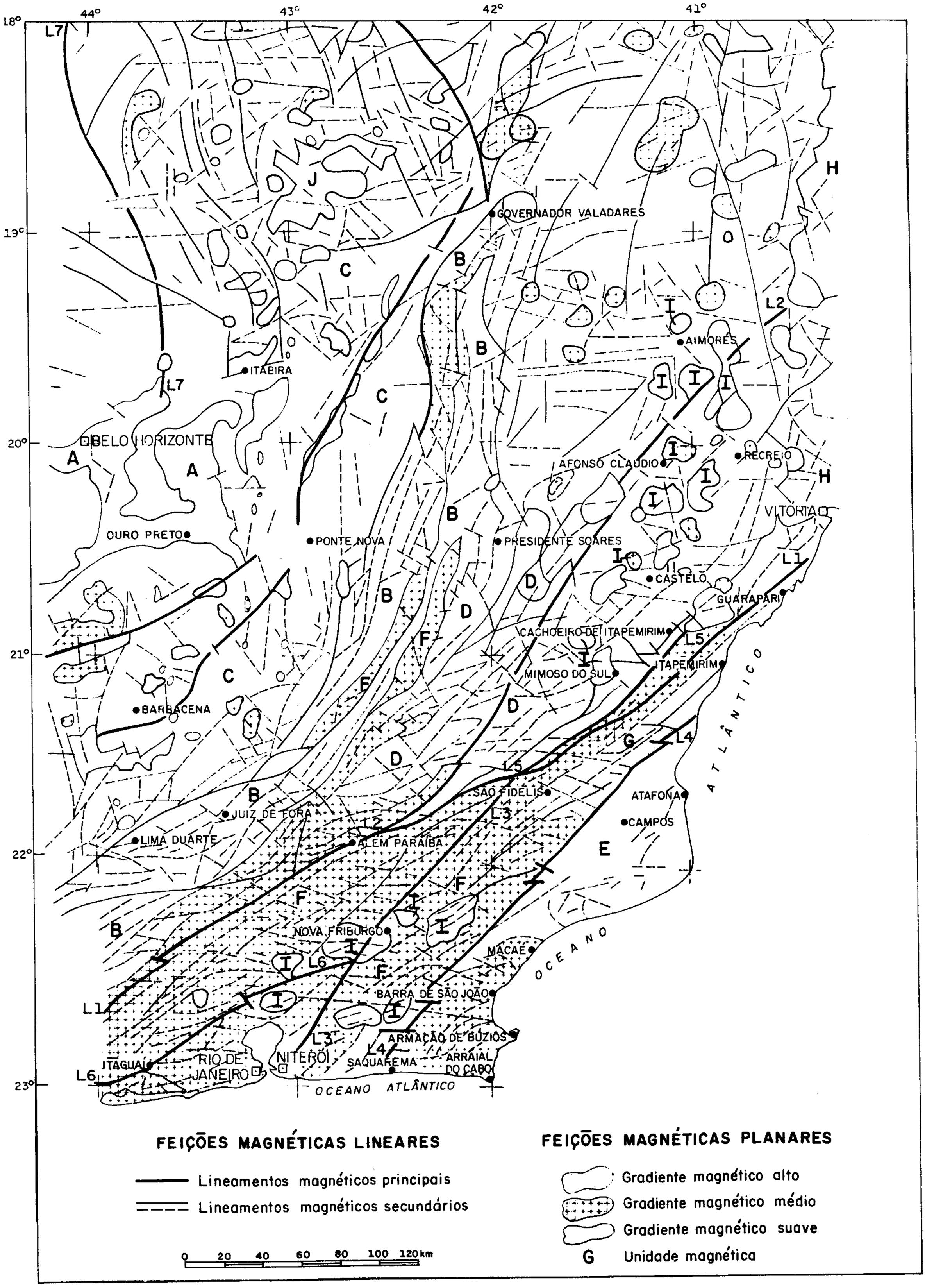
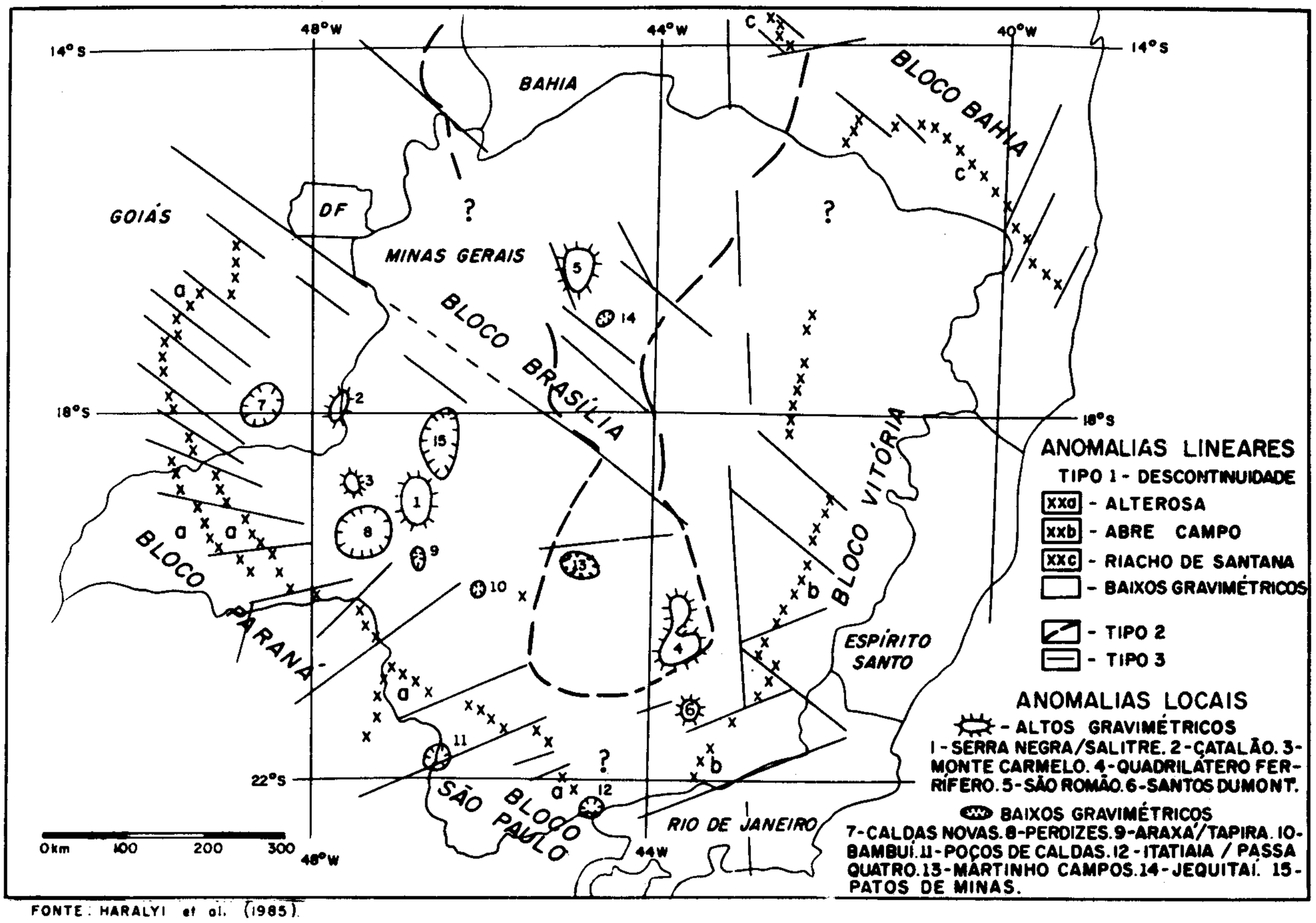


Figura II.5.5 – Mapa magnético regional.



FONTE: HARALYI et al. (1985).

Figura II.5.6 – Esboço geotectônico de parte da Região Sudeste.

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 (figura II.5.6). Próximo a Afonso Cláudio, este lineamento magnético tem uma ramificação para NE, continuando, entretanto, para 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 do Itapemirim.

O lineamento magnético "L3" não tem correspondência no Esboço Geotectônico, possivelmente por estar recoberto pelos gnaisses do Grupo Paraíba do Sul, que ocorrem segundo uma faixa que acompanha a direção deste lineamento. Além disso, o lineamento "L3" delimita aproximadamente o lado do batólito granitóide do Rio de Janeiro.

Também sem correspondência no Esboço Geotectônico, o lineamento magnético "L4" parece indicar o limite da Bacia de Campos, representada pela Unidade Magnética "E", sugerindo que sua borda é definida por falhamento.

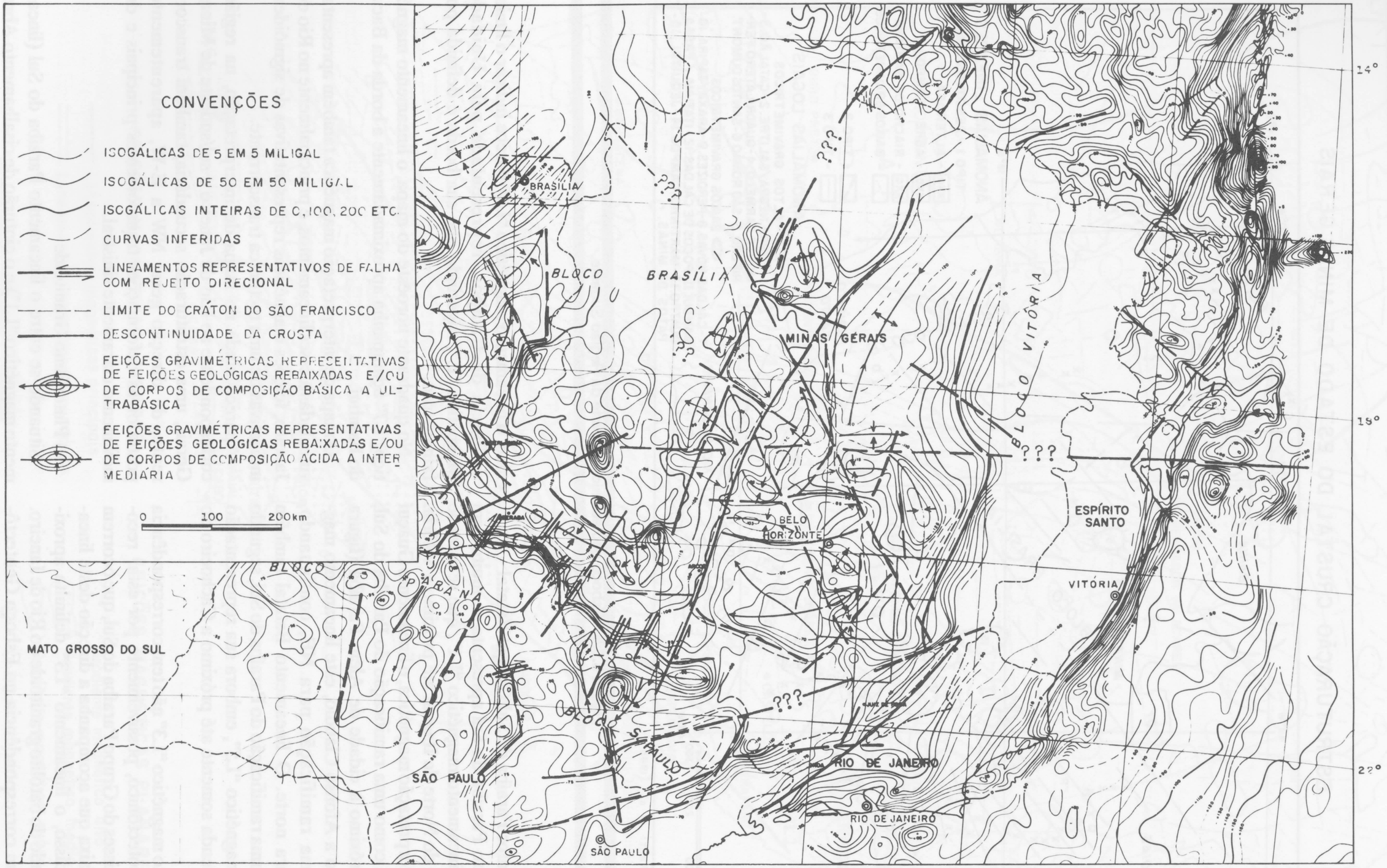
No quadrante noroeste do mapa, o lineamento magnético "L7" acompanha aproximadamente a borda da Bacia do Bambuí.

O mapa de interpretação magnética também apresenta, vinculadas a esses lineamentos, e principalmente no Rio de Janeiro, feições magnéticas representativas de sigmóides, indicativas de uma tectônica transcorrente.

Aparece ainda no mapa de interpretação, na região correspondente ao Rio de Janeiro e sul/sudeste de Minas Gerais, uma estruturação secundária, também transcorrente, de direção geral NW a E-W, aparentemente posterior às deformações transcorrentes principais e de movimento claramente sinistral.

c) Plutonismo Granitóide

Situando-se entre o lineamento Paraíba do Sul (lineamento magnético "L1") e o cinturão de cisalhamento Abre



FONTE: HARALYI, 1985 (inédito); ESCALA ORIGINAL 1:2500.000

Figura II.5.7 – Interpretação gravimétrica sobre o Mapa Bouguer Provisório do Brasil (Haralyi, 1985 - inédito).

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 Supergrupo Rio das Velhas.

e) Complexo Mantiqueira

Os ortognaisses e paragnaisses do Complexo Mantiqueira apresentam um gradiente magnético bastante suave, com anomalias isoladas de maior amplitude. Estão representados pela Unidade Magnética "C".

f) Complexo Juiz de Fora

Além das ocorrências de rochas de alto grau segundo a descontinuidade crustal de Abre Campo (Unidade Magnética "B"), ocorrem também granulitos básicos entre essa descontinuidade crustal e o lineamento Paraíba do Sul ("L1"), incluídos na Unidade Magnética "D". No entanto, apresentam-se assinaturas magnéticas distintas. Enquanto as primeiras apresentam uma orientação mais linear das anomalias, com estiramento intenso, predominantemente segundo a direção da descontinuidade Abre Campo, a segunda apresenta um padrão de orientação mais variado, refletindo provavelmente a ocorrência de deformações diferentes com relação às que atuam nas primeiras.

g) Grupo Paraíba do Sul/Complexo Rio Bonito-Lumiar

As rochas do Grupo 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 dos 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 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 Grupo 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.

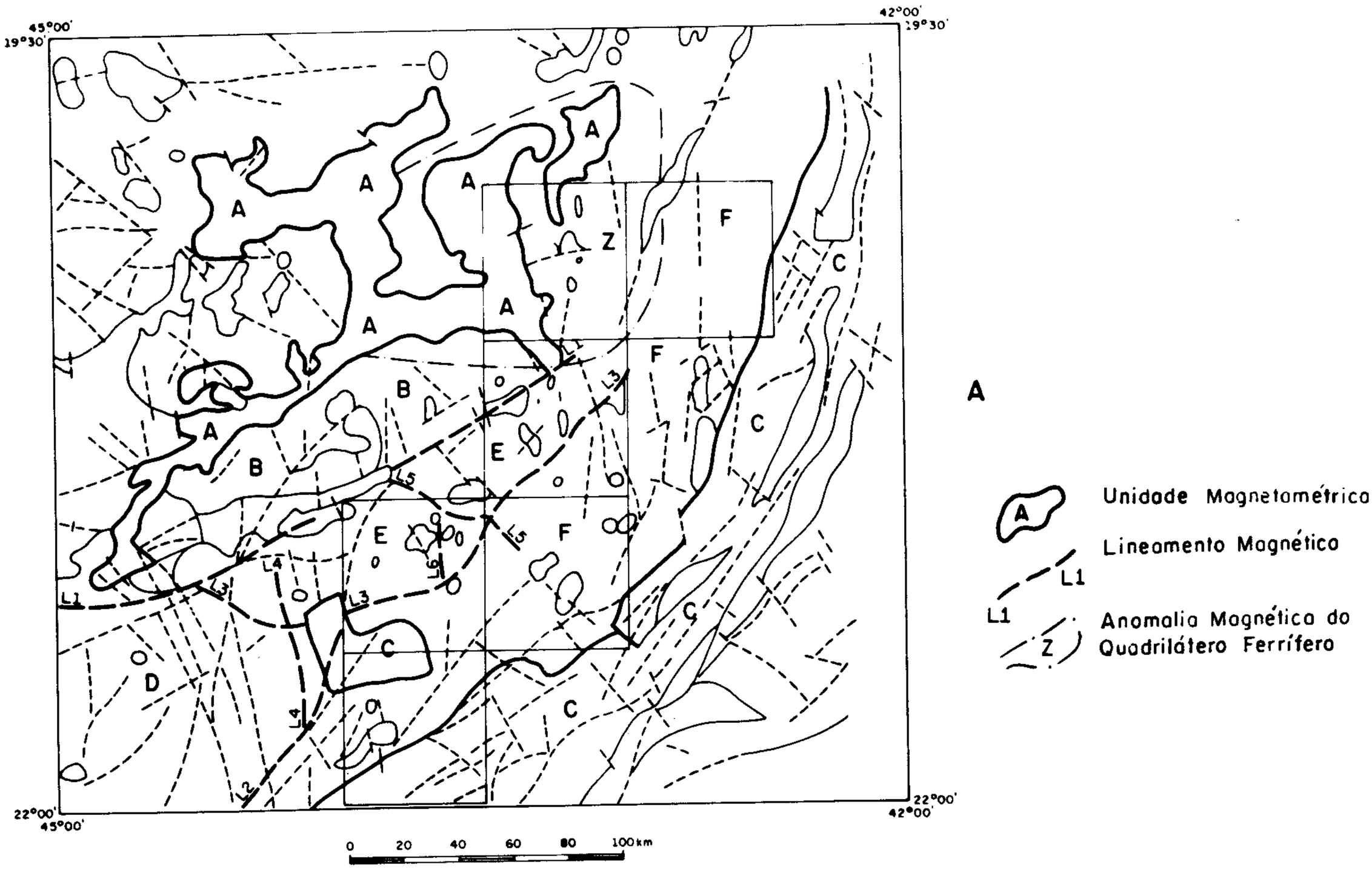
i) Complexos Gnáissicos Retrabalhados

As rochas desse complexo têm correspondência com a Unidade Magnética "C", com relevo magnético bastante suave.

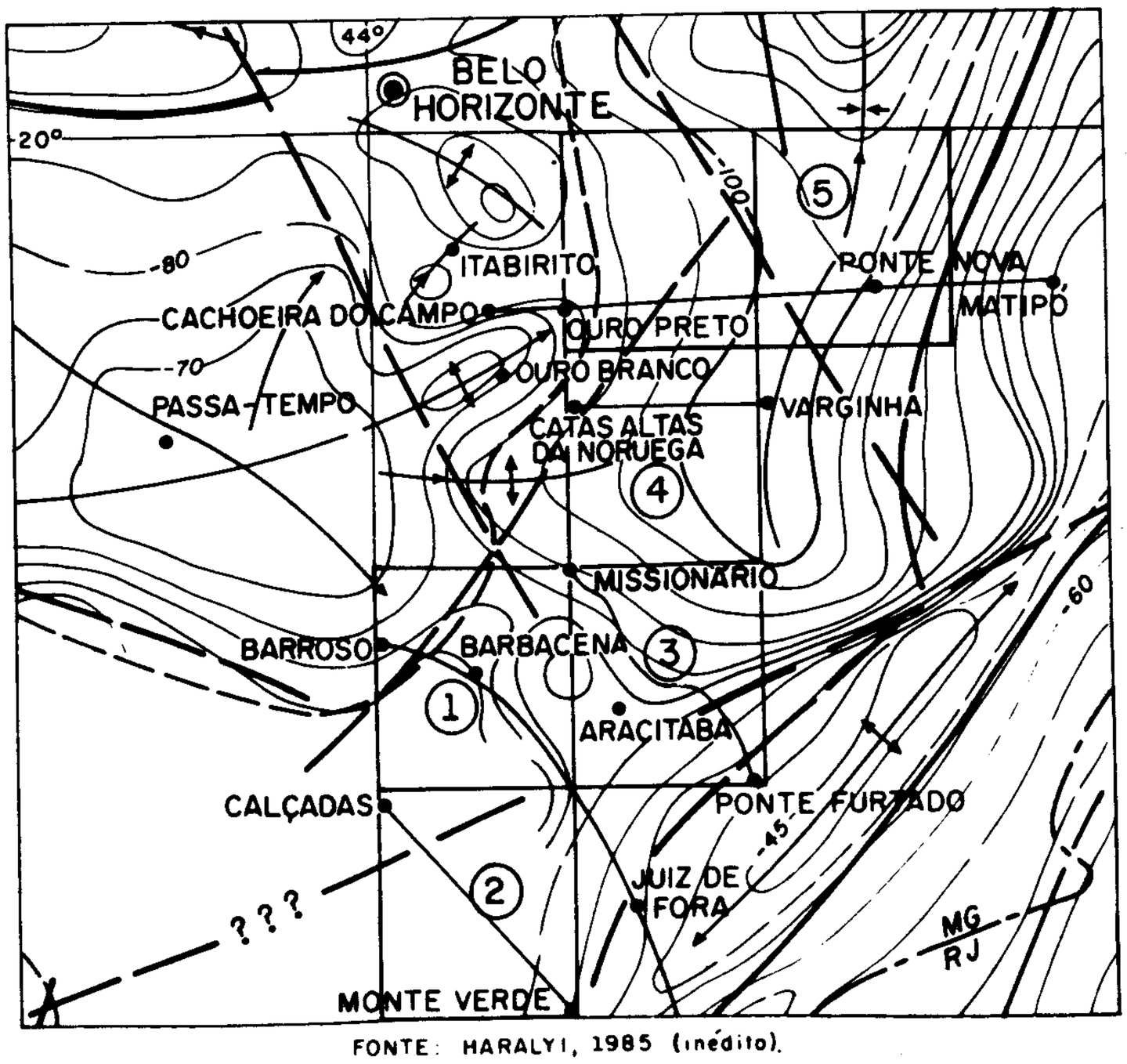
Interrompendo a monotonia magnética regional, aparece a Unidade Magnética "J", refletindo deformações complexas, que correspondem em parte aos granitóides pré-cambrianos que ocorrem na área, bem como a unidade "L", coincidente, inclusive na forma, com os granitóides do Proterozóico Superior que ocorrem ao norte de Governador Valadares. Provavelmente, devem apresentar processos de diferenciação magmática com geração de termos básicos, considerando o padrão das anomalias magnéticas associadas.

Deve-se ressaltar a existência de uma grande feição magnética planar (anomalia "Z"), de direção ENE, com comprimento de onda de 150km e amplitude de 300nT (figura II.5.8a e b). Esta anomalia engloba o Quadrilátero Ferrífero e estende-se para leste da unidade "A". Com o intuito de modelar esta anomalia, foi retirado dos mapas de contorno (não existem fitas magnéticas) o perfil MA-1 (figura II.5.1). O perfil obtido foi modelado pelo método da inversão, e o melhor ajuste coube a um corpo de forma tabular, subvertical, de direção geral ENE e largura de 60km, centrado na estação 170, cujo topo situa-se a uma profundidade de cerca de 18,6km, conforme indicado na figura II.5.4. A suscetibilidade magnética aparente, determinada para o modelo, foi de 3500 E-6 e.m.u.

Não se encontrou uma explicação plausível para a causa desta anomalia, com a profundidade inferida. O seu modelamento diverge na profundidade do modelamento gravimétrico da área - perfil Cachoeira do Campo/Matipó



A



B

FONTE: HARALYI, 1985 (inédito).

Figura II.5.8 – Comparação entre as interpretações magnetométrica (A) e gravimétrica (B).

(GR-5) - o qual indicou um corpo em menor profundidade.

Segundo Corrado *et al.* (1979), essa anomalia, como algumas outras menos expressivas existentes no estado, deve estar relacionada à morfologia do limite inferior da crosta magnetizada. O mapa de contorno magnético, confeccionado a partir dos dados obtidos do satélite MAG-SAT, conforme Haralyi et al. (1985) mostra uma extensa anomalia que cobre quase todo o Estado de Minas Gerais (figura II.5.9), cujo mínimo corresponde à porção meridional da Província Geotectônica São Francisco (figura II.5.6), podendo estar relacionada à anomalia (Z) do Quadrilátero Ferrífero.

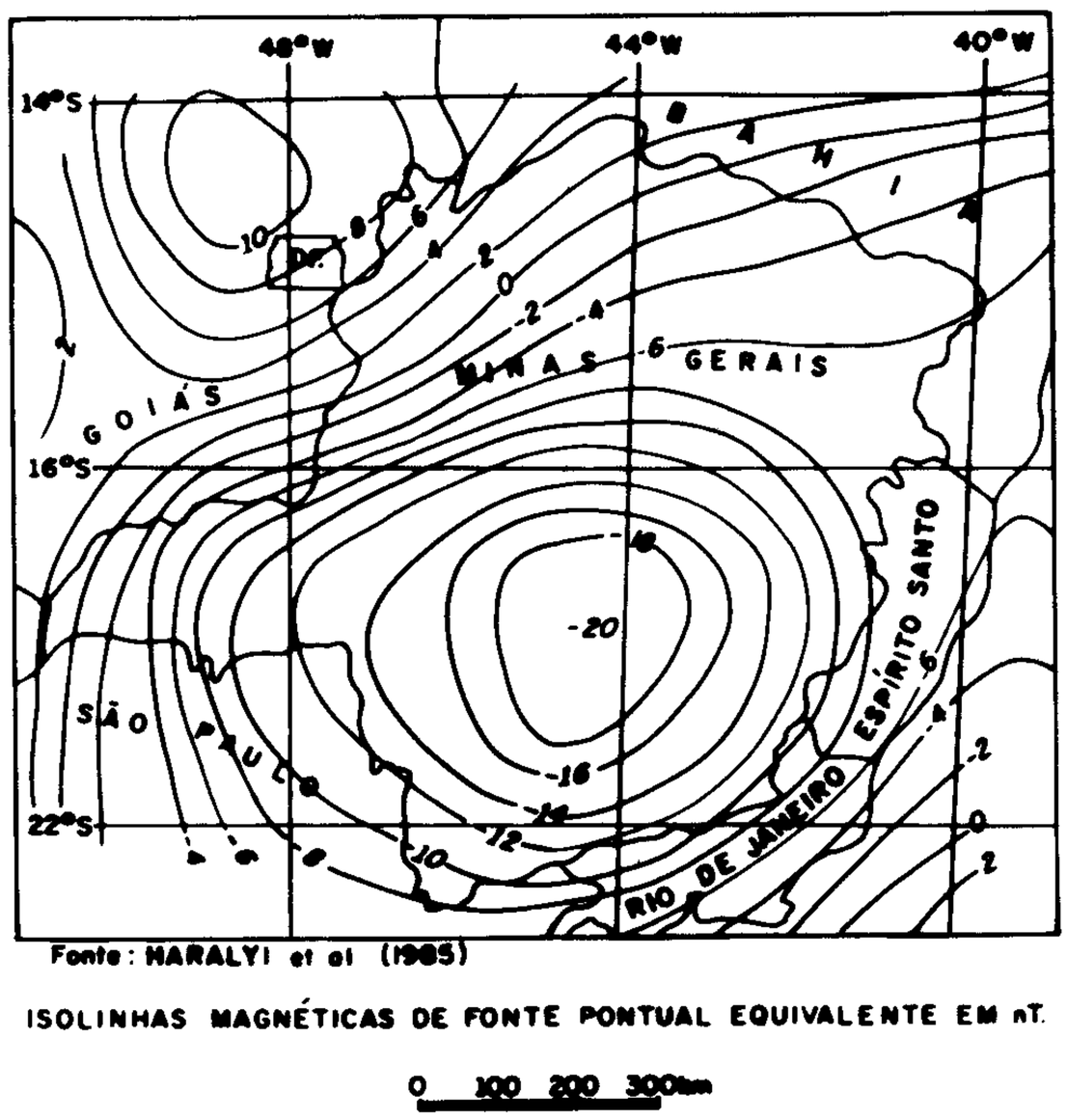


Figura II.5.9 – Mapa de contorno magnético (satélite MAGSAT).

5.3.2 Interpretação Geofísica da Folha Mariana

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.5.10) apresenta anomalias expressivas, com amplitude variando de -912nT, a sudeste de Mariana, até 1.100nT a sudoeste de Catas Altas. O relevo magnético da folha apresenta-se bastante perturbado a partir de seu meridiano central para oeste; enquanto a porção leste mantém-se monótona, com elevado gradiente, formando encosta descendente para o sul. Por estar localizada nas vizinhanças de Cláudio Manoel, uma depressão circular alongada na direção leste-oeste sugere uma anomalia cultural. A discriminação de diferentes unidades litológicas, na porção oeste da folha, explica a intensa variação do relevo magnético correspondente. Uma zona de perturbação longitudinal, na porção, norte, contém levantamento terrestre em perfis magnetométricos e cintilométricos. A direção da estruturação predominante - indicada pelo mapa magnetométrico - é NW-SE, com lineamentos NE secundários.

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 causadora. Contudo, apresenta-se a seguir o comportamento de cada unidade magnética e sua correspondência geológica (figura II.5.10).

Unidade "P" - zonas de intensa perturbação do campo magnético, com anomalias formadas por altos e baixos relativamente próximas entre si; as porções dessa unidade estão distribuídas na metade leste da folha. Estas anomalias estão relacionadas com o Supergrupo Rio das Velhas, em particular com as formações ferríferas e ultramáficas, com o Supergrupo Minas, principalmente com os minérios de ferro de alto teor da Formação Cauê

Unidade "P1" - distingue-se da unidade anterior pelo grande comprimento de onda de suas anomalias; é zona de alta susceptibilidade magnética; além de englobar os dois supergrupos retromencionados, inclui outros litótipos, principalmente rochas granito-gnáissicas arqueanas.

Unidade "Q" - relevo magnético monótono, ausência de anomalias isoladas, área onde não foi detectada resposta significativa de fontes rasas, portanto refere-se a rochas e estruturas profundas. Abrange, com indiferença, várias litologias da folha.

Unidade "Q1" - distingue-se da anterior pela queda brusca do gradiente magnético com excessiva atenuação do sinal.

Unidade "R" - duas áreas no quadrante norte cuja característica é a presença de anomalias isoladas que interrompem a monotonia do relevo da unidade "Q". A grande anomalia próxima a Cláudio Manoel pode ser cultural.

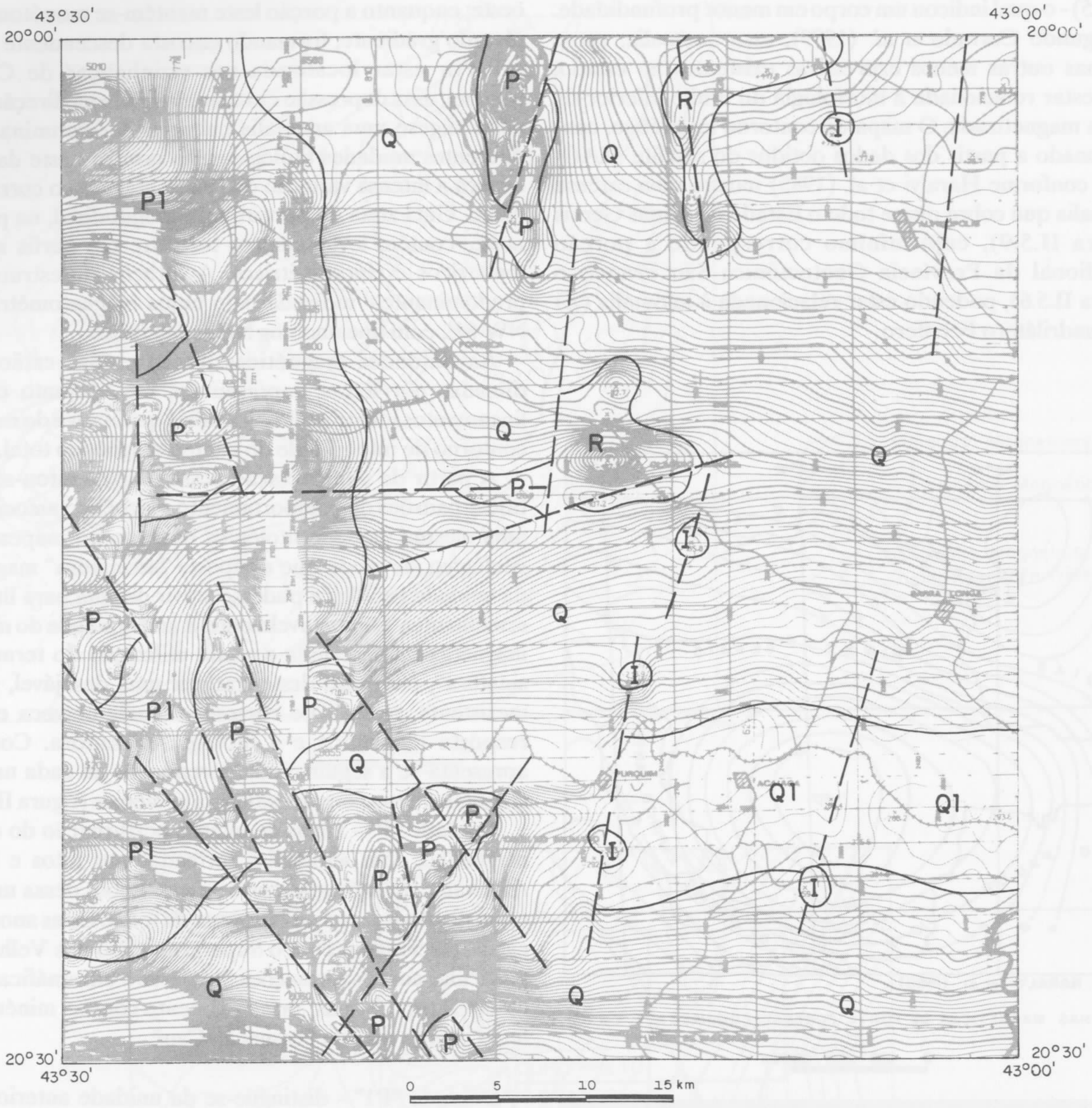


Figura II.5.10 – Interpretação magnética do campo total - Folha Mariana.

Unidade "I" - zonas de interrupção de algumas isolinhas da unidade "Q", cerca de cinco áreas distribuídas na metade leste da folha, cujo principal interesse reside no fato dessas pequenas áreas estarem localizadas em porções de contatos geológicos e sobre lineamentos magnéticos.

5.3.2.2 Conclusões e Recomendações

A interpretação aeromagnetométrica identificou os traços estruturais predominantes na área do projeto, as zonas de cisalhamento.

A elevada altura de vôo do levantamento magnético ressaltou fontes excepcionais pela sua alta susceptibilidade magnética, e estruturas regionais de grandes dimensões, em geral profundas. A área sobrevoada em blocos, a diferentes altitudes, dificulta a determinação cartesiana das fontes magnéticas. Deste modo, os lineamentos e as unidades magnéticas, exceto as de alta atividade, não exibem relação nítida com os registros geológicos mapeados.

A ausência de levantamentos aerogamaespectrométricos limitou consideravelmente a contribuição da geofísica ao levantamento geológico, como detecção de litologias, processos metamórficos, alteração supergênica, contatos, entre outras estruturas nem sempre acessíveis aos demais métodos de investigação.

Recomenda-se para a folha um aerolevantamento, simultaneamente magnético e gamaespectrométrico. Neste caso, a altura de vôo não pode exceder 150m; devido ao alcance dos raios gama, esta altura também é adequada à magnetometria. Direção das linhas de vôo - N45°W ou N-S, com espaçamento de 1km. A vantagem deste novo levantamento é a obtenção de cinco dados distintos: intensidade de campo magnético total, canais dos radioelementos (U, Th e K) e contagem total, cujo processamento forneceria:

a) um conjunto de mapas: susceptibilidade magnética, gradiente vertical, continuação para baixo ou para cima, redução ao pólo ou ao equador e outros; obtenção do espectro de potência, que fornece a profundidade média das fontes magnéticas;

b) outro conjunto de mapas dos radioelementos e de suas relações;

c) perfis empilhados magnetométricos e gamaespectrométricos;

d) modelamento magnético automático de grande número de anomalias, que detectadas a partir de leituras obtidas em amostragem fina, é de alta confiabilidade;

e) mapas radiométricos, coloridos pelo ploter *Applicon*, que fornecem, através da combinação das cores primárias, em um único mapa, as proporções dos radioelementos na área levantada.

Capítulo 6
Ensaio sobre um Modelo de Evolucão Crustal

Atahualpa Valença Padilha

6.1 Introdução

A região enfocada neste ensaio envolve unidades geológicas formadas em diversos níveis crustais e em diferentes períodos geológicos.

Até o momento, os estudos regionais existentes não foram suficientemente abrangentes e consistentes de modo a permitirem uma definição segura da sequência estratigráfica. Desse modo, ao se estabelecer a coluna estratigráfica, lançou-se mão de vários trabalhos, comparou-se com os dados colhidos no campo e em laboratório e se estabeleceu correlações entre as colunas das folhas do Projeto Barbacena, escala 1:100.000.

Os trabalhos de síntese analisados foram Ebert (1955, 1968), Ebert *et al.* (1958), Trouw *et al.* (1980, 1982, 1986), Machado Filho *et al.* (1983), Padilha *et al.* (1982), Padilha e Vasconcellos (in: Silva *et al.*, 1988 e Baltazar et al., 1988).

Para se estabelecer a prioridade da nomenclatura estratigráfica seguiu-se estritamente a cronologia de publicação.

O estabelecimento das inter-relações estratigráficas foi prejudicado pelo forte imbricamento de escamas de empurrão e a insuficiência de dados geocronológicos disponíveis, de modo que, ainda agora, apenas começa-se a entender a sucessão dos eventos metamórficos e magmáticos.

Este quadro complexo direcionou a opção por uma coluna litoestratigráfica que justapõe níveis crustais e províncias geotectônicas diferentes, sem que isto implique em uma justaposição cronológica.

Neste ensaio adota-se a divisão da crosta continental em três níveis definidos através de critérios reológicos (regimes deformacionais rúptil, rúptil-dúctil e dúctil), bem como de critérios metamórficos: grau baixo a muito baixo (no máximo fácies xisto-verde), grau médio a alto (fácies anfibolito, incluindo os migmatitos em sua porção inferior), e grau muito alto (fácies granulito). As bases científicas para tal classificação foram discutidas por Grubenmann e Niggli (1924), Condie (1982) e Weber (1986), entre outros. A combinação destes critérios, do ponto de vista objetivo da área em estudo, definem uma crosta superior, com até 5km de espessura; uma crosta intermediária, com espessuras da ordem de 10 a 20km; e uma crosta inferior, com espessuras de 15 a 25km.

As interfácies entre estes níveis crustais são zonas de baixa resistência à deformação e alta pressão de fluidos, sendo o *locus* ideal para o desenvolvimento das grandes estruturas de transposição de baixo ângulo: *nappes* e cinturões de empurrão. A transição do nível inferior para o intermediário é denominada descontinuidade de Conrad.

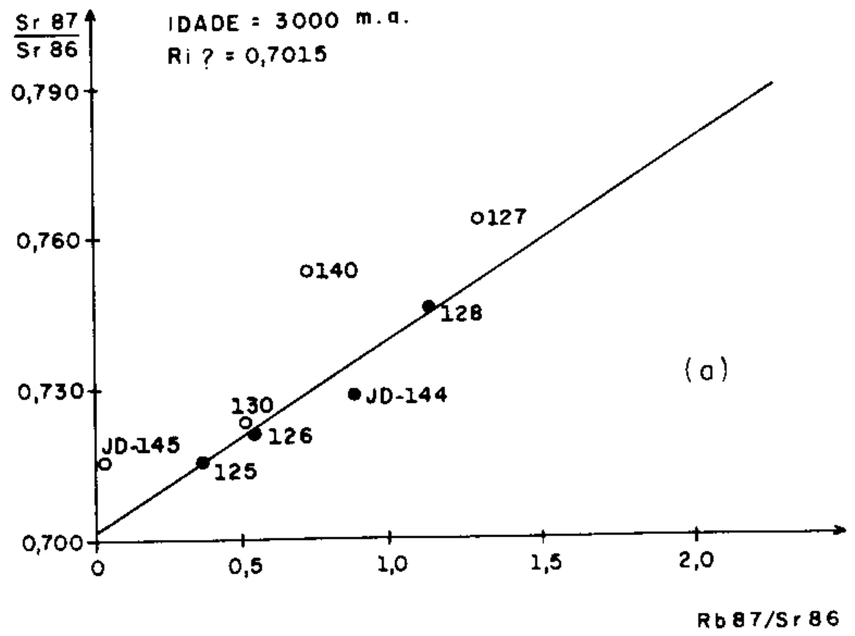
A região mapeada conforma uma transversal ao traço, em superfície, da zona de colisão entre dois continentes, obliterada pela obducção de um continente de leste e sul sobre um continente de norte e oeste, de modo que foi necessário cunhar-se denominações descritivamente adequadas para tais segmentos crustais, em caráter provisório: Província Geotectônica Mantiqueira e Província Geotectônica São Francisco, respectivamente (figura II.6.1). Um terceiro bloco, posicionado a oeste, conforma a Província Geotectônica Tocantins. Tais denominações foram emprestadas de Almeida *et al.* (1977) e redefinidas neste projeto com caráter de entidades geotectônicas.

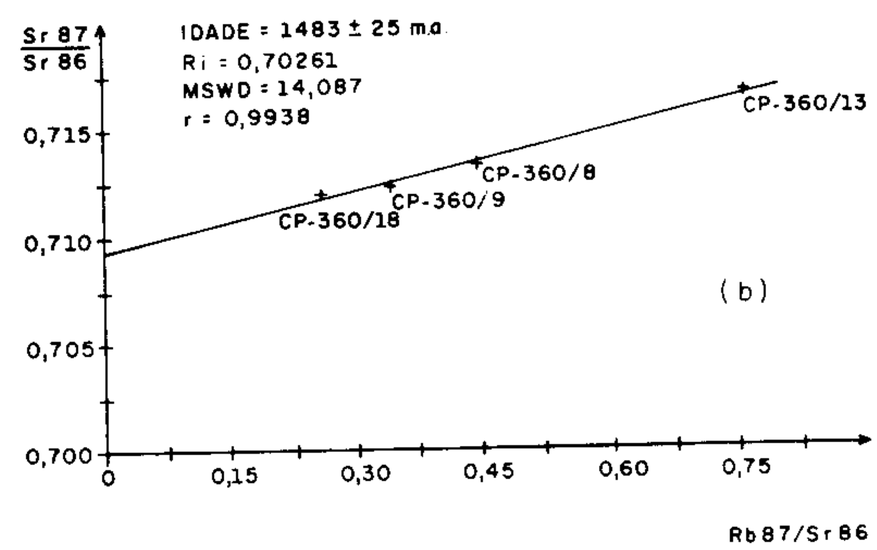
6.2 O Quadro Arqueano/Proterozóico Inferior

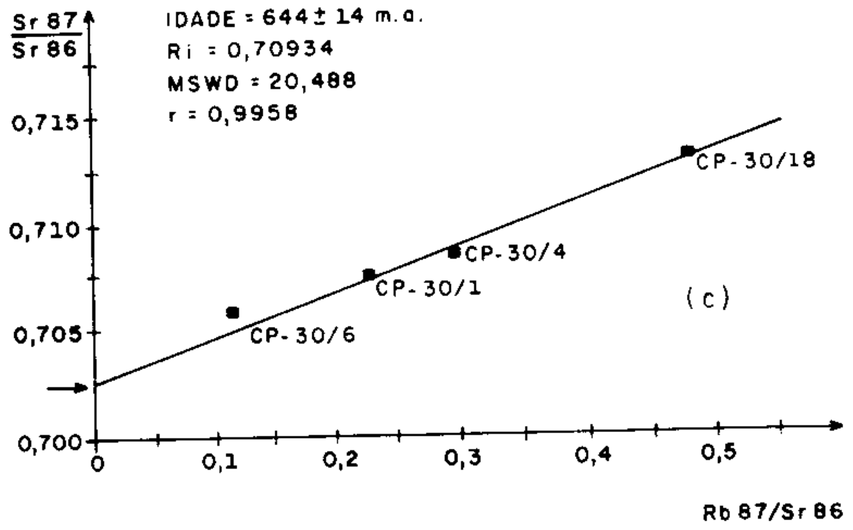
As unidades litológicos dos complexos Juiz de Fora, Acaiaca e Mantiqueira e da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres apresentam, caracteristicamente, evidências de deformações anteriores à grande fase de transposição regional que desenvolveu a marcante foliação milonítica regional St, superfície extremamente penetrativa e pervasiva, que é utilizada como superfície tectônica de referência regional para as unidades da infra-estrutura pré-transamazônica regional. Assim, o bandamento composicional dos gnaisses bimodais e tonalito-trondhjemíticos (Complexo Mantiqueira) e das rochas da fácies granulito (complexos Juiz de Fora e Acaiaca), a migmatização transposta de rochas granulíticas e tonalíticas-trondhjemíticas e as dobras sem raiz, transpostas ou redobradas, contidas nos fechamentos de dobras sin-D2, devem representar uma foliação St-1, provavelmente constituída pela deformação D1, durante o evento tectono-termal Arqueano Superior (Ciclo Jequié) que consolidou o grande cráton arqueano.

A geocronologia disponível na bibliografia (Cordani *et al.*, 1973, Cordani e Teixeira, 1979; Machado Filho *et al.*, *op.cit.*) e deste trabalho, cujos dados analíticos constam da tabela II.6.1, permitiram a elaboração de uma isócrona de referência com 3.000M.a. para rochas da região de Juiz de Fora (ver figura II.6.2a e o quadro II.2.2 da Folha Lima Duarte) cuja razão inicial (Ri) Sr87/Sr86 é 0,705.

No sudeste da Folha Lima Duarte foram coletadas as amostras CP-30 e CP-360, de litótipos do Complexo Juiz de Fora. O ponto CP-360 refere-se a um gnaisse bandado, muito transposto, onde se reconhece restos preservados de mineralogia da fácies granulito, mas onde predomina um migmatito transposto gnaissificado na fácies anfibolito. Nesta estação foram selecionados quatro pontos analíticos, com os quais definiu-se uma isócrona de 1.483 ± 25M.a. e Ri = 0,7026 (figura II.6.2b). Este dado, coerente do ponto de vista geocronológico, implica em adição de material infracrustal a esta porção da crosta. Em termos espaciais







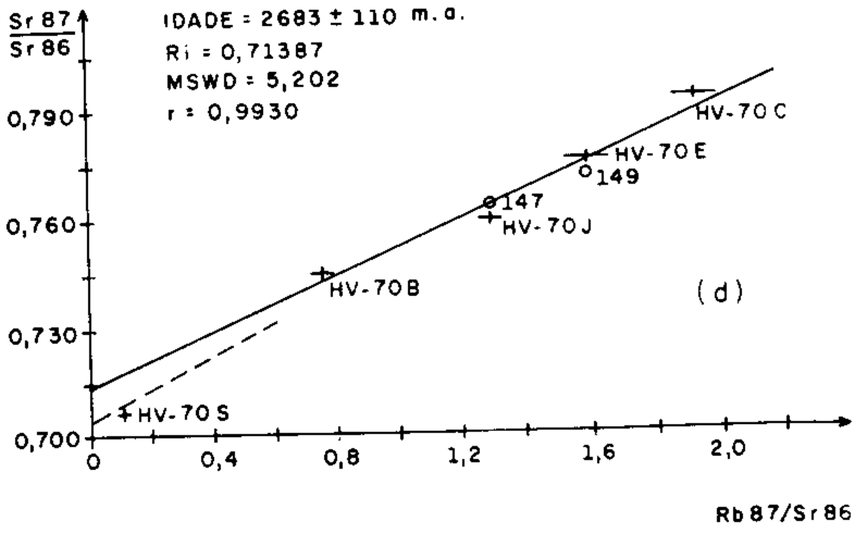


Figura II.6.2 – Isócronas Rb/Sr em rocha total. Os dados, quando não-explicitados, são inéditos. Isócrona a - Isócrona de referência para a região em torno de Juiz de Fora. Os dados analíticos foram coligidos em Cordani *et al.* (1973). Granitos gnássicos (•); charnockitos (°). Isócrona b - Afloramento CP-360 (Folha Lima Duarte): migmatito de rochas charnockitos do Complexo Juiz de Fora, a norte de Santa Bárbara do Monte Verde. Isócrona c - Afloramento CP-30 (Folha Lima Duarte): enderbito do Complexo Juiz de Fora, a nordeste de Santa Bárbara do Monte Verde. Isócrona d - Afloramento HV-70 (Folha Barbacena): granito microclina com megaenclaves de hiperstênio-diorito, da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres (+). Foram também lançada pontos de Cordani et al. (1973) – (°).

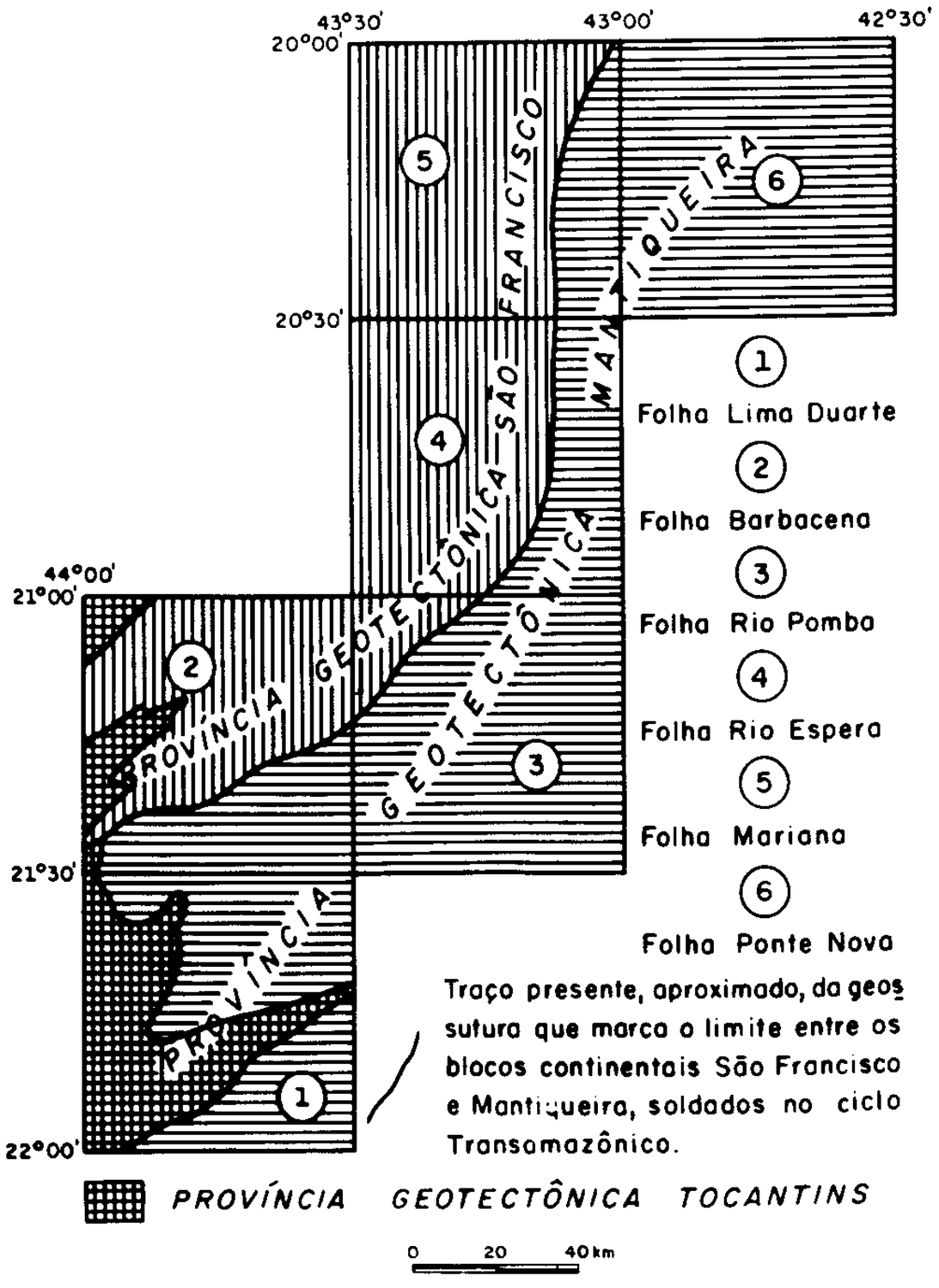


Figura II.6.1 – Distribuição das províncias geotectônicas na área do projeto.

Tabela II.6.1 – Determinação Rb/Sr em rochas da infra-estrutura - rocha total

N° Campo	Rocha	Unidade	Rb(tot)	Sr(tot)	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro	Idade/Iso (Ma)	Ri	Ref.	Obsservações
140	charnockito	Ajf	54,9	222,0	0,7200	0,01	0,7530	0,0019	3875	0,7144	1	Sul de Juiz de
127	charnockito	Ajf	75,1	170,3	1,28	0,03	0,7631	0,0019		0,7139	1	Fora.
130	charnockito	Ajf	65,2	371,6	0,51	0,01	0,7228	0,0018	3000	0,7000	1	
126	gn leucocrático	Ajf	86,3	465,5	0,54	0,01	0,7208	0,0018	3000	0,7000	1	Juiz de Fora.
125	gn leucocrático	Ajf	63,2	503,6	0,36	0,01	0,7149	0,0018	3000	0,7000	1	
JD-145	charnockito	Ajf	2,3	331,1	0,02	0,00	0,7155	0,0018	3875	0,7144	1	Juiz de Fora.
JD-144	gn migmatítico	Ajf	83,42	274,7	0,8806	-	0,7285	-	2243	0,7000	1	Norte de Juiz de
128	gr gnaisse	Ajf	115,6	298,9	1,12	0,02	0,7458	0,0019	3000	0,7000	1	Fora.
147	gn migmatítico	Asb	99,3	225,9	1,28	0,03	0,7618	0,0019	2587	0,7139	1	Norte de Santos
149	gn pegmatóide	Asb	130,8	240,0	1,59	0,03	0,7712	0,0019	2493	0,7139	1	Dumont.
HV-070B	gn granulítico	Asb	64,3	243,7	0,766	0,022	0,74457	0,00005	2683±110	0,7139	2	Folha Barbacena.
HV-070C	gn granulítico	Asb	88,6	134,8	1,918	0,054	0,79183	0,00007	2683±110	0,7139	2	
HV-070E	gn granulítico	Asb	104,0	190,6	1,590	0,045	0,77457	0,00009	2683±110	0,7139	2	
HV-070J	gn granulítico	Asb	149,2	336,9	1,288	0,036	0,76049	0,00005	2683±110	0,7139	2	
HV-070S	px granulito	Asb	3,98	99,76	0,115	0,001	0,70703	0,00006			2	Não utilizada na isócrona.
150	gn granulítico	Plr			0,65	0,01	0,7323	0,0018	2083	0,7 125	1	SE de Barbacena.
152	gn granulítico	Plr			0,48	0,01	0,7269	0,0018	2083	0,7125	1	SE de Barbacena.
153	gn granulítico	Plr			0,89	0,02	0,7393	0,0018	2083	0,7 125	1	NNW de Barbacena.
VR-10A	gn granulítico	Plr			2,69	0,05	0,8145	0,0036	2600	0,7106	3	Oeste de Mariana
VR-10B	gn granulítico	Plr			2,93	0,06	0,8184	0,0022	2600	0,7106	3	
VR-9	grafitado	Plr			1,53	0,03	0,7533	0,0033	2100	0,7106	3	
HR-5	gn bandado	Plr			1,04	0,02	0,7404	0,0023	2100	0,7106	3	
VR-5	anfibolito	Plr					0,7106	0,0034	2600/2100	0,7106	3	
1268A	gr gnaisse	Plr	117,3	272,1	1,25	0,04	0,7441	0,0012			4	Pedreira Lebourg.
1268B	gr gnaisse	Plr	73,9	258,9	0,83	0,02	0,7326	0,0011			4	Folha Barbacena
HV-053Q	gd gnaisse	Plr	119,9	180,0	1,938	0,055	0,76305	0,00005	1975±51	0,70848	2	Pedreira Lebourg.
HV-053R	gd gnaisse	Plr	132,4	163,6	2,357	0,066	0,77116	0,00006	1975±51	0,70848	2	Folha Barbacena.
HV-053H	mqz gr gnaisse	Plr	74,8	293,9	0,738	0,021	0,73013	0,00005	1975±51	0,70848	2	
HV-053K	mgz gr gnaisse	Plr	52,0	285,5	0,528	0,015	0,72458	0,00012	1975±51	0,70848	2	
HV-053P	mgz gr gnaisse	Plr	86,0	278,7	0,895	0,025	0,73524	0,00007	1975±51	0,70848	2	
HV-053F	mgz gr gnaisse	Plr	71,5	421,0	0,492	0,014	0,72113	0,00003	1975±51	0,70848	2	
HV-363P	mgz gr gnaisse	Plr	156,8	340,6	1,339	0,038	0,75554	0,00007	1998±96,7	0,71568	2	Pedreira
HV-363B	mgz gr gnaisse	Plr	209,2	268,0	2,275	0,064	0,77976	0,00007	1998±96,7	0,71568	2	Campolide. Folha
HV-363I	mgz gr gnaisse	Plr	118,1	359,7	0,954	0,027	0,74329	0,00008	1998±96,7	0,71568	2	Barbacena.
HV-363M	mgz gr gnaisse	Plr	142,9	329,2	1,262	0,036	0,75020	0,00015	1998±96,7	0,71568	2	
HV-363Q	mgz gr gnaisse	Plr	52,0	285,5	1,577	0,044	0,76214	0,00007	1998±96,7	0,71568	2	
HV-363S	fase rósea	Plr	86,0	278,7	2,358	0,066	0,78752	0,00007	não utilizadas no cálculo da		2	Pedreira
HV-363R	pegmatito	Plr	49,5	243,2	0,590	0,003	0,73692	0,00006	isócrona		2	Campolide. Folha Barbacena.
HV-055F	mgz gr gnaisse	Plr	113,2	349,7	0,940	0,026	0,73656	0,00008	1814±71,7	0,71217	2	Pedreira Franco.
HV-055I	mgz gr gnaisse	Plr	120,3	217,1	1,611	0,045	0,75504	0,00005	1814±71,7	0,71217	2	Folha Barbacena.
HV-055L	mgz gr gnaisse	Plr	159,2	201,3	2,303	0,065	0,76967	0,00005	1814±71,7	0,71217	2	
HV-055P	mgz gr gnaisse	Plr	141,5	199,6	2,064	0,058	0,76745	0,00005	1814±71,7	0,71217	2	
HV-075D	bt gnaisse	Plm	68,9	303,9	0,658	0,019	0,73147	0,00005	680/2200	0,7266/0,7125	2	Pedreira de
HV-075H	bt gnaisse	Plm	82,0	267,2	0,891	0,025	0,74121	0,00005	680/2200	0,7266/0,7125	2	Santos Dumont.
HV-075M	bt gnaisse	Plm	103,2	259,1	1,156	0,033	0,73742	0,00012	680/2200	0,7266/0,7125	2	Grande
HV-075O	bt gnaisse	Plm	53,191	69,711	2,217	0,012	0,74727	0,00007			2	dispersão. Não
HV-075L	bt-af gnaisse	Plm	162,0	104,9	4,494	0,126	0,76383	0,00007	680	0,7266	2	fornece boa
HV-075Q2	gra gnaisse	Plm	56,6	206,8	0,798	0,022	0,78451	0,00005	680	0,7266	2	isócrona. Folha Barbacena.
CP-360/8	migmatito	AJf	60,35	590,21	0,296	0,002	0,70866	0,00005	1482,6±24,8	0,70261	2	Próximo a Santa
CP-360/9	migmatito	AJf	49,39	626,24	0,228	0,001	0,70742	0,00005	1482,6±24,8	0,70261	2	Barbara do Monte
CP-360/13	migmatito	Ajf	47,39	287,51	0,477	0,003	0,71290	0,00005	1482,6±24,8	0,70261	2	Verde. Folha
CP-360/18	migmatito	Ajf	9,26	232,60	0,115	0,002	0,70568	0,00013	1482,6±24,8	0,70261	2	Lima Duarte.
CP-030/1	enderbito	Ajf	61,07	516,95	0,342	0,002	0,71241	0,00005	643,7±13,6	0,70834	2	Próximo a Santa
CP-030/4	enderbito	Ajf	76,54	496,97	0,446	0,003	0,71324	0,00004	643,7±13,6	0,70834	2	Barbara do Monte
CP-030/6	enderbito	Ajf	48,67	541,93	0,260	0,001	0,71192	0,00005	643,7±13,6	0,70834	2	Verde. Folha
CP-030/18	enderbito	Ajf	104,69	400,30	0,758	0,004	0,71656	0,00008	643,7±13,6	0,70834	2	Lima Duarte
AVP-047	tnl gnaisse	Plm ?	66,1	751,4	0,255	0,007	0,71051	0,00006	2353±52	0,70201	5	
AND-2B	tnl gnaisse	Plm ?	71,6	126,1	1,65	0,05	0,7616	0,0015	2353±52	0,70201	5	
AVP-054	tnl gnaisse	Plm ?	84,1	126,6	1,934	0,540	0,77043	0,00025	2353±52	0,70201	5	
AND-2D	tnl gnaisse	Plm ?	85,1	98,9	2,51	0,07	0,7824	0,0032	2353±52	0,70201	5	
AND-2G	tnl gnaisse	Plm ?	80,0	90,6	2,57	0,07	0,7834	0,0014	2353±52	0,70201	5	
FR-210/10K	gn bandado	Plr ?	20,13	391,45	0,149	0,001	0,71347	0,00008	2550	0,70200	2	Próximo a
FR-210/10I	gn bandado	Plr ?	49,95	540,64	0,268	0,002	0,71097	0,00005	2550	0,70200	2	Lamim. Folha Rio
FR-210/10A	gn bandado	Plr ?	59,09	516,64	0,331	0,002	0,71367	0,00013	2550	0,70200	2	Espera.
FR-210/10F	gn bandado	Plr ?	79,47	412,04	0,559	0,003	0,72452	0,00006	2550	0,70200	2	
1839C1	charnockito	Ajf	60,5	308,1	0,57	0,02	0,7412	0,0007	-	-	4	Plotados na
1839C3	charnockito	Ajf	73,6	326,1	0,65	0,02	0,7387	0,0015	-	-	4	figura II. e
1839D2	fase rósea	Ajf	124,1	348,6	1,03	0,02	0,7393	0,0006	-	-	4	discutidos no
1839E1	fase rósea	Ajf	157,7	267,5	1,71	0,05	0,7561	0,0011	-	-	4	texto.
1811A	charnockito	Ajf	100,2	274,5	1,06	0,03	0,7681	0,0015	-	-	4	
AIU-R4-B	gd gnaisse	Plm ?	86,5	465,9	0,54	0,02	0,7246	0,0002	2085±73	0,7071	5	Pode tratar-se de
AIU-R4-D	gd gnaisse	Plm ?	108,6	464,1	0,68	0,02	0,7269	0,0004	2085±73	0,7071	5	intrusões sin a
AIU-R4-C1	gd gnaisse	Plm ?	138,3	458,9	0,087	0,03	0,7298	0,0003	2085±73	0,7071	5	tardi-tangenciais,
AIU-R4-C2	gd gnaisse	Plm ?	125,4	350,8	1,04	0,03	0,7316	0,0004	2085±73	0,7071	5	relacionadas com
AI-R4-Q	gd gnaisse	Plm ?	166,9	383,8	1,26	0,04	0,7382	0,0004	2085±73	0,7071	5	a formação do
AIU-R4-H	gd gnaisse	Plm ?	140,7	353,9	1,54	0,03	0,7375	0,0001	2085±73	0,7071	5	cinturão de
AIU-R4-N	gd gnaisse	Plm ?	130,7	262,2	1,45	0,04	0,7510	0,0004	2085±73	0,7071	5	empurrão
AIU-R4-I	gd gnaisse	Plm ?	165,2	237,3	2,03	0,06	0,7682	0,0003	2085±73	0,7071	5	Mantiqueira.
LAV-1E	gd gnaisse	Plm ?	55,5	527,5	0,30	0,01	0,7142	0,0018	1977±134	0,70413	5	
LAV-1C	gd gnaisse	Plm ?	106,0	528,4	0,58	0,02	0,7200	0,0009	1977±134	0,70413	5	
LAV-1B	gd gnaisse	Plm ?	148,7	430,6	1,00	0,03	0,7325	0,0011	1977±134	0,70413	5	
LAV-1A	gd gnaisse	Plm ?	149,6	332,4	0,31	0,04	0,7420	0,0010	1977±134	0,70413	5	
AP/WT-15G	granito	Plr ?	96,8	392,3	0,716	0,020	0,72908	0,00011	1900±108	0,70955	6/7	
AP/WT-15C	granito	Plr ?	198,2	233,5	2,474	0,069	0,77997	0,00052	1900±108	0,70955	6/7	
AP/WT-15A	granito	Plr ?	220,8	202,2	3,187	0,089	0,79331	0,00013	1900±108	0,70955	6/7	

— Referências: (1) Cordani e Ledent (1973); (2) este Projeto; (3) Cordani *et al.* (1980); (4) Machado Filho *et al.* (1983); (5) Padilha e Vasconcelos, *in* Baltazar *et al.* (1988); (6) Fiumari *et al.* (1985); (7) Teixeira (1985).

— Rochas: ver Apêndice II.

— Ajf: Complexo Juiz de Fora; Asb - Suíte Metamórfica São Bento dos Torres; Plm - Complexo Mantiqueira; Plr - Complexo Ressaquinha.

estas rochas foram colocadas no âmbito do Complexo Juiz de Fora. No entanto, deve-se ter em conta que um cinturão de empurrões envolvendo rochas do Grupo Andrelândia, componentes da Província Geotectônica Tocantins, de idade proterozóica média tardia (Ciclo tectono-termal Uruaçuano) sobrepôs-se, por cavalgamento, à seqüência do referido Complexo Juiz de Fora, nesta região. Este cavalgamento, com subseqüente espessamento crustal, pode ser o responsável pela mobilização de material subcrustal e refusão das rochas charnockíticas e sua intermistura sin-colisional, propiciando uma idade mista para estas rochas. Por outro lado, a estação CP-30 refere-se a um enderbito, que mostra microscopicamente os efeitos iniciais de retrometamorfismo em fácies anfibolito médio – uralitização, biotitização, saussuritização. A transposição é forte, mas não tão intensa quanto nas amostras da estação CP-360. Cabe ressaltar que esta rocha está em claro desequilíbrio ambiental com a fácies em que se encontra, pois ao mesmo tempo que sua mineralogia se hidrata, ela cede CO_2 para as encaixantes. Este processo é típico de intrusão diapírica granulítica (Weber e Behr, 1983). Nesta situação de troca de fluidos, é mais que provável que o sistema Rb/Sr tenha sido aberto, o que vem a ser reforçado pelo fato de que a razão inicial (Ri) Sr87/Sr86 (figura II.6.2c) construída com quatro pontos analíticos obtidos a partir de amostras da estação CP-30, é relativamente elevada: Ri = 0,7093. Aparentemente estas rochas sofreram influência do *front* de *nappes* uruaçuanas e foram aquecidas, pelo menos, no evento tectonotermal Brasiliano. Assim, a idade isocrônica obtida de 644 ± 14M.a., refere-se à idade de retrabalhamento térmico de material crustal mais antigo: Transamazônico (?) a Jequié (?).

As rochas que compõem a Suíte Metamórfica São Bento dos Torres foram datadas através da isócrona construída com os resultados de amostras da estação HV-70, compostas por granito a microclina com restitos de piroxênio diorito (HV-70S). Estas amostras, com exceção da última, compõem a isócrona de 2.684 ± 110M.a. (figura II.6.2d). O ponto analítico do piroxênio-diorito situa-se acima do traçado desta isócrona. Este fato, adicionado ao alto valor da razão inicial (Ri = 0,7139), evidencia que a idade conseguida refere-se à idade de retrabalhamento do material com vida crustal mais antiga, possivelmente do Arqueano Inferior - a idade convencional do piroxênio-diorito e o diagrama de evolução do Sr (figura II.6.3) apontam uma idade de 3.300M.a. para a diferenciação do protólito.

Em rochas da infra-estrutura da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande foi analisado, geocronologicamente, um gnaisse de composição quartzo-diorítica, muito laminado, com conspícua textura blastomilonítica, sem nenhum vestígio local de magmatismo pós-deformacional. Foi tomada em pedreira situada 5km a leste de São Vicente de Minas, na estrada para Andrelândia (a oeste das folhas mapeadas no Projeto Barbacena). Estas rochas, consideradas como pertencentes ao Complexo Mantiqueira, forneceram uma isócrona (figura II.6.4a) com 2.350M.a. e razão inicial Sr87/Sr86 baixa. Esta idade é considerada

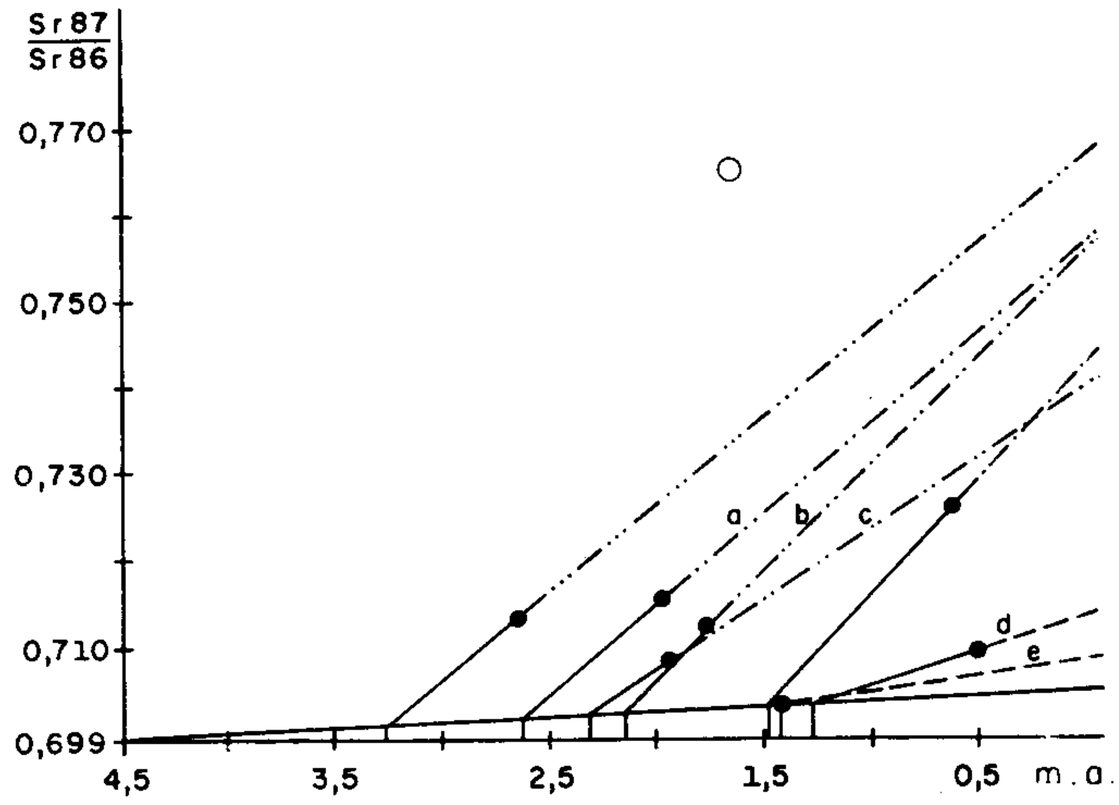
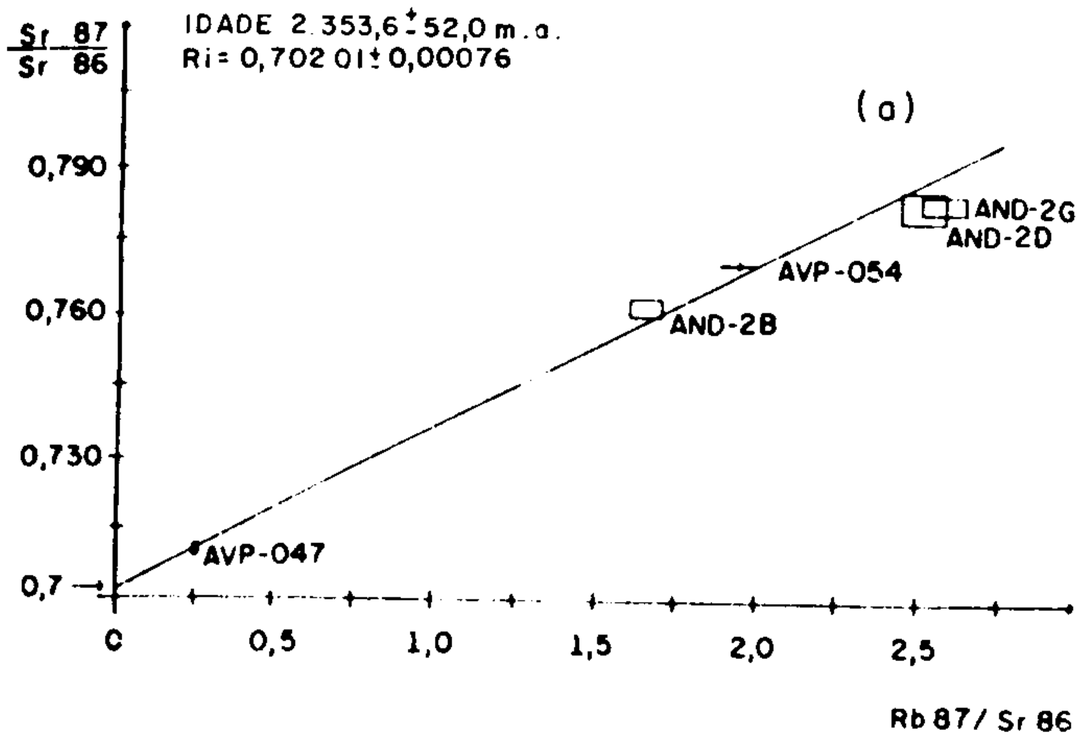


Figura II.6.3 – Diagrama de evolução do estrôncio para as diversas seqüências ortoderivadas das folhas Barbacena e Lima Duarte. As idades anotadas referem-se à idade de diferenciação do protólito e seu posicionamento na crosta.

mista, talvez devido à re-homogeneização parcial do sistema Rb/Sr, mas implica em rocha mais antiga afetada por eventos termo-tectônicos posteriores, provavelmente transamazônicos.

Ainda no âmbito do Complexo Mantiqueira, efetuou-se uma amostragem em pedreira, na cidade de Santos Dumont, onde expõe-se uma razoável variedade litológica devido à presença de tipos neoformados e tipos preservados dos processos anatéticos. Isto ficou patente na dispersão dos pontos analíticos no diagrama da figura II.6.4b, que, no entanto, foi interpretado experimentalmente. Utilizando-se os pontos HV-75D, H e M, obteve-se, precariamente, um alinhamento com a reta isocrônica de 2.200M.a.; e, se a estes se acrescentar os pontos HV-75L e O, obtém-se um alinhamento com a reta isocrônica de 680M.a.. Uma interpretação provável para estes fatos é a que associa uma re-homogeneização incompleta do sistema do Sr no Ciclo Tectonotermal Transamazônico (ver ponto HV-75Q2, um sillimanita-granada-biotita xisto), talvez precocemente à colisão, e uma abertura térmica do sistema no Ciclo Brasiliano.

Umas poucas determinações Rb/Sr foram efetuadas em rochas da infra-estrutura da região a leste do Quadrilátero Ferrífero, a N e NE de Mariana. Os resultados destas análises estão sintetizados na tabela II.6.1. A plotagem



Isócrona Rb/Sr do tonalito-gnaisse blastomilonítico de São Vicente de Minas. Infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et. (1988).

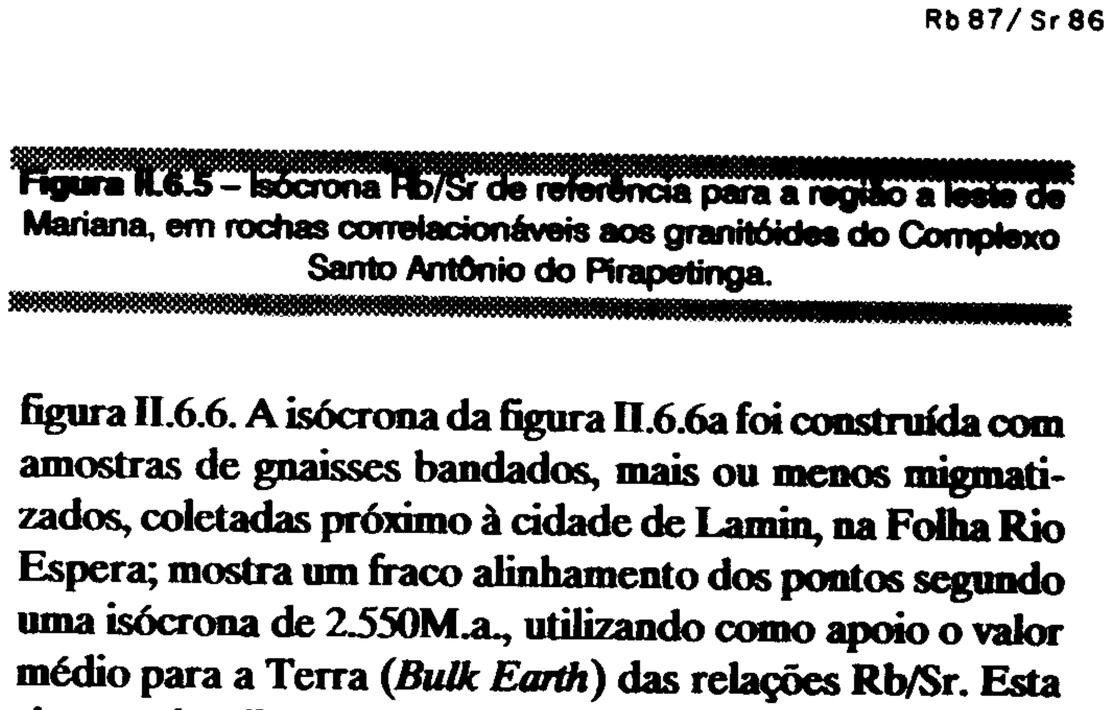
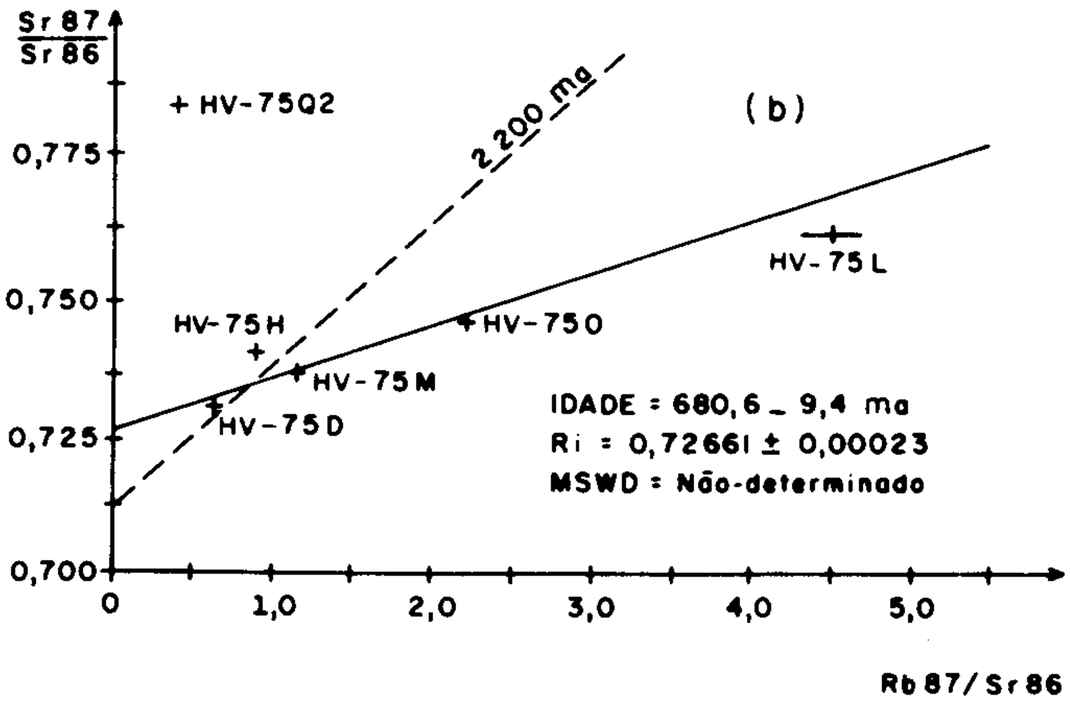


Figura II.6.5 – Isócrona Rb/Sr de referência para a região a leste de Mariana, em rochas correlacionáveis aos granitóides do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga.



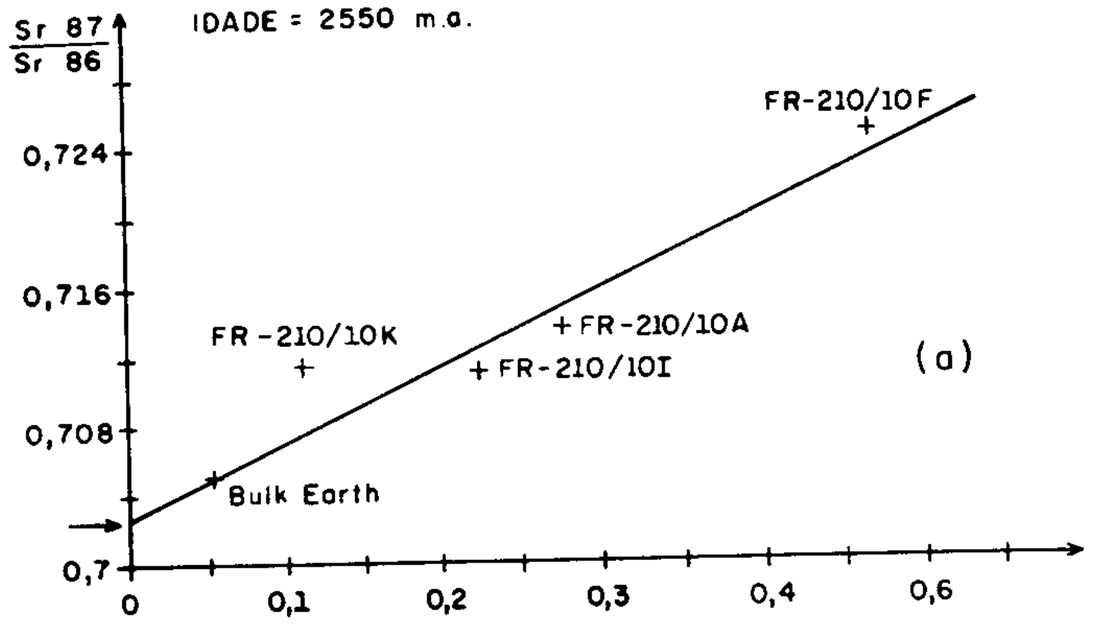
Isócrona Rb/Sr dos gnaisses bandados do complexo Mantiqueira, Pedreira de Santos Dumont, afloramento HV-75. O ponto analítico HV-7502 não foi computado no cálculo da isócrona; é um silimanita-granada-biotita-xisto.

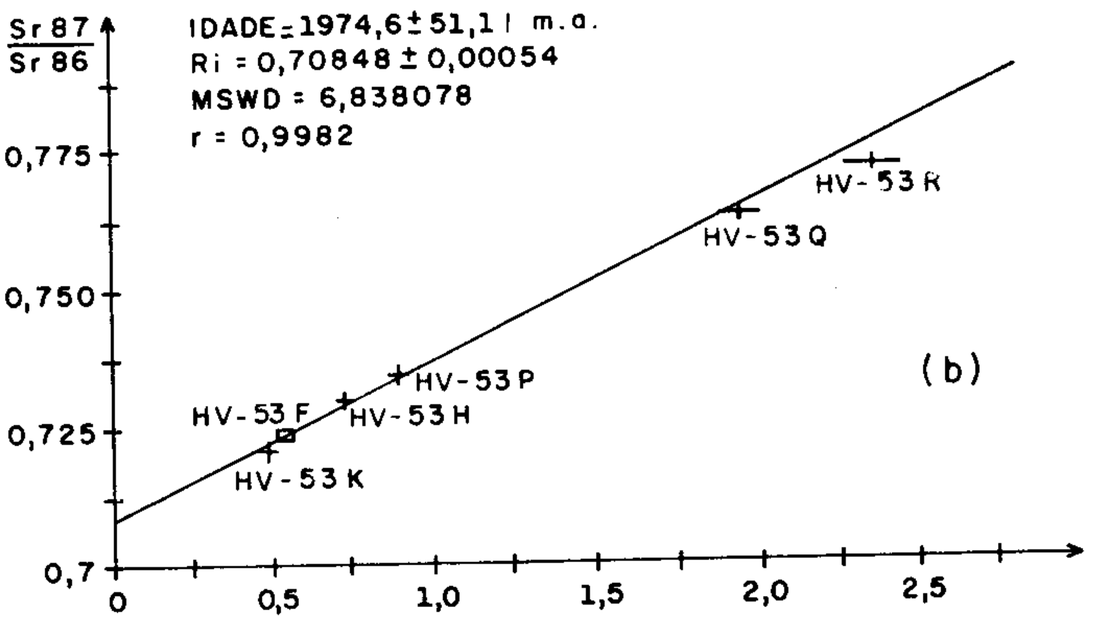
Figura II.6.4 – Isócronas Rb/Sr em rochas do Complexo Mantiqueira.

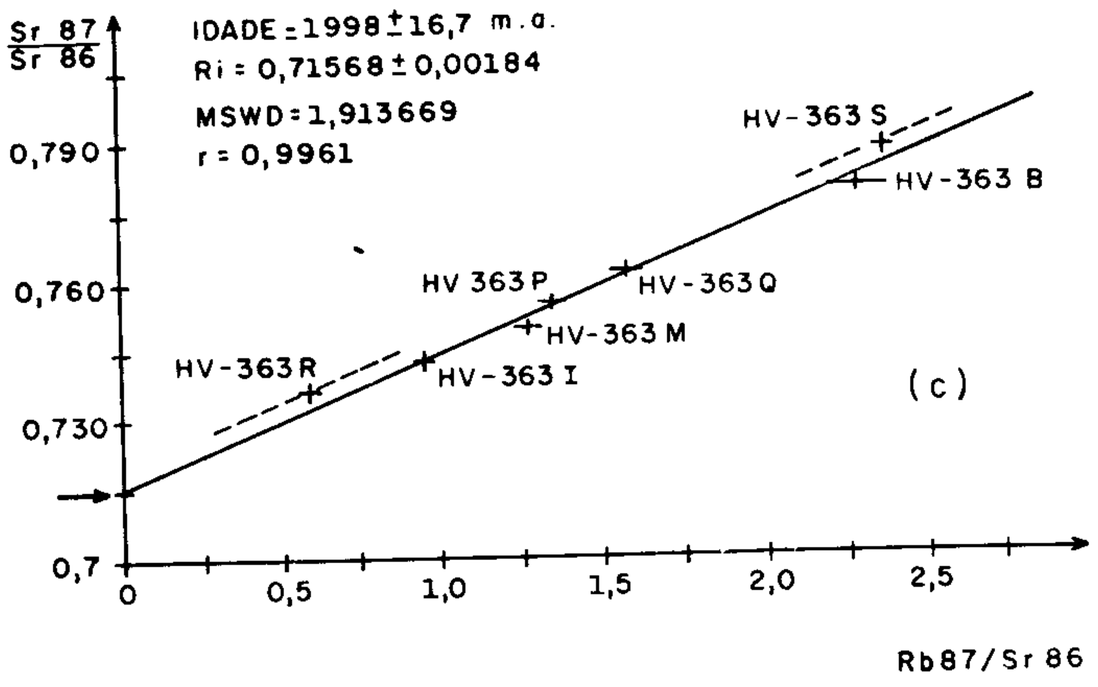
destes resultados no diagrama isocrônico de referência da figura II.6.5 mostra dois alinhamentos precários de três pontos, ambos usando como interseção das ordenadas o resultado analítico de um anfibolito. Apesar desta precariedade, os dois alinhamentos sugerem dois períodos de atividade termo-tectônica que atingiram as rochas do núcleo granito-*greenstone* da Província Geotectônica São Francisco: os eventos Jequié, do Arqueano Superior, e Transamazônico, do final do Proterozóico Inferior.

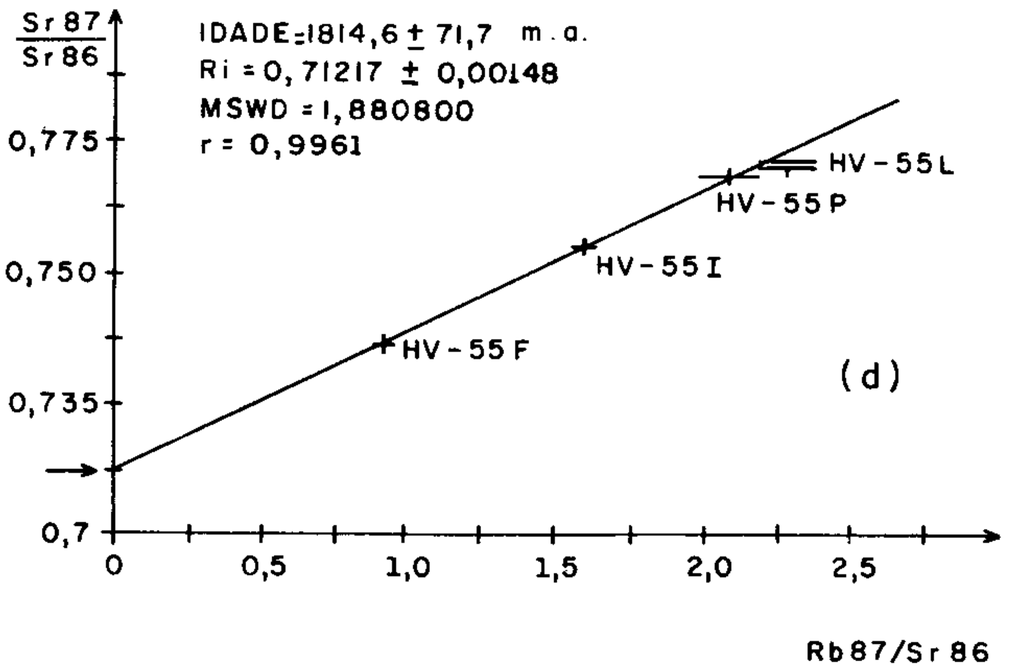
No âmbito deste projeto, o Complexo Ressaquinha foi relativamente bem estudado geocronologicamente. Foram elaboradas cinco isócronas, que estão representadas na figura II.6.6. A isócrona da figura II.6.6a foi construída com amostras de gnaisses bandados, mais ou menos migmatizados, coletadas próximo à cidade de Lamin, na Folha Rio Espera; mostra um fraco alinhamento dos pontos segundo uma isócrona de 2.550M.a., utilizando como apoio o valor médio para a Terra (*Bulk Earth*) das relações Rb/Sr. Esta situação implica em retrabalhamento de crosta mais antiga durante o Ciclo tectono-termal Transamazônico, desequilibrando totalmente o sistema Rb/Sr. Em contrapartida, as rochas das pedreiras Lebourg (próximo a Ressaquinha) e Campolide (a sudoeste de Barbacena), onde os processos de refusão crustal foram muito mais intensos e as estruturas migmatíticas são nebulíticas, forneceram pontos analíticos que geraram boas isócronas transamazônicas (figuras II.6.6b e II.6.6c, respectivamente) com idades variando em torno de 2.000M.a.. A isócrona da pedreira Franco (a sudeste Barbacena) apresentou idade em torno de 1.800M.a. (figura II.6.6d), significativamente mais nova que as anteriores. Todas estas isócronas apresentam razões Sr87/Sr86 iniciais (Ri) muito altas (0,70848, 0,71568 e 0,71217), corroborando a importância da regeneração crustal neste evento termo-tectônico. É possível que estas duas idades reflitam os episódios iniciais e terminais da granitogênese sin-colisional no continente obduzido. O granitóide da pedreira Franco, além do mais, deve ter-se posicionado mais alto na pilha de cavalgamento, pois associa-se diretamente com escamas de empurrão do Complexo Mantiqueira e está mais deformado. Complementando este estudo organizou-se uma isócrona de referência com os pontos analíticos das amostras 150, 152 e 153 de Cordani *et al.*(1973), que confirmou estas idades (figura II.6.6e).

Determinações radiométricas (tabela II.6.2) efetuadas por Machado Filho et al. *(op. cit.)*, permitiram a confecção









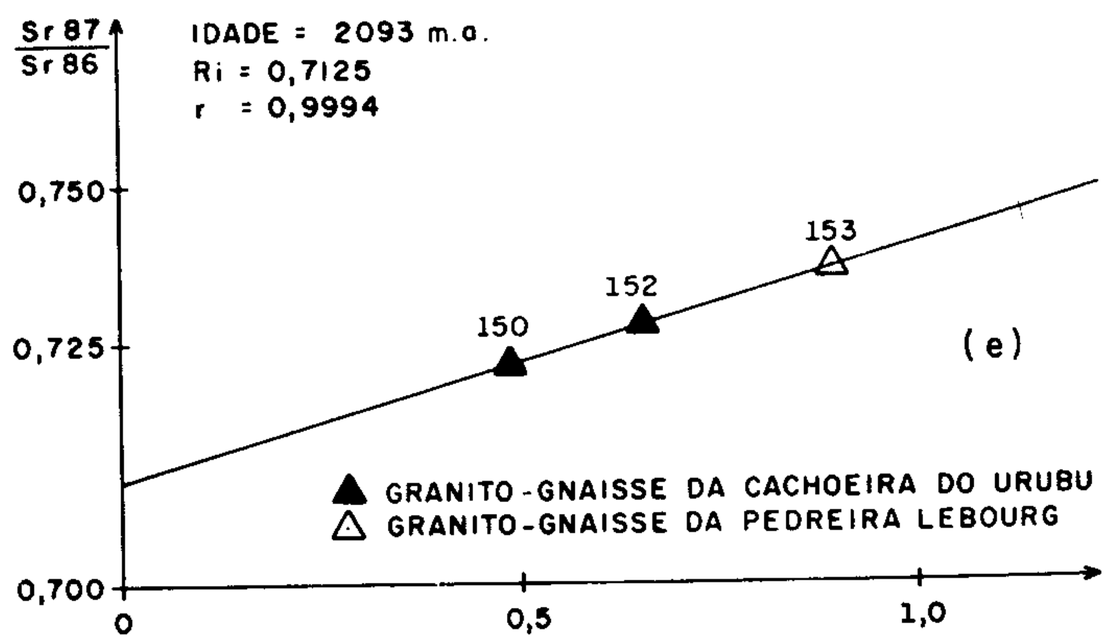


Figura II.6.6 – Isócronas Rb/Sr em rochas graníticas diferenciadas do Complexo Ressaquinha (Pir). Isócrona a - Afloramento FR-210/10K não foi utilizado no cálculo da isócrona. Isócrona b - Pedreira Lebourg. Afloramento FR-53, próximo a Ressaquinha. Isócrina c - Pedreira Campolide. Afloramento I-HV-363, próximo a Campolide, a oeste de Barbacena. Os pontos I-HV-363R (pegmatito) e I-HV-363S (fração rósea) não foram usados no cálculo da isócrona. Isócrona d - Pedreira Franco. Afloramento HV-55, na área urbana de Barbacena. Isócrona e - isócrona de referência com pontos coligidos de Cordani et al. (1973).

Tabela II.6.2 - Determinação Rb/Sr em rochas da supra-estrutura - rocha total.

Nº Campo	Rocha	Unidade	Rb(tot)	Sr(tot)	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro	Idade/Iso (Ma)	Ri	Ref.	Observações
2832A	bt gnaisse	Plss	87,5	102,5	2,48	0,07	0,7529	0,0004	2160	0,715	1	
2832B	bt gnaisse	Plss	94,4	240,0	1,14	0,03	0,7504	0,0011	2160	0,715	1	
2833B	bt gnaisse	Plss	44,6	218,4	0,59	0,02	0,7339	0,0012	2160	0,715	1	
2833D	bt gnaisse	Plss	40,7	164,6	0,72	0,01	0,7385	0,0009	2160	0,715	1	
ART-2F		PMas	86,3	255,3	0,98	0,03	0,7349	0,0008	942 ±72	0,7222	2	Gnaisse da região ao
AVP-06	ci-gra-bt gnaisse	PMas	125,2	277,3	1,311	0,037	0,74141	0,00114	942 ±72	0,72221	2	sul de Arantina
ART-2A	ci-gra-bt gnaisse	PMas	89,7	161,0	1,62	0,05	0,7442	0,0011	942 ±72	0,72221	2	
ART-2D	ci-gra-bt gnaisse	PMas	106,5	185,3	1,67	0,05	0,7454	0,0011	942 ±72	0,72221	2	
AVP-13	ci-gra-bt gnaisse	PMas	177,5	290,2	1,777	0,050	0,74632	0,00042	942 ±72	0,72221	2	
AVP-14	ci-gra-bt gnaisse	PMas	176,3	278,4	1,840	0,052	0,74636	0,00029	942 ±72	0,72221	2	
AVP-31	ci-gra-bt gnaisse	PMas	184,8	202,7	2,650	0,075	0,75260	0,00026	1006 ±84	0,71404	2	Gnaisse da região a
AVP-33	ci-gra-bt gnaisse	PMas	262,0	159,7	4,779	0,134	0,77348	0,00051	1006 ±84	0,71404	2	leste de Arantina..
AVP-27	ci-gra-bt gnaisse	PMas	196,0	186,1	3,063	0,086	0,75745	0,00310	1006 ±84	0,71404	2	
AVP-25	ci-gra-bt gnaisse	PMas	232,8	153,8	4,411	0,124	0,77781	0,00040	1006 ±84	0,71404	2	
AND-1E	ea-gra-bt gnaisse	PMai	73,9	231,6	0,92	0,03	0,7134	0,0017	1098 ±60	0,70167	2	Gnaisse xistos de
AVP-050	ea-gra-bt gnaisse	PMai	78,6	221,8	1,027	0,029	0,71687	0,00074	1098 ±60	0,70167	2	Andrelândia.
AND-1A	ea-gra-bt gnaisse	PMai	141,7	230,2	1,78	0,05	0,7261	0,0015	1098 + ±60	0,70167	2	
AVP-045	ea-gra-bt gnaisse	PMai	90,6	186,2	1,4111	0,040	0,72715	0,00070	1098 ±60	0,70167	2	
AND-1C	ea-gra-bt gnaisse	PMai	133,6	96,6	4,02	0,11	0,7628	0,0017	1098 ±60	0,70167	2	
AVP-040	ea-gra-bt xisto	PMai	66,9	108,0	0,932	0,026	0,71475	0,00019	813 ±32	0,70347	2	Xisto da região de
AVP-039	ea-gra-bt xisto	PMai	90,3	210,6	1,242	0,035	0,71748	0,00029	813 ±32	0,70347	2	Santana do Garambéu
AVP-037	ea-gra-bt xisto	PMai	76,7	184,0	1,208	0,034	0,71732	0,00027	813 ±32	0,70347	2	
AVP-042	ea-gra-bt xisto	PMai	92,4	193,9	1,381	0,039	0,71922	0,00008	813 ±32	0,70347	2	
AVP-043	ea-gra-bt xisto	PMai	142,4	117,5	3,520	0,099	0,74500	0,00014	813 ±32	0,70347	2	
01.05.81/6F	ea-gra-bt xisto	PMa	100,6	313,9	0,93	0,03	0,7341	0,0010	775 ±40	0,72434	2	Xisto feldspático da
01.05.01/6A	ea-gra-bt xisto	PMa	115,2	251,7	1,33	0,04	0,7390	0,0015	775 ±40	0,72434	2	região a oeste de
DI-181	ea-gra-bt xisto	PMa	150,5	214,5	2,04	0,06	0,7495	0,0018	775 ±40	0,72434	2	Madre de Deus de
01.05.81/5	ea-gra-bt xisto	PMa	146,6	82,7	5,17	0,15	0,7807	0,0014	775 ±40	0,72434	2	Minas.

– Referências: (1) Machado Filho **et al.** (1983); (2) Padilha e Vasconcelos, in Baltazar **et al.** (1988).
– Rochas: ver Apêndice II.
– Plss: Suíte Metamórfica São Sebastião do Soberbo; PMa: Grupo Andrelândia Indiviso; PMas: Grupo Andrelândia Superior; PMai: Grupo Andrelândia Inferior.

de uma isócrona para as rochas de Ponte Nova (Suíte Metamórfica São Sebastião do Soberbo) que produziram um alinhamento com 2.160M.a. (figura II.6.7) e razão inicial Sr87/Sr86 de 0,715, muito alta para rochas tão antigas. Isto levou a se considerar a possibilidade do material datado ter sido originado a partir de litótipos mais antigos. Em apoio a esta hipótese de trabalho, tem-se o gnaisse granulítico que originou a amostra 1811A, coletada ao norte de Rio Casca, possivelmente no âmbito do Complexo Juiz de Fora, bem como as amostras de composição enderbítica da pedreira de Abre-Campo, que, no diagrama isocrônico, situam-se claramente acima da isócrona de 2.160M.a., enquanto que duas amostras analisadas do neossoma rosado da mesma pedreira representam a entrada de material mais jovem, pois seus pontos analíticos situam-se abaixo da citada isócrona.

A análise deste quadro geocronológico aponta para a existência de rochas de vida crustal mais antiga, retrabalhadas, sucessivamente, pelos eventos tectonotermais dos ciclos Jequié (2.600 a 2.400M.a.) e Transamazônico (2.200 a 1.800M.a.).

As isócronas apresentadas mostram o predomínio de idades transamazônicas para as rochas granitóides dos complexos Ressaquinha e Mantiqueira, com razões iniciais muito elevadas. Esta constatação sugere que a intensa deformação devida ao movimento de massa, em regime de cisalhamento dúctil, que formou o cinturão de empurrões Mantiqueira, durante o coroamento da colisão entre as massas continentais das províncias geotectônicas Mantiqueira e São Francisco, ocorreu, de fato, no Ciclo Transamazônico.

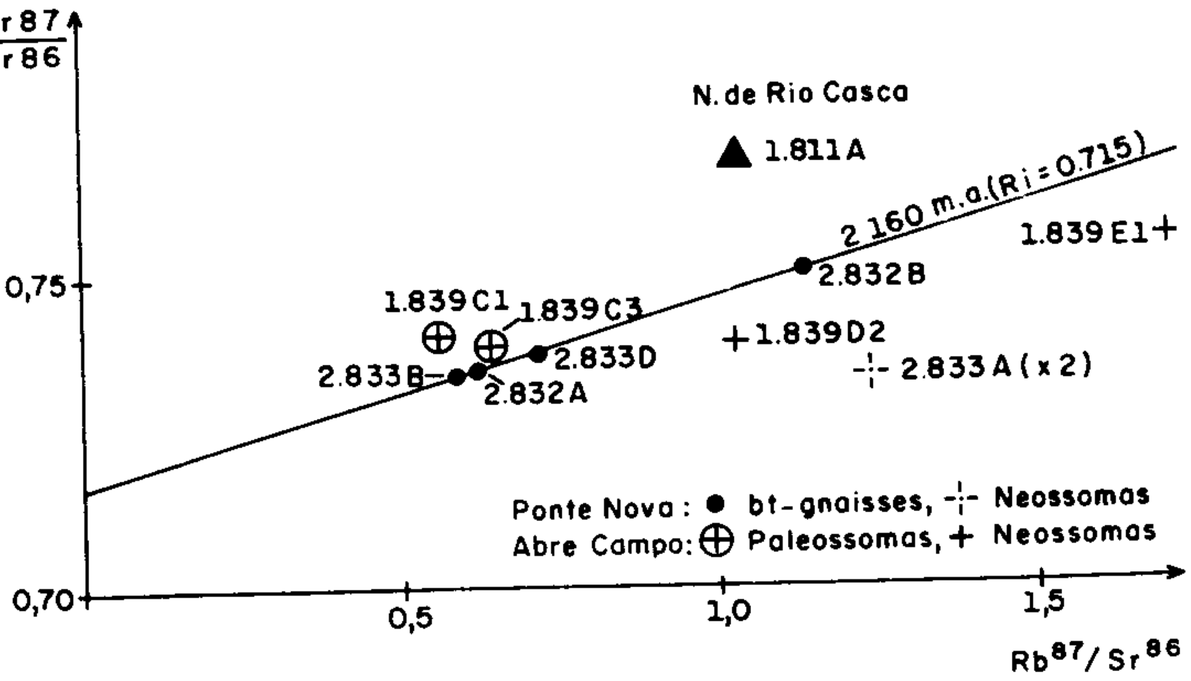


Figura II.6.7 – Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência para rochas das regiões de Ponte Nova (Suite Metamórfica São Sebastião do Soberbo, tabela II.6.2) e Abre-Campo (complexo Juiz de Fora, tabela II.6.1). ( ) amostra isolada de rocha charnockítica ao norte de Rio Casca. Fonte:Machado Filho *et al.*, 1983.

Estas rochas representam a infra-estrutura modificada do megacráton arqueano, constituído essencialmente, naquele momento da evolução da Terra: o Ciclo tectono-termal Jequié. O protólito desta crosta deve ter tido composição tonalítica-trondhjemítica-granodiorítica, injetado por diques e soleiras de rochas básicas e ultrabásicas, às quais os movimentos tangenciais posteriores conferiram o bandamento composicional que a unidade exibe, e lembrando, pela descrição da bibliografia, a suíte gnáissica bimodal do *Ancient Gneiss Complex* da Suazilândia (Jackson, 1984).

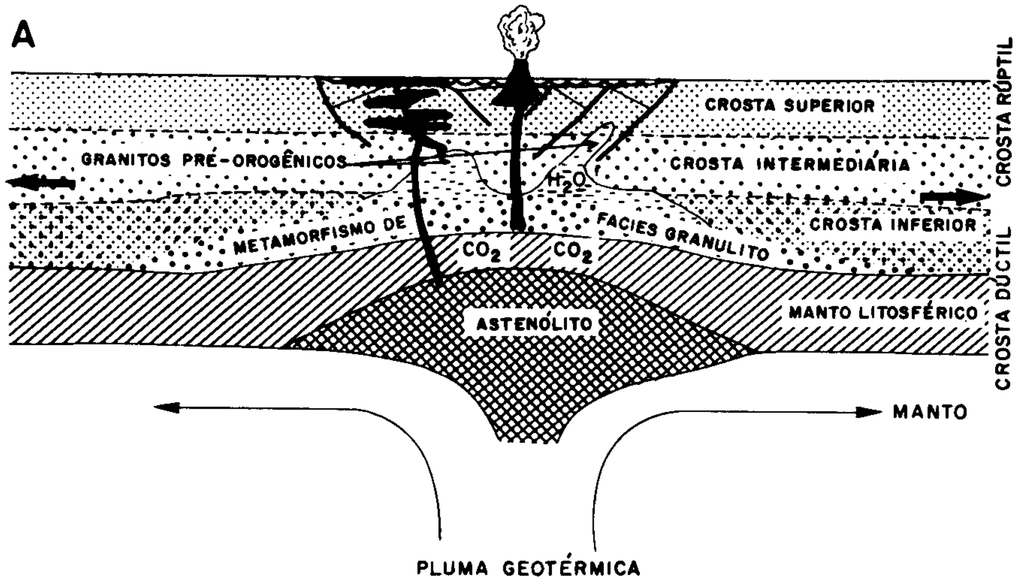
Uma parte desta crosta antiga, a Província Geotectônica São Francisco, foi o *locus* infra-estrutural sobre o qual desenvolveram-se as sequências supracrustais arqueanas, incluindo as pilhas metavulcânicas tipo *greenstone belts* (Complexo Barbacena, Supergrupo Rio das Velhas, Complexo Santo Antônio do Pirapetinga), e no qual foram injetados batólitos diferenciados, parcialmente anatéticos, tonalítico-granodiorítico-granítico (Complexo Ressaquinha, Tonalito-Trondhjemito Serra do Carmo, Granodiorito-Granito Pinheirinho).

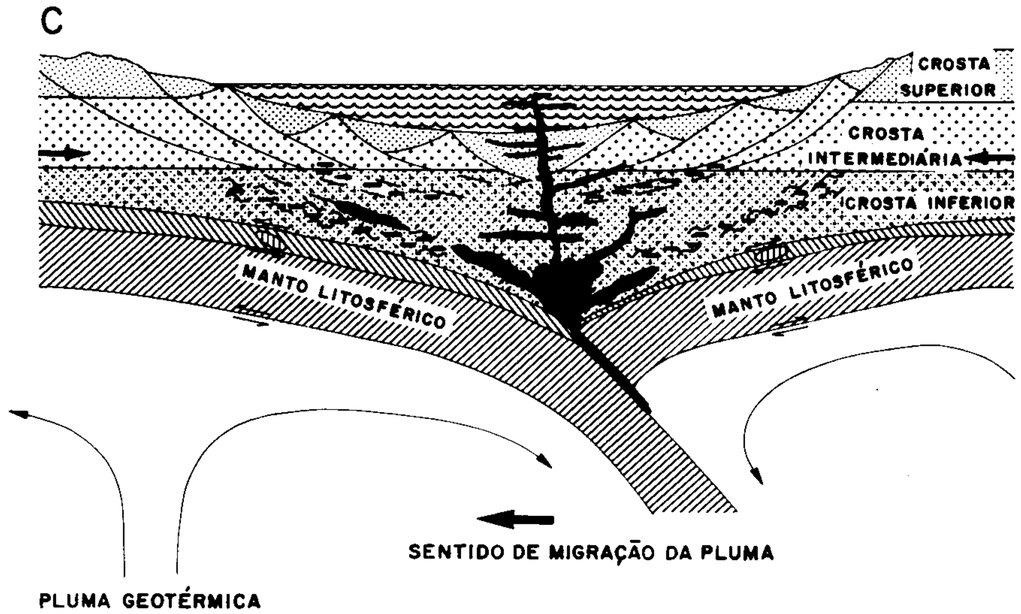
O espessamento da crosta, acompanhado pelo alto grau geotérmico arqueano, provocou, em profundidades compatíveis, metamorfismo de alto grau, com geração de granulitos na crosta inferior e refusão, com formação de batólitos, no limite entre a crosta inferior e a intermediária (figura II.6.8a).

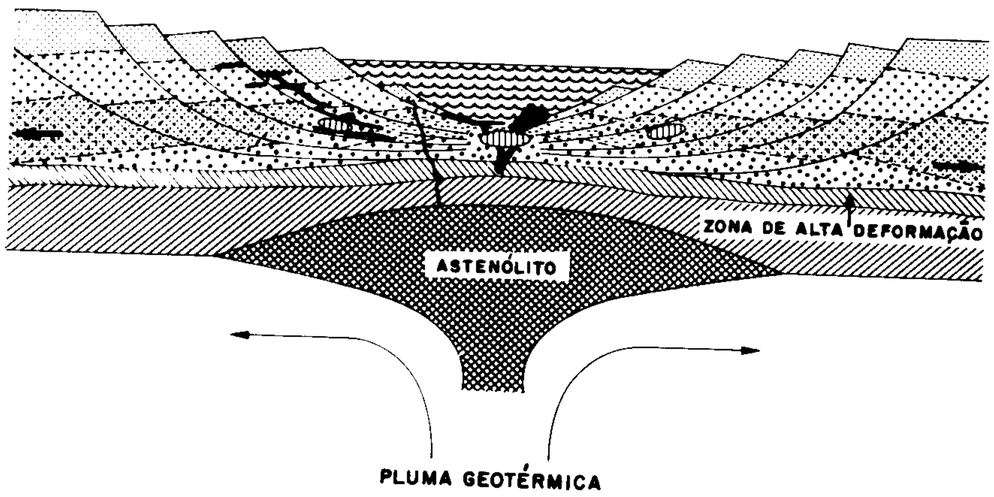
Este processo estático é modificado, em benefício da formação de granulitos e fundidos, pelo início do rifteamento ensiálico que fragmentou o cráton arqueano superior e deve ter ocorrido durante o Ciclo tectono-termal Jequié (figura II.6.8a). Este processo de rifteamento teve seu máximo no início do Eon Proterozóico, constituindo o *locus* das faixas de dobramentos do Proterozóico Inferior. Acompanhando o rifteamento da litosfera continental, ocorreu a ascensão da astenosfera quente. Estes fatores incrementaram o metamorfismo de alto grau, que estava tendo lugar na crosta inferior sob deformação extensional (figuras II.6.8a e II.6.8b). Tal processo acomoda a geração extensiva de metamorfitos de fácies granulito e magmatitos calcialcalinos a peralcalinos durante a constituição e preenchimento da bacia (Weber e Behr, 1983).

A subducção de grande volume de manto litosférico (=SIMA) dentro da astenosfera, pode vir a requerer uma transferência compensatória de volume equivalente de material astenosférico para a base da crosta inferior; isto vem provocar aumento de temperatura, maior pressão e, em decorrência, a formação de fundidos graníticos, granulitização e início do processo compressivo de fechamento do *rift* ensiálico Arqueano Superior/Proterozóico Inferior.

Cabe aqui ressaltar que, devido às propriedades reológicas das rochas da fácies granulito, estas formam uma camada de alta resistência interna na crosta inferior,







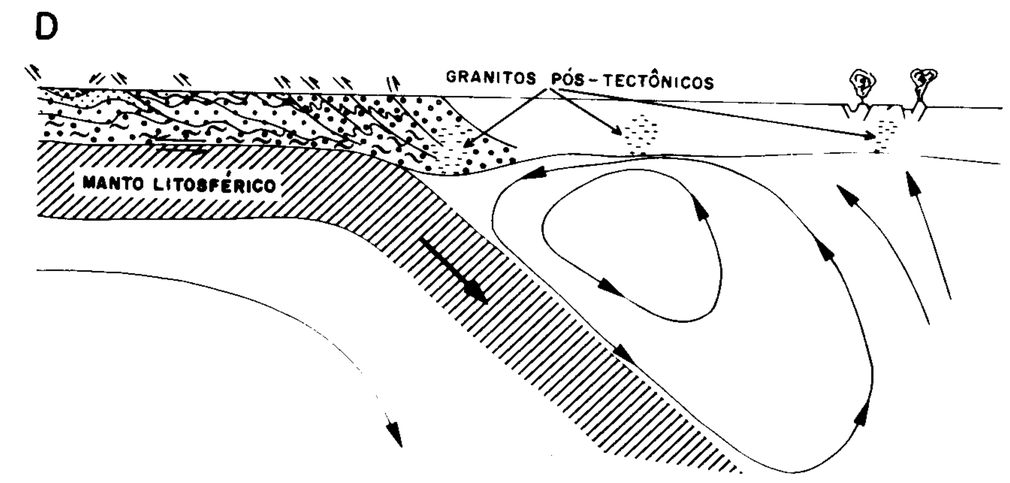


Figura II.6.8 – Representação esquemática da formação do rift ensiálico Arqueano Superior-Proterozóico Inferior e conseqüente colisão continental. A - Início da distensão e adelgaçamento da crosta acima do centro de dispersão (pluma geotérmica p.ex.): desenvolvimento de falhas lístricas na crosta superior e, talvez, vulcanismo inicial basáltico (?). B - Formação de estreita bacia oceânica sobre a crosta adelgaçada. A crosta superior distende-se pelo movimento das falhas lístricas, as quais mudam em profundidade (crosta intermediária e inferior) para zonas de cisalhamento de baixo ângulo com sentido normal de deslocamento. As elipses mostram a deformação nesse modelo. C - Formação de uma zona de subducção tipo A, com deslocamento do manto litosférico da crosta inferior, constituindo uma zona de alta determinação nesta; seccionamento do manto litosférico e mergulho de um dos lados na "astenosfera" e sob a litosfera do outro bloco. D - Compressão litosférica subseqüente, com estabelecimento de uma célula de convecção fronteira à placa de manto litosférico subductada, produzindo espessamento crustal pela reversão do movimento ao longo das zonas de cisalhamento de baixo ângulo; afluência de material astenosférico na base da crosta; formação de grandes dobras diapíricas de rochas de fácies granulito. Obs.: a) esse modelo foi estabelecido a partir de Park (1981) e Wober & Behr (1983). b) as escalas dos níveis crustais verticais de A, B e C estão muito exageradas em relação a D.

a qual, quando do encurtamento crustal posterior, tende a formar dobras em grande escala, que encurvam a crosta sobrejacente, e se desenvolvem até formar uma estruturação imbricada de cunhas de empurrão, típicas das *nappes* de rochas de fácies granulito (Weber e Behr, *op. cit.*) (figura II.6.9). O desequilíbrio termodinâmico proveniente da estruturação da crosta, nesta hipótese de trabalho, pode ser avaliado através de seus efeitos, os quais na área em estudo podem ser verificados a leste de Santa Bárbara do Monte Verde, onde ocorre um corpo de rochas charnockíticas, mais ou menos circunscrito, circundado de gnaisses aluminosos com corpos máficos, cuja aureóla externa encontra-se anfibolitizada, com indícios de mineralização auríferа associada, refletindo a migração de fluidos causada pelo desequilíbrio retrocitado.

6.3 O Desenvolvimento do Cinturão Móvel Atlântico

Quando do advento do Proterozóico Inferior, o rifteamento ensiálico encontrava-se em seu pleno desenvolvimento, com a crosta compartimentada e abatida por falhas lístricas normais e o preenchimento deste mar, relativamente estreito, por pilhas de rochas supracrustais vulcânicas: Complexo Lambari; parte inferior do Grupo Dom Silvério; as faixas isoladas de metabasitos e metaultrabasitos que ocorrem na região do Campo das Vertentes; a faixa vulcanossedimentar de Bom Jesus da Penha-Jacuí) e metassedimentares (Grupo Maquiné, Supergrupo Rio das Velhas Superior, parte do Grupo Dom Silvério, rochas arcoseanas e quartzíticas da região de Furquim – Cláudio Manoel, Grupo Itacolomi; Supergrupo Minas); figura II.6.8b).

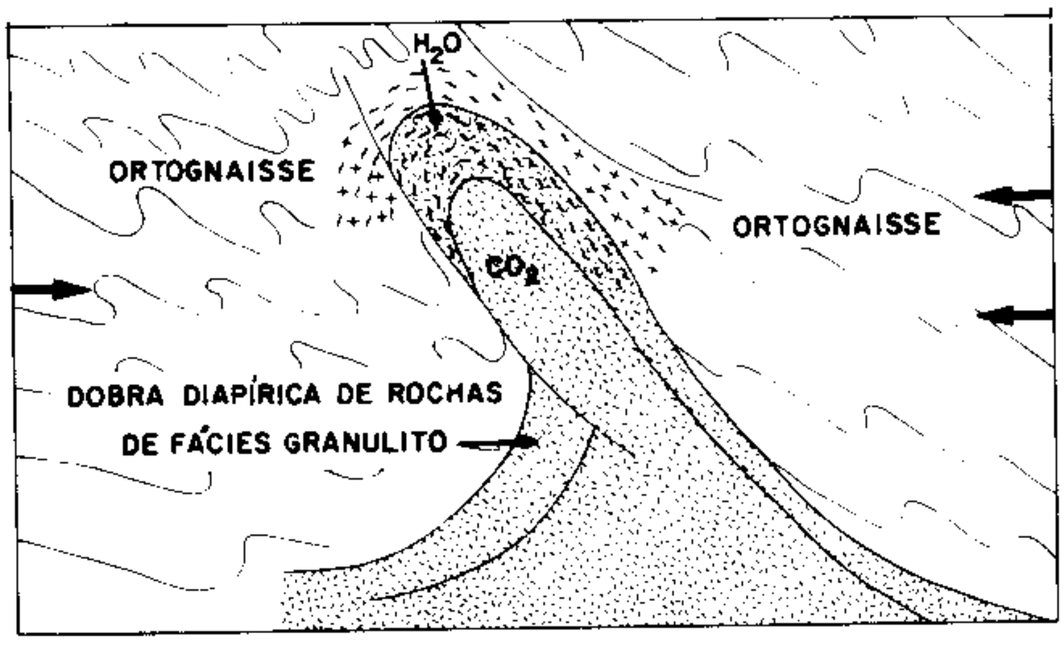


Figura II.6.9 – Desenvolvimento de dobra diapírica, em rochas da fácies granulito, durante o encurtamento crustal.

O adelgaçamento da crosta, o espessamento da pilha de supracrustais e o movimento divergente infralitosférico provocado pela pluma térmica no manto superior, deve ter provocado o desacoplamento da crosta inferior do manto litosférico, gerando, a nível da crosta inferior, espessas zonas de cisalhamento dúctil para compatibilizar o movimento diferencial causado, a nível do manto litosférico, pela subducção subcrustal deste na astenosfera, originando uma zona de subducção tipo "A" (de Ampferer, 1906; adaptado, com modificações, de Park, 1981 e Weber e Behr, *op.cit.*). Ver figura II.6.8c.

Weber e Behr *(op. cit.)* sugerem que, devido à ausência de cadeia mesoceânica, para equilibrar-se totalmente a transferência de massa, é necessário que este equilíbrio ocorra em frente ao segmento subductado, provocando a já citada ascensão de material astenosférico e o recuo parcial do segmento de manto litosférico subductado. Aponta, como explicação mais plausível, a formação de uma célula de convecção forçada, à frente do segmento subductado (figura II.6.8d), com base no modelo desenvolvido por Andrews e Sleeps (1974).

Este é, possivelmente, o processo que, com a migração da pluma geotérmica desde o centro de divergência que provocou a formação do *rift*, para a posição frontal ao segmento do manto litosférico subductado, originando a célula de convecção descrita por Andrews e Sleeps (op.cit.), fornece o mecanismo de frenagem da placa em subducção e, conseqüentemente, o início do movimento inverso que originará a colisão continental e constituirá o cinturão de empurrões Mantiqueira; este último é um elemento tectônico do Cinturão Móvel Atlântico (Fyfe e Leonardos, 1973; Leonardos e Fyfe, 1974), formado no Proterozóico Inferior, tendo sua consolidação ocorrido durante o ciclo tectonotermal Transamazônico (figuras II.6.4 a II.6.7).

Confirmando a época desta inversão tectônica, existem inúmeras determinações geocronológicas (Teixeira, 1982 e 1985; Machado Filho *et al.*, op. cit.; Baltazar *et al.*, op.cit.; Silva et al., *op. cit.*) que apontam para o início do ciclo Transamazônico, como o período de máxima movimentação de massa que completou a soldagem destes dois segmentos crustais: a Província Geotectônica Mantiqueira e a Província Geotectônica São Francisco. A atividade granítica sin-tectônica transamazônica, que ocorre em ambas as províncias, tem idades variando em torno de 2.000M.a. (figuras II.6.10 e 11). Os granitos mais velhos (2.100M.a.) têm composição granodiorítica a tonalítica, enquanto aqueles mais jovens, com cerca de 1.900M.a. (figura II.6.12) têm composição alcalina a peralcalina. Padilha e Vasconcellos (in Baltazar *et al., op. cit.* e Silva et al., *op.cit.*) apresentam uma discussão dos resultados geocronológicos. Um trabalho visando estabelecer as relações entre a composição, idade e posição espacial destes granitos deve ajudar muito no entendimento da evolução

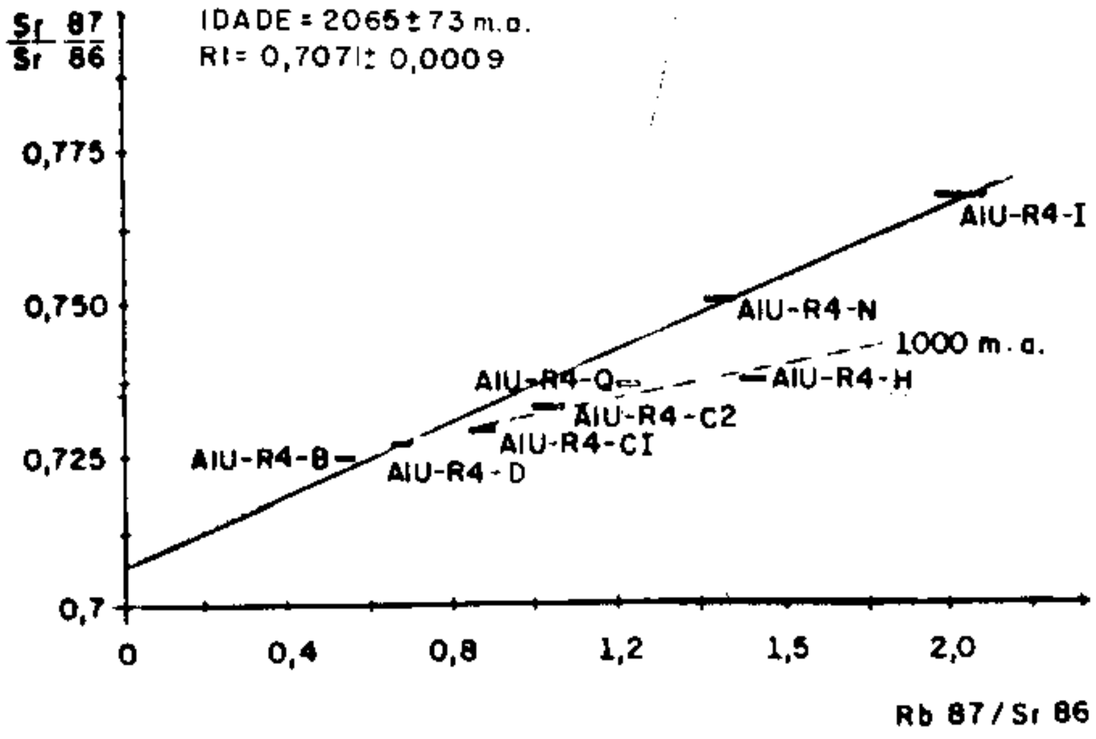


Figura II.6.10 – Isócrona Rb/Sr de granodiorito-gnaisse (AIU-R4), entre Seritinga e Carvalhos. Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar *et al.* (1988) e Silva *et al.* (1988).

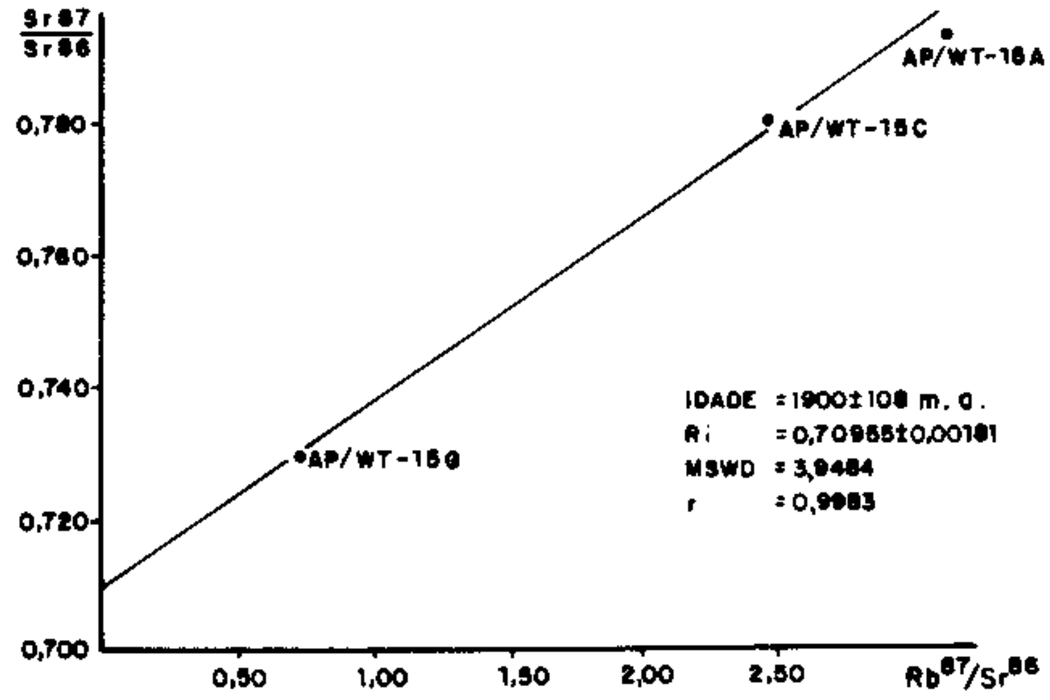


Figura II.6.12 – Diagrama isocrônico Rb/Sr em rocha total para o granito "alto Jacaranda" (NW de Entre-Rios de Minas). Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar *et al.* (1988) e Silva *et al.* (1988).

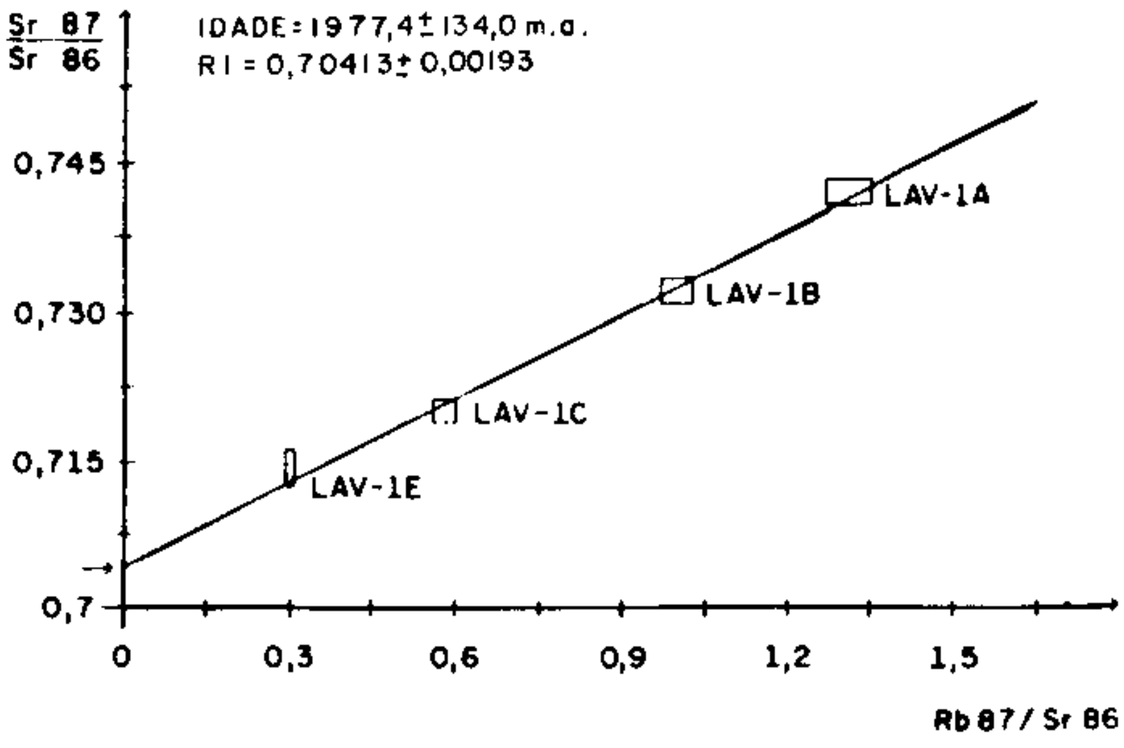


Figura II.6.11 – Isócrona Rb/Sr de granodiorito-gnaisse de Lavras (Heibron, 1984) Intrusivo na infraestrutura da Faixa de Dobramento Alto Rio Grande. Fonte:Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar *et al.* (1988) e Silva *et al.* (1988).

crustal desta parte do Escudo Brasileiro. Delhal *et al.* (1969) apresentaram alguns resultados U/Pb para rochas do Complexo Juiz de Fora, os quais indicaram idade de 2.200M.a. considerada idade do metamorfismo catazonal.

Além da presença de *greenstone belts* mais ou menos preservados, comuns na Província Geotectônica São Francisco e ausentes, ao nível de conhecimento atual, na Província Geotectônica Mantiqueira, o que, fundamentalmente, diferencia as rochas infraestruturais das duas províncias geotectônicas é que a foliação de cisalhamento de baixo ângulo é muito mais intensa nas rochas da Província Geotectônica Mantiqueira, onde desenvolveu-se nas condições dos níveis crustais intermediário e inferior, e menos intensa nas rochas da Província Geotectônica São Francisco, onde a mineralogia que a acompanha mostra condições termodinâmicas da fácies xisto-verde. Como reflexo desta colisão, aparentemente frontal, formou-se o Cinturão de Empurrões Mantiqueira e, no *front* das *nappes*, constituíram-se bacias grauvaqueanas frontais (figura II.6.13), representadas , na área em estudo, pelas sequências metassedimentares do Grupo Andrelândia, a sudoeste, e do Grupo Dom Silvério (unidades média e superior) a nordeste, provavelmente em um estilo semelhante às *foreland basins*. A tectônica proterozóica média e superior mascarou profundamente estas relações de cavalgamento sin-deposicionais, mas, mesmo assim, na região a oeste de Bom Jardim de Minas e entre Arantina e Andrelândia, encontram-se rochas correlacionáveis ao Complexo Mantiqueira sobre rochas do Grupo Andrelândia.

Nesta mesma ocasião, talvez como efeito compensatório desta colisão, iniciou-se a individualização de duas estruturas aulacogênicas, de direção quase que exatamente NW-SE (a primeira) e NNW-SSE (a segunda) formando um ângulo próximo a 60° com a zona de colisão transamazônica (figura II.6.14). A posição aparente do *front* de empurrões nesta figura, no domínio do Espinhaço Meridional, reflete a tectônica proterozóica superior, muito intensa aí. A primeira, ao sul, evoluiu para conformar a bacia de sedimentação Andrelândia/Araxá/Canastra, que compõe a extremidade sudeste da Província Estrutural Tocantins, de Almeida *et al.* (1977), enquanto que a segunda, ao norte, evoluiu para construir o fulcro da sedimentação Espinhaço. As idades das sequências vul-

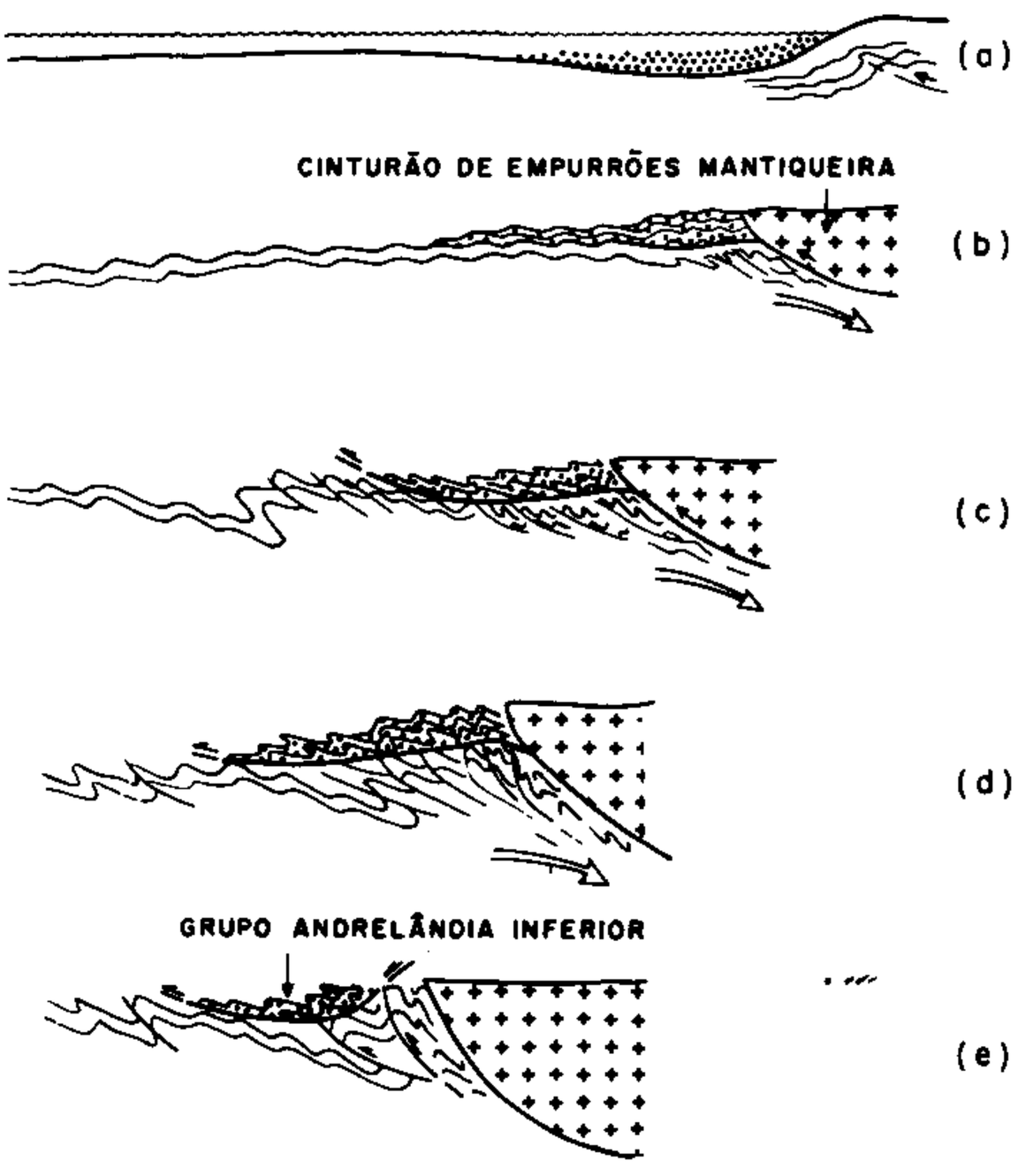


Figura II.6.13 – Esquema do desenvolimento das grauvacas do Grupo Andrelândia, em estilo *fore land basin*. (a) início de formação do cinturão de empurrões Mantiqueira com constituição de uma *fore land basin*, pelo rebaixamento isostático da zona frontal ao referido cinturão, formação de leques deltaicos e turbiditos (grauvacas líticas e feldspáticas?).(b, c, d) Prosseguimento da superposição de escamas de empurrão do cinturão mantiqueira, soerguimento parcial de parte da sedimentação da *fore land basin* com seu dobramento; individualiza-se um deslocamento basal (*sole trust*) próximo à interface cobertura-embasamento; nessa fase pode haver vários pulsos de soerguimento-erosão-redeposição. (e) Erosão da parte soerguida da cordilheira formada a afloramento da infra-estrutura da *fore land basin* entre as *nappes* Mantiqueira e as *nappes* Andrelândia Inferior.

cano-sedimentares que ocorrem na base destas sedimentações apontam para o início do Proterozóico Médio a instalação destes aulacógenos.

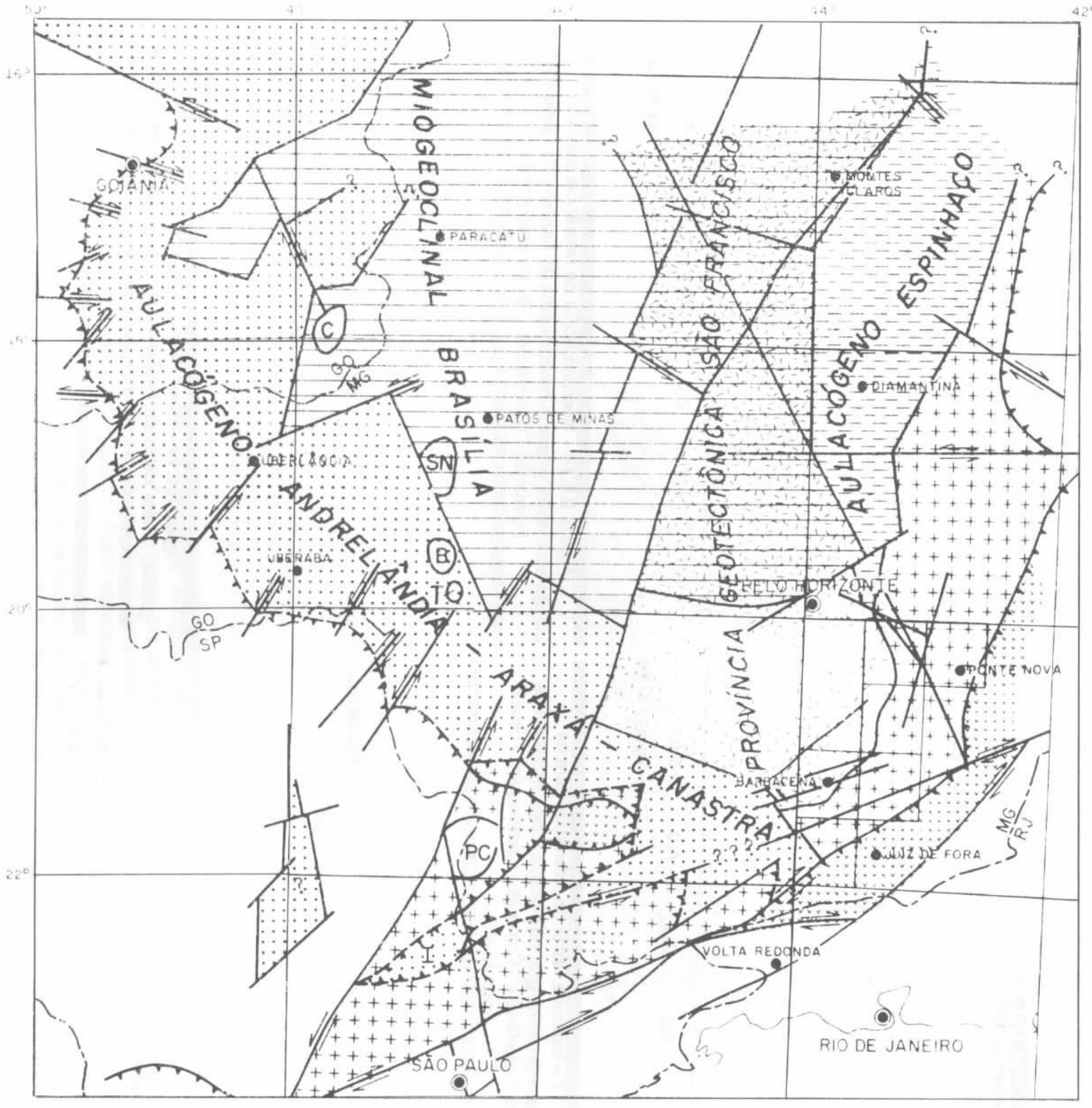
Com o objetivo de ressaltar um fato de suma importância, relembra-se que, quando teve início a sedimentação da seqüência grauvaqueana do Grupo Andrelândia Inferior deste projeto (Formação Cambuquira de Baltazar *et al.*, *op.cit.*, e Silva *et al.*, *op. cit.*), os metamorfismos meso e catazonal das sequências arqueanas, arqueano-proterozóicas inferiores e proterozóicas inferiores já haviam atingido seu clímax, e a sutura continental estava sendo obliterada pelo deslocamento do cinturão de empurrões. Deste modo, a idade proterozóica média precoce, sugerida para as seqüências grauvaqueanas Andrelândia e Dom Silvério, é justificada, e as idades proterozóicas médias e superiores, encontradas para as primeiras (figuras II.6.15 a 18), relacionam-se com o pico do metamorfismo de fácies anfibolito, que mascarou profundamente o balanço geoquímico e re-homogeneizou o sistema Rb/Sr destas rochas. Estas bacias grauvaqueanas evoluíram para uma seqüência pelito-psamítica, que extravasou do fulcro principal da sedimentação para norte, em direção ao Cráton do São Francisco, de Almeida *et al.* (1980), estando representado pela Formação São Tomé das Letras e pelo Gnaisse Brejão, de Silva et al. (op.cit.), e para sul e sudeste, sobre as partes já então peneplanizadas do cinturão de empurrões (Grupo Andrelândia Superior, na Folha Lima Duarte). A sedimentação, extravasada para norte, muda a faciologia sedimentar ao atingir a zona pericratônica, com quartzitos e conglomerados (Formação Tiradentes), margas e pelitos (Formação Rio Elvas), pelitos e margas, com lentes de calcário (Formação Prados) e paraconglomerados polimíticos (Formação Carandaí e "Seqüência" de Madre de Deus), que constituem o Grupo São João Del Rei. Em direção NW, deve ter interagido com o início da sedimentação no aulacógeno. Uma isócrona Rb/Sr, de referência, foi preparada para filitos grafitosos da região de Madre de Deus, que representam a transição entre os grupos Andrelândia e São João Del Rei (figura II.6.19).

6.4 O Proterozóico Médio e Superior: A Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande

A Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande, como aqui é concebida, localiza-se marginalmente ao sul da Província Geotectônica São Francisco (figura II.6.20); sua forma atual é a de um trapézio com direção geral WSW-ENE, desde a Bacia do Paraná, a oeste, até a região entre Caranaíba-Barbacena-Juiz de Fora, em uma extensão aflorante de, aproximadamente, 350km. A base maior deste trapézio encontra-se a oeste, possivelmente entre Jundiaí (SP), ao sul, e Monte Santo (MG), ao norte, com aproximadamente 220km (figura II.6.21). Neste trecho, engloba a região do Platô de Poços de Caldas e as litologias dos complexos graníticos e granulíticos do Maciço de Guaxupé. A leste termina irregularmente, em faixas protegidas por falhas tardias envolvendo rochas graníticas e granito-*greenstone* do Complexo Barbacena, granitóides do Complexo Mantiqueira e granulíticas do Complexo Juiz de Fora, em uma largura média de 10km. Perfaz, assim, uma área da ordem de 60.000km^2.

Seu limite sul coincide, grosseiramente, com a zona de cisalhamento Serra da Mantiqueira ou São Paulo e, ao norte, com a zona de cisalhamento Campo do Meio (Cavalcante *et al.*, 1977, 1979). Sua forma atual deriva dos últimos eventos deformacionais que a atingiram, possivelmente de idade brasiliana precoce.

Padilha e Vasconcellos (in: Silva *et al.*, *op.cit.* e Baltazar *et al.*, *op.cit.*) apresentaram uma hipótese de evolução crus-



Província Geotectônica São Francisco parcialmente recoberta pelas supracrustais do Proterozóico Superior.

Rochas de alto grau metamórfico da crosta inferior e parte do manto litosférico.

Rochas de médio a alto grau metamórfico da crosta intermediária (infra-estrutura).

Grupo Espinhaço e sua infra-estrutura.

Grupos Andrelândia, São João Del Rei, Araxá, Canastra e Itapira e suas infra-estruturas.

Sequências supracrustais, plataformais, do Proterozóico Superior: grupos Paranoá e Bambuí.

Colisão transamazônica: marca o empurrão da crosta inferior sobre a intermediária.

Falhas transcorrentes

Colisão uruaçuana: marca o empurrão da infra-estrutura transamazônica e arqueana sobre a supra-estrutura da crosta intermediária.

Provável traço das descontinuidades infracrustais da Província Geotectônica São Francisco relacionadas com o limite nordeste do aulacógeno do Proterozóico Médio.

I - Grupo Itapira

Complexos alcalinos: PC - Poços de Caldas; T - Tapira; B - Barreiro (de Araxá); SN - Serra Negra e Salitre; C - Catalão.

? - Feição de baixo gravimétrico sob a Bacia do Paraná

Obs.: não foi representado o avanço das nappes da supra-estrutura uruaçuana sobre a Província Geotectônica São Francisco.

Figura II.6.14 – Registro dos elementos estruturais profundos da região sudeste, a partir dos dados gravimétricos e sua possível interpretação geotectônica.

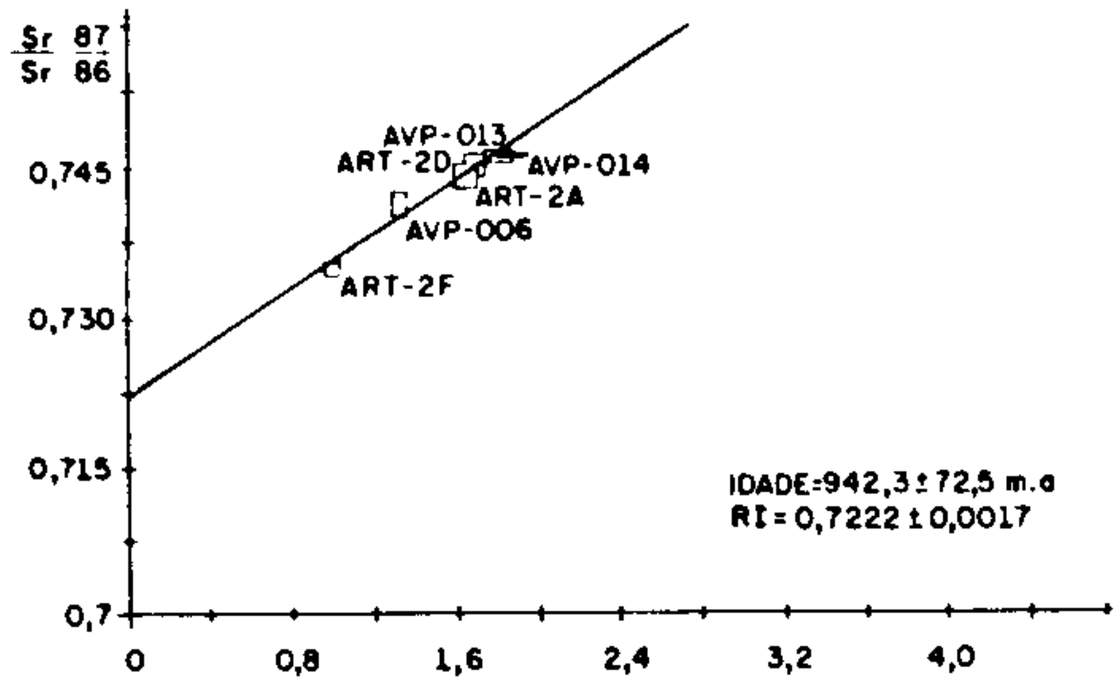


Figura II.6.15 – Isócrona Rb/Sr para os cianita-sillimanita-granada-biotita gnaisse de Arantina: Pedreira 2Km a SSW de Arantina - formação Cambuquira - grupo Andrelândia.

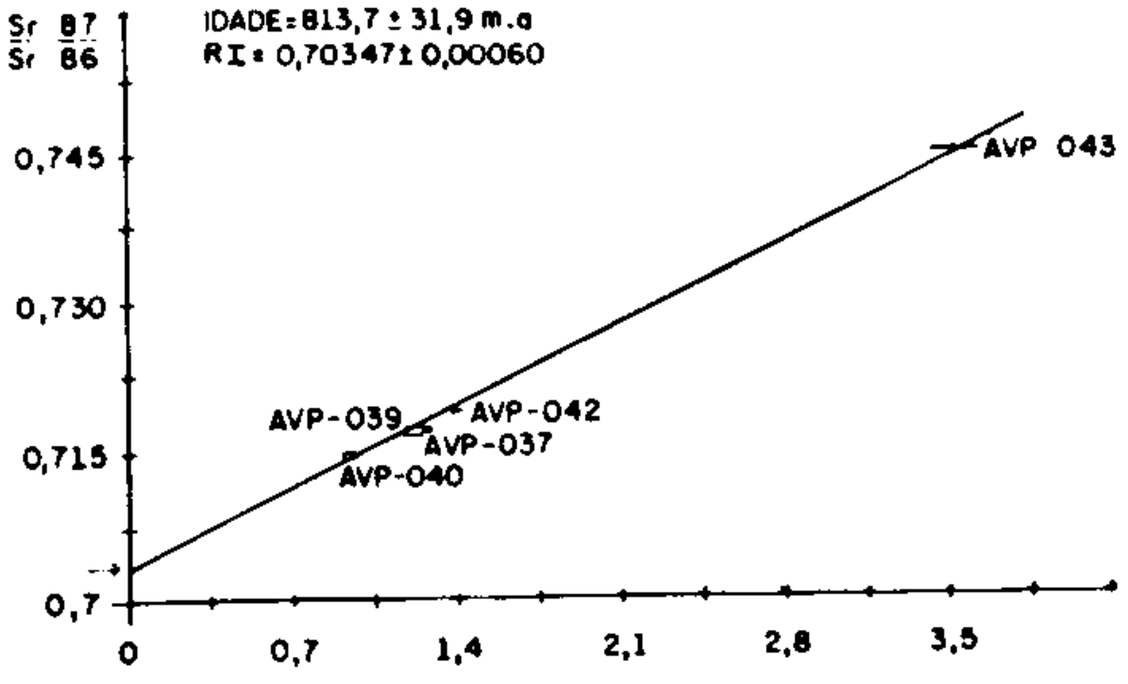


Figura II.6.16 – Isócrona Rb/Sr para os cianita-sillimanita-granada-moscovita-quartzo xistos de Arantina: Túnel de Ferrovia do Aço 5Km SE de Arantina - formação São Tomé das Letras - grupo Andrelândia.

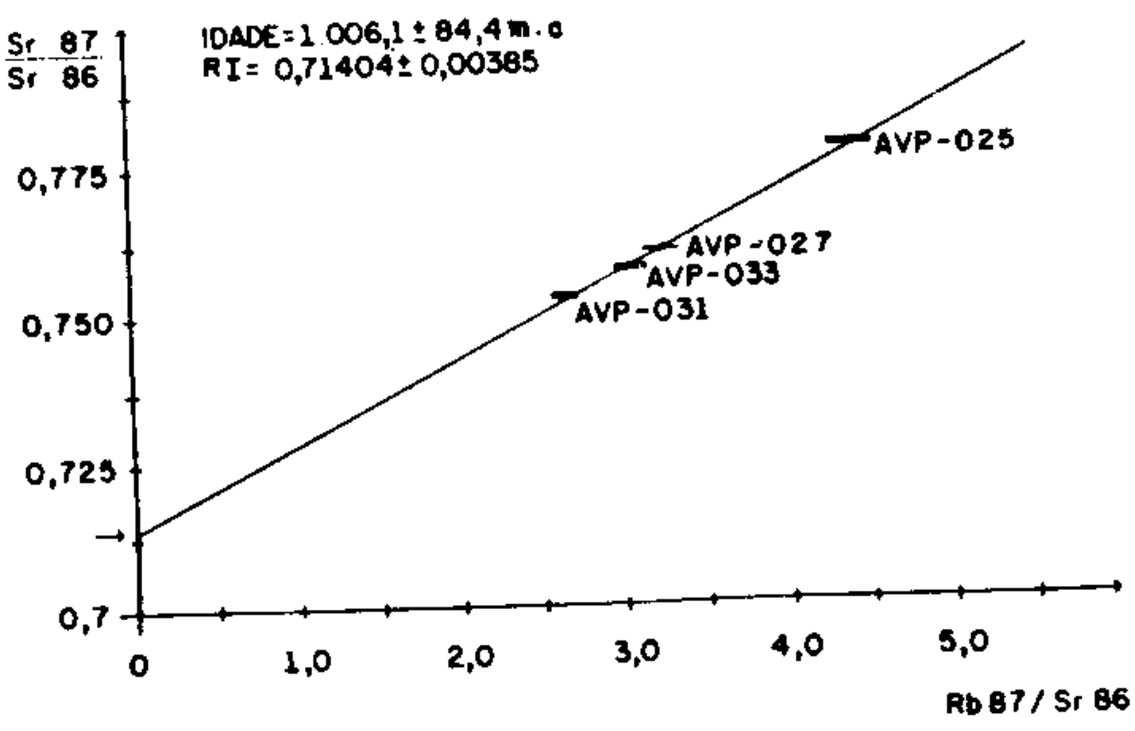


Figura II.6.17 – Isócrona Rb/Sr de referência para os estaurolita-cianita-sillimanita-granada-biotita xistos feldspáticos dos arredores de Andrelândia - Formação Cambuquira - Grupo Andrelândia.

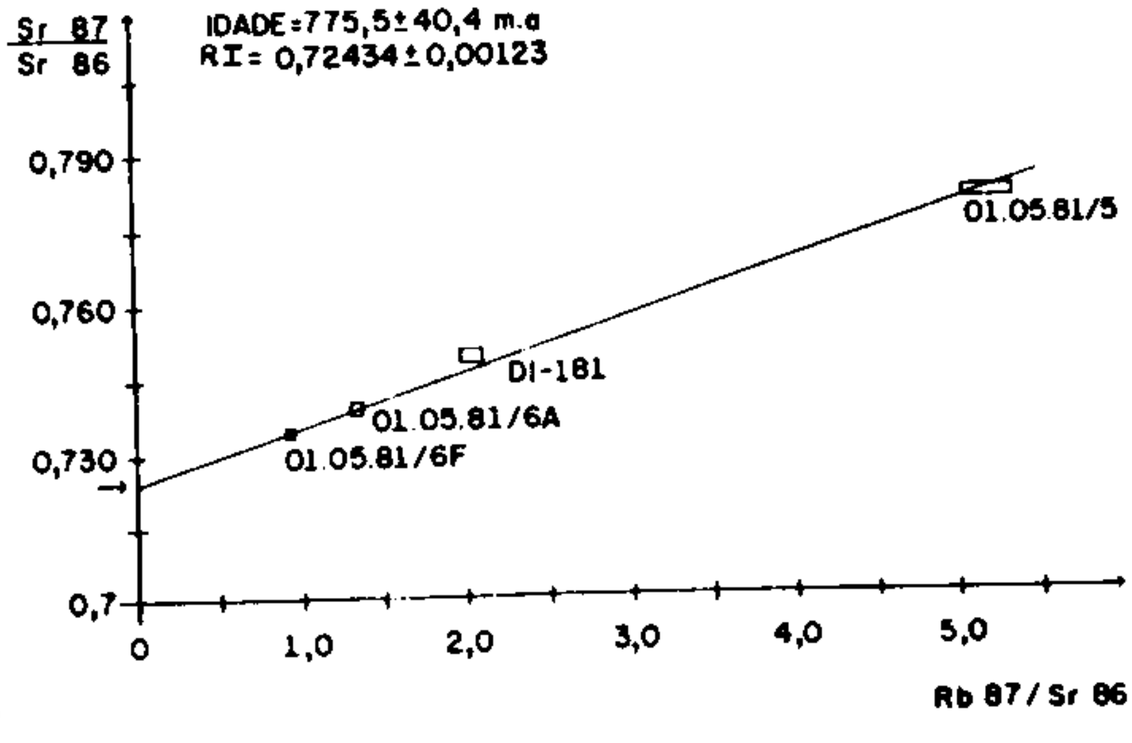


Figura II.6.18 – Isócrona Rb/Sr de referência para os cianita-estaurolita-granada-biotita xistos de Santana de Garambéu - Formação Cambuquira - Grupo Andrelândia.

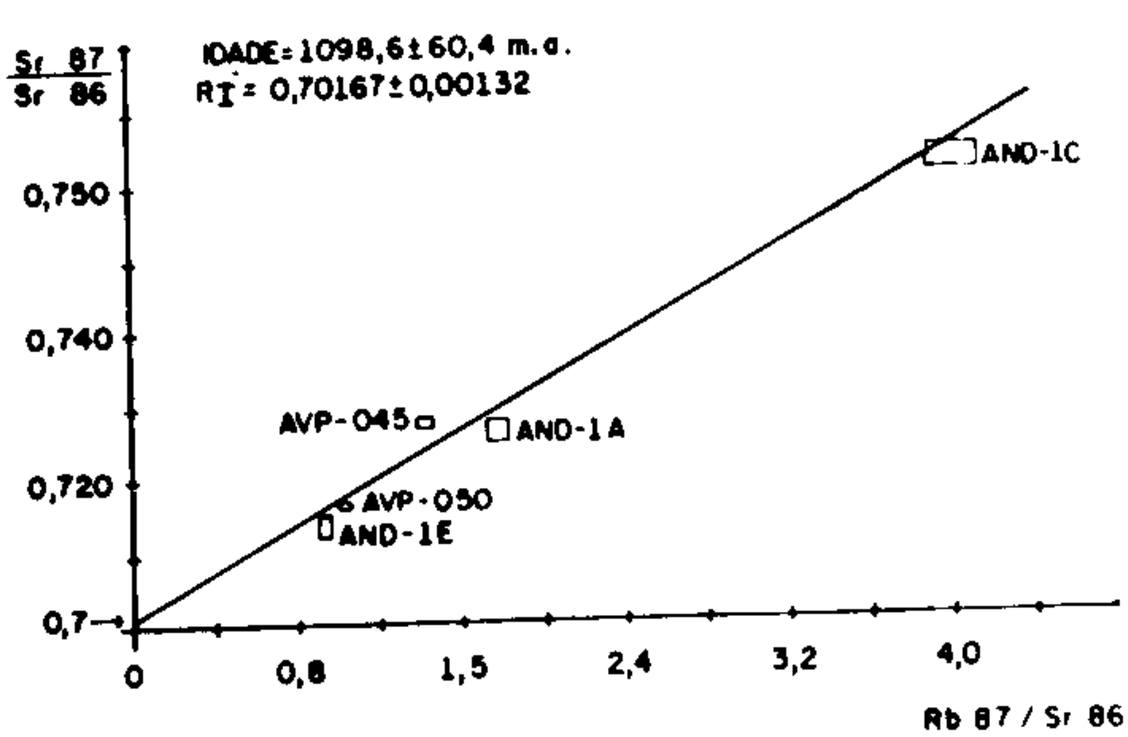


Figura II.6.19 – Isócrona Rb/Sr de referência para os (grafita)-biotita xistos da região a sudoeste de Madre de Deus de Minas/seqüência de Madre de Deus de Minas/grupo São João del Rei.

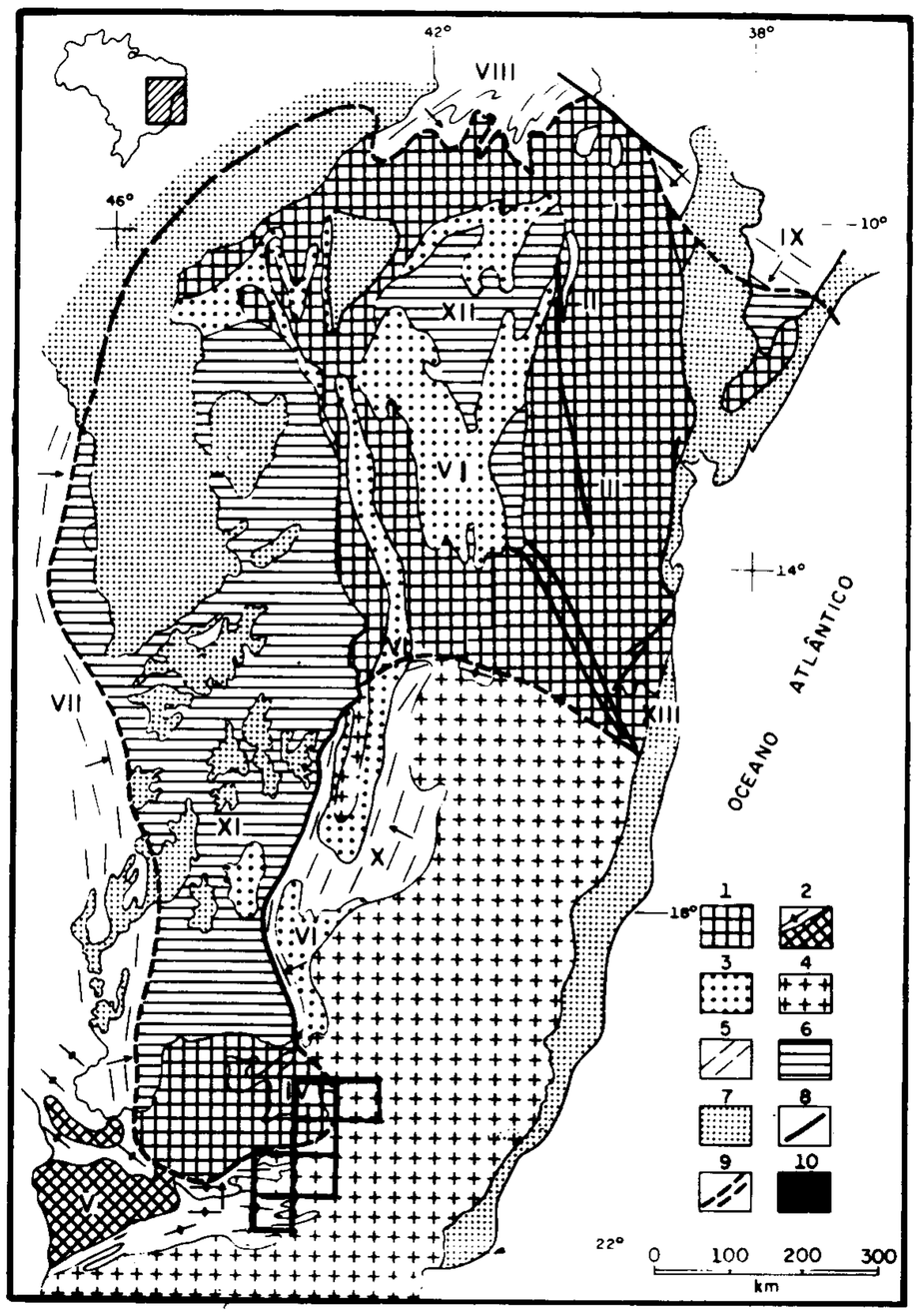


Figura II.6.20 – Elementos tectônicos da região leste brasileira (modificado de Almeida *et al.*, 1976). 1 - Áreas pré-transamazônicas e transamazônicas não-diferenciadas: Complexo Caraíba (I), grupo Jacobina (II), Complexo Jequié (III), Quadrilátero Ferrífero (IV). 2 - Faixa de dobramentos alto Rio Grande e Maciço Guaxupé (V). 3 - Faixa Espinhaço e cobeturas relacionadas na chapada Diamantina (VI). 4 - Áreas transamazônicas rejuvenescidas durante o ciclo Brasiliano. 5 - Unidades brasilianas: Faixa de Dobramentos Brasília (VII), região de dobramentos Nordeste (VIII), Faixa de Dobramentos Sergipana (IX), Faixa de Dobramentos Araçuaí (X), 6- Coberturas sedimentares correlativas ao Ciclo Brasiliano: grupo Bambuí na bacia do São Francisco (XI), Salitre-Jacaré (XII) e Rio Pardo (XIII). 7 - Coberturas sedimentares fanerozóicas. 8 - Falhamentos maiores. 9 - Limite de cráton; setas indicam vergência. 10 - Área do projeto Barbacena.

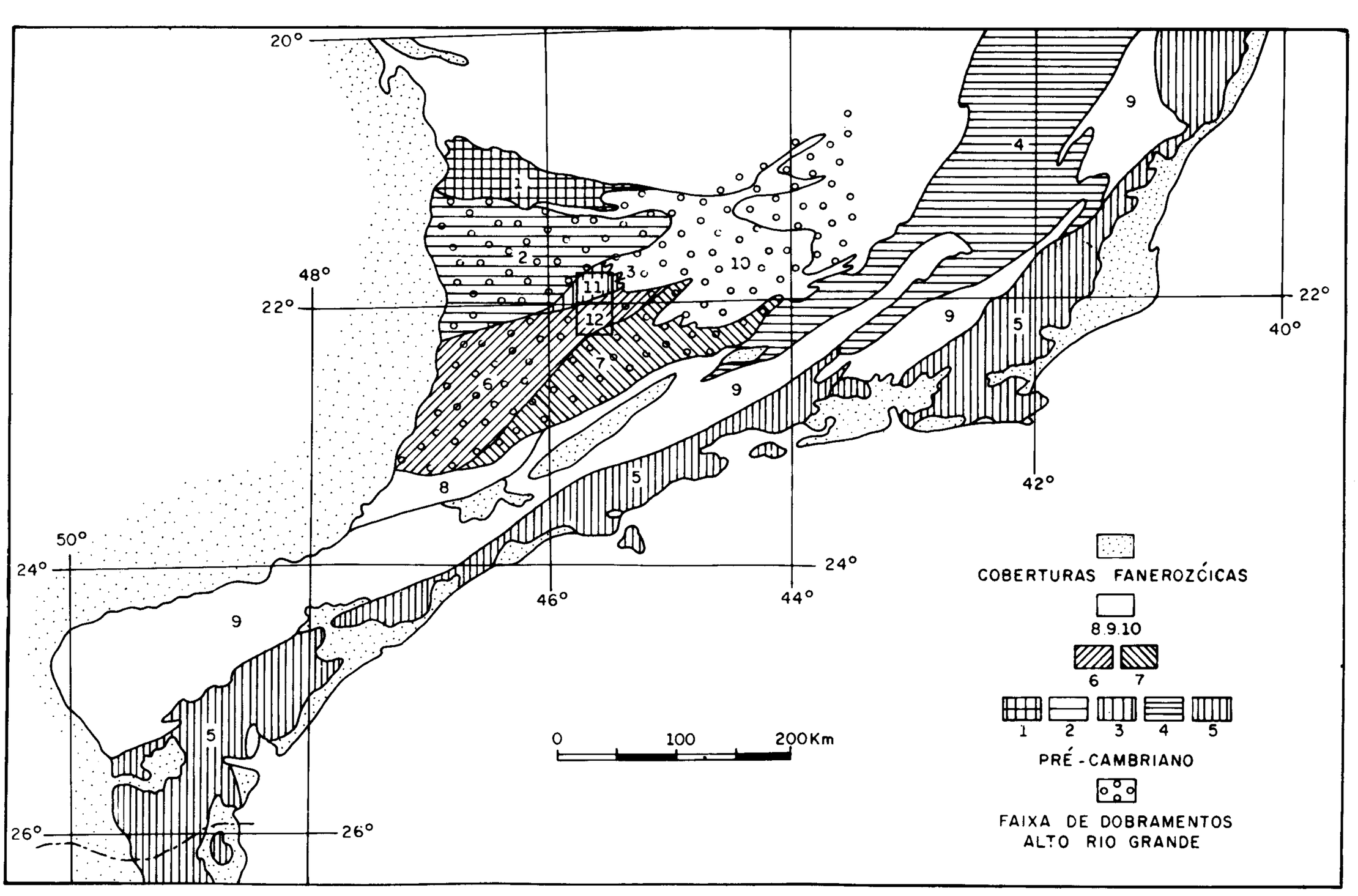


Figura II.6.21 – Distribuição das unidades pré-cambrianas na região sudeste brasileira. 1 - Complexo Campos Gerais; 2 - Complexo Varginha-Guaxupé; 3 - Complexo Silvianópolis; 4 - Complexo Juiz de Fora; 5 - Complexo Costeiro; 6 - Grupo Amparo; 7 - Complexo Paraisópolis; 8 - Grupo São Roque; 9 - Grupo Açungui (inclui Complexo Embu e Formação Setuva); 10 - Grupos São João del Rei e Andrelândia; 11 - Folha São Gonçalo do Sapucaí; 12 - Folha Heliodora; 13 - Projeto Barbacena. Obs: o Grupo Amparo foi, em sua maior parte, considerado como idêntico ao Complexo Silvianópolis, e o restante como Complexo Lambari e Grupo Andrelândia. Fonte: modificado de Geologia do Brasil, DNPM, 1984.

tal para a região sudeste mineira, a qual corroborou-se com os presentes estudos. A este modelamento acrescenta-se três elementos que supõe-se diagnósticos:

a) a Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande representa a extremidade sul da Província Estrutural Tocantins (Almeida et al., 1977), com a qual tem em comum a simetria dos esforços deformantes;

b) consolidou-se a compreensão de que as grauvacas basais e sedimentos pelito-psamíticos correlatos constituíram-se como sedimentação frontal ao Cinturão de Empurrões Mantiqueira, formado quando da colisão continental transamazônica, em vários pulsos de soerguimento/sedimentação/desnudamento/ressedimentação;

c) é possível que a região ao norte de Andrelândia se posicione, hoje, sobre uma pretérita junção tríplice com um ramo *rift* (aulacógeno?), de direção NW, constituindo a extremidade sudeste do aulacógeno Andrelândia-Araxá-Canastra; o outro ramo, de sudoeste, conforma-se, possivelmente, como falhas transformantes (Sistema Ouro Fino) ou transcorrentes com bacias *pull-apart* (sedimentação do Grupo Itapira); e o ramo de ENE até NNE sendo constituído pelo cinturão de empurrões Mantiqueira, que registra a colisão continental transamazônica e é acompanhado de bacias frontais transpressionais (grupos Andrelândia, São João Del Rei e Dom Silvério), desenvolvidas em rampas oblíquas.

Esta faixa de dobramentos tem como característica básica seu policiclismo e o envolvimento, em seus vários eventos tectono-metamórficos, tanto das seqüências supracrustais próprias da faixa, bem como de seu embasamento. Como anteriormente sugerido, a idade provável de sua individualização deve ter sido no limite entre o Proterozóico Inferior e Médio, no final do Ciclo tectono-termal Transamazônico, sendo que o maior pico de metamorfismo ocorreu durante o Ciclo tectono-termal Uruaçuano e no final da segunda fase de deformação (Heilbron, 1983, 1985) da supra-estrutura meta-sedimentar.

Aparentemente, durante o ciclo Brasiliano, a região foi retomada por dobramento amplo e cisalhamento dúctil-rúptil(?) de transpressão de alto ângulo, acompanhado de metamorfismo de fácies xisto-verde ao norte, até, possivelmente, anfibolito ao sul da linha Arantina – Lima Duarte, e anatexia ao sul e sudeste da linha São Lourenço – Aiuruoca – Liberdade. São exemplos desta anatexia, a última migmatização dos gnaisses de Bocaina de Minas e Passa Vinte, e os granodioritos e granitos de Arantina, Liberdade, Carvalhos e Seritinga. A figura II.6.22 mostra uma tentativa de síntese visual destes eventos, relativamente à supra-estrutura.

Assumindo a possível disposição original de deposição, no ramo aulacogênico, como NW-SE, reconheceu-se as seguintes divisões litoambientais nesta faixa de dobramentos:

a) zona pericratônica norte e noroeste (fácies psamítica-pelítica carbonatada):

– supra-estrutura: Grupo São João Del Rei (formações Tiradentes, Carandaí, Rio Elvas e Prados);

– infra-estrutura: complexos Barbacena, Matola, Mantiqueira e Ressaquinha;

b) zona pericratônica sudeste (fácies psamítica):

– supra-estrutura: Grupo Andrelândia Inferior e Supe-

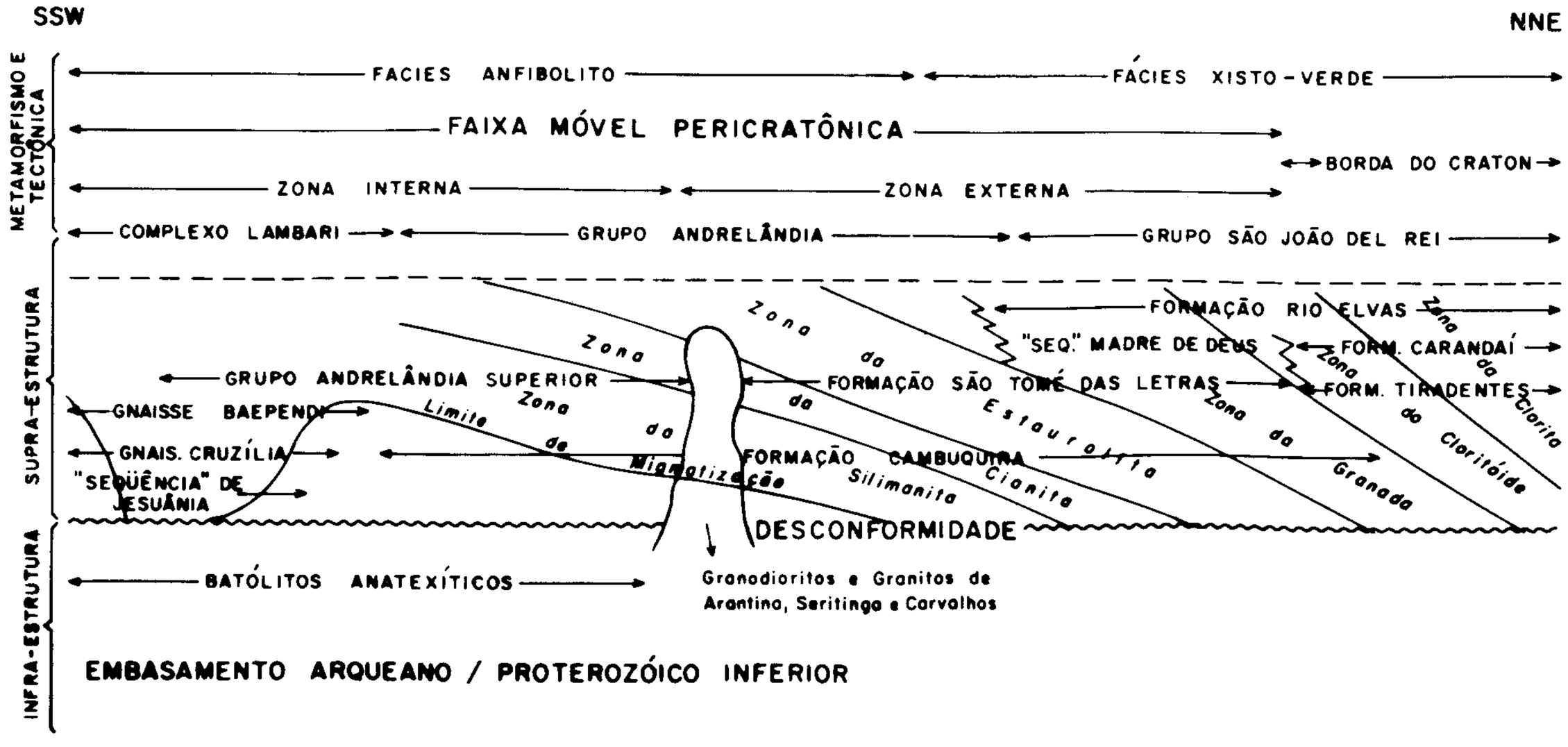


Figura II.6.22 – Concepção livre da correlação tectonostratigráfica entre as unidades da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: modificado de Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988).

rior (Formação Cambuquira e quartzitos como os da serra de Ibitipoca, respectivamente).

– infra-estrutura: complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Paraíba do Sul;

c) zona central grauvaqueana:

– supra-estrutura: Grupo Andrelândia (formações Cambuquira e São Tomé das Letras, Gnaisses Brejão) e Complexo Lambari;

– infra-estrutura: complexos Mantiqueira, Juiz de Fora e Amparo?;

d) zona marginal ao Platô de Poços de Caldas:

– supra-estrutura: Grupo Andrelândia (formações Cambuquira e São Tomé das Letras), Complexo Lambari e Grupo Itapira (no Estado de São Paulo);

– infra-estrutura: complexos Amparo, Silvianópolis, Varginha-Guaxupé e Paraisópolis;

e) zona da Granitogênese Brasiliana:

– esta zona contém os batólitos sin- e tardi-transcorrentes do Grupo Pinhal (Wernick e Penalva, 1978), ao norte, e granitóides tipo Morungaba e Socorro, ao sul da Zona de Cisalhamento Ouro Fino. Esta granitogênese envolve anatexia de parte da infra-estrutura granulítica e granodiorítica-tonalítica da faixa de dobramentos.

A partir desses conceitos e com base nos dados de campo, bem como na análise da bibliografia geológica disponível para a área em apreço, justifica-se a individualização das unidades geotectônicas conforme apresentadas a seguir:

a) Domínio da Supra-Estrutura da Crosta Superior (seqüências supracrustais da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande – zona metamórfica da fácies xisto-verde);

b) Domínio da Supra-Estrutura da Crosta Intermediária (seqüências supracrustais da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande - zona metamórfica de fácies anfibolito);

c) Domínio da Infra-Estrutura da Crosta Intermediária (seqüências da infra-estrutura da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande);

d) Domínio das seqüências da Crosta Inferior (rochas da fácies granulito, mais ou menos migmatizadas, da infra-estrutura da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande).

Com o objetivo de estabelecer o quadro geocronológico das unidades da supra-estrutura da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande, utilizou-se informações de: Padilha (1984), Heilbron et al. (inédito), Heilbron (1984), Maciel e Gonçalves (dados inéditos utilizados com permissão dos autores), a partir das quais foram elaboradas cinco isócronas somando 37 determinações Rb/Sr, além de 5 determinações isoladas e com 12 determinações K/Ar em fases minerais e rocha total (tabelas II.6.2 e 3).

Tabela II.6.3 – Determinações K/Ar em rochas da região entre Lavras e Arantina (MG).

Nº Campo	Rocha	Material	%K	%Ar40 rad (ccSTP/g.10^{-6})	%Ar40 atm	Idade (Ma)	Erro
Supra-estrutura							
ART-2C	anfibolito	biotita	6,169	164,43	5,09	581	17
LAM-23	xisto	biotita	5,924	165,9	3,01	607	20
AND-1C	xisto	biotita	6,869	153,3	2,65	499	15
ART-X-100A	gnaisse	biotita	6,708	155,9	7,31	517	15
ART-2-A	gnaisse	biotita	7,518	172,4	1,62	511	15
AVP-035	xisto	biotita	7,416	173,66	9,17	520	16
DI-181	xisto	moscovita	7,052	168,4	4,77	529	16
DI-68	quartzito	moscovita	8,632	203,2	4,08	522	15
AVP-061	pegmatito	mica	8,531	156,31	7,85	419	13
	granodiorito	moscovita	8,024	194,40	2,17	536	16
ART-2C	anfibolito	anfibólio	0,946	24,30	17,02	564	17
ART-X-100A	gnaisse	anfibólio	0,654	166,3	11,33	558	17
AVP-62	anfibolito	anfibólio	0,399	10,83	10,92	591	18
AVP-60	anfibolito	anfibólio	0,657	16,52	20,10	554	16
Infra-estrutura							
AIU-R4P	gnaisse	biotita	7,811	195,25	19,40	550	16
MD-X-3C	gnaisse	biotita	5,953	187,08	63,32	946	56,9
LAV-IC	gnaisse	biotita	7,082	193,9	4,02	595	18,0
MIN-428	anfibolito	anfibólio	0,191	11,027	9,79	1086	41,8
MD-X-3C	gnaisse	anfibólio	0,923	30,465	9,13	698	35,4

Fonte: Padilha e Vasconcellos, in Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988)

Estas isócronas foram localizadas estrategicamente, de modo a abranger várias litologias do Grupo Andrelândia, bem como representar uma área considerável deste. Situam-se na Folha Andrelândia, 1:100.000, a oeste da Folha Lima Duarte (ver Silva *et al.*, 1988), como explicitado abaixo:

a) região de Arantina: nesta região, situada na zona da sillimanita, em coexistência com a cianita, foram elaboradas duas isócronas:

– Pedreira da saída sul de Arantina, a 2km da cidade; aí as rochas são granada-cianita-sillimanita-biotita-gnaisses, com remobilizados quartzo-feldspáticos importantes segundo a foliação e cortadas por diques de aplitos (AVP-016) (pontos AVP-006, AVP-013, AVP-014, ART-2A, ART-2D, ART-2F da figura II.6.15);

– Túnel da Ferrovia do Aço, na região do córrego dos Cordeiros, 5km a ESE de Arantina; as rochas amostradas foram granada-cianita-sillimanita-muscovita-quartzo xistos muito transpostos, com raras vênulas remobilizadas de quartzo + feldspato (pontos AVP-025, AVP-027, AVP-031 e AVP-033 da figura II.6.16);

b) região de Andrelândia: situada 20km a nor-noroeste de Arantina; suas rochas estão na fácies metamórfica anfibolito, com a coexistência de estaurolita e cianita. Inicialmente tentou-se estabelecer uma isócrona em um único afloramento do estaurolita-cianita-granada-biotita- plagioclásio xisto, litologia típica do Grupo Andrelândia, mas não houve dispersão suficiente para tentar-se uma isócrona confiável. Então optou-se por coletar amostras em pontos mais separados, mas com continuidade física (raio de 3km), de modo a conseguir-se a dispersão. Conseguiu-se assim uma boa isócrona de referência (pontos AVP-045, AVP-050, AND-1A, AND-1C e AND-1E da figura II.6.17);

c) região de Santana do Garambéu: situada 25km a nordeste da cidade de Andrelândia e 38km a nor-noroeste de Arantina, suas rochas estão na fácies anfibolito, próximo à isógrada da cianita. As rochas são cianita-estaurolita-granada-biotita xistos feldspáticos, diferindo daquelas de Andrelândia apenas pela maior quantidade de quartzo e muito menor presença de plagioclásio. As amostras foram coletadas em um mesmo material, mas em um círculo de aproximadamente 5km de diâmetro. Conseguiu-se assim uma boa isócrona de referência (pontos analíticos AVP-037, AVP-039, AVP-040, AVP-042, AVP-043 da figura II.6.18);

d) região de Madre de Deus: situada 29km a nor-noroeste de Andrelândia e 49km de Arantina, na mesma direção; as rochas estão na fácies anfibolito, na zona da estaurolita. As rochas analisadas são estaurolita-granada filitos grafitosos da zona de transição entre o Grupo Andrelândia e o Grupo São João Del Rei e, neste trabalho, são inclusas na segunda unidade. Também elaborou-se uma isócrona de referência (figura II.6.19) utilizando os pontos analíticos 01-05-81/5, DI-181, 01-05-81/6A e 01-05-81/6F

Vários outros pontos foram utilizados como apoio e encontram-se listados na tabela II.6.2. Durante a exposição do quadro geocronológico será discutida a sua importância.

As determinações K/Ar estão listadas na tabela II.6.3. Como se pode observar, cobrem uma vasta área da região enfocada, permitindo sua utilização na tentativa de estabelecer o padrão de resfriamento final desta região.

A tabela II.6.3 mostra que, nas rochas da supra-estrutura, foram realizadas 12 determinações K/Ar em fases minerais diversas: anfibólio, biotita e muscovita.

Os resultados concentram-se no intervalo de 550 ±50M.a. e mostram o zoneamento devido ao resfriamento regional, do mesmo modo que a infrestrutura retrabalhada, onde as idades mais jovens são encontradas no sul e as mais antigas no norte.

Destes resultados, também abstrai-se uma tendência à concentração de determinações geocronológicas Rb/Sr nos intervalos 1.050 ± 50M.a. e 800 ± 50M.a., enquanto que as determinações K/Ar concentram-se no intervalo 550 ± 50M.a.

As idades obtidas devem ser consideradas idades mínimas já que normalmente são idades de resfriamento ou refletem re-homogeneização parcial do sistema Rb/Sr, relacionadas aos diversos eventos tectono-termais que atingiram esta região.

Heilbron (1985) demonstrou que existiram dois pulsos metamórficos regionalmente importantes interessando às rochas que compõem a supra-estrutura e a infra-estrutura da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande, e que tiveram suas paragêneses metamórficas preservadas.

Associa-se o primeiro e mais intenso pulso metamórfico, cujo registro se mantém, à fase de deformação D3. O pico máximo de metamorfismo ultrapassou temporalmente a época da deformação máxima. Assim, as idades registradas são tardi-D3. Este metamorfismo provocou a formação de paragêneses da fácies anfibolito alto e anatexia parcial, atingindo a isógrada da cordierita ao sul de Bom Jardim de Minas. Também foi a responsável pela re-homogeneização quase total do estrôncio (Sr) nas seqüências supracrustais e a abertura do sistema K/Ar das rochas da infra-estrutura.

Desse modo as isócronas Rb/Sr, em rocha total, que apontam para o intervalo de 1.050 ± 50M.a., datam este evento. É importante salientar aqui que as fases de deformação citadas se referem à Faixa de Dobramento Alto Rio Grande, num contexto mais regional, não se identificando com as fases de deformação identificadas para a Folha Mariana e descritas no capítulo 3 deste texto.

A deformação da fase D3 atingiu rochas já transpostas, mais ou menos miloníticas, devido à intensa fase de imbricação de escamas de empurrão, em regime de cisalhamento dúctil heterogêneo, que gerou uma foliação de transposição (St) que é reconhecida como a superfície de referência no âmbito da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande. Assim, a história deformacional das litologias da supra-estrutura iniciou-se em data anterior a 1.100M.a.,

possivelmente durante a fase principal do Ciclo tectono-termal Uruaçuano. Uma forte lineação mineral, paralela ao eixo X do elipsóide de deformação, foi desenvolvida.

A simetria das duas primeiras fases de deformação da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande é, em geral, semelhante, indicando tratarem-se de duas fases de um mesmo evento tectono-termal, que se sucederam no tempo (deformação progressiva). Entretanto, em alguns locais, principalmente próximo às extremidades das *nappes de charriage*, possivelmente D3, das folhas Lima Duarte e Barbacena, os estilos das dobras são muito diferentes e os eixos podem ser até ortogonais. Este fato, antes de impor um hiato entre as fases D3 e D4, devido à aparente dissimetria das estruturas, demonstra a presença da deformação por cisalhamento simples, progressiva, havendo antes uma translação heterogênea provocando uma aparente rotação no vetor do transporte.

A concentração de idades no intervalo 800±50M.a. pode ter uma das explicações a seguir:

a) a instalação do metamorfismo progressivo de fácies anfibolito se iniciou nas zonas mais internas da faixa de dobramentos e progrediu temporal e espacialmente, no sentido do continente (províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira soldadas), enfraquecendo suas condições de P-T; porém, incrementado pelo efeito do embasamento (mais raso), demorou mais a esfriar, cristalizando o sistema Rb/Sr em data mais recente;

b) a implantação do metamorfismo brasiliano de fácies xisto- verde, que descrever-se-á a seguir, desequilibrou parcialmente o sistema Rb/Sr pre-existente, sendo mais importante este desequilíbrio naquelas litologias micáceas, predispostas à re-homogeneização isotópica em temperaturas mais baixas, de tal modo que estas são idades mistas, sem valor absoluto de datação, podendo ser interpretadas à luz de outros conhecimentos.

O segundo pulso metamórfico, que aparentemente atingiu quase toda a seqüência lítica da supra-estrutura da região (idades K/Ar sem padrão de variação definido), deve ter ocorrido em torno de 550±50M.a., como mostra a concentração das idades K/Ar neste intervalo.

Associa-se este pulso metamórfico à fase de deformação flexural D5, devendo ser sin- a tardi-D5. Apresenta, em quase toda região do Alto Rio Grande, paragênese da fácies xisto verde. Porém, ao sul de Arantina, Bom Jardim de Minas, Liberdade, Seritinga e Aiuruoca, provocou migmatização com geração de metatexitos e diatexitos. O magmatismo que acompanhou este evento gerou soleiras de aplitos e pegmatitos que penetram a foliação St até ao sul da serra de Santo Antônio (Andrelândia) e São Gonçalo do Sapucaí (a oeste). Estes pegmatitos forneceram idades Rb/Sr convencionais de 668±20M.a. e os aplitos 603±18M.a., enquanto que uma idade K/Ar em biotita do afloramento anterior forneceu a idade de 510 ± 8M.a.

Por outro lado, no domínio do cinturão de dobramentos, os anfibólios de anfibolitos da supra-estrutura, mostraram idades K/Ar cada vez mais jovens no sentido do sul: 591M.a., ao norte de Andrelândia; 558M.a., ao sul de Andrelândia; 550M.a., 6km ao norte de Arantina. Tomando como apoio um resultado da infra-estrutura da faixa, em amostra coletada ao norte de Madre de Deus de Minas (MD-X-3C), a idade conseguida é 698M.a., comprobatória, do zoneamento. A biotita, nesta última amostra, forneceu idade de 946M.a., mostrando a difusão irregular do argônio. Um anfibolito nas proximidades de Minduri, intrusivo no Complexo Mantiqueira, forneceu idade de resfriamento do anfibólio com 1.086M.a. (MIN-428). Estas duas últimas determinações apontam ou para a re-homogeneização do sistema K/Ar no Ciclo Uruaçuano, ou uma difusão parcial do Ar no Ciclo Brasiliano das rochas da infra-estrutura.

As idades isocrônicas Rb/Sr foram obtidas em rochas preponderantemente micáceas, devendo refletir idades de resfriamento das micas que as compõem, conforme proposto por Jager (1979, págs.9 e 10).

Assim, julgou-se razoável sugerir que as idades isocrônicas obtidas para as rochas essencialmente quartzo-biotíticas, de Santana do Garambéu e Madre de Deus de Minas, estão próximas da idade de resfriamento das fases D3 e D4 que, nesta região, deve ter ocorrido em época posterior às zonas mais internas da faixa de dobramentos. Além do mais, a fase D5 provocou metamorfismo da fácies xisto verde, que gerou clorita e sericita, de modo que tais isócronas devem ter influência parcial deste processo, isto é, as idades do intervalo 800±50M.a. são mistas, pois envolvem relações isotópicas de resfriamento cristalizadas nas fases D3 e D4 (1050±50M.a.) preservadas e relações isotópicas de resfriamento da fase D5 (550±50M.a.). As isócronas de Andrelândia e Arantina, provavelmente, representam idades mais aproximadas do resfriamento das fases D3 e D4, apesar de também mostrarem efeitos de superposição da fase tectonotermal D5 (Ciclo Brasiliano). Isto deve ocorrer devido à menor modificação causada ao sistema Rb/Sr de rochas submetidas a condições de metamorfismo de médio a alto grau, onde as paragêneses metamórficas geradas são mais resistentes a novas modificações induzidas pelo metamorfismo de grau baixo superposto.

De qualquer modo, o intervalo sugerido para estas idades de resfriamento (1.050±50M.a.), deve ser encarado como mínimo para a deformação e metamorfismo inerentes à fase D3.

O resfriamento final do Ciclo Brasiliano promoveu o fechamento dos sistemas Rb/Sr e K/Ar em todas as micas, finalizando a cratonização da Plataforma Brasileira.

Nos eventos tectono-termais definidos pelas determinações geocronológicas acima, as rochas constituintes da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande foram objeto de deformação progressiva dúctil no ciclo Uruaçuano (fases D3 e D4) e deformação flexural rúptil-dúctil no Ciclo Brasiliano (fase D5).

Quando do processo distensivo da fase *rift*, durante o qual se individualizou o aulacógeno Andrelândia-Araxá-Canastra (figura II.6.14), houve a intrusão, na seqüência grauvaqueana frontal ao cinturão de empurrões Mantiqueira, de rochas relacionadas com o magmatismo básico inicial (anfibolitos e serpentinitos associados à Formação Cambuquira do Grupo Andrelândia; faixa máfica-ultramáfica de Bom Jesus da Penha – Jacuí?; anfibolitos e ultrabásicas da Serra da Canastra, etc.; rochas básicas e ultrabásicas associadas ao Complexo Lambari), e a coalescência da fase regressiva da bacia grauvaqueana, seqüência pelito-psamítica, com o início da sedimentação aulacogênica: fanglomerados, sedimentação flúvio-lacustre e deltáica(?). Nesta ocasião, ou cessou o movimento colisional transamazônico como parecem indicar as intrusões tardi-a pós-tectônicas (1.900M.a.), – ou seus efeitos sobre as rochas da seqüência grauvaqueana foram mascarados pelas deformações do Proterozóico Médio.

Durante esta fase de enchimento da bacia de sedimentação, houve o avanço da mesma para o norte, sedimentando a seqüência psamo-pelítico-carbonática do Grupo São João Del Rei, sobre o já então consolidado continente, formado pela colisão das províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira.

A abertura do aulacógeno pode ter provocado um movimento transcorrente, com formação de bacia *pull-apart*, a sudoeste do Bloco Varginha-Guaxupé, onde desenvolveu-se a seqüência psamo-pelítica, superior às grauvacas do Grupo Itapira.

Esta sedimentação culmina com o enchimento da bacia (grupos Canastra e São João Del Rei), que se espessa muito e avança até a região central de Goiás com características miogeossinclinais.

A seguir, iniciou-se o processo compressivo que irá fechar este novo ciclo tectono-sedimentar, constituindo o cinturão de empurrões Canastra, com imensas *nappes* supracrustais.

Nesta região, o sentido geral do movimento foi de SSW para NNE, com variações locais devido à irregularidade dos blocos crustais envolvidos.

A vergência desta colisão foi deduzida a partir de feições estruturais conspícuas, relacionadas com a transposição e exacerbamento da elipticidade do elipsóide de deformação, determinados pela deformação por cisalhamento dúctil de baixo ângulo, tais como lineações minerais e geométricas, cristais com sombras de pressão, sigmóides de foliação, *tension gashes*, bandas S-C.

Este processo originou imensas escamas de empurrão e dobras recumbentes com flancos inversos transpostos por adelgaçamento contínuo, gerando intensa foliação de transposição plano-axial e bandamento composicional metamórfico, que representam a superfície de referência regional St + 1 e uma paralelização dos contatos litológicos e interformacionais, isto é, S0//St + 1.

A análise das paragêneses metamórficas, desenvolvidas pelo metamorfismo de fácies anfibolito médio a alto, possibilitou a identificação de zonas metamórficas com gradiente crescente no sentido sul. Este metamorfismo teve seu máximo durante a etapa tardia da fase de deformação D3.

A morfologia dos dobramentos da fase D4 varia de acordo com seus posicionamentos na faixa de dobramentos. Ao norte de Luminárias\ – Madre de Deus de Minas – Ibertioga são dobras em joelho, com foliação plano-axial pouco marcada. Entre este limite e a linha imaginária Monsenhor Paulo – Serranos – Arantina – Lima Duarte, estas dobras podem assumir a geometria de dobras similares invertidas, com adelgaçamento do flanco invertido. Nesta situação, apresentam uma clivagem de crenulação na zona axial das dobras. Daí para o sul pode haver transposição sin-D4 do flanco inverso destas dobras. Adicionando-se o aumento do metamorfismo que, ao sul desta última linha atinge o ponto mais alto da fácies anfibolito (cordierita + sillimanita + K-feldspato), torna-se difícil, na maior parte dos casos, separar estas duas fases de deformação (D3 e D4) deste pacote litológico, pois eles são responsáveis pela sua evolução no Proterozóico Médio/Ciclo tectono-termal Uruaçuano.

Com geometria totalmente diversa, pois apresenta planos axiais variando de NE-SW a N-S, com atitude próxima à vertical, ocorre a fase de deformação D5, com uma possível subfase ou fase associada, que se manifesta em domínios a oeste da área do Projeto.

Esta fase termo-deformacional, considerada como parte do Ciclo tectono-termal Brasiliano, compreende a remobilização ensiálica de unidades mais antigas (vestigeossinclinal), tendo como resultado o aquecimento regional e a geração anatética e/ou diapírica de magmatitos calcialcalinos e alcalinos intracrustais. O aquecimento regional foi responsável pela implantação do metamorfismo de grau baixo (xisto-verde) tardi-D5 sobre as rochas de fácies anfibolito tardi-D3.

Em certas condições especiais de anisotropia crustal, esta fase de deformação, normalmente responsável pela formação de amplas dobras flexurais (comprimento de onda 5km), origina o realinhamento e aumento de assimetria de tais dobras associadas à constituição de zonas de cisalhamento dúctil-rúptil de alto ângulo, cuja direção varia de WSW-ENE a SW-NE (D6); nestes casos as dobras D5 assumem a morfologia de dobras em joelho com eixos mergulhantes divergentes em relação à zona de transcorrência.

A vergência de tais dobras é indistinta, e os pegmatitos e aplitos citados anteriormente são pré-dobramentos brasilianos.

6.5 Síntese da Evolução Geológica de Parte da Região Sudeste do Estado de Minas Gerais

Esta síntese representa uma reavaliação mais completa, devido à aquisição de novos conhecimentos, daquela apresentada por Padilha e Vasconcelos (in Silva *et al.*, *op.cit* e Baltazar *et al.*, *op.cit*).

A infra-estrutura desta região deve ter-se constituído durante o Arqueano, com sua consolidação final ocorrendo no Ciclo tectono-termal Jequié (2.500±100M.a.). Esta

crosta arqueana sofreu deformações e metamorfismo intensos durante o Ciclo tectono-termal Transamazônico (2.000±200M.a.).

No final do Ciclo Jequié iniciou-se o processo de rifteamento ensiálico que constituiu o fulcro das atividades tectono-termais do Ciclo Transamazônico - o grande responsável pelo quadro geológico atual desta região. Este quadro atualístico mostra uma intensa imbricação tectônica, colocando o nível crustal inferior sobre o intermediário, e este sobre o nível crustal superior.

Esta imbricação tectônica – o cinturão de empurrões Mantiqueira – foi constituída na fase principal do Ciclo Transamazônico e marca a colisão de dois blocos crustais: a Província Geotectônica Mantiqueira e a Província Geotectônica São Francisco. Esta colisão tem sua existência suportada pela grande descontinuidade gravimétrica que separa os blocos gravimetricamente homogêneos São Paulo e Vitória, ao sul e leste, respectivamente, e Brasília, ao norte. Esta descontinuidade tem uma declividade faceando o sul e o leste, o que induz a se propor o cavalgamento dos dois primeiros blocos sobre o último (Hasui e Oliveira, 1984; Haralyi e Hasui, 1982a, 1982b). Esta constatação geofísica tem coincidido com os dados geológicos mapeados nesta região. Com o objetivo de amarrar os dados geológicos no campo com os dados geofísicos gravimétricos, executou-se cinco perfis gravimétricos com estações de 1.000m em 1.000m (500m em 500m no perfil Monte Verde – Calçada), medidas de densidade das rochas aflorantes e descrição geológica dos pontos (figura II.5.1). Os perfis gravimétricos interpretados mostraram grande espessamento crustal devido à superposição de escamas de empurrão ao cruzarem a descontinuidade referida.

Coincidindo com o espessamento crustal referido, afloram quatro conjuntos litológicos distintos: a Suíte Metamórfica São Bento dos Torres e o Complexo Mantiqueira, no âmbito da Província Geotectônica Mantiqueira, e os complexos Barbacena e Ressaquinha, no âmbito da Província Geotectônica São Francisco.

A Suíte Metamórfica São Bento dos Torres mostra características litológicas, petrológicas e litoquímicas que a assemelham ao Complexo Juiz de Fora (comparar dados das tabelas II.2.2, II.2.9 e II.2.16, da nota explicativa da Folha Lima Duarte), e que constituiria com este o protocontinente Mantiqueira. A posição atual que ocupa teria sido atingida no processo de encurtamento crustal responsável pela formação de escamas de empurrão no Cinturão Mantiqueira, em uma escama da infra-estrutura do referido protocontinente, obductada sobre o protocontinente São Francisco. A maior diferença entre os dois grupamentos líticos citados fica por conta da associação litológica. Enquanto, no Complexo Juiz de Fora há uma presença marcante de rochas paraderivadas (gnaisses kinzigíticos, gnaisses calcissilicáticos e quartzitos, associados aos ortognaisses intermediários e ácidos, com metabasitos e metaultrabasitos subordinados), na Suíte Metamórfica São Bento dos Torres não foram detectadas, até o momento, rochas paraderivadas, e as rochas metabásicas são mais abundantes. Além disso, a geocronologia sugere idades do Arqueano Superior e Médio (2.600M.a. e 3.000M.a., respectivamente figuras II.6.2 e II.6.3) para estas rochas, em contraste com as várias isócronas transamazônicas dos complexos Mantiqueira e Ressaquinha. Estas rochas apresentam metamorfismo regional na fácies granulito.

Os complexos Mantiqueira e Ressaquinha mostram idades de retrabalhamento e/ou formação situadas no intervalo do Ciclo tectono-termal Transamazônico 2.000 200M.a. (figuras II.6.4, II.6.5 e II.6.6). São agrupamentos de rochas que se revestem de especial importância na composição do acervo de informações que indicam a existência de uma colisão continente x continente, de idade transamazônica, envolvendo os protocontinentes Mantiqueira (Província Geotectônica Mantiqueira) e São Francisco (Província Geotectônica São Francisco).

A análise dos gráficos litoquímicos, onde foram lançados os dados analíticos de amostras dos plagioclásio-gnaisses do Complexo Mantiqueira (para maiores detalhes ver texto e figuras dos itens II.2.3.2.5 da Folha Barbacena e II.2.4.6 da Folha Lima Duarte), permitiu concluir-se que, em parte, a composição destas rochas aproxima-se daquela dos granitos de sintexis (Keqin, 1982), dos granitos MS (Chaoqun, 1985) e dos granitos de transição (Jili e Jiayuan, 1985). Estes granitos desenvolvem-se em margens continentais ativas, em ambientes compressivos do tipo cordilheirano.

Convergentes com esta conclusão, alinham-se as observações a seguir:

a) os diagramas dos itens citados no parágrafo anterior, que mostram a variação da profundidade do posicionamento dos corpos ígneos na crosta com os teores relativos de Rb e Sr (Condie, 1973), indicam uma variação de espessura da crosta compatível com o ambiente indicado;

b) os metabasitos e os metaultrabasitos associados tectonicamente ao Complexo Mantiqueira são (figura II.2.41 e II.2.52, da Folha Lima Durte) basaltos toleíticos oceânicos de alta alumina, predominantemente tipo MORB-T, com raros exemplares do tipo intraplaca, de origem mantélica, cristalizados em ambiente transicional e em sistema aberto de alta pressão e fonte equivalente a granada lherzolito, representando, talvez, o nível 2 da crosta oceânica;

c) as razões iniciais das isócronas são muito elevadas.

Concluindo, esta colisão continental interdigitou tectonicamente parte do conjunto "batólito cordilheirano + embasamento" da margem continental ativa do protocontinente Mantiqueira com parte do soalho oceânico subductado, cujas raízes compõem, na atualidade, o Complexo Mantiqueira.

O Complexo Ressaquinha (ver item II.2.2.2.5 - Litogeoquímica; Folha Barbacena) por seu lado, mostra características essencialmente ígneas (Takahashi *et al.*,

1980) de caráter metaluminoso (segundo Debon e Le Fort, 1983), derivando por diferenciação de um mesmo magma gabro-anortosítico, três *trends*: um *trend* toleitico, onde se encaixam as rochas básicas e intermediárias do complexo; um *trend* calcialcalino, discriminando a maior parte das rochas intermediárias; e um *trend* subalcalino escuro, principalmente representado pelos corpos diferenciados de quartzo-monzonito, monzogranitos e raros gabros (diques ?), como mostra o diagrama Q-P de Debon e Le Fort *(op.cit.)* (ver Folha Barbacena). Elaborou-se um diagrama discriminante, com base em Hunter (1971) e Condie (1981), segundo o qual foi possível reconhecer duas unidades no Complexo Ressaquinha: uma unidade trondjemítica (unidade 1) e uma unidade cálcialcalina (unidade 2). Nesta unidade é comum a presença de enclaves, de dimensões variadas, de gnaisses e anfibolitos.

Os diagramas apresentados, utilizando terras-raras (EuxID, EuxCa, TRxYb/La), sugerem, para as rochas do Complexo Ressaquinha, origem em ambiente transicional (Jili e Jiayuan, *op.cit.*), cristalizadas a profundidades médias e altas - 20/30km (diagrama logRbxlogSr de Condie, 1973), caracteristicamente em condições tectônicas de soerguimento pós-colisional, com tendência a sincolisional (diagrama R1-R2 de La Roche, seguindo a interpretação de Batchelor e Bowden, 1985, apresentada na Folha Barbacena). Duas amostras consideradas como deste complexo caíram no campo das intrusões pré-colisionais (sin-convergência de placas), na placa em subducção, representando eventos precoces ou escamas interdigitadas do Complexo Mantiqueira, assumidas como do Complexo Ressaquinha durante a colisão. Esta última hipótese é favorecida pela dúvida que ficou, quando do mapeamento, quanto a posição litoestratigráfica das rochas granitóides gnáissicas bandadas, situadas na região que medeia Barbacena e Desterro do Melo, logo ao norte da zona de ocorrência da seqüência vulcano-sedimentar do Complexo Barbacena, e que pode estender-se até Lamim (ver discussão da figura II.6.6).

Avaliando-se o exposto, foi possível sugerir que:

a) as unidades, aqui denominadas Complexo Mantiqueira e Complexo Ressaquinha, compõem complexos granitóides transpostos, interdigitados entre si e com restos do soalho oceânico obductado, que obliteram antiga zona de sutura crustal tipo colisão continente x continente;

b) o Complexo Mantiqueira apresenta como característica marcante a diversidade de fontes que geraram seus granitóides, já que existem três tipos do ponto de vista do discriminante tectônico de Batchelor e Bowden *(op.cit.)*: um pré-colisional, gerado em margem continental ativa, à semelhança de um batólito cordilheirano; um sincolisional, formado a partir da refusão da pilha grauvaqueana subductada juntamente com parte da crosta onde se aloja; um tardi-colisional, peraluminoso a subalcalino, formado após o espessamento da crosta pela colisão, mas ainda afetado pelos movimentos tangenciais;

c) o Complexo Ressaquinha apresenta-se mais uniforme, com as rochas ácidas, intermediárias e básicas, formadas a partir de uma mesma fonte magmática crustal por diferenciação talvez mais profunda que a anterior, tipicamente cálcialcalina, com menor impressão do tectonismo tangencial e posicionadas, principalmente de acordo com o discriminante tectônico de Batchelor e Bowden *(op.cit.)*, durante o soerguimento pós-colisional;

d) o Complexo Barbacena, pelo seu caráter vulcano-sedimentar e pelo posicionamento que ocupa, pode representar uma seqüência ofiolítica do Proterozóico Inferior, ao contrário de uma seqüência tipo *greenstone belt* arqueana subductada

As determinações isotópicas Rb/Sr sobre os granodioritos tardi a pós-tectônicos (figuras II.6.10, II.6.11 e II.6.12), forneceram idades em torno de 2.000M.a.. Assim, possivelmente um processo de colisão continental desenvolveu-se no Ciclo tectono-termal Transamazônico, e condicionou a formação de uma bacia grauvaqueana frontal ao cinturão e de duas bacias aulacogênicas: a bacia Andrelândia – Araxá – Canastra e a bacia Espinhaço.

A bacia grauvaqueana frontal iniciou-se com a sedimentação no *front* do cinturão de empurrões de sedimentos terrígenos finos, com raros níveis psamíticos, intercalados com material vulcanoclástico e possíveis derrames e intrusões máficas e ultramáficas (Complexo Lambari), que passam lateral e verticalmente para as grauvacas da Formação Cambuquira (Grupo Andrelândia Inferior, da Folha Lima Duarte) do Grupo Andrelândia. Esta bacia, ao ser preenchida e em regime de quiescência tectônica, deu origem à sedimentação pelito-psamítica (Grupo Andrelândia Superior, da Folha Lima Duarte; Formação São Tomé das Letras) e a pelito-carbonatada transgressiva (Grupo São João Del Rei) sobre o continente São Francisco/Mantiqueira ao norte, leste e ao sul e, provavelmente, coalesceu com a sedimentação penecontemporânea do aulacógeno Andrelândia–Araxá–Canastra.

Todo este conjunto lítico, composto pelas seqüências grauvaqueana, pelito-psamítica e pelito-carbonática, sofreu o efeito de uma tectônica tangencial, em regime de cisalhamento dúctil, com desenvolvimento de uma intensa foliação plano-axial com transposição (St + 1), que também transpõe, em parte, o bandamento metamórfico/milonítico (St-1/St) da infra-estrutura. Este movimento tanto pode ter sido motivado pela continuação do deslocamento do cinturão de empurrões, com vetor de deslocamento modificado(?), como pode indicar o fechamento da Faixa de Dobramentos Alto Rio Grande, já que o vetor de deslocamento das *nappes* de supracrustais é variável desde SW para NE, no extremo oeste, até SSW para NNE, no leste. Esta é a hipótese mais provável, devido ao recobrimento das *nappes* transamazônicas, principalmente constituídas por rochas da infra-estrutura arqueana, pelas *nappes* uruaçuanas (D3), essencialmente constituídas por seqüências supracrustais, particularmente evidente nas folhas Lima Duarte e Barbacena. Muitas vezes, o efeito deste

novo empilhamento de *nappes* na infra-estrutura é a formação de zonas de cisalhamento de alto ângulo como as de Barbacena e Campo do Meio, acionadas em rampas oblíquas e laterais.

No prosseguimento da estruturação regional, registrou-se a retomada do processo de deformação e metamorfismo da fácies anfibolito a xisto-verde, no final do Ciclo Uruaçuano, com o metamorfismo sendo tardio em relação a esta fase deformativa (D4). Encerrando a evolução tectônica pré-cambriana desta área, ela foi submetida a dobramentos amplos (fase D5), associados a zonas de cisalhamento de transpressão, que podem suceder temporalmente o dobramento e, por isso mesmo, admitida como uma fase de deformação dependente, e a metamorfismo da fácies xisto-verde tardi-D5, provavelmente no Ciclo tectono-termal Brasiliano (550 ±50M.a.). A fase de deformação brasiliana principal está registrada nas idades de resfriamento das biotitas, com as idades de formação dos pegmatitos e aplitos representando a fase terminal de cratonização da região.

No extremo nordeste da área enfocada (folhas Rio Espera e Ponte Nova) não há registros, até o momento, de idades uruaçuanas, e as brasilianas apenas refletem o resfriamento das biotitas. Deste modo, nesta região, a evolução da bacia grauvaqueana (Grupo Dom Silvério) talvez tenha se concluído no próprio Ciclo Transamazônico, com o cinturão de empurrões Mantiqueira comprimindo-a e empurrando-a contra a Província Geotectônica São Francisco, formando uma *nappe* de cobertura (figura II.6.13). No final deste processo uma larga zona de cisalhamento de alto ângulo, transpressional sinistral, desenvolveu-se cruzando a faixa de afloramento do Grupo Dom Silvério, de onde resultou a forma quase sigmoidal que a mesma ostenta.

Capítulo 7
Geologia Econômica

Jodauro Nery da Silva e Sérgio Lima da Silva

7.1 Panorama Mineral da Área

As substâncias minerais cadastradas na área estão associadas a rochas do Arqueano ao Recente, conforme demonstrado na tabela II.7.1.

7.1.1 Ouro

Segundo o Sumário Mineral (DNPM, 1990), o ouro alcançou uma destacada representatividade na Produção Mineral Brasileira (PMB), em 1989. A produção registrada foi de 52,4t. Deste total, as empresas contribupiram com 22,9t e os garimpos com 29,5t. O ouro é o segundo item na composição do PMB, superado apenas pelo petróleo.

O ouro, juntamente com o ferro, são os bens minerais de maior valor econômico na Folha Mariana.

O potencial de ouro conhecido na área está representado pelo cadastro de 35 minas, 42 garimpos, 4 jazidas, 2 depósitos, 4 ocorrências e 3 indícios. Os dados foram obtidos dos arquivos do DNPM (relatórios de pesquisa de reavaliação de jazida e anual de lavra, apresentados até novembro de 1990), de trabalho de campo e de outros trabalhos prévios. A figura II.7.1 ilustra a distribuição dos jazimentos auríferos, à exceção dos garimpos, e suas relações com as unidades geológicas. As principais minas estão relacionadas na tabela II.7.2.

Nas rochas gnáissicas, o ouro está relacionado a veios de quartzo, conforme pode ser verificado nas minas do Jacaré e Roque Soares. Nos litótipos do Quebra Osso, o ouro está restrito a dois pequenos depósitos situados no extremo NW da folha, denominados Minas do Meio e Escavação Cubas. Na primeira, a lavra desenvolveu-se em cobertura residual laterítica sobreposta a peridotitos serpentinizados, filitos, clorita xisto, talco xisto e metagrauvacas. Barbosa (1983) e Neto (1988) acreditam que o material lavrado tenha sido proveniente de veios de quartzo encaixados em esteatitos. A Escavação Cubas, segundo Neto (op.cit.), foi desenvolvida em rocha ultrabásica com apófises feldspáticas caulinizadas.

No Grupo Nova Lima, as minas auríferas têm sido agrupadas nos distritos de Santa Bárbara e Sumidouro de Mariana, o primeiro localizado no extremo NW e o segundo na metade sul-ocidental da folha.

No Distrito Aurífero de Santa Bárbara, encontram-se os seguintes jazimentos:

Mina Morcego - cuja mineralização está relacionada a *metachert* e formação ferrífera bandada;

Depósito Laranjeiras - o ouro está associado a sericita filitos e sericita-grafita filitos decompostos, com intercalações de quartzo-sericita xistos. A reserva indicada é de 1.736.000t de minério com teor de 4,9g/t de ouro;

Depósitos de Cachorro Bravo e Crista - o ouro está contido em massas irregulares e descontínuas de quartzo com sulfetos (pirita, pirrotita, arsenopirita) e sulfeto de antimônio. Ali são encontrados dois tipos de minério oxidado: em solo areno-argiloso com concreções limoníticas e em filito e metavulcânica ácida intemperizados;

Mina Pedra do Judeu - a rocha hospedeira é uma formação ferrífera quartzosa, localmente limonítica, bastante fraturada, associada a quartzo-sericita xisto e quartzo-sericita-grafita xisto muito alterados;

Mina Terra Caída - localizada no alinhamento Brumal, onde as rochas hospedeiras são formação ferrífera, quartzito e xisto grafitoso, em meio a xistos alterados;

Mina Jataí - o ouro ocorre no contato de formação ferrífera quartzosa e limonítica com xistos decompostos;

Mina Ápis - foram identificados dois tipos de formações ferríferas hospedeiras (uma predominantemente de óxidos, bandada, quartzosa ou não, com manganês ou grafita, e outra quartzo-carbonática, bandada e com freqüente gradação para quartzito);

Mina Córrego do Ramo - cujas hospedeiras são formação ferrífera, quartzito e rocha quartzo-ferruginosa, contidas em xistos alterados;

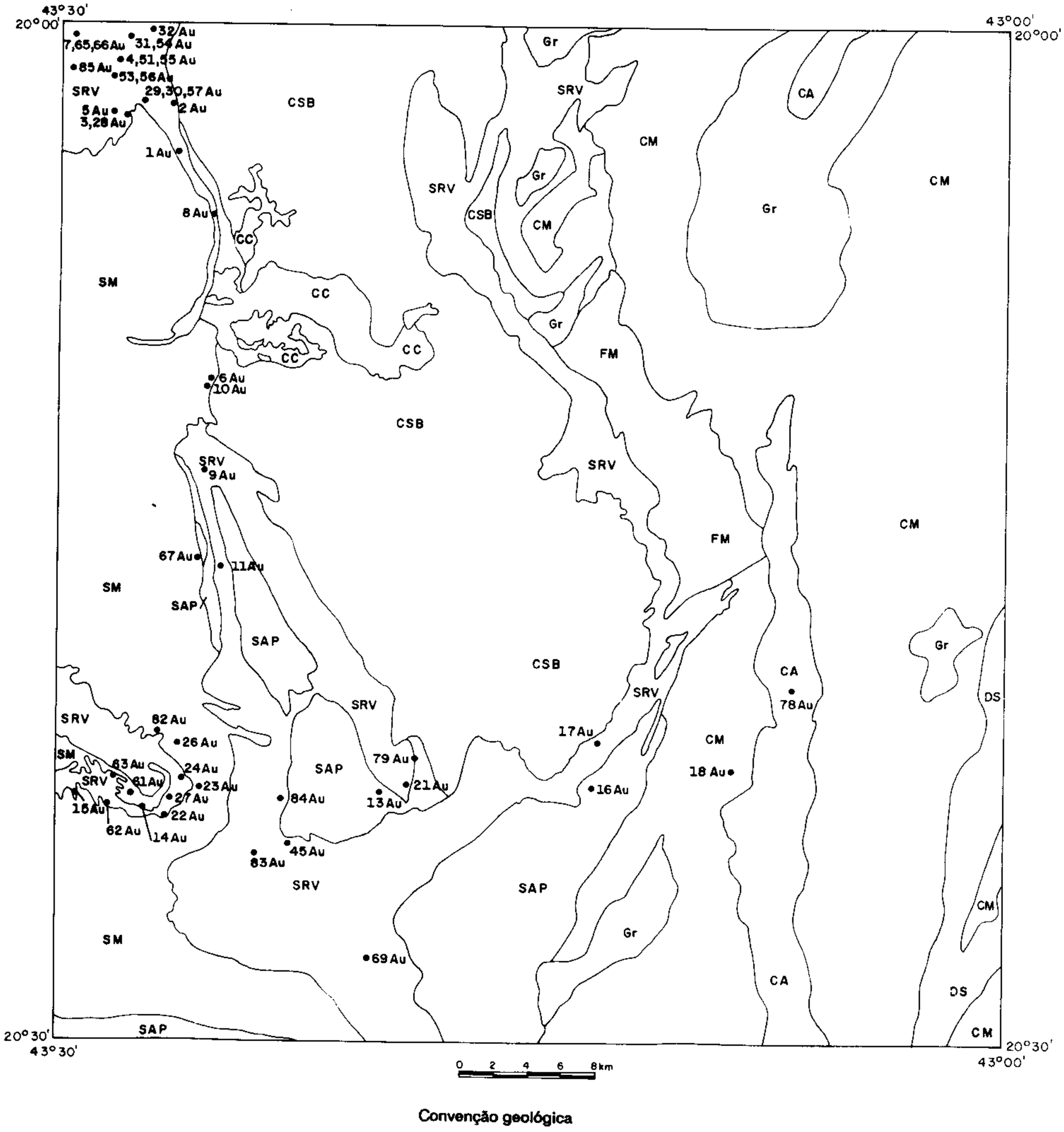
Mina da Lajinha - a hospedeira é uma formação ferrífera bandada da fácies óxido, encaixada em clorita xistos dentro de um conjunto ultrabásico;

Mina Dona Naná - o material lavrado foi uma rocha quartzítica intercalada em quartzo-sericita xisto, localmente com grafita;

Mina Brumadinho - a lavra foi desenvolvida numa formação ferrífera bandada, com cerca de 25m de espes-

Tabela II.7.1 - Mineralizações da Folha Mariana e respectivos ontextos geológicos.

Unidade Litoestatigráfia		Mineralização	Encaixantes/ Hospedeiras	Minas	Observações
Coberturas aluvionares		ouro	cascalho, areias		
		quartzo			
		magnetita			
		areia p/ const. civil			
Coberturas Detrito-lateríticas		ouro disseminado			
		bauxita			
		ferro			
		manganês			
Formação Fonseca		linhito			
Grupo Itacolomi		ouro em veios de quartzo	quartzitos e níves conglomeráticos		
Supergrupo Minas	Grupo Piracicaba	ouro associado a sulfetos		Maquiné.	
		ouro em veios de quartzo		Cata Preta.	
	Grupo Itabira	ferro		Ouro Fino, Faz.Fábrica Nova, Tamanduá, Faz.Bananal, São Luiz, Lagoa Seca, Quebra-Osso, Alegria, Faz.Gualaxo, Brumal, Germano, Boa Vista, Fazendão, Pitangui, Faz.Mirandinha, Machados, Faz. dos Macacos, Morro de Santana, Sa. Antônio Pereira.	
		ferro-manganês		Antônio Pereira, Brumal	
		ouro em jautinga		St º. Antônio, Mina Grande, Pia Nova	
		dolomito		Macacos, Ojo, Pasto Grande	
		baritina			
	Grupo Caraça	ouro disseminado	metaconglomerado polimítio	Quebra Osso.	Formação Moeda
		ouro em veios de quartzo	quartzitos sericíticos filitos sericíticos	Taquaral, Bom Jesus das Flores, Grande Sto.Antônio, Mata Cavalo, Morro de Santana, Rocinha, Sa.da Brígida, Antônio Pereira.	Formação Batatal. Formação Moeda.
		quartzo ornamental		Passagem de Mariana.	Formação Moeda.
Supergrupo Rio das Velhas	Grupo Maquiné	ouro disseminado	metaconglomerados polimíticos	Ouro Fino e Santo Antônio (Morro do Fraga), Tesoureiro, Tanque Preto.	
		areia industrial			
	Grupo Nova Lima	ouro assoiado a sulfetos	formações ferríferas bandadas do tipo Algoma	Brumadinho, Apis, Pedra do Judeu, Morro Dona Ana, Lajinha, Terra Caída, Cônego do Ramo, Besouro, Jataí, Dona Nana, Morcêgo.	
		ouro disseminado	sedimentos pelíticos e tufáceos	Cachorro Bravo-Crista	
		ouro em veios de quartzo zona de cisalhamento		Varjão, Sumidouro de Mariana.	
		ferro e manganês	formações ferríferas manganesíferas		
	Sub-unidade Quebra Osso	ouro em veios de quartzo	esteatito	do Meio.	
		ouro disseminado	rocha ultrabásica com apófises feldspáticas	Cubas.	
		serpentinito, amianto			
Complexo Santo Antônio do Pirapetinga		ouro em veios de quartzo	ortognaisses graníticos tonalíticos injetados por granitóides mais jovens	Jacaré, Roque Soares, Furqim	
		material de construção			
		caulim	pegmatito		



Convenção geológica

CC - Coberturtas Cenozóicas;
SM - Supergrupo Minas/Grupo Itacolomi;
Gr - Rochas granitóides;
DS - Grupo Dom Silvério;
SRV - Supergrupo Rio das Velhas;
CSB - Complexo Santa Bárbara;
SAP - Complexo Santo Antônio do Pirapetinga;
CM - Complexo Mantiqueira;
CA - Complexo Acaiaca;
FM - Faixa Mista Mantiqueira/Rio das Velhas.

Figura II.7.1 – Mapa de localização dos jazimentos de ouro cadastrados na Folha Mariana e suas relações com as unidades geológicas.

Tabela II.7..2 - Relação das principais minas de ouro da Folha Mariana e suas respectivas reservas.

Número/ Ordem	Mina	(Reserva medida) x 1000 Teor	(Reserva indicada) x 1000 Teor	(Reserva inferida) x 1000 Teor	(Reserva total) x 1000 Teor	Metal contido kg	Observações
Au - 01	Quebra Osso	-	-	80t	80t	40	Moraes & Barbosa, 1939
Au - 09	Morro do Fraga (Ouro Fino e S.Antônio)	-	-	-	-	1092	Relatório de Pesquisa
Au - 18	Rio do Carmo	847 m^3 0,224 g/m^3	1845m^3 0,224 g/m^3	983m^3 0,224 g/m^3	3675m^3 0,224 g/m^3	823,2	Relatório de Pesquisa
Au - 22	Grande ou Passagem	15900t 4,58 g/t	13000t 5 g/t	24000t 4,42 g/t	52900 4,42 g/t	233822	RAL
Au - 23	Mata-Cavalo (minério primário)	29t 3,52 g/t	160t 3,52 g/t	350t 3,52 g/t	539t 3,52 g/t	1897,28	-
Au - 24	Mata-Cavalo (minério secundário)	663m^3 0,1 g/m^3	-	-	663m^3 0,1 g/m^3	66,3	-
Au - 65	Laranjeira	-	1,736t 4,9 g/t	-	1,736t 4,9 g/t	8,5	-
Au - 66	Morcego	1,22t 5,3 g/t	2,44t 5,3 g/t	-	3,66t 5,3 g/t	19,39	-
Au - 67	Fazenda Mirandinha	53m^3 2,44 g/m^3	15m^3 2,44 g/m^3	250m^3 1,2 g/m^3	318m^3 1,46 g/m^3	465,92	-
Au - 74	Machados	-	-	-	-	24	-
Au - 79	Ribeirão do Carmo	298m^3 0,1 g/m^3	1990m^3 0,1 g/m^3	-	2287m^3 0,1 g/m^3	228,78	-
Au - 82	Morro de Santana (Rocinha)	260t 6,8 g/t	73t 6,8 g/t	-	333t 6,8 g/t	2264,4	-
Au - 83	Maria Gomes (Mariana)	12000t 0,89 g/t	27400t 0,8 g/t	3250t 0,8 g/t	42650t 0,8 g/t	34120	-
Au - 85	Córrego do Sítio	153t 2,9 g/t	472t 2,9 g/t	50t 2,9 g/t	675t 2,9 g/t	1957,5	-
Au - 87	Mainart (Rio Acima)	23m^3 2 g/m^3	9m^3 1,7 g/m^3	10m^3 1,6 g/m^3	42m^3 1,84 g/m^3	77,3	-
TOTAL	-	-	-	-	-	276906,57	-

sura, contida numa sucessão de rochas básicas a intermediárias metamorfizadas. A mineralização compreende duas zonas com espessuras inferiores a 2m, posicionadas no topo e na base da formação ferrífera e associada a uma zona de dobras *en échelon* com eixo geral N10-30° W/15°-25°, tratando-se, provavelmente, de zona de cisalhamento;

Mina Candeias - uma sucessão metavulcano-sedimentar é constituída, da base para o topo, de quartzo-sericita xisto, filito grafitoso com intercalações centimétricas de formação ferrífera, metavulcânica ácida, carbonato-talco-quartzo-sericita-fuchsita xisto (ao qual se relaciona a mineralização), clorita-quartzo filito com intercalações de clorita-turmalina filito e carbonato-talco-quartzo-sericita filito;

Mina do Encontro - desenvolvida em xistos básicos/ultrabásicos contendo veios e pequenos corpos irregulares de quartzo, friáveis, limonitizados e impregnados com óxidos de manganês, além de níveis ferruginosos com aproximadamente 10cm de espessura.

No Distrito Aurífero de Sumidouro encontram-se as seguintes minas: do Sumidouro, sob esta denominação estão incluídas várias escavações antigas, sendo as principais as de Jambeiro/Cavalo Branco e Tinoco/Capoeirão, as quais foram desenvolvidas em zonas de cisalhamento, cujas mineralizações estão hospedadas em níveis perturbados e dobrados (ricos em lentes e stringers de quartzo) de biotita-clorita-quartzo-sericita xisto com intensa carbonatação e silicificação; Fazenda Varjado, onde o ouro foi constatado em metassedimentos, metavulcânicas e veios de quartzo.

No Grupo Maquiné, as principais minas são (tabela II.7.1):

Ouro Fino e Santo Antônio (conhecidas também como minas do Morro do Fraga), estão localizadas nas imediações de Bento Rodrigues, onde a zona mineralizada com quartzo, ouro, pirita e sulfetos de cobre ocorre em lentes e camadas de quartzito conglomerático contendo seixos e lentes de quartzo e quartzito piritoso; do Tesoureiro, localizada 3,5km ao sul de Camargos, cujas mineralizações de quartzo sulfetado e aurífero estão associadas a conglomerados e quartzitos ou no contato destes com gnaisses e xistos; do Tanque Preto, cuja lavra foi desenvolvida em conglomerados polimíticos intercalados em quartzitos cloríticos e sericíticos contendo corpos decimétricos de clorita-sericita-cloritoide-titanita-quartzo filito (provavelmente vulcânica máfica a intermediária xistificada).

No Grupo Caraça, o ouro é encontrado, principalmente, na mina Quebra Osso, localizada na porção norte da área, e no distrito aurífero de Passagem de Mariana, na metade sul-ocidental da folha em estudo (figura II.7.1).

A mina de Quebra Osso foi inicialmente estudada por Barbosa, (1935), que relata a existência de xisto sericítico contendo veieiros de quartzo filito mineralizados com ouro e pirita. Posteriormente, Moraes e Barbosa (1939) descreveram-na como constituída por uma faixa mineralizada de filito piritoso com cerca de 20m de espessura, na qual se distinguem 5 a 6 faixas menores com 1,0-1,5m, intercalados em quartzito conglomerático na capa, e clorita xistos e serpentinitos na lapa. Entretanto, para Araújo (1941), a mina tem dois veieiros paralelos com 2 e 5m de espessura encaixados em xistos. Mais recentemente, a Mineração Rio Minas Ltda. definiu a rocha hospedeira da mineralização como níveis conglomeráticos ricos em sericita, fuchsita e pirita oxidada, tendo como encaixante quartzitos esbranquiçados.

No distrito aurífero de Passagem de Mariana, o ouro é encontrado nas minas: do Taquaral, onde a mineralização aurífera está associada a sulfetos (arsenopirita e pirita), em corpos irregulares , no contato dos veios de quartzo com o quartzito encaixante; Bom Jesus das Flores, onde o nível mineralizado tem forma lenticular e é constituído de quartzo, turmalina e estratos centimétricos de quartzito, tendo como encaixante o itabirito da Formação Cauê, na capa, e o xisto do Grupo Nova Lima na lapa; Santo Antônio, onde o ouro era extraído em itabiritos; Morro de Santana e Grande (Velha ou Passagem de Mariana), onde a mineralização (constituída de ouro, quartzo, turmalina, arsenopirita, pirrotita e pirita) possui a mesma posição estrutural, ou seja, uma zona de falha entre os supergrupos Rio das Velhas e Minas e está associada, preferencialmente, a sericita xisto grafitoso e rochas carbonáticas tidas como sendo integrantes da Formação Batatal, intercaladas entre quartzitos da Formação Moeda na base, e, itabiritos da Formação Cauê, no topo; Mata Cavalo, que constitui uma extensão do horizonte mineralizado da mina Grande. O corpo principal (quartzo, turmalina e sulfetos) está no quartzito da Formação Moeda, tendo na capa itabiritos da Formação Cauê e, na lapa, xistos com biotita, muscovita, estaurolita e anfibólio (Grupo Nova Lima) cortados por veios de quartzo com cianita; da Rocinha, em que os corpos de minerio são constituídos de veios de quartzo branco com sulfetos; porção basal do itabirito em contato com o veio de quartzo; fragmentos de filito, xistos e quartzito englobados pelo veio de quartzo; e turmalinitos da Serra da Brígida, onde as mineralizações são encontradas no contato dos xistos do Grupo Nova Lima com os quartzitos da Formação Moeda, ou associadas a veios de quartzo no domínio do Grupo Nova Lima e da Formação Moeda, ou mesmo nos itabiritos da Formação Cauê, ou ainda nos filitos da Formação Batatal.

No Grupo Itabira, o ouro está restrito a algumas minas pouco estudadas, localizadas na região de Catas Altas (figura II.7.1) e denominadas de Pitangui e Machados, onde as mineralizações estão associadas a itabiritos da Formação Cauê, intercalados em clorita xistos (lapa) e filito hematítico na capa. Nas minas Santo Antônio e da Serra de Antônio Pereira as mineralizações também estão contidas nos itabiritos friáveis da Formação Cauê. Nas Minas da Passagem (Mina Grande) foi lavrado um corpo relativamente grande de anfibólio-xisto (dolomito

silicificado?), situado poucos metros acima da base da Formação Cauê e contendo mineralização aurífera associada a pirrotita; numa posição estratigráfica similar, e na mesma mina (Pia Nova), também foram lavrados itabiritos decompostos – as jacutingas auríferas.

No Grupo Piracicaba as mineralizações de ouro são ainda pouco estudadas e estão restritas às minas da Cata Preta e do Baú, a primeira, constituída por veios de quartzo auríferos encaixados discordantemente em quartzitos ferruginosos da Formação Cercadinho. Na segunda, a mineralização está associada a quartzito contendo leitos de sericita xistos e veios de quartzo, ou ainda a quartzitos magnetíticos com filitos subordinados e lentes de quartzo discordante com turmalinito associado, e, localmente, material grafitoso.

No Grupo Itacolomi o ouro é mais raro e está contido em veios de quartzo. Nas coberturas detrito-lateríticas o ouro é encontrado nas cangas e lateritas.

Além do ouro encontrado nas minas a céu aberto e subterrâneas, este bem mineral é também encontrado como depósito eluvionar, onde as rochas portadoras da mineralização primária são formações ferríferas bandadas e xistos do Grupo Nova Lima, quartzitos da Formação Moeda e itabiritos da Formação Cauê (Morro de Santana).

Essas rochas sofreram intenso intemperismo e conseqüente enriquecimento superficial. Um desses depositos é encontrado na localidade de Maria Gomes, a sudeste do Distrito Aurífero de Sumidouro de Mariana.

O ouro aluvionar tem ampla distribuição, entretanto, são poucos os depósitos dimensionados, tais como os da bacia do rio do Carmo, córrego Tesoureiro, rio Gualaxo do Norte e rio Acima ou Mainart. Um perfil típico das aluviões é constituído, do topo para a base, de solo argilo-siltico-arenoso; sedimentos arenosos constituídos de areia média a fina, com grande quantidade de magnetita e hematita; cascalho composto de fragmentos de quartzo, rocha básica e itabirito, imersos em matriz arenosa; e *bed rock* representado por gnaisses, xistos ou quartzitos.

O ouro é de difícil recuperação devido ao fato do minério ser constituído, em grande parte, de areias pesadas e, também, por ser o ouro geralmente muito fino.

Uma análise mineralógica da aluvião do rio do Carmo revelou os seguintes resultados: nas frações grosseiras (+65 *mesh)* encontra-se cianita, sillimanita e rutilo, nas finas *(-65 mesh)* ocorrem turmalina, sulfetos semi-aterados (pirita, bornita, arsenopirita), traços de zircão, anatásio e epidoto; nas frações magnéticas predominam magnetita, hematita, granada e traços de epidoto, e entre os minerais leves predominam micas e quartzo.

O ouro fino (-100 *mesh*) representa 90% enquanto o mais grosso (-35 a + 100 *mesh*) constitui apenas 10%.

Além desses depósitos estudados encontram-se frentes de garimpo tanto semimecanizado como manual nas aluviões dos rios Piracicaba, Gualaxo do Norte e do Carmo, do córrego Quebra Osso e ribeirão Coqueiros.

7.1.2 Ferro

O Brasil ocupa uma posição mundial de destaque como produtor e detentor de reservas. Estas caracterizam-se pelo elevado teor metálico, o que concorre para o fato de somente se explorar áreas com teores acima de 50% de Fe.

As principais minas do país estão situadas no Quadrilátero Ferrífero, cujas reservas medida e indicada são de 18,3 bilhões de toneladas, segundo o Sumário Mineral 1990.

Os depósitos estão localizados na porção oeste da folha, nos municípios de Santa Bárbara, Mariana e Ouro Preto, conforme pode ser visualizado na figura II.7.2.

A unidade hospedeira das mineralizações é o Grupo Itabira, nos níveis constituídos de itabiritos friáveis, semifriáveis, semiduros a duros, intercalados em filitos e filitos grafitosos da Formação Batatal, na base, e quartzitos ferruginosos, filitos prateados e filitos grafitosos da Formação Cercadinho, no topo.

Os depósitos conhecidos na área estão representados pelo cadastramento de 21 fichas (tabela II.7.3); os dados foram coletados nos arquivos do DNPM (relatórios de pesquisa, de reavaliação e anual de lavra, apresentados até novembro de 1990) e através de consultas bibliográficas de diversas fontes.

Os depósitos integram a Formação Cauê do Grupo Itabira, unidade intermediária do Supergrupo Minas. São acamados, relacionados a coberturas sedimentares do Proterozóico Inferior, depositados em ambiente plataformal estável e classificado como do tipo Lago Superior.

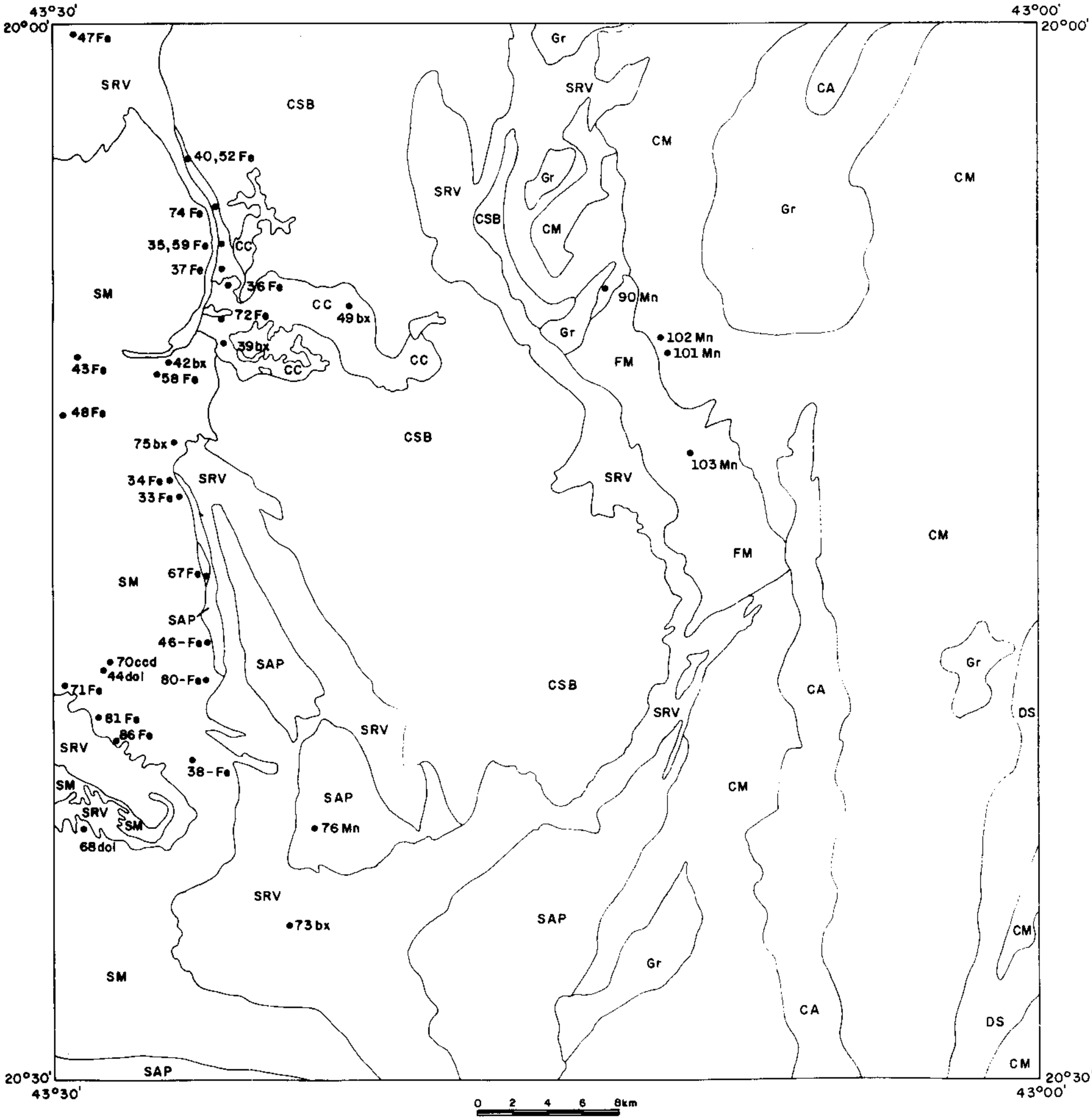
São três os principais tipos de minério: Itabirito, que designa o minério friável, semifriável, duro, semiduro, brando, hidratado ou finamente laminado, com teores médios de 56 a 60% de Fe e constituído, geralmente, de grãos de quartzo, palhetas de hematita, magnetita e goethita: Hematita, que pode ser dura, compacta, laminada, friável ou pulverulenta (jacutinga) e com teores médios de 60 a 69% de Fe: Canga, depósito superficial, formado de fragmentos de itabirito e hematita, cimentado por limonita e constituindo um capeamento de espessura variável (no morro do Fraga, por exemplo, atinge 16m.)

As médias analíticas dos principais tipos de minério nos vários jazimentos apresentam os seguintes resultados: Fe -37,3 a 68,6%; SiO_2 0,5 a 33,3%; Al_2O_3 0,15 a 3,4%; P 0,05 a 0,2%; PF 2,0 a 4,5%.

7.1.3 Ferro-Manganês

As reservas brasileiras têm uma posição de destaque no panorama mundial, devido à qualidade do minério e sua escala de produção. Segundo o Sumário Mineral 1990, o Brasil é o sexto produtor mundial, participando com 7,3% (1.904.000 t).

A produção de Minas Gerais é fundamental para o abastecimento do parque siderúrgico da Região Sudeste, tendo em vista o peso do custo do transporte no preço do minério.



Convenções geológicas:

CC - Coberturas Cenozóicas;
SM - Supergrupo Minas/Grupo Itacolomi;
GR - Rochas Granitóides;
DS - Grupo Dom Silvério;
SRV - Supergrupo Rio das Velhas;
CSB - Complexo Santa Bárbara;
SAP - Complexo Santo Antônio do Pirapetinga;
CM - Complexo Mantiqueira;
CA - Complexo Acaiaca;
FM - Faixa Mista Mantiqueira/Rio das Velhas;

Figura II.7.2 – Mapa de alocação dos jazimentos de ferro (Fe), manganês (Mn), bauxita (bx), dolomito (dol) e calcário dolomítico (ccd) cadastrados na Folha Mariana e suas relações com as unidades geológicas.

Tabela II.7.3 – Relação dos jazimentos de ferro da Folha Mariana e suas respectivas reservas.

	Mina	Reserva medida x 1000t teor %	Reserva indicada x 1000t teor %	Reserva inferida x 1000t teor %	Reserva total x 1000t teor médio%	Metal contido x 1000t
Fe-33	Ouro Fino (Morro do Fraga)	68.425 63,72	41.263 47,20	32.207 30,00	141.895 51,26	72.738,6
Fe-34	Fazenda Fábrica Nova	23.516 63,15	9.991 63,15	7.530 63,15	41.037 63,15	25.914,8
Fe-35	Tamanduá	68.137 53,10	115.153 51,11	54.507 50,20	237.797 51,47	122.394,1
Fe-36	Fazenda Bananal	4.931 64,0	–	–	4.931 64	3.155,8
Fe-37	São Luiz	7.116 61,98	153.389 51,72	432.583 51,33	593.088 51,55	305.736,8
Fe-38	Lagoa Seca	467.562 68,80	7.686 68,80	–	475.248 68,80	326.970,6
Fe-40	Quebra Osso	1.578 67,00	450 –	–	2.028 67,00	1.358,7
Fe-43	Alegria	94.021 64,14	–	22.988 63,42	117.009 63,99	74.874
Fe-46	Fazenda Gualaxo	73.424 64,20	10.530 64,20	–	83.954 64,20	53.898,4
Fe-47	Bocaina (Brumal)	148 67,00	45.000 52,00	45.355 52,11	23.634,5	–
Fe-48	Germano	277.536	13.316	–	290.852	–
Fe-52	Boa Vista	1.368 59,53	1.176 58,40	1.790 58,40	4.334 58,75	2.546,2
Fe-58	Morro da Mina (Fazendão)	50.064 63,11	–	–	50.064 63,11	31.595,4
Fe-59	Pitangui	14.833 53,03	–	–	14.833 53,03	7.865,9
Fe-67	Faz. Mirandinha	2.292 51,91	2.067 51,91	4.413 51,91	8.772 51,91	4.553,5
Fe-71	Antônio Pereira	117.921 52,00	148.363 43,50	434.671 43,50	700.955 44,92	314.868,9
Fe-72	Fazendão	1.150 64,5	–	6.151 64,91	7.301 64,84	4.734,0
Fe-74	Machados	2 67	942 58	155 58,00	1.099 58,01	637,5
Fe-80	Fazenda dos Macacos	3.176 62,20	–	12.100 62,20	15.276 62,20	9.501,6
Fe-81	Morro de Santana (Rocinha)	208.641 48,50	203.850 48,50	14.377 48,50	426.868 48,50	207.031
Fe-86	Serra Antônio Pereira	35.401 48,80	5.300 48,80	10.237 48,80	19.077 48,80	93.095
TOTAL		1.489,381	713.683	1.078.709	3.281.773	1.687.105,3

São duas as minas cadastradas. Uma situada ao sul de Antonio Pereira, município de Ouro Preto, e a outra na região de Brumal, município de Santa Bárbara. Ambas são constituídas de minério de ferro-manganês (Mn/Fe <4) associado a minério de ferro.

A mina de Antônio Pereira encontra-se paralisada, sendo que o último relatório anual de lavra foi apresentado ao DNPM em 1984.

O jazimento é estratiforme, associado a uma seqüência sedimentar química do tipo Lago Superior, de idade proterozóica inferior. O minério está intercalado em camadas de itabiritos da Formação Cauê. É constituído por camada de minério de ferro-manganês de aproximadamente 5m de potência e está situado a uma profundidade de 15 a 18m. Na superfície, possui cobertura eluvial de minério "chapinha" e canga.

O minério é bandado, friável, com reserva medida de 326.000t e teores médios de 29,7% de Mn e 26,3% de Fe. Os minerais principais são hematita, psilomelana e quartzo.

A mina da região de Brumal encontra-se paralisada desde 1977, segundo os relatórios anuais de lavra apresentados ao DNPM.

O jazimento é constituído por um pacote de formação ferrífera bandada (BIF), intercalado em xistos e filitos arqueanos (Grupo Nova Lima).

O manganês representa uma fase de alteração das rochas encaixantes e encontra-se discordantemente alojado em fraturas ou ao longo de níveis favoráveis.

O minério de ferro-manganês é de aspecto terroso, pulverulento, com reserva medida de 18.000t e indicada de 18.000t e teor médio de 36% de Mn.

A leste de Cláudio Manoel, e daí estendendo-se até a extremidade norte da Folha, encontram-se vários afloramentos de minério de manganês, posicionados numa faixa de direção SSE-NNW. O minério é um gondito encaixado em micaxistos granatíferos. A reserva geológica foi avaliada pela SAMITRI como sendo da ordem de 1,5 milhões de toneladas, ao longo de uma extensão de 24km, e considerada sem valor econômico. Os resultados das análises são bastante variáveis, oscilando entre 8,72% e 51,4% de Mn.

7.1.4 Bauxita

O Brasil é o terceiro país em reservas de minério de alumínio, cujos depósitos de bauxita estão avaliados em 2,3 bilhões de toneladas, ou seja, 10,2% da produção mundial, segundo o Sumário Mineral 1990.

Os jazimentos estão distribuídos no município de Mariana, sobrepostos a sedimentos de idade terciária/quaternária, rochas de idade proterozóica inferior (Supergrupo Minas) e rochas arqueanas (Supergrupo Rio das Velhas).

São cinco os jazimentos cadastrados (tabela II.7.4 e figura II.7.2), cujos dados foram retirados dos arquivos do DNPM.

A bauxita é caracterizada por possuir teor médio de Al_2O_3 aproveitável entre 35,6% e 48,4%; sílica reativa baixa, em torno de 1,2%; elevado teor de ferro, em torno de 25%; tonalidade amarronzada, amarelada e esbranquiçada; textura maciça, porosa, terrosa e às vezes modular. O minério, constituindo camada com espessura

Tabela II.7.4 - Relação dos jazimentos de bauxita da Folha Mariana e suas respectivas reservas.

Número de Cadastro	Mina	Reserva medida (t) teor (%)	Reserva indic. (t) teor (%)	RESERVA TOTAL (T) TEOR (%	Reserva total (t) teor (%)	Observações
bx - 39	Fazendão	45431 41	-	-	45431 41	Teor = % de Al_2O_3 aproveitável
bx - 42	União da Cata Preta	-	-	-	262000 37,4	-
bx - 49	Fazenda Faria (Macaquinhos)	1285000 38,8	-	-	1285000	-
bx - 73	Monjolo	267000 35,6	6550000 35,6	-	922000 35,6	-
bx - 75	Morro do Fraga	2864000 39,3	960000 39,8	-	3824000 39,3	-
TOTAL	-	4723431	161500	-	6338431	-

média de 3m pode estar aflorante ou com capeamento de até 3m de solo, canga ou laterita.

Os minerais constituintes do minério são geralmente gibbsita, goethita e quartzo. Os depósitos são do tipo residual, associados a processos de alteração superficial.

7.1.5 Dolomito

Os jazimentos deste bem mineral são bastante restritos, constituídos de camadas dolomíticas sobrepostas a itabiritos e sotopostos a filitos. Eles são encontrados nas formações Gandarela e Cauê pertencentes ao Grupo Itabira, andar médio do Supergrupo Minas.

O dolomito é utilizado como brita, pedra ornamental, como fundente em alto-forno e como corretivo de solo.

As reservas conhecidas na região, totalizando pouco mais de 10 milhões de toneladas, são bem modestas se comparadas às demais do Estado de Minas Gerais. Os três depósitos cadastrados estão localizados no município de Ouro Preto, cujos dados encontram-se na tabela II.7.5 e figura II.7.2 e foram retirados dos arquivos do DNPM.

Os jazimentos estão relacionados à seqüência sedimentar de plataforma carbonática, cujos minerais formadores serão, principalmente, calcita e dolomita e, subordinadamente, barita e quartzo.

Tabela II.7.5 – Relação dos jazimentos dedolomito e calcário dolomítico da Folha Mariana e suas respectivas reservas

Número de cadastro	Mina	Reserva Medida (T)	Reserva Indicada (T)	Reserva Inferida (T)	Reserva Total (T)	Obs.
DOL – 44	Macacos	3340000	5796000	–	9136000	–
DOL – 68	Ojo	468000	–	–	468000	–
CCD – 70	Pasto grande	169000	611000	–	780000	$1m^3 = 2,6t$ calcário dolomítico
TOTAL	–	3977000	6407000	–	1038400	–

O dolomito é geralmente uma rocha maciça, por vezes com acamamento incipiente, de tonalidade rósea, esbranquiçada ou acinzentada. As análises revelaram teores médios de CaO = 30%, MgO = 20%, Fe_2O_3 = 2% e SiO_2 = 2%.

7.1.6 Serpentinito

Os jazimentos são constituídos de rochas de composição máfica/ultramáfica, de quimismo komatiítico, pertencentes ao *greenstone belt* Rio das Velhas (Almeida, 1976) e denominadas de Grupo Quebra Osso por Schorscher (1978) e de unidade basal do Grupo Nova Lima por Ladeira (1980).

Devido ao seu elevado teor em magnésio, geralmente superior a 30% de MgO, estas rochas são utilizadas como fundente em usinas siderúrgicas.

São três os jazimentos cadastrados nos arquivos do DNPM, conforme pode ser visualizado na tabela II.7.6. Eles estão localizados no município de Santa Bárbara e são constituídos de duas jazidas e uma mina em atividade.

Tabela II.7.6 – Relação dos jazimentos de serpentinito da Folha Mariana e suas respectivas reservas

Número de cadastro	Mina	Reserva Med. (T) Teor (%)	Reserva Indic. (T) Teor %	Reserva Infer. (T) Teor (%)	Reserva Total (T) Teor (%)	Obs.
SPT – 41	Quebra Osso	4868000	29828000	–	34696000	–
SPT – 50	Tanque Preto	737000	1011000	1364000	3112000	–
SPT – 60	Andaime (Valentin)	425000	276000	–	701000	–
TOTAL	–	6030000	31115000	1364000	38509000	–

São corpos lenticulares tectonicamente encaixados em rochas granito-gnáissicas ou em seqüências metassedimentares. As rochas são maciças a incipientemente foliadas, podendo passar gradativamente para tipos xistosos.

Os serpentinitos são de coloração esverdeada, às vezes bastante fraturados. Quando alterados exibem coloração alaranjada ou amarronzada. Nos tipos menos foliados encontram-se feições diagnósticas de vulcanismo submarino, tais como *pillow lavas*, disjunções poliedrais e textura espinifex.

As análises destas rochas apresentaram teores médios de MgO em torno de 35%; Fe_2O_3 por volta de 8,5%; e SiO_2 em média de 43%.

7.1.7 Quartzito

Os depósitos desse bem mineral estão divididos em dois tipos distintos.

Um tipo é constituído de quartzito micáceo de tonalidades branca, rósea e avermelhada. Esta variação de tonalidade é proporcionada pela pigmentação por óxido de ferro. As rochas deste depósito fazem parte da unidade

basal do Supergrupo Minas, constituindo a Formação Moeda, e são exploradas na região situada entre Ouro Preto e Passagem de Mariana.

O outro tipo corresponde a depósitos residuais formados de areia quartzosa, resultante da desagregação de quartzito do Grupo Maquiné, pertencente ao Supergrupo Rio das Velhas. Os ensaios químicos e físicos realizados constataram ser a areia quartzosa um ótimo material para a indústria cerâmica e servir como fundente em metalurgia. A lavra a céu aberto é feita através de desmonte hidráulico.

Os três depósitos legalmente constituídos desse bem mineral foram cadastrados através dos arquivos do DNPM, cujos dados de reservas são encontrados na tabela II.7.7 e são constituídos de duas jazidas e uma mina em atividade. As duas jazidas estão localizadas no município de Alvinópolis e a mina (QT-25) no município de Mariana, onde são produzidas placas visando a sua utilização para fins ornamentais.

Tabela II.7.7 – Relação dos jazimentos de quartzito e areia da Folha Mariana e suas respectivas reservas

Número de Cadastro	Mina	Reserva Med. (t) Teor (%)	Reserva Indic. (t) Teor %	Reserva Infer. (t) Teor (%)	Reserva Total (t) Teor (%)	Obs.
QT– 25	Passagem de Mariana	735000	691000	614000	2040000	Pedra Ornamental
AR – 64	Rocinha e Paiol	43478	94783	–	138261	Areia Industrial $1m^3 = 2,3t$
AR – 77	Fazenda Xererê	4000000	3200000	–	7200000	Areia Industrial
TOTAL	–	4778478	3985783	614000	9378261	–

7.1.8 Outros Bens Minerais

Na localidade de Ojo, distrito de Antonio Dias, município de Ouro Preto, encontram-se depósitos lenticulares de ocra encaixados em itabiritos da Formação Cauê, ou no contato destes com filitos alterados.

Este bem mineral, explorado juntamente com o dolomito, é de cor amarela, vermelha ou cinzenta, de aspecto terroso e impregnado de óxidos de ferro e manganês.

A ocra é formada pela circulação de água meteórica formando depósitos de alteração superficial.

Outro bem mineral encontrado na localidade de Ojo é a barita, que ocorre em finos cristais como veios e lentes, com espessura milimétrica, encaixados em dolomitos.

Capítulo 8
Metalogenia

Carlos Alberto Heineck e Jodauro Nery da Silva

8.1 Introdução

A metalogenia está embasada na integração dos elementos geológicos, geoquímicos, geofísicos e de cadastramento mineral que compõem a Carta Metalognética-Previsional da Folha Mariana. Esta carta tem por objetivo a delimitação de áreas mineralizadas ou favoráveis a mineralizações (áreas previsionais), embasadas nas leis que controlam a distribuição das concentrações minerais na natureza.

Para alcançar esse objetivo, necessário se torna adotar formas simples e legíveis de representação cartográfica dos dados diretos sobre as mineralizações e dos indiretos (geoquímicos, geofísicos, petrológicos, etc.), que levem à descoberta de mineralizações. Essas informações superpostas a uma base geológica, possibilitam, através de métodos simples de integração de dados, o reconhecimento das relações entre os indícios de mineralização e os objetos geológicos responsáveis pela edificação das concentrações minerais (metalotectos).

O contorno dos metalotectos e dos indícios de mineralizações constitui, em essência, os elementos previsionais que formam um todo indissolúvel com os elementos metalogenéticos e geológicos que compõem a Carta Metalogenética-Previsional.

Precedendo à interpretação metalogenética e previsional, são apresentados e discutidos os dados diretos sobre as mineralizações conhecidas na área e sobre os indícios indiretos de mineralizações – geoquímicos e geofísicos. Na abordagem desses dados procuraram-se enfatizar aqueles elementos de maior significado para a metalogenia, uma vez que os capítulos de Geoquímica, Geofísica e Geologia Econômica descrevem os aspectos específicos de cada tema.

Os recursos minerais reconhecidos na Folha Mariana distribuem-se, preferencialmente, nos domínios dos supergrupos Rio das Velhas e Minas, aí incluídas as coberturas residuais e transportadas que lhe são associadas.

Através do cadastro dos recursos minerais, foram catalogadas 132 ocorrências minerais correspondentes a dez substâncias minerais, conforme discriminado na legenda da Carta Metalogenético-Previsional e sintetizado na tabela II.8.1.

8.2 Panorama Metalogenético

A análise da ambiência geotectônica de cada unidade litoestratigráfica, complementada pela apreciação dos dados geoquímicos, geofísicos, petrográficos, estruturais, 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.

8.2.1 Supergrupo Rio das Velhas

O Supergrupo Rio das Velhas é constituído de metassedimentos, como xistos aluminosos, quartzitos e formações ferríferas, e de rochas metabásicas (anfibolitos) correspondentes a basaltos toleíticos de fundo oceânico (tipo TH1), com associações komatiíticas. Definido como um *greenstone belt* gerado em ambiente *rift*, neste conjunto, também ocorreram condições propícias ao desenvolvimento de mineralizações de ouro, potencial este que pode ser estendido a metais como cobre e, talvez, cromo e níquel. No plano deformacional, há que se destacar uma aloctonia para esta seqüência supracrustal devido ao forte transporte tectônico para oeste.

Neste domínio, foram cadastrados 31 depósitos de ouro primário, três de serpentinito, dois de areia industrial e um de ferro e manganês (vide tabela II.8.1). A prospecção geoquímica evidenciou algumas zonas anômalas de ouro nos domínios do Grupo Nova Lima. Em algumas delas o ouro está associado a outros elementos, enquanto que na maior parte das zonas o ouro exibe uma configuração anômala isolada. A associação geoquímica de Cu-Co-Ni-Cr, situada no extremo noroeste da folha, está relacionada com as litologias máficas-ultramáficas (Quebra Osso). Os resultados geoquímicos forneceram altos valores anômalos, sendo que os maiores detectados são: Au (100ppm), Ag (1,5ppm), As (783ppm) , Cr (4250ppm), Ni (783ppm), Co (200ppm) e Cu (75ppm).

Tabela II.8.1 - Recursos minerais da Folha Mariana.

Substância Mineral	Nº de Jazimentos	Contexto Geológico
Ouro	50	Aluviões e coluviões recentes e terraços subatuais.
	3	Veios de quartzo encaixados nos quartzitos e quartzitos ferruginosos do Supergrupo Minas.
	4	Veios de quartzo com arsenopirita e turmalina encaixados em sericita xisto grafitoso do Supergrupo Minas.
	2	Veios de quartzo cortando quartzo-clorita-biotita-sericita xisto, anfibólio xisto do Grupo Nova Lima.
	2	Veios de quartzo encaixados em biotita gnaisse do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga.
	3	Níveis conglomeráticos polimícticos ricos em sericita, fuchsita e pirita encaixados em quartzitos sericíticos do Grupo Caraça.
	3	Conglomerados polimícticos milonitizados encaixados em quartzitos e quartzo xistos do Grupo Maquiné.
	12	Formações ferríferas bandadas com *metachert* subordinado encaixados em clorita-sericita-xisto e com níveis grafitosos pertencentes ao Grupo Nova Lima
	2	Itabiritos e jacutinga com canga associada pertencente ao Grupo Itabira.
	9	Clorita-sericita-grafita-xistos associados a veios de quartzo com pirita, pirrotita, arsenopirita pertencentes ao Grupo Nova Lima.
Ferro	19	Hematita compacta, hematita pulverulenta e itabiritos diversos pertencentes à Formação Cauê
Ferro-Manganês	1	Itabiritos contendo níveis mais ricos em manganês pertencentes ao Grupo Itabira.
Ferro-Manganês	1	Lentes de formações ferríferas intercaladas em clorita-sericita-grafita xistos do Grupo Nova Lima.
Manganês	5	Níveis ricos em protominérios de manganês encaixados em xistos granatíferos e gnaisses.
Bauxita	5	Coberturas lateríticas sobrejacentes a tipos litológicos diversos.
Serpentinito	3	Dunitos serpentizados pertencentes a Subunidade Quebra Osso do Grupo Nova Lima.
Dolomito	3	Calcário dolomítico com lentes de baritina subordinadas e que são pertencentes à Formação Gandarela.
Topázio	1	Zona de alteração superficial sobrejacente às rochas dolomíticas da Formação Gandarela.
Quartzito	1	Quartzito usado como pedra ornamental e pertencente à Formação Moeda.
Ametista	1	Veios de quartzo e feldspato com cristais de ametista e que são pertencentes ao Grupo Maquiné.
Areia Industrial	2	Produto da decomposição do quartzito do Grupo Maquiné.

8.2.2 Complexo Santo Antônio do Pirapetinga

No domínio deste complexo foi definido um conjunto de rochas arqueanas metaultrabásicas e metabásicas intimamente associadas a gnaisses tonalítico-trondhjemíticos, ocorrendo ainda, de uma forma subordinada, xistos e formações ferríferas. O metamorfismo que afetou as rochas deste complexo é de condições equivalentes às fácies anfibolito a xisto-verde. Há evidências de fortes deformações localizadas, com o desenvolvimento de zonas miloníticas, bem como de uma tectônica tangencial impressa particularmente nas bordas da unidade.

Os estudos petroquímicos demonstraram a existência, neste cinturão de rochas verdes, de magmas primitivos tipo toleítico (TH1) de fundo oceânico, caráter racinal e desenvolvidos em ambiente de *rift*, com eventuais associações komatiíticas. Tais características conferem-lhes um elevado potencial para mineralizações de ouro, cobre, níquel e cromo.

Neste domínio foram cadastrados dois depósitos de ouro e um de manganês (tabela II.8.1). A prospecção geoquímica evidenciou uma zona geoquimicamente anômala para Ni-Cr, na parte sul da área. As anomalias podem ter sido provenientes das alterações dos metabasitos e metaultrabasitos no ambiente secundário. Os maiores resultados anômalos detectados pela geoquímica em concentrado de bateia foram Au (6,5ppm), Ag(0,7ppm), As(160ppm), Pb (2.000ppm), Co(200ppm), Y(2000ppm) e Nb(70ppm).

8.2.3 Grupo Dom Silvério

O domínio do Grupo Dom Silvério é composto de xistos pelíticos (manganesíferos, granatíferos, grafitosos) e anfibolitos. Corresponde a uma seqüência de metassedimentos depositados em bacia costeira e posteriormente metamorfizados em condições de fácies anfibolito. Parte dos sedimentos foram interpretados como grauvacas e filitos originários de fonte tonalítica a granodiorítica, ao passo que os anfibolitos comportam-se petroquimicamente como toleítos de arco de ilha. A potencialidade mineral para a seqüência reside basicamente em: indícios de grafita, que ocorre enriquecida nos xistos pelíticos, talvez correspondendo a primitivas concentrações orgânicas; quartzo em veios, provavelmente relacionados às zonas de cisalhamento; ouro e estanho detectados em concentrado de bateia. A anomalia geoquímica de ouro (7,5ppm) deve estar relacionada a zona de cisalhamento, enquanto o Sn (66ppm) pode estar relacionado a intrusões graníticas.

8.2.4 Complexo Santa Bárbara

À exceção deste complexo, as rochas dos domínios dos Granitóides e dos complexos Acaiaca e Mantiqueira não apresentam dados econômicos e geoquímicos de destaque. Por esse motivo não foi feito nenhum prognóstico do ponto de vista metalogenético. Dentro do Complexo Santa Bárbara, constituído por gnaisses de composição tonalítica e trondhjemítica, com *trends* calcialcalinos e tectonicamente com características pré, e sin-colisionais, foram detectadas anomalias de Au(até 12ppm), Ag(0,5ppm), B(300ppm), Nb(70ppm) e Cr(4.000ppm). As anomalias geoquímicas de ouro provavelmente estão relacionadas a restos de *greenstone belt* associados à zona de cisalhamento. Por outro lado, os altos valores de cromo deverão estar relacionados às porções metaultrabásicas dos referidos cinturões.

8.2.5 Supergrupo Minas

O domínio do Supergrupo Minas é composto por rochas supracrustais do Proterozóico Inferior, constituídos de metassedimentos clásticos e químicos (quartzitos, conglomerados, filitos, dolomitos, itabiritos), depositados em bacia de plataforma continental estável evoluindo para uma sedimentação de margem continental, numa zona afetada por correntes de turbidez e posteriormente metamorfizados em condições de fácies xisto-verde e intensamente deformados. Neste domínio foram cadastrados 34 depósitos minerais, sendo 20 de ferro, 10 de ouro, 3 de dolomito e um de quartzito (vide tabela II.8.1). A prospecção geoquímica detectou anomalias de As de até 300ppm. Os teores altos deste elemento sugerem uma origem por emanações vulcânicas. Foram detectadas ainda anomalias de Sb de até 45ppm.

8.2.6 Coberturas Cenozóicas

A evolução geomórfica da área propiciou a formação de uma superfície de aplainamento detrito-laterítica de idade terciário-quaternária, posicionadas em cotas sensivelmente iguais, correspondendo à superfície Sul Americana. Nestas coberturas foram cadastrados cinco depósitos de bauxita (tabela II.8.1).

No domínio das coberturas recentes, encontram-se expressivas aluviões quaternárias, que assumem uma grande importância devido à concentração dinâmica do ouro secundário, particularmente nos vales dos rios do Carmo, Piracicaba, Gualaxo do Norte, Gualaxo do Sul; no ribeirão Coqueiros e no córrego Quebra Osso. Ao longo das derenagens foram cadastrados 50 frentes de garimpos de ouro e detectadas anomalias geoquímicas, sendo mais freqüente naquelas instaladas sobre as seqüências do tipo *greenstone belt*. Nas drenagens maiores há ainda áreas correspondentes a terraços subatuais ou mesmo pleistocênicos, com níveis de sedimentos mais grosseiros, cascalhentos, que atestam períodos de erosão sob condições catastróficas.

8.3 Mineralizações

8.3.1 Mineralizações de Ouro

Em função da grande variação que se observa nos jazimentos auríferos cadastrados, tanto no que se refere às diferentes tipologias dos mesmos como uma aparentemente ampla distribuição nas idades dos processos envolvidos na sua geração, pode ser proposta as seguintes hipóteses:

1) as mineralizações de ouro presentes na área são tipicamente policíclicas, denotando várias etapas de mobilização do metal;

2) o aporte mais significativo do ouro à crosta terrestre corresponde ao do evento de magmatismo básico-ultrabásico observado nas unidades basal e intermediária do Supergrupo Rio das Velhas;

3) é provável que concentrações a nível de depósito tenham ocorrido ainda nos tempos arqueanos em decorrência do elevado fluxo térmico que se manifesta em segmentos das estruturas do tipo *rift*, induzindo à movimentação convectiva de fluídos e à produção, nas zonas de descarga, de formações exalativas (*cherts* e BIF's), características das seqüências metavulcano-sedimentares do tipo *greenstone belt* (Supergrupo Rio das Velhas e Complexo Santo Antônio do Pirapetinga) e às quais se associam mineralizações estratiformes de sulfetos e ouro;

4) a deformação dessa estrutura arqueana propiciou remobilizações substanciais do metal através de vários episódios de metamorfismo regional, plutonismo granitóide e tectônicas dúcteis rúpteis, não raro atingindo concentrações em nível de depósito;

5) as zonas de elevadas taxas de deformação, como a da borda leste do Quadrilátero Ferrífero, dominada por uma complexa imbricação de escamas tectônicas de empurrão, inclusive escamas cristalinas, favorecem a migração e precipitação das soluções hidrotermais auríferas (junto com elementos como Ag, As, Sb, Cu, etc.), durante fenômenos obviamente epignéticos e fortemente relacionados com um ou mais eventos proterozóicos de encurtamento crustal que afetam não só os pacotes supracrustais, como também os terrenos vizinhos;

6) depósitos de plácers auríferos são referidos, na área, aos sítios arqueanos (quartzitos e metaconglomerados do Grupo Maquiné), proterozóicos (Formação Moeda), terciários (coberturas associadas aos ciclos erosivos Sul-Americano e Velhas) e sedimentos fluviais quaternários (com destaque para a bacia do rio do Carmo).

Desta forma, praticamente todas as unidades catografadas na folha apresentam indícios de mineralizações auríferas de maior ou menor expressão, fato sobejamente atestado pelo cadastro de dezenas de depósitos (minas abandonadas, jazimentos em fase de pesquisa, garimpos de ouro primário e secundário, etc), bem como pelos resultados de campanhas prospectivas, que adicionaram um número ainda maior de indícios geoquímicos (pintas de ouro e anomalias representadas por um amplo espectro de valores).

Embora ainda não exista um quadro razoavelmente esboçado sobre as épocas metalogenéticas e suas assinaturas, de modo a permitir estudos comparativos entre as diferentes tipologias e respectivas expressões ou expectativas econômicas, três sítios geológicos assumem uma posição de destaque no contexto da folha, tendo sido objeto de pesquisas relativamente intensas: as seqüências metavulcano-sedimentares do Grupo Nova Lima nas regiões de Padre Viegas (sul-sudeste da área) e Sumidouro (quadrante noroeste), além das não menos complexas faciologias e estruturações presentes na região do contato tectônico o sitema Fundão, entre as unidades Nova Lima e Minas (serra de Ouro Preto, Passagem de Mariana, Mata-Cavalo, morro de Santana). Nas duas primeiras zonas mineralizadas são esperadas concentrações de ouro relacionadas tanto a fenômenos exalativos e/ou de metamorfismo submarino, portanto depósitos arqueanos em diversas fácies de formações ferríferas, como a processos de alteração hidrotermal- metassomática dirigidos por eventos tectônicos pré-cambrianos. Já na região de Ouro Preto – Mariana, onde se concentram as principais reservas avaliadas do metal, ocorreram vários pulsos de mineralizações de boro (turmalina) e de quartzo com sulfetos de Fe-(As), as primeiras determinadas pelo ambiente de sedimentação (?) e gerando depósitos do tipo exalitos (bandas de turmalina preta e fina alternadas com lâminas de quartzo/metachert, carbonato e xisto aluminoso), enquanto que os veios quartzo-sulfetados, intimamente associados com as concentrações de Au-Ag, denotam um acentuado controle tectônico num domínio dúctil-rúptil e são notoriamente de várias gerações diacrônicas com a história deformacional; a descontinuidade estrutural regional já foi relatada desde os trabalhos mais antigos nas minas em questão e as estruturas de preenchimento e substituição, que caracterizam o minério em diferentes níveis estratigráficos, apontam no sentido de recorrências da mineralização de ouro.

Por último, cabe destacar a presença de depósitos das denominadas jacutingas auríferas posicionadas em meio à seqüência ferro-carbonática da Formação Cauê, e que, pelo menos na região das Minas da Passagem, oferecem evidências do envolvimento de processos similares aos dos veios sotopostos: forte silicificação dos carbonatos (tardiamente transformados em tremolita e actinolita), inclusive de intercalações métricas de rochas carbonáticas, acompanhadas pela movimentação de fluidos hidrotermais ricos em enxofre (e ouro), que geraram a deposição de grandes massas e cristais disseminados de sulfetos como pirrotita e pirita, devido à alta reatividade das encaixantes. A oxidação e lixiviação do pacote metassedimentar pelas águas meteóricas infiltradas abaixo da atual superfície erosiva, resultaria na formação dos itabiritos friáveis/pulverulentos e concentração "residual" do ouro.

8.3.2 Mineralizações de Ferro

À semelhança do que ocorre em tantos outros segmentos pré-cambrianos, é comum a presença de depósitos ricos em ferro na área, particularmente notabilizados pela sua importância econômica (o Quadrilátero Ferrífero, onde Mariana corresponde a um dos vértices), e onde são encontrados numa grande diversidade de ambientes tectônicos e unidades estratigráficas supracrustais. Tais diferenças básicas nas características das formações ferríferas ali reconhecidas sugerem igualmente o concurso de processos genéticos distintos.

Para as formações ferríferas bandadas (BIF's) contidas na seqüência metavulcano-sedimentar arqueana, o greenstone *belt* Rio das Velhas, é normalmente adotado o modelo tipo Algoma. A estratigrafia interna da seqüência ainda é probremente conhecida, observando-se formações ferríferas associadas tanto aos derrames komatiíticos da Subunidade Quebra Osso, como aos xistos pelíticos (metagrauvacas e metalamitos), carbonosos ou não, do Grupo Nova Lima. Uma origem vulcanogênica constitui a hipótese mais óbvia, com deposição do ferro a partir de exalações em ambiente redutor, anaeróbico, típico de oceano profundo com águas de baixo potencial de oxidação (garantindo a formação de pirita, ao invés da precipitação de sulfatos). Predomina amplamente a fácies óxido, onde a magnetita pode corresponder ao produto diagenético da hidromagnetita, um precursor de composição $Fe_3(OH)_8$. Enriquecimentos relativos de Ni, Cu, Zn, Co, Mn e Sc, entre outros metais, são compatíveis com o ambiente marcado por intenso vulcanismo básico-ultrabásico; contudo, salvo as mineralizações auríferas que encerram, as formações ferríferas do tipo Algoma não têm suscitado um maior interesse econômico na região.

No Proterozóico, adquirem uma enorme expressão os depósitos de ferro do tipo Lago Superior presentes no Supergrupo Minas, em especial dentro da sua unidade intermediária, a Formação Cauê do Grupo Itabira. A sedimentação química em ambiente de circulção restrita deu-se sob condições de plataforma estável, com grande continuidade lateral dos estratos. Devido à ampla predominância de hematita sobre a magnetita, tais formações ferríferas exemplificam as mudanças ocorridas na atmosfera e hidrosfera primitivas, envolvendo ainda teorias sobre fenômenos como ressurgência e baixa produtividade orgânica (a fácies óxido depende de uma baixa pressão parcial do CO_2 na água do mar). O mineral precursor seria um hidróxido amorfo [$Fe(OH)_3$], cuja desidratação durante a diagênese levaria à produção de goethita (FeOOH) e, finalmente, da hematita (alfa-Fe_2O_3). Da mesma maneira que nas BIF's do tipo Algoma, também aqui são discutidos aspectos como a participação de organismos primitivos, via metabolismo, no processo de deposição do ferro, além de complexos balanços envolvendo o sistema O-CO_2-S e as atividades relativas dos cations (Ca+2 e Fe+2); o *chert* (metachert) que acompanha os óxidos de ferro resultaria, na ausência de organismos secretadores de sílica, da precipitação de sílica amorfa devido à sua concentração próximo à saturação, com influência decisiva de uma leve evaporação; e, finalmente, o bandamento métrico a milimétrico das BIF's é explicado pelas oscilações sazonais, ao passo que os espessos corpos de hematita compacta resultariam de processos diagenéticos.

A Formação Gandarela, igualmente integrante do Grupo Itabira, constitui na verdade uma variação faciológica da Formação Cauê, e as BIF's referidas na mesma devem ter tido uma gênese essencialmente similar. A mesma tipologia (Lago Superior) é também sugerida para as BIF's contidas nas formações Cercadinho e Fecho do Funil, ambas do Grupo Piracicaba, embora parte dessa sedimentação possa ter ocorrido em margem de plataforma, numa zona afetada por correntes de turbidez e, por conseguinte, envolvendo uma reciclagem dos registros plataformais mais antigos.

Com relação às unidades Tamanduá e Itacolomi, dominadas por depósitos típicos de complexos aluviais, é possível que as concentrações ferríferas inseridas nas mesmas derivem de laterizações de extensas áreas continentais cratonizadas.

Diversos depósitos de canga ferruginosa, eventualmente aproveitados como minério de ferro, têm a sua origem ligada aos ciclos erosivos meso-cenozóicos que modelaram a região, em especial durante as fases de meteorização que sucederam às de pediplanação.

8.3.3 Mineralizações de Manganês

A exemplo das formações ferríferas, as concentrações primárias de manganês da área encontram-se basicamente em dois ambientes distintos, separados no tempo e nas condições de deposição, ao passo que as ocorrências e/ou jazidas exibem uma convergência nos processos supergênicos.

No caso das estruturas arqueanas, a evolução do vulcanismo e sedimentação deve ter propiciado o desenvolvimento de células de convecção da água do mar nas pilhas vulcano-sedimentares, enriquecendo-a em metais e causando a produção de módulos de manganês (Mn+4) numa posição distal em relação às zonas de descarga. É neste contexto que provavelmente ocorreu uma primeira e forte dissociação entre os íons de Fe+2 e Mn+2, uma vez que a oxidação e precipitação do último exige, de um modo geral, condições mais alcalinas e mais redutoras, explicando a separação espacial que se verifica entre muitas das formações ferríferas e manganesíferas nas seqüências metavulcanossedimentares. Esta é, aparentemente, a situação observada também na principal faixa manganesífera da área, que se estende de Furquim até o limite setentrional da mesma, passando por Cláudio Manoel. Os óxidos precipitados no fundo do mar podem

ter sofrido uma nova redução e a transformação diagenética para carbonatos, e, finalmente, a recristalização de fases silicatadas (a granada espessartita) em decorrência dos eventos metamórficos que induziram às reações entre os carbonatos de Mn + 2 e os sedimentos siliciclásticos (pelágicos ?). Em outros sítios (por exemplo, na região do Sumidouro), os óxidos de Mn mostram uma estreita associação com formações ferríferas bandadas, mas estas ocorrências são de menor expressão.

A seqüência plataformal do Grupo Itabira apresenta discretas concentrações primárias de manganês (cerca de 1.000ppm nos itabiritos da Formação Cauê), insuficientes para permitir a geração expressiva de fases próprias, de modo que o metal ocorre provavelmente contido nos óxidos de ferro e carbonatos das rochas frescas. A sua precipitação junto com os sedimentos químicos da unidade exige um ambiente de deposição com condições mais oxidantes (compatível com os dados disponíveis) ou, pelo menos, oscilações para um menor grau de acidez (pH neutro a francamente alcalino).

Concentrações a nível de depósito ocorreram no ambiente secundário por injunções dos fenômenos supergênicos, gerando paragêneses de quartzo + espessartita + óxidos de Mn no minério das seqüências arqueanas, e de goethita + óxidos de Mn nas unidades proterozóicas. Nessas zonas superficiais os óxidos secundários ocorrem sob a forma de preenchimentos de cavidades residuais, substituições ou concentrações.

8.3.4 Mineralizações de Bauxita

Correspondem a concentrações residuais de hidróxido de alumínio, junto com altos teores de ferro (são bauxitas ferruginosas), em estreita vinculação com os profundos e prolongados processos de meteorização das rochas expostas durante formação de pediplanos terciários e quaternários. As mudanças climáticas posteriores, baixos pendores dessas superfícies cíclicas e taxas de intemperismo bastante superiores às de erosão, favoreceram aí o desenvolvimento de espessas coberturas lateríticas, provavelmente já a partir do Terciário Médio. O controle geomórfico é facilmente perceptível no terreno, devido à alta correlação entre os depósitos e vestígios das superfícies erosivas (predominam os depósitos de platô), e constitui uma explicação plausível para a diversidade dos substratos envolvidos: anfibolitos arqueanos, itabiritos e dolomitos do Grupo Itabira (aí encontram-se incluídas bauxitas cársticas), lamitos terciários, etc. De um modo geral, os solos destas litologias apresentam também uma maior propensão a sofrer enriquecimento em Al e, a julgar pelas idades dos depósitos, todos possivelmente com menos de 20M.a., a mineralogia das bauxitas é constituída preponderantemente de gibbsita, junto com altos conteúdos de goethita.

8.3.5 Outros indícios

Na área são encontrados, ainda, vários depósitos de maior ou menor relevância, de topázio, pirita, talco e barita, cujos aspectos mais importantes são:

- o topázio de Antônio Pereira, a NW de Mariana, é garimpado em solos lateríticos originários da meteorização de litótipos da Formação Gandarela. A variedade extraída, o topázio imperial, encontra-se associado com quartzo fino (as "veias" dos garimpeiros) ou em grandes cristais de terminações piramidais. A boa qualidade das gemas indica que os fluidos hidrotermais, ricos em sílica e contendo flúor, movimentaram-se e reagiram com as rochas encaixantes após a tectônica tangencial que afetou a borda leste do Quadrilátero Ferrífero, pois aquelas não apresentam evidências de deformação penetrativa, nem se encontram esmagadas;

- a presença de pirita em rochas carbonáticas (calcários dolomíticos e dolomitos), filitos dolomíticos e filitos grafitosos/carbonosos do Grupo Piracicaba, nas proximidades de Vitorino Dias (limite ocidental da folha), sugere a formação de um precursor (mackinawita, Fe, Ni) em ambiente redutor, anóxico, onde a decomposição da matéria orgânica conduziu a uma depleção do oxigênio e redução do sulfato para formar H2S e permitir então a precipitação daquele precursor, seguido da conversão em pirita durante a diagênese. Por outro lado, há que chamar a atenção para o fato de muitos dos cristais de pirita não se encontrarem deformados, o que, aliado à concentração anômala de arsênio nas rochas (180ppm), pode ser indicativo de uma epigênese dos sulfetos.

8.4 Interpretação Metalogenética – Previsional

A integração multidisciplinar resultou na delimitação de 42 áreas de interesse para a prospecção mineral. Essas áreas distribuem-se em quatro domínios geológicos, com características metalogenéticas específicas, correspondendo aos domínios: das rochas do *Greenstone Belt* Rio das Velhas (Supergrupo Rio das Velhas), de idade arqueana; das coberturas plataformais do Proterozóico Inferior (Supergrupo Minas); do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, de composição tonalítico-trondhjemítica, de idade arqueana e às coberturas detrito-lateríticas e aluviais do Cenozóico (tabela II.8.2).

No domínio do *Greenstone Belt* Rio das Velhas foram caracterizados quatro tipos distintos de mineralizações (provável e potencial):

- mineralizações de ouro e/ou ferro associado a formações ferríferas bandadas do tipo Algoma (áreas I,III e IV);

- mineralizações de ouro em níveis conglomeráticos (área XVI);

- mineralizações de manganês relacionado a micaxistos e zonas de cisalhamento.

Tabela II.8.2 - Áreas mineralizadas.

Áreas	Indícios diretos e indiretos de mineralização	Contexto Geológico/Metalogenético
I	Ouro, serpentinito, (Cr, Ni, Co)	Metaultrabásicas serpentinizadas do *greentone belt* Rio das Velhas e níveis conglomeráticos encaixados em quartzitos sericíticos.
II	Serpentinito	Metaultrabásicas serpentinizadas do *greenstone belt* Rio das Velhas
III a, b, c, d,e	Ouro, ferro, manganês, bauxita, (As,Ag,Cr,Nfwi,Co,Sb)	Rochas metavulcano-sedimentares do *greenstone belt* Rio das Velhas (Grupo Nova Lima) contendo formações ferríferas do tipo Algoma, quartzitos do Grupo Maquiné veios de quartzo (hidrotermalismo).
IV	Ouro, manganês, talco, (Ag, As, Ni, Cu, Cr)	Rochas metavulcano-sedimentares da seqüência *greenstone belt* Rio das Velhas, metassedimentos do Grupo Maquiné, veios de quartzo (hidrotermalismo) e corpos isolados de metaultrabasitos.
V a,b	Manganês, quartzo, (Au, Sb, Cr)	Rochas metavulcano-sedimentares do *greenstone belt* Rio das Velhas, com veios de quartzo (hidrotermalismo) e enriquecido supergênico de manganês e metassedimentos do Grupo Maquiné.
VI	Areia, ametista, (Au, Ag, B, turmalina)	Quartzitos sericíticos do Grupo Maquiné contendo veios de quartzo-feldspato com ametista.
VII a,b	Ouro, prata, arsênio, quartzito, (Cu, Pb)	Zona de contato do Supergrupo Minas com o Supergrupo Rio das Velhas, zona de cisalhamento de baixo ângulo.
VIII a,b,c,d	Ferro, manganês, ouro.	Itabiritos do Grupo Itabira com lentes de hematita e jacutinga aurífera.
IX a,b,c	Ferro, bauxita, (As).	Itabiritos do Grupo Itabira e coberturas detrito-lateríticas ricas em alumina relacionadas ao Ciclo Sul-Americano.
X a,b	Dolomito, calcário dolomítico, topázio, barita, ocra.	Rochas da plataforma carbonática da Formação Gandarela contendo veios de barita.
XI	Ouro	Hidrotermalismo nos metassedimentos plataformais do Grupo Piracicaba.
XII a,b	Pirita, quartzo	Dolomito piritoso e veios de quartzo em quartzito do Grupo Piracicaba.
XIII	(Au, Sb, Cr, pirita)	Seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Piracicaba (Formação Sabará) e quartzitos do Grupo Itacolomi.
XIV	Manganês (Au)	Gnaisses, anfibolitos e micaxistos granatíferos e zonas de cisalhamento.
XV	(Au, Cu, pirita, turmalina)	Metassedimentos do Grupo Maquiné e seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Nova Lima imbricadas tectonicamente com rochas do Complexo Mantiqueira.
XVI	Ouro, quartzo, pirita, turmalina	Hidrotermalismo em seqüências metavulcano-sedimentares dos grupos Nova Lima e Santo Antônio do Pirapetinga, quartzitos com níveis conglomeráticos do Grupo Maquiné.
XVII a,b	(Au, Ag, Cr, B, Nb)	Zonas de cisalhamento do domínio do Complexo Santa Bárbara e corpos isolados de metaultrabasitos serpentinizados.
XVIII	Grafita, quartzo, (Au, Sn)	Xistos grafitosos do Grupo Dom Silvério e zonas de cisalhamento.
XIX	(Au, Ag, As, Co, Pb, Y, Nb)	Seqüência metavulcano-sedimentar do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga.
XX a,b	Bauxita (Au)	Sedimentos lacustrinos da bacia terciária (Formação Fonseca) e coberturas detrito-lateríticas.
XXI a,b,c,d, e,f,g	Ouro	Aluviões recentes.

No domínio do Supergrupo Minas foram caracterizados seis tipos distintos de mineralizações (provável e potencial):

– mineralizações de ouro em conglomerados (áreas I e V);

– mineralizações de ouro em formação férrifera (área VIII);

– mineralizações de ouro em veios de quartzo (áreas VII e XI);

– mineralizações de ferro e ferro-manganês em formações ferríferas do tipo Lago Superior (áreas VIII e IX–;

- mineralizações de dolomito e de barita em veios (área X);

– mineralizção de pirita em dolomito (área XII).

No domínio do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga foi caracterizada mineralização de ouro em veio de quartzo na área XVI, enquanto no domínio das coberturas cenozóicas caracterizaram-se dois tipos de mineralização. Bauxita e topázio nas coberturas detrito-lateríticas (áreas XX e X respectivamente e de ouro nas aluviões (área XXI).

PARTE III

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Capítulo 1
Conclusões

Orivaldo Ferreira Baltazar; Frederico O. Raposo;
Adolfo Alves de Souza e Cláudio José Marques de Souza

Dos estudos geológicos de campo e tratamento e interpretação dos resultados analíticos executados para a folha, resultaram as cartas Geológica e Metalogenética-Previsional, apresentadas na escala 1:100.000, e este relatório, que tem por finalidade complementar os dados ali sintetizados. Estes estudos, em consonância com outras informações subtraídas à literatura geológica regional e comparados com dados de outras regiões, de geologia semelhante, permitiram que se chegasse às seguintes conclusões acerca da geologia da área:

– a Folha Mariana situa-se na zona limítrofe entre duas importantes províncias geotectônicas: a Província Geotectônica São Francisco, constituída dominantemente de rochas supracrustais e granitóides de baixo grau de metamorfismo na área da folha; e a Província Geotectônica Mantiqueira, onde dominam gnaisses e rochas granulíticas, da crosta intermediária a inferior, de médio a alto grau metamórfico;

– foram identificadas quatro fases de deformação, as três primeiras de natureza dúctil e uma final rúptil. As deformações dúcteis se relacionam a, no máximo, dois eventos deformacionais, pertinentes aos ciclos orogênicos Transamazônico e Brasiliano;

– uma foliação/xistosidade de baixo ângulo, de extensão regional, resultante de esforços tangenciais dirigidos de leste para oeste, constitui a principal feição estrutural observada. Zonas de cisalhamento dúctil de alto ângulo, com importantes componentes direcionais, se superimpõem a esta foliação, orientando-se segundo três direções principais: um par conjugado de direções NE-SW e NW-SE ligado à deformação tangencial anterior e um outro sistema N-S, posterior. Falhas extensionais recentes cortam o conjunto;

– a "coluna estratigráfica" estabelecida para a área é tentativa e sujeita a modificações, uma vez que dominam na mesma rochas pré-cambrianas altamente deformadas, de origens, graus metamórficos e níveis crustais diversos, colocadas lado a lado por imbricações tectônicas e onde são deficientes as datações geocronológicas.

– o Complexo Santo Antônio do Pirapetinga é constituído de gnaisses bandados, com bandas originadas da distribuição diferencial de biotita e anfibólio, intercalados com corpos tabulares de espessuras métricas de xistos ultramáficos e máficos, esteatitos e anfibolitos. Os xistos ultramáficos e esteatitos foram caracterizados quimicamente como komatiítos peridotíticos e os anfibolitos como toleítos de fundo oceânico tipos TH1 e TH2 de Condie (1981). Os gnaisses foram classificados como tonalitos e granodioritos comparáveis às séries arqueanas tonalítico/trondhjemítica e granodiorítica calcialcalina de Hunter, in Condie (1981), e correlacionados aos granitóides do Domo de Caeté com idade U/Pb de 2776M.a.;

– o Complexo Santa Bárbara é constituído por gnaisses leucocráticos e rochas granitóides pouco deformadas. Eventualmente ocorrem faixas incipientemente bandadas em zonas de cisalhamento dúctil. Quimicamente, seus litótipos são classificados como tonalitos, granodioritos e granitos com um *trend* de diferenciação no sentido dos termos mais potássicos devido ao metassomatismo. Correlacionam-se também com as séries tonalítico-trondhjemítica arqueanas e calcialcalina granodiorítica de Hunter. Tectonicamente, alguns termos identificam-se como anorogênicos e tardi-orogênicos, outros como diferenciados do manto e a maior parte como sin-colisionais. Os anfibolitos a eles associados são interpretados como toleítos do tipo TH2. Os padrões de terras raras dessas rochas permite correlacioná-las com os granitóides derivados do manto (DM) dos autores chineses. Devido às semelhanças petrológicas e à proximidade espacial, este complexo foi correlacionado ao Complexo Caeté com idade de 2.776 ± 6M.a. e, da mesma maneira, não constitui o embasamento da seqüência vulcano-sedimentar do Supergrupo Rio das Velhas;

– o Supergrupo Rio das Velhas permanece subdividido nos grupos Nova Lima, inferior, e Maquiné, superior. O Grupo Nova Lima inicia-se pela subunidade peridotítica Quebra Osso, de caráter komatiítico, imediatamente sobreposta por anfibolitos caracterizados como Fe-toleítos de fundo oceânico tipo TH1 associados a sedimentos químicos e argilosos caracterizados como formações ferríferas, formações manganesíferas, metachert e xistos a estaurolita e granada; o Grupo Maquiné é caracterizado

por quartzito, quartzito sericítico e quartzito ferruginoso e constitui uma seqüência sedimentar clástica originada do retrabalhamento do Grupo Nova Lima.

– a cartografia do Supergrupo Minas foi mantida praticamente intacta no que se refere aos contatos, com relação ao trabalho desenvolvido pelo convênio USGS/DNPM. No entanto, foram consideradas e analisadas as diversas propostas de estratigrafia apresentadas após aquele trabalho e modificações foram efetuadas. Os quartzitos da serra do Caraça passaram a integrar a Formação Moeda do grupo homônimo. Embora não apresentada na coluna estratigráfica, foi considerada a proposta de subdivisão do Grupo Piracicaba nos subgrupos Cercadinho/Fecho do Funil e Taboões/Barreiro, de Barbosa e Grossi Sad (1973). Foi também considerada a correlação do Grupo Piracicaba à fácies Itabira do Supergrupo Espinhaço e a correlação da Formação Sabará, do mesmo grupo, à Fácies Guanhães do Supergrupo Espinhaço, conforme sugestão de Pflug (1965) corroborada por Dorr (1969).

– o Grupo Itacolomi foi mantido como tal e acima do Grupo Piracicaba no morro do Frazão e em parte das serras do Itacolomi e do Salto. Foi considerada também a sua possível correlação com a fácies Diamantina do Supergrupo Espinhaço;

– o Complexo Acaiaca, descrito pela primeira vez por Jordt Evangelista (1984), constitui uma seqüência de rochas da fácies granulito, incluindo plagiogranulitos, piribolitos, "gnaisses kinzigíticos" e quartzitos, intimamente associados, fortemente retrometamorfizados para a fácies anfibolito e injetados por granitos róseos, alcalinos. Têm estrutura bandada, de caráter tectônico, são pré-colisionais e quimicamente meta- a peraluminosos, calcialcalinos, distribuídos em dois grupos, um de composição tonalítica e outro, mais heterogêneo de composição granítica a tonalítica;

– o Complexo Mantiqueira foi caracterizado como um conjunto de gnaisses bandados, migmatizados, com frequentes intercalações de anfibolitos e metagabros. Tem caráter bimodal, diferenciando-se quimicamente em dois grupos: um de caráter mais ácido e outro básico, ambos afetados por processos de metassomatismo potássico e silicoso, com os tipos básicos de caráter toleítico e composições diorítica a quartzodiorítica e os ácidos calcialcalinos, de composições graníticas e tonalíticas. Os tipos básicos são similares a toleítos arqueanos gerados em arco vulcânico em ambiente oceânico e os ácidos seriam granitóides sin-colisionais, com eventuais injeções tardi-orogênicas de caráter mais alcalino;

– o Grupo Dom Silvério constitui, na área, uma seqüência de micaxistos aluminosos, grafitosos, com intercalações menores de quartzitos, anfibolitos e rochas calciossilicáticas, injetados por material granítico. A fácies metamórfica é anfibolito. Na Folha Ponte Nova, a leste, onde está melhor exposto, é caracterizado como uma seqüência metavulcanossedimentar Pré-Cambriana;

– os corpos de rochas granitóides, cartografados, têm uma composição bastante diversificada, variando de granitos a tonalitos. Daqueles analisados química e petrograficamente conclui-se que: os granitóides Córrego da Estiva e Mombaça foram gerados a partir da fusão crustal de metassedimentos, provavelmente do Grupo Nova Lima; o granitóide Córrego Taioba foi gerado a partir do retrabalhamento, com fusão parcial e potassificação, de rochas tonalíticas mais antigas; o granitóide de Barra Longa constitui rocha alcalina injetada nos gnaisses do Complexo Mantiqueira. Todos os tipos são muito deformados, mostrando-se com foliação milonítica;

– coberturas sedimentares não deformadas são representadas por sedimentos terciários da bacia de Fonseca e por coberturas detríticas (cangas) e lateríticas, além de pequenos depósitos aluvionares, mais expressivos na metade ocidental da folha.

– o levantamento geoquímico regional conduziu ao selecionamento de 18 zonas anômalas, bem como procedeu a determinação de várias estações anômalas de elementos prospectáveis. As anomalias de antimônio e arsênio, principalmente deste último, cujos valores foram excessivamente elevados, permitiram estimar a sua proveniência de atividades vulcânicas.

– a associação anômala do Zn-Cu-Co-Ni-Cr desenvolvida na zona I e a asociação Ni-Cr exibida na zona XVI, estão refletindo o ambiente de litologias básicas e ultrabásicas do Grupo Quebra Osso e do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, respectivamente. As estações anômalas de Ni e Cr que se encontram no Complexo Mantiqueira parecem indicar aspectos dos paleossomas desta unidade. As aglomerações anômalas em zonas de intemperismo químico em que ocorrem as coberturas lateríticas sugerem ter havido o fenômeno de co – precipitação de elementos metálicos pelos óxidos e hidróxidos de ferro, num ambiente secundário. Este ferro pode ter sido gerado da decomposição das formações ferríferas e das rochas máficas e ultramáficas, ricas em minerais ferromagnesianos.

– as anomalias de chumbo podem estar condicionadas aos falhamentos existentes na área e litologicamente associadas às rochas félsicas, como os pegmatitos e granitos.

– as zonas anômalas de ouro definiram expressões geoquímicas que são promissoras às mineralizações auríferas, levando-se em conta as condições tectônicas e geológicas favoráveis, como provam as antigas explorações mineiras e os atuais garimpos de Mariana. Estas zonas geoquímicas de ouro estão distribuídas, preferencialmente, nas rochas arqueanas pertencentes ao cinturão de rochas verdes do Supergrupo Rio das Velhas. As zonas anômalas I, III, V, VII, IX, XII, XIII e XV mostram este posicionamento nesta seqüência no cartograma. Estes alvos estão, geralmente, acompanhados das formações ferríferas e de litologias básicas e ultrabásicas, como se pode verificar na zona I, através do Grupo Quebra Osso, e zonas VII, XII, XIII e XVI por intermédio do Complexo

Santo Antônio do Pirapetinga. Estes litótipos podem ter sido os mais pronunciados condicionadores de ouro no ambiente primário, onde prevaleceu a mobilidade hipogênica, levando-se em consideração a acentuada característica siderófila do ouro.

– as zonas anômalas II, IV e VIII estão no domínio do Complexo Santa Bárbara e provavelmente estão as anomalias de ouro vinculadas às zonas de cisalhamento. De maneira semelhante, pode-se inferir que as zonas anômalas VI, XVII e XVIII – situadas nos terrenos do Complexo Mantiqueira – estejam ligadas aos cisalhamentos. Apenas a zona anômala XIV está inserida no domínio do Supergrupo Minas, sendo um produto da dispersão clástica do ouro nas aluviões que recobrem esta seqüência. Verifica-se neste alvo as formações ferríferas que podem ter atuado como elemento geológico condicionador do ouro.

– o cadastramento mineral da área resultou no preenchimento de 132 fichas, sendo 90 referentes a ouro, 19 a ferro, 2 a ferro-manganês, 2 a manganês, 5 a bauxita, 3 a serpentinito, 3 a dolomito, 2 a areia industrial, uma a topázio, uma a quartzito e uma a ametista. A quase totalidade das mineralizações está contida nos supergrupos Rio das Velhas e Minas.

– a análise metalogenética permitiu a delimitação de 42 áreas de maior interesse para a prospecção mineral. Dessas áreas, 31, por possuírem mineralizações conhecidas e indícios indiretos (geoquímicos e geofísicos), foram classificadas como prováveis, e 11, por possuírem somente indícios indiretos, foram classificadas como possíveis. As unidades com maior potencial metalogenético são os supergrupos Minas e Rio das Velhas. As principais mineralizações são ouro e ferro.

Capítulo 2
Recomendações

Orivaldo Ferreira Baltazar; Frederico O. Raposo e
Adolfo Alves de Souza

Embora se tenha conseguido um avanço considerável no conhecimento da geologia da região, com o mapeamento desta folha e da outras adjacentes, ainda permanece a necessidade de trabalhos adicionais, para um melhor entendimento da evolução tectonogeológica da área. Assim, recomendam-se aqui os seguintes trabalhos:

– datações geocronológicas, pelo método U/Pb, nos litótipos dos complexos Mantiqueira, Acaiaca, Santa Bárbara, Santo Antônio do Pirapetinga e corpos granitóides cartografados, no sentido de melhor estabelecer seus posicionamentos temporais, visando um melhor sequenciamento dos eventos tectonogeológicos que os atingiram;

– execução de estudos estruturais de detalhe das principais estruturas mapeadas como, por exemplo, o cinturão de cisalhamento de alto ângulo Dom Silvério, no sentido de determinar com segurança movimentos relativos de blocos, sua magnitude e principais direções de transporte tectônico.

– com base no estudo geoquímico regional, recomenda-se uma prospecção detalhada das zonas anômalas de ouro, tendo como prioridade as zonas inseridas no Supergrupo Rio das Velhas, onde haja, nas imediações, as formações ferríferas e rochas básico-ultrabásicas. Por outro lado, é preciso um trabalho prospectivo direcionado às zonas de cisalhamento, podendo haver uma determinada associação dos falhamentos com mineralizações ocultas.

– é ainda aconselhável ampliar a prospecção geoquímica além dos limites das zonas anômalas assinaladas – visto que no levantamento regional geoquímico houve uma baixa densidade de amostragem – e acampanhar os controles estrutural e geológico mais favoráveis à deposição aurífera.

– recomenda-se, também, que se realize um estudo de minerais pesados nos concentrados das aluviões, elaborando-se um mapa mineralométrico que tenha um significado prospectivo bem definido.

– o estudo metalogenético permitiu a delimitação de áreas com maior potencial de mineralizações. Visando à descoberta de novos jazimentos minerais, recomenda-se um estudo prospectivo de detalhe, mediante trabalhos de geologia, geofísica e geoquímica nas áreas previamente selecionadas.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALKIMIM, F.F. Modelo deposicional para a seqüência de metassedimentos da serra do Ouro Branco, Quadrilátero Ferrífero, M.G. Anais do Simpósio sobre Sistemas Deposicionais no Pré-Cambriano. Boletim nº 6. SBG. Núcleo de Minas Gerais. 1987. pp. 47-68.

ALMEIDA, F.F.M. Estruturas do Pré-Cambriano Inferior brasileiro. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 29., Belo Horizonte, 1976. Resumo dos Trabalhos. Belo Horizonte, 1976. pp. 201-2.

ALMEIDA, F.F.M. de. O Cráton do São Francisco. R. Brasileira de Geociências, São Paulo, 7 (4): 349-64, 1977.

ALMEIDA, F.F.M. O Cráton do Paramirim e sua relações com o do São Francisco. In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas Faixas Marginais, 1, Salvador, 1981. Anais, Salvador, SBG, 1981. p. 1-10

ALMEIDA, F.F.M. de *et al*. The Upper Precambrian of South America. *Inst.Geociências-USP*, São Paulo, 1976. (Boletim, 7).

ALMEIDA, F.F.M. de *et al*. Províncias estruturais brasileiras.AüIn: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, PB, 1977. Atas. Campina Grande, SBG, 1977. pp. 363-91.

ALMEIDA, F.F.M. et al. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. An. Acad. Bras. Ciências, 52 (1): 49-60, 1980.

AMPFERER, O. Uber des Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jb. Geol.AüRo. Inst.*, 56: 539-622, 1906.

BABINSKI, M., CHEMALE Jr, F. & VAN SCHMUS, W.R. Pb/Pb Geochronology of Carbonate Rocks of Minas Supergroup, Quadrilátero Ferrífero - Space Technology Ctr, 8:48, 1991, pp. 2 a 6

BALTAZAR, O. F. et al. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética-previsional - escala 1:50.000 (Folha SF 23-Y-B-II-2, Heliodora); Estado de Minas Gerais. Brasília, DNPM/CPRM, 1988.

BARBOSA, A. L. M. & GROSSI SAD, J. H. Tectonic control of sedimentation and trace-elements distribution in iron ores of central Minas Gerais, Brazil, in Genesis of Precambrian iron and manganese deposits, Atas do Simposio de Kiev, 1970, UNESCO, 1973, pp 125-31.

BARBOSA, C.A.S. Relatório preliminar de pesquisa de ouro da localidade de Santana. Distritos de Brumal e Catas Altas, município de Santa Bárbara, MG. DNPM 830354/79. Nova Lima, s.ed., 1983. (Relatório interno DNPM), 19p. il.

BARBOSA, O. Contribuição à geologia do Centro de Minas Gerais; Mineração e Metalurgia, V. 14, nº. 79, 1949, pp. 3-19.

BARBOSA, O. "Evolution du Geossinclinal Espinhaço". In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 18, Alger, 1952. *Sect.13*, 1954. p.2-37.

BARBOSA, S. Memorial descritivo da mina de Quebra-Osso, município de Santa Bárbara-MG. DNPM 2062/35. Belo Horizonte, s. ed., 1935. (Relatório interno DNPM), 3p.

BARCELOS, J.P. & BUCHI, J. Mina de minério de ferro-manganês de Miguel Congo, Minas Gerais. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM, 1986. pp.87-95. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral). v2.

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, Amsterdam, 48:43-55, 1985.

BIONDI, J. C. Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática. São Paulo T. A. Queiroz; Cia. Brasileira de Metalurgia e Mineração, 1986, 602p.

BRANDALISE, L.A. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB; Carta Geológica, Carta Metalogenético-Previsional da Folha Ponte Nova

(SF.23-X-B-II), escala 1:100.000, Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, 1991.

BRASIL. DNPM Anuário Mineral Brasileiro. Brasília. 1984. Ano 13, 421 p.

BRASIL. DNPM Sumário Mineral. Brasília, 1990. v. 10, 107p.

BUCHI, J. Geologia da Fazenda da Alegria. Sociedade de Intercambio Cultural e Estudos Geológicos, Ouro Preto, 1: pp.127-156, 1961

CALVACANTE, J.CC. *et al.* Projeto Sapucaí; relatório final de geologia. São Paulo, DNPM/CPRM, 1977. Inédito.

CAVALCANTE, J. C. *et al.* Projeto Sapucaí, estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais; relatório final de geologia. Brasília, DNPM/CPRM, 1979. 299p. (Série Geologia, 4; Seção Geologia Básica, 2).

CHAOQUN, Y. On specialization of granitoids of different genetic types in South China. In: LIREN, W. *et al.* The crust - the significance of granites gneisses in the lithosphere. Athens, Theophrastus Publ. 1985. 714p. pp. 365-87.

CONDIE, K.C. Archean Magmatism and Crustal Thickening. Geol. Soc. of America Bulletin, v. 84, pp. 2981-92, septembre, 1973, 7 figs.

CONDIE, K.C. Archaean greenstone belts. Amsterdam, Elsevier, 1981. 443p.

CONDIE, K.C. Plate tectonics and crustal evolution. New York, Pergamon. Press, 1982. 310p.

CORDANI, U. G. *et al.* orogeneses superposées dans le Précambrien du Brésil sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). R. Brasileiro de Geociências, São Paulo, 3 (1): 1-22, 1973.

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. 240p. pp. 175-207.

CORRADO, G.; RAPPOLA, A.; GASPARINI, P. & MANTOVANI, M.S.M. Deep Curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in Southeastern Minas Gerais, Brazil. Rev.Bras.Geoc., 9(1): 33-38, 1979.

DAVINO, A. O. O baixo gravimétrico da região de Caldas Novas, Goiás. In: Simpósio Regional de Geologia, 2, Rio Claro, 1979. Resumos. São Paulo, SBG, 1979. pp. 4-5.

DEBON, F. & LE FORT, P.A. Chemical-mineralogical classification of common plutonic rock and associations. *Earth Sciences, 73*:135-49, 1983.

DELHAL, J. et al. Ages Pb/U, Sr/Rb et Ar/K de formations métamorphiques et granitiques du Sud-Est du Brésil (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). Ann. Soc. Géol. Belg., 92: 271-83, 1969.

DERBY, O.A. Reconhecimento geológico dos vales do Rio das Velhas e Alto São Francisco. Min. Agr., Rel. Rio de Janeiro, 1882. 38p.

DERBY, O.A. On the manganese ore deposits of the Queluz District, Minas Gerais, Brazil: Amer. Jour. Sci., v. XII, 1901, pp. 18-32.

DERBY, O.A. The Serra do Espinhaço, Brasil. *J.Geol.*, Chicago, *14*(5):374-401, july/aug 1906.

DOLIANITI, E. Contribuição à flora pliocênica de Fonseca, Minas Gerais. Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 21(3): 239-4, 1949.

DORR, J.V.N. II. The Cauê Itabirite: Soc. Brasileira Geologia Bol. v.7, nº 2, 1958a, pp. 61-62

DORR, J.V.N. II. The Gandarela Formation: Soc. Brasileira de Geologia. Bol. v. 7, nº. 2, 1958b, pp. 63-64.

DORR, J.V.N. II Physiographic, Stratigraphic and Structural Development of the Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais. U.S. Geol. Professional Paper. 641-A. 1969. 110p.

DORR, J.V.N. II & BARBOSA, A.L.M. Geology and ore deposits of the Itabira district, Minas Gerais, Brazil: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 341-c. 1963. 110p.

DORR, J.V.N. II; GAIR, J.E.; POMERENE, J.B. & RYNEARSON, G.A. Revisão da estratigrafia précambriana do Quadrilátero Ferrífero: Brasil, DNPM-DFPM, Avulso, 81, 1957. 31p.

DORR, J.V.N. II; HOREN, A. & COELHO, I.S. Jazidas de manganês de Minas Gerais, Brasil, tradução Benedito P. Alves e Aluizio L.M. Barbosa, DNPM-DFPM, Boletim 105, 1958, 95p.

DUPUIS, L., WHITEHEAD, R.E.S. & DAVIES, J.F. - Alkali gabro fragments in Sadbury breccia. Can. J. Earth Sci. 27. 1990. pp. 774-786.

DYMEK, R.F. & KLEIN, C. Chemistry, petrology and origin of banded iron-formation lithologies from 3.800 M.a. Isua Supracrustal Belt, west Greenland. Precambrian Research, 39 . pp. 247-302. 1988

EBERT, H. Seção de Petrografia: pesquisas na parte sudeste do Estado de Minas Gerais. In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia, Relatório Anual do Diretor, 1954. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1955, pp. 79-83.

EBERT, H. Ocorrências de fácies granulítica no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependência da estrutura orogênica; hipótese sobre sua origem. An. Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, 40: 215-29, 1968. Suplemento.

EBERT, H. *et al.* Levantamento geológico-geofísico da região de São João del Rei, Estado de Minas Gerais, Brasil. Rio de Janeiro, PROSPEC, 1958. 144p.

ESCHWEGE. W.L. Geognostishe Gemal von Brasilien und dem wahrs clinlichen muttergeistern der Diamantem. Weimar. 1822.

EVENSEN, N.M; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. - Rare Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta*, 42:1199-212, 1978.

FLEISHER, R. Le gisement aurifere à tourmaline de Passagem de Mariana (Minas Gerais, Brésil) et son cadre; influence de l'évolution structurale et métamorphique sur une minéralization syngénétique, These d'Université de Paris, non. pub. 1971.

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, P.A. & TOSATTO, P.Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23). Brasília, DNPM, 1979. 240p. il,,. mapa.

FONTES, C.Q.; BALTAZAR, O.F.; COSTA, M.R.A.; FERRARI, P.G.; LIMA Jr, L.O.; NETTO, C.; PEREIRA, A.D.C; PEREIRA, F.S.; RAMALHO, R.; SILVA, S.L. & VIEIRA, V.S. Projeto Jequitinhonha; relatório final. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1978 (inédito). 12 v.

FREYBERG, B. von. Ergebnisse geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brasilien. Neus Jahrb. Minera. Geol. Paleoti. Sonderb., Stuttgart, 1932. v.2.

FYFE, W. S. & LEONARDOS Jr., O. H. Ancient metamorphic-migmatite belts of the Brazilian Atlantic Coast; the African connection. *R. Brasileira Geociências, São Paulo,* 4(4): 247-51, 1973.

GAIR, J.E. The Sabará Formation. Soc. Brasileira Geologia, Bol. v.7, nº 2, 1958, pp. 68-69.

GAIR, J.E. Geology and ore deposits of the Nova Lima and Rio Acima quadrangles, Minas Gerais, Brazil: U.S. Geol. Survey Prof. Paper 341-A. 1962. 67p.

GARRELS, R. M.; PERRY, E. A. & MACKENZIE, F. T. Genesis of Precambriam Iron-Formations and the Development of Atmospheric Oxygen. Economic Geology, v. 68, nº. 7, 1973, pp. 1173-79.

GLOCHNER, K.H. Lithostratigraphic, Sedimentologie, Tektonik und Metamorphose der proterozoischen Itacolomi Série bei Ouro Preto, Minas Gerais. Brazilien. Clausth. Geowiss. Diss., 10. 221, pp.1981

GOLDICH, S. S. Ages of Precambrian Banded Iron-Formations. Econ. Geology, v. 68, nº.7, 1973, pp. 1126-34.

GOLDSCHMIDT, V.M. Geochemistry. Londres, Oxford University Press, 1958. 730p.

GORCEIX, H. Bacias terciárias de água doce nos arredores de Ouro Preto (Gandarella e Fonseca), Minas Geraes, Brasil: Ouro Preto, Escola de Minas, Annaes, nº 3, p.95-144, 1884.

GROSS, G.A. Geology of iron deposits in Canada, v. 1, General Geology and evaluation of iron deposits: Canada Geol. Survey. Econ. Geology Rept. 22, 1965. 181p.

GROSSI SAD, J.H.; & CHIODI FILHO, C.; Projeto Rio Doce - HOC-29. Esboço Geológico Integrado, escala 1:250.000, Belo Horizonte, 1989.

GROSSI SAD, J.H.; CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J.F; MAGALHÃES, J.M.M.; CARELOS, P.M. Geoquímica e origem da formação ferrífera do Grupo Guanhães. Distrito de Guanhães, M.G. Brasil. Anais do XXXVI CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Recife, 1990.

GROSSI, SAD, J.H. & DUTRA, C.V. Fracionamento dos Elementos Terras Raras e suas Aplicações em Metalogênese: Comportamento Geoquímico em Sistemas Diversos. In: GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS NO BRASIL. Co. ed. CPRM/DNPM. 1989, pp. 123-141.

GRUBENMANN, U. & NIGGLI, P. Die Gesteinsmetamorphose - I.AũGebruder Borntrager, Berlin, 1924.

GUILD, P.W. *Geology and mineral resources of the Congonhas District, Minas Gerais, Brasil*. USGS, 1957. 90p. (Prof.Paper, 290)

GUIMARÃES, D. Sobre a gênese dos minérios de manganês do Distrito de Lafaiete: Acad. Bras. Sci., Anais, V.X. 1929, pp. 179-82.

GUIMARÃES, D. Contribuição à Geologia do Estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, SGMB, 1931. 36p. (Boletim, 55)

HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. Anomalias Gravimétricas e estruturais maiores do Sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, GOIÂNIA. Atas, Goiânia, SBG. 1981, pp. 73-92.

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, SBG, 1982a. v.1, p. 374-85

HARALYI, N. L. E. & HASUI, Y. The Gravimetric information and the Archean-Proterozoic Structural framework of Eastern Brazil. In: ISAP, Salvador, 1982. *R. Brasileira Geociências,* São Paulo, 12 (1/3): 160-6, jun/set. 1982b.

HARALYI, N. L. E.; HASUI, Y.; MIOTO, J. A.; HAMZA, V. M. & RODRIGUES, C. R. V. Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: Contribuição à Geologia e à Petrologia. Belo Horizonte, SBG/CBMM, 1985, pp. 71-93. (Boletim Especial SBG - Núcleo de Minas Gerais).

HARDER, E.C. & CHAMBERLIN, R.T. A Geologia da região central de Minas Gerais. *B. Geográfico,* pp.492-543, 1915.

HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. Geochemical characteristics of collision magmatism. In: R. Soc. LONDON MEETING ON COLLISION TECTONICS, London, 1983.

HASKIN, I. A. et al. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earth. In: Origin and Distribution of the Elements. New York, Pergamon Press, 1968, pp.889-912.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M. A. F. Província Mantiqueira-Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M 7 HASUI, Y. (Coord.). *O Pré-Cambriano do Brasil*. São Paulo, Edgard Blucher, 1984. p. 308-34.

HAWKES, H. E. and Webb, J. S. Geochemistry in mineral exploration. New York e Evanston, U.S.A., Harper & Row, Publishers, 1962. 415p.

HEILBRON, M. Dados preliminares sobre a geologia e o metamorfismo da área entre Itutinga, Madre de Deus, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais, Belo Horizonte, SBG, 1983. p. 387-401 (B. SBG-Núcleo Minas Gerais, 5).

HEILBRON, M. O Metamorfismo da área de Itutinga, Madre de Deus de Minas, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais, Belo Horizonte, SBG, 1985, pp. 219-34. il.

HEINECK, C. A. & RIBEIRO, J. H. Projeto Minas da assagem – Relatório de Pesquisa na área do Mata Cavalo. CMP/CPRM. Belo Horizonte, 1984, inédito.

HIRSON, J. R. Contribuição para o estudo geológico do Grupo Tamanduá da Série Rio das Velhas (Minas Gerais, Brasil). Junta de Investigações do Ultramar. Estudos, ensaios e documentos, v. 122, Lisboa, 1967. 123p.

IRVINE, T. N & BARAGAR, W. R. A Guide to the Chemical Classification of the Common Volcanic Rocks. Canadian Jounal of Earth Sciences, v.8, 1971, pp.523-47.

JAMES, H. L. Sedimentary facies of iron-formation. Econ. Geol. 49, 1954, p. 235-85

JENSEN, L. S. A new method of classifying subalkalic volcanic rocks. Ontário. Division of Mines, Misc. Paper nº 66, 1976.

JILI, S. & JIAYUAN, L. Chemical evolution of granitic rocks in the East Antarctic Shield with particular reference to post-orogenic graniters. Lithos, 21: 37-52, 1985.

JORDT EVANGELISTA, H. J. *Petrologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien*. Clausthal-Zellerfeld, 1984. 183p. (Tese Doutorado)

JORDT EVANGELISTA, H. & MULLER, G. Petroloy of a transition zone between the Archean Craton and the Coast Belt, SE of the Iron Quadrangle, Brazil. Chem. Erde 45, 129-145, 1986.

JORDT EVANGELISTA, H. & ROESER, H. Contribuição à petrologia do Grupo Dom Silvério, sudeste de Minas Gerais. In: Anais do XXXV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belém, PA, 1988.

KIMBERLEY, M. M. Paleoenviromental classification of iron formations. Econ. Geology, v. 73, 1978, pp. 215-229.

KIMBERLEY, M. M. Nomenclature for Iron Formations, Ore Geology Reviews, 5. Elsevier Science Publishers B.V., Amsterdan, 1989a, pp. 1-12.

KIMBERLEY, M. M. Exhalative Origins of Iron Formation. Ore Geology Reviews, 5: Elsevier Science Publishers B. v., Amsterdan, 1989b, pp. 13-145.

KITAISKI, E. Minerales utiles e su prospeccion. Moscou, Editorial Paz, s.d. 239p.

KLEIN, C. Jr. Changes in Mineral Assemblages with Metamorphism of Some Banded Precambrian Iron-Formations. Economic Geology, 68: 1973, pp. 1075-88.

KUNO, H. Differentiation of Basaltic Magmas. In: HESS, H. H. & POLDEVAART A.(Ed.) Basalts New York, Wiley, 1968, v. 2, pp. 265-88.

LADEIRA, E.A. Metallogenesis of gold of the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilatero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil. (Tese de doutorado, University of Western Ontario), s.e., 1980. 272p.

LADEIRA, E.A. Metalogênese do Ouro na Mina de Morro Velho e no Distrito de Nova Lima, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil, In: *Contribuição à Geologia e à Petrologia*, Belo Horizonte, SBG/CBMM, 1985.(B.ESpecial SBG-Núcleo Minas Gerais). pp.95-151.

LADEIRA, E.A.; ROESER, H.M.P. & TOBSCHALL, H.J. Evolução petrogenética do cinturão de rochas verdes Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. Anais, Belo Horizonte, 1983. (B.SBG - Núcleo de Minas Gerais, 3), p.149-65.

LADEIRA, E.A. & VIVEIROS, J.F.M. de. Hipótese sobre a estruturação do Quadrilátero Ferrífero com base nos dados disponíveis. Boletin nº 4, SBG - Núcleo de Minas Gerais, 1984.

LAMEYRE, J. & BOWDEN, P. Plutonic rock types series: discrimination of various granitoid series and related rocks. *Journal of Volcanology and Geothermal Research, 14*:169-86, 1982.

LA ROCHE, H. de Sur l'expression graphique des relations entre la composition chimique et la composition mineralogique quantitative des roches cristallines. Présentation d'un diagrame destiné à l'étude chimicomineralogique des massifs granitiques ou granodioritiques. Application aux vosges cristallines. Sc. de la Terre, t. IX, nº 3, 1964, pp.293-337.

LA ROCHE, H. de, LETERRIER, J., GRANDCLAUDE, P. & MARCHAL, M. A classification of volcanic and plutonic rocks using R1 R2 - Diagram and major - element analyses - its relationships with current nomenclature. Chemical Geology, 29. Elsevier Sc. Publ. Co, Amsterdan, 1980. pp. 183-210.

LEONARDOS Jr., O. H. & FYFE, W. S. Ultrametamorphism and melting of a continental margin: the Rio de Janeiro region. *Contr. Min. Petr. 45*: 201-14, 1974.

LESQUIER, A.; ALMEIDA, F. F. M.; DAVINO, A.; LACHAUD, J. C. & MAILARD, P. Signification Structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Cráton do São Francisco (Brésil). Tectonophysics, 76: 273-93, 1981.

LEVINSON, A.A. Introduction to exploration geochemistry. Wilmette, Ill., U.S.A. - Applied Publ. Ltd., 1974. 614p.

LIMA, J.O.A. *et al*. Relatório do Mapeamento do Setor G da Geotransversal E-W. Conv.DNPM/UFOP, 1974.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALEZ, S.R.; SCHENINI, C.A.; ALMEIRA, R.C.B.; GATTO, C.M.P.P.; SANTOS NETO, A.; SOUZAJr., J.J.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W.; MARTINS, V.M.F.; CASTRO, H.E.F.; HERTER, A.M.R. Geologia: In: Brasil DNPM, Proj. RADAMBRASIL. Folhas SF-23 Rio de Janeiro e SF-24 Vitória (Lev.Rec.Nat., 32). 1983, Rio de Janeiro.

MACHADO, N.; NOCE, C.M.; OLIVEIRA, O.A.B. de & LADEIRA, E.A. Evolução Geológica do Quadrilátero Ferrífero no Arqueano e Proterozóico Inferior com base em Geocronologia U/Pb. In: 5º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO MINAS GERAIS/1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO BRASÍLIA, Anais. Boletim nº 10, SBG - Belo Horizonte, 1989a.

MACHADO, N.; SCHRANK, A.; ABREU, F.R. de; KNAUER, L.G. & ALMEIDA-ABREU, P.A. Resultados Preliminares da Geocronologia U/Pb na Serra

do Espinhaço Meridional. In: 5º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO DE MINAS GERAIS/1º SIMPÓSIO DE GEOLOGIA, NÚCLEO BRASÍLIA. Anais. SBG, Boletim nº 10. Belo Horizonte, 1989b.

MARSHAK, S. & ALKIMIM, F.F. Proterozoic contraction/extension tectonics of the southern São Francisco Region, Minas Gerais. Brazil. TECTONICS, v.8, nº 3. 1989, pp. 555-71.

MARTIN, H. Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic processes. *R.Brasileira Geociências*, São Paulo, *17*(4):360-5, dez 1987.

MAXWELL, C.H. The Batatal Formation: Soc. Brasileira Geologia Bol., V.7, nº 2, 1958, pp. 60-61.

MAXWELL, C. H. Geologic map of the Catas Altas Quadrangle, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey, Prof. Paper 341-J, Plate 3, Esc. 1:25.000, 1960.

MAXWELL, C.H. Geologyc map of Santa Rita Durão quadrangle, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geol. Survey; prof. paper (341-J), 1971. Escala 1:25.000 col.

MAXWELL, C.H. Geology and ore deposits of the Alegria district, Minas Gerais, Brazil. U.S. Geological Survey Prof. Paper 341- I, 1972. pp. 1-72.

MOISEENKO, V.G. e FATYANOV, I.I. Geochemistry of gold. In: International Geological Congress, 21 , Montreal, 1972. Harpell's Preso Co-Operatine, Jardennale, Quebec, Sections 10, Geochemistry, 1972, pp. 159-165 446p..

MORAES, L.J. & BARBOSA, O. Ouro no Centro de Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM, 1939. (Divisão de Fomento da Produção Mineral, Boletim, 38). 197p. il. map.

NARDI, L. V.S. Geoquímica dos Elementos Terras Raras nas Rochas Graníticas da Região Centro-Sul do Brasil. In: GEOQUÍMICA DOS ELEMENTOS TERRAS RARAS NO BRASIL. Co. ed. CPRM/DNPM. 1989, pp. 71-81.

NETO, M.R.M. Relatório final de pesquisa de ouro no local denominado Córrego do Onça, distritos de Barão de Cocais e Barra Feliz, municípios de Barão de Cocais e Santa Bárbara, M.G. DNPM 830.351/79. Belo Horizonte, s.ed., 1988. (Relatório interno do DNPM). 75p.

PADILHA, A.V. Ensaio Sobre um Modelo de Evolução Crustal da Região Sudeste. In: Programa de Levanta\-mentos Geológicos Básicos Do Brasil - PLGB. Mapeamento Geológico da Folha Rio Espera (SF.23-X-B-IV). Texto Explicativo, cap. 6, Belo Horizonte, 1991.

PADILHA, A. V. *et al.* Geologia e recursos minerais. In: IGA/SECT. Atlas da micro região do Circuito das Águas. Belo Horizonte, 1982.

PARK, C.F.; DORR, J. V. N. II; GUILD, P.W. & BARBOSA, A.L.M. Notes on the manganese ores of Brazil: Econ. Geol., V.46, nº 1, 1951, pp. 1-22.

PARK, R. G. Origin of horizontal structure in high-grade Archaean Terrains. In: J. E. Glover and D. I. Groves (Eds.), Archaean Geology Geol. Soc. Australia, Spec. Publ., 7, p. 481-90, 1981.

PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. & BIRKETT, T.C. The TiO_2-K_2O-P_2O_5 diagram: a method of discriminating between oceanic and non-oceanic basalts. *Earth Plan.Sci. Letters, 24*:419-26, 1975.

PEREIRA, S. L. M. Mapa Geológico simplificado da porção NE do Quadrilátero Ferrífero e áreas adjacentes - IGC-UFMG, 1990 (inédito).

PFLUG, R. A geologia da parte meridional da Serra do Espinhaço e zonas adjacentes, Minas Gerais-DNPM, Div. Geol. Min., Bol. 226, Rio de Janeiro, 1965. 51p.

PITCHER, W.S. Granite type and tectonic environment. In: K. J. Hsu (Editor), Mountain Building Processes. Academic Press, London, 1982, pp. 19-40.

POMERENE, J.B. The Cercadinho Formation: Soc. Brasileira Geologia Bol., v. 7, nº.2, 1958a, pp. 64-5.

POMERENE, J.B. The Tabões Quartzite: Soc. Brasileira Geologia Bol., v.7, nº 2, 1958b, pp. 66-7.

POMERENE, J.B. The Barreiro Formation: Soc. Brasileira Geologia Bol., v.7, nº 2, 1958c, pp. 67-8.

QUÉMÉNEUR, J. Contribuição à microtectônica e ao metamorfismo da região de Rodrigo Silva e Oeste de Ouro Preto, MG. Anais XXXIII Congresso Brasileiro de Geologia, 1984, pp. 3306-3318.

QUÉMÉNEUR, J. Nota preliminar sobre o metamorfismo a cianita e a cloritóide na região de Ouro Preto, Minas Gerais. Anais do 3º. Simpósio de Geologia de Minas Gerais, SBG, Belo Horizonte, 1985, pp. 193-200.

RAPELA, C.W. & CAMINOS, R. Geochemical characteristics of the Upper Paleozoic magmatism in the eastern sector of north patagonian massif. Rev. Bras. de Geociencias, 17 (4): 535-543, 1987.

RAPOSO, F.O. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB; Carta Geológica, Carta Metalogenético-Previsional da Folha Rio Espera (SF.23-X-B-IV), escala 1:100.000, Estado de Minas Gerais. Belo Horizonte, 1991.

REEVES, R. G. Geology and mineral resources of the Monlevade and rio Piracicaba Quadrangles, Minas Gerais, Brazil: U. S. Geol. Survey Prof. Paper 341-D, 1966. 84p.

ROESER, H. Petrographisch-geochemische Untersuchungen der Metamorphen Gesteinsserien im Sudostlichen Grenzbereich des Eisernem Vierecks, Minas Gerais, Brasilien. Diss. Technische Universitat Clausthal, 1977. 341p.

ROESER, H.M.P. & KRISOTAKIS, K. Prospecção geoquímica no embasamento a SE do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais (Folha Barra Longa). In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. Anais. Rio de Janeiro, Soc. Bras. Geol., 1984, pp. 4552-4560.

RYNEARSON, G.A.; POMERENE, J.B. & DORR, J.V.N. II. Contato basal da Série Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. *Avulso Div. Geol. Mineral.,* Rio de Janeiro, *34*:1-18, 1954.

SCHARBERT, H.G. Zur Nomenklatur der Gesteine in Granulitfazies. Tscherm. mineral. petrogr. Mitt., 8: 591-598, 1984.

SCHOBBENHAUS, C. (Coord.) Geologia do Brasil, mapa geológico do Brasil; escala 1:2500.000; Brasília, DNPM, 1981.

SCHORSCHER, H. D. Entwicklung de polimetamophien prakambrischen Raumes Itabira, Minas Gerais, Brasilien, 1975. 304p., 11 mapas (Tese de doutorado, Universidade de Heidelberg).

SCHORSCHER, H.D. Komatiitos na estrutura "Greenstone Belt", Série Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. In: XXX Cong. Bras. Geol., Recife, 1978. Res. Com., SBG, pp.292-293, bol. 1.

SCHORSCHER, H.D. Evolução geotectônica e petrogenética do embasamento arqueano do Quadrilátero Ferrífero. *An.Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, *51*(4): 767-8, 1979.

SCHORSCHER, H. D. Contribuição à Estratigrafia Proterozóica do Quadrilátero Ferrífero. Anais Acad. Bras. Ci., 52(1): 195, 1980.

SCHORSCHER, H. D. & GUIMARÃES, P. F. Estratigrafia e Tectônica do Supergrupo Minas e Geologia do Distrito Ferrífero de Itabira. In: XIX CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Belo Horizonte, 1976. Roteiro das excursões. Belo Horizonte, 1976, pp. 75-86.

SHAW, D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontário. Canad. J. Earth Sci., 9(1): 18-35, 1972.

SICHEL, S. E. Geologia das rochas pré-cambrianas da região de Barão de Cocais e geoquímica preliminar dos komatiítos do Supergrupo Rio das Velhas, Quadrilátero Ferrífero, M.G. Rio de Janeiro, s. ed., 1983. 232p. Tese de Mestrado, UFRJ.

SILVA, J.N. da. Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais (Folha SF.23-X-B, Ponte Nova), escala 1:250.000; texto e mapas. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1984. 2v.

SILVA, S. L. *et al.* Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; Carta Geológica, Carta Metalogenética/Previsional - escala 1:50.000 (Folha SF. 23-V-D-V-4, São Gonçalo do Sapucaí); Estado de Minas Gerais. Brasília, DNPM/CPRM, 1988. 101p.

SIMMONS, G. C. The Fêcho do Funil Formation: Soc. Brasileira Geologia Bol, v.7, nº 2, 1958, pp. 65-6.

SIMMONS, G. C. Geology and Mineral Resources of the Barão de Cocais, Área, Minas Gerais, Brazil. U. S. Geological Survey Prof. Pap. (341-H): 1-46, 1968.

SIMMONS, G. C. & MAXWELL, C. H. Grupo Tamanduá da Série Rio dasAüVelhas Trd. J.J. Rodrigues Branco. Boletim 211. DNPM-Rio de Janeiro. 1961. 30p.

STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name. Earth Sciences Review, 12:1-33, 1976.

TEIXEIRA da COSTA, M. Sedimentação e orogênese da Série de Minas: Ouro Preto. Soc. Intercambio Cultural e Estudos Geológicos, n. 1, 1961, pp. 55-61.

TEIXEIRA, W. Geochronology of the Southern part of the São Francisco Cráton. In: ISAP, Salvador, 1982. *R. Brasileira Geociências,* São Paulo, *12*(1/3):268-77, 1982.

TEIXEIRA, W. A evolução geotectônica da porção meridional do Cráton do São Francisco, com base em interpretações geocronológicas. Tese de Doutorado, IG-USP (Inédito); 1985.

TEIXEIRA, W. *et al.* Esboço da evolução geotectônica da parte sul do Cráton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb-Sr, K-Ar, Pb-Pb e traços de fissão. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. Anais, Belo Horizonte, SBG, 1985, pp. 28-44. (B. SBG - Núcleo Minas Gerais, 5).

TEIXEIRA, W.; JORDT EVANGELISTA, H.; KAWASHITA, K. & TAYLOR, P. N. Complexo Granulítico de Acaiaca, MG.: Idade, Petrogênese e Implicações Tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4 SBG, Belo Horizonte, Boletim, nº 7, pp. 58-71, 1987.

TROUW, R. A. J. *et al.* Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: XXXI CONGRESO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário de Camboriú, SC, 1980. Anais, Camboriú, SBG, 1980, v. 5, p. 2773-84.

TROUW, R. A. J. *et al.* Análise de deformação numa área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32, Salvador, 1982. Anais, Salvador, SBG, 1982. v. 1, p. 187-98.

TROUW, R.A.J. *et al.* Contribuição à geologia da Folha Barbacena-1:250.000. In: XXXXIVCONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Goiânia, 1986. Anais, Goiânia, SBG, 1986. v. 2, p. 974-86.

VIEL, R.S., MOREIRA, P.C.H. & ALKIMIM. F.F. Faciologia da Formação Cauê e Gênese do Minério de Ferro Friável da Mina de Águas Claras, Serra do Curral, Minas Gerais. Anais do Simpósio sobre Sistemas Deposicionais no Pré-Cambriano. Boletim nº 6. SBG, Núcleo de Minas Gerais, 1987, pp.137-153.

VILAÇA, J.N. Alguns aspectos sedimentares da Formação Moeda. Boletim nº 2 SBG - Núcleo de Minas Gerais, 1981, pp.93-137.

VILJOEN, M. J.; VILJOEN, R. P. & PEARTON, T. N. The nature and distribution of Archaean Komatiites volcanics in South Africa. In: KOMATIITES, ed. N. T. Arndt e E. G. Nisbet Londres, 1982, p.p. 53-79.

WALDE, D.H.G. Geologia do Ferro. In: Schobbenhaus, C. & Coelho, C.E.S. Principais Depósitos Minerais do Brasil. Brasília, DNPM, 1986. p. 3-6. (BRASIL. Departamento Nacional da Produção Mineral). V. 2.

WALLACE, R. M. The Moeda Formation: Soc. Brasileira Geologia Bol., v.7, nº 2, 1958, pp. 59-60.

WEBER, K. Metamorphism and crustal rheology implications for the estructural development of the continental crust during prograde metamorphism. In: DAWSON, J. B. *et al.* (Eds.). The Nature of the lower continental crust. Geological Society Special Publication nº. 24, 1986, pp. 95-106.

WEBER, K. & BEHR, H. J. Geodinamic interpretation of the Mid-European Variscides. In: MARTIN, H.; EDER, F. W. (Eds.). Intracontinental Gold Belts. Springer-Verlag, Berlim-Heidelberg, 1983, pp. 427-69.

WERNICK, E. & PENALVA, F. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do sul do Brasil. *R. Brasileira de Geociências,* São Paulo, 8 (2): 113-33, jan. 1978.

WINKLER, H. G. F. Petrogênese das rochas metamórficas; tradução: Carlos Burger Jr: Ed. Edgard Blucher, São Paulo, Universidade Federal do Rio Grande do sul, Porto Alegre, 1977. 254p.

WRIGHT, J.B. A simple alkalinity ratio and its application to questions of non-orogenic granite genesis. Geol. Mag., Cambridge, 4: 370-84, 1969.

APÊNDICES

DADOS FÍSICOS DE PRODUÇÃO

1. Mapeamento Geológico

Área trabalhada (km^2)	2.908
Afloramentos descritos	721
Amostras coletadas	839
Análises petrográficas	242

2. Geofísica

Interpretação de dados aeromagnetométricos (km^2)	2.908

3. Geoquímica (prospecção e litoquímica)

3.1. Amostragem

Sedimento de corrente	357
Concentrado de minerais pesados	134

3.2. Determinações Analíticas

Espectrografia de emissão	14.261
Espectrometria de absorção atômica	5.341
Fluorescência de raios-X	795
Eletrodo de íon específico	96
Via úmida	219
Espectrometria de plasma	583
Análise Mineralógica	06
Rocha total e TR	53

ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS

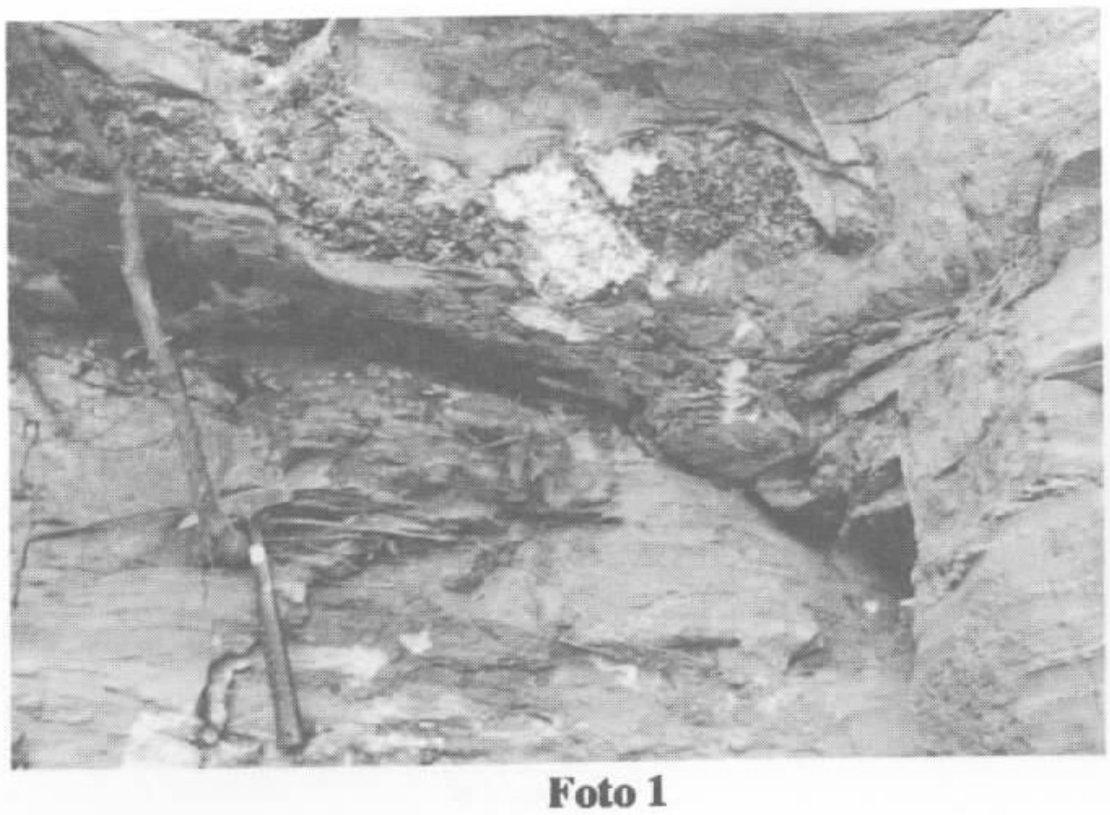


Foto 1

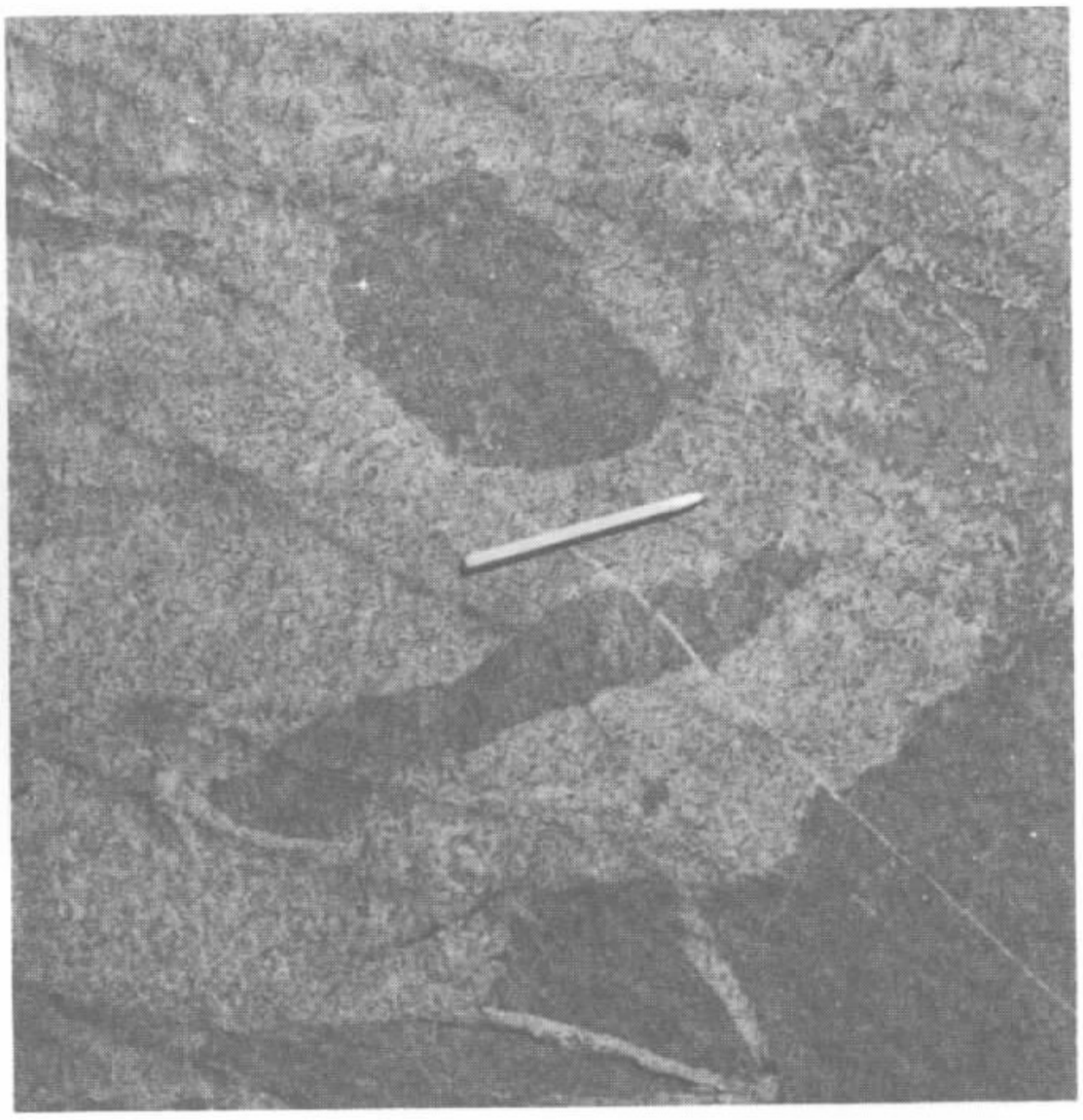


Foto 2

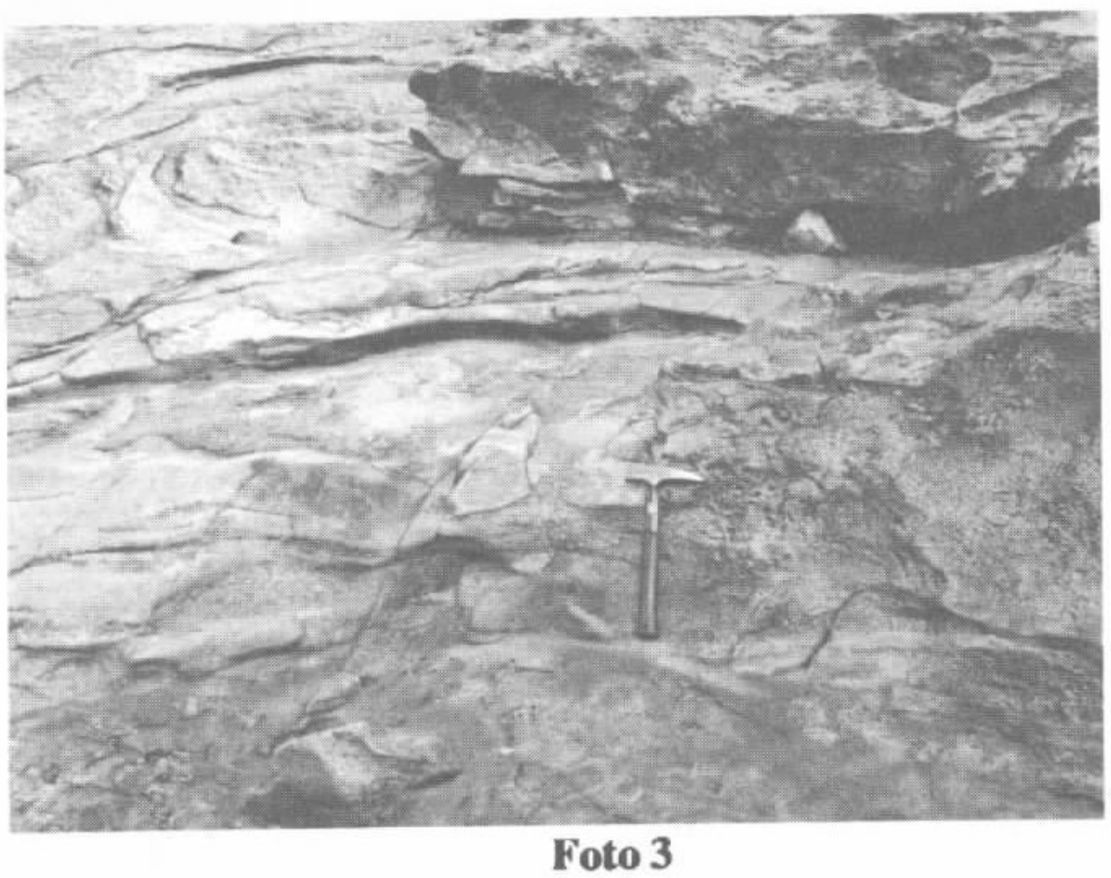


Foto 3

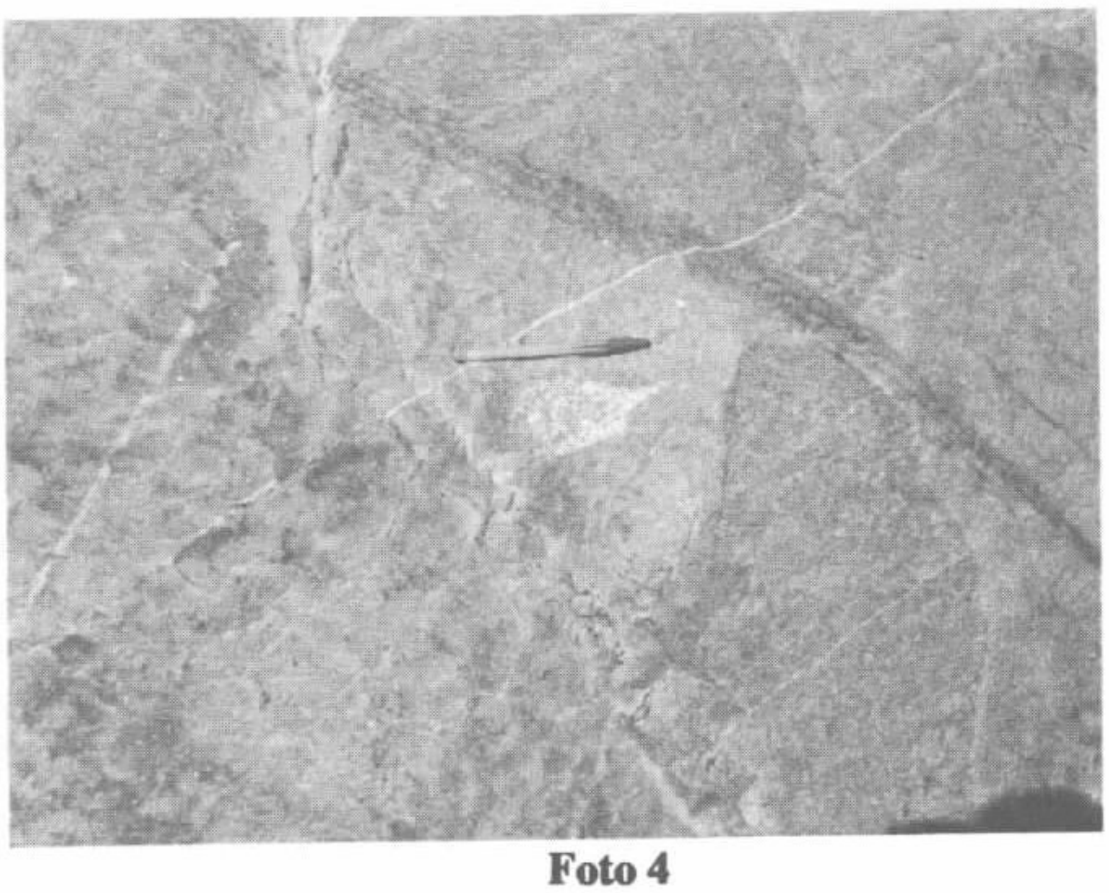


Foto 4

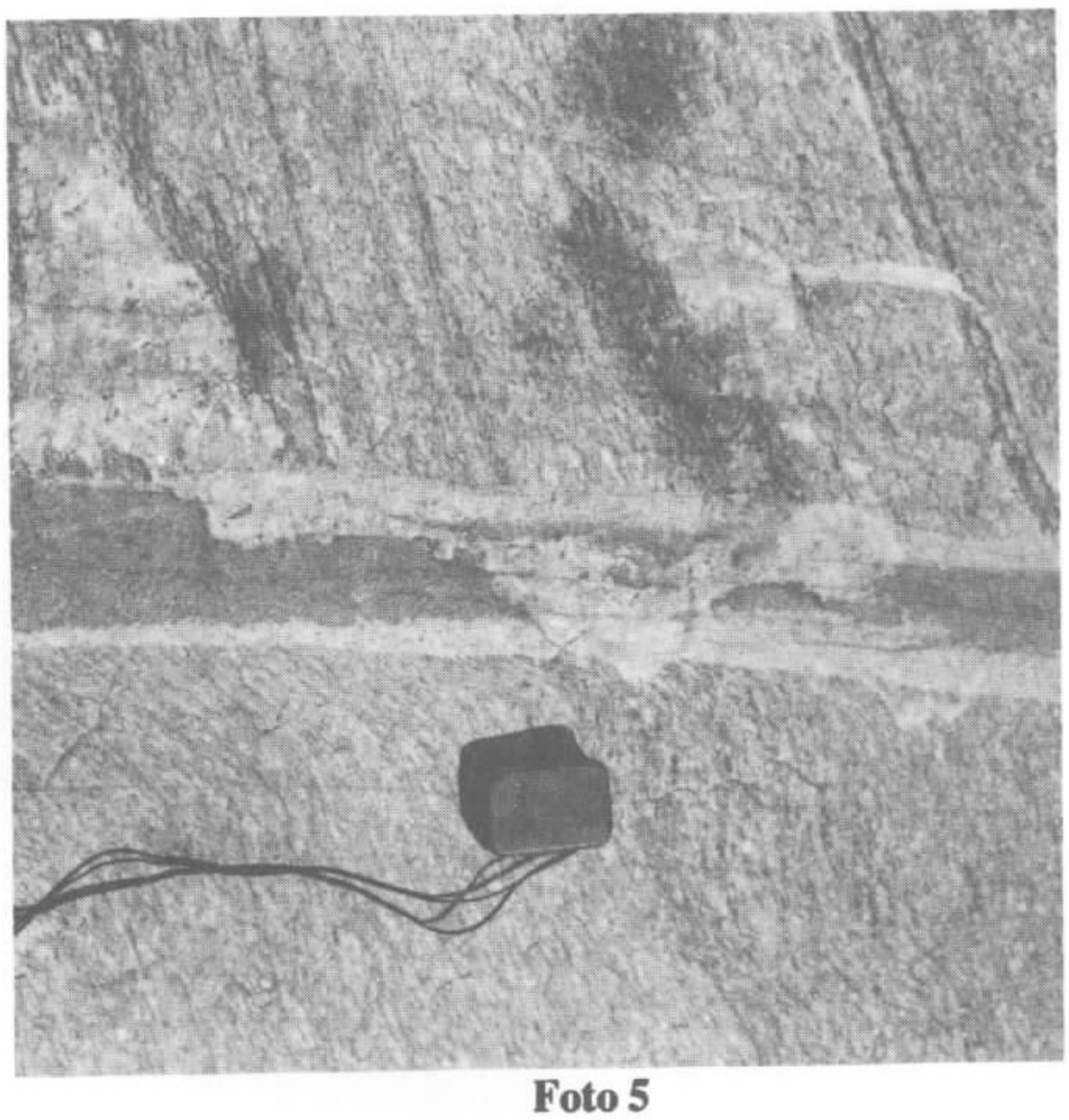


Foto 5

Foto 1 – Injeção de granitóide grosso em metassedimento do Supergrupo Rio das Velhas na localidade de Furquim - Estação Geológica FR-070. **Foto 2** - Xenólitos de tonalito cinza escuro em gronodiorito mais claro do Complexo Santa Bárbara. Local: Cachoeira do Bileto - Estação Geológica OF-185. **Foto 3** - Granitóide de granulação grossa injetado em gnaisse trondhjemítico do Complexo Santa Bárbara. Leito do Ribeirão Maquiné - Estação geológica OF-184. **Foto 4** - Xenólito de granitóide de composição granodiorítica, de cor clara, em tonalito cinza do Complexo Santa Bárbara. Cachoeira do Bileto - Estação geológica OF-185. **Foto 5** - Injeções tardias de granitóide leucocrático na interface granodiorito com foliação deformada e tonalito mais escuro do Complexo Santa Bárbara. Local: Cachoeira do Bileto - Estação geológica OF-185.

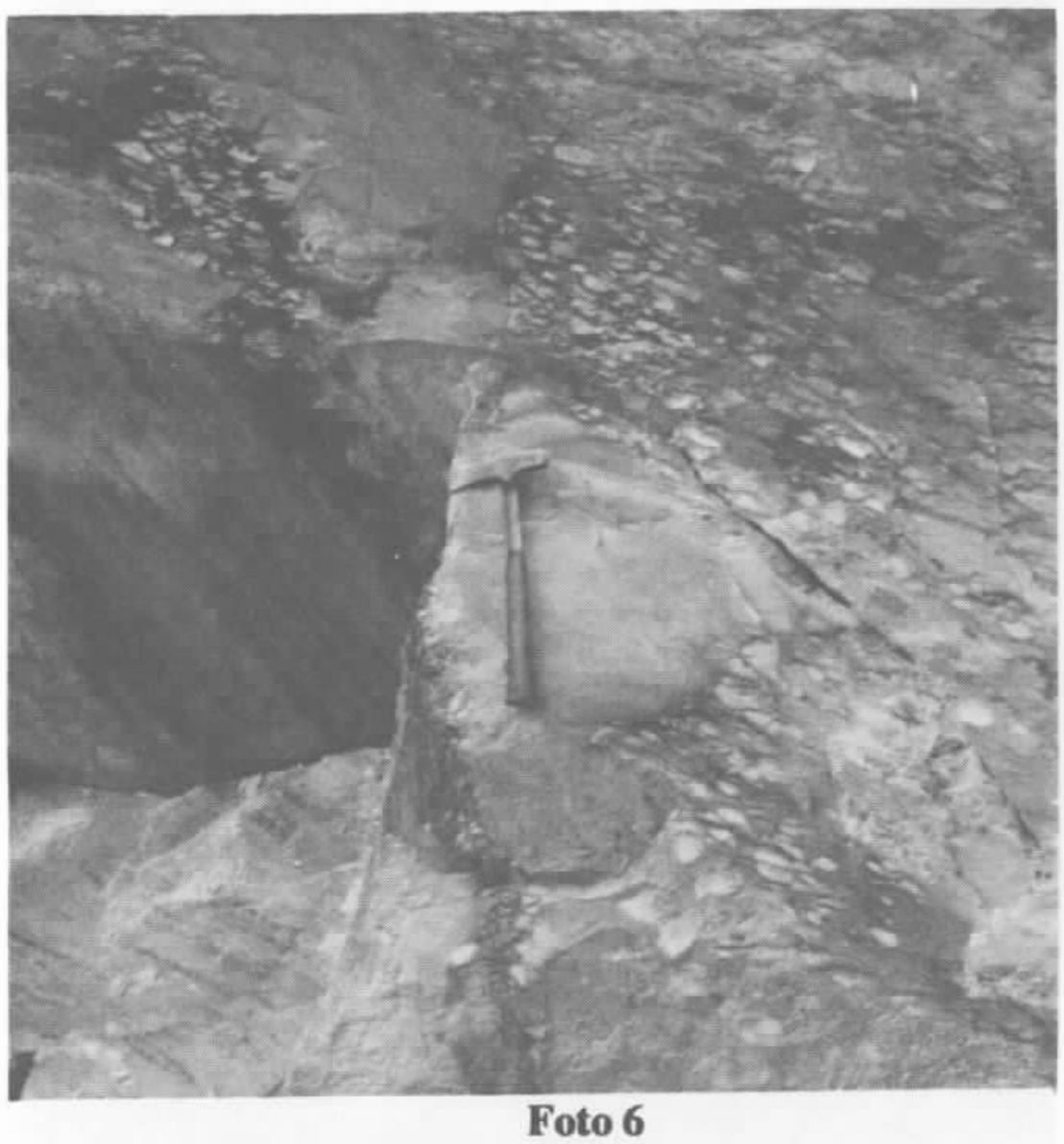


Foto 6

Foto 7

Foto 8

Foto 9

Foto 10

Foto 6 – Conglomerado deformado da base da Formação Moeda próximo ao contato com a subunidde Peridotítica Quebra Osso. A posição das lentes de conglomerado é discordante da foliação principal. Local: Pedreira UM - Estação geológica FR-116. **Foto 7** – Rocha ultrabásica transformada, da base do Grupo Nova Lima, em contato com xisto próximo a injeção de granitóide da foto 1. Local: Furquim, leito do rio do Carmo - Estação geológica FR - 070. **Foto 8** – Nível dobrado de turmalinito, com 2 a 3cm de espessura, em metassedimento clástico do Supergrupo Rio das Velhas, a noroeste de Furquim - Estação geológica FR-078. **Foto 9** – Saprólito de gnaisse do Complexo Santa Bárbara, com níveis de anfibolito, empurrado sobre metassedimentos do Supergrupo Rio das Velhas. Local: Furquim - Estação geológica FR-070. **Foto 10** – Gnaisse porfiroblástico e xisto a granada e estaurolita intercalados, em zona de cisalhamento de baixo ângulo. Observe acima do martelo, foliação tipo SXC. Próximo a Cuiabá, no extremo norte da área - Estação geológica FR-057.

Foto 11

Foto 12

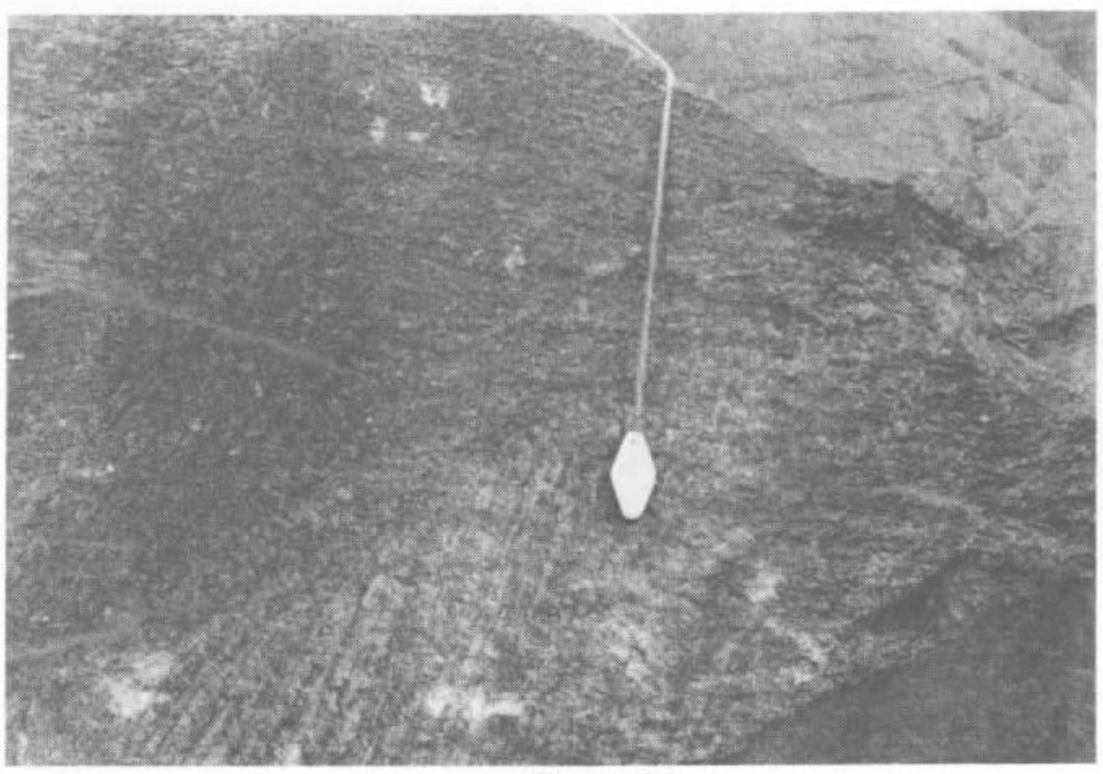


Foto 13

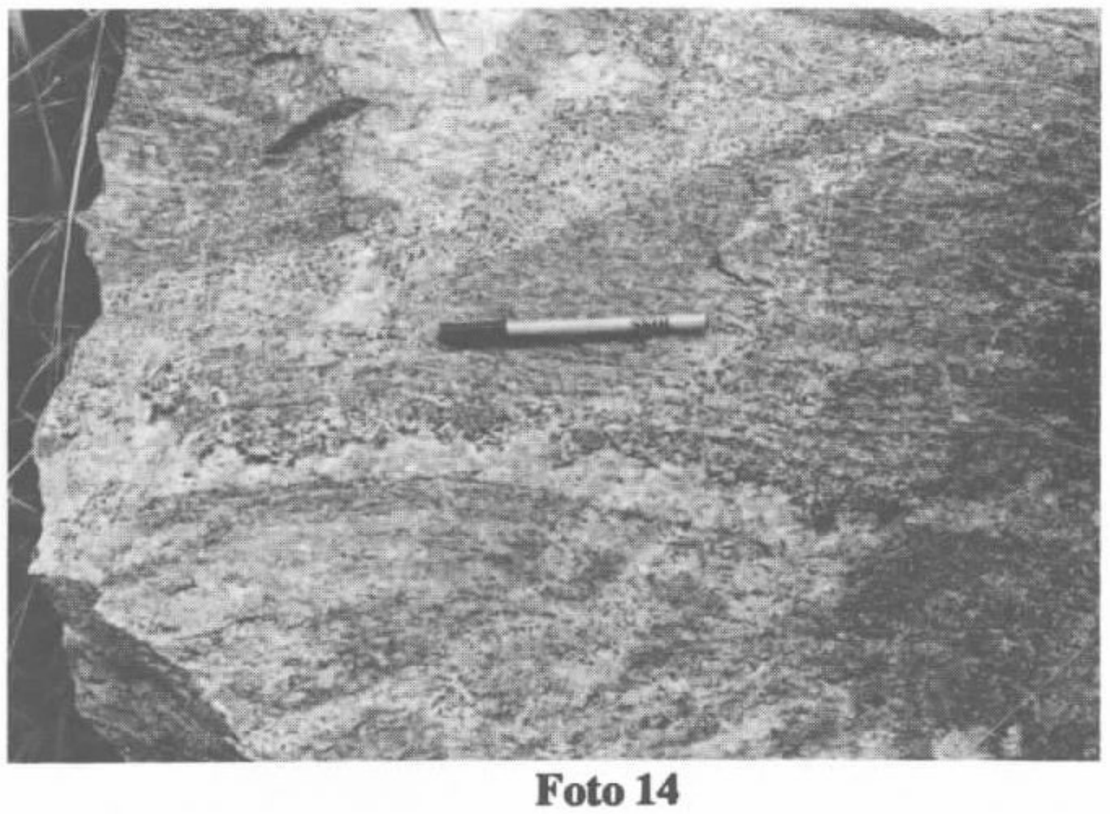


Foto 14

Foto 11 – Dobras em quartzito com níveis turmaliníferos e magnetíticos do Grupo Maquiné. A atitude dos eixos é S30E/25. Local: es-nordeste de Paracatuzinho - Estação geológica FR-082. **Foto 12 –** Seixos dobrados e estirados segundo NS em metaconglomerado do Grupo Maquiné. Local: Leito do rio Piracicaba a leste de Bateias - Estação geológica GM-380. **Foto 13 –** Laminação de natureza tectônica em granulito do Complexo Acaiaca, com parte preservada ("pod") da deformação. Local: rodovia MG-123, junto à localidade de Padre Pinto, município de Rio Piracicaba - Estação geológica OF-37. **Foto 14 –** Mobilizados grossos de composição granítica, cortando a folição de rocha granulítica do Complexo Acaiaca, em uma estrutura migmatítica do tipo dictionítica. Local: rodovia MG-123, junto a localidade de Padre Pinto, município de Rio Piracicaba - Estação OF-37.

Foto 15

Foto 17

Foto 16

Foto 18

Foto 15 – Estrutura estromática, proporcionada por bandas de composição granítica em "gnaisse kinzigítico" do Complexo Acaiaca. Local: rodovia MG-123, junto à localidade de Padre Pinto, município de Rio Piracicaba - Estação geológica OF-37. **Foto 16** – Granito alcalino injetado em rocha granulítica básica do Complexo Acaiaca, em zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo. Local: rodovia Acaiaca-Barra Longa, município de Barra Longa - Estação geológica GM-223. **Foto 17** – Boudinamento e lenticularização de bandas de leucossoma em gnaisse bandado do Complexo Mantiqueira. Local: margem do rio Piranga, município de Guaraciaba - Estação geológica OF - 106. **Foto 18** – Bandamento gnáissico, em dobra intrafolial da fase de deformação D1, em gnaisse bandado do Complexo Mantiqueira. Local: margem do rio Piranga, município de Guaraciaba - Estação geológica OF-106.

Foto 19

Foto 20

Foto 21

Foto 22

Foto 19 – Gnaisse granítico porfiroblástico do Complexo Mantiqueira com xenólitos orientados de biotita xisto atribuídos ao Grupo Dom Silvério. Local: rio do Peixe, município de Alvinópolis - Estação geológica OF-79. **Foto 20** – Granitóide Diogo de Vasconcelos mostrando venulações graníticas em trama agmatítica pré-transposição de baixo ângulo da deformação D2. Local: margem do rio Gualaxo do Sul, município de Diogo de Vasconcelos - Estação geológica OF-143. **Foto 21** – Microliton mostrando caráter laminado pré-transposição da deformação D2, em rocha granitóide de Diogo de Vasconcelos. Local: margem do rio Gualaxo do Sul, município de Diogo de Vasconcelos - Estação geológica OF-143. **Foto 22** – Leucossoma granítico do gnaisse bandado do Complexo Mantiqueira configurando grande dobra intrafolial redobrada, indicando a deformação pré-D2. Local: córrego Folhas Largas, município de Mariana - Estação geológica OF-146.

Foto 23

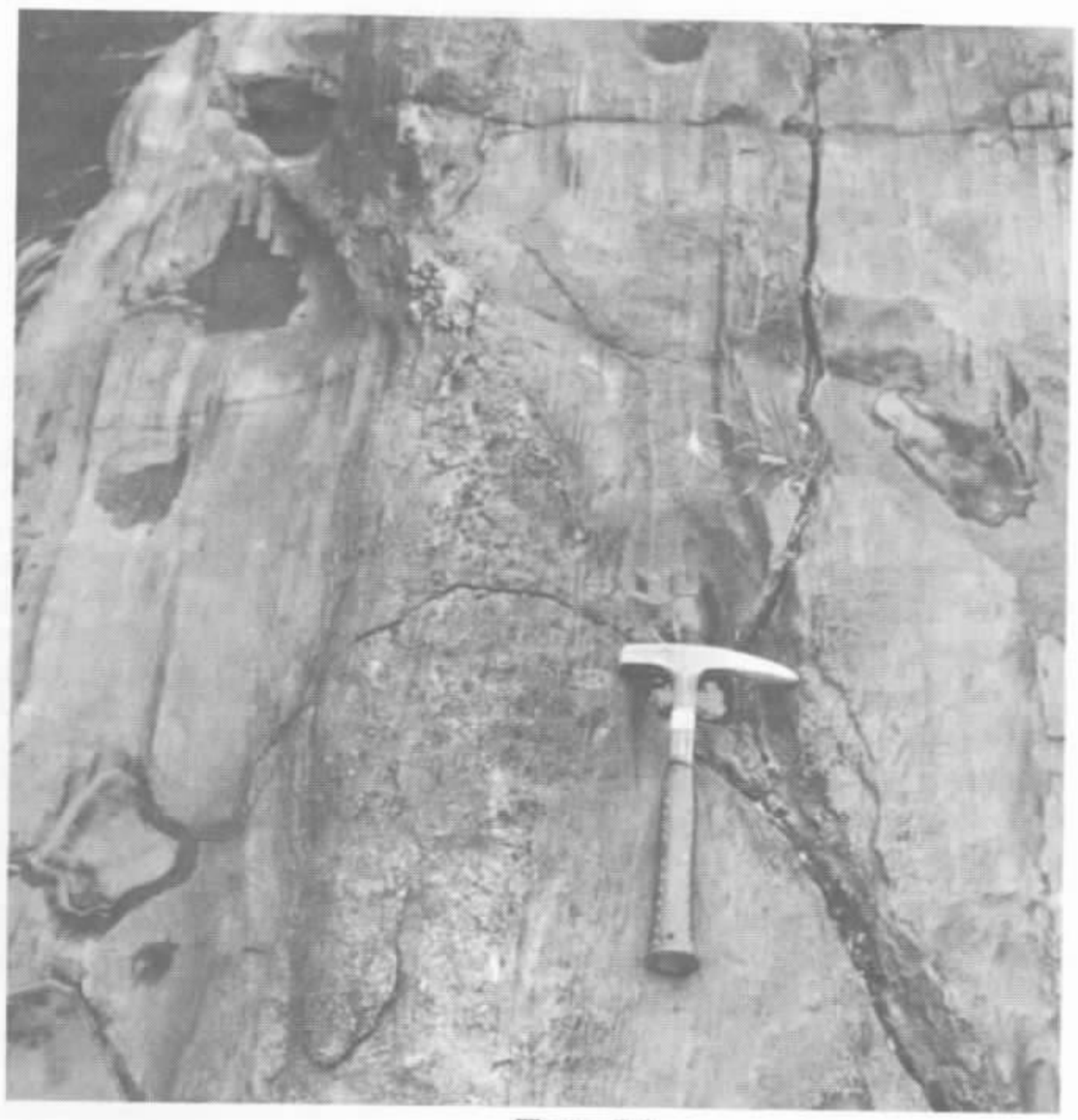


Foto 24

Foto 25

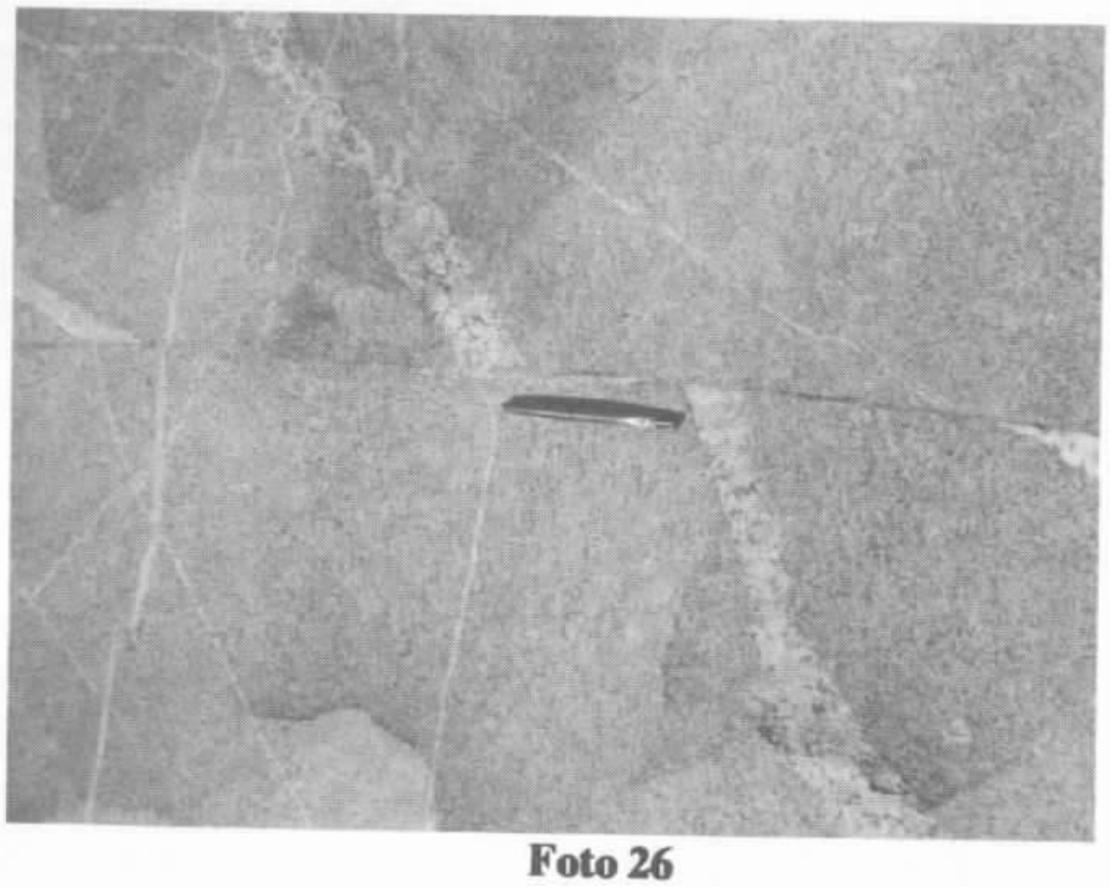


Foto 26

Foto 23 – Zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo, de direção NW-SE, em gnaisse bandado do Complexo Mantiqueira. Local: córrego Canjica na saída de Alvinópolis para Barreto,município de Alvinópolis - Estação geológica OF-68. **Foto 24** – Zona de cisalhamento dúctil de alto ângulo, de direção NE-SW em granitóide do Córrego Taioba. Local: córrego Taioba, município de Alvinópolis - Estação geológica FR-010. **Foto 25** – Cisalhamento rúptil de fase de deformação D4, cortando cisalhamento dúctil de fase anterior, em gnaisse bandado do Complexo Mantiqueira. Local: rodovia MG-262, junto à entrada de Acaiaca, município de Acaiaca - Estação geológica GM-39. **Foto 26** – Falha rúptil, de atitude N10E/90, da fase de de formação D4, em rocha Granítica do Complexo Santa Bárbara. Local: leito do rio Piracicaba, próximo a Santa Rita Durão, município de Mariana - Estação geológica GM-347.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil (Período 1985 a 1993)

Folhas em Execução

NA.19-X	Alto Rio Negro[1]
NA.19-X-C	Sem denominação
NA.19-X-D	Sem denominação
NA.19-Y	Alto Rio Negro[1]
NA.19-Y-B	Rio Aiari[1]
NA.19-Y-D	Rio Iauaretê
NA.19-Z	Alto Rio Negro[1]
NA.19-Z-A	Rio Içana[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	Rio Parima[1]
NA.20-X	Boa Vista[1]
NA.20-Y	Serra do Imeri[1]
NB.20-Z	Vila Surumu[1]
SA.19-V	Alto Rio Negro[1]
SA.19-V-B	Sem denominação
SA.19-X	Alto Rio Negro[1]
SA.19-X-A	Rio Curicuriari[1]
SA.19-X-B	São Gabriel da Cachoeira[1]
SA.20-V	Santa Isabel do Rio Negro[1]
SA.22-X-D	Belém[4]
SA.23	São Luís[8]
SA.23-V-C	Castanhal[4]
SA.24-Y-D-V	Irauçuba[3]
SB.23-V-A	Rio Cajuapara[4]
SB.23-X-B	Caxias[4]
SB.24	Jaguaribe[8]
SB.24-Y-B	Iguatu[1]
SB.24-Z-B	Caicó[1]
SB.24-Z-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.24-Z-C-VI	Rio Pardo[1]
SC.22-X-A	Redenção[4]
SC.23-X-B-VI	Barragem[1]
SC.23-X-D-II	São Raimundo Nonato[1]
SC.23-X-D-IV	Campo Alegre de Lourdes[1]
SC.23-Y-D-VI	Cariparé[1]
SC.23-Z-A/Y-B	Curimatã/Corrente[1]
SC.23-Z-C-IV	Riachão das Neves[1]
SC.24	Aracaju[8]
SC.24-V-A	Paulistana[1]
SC.24-V-A-I	Riacho Queimadas[1]
SC.24-V-C	Petrolina[1]
SC.24-X-D-V	Arapiraca[1]
SC.24-Y-C	Jacobina[1]
SC.24-Y-C-V	Morro do Chapéu[1]
SC.24-Y-D	Serrinha[1] (rev.)
SD.22-Z-C-V	Goiás[1]
SD.23-X-C-V	Coribe[1]
SD.24-V-A-I	Seabra[1]
SD.24-Y-B-IV	Poções[1]
SE.21-Y-D	Corumbá[1]
SE.22	Goiânia[8]
SE.22-X-A-II	Sanclerlândia[1]
SG.22-X-B	Goiânia[1] (rev.)
SE.23-Z-B-IV	Serro[1]
SE.23-Z-C-VI	Belo Horizonte[1]
SE.23-Z-D-I	Conceição do Mato Dentro[1]
SE.23-Z-D-IV	Itabira[1]
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.23	Rio de Janeiro[8]
SF.24-V-A	Cachoeiro de Itapemirim[1]
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]
SG.22-Z-D	Florianópolis[1]
SH.22-V-C-IV	Santa Maria[3]
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 Osorio[1]

Folhas Impressas

NA.20-Z-B-V	Monte Roraima[1]
NB.20-Z-B-VI	Monte Caburaí[1]
NB.20-Z-D-II	Rio Quinô[1]
NB.20-Z-D-III	Rio Cotingo[1]
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira[1]
NB.20-Z-D-VI	Rio Viruquim[1]
NB.21-Y-A-IV	Sem denominação
NB.21-Y-C-I	Sem denominação
SA.22-Y-D	Altamira[4]
SA.23-Y-D	Santa Inês[4]
SB.20-Z-B-VI	Mutum[1]
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás[4]
SB.22-Z-D	Araguaína[4]
SB.23-V-B	Vitorino Freire[4]
SB.23-V-C	Imperatriz[4]
SB.24-D-V	Mombaça[1]
SB.24-X-B-/D	Areira Branca/Mossoró[2]
SB.24-Y-B-II	Catarina[1]
SB.24-Y-C-V	Patos(PI)[1]
SB.24-Y-C-VI	Simões[1]
SB.24-Z-B-II	Currais Novos[3]
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó[3]
SB.24-Z-C	Serra Talhada[2]
SB.24-Z-C-VI	Afogagos da Ingazeira[1]
SB.24-Z-D-I	Patos(PB)[1]
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho[1]
SB.24-Z-D-IV	Monteiro[1]
SB.25-V-C	Natal[2]
SB.25-V-C-IV	João Câmara[1]
SB.25-Y-C-V	Limoeiro[1]
SC.20-V-B-V	Porto Velho[1]
SC.20-V-C-V	Abunã[1]
SC.20-V-C-VI	Mutumparaná[1]
SC.20-V-D-I	Jaciparaná[1]
SC.22-X-B	Conceição do Araguaia[4]
SC.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.24-Y-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 Santo Antão[1]
SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda[1]
SD.21-Z-A	Rosário do Oeste[2]
SD.21-Z-C	Cuiabá[2]
SD.22-X-D	Porangatu[2]
SD.22-Z-B	Uruaçu[2]
SD.22-Z-C	Ceres[2]
SD.22-Z-D	Goianésia[2]
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá[1]
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis[1]
SD.23-X-B	Ibotirama[2]
SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa[2]
SD.23-Y-C	Brasília[2]
SD.23-Y-D	Buritis[2]
SD.23-Z-D-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-VI	Itabuna[1]
SE.22-V-B	Iporã[2]
SE.22-X-A	São Luís de Montes Belos[2]
SE.22-X-A-VI	Nazário[1]
SE.22-X-B	Goiânia[2]
SE.22-X-B-I	Nerópolis[1]
SE.22-X-B-II	Anápolis[1]
SE.22-X-B-IV	Goiânia[1]
SE.22-X-B-V	Leopoldo de Bulhões[1]
SE.22-X-B-VI	Caraíba[1]
SE.22-X-D	Morrinhos[2]
SE.23-V-B	São Romão[2]
SE.23-Z-B	Guanhães[2]
SE.23-Z-C	Belo Horizonte[2]
SE.23-Z-D	Ipatinga[2]
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu[1]
SE.24-Y-C-VI	Colatina[1]
SF.23-V-D-V-4	São Gonçalo de Sapucaí[1]
SF.23-X-B-I	Mariana[1]
SF.23-X-B-II	Ponte Nova[1]
SF.23-X-B-IV	Rio Espera[1]
SF.23-X-C-III	Barbacena[1]
SF.23-X-C-VI	Lima Duarte[1]
SF.23-X-D-I	Rio Pomba[1]
SF.23-Y-B-II-2	Heliodora[1]
SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio[1]
SF.24-V-A-III	Domingos Martins[1]
SF.24-V-A-V	Cachoeiro de Itapemirim[1]
SF.24-V-A-VI	Piúma[1]
SG.22-Z-B	Joinville[2]
SH.22-Y-A	Cachoeira do Sul[2]

Folhas em Editoração

NA.20-X-C-III	Paredão[1]
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani[1]
SA.23-V-D	Turiaçu[4]
SA.23-X-C	Cururupu[4]
SA.23-Y-B	Pinheiro[4]
SA.23-Z-A	São Luís[4]
SA.23-Z-C	Itapecuru-Mirim[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.22-Z-C	Xinguara[4]
SB.23-V-D	Barra do Corda[4]
SB.23-X-A	Bacabal[4]
SB.23-X-C	Presidente Dutra[4]
SB.24-V-C-III	Crateús[3]
SC.23-Y-D	Formosa do Rio Preto[1]
SC.23-Z-C	Santa Rita de Cássia[1]
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru[1]
SD.23-Z-D-II	Monte Azul[3]
SD.23-Z-D-IV	Rio Pardo de Minas[3]
SE.22-X-A-III	Itaberaí[1]
SG.22-Z-D-I-2	Botuverá[1]
SG.22-Z-D-II-1	Brusque[1]
SG.22-Z-D-V	Florianópolis[1]
SH.22-Y-A-I-4	Passo do Salsinho[1]
SH.22-Y-C-II	Piratini[1]

[1] Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético nas escalas 1:500:000, 1:250:000, 1:100:000, 1:50:000; [2] Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250:000; [3] Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100:000; [4] Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos e de Vegetação para a Área do Programa Grande Carajás - Subprojeto Recursos Minerais; [5] Levantamento geológico visando ao meio ambiente; [6] Levantamentos aerogeofísicos; [7] Integração geológico/geoquímica de regiões metropolitanas

Folhas Concluídas

biblioteca

CPRM

DEVOLVER NA ÚLTIMA DATA MENCIONADA

03/11/2004

Mod.071 NE 7530.0212.1871

NA.20-X-B/	Uriracoera [2]
NA.21-V-A	Conceição do M
NA.20-X-D	Boa Vista [2]
NA.20-Z-B	Caracaraí [2]
NB.20-Z-B e	
NB.21-Z-A/	Monte Roraima
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 Tumuc
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
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 Piau
SB.24-Y-B	Iguatu [2]
SB.24-Y-C	Picos [2]
SB.24-Y-D	Juazeiro do Nort
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]

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 EXECUTIVA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL
FOLHA MARIANA, SF.23-X-B-I
ESCALA 1:100.000 – DNPM, 1992

MARIANA

SF.23-X-B-I

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIA MINERAL
Au – ouro
Fe – ferro
Fe,Mn – ferro/manganês
Mn – manganês
at – ametista
AR – areia
ba – barita
BX – bauxita
CCD – calcário dolomítico
DOL – dolomito
GR – granito
pi – pirita
qz – quartzo
QT – quartzito
SPT – serpentinito
tz – topázio

QUIMISMO
Não sublinhados: óxidos, hidróxidos e metais nativos (ex: Au, Fe, Mn).
Sublinhado simples: sulfetos, arsenietos, sulfossais (Pb, Zn).
Sublinhado duplo: carbonatos, fosfatos, sulfatos, haloides, tungstatos (Ex.: Mg).
Sublinhados com traços: silicatos (Ex.: Zr).

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA (mineral-minério sublinhado)
Au1: Ouro + magnetita + quartzo ± hematita ± pirita ± pirrotita ± arsenopirita ± bornita ± turmalina ± zircão ± rutilo ± anatásio ± epidoto ± cianita ± sillimanita ± micas ± argilas.
Au2: Ouro + prata + arsenopirita + pirrotita ± pirita ± estalerita ± sulfeto de antimônio + quartzo + carbonatos.
Au3: Ouro + arsenopirita ± pirrotita ± pirita ± calcopirita ± galena ± berthierita ± pirita ± loellingita + quartzo + turmalina ± feldspato ± carbonato ± magnetita ± granada ± cianita ± estaurolita ± óxidos de ferro ± óxidos de manganês.
Au4: Ouro + feldspato + caulim + vermiculita + goethita + limonita.
Au5: Ouro + quartzo + sericita + grafita.
Au6: Ouro + urânio + pirita + sericita ± fuchsita.
Au: Não determinada.
Fe, Fe-Mn: Hematita + magnetita + especularita + martita + limonita ± goethita ± psilomelano ± pirolusita ± ramsdellita ± rancieíta ± manganita ± braunita ± espessartita + quartzo ± grafita ± anfibólio ± dolomita.
Fe-Au: Hematita + magnetita ± martita ± ouro + quartzo.
Mn: Psilomelano + pirolusita + braunita.
BX: Gibbsita + goethita + quartzo.
DOL: Dolomita + calcita ± ocra ± baritina + quartzo.
SPT: Serpentinita + actinolita + magnetita + carbonatos + talco ± ilmenita ± clorita.

MORFOLOGIA (orientada na direção dos corpos)
estratiforme | lenticular | colunar "pipe" chaminé
filoniana | irregular, "amas" | indeterminada ou não conhecida
O símbolo morfológico, quando tracejado, representa jazimento subaflorante.

TEXTURA/ESTRUTURA DO MINÉRIO
bandada, laminada, foliada, xistosa
"boxwork", esponjosa, pulverulenta, terrosa
nodular, concêntrica, pisolítica oolítica, botrioide, "coloforme"
disseminada, rede
maciça, granular, compacta

CLASSE DO JAZIMENTO
detríticos em pláceres
de alteração superficial
sedimentares e/ou associados a seqüências sedimentares
vulcanogênicos e/ou associados a seqüências vulcanossedimentares
ligados a rochas básico-ultrabásicas
ligados a rochas alcalinas, carbonatitos e quimberlitos
associados a rochas granitóides
ligados a pegmatitos
filonianos-hidrotermais
metamórfico-metassomáticos

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS
Zonas Anômalas
em sedimento de corrente para cromo (Cr), níquel (Ni), arsênio (As), antimônio (Sb).
em concentrado de bateia para ouro (Au).

Estações anômalas
(Valores em ppm e pintas-p, quando indicados)
em concentrado de bateia para ouro (Au), cromo (Cr), níquel (Ni), estanho (Sn), arsênio (As), bismuto (Bi), chumbo (Pb), prata (Ag), cobalto (Co), nióbio (Nb), ítrio (Y), enxôfre (S), antimônio (Sb), boro (B), epidoto (ep) e pirita (pi).
em sedimento de corrente para cobre (Cu), cromo (Cr), níquel (Ni), cobalto (Co), antimônio (Sb), arsênio (As) e prata (Ag).
em rocha para bário (Ba), flúor (F), cloro (Cl), enxôfre (S), lítio (Li), rubídio (Rb), estrôncio (Sr) e terras raras (TR).

INDÍCIOS GEOFÍSICOS
Anomalia magnética circular ou elíptica, não modelada.
contorno de zona de susceptibilidade magnética anômala.
lineamento magnético.
30-300 20° 0,015 — corpos magnéticos tabulares com indicações da direção, mergulho, profundidade do topo e da base (em metros) e susceptibilidade magnética.
30-300 30° 0,015 — idem para corpos tabulares de comprimento muitas vezes superior à largura.

OUTROS INDÍCIOS
(Mn) – concentração residual de manganês
ba – barita
gf – grafita
mg – magnetita
PG – veio pegmatítico
RUB – rocha ultrabásica
tl – talco
Fe – ferro
crr – cristal de rocha
pi – pirita
qz – veio de quartzo
sfe – sulfeto de ferro
tu – turmalina

UNIDADES E/OU LITÓTIPOS E ESTRUTURAS ESPECIAIS
Zonas de aluviões auríferas, garimpadas (Qal).
Grupo Piracicaba Indiviso (Plmp); Formação Fecho do Funil (Plmpf); Formação Sabará (Plmps).
Grupo Itabira Indiviso (Plmi); Itabiritos da Formação Cauê (Plmic); Formação Gandarela (Plmig).
Unidade do Grupo Caraça (Plmc).
Unidade superior do Grupo Nova Lima (Arnl); formação ferrífera (ff); metaultrabásica (mν).
Unidade inferior do Grupo Nova Lima (Arnlqo).
Complexo Santo Antônio do Pirapetinga (Asap).
Zonas de cisalhamento de baixo ângulo que afetam as unidades realçadas.
Zonas de cisalhamento de alto ângulo que afetam as unidades realçadas.

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO: pequeno | médio | grande

SITUAÇÃO ATUAL: mina | jazida | ativo | garimpo (lavra rudimentar) | depósito | inativo | intermitente

CATEGORIAS

SUBSTÂNCIA	PEQUENO	MÉDIO	GRANDE	UNIDADE
Ouro	<	20	200 >	t Au
Ferro	<5x10^7		5x10^8 >	t Fe
Bauxita	<2x10^6		2x10^7 >	Al_2O_3 total
Dolomito	<1x10^4		1x10^5 >	t
Areia	<2x10^5		1x10^6 >	t

ÁREAS MINERALIZADAS/PREVISIONAIS

PROVÁVEL: relação entre jazimento e contexto geológico claramente definida; identificação de metalotectos comprovados e prováveis; presença de indícios diretos e indiretos de mineralizações.

POSSÍVEL: contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos possíveis; raridade de indícios diretos de mineralizações e presença de indícios indiretos.

POTENCIAL: contexto geológico favorável; presença de indícios indiretos de mineralização e ausência de indícios diretos.

CARACTERÍSTICAS

ÁREAS I e II – Na área I são conhecidas cinco minas paralisadas de ouro; uma mina ativa e duas jazidas de serpentinito; e anomalias geoquímicas de Cr (1520ppm), Ni (1000ppm) e Co (190ppm). As mineralizações auríferas são em veios de quartzo, em formações ferríferas bandadas do tipo Algoma e em níveis conglomeráticos (intercalados em quartzitos). Ainda na área I há vestígios de garimpos antigos nas aluviões e terraços recentes. Nas áreas encontram-se rochas metaultrabásicas serpentinizadas de composição komatiítica, e rochas metassedimentares clástico-químicas e exalitos do greenstone belt Rio das Velhas.

ÁREAS IIIa,b,c,d,e, IV, Va,b – A área IIIa possui nove minas paralisadas, duas jazidas e três ocorrências de ouro; uma mina de ferro-manganês; e anomalias geoquímicas de Au (3ppm), As (até 783ppm), Cr (até 2450ppm), Ni (até 1000ppm) e Co (até 200ppm). A área IIIb possui uma jazida e uma ocorrência de ouro; e anomalias geoquímicas de Au (6ppm) e Ag (0,5ppm). Na área IIIc destacam-se duas minas paralisadas de ouro, uma jazida de ouro e ferro e anomalias geoquímicas de As (até 120ppm) e Sb (30ppm). Na área IIIe sobressaem duas minas inativas de ouro e indícios geoquímicos de Au (até 4,5ppm) e As (100ppm). Na área IV destacam-se uma mina inativa e um depósito de ouro; ocorrências de manganês, talco e formações ferríferas; e indícios geoquímicos de Au (até 9,5ppm), Ag (0,7ppm), As (até 54ppm), Ni (até 500ppm), Cu (75ppm) e Cr (até 4250ppm). Na área Va encontram-se indícios de manganês e magnetita e anomalias geoquímicas de Au (até 5ppm) e Sb (11ppm). A área Vb contém ocorrência de rocha metaultrabásica e indícios geoquímicos de Au (até 2pp) e Cr (até 3100ppm). As mineralizações de ouro estão contidas em veios de quartzo e em exalitos (formações ferríferas do tipo Algoma). O manganês é supergênico e resultado da alteração das formações ferríferas. O ouro ainda é encontrado nas aluviões recentes. Estas áreas envolvem rochas metavulcano-sedimentares do greenstone belt Rio das Velhas e rochas metassedimentares do Grupo Maquiné.

ÁREA VI – Possui duas jazidas de areia industrial resultantes da desagregação dos quartzitos do Grupo Maquiné, além de um garimpo de ametista em veios, e indícios geoquímicos de Au (acima de 100ppm), Ag (1,5ppm) e B (300ppm) em concentrado de bateia.

ÁREAS VIIa,b – Apresentam uma mina em atividade, duas paralisadas e duas ocorrências de ouro; uma mina em atividade de quartzito com pedra ornamental; anomalias geoquímicas de As (até 120ppm) e Sb (30ppm) em sedimento de corrente. As mineralizações de ouro correspondem a veios de quartzo contendo sulfetos e turmalina, encaixados no contato entre rochas do Supergrupo Minas e do Grupo Nova Lima, e em zonas de cisalhamento de baixo ângulo.

ÁREAS VIIIa,b,c,d – Encontram-se nove minas ativas, três jazidas e um depósito de minério de ferro; duas minas paralisadas de ouro; e anomalias geoquímicas de As (até 300ppm) em sedimento de corrente. As mineralizações de ferro são constituídas de lentes de hematita e camadas de itabirito rico encaixadas nas formações ferríferas bandadas do tipo Lago Superior (Formação Cauê). As mineralizações de ouro estão geralmente em veios de quartzo, no contato ou encaixados em rochas dos supergrupos Minas e Rio das Velhas (área VIIIc), e também associadas a jacutinga (área VIIIa).

ÁREAS IXa,b,c – Compreende uma mina ativa, três jazidas e um depósito de minério de ferro; um mina ativa de bauxita; e anomalias geoquímicas de As (até 120ppm) em sedimento de corrente. As mineralizações de ferro são constituídas de lentes de hematita do tipo Lago Superior (Formação Cauê) e a de bauxita é resultado de alteração superficial em cobertura detrito-laterítica relacionada à superfície de aplainamento.

ÁREAS Xa,b – Englobam duas minas paralisadas, uma jazida e pedreiras de dolomito ou calcário dolomítico, um garimpo de topázio em solos lateríticos; veios de barita encaixados em dolomito; e anomalia geoquímica de Sb (45ppm) em sedimento de corrente. O dolomito e o calcário dolomítico estão relacionados à plataforma carbonática do Supergrupo Minas (Formação Gandarela).

ÁREAS XI, XIIa,b – Possuem duas minas paralisadas de ouro (área XI), ocorrências de pirita, em dolomito (área XIIa) e veios de quartzo em quartzitos (área XIIb). As mineralizações de ouro estão contidas em veios de quartzo encaixados em metassedimentos plataformais do Grupo Piracicaba.

ÁREA XIII – Caracteriza-se pela presença de anomalias geoquímicas de Au (27 pintas), Cr (1100ppm) e Sb (11ppm) em concentrado de bateia, além de uma zona geoquimicamente anômala para ouro. Envolve uma seqüência metavulcano-sedimentar do Grupo Piracicaba (Formação Sabará) e quartzitos do Grupo Itacolomi.

ÁREA XIV – Destaca-se por apresentar dezenas de ocorrências de manganês e anomalia geoquímica de ouro (1,5ppm) em concentrado de bateia. As ocorrências de manganês são constituídas de lentes de gondito intercaladas em gnaisses e micaxistos granatíferos bastante intemperizados, formando depósitos eluvionares com enriquecimento supergênico e depósitos de minério compacto.

ÁREA XV – Caracteriza-se pela presença de anomalias geofísicas magnetométricas, anomalias geoquímicas de Au (até 50ppm) em concentrado de bateia e de Cu (55ppm) em sedimento de corrente, além de conter corpos isolados de rochas ultrabásicas. A área é constituída de rochas de quartzitos do Grupo Maquiné e de uma faixa mista contendo rochas do Grupo Nova Lima e do Complexo Mantiqueira imbricadas tectonicamente.

ÁREA XVI – Presença de duas minas paralisadas, um garimpo em atividade e um garimpo de ouro abandonado; anomalias geofísicas aeromagnéticas isoladas. As mineralizações de ouro estão contidas em níveis conglomeráticos encaixados em quartzitos do Grupo Maquiné, em veios de quartzo encaixados em gnaisses do Camplexo Santo Antônio do Pirapetinga e nas aluviões recentes.

ÁREA XVII – Apresenta corpos isolados de rocha ultrabásica, anomalias geoquímicas de Au (até 54ppm), Ag (0,5ppm), Cr (até 4000ppm), Nb (70ppm) e B (300ppm) em concentrado de bateia. A área está inserida em rochas gnáissicas de composição tonalítico-trondhjemítica, do Complexo Santa Bárbara.

ÁREA XVIII – Encontram-se indícios de grafita, veios de quartzo, anomalias geoquímicas de Au (até 7,5ppm) e Sn (66ppm) em concentrado de bateia e zona de cisalhamento. A área é constituída de rochas supracrustais xistosas do Complexo Dom Silvério e rochas gnáissicas do Complexo Mantiqueira.

ÁREA XIX – Restringe-se a uma estreita faixa no extremo SW, com continuidade para sul, na Folha Rio Espera. Caracteriza-se pela presença de anomalias geoquímicas de Au (até 6,5ppm), Ag (0,7ppm), As (até 160ppm), Pb (até 2000ppm), Co (200ppm), Y (acima de 2000ppm) e Nb (70ppm). A área abrange os terrenos granito-greenstone do Complexo Santo Antônio do Pirapetinga, cujas anomalias geoquímicas sugerem uma relativa intensidade de mineralizações.

ÁREAS XXa,b – Apresentam duas minas em atividade e uma inativa de bauxita. São constituídas de coberturas detrito-lateríticas recentes, enriquecidas em alumínio, ferro e canga aurífera, relacionadas à superfície cíclica terciária. Na área XXa a cobertura está sobreposta a sedimentos lacustrinos da bacia terciária (Formação Fonseca) que contêm finas camadas de linhito.

ÁREAS XXIa,b,c,d,e,f,g – Englobam dezenas de frentes de garimpos de ouro em depósitos elúvio-coluviais e aluviais, distribuídos nas bacias de drenagem dos rios do Carmo e Piracicaba. Os garimpos são geralmente nas praias existentes nos leitos ativos dos drenos.

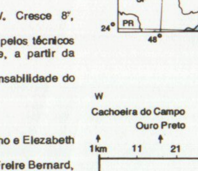
DISCRIMINAÇÃO DOS METATOTECTOS

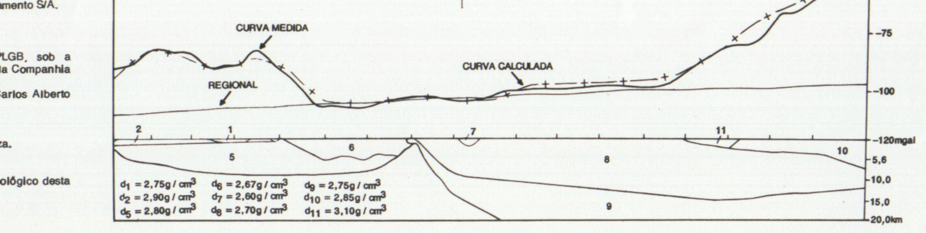
ÁREAS	INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÕES	METALOTECTOS – COMPROVADOS	METALOTECTOS – PROVÁVEIS	METALOTECTOS – POSSÍVEIS
I	Ouro, serpentinito, (Cr, Ni, Co)	Ouro em veios de quartzo e em xistos fuchsíticos; peridotitos serpentinizados.	Au, Cr, Ni, Co relacionados as rochas metabásicas/metaultrabásicas; ouro nas zonas de alteração hidrotermal-metassomática; mineralizações sulfetadas de Ni, Co, (Cu, Pt) dos derrames e/ou "sills" ultrabásicos komatiíticos, associação Au-pi com tufos máficos intercalados em derrames; concentração de Au em zonas de cisalhamento.	Talco-esteatito nas rochas metaultrabásicas talcificadas.
II	Serpentinito	Peridotito serpentinizado.	Au, Cr, Ni, Co relacionados as rochas metabásicas/metaultrabásicas; ouro nas zonas de alteração hidrotermal; mineralizações sulfetadas de Ni, Co, (Cu, Pt) na base dos derrames e/ou "sills" ultrabásicos komatiíticos; associação Au-pi com tufos máficos intercalados em derrames; concentração de Au em zonas de cisalhamento.	Talco-esteatito nas rochas metaultrabásicas talcificadas.
III a,b,c,d,e	Ouro, ferro, manganês, bauxita, Ag, As, Sb, Cr, Ni, Co)	Ouro associado a sulfetos em formações ferríferas/manganesíferas bandadas e em "metachert"; ouro em veios de quartzo; ferro em formações ferríferas bandadas; manganês de alteração superficial dos metassedimentos.	Ouro em zona de cisalhamento; Au, Cr, Ni, Co relacionados as metaultrabásicas.	Corpos metaultrabásicos talcificados.
IV	Ouro, manganês, talco, (Ni, Cr, Cu, As, Ag)	Ouro em veios de quartzo, talco em rochas ultrabásicas; manganês supergênico.	Cromo, níquel e cobre relacionados com rochas metaultrabásicas komatiíticas; ouro em zonas de cisalhamento; manganês associado aos gonditos.	Ouro em zona de alteração hidrotermal-metassomática.
V a,b	Manganês, quartzo, Au, Sb, Cr)	Manganês supergênico; veios de quartzo.	Ouro em zonas de cisalhamento.	Au, Sb e S associados a alteração hidrotermal; Au e Cr relacionados com rochas basico-ultrabásicas toleiíticas-komatiíticas.
VI	Areia industrial, ametista, (turmalina Au, Ag, B)	Areia resultante da desagregação de quartzo ametista em veios.	Veios de quartzo e turmalina; Au-Ag.	Mineralizações sulfetadas e auríferas em anfibólio xistos.
VII a,b	Ouro, prata, arsênio, quartzito, (Cu, Pb)	Ouro em veios de quartzo com sulfetos e turmalina, encaixados em quartzitos e xistos no contato com a Formação Cauê; quartzito da Formação Moeda.	Ouro em exalitos e/ou zonas de cisalhamento.	Au e As associado com alteração hidrotermal.
VIII a,b,c,d	Ferro, manganês, ouro	Itabirito e lentes de hematita compacta da Formação Cauê; ouro associado aos itabiritos, jacutinga e canga; manganês de enriquecimento supergênico.	Ouro em veios de quartzo e associado aos sulfetos de Fe.	Ouro em zona de cisalhamento.
IX a,b,c	Ferro, bauxita (As, Sb)	Itabirito e lentes de hematita compacta da Formação Cauê; bauxita de alteração superficial de cobertura terciário-quaternária.	Formações ferríferas bandadas, veios de quartzo auríferos, canga; solos lateríticos associados as pedimentações cenozóicas.	Au associado às zonas de alteração hidrotermal.
X a,b	Dolomito, calcário dolomítico, topázio, barita, ocra	Dolomitos associados a itabiritos e filitos hematíticos; lentes de calcário dolomítico; topázio em solo laterítico, veios de barita encaixados em dolomito; ocra no itabirito e no contato com os filitos.	Ouro em veios de quartzo com turmalina e sulfetos.	Bauxita cárstica ou associada às lateritas.
XI	Ouro	Ouro em veios de quartzo cortando quartzito ferruginoso da Formação Cercadinho (Grupo Piracicaba).	Rochas quartzíticas.	Ouro em zona de cisalhamento.
XII a,b	Pirita, quartzo	Quartzo em veios; dolomito e filitos piritosos do Grupo Piracicaba.	Ouro em veios de quartzo.	Sulfetos e ouro em zonas de cisalhamento.
XIII	(Au, Sb, Cr, pirita)		Ouro na seqüência metavulcano-sedimentar da Formação Sabará e em veios de quartzo nos quartzitos Itacolomi.	Au, Sb e pirita relacionados a alteração hidrotermal.
XIV	Manganês, (Au)	Manganês supergênico.	Manganês em gondito e micaxistos granatíferos do Grupo Nova Lima; ouro associado às zonas de cisalhamento.	Ouro relacionado a alteração hidrotermal e/ou seqüência de rochas metabásicas/metaultrabásicas.
XV	(Au, Cu, Fe, pirita, turmalina)		Au e Cu em exalitos; Au em paleoplácceres e veios de quartzo com turmalina.	Au associado aos sulfetos de Cu e Fe em zonas de alteração hidrotermal.
XVI	Ouro, quartzo (pirita, turmalina)	Ouro em metaconglomerado do Grupo Maquiné; ouro em veios de quartzo no Complexo Santo Antônio do Pirapetinga.	Ouro associado a quartzo, turmalina e sulfetos em zonas de alteração hidrotermal e zonas de cisalhamento.	Ouro nas rochas metabásicas/metaultrabásicas do Complexo Santo Antônio de Pirapetinga.
XVII a,b	(Au, Ag, B, Nb, Cr)		Ouro associado a alteração hidrotermal e zonas de cisalhamento.	Au e Cr relacionados as rochas metaultrabásicas komatiíticas.
XVIII	Grafita, quartzo (Au, Sn)	Grafita e veios de quartzo em micaxistos do Grupo Dom Silvério.	Veios de quartzo auríferos em zonas de cisalhamento.	Au e Sn relacionados a intrusões graníticas na seqüência supracrustal.
XIX	Au, Ag, As, Pb, Co, Y, Nb)		Ouro e sulfetos em zonas de cisalhamento.	Au, Ag e sulfetos relacionados a alteração hidrotermal e/ou remobilizados na periferia de corpos granitóides.
XX a,b	Bauxita (Au)	Bauxita em coberturas detrito-lateríticas terciário-quaternário.	Cangas lateríticas enriquecidas em alumínio e ferro.	Ouro em canga; bauxita residual relacionada a superfície cíclica terciária.
XXI a,b,c,d,e,f,g	Ouro	Ouro em aluviões recentes	Aluviões sub-atuais (terraços).	Zonas de meandros dos rios; barreiras naturais.

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 do Departamento de Informática – DEPIN /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 compilação da redução para a escala 1:100.000 das folhas SF.23-X-B-I-1 – Catas Altas, SF.23-X-B-I-2 – Alvinópolis, SF.23-X-B-I-4 – Barra Longa, escala 1:50.000, 1º ed., 1976, SF.23-X-B-I-3 – Mariana, escala 1:50.000, 1º ed., 2º imp., 1986, IBGE.
Origem da quilometragem UTM: Equador e Meridiano Central 45°W. Gr., acrescidas as constantes: 10000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre – MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1992: 21°00'54"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 geral: Célio Lima de Macedo.
Preparo da base para digitalização: Manoel Leite de Sá.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho e Elezabeth de Almeida Cadete.
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.

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Inácio de Medeiros Delgado, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, desde setembro de 1985.
Coordenação na Superintendência Regional de Belo Horizonte: Carlos Alberto Heineck.
Técnicos responsáveis por esta folha:
Metalogenia: Carlos Alberto Heineck e Jodauro Nery da Silva.
Geoquímica: Helio Antonio de Souza e Cláudio José Marques de Souza.
Geofísica: Marcelo de Araujo Vieira e Edson Lopes Barreto.
Cadastramento Mineral: Jodauro Nery da Silva.
Para a compilação deste tema foi utilizado, como base, o mapa geológico desta folha.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA





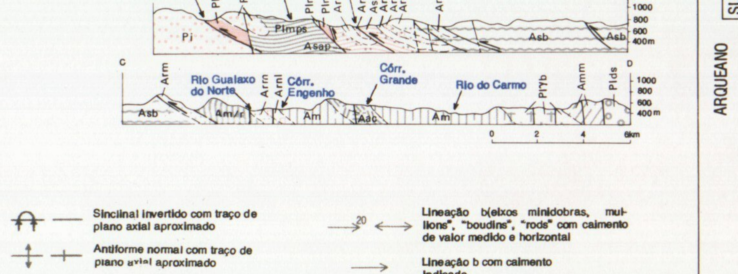
PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL
FOLHA MARIANA
ESCALA 1: 100.000

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

CPRM
1993

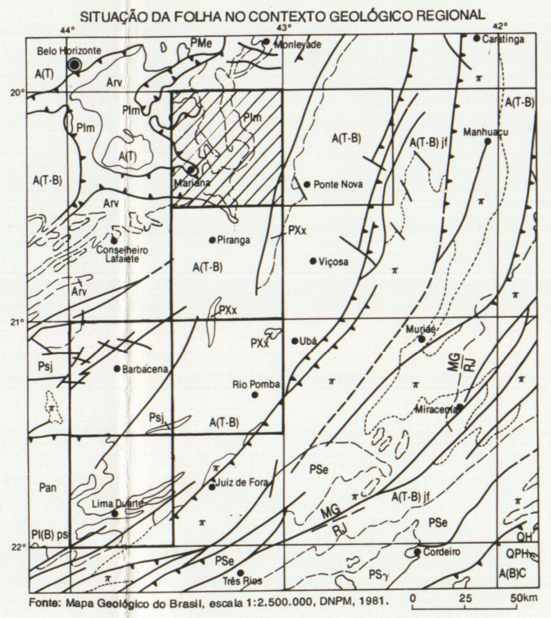
ARTICULAÇÃO DA FOLHA

SE.23-Z-C-VI	ITABIRA SE.23-Z-D-IV	CORONEL FABRICIANO SE.23-Z-D-V
SF.23-X-A-III	MARIANA SF.23-X-B-I	PONTE NOVA SF.23-X-B-II
SF.23-X-A-VI	RIO ESPERA SF.23-X-B-IV	SF.23-X-B-V



Contato
Contato aproximado
Falha ou zona de cisalhamento
Falha ou zona de cisalhamento aproximada
Falha ou zona de cisalhamento provável
Falha extensional: hachuras indicam o bloco baixo
Zona de cisalhamento
Zona de cisalhamento aproximada
Zona de cisalhamento contracional (empurrão)
Zona de cisalhamento contracional aproximada
Zona de cisalhamento contracional provável
Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
Zona de cisalhamento transcorrente dextral
Fratura
Anticlinal normal com traço de plano axial aproximado
Sinclinal normal com traço de plano axial aproximado
Sinclinal invertido com traço de plano axial aproximado
Antiforme normal com traço de plano axial aproximado
Sinforme normal com traço de plano axial aproximado
Acamamento com mergulho de valor medido
Foliação/bandamento gnáissico com mergulho medido
Foliação/bandamento gnáissico com mergulho indicado
Foliação milonítica com mergulho de valor medido e vertical
Foliação milonítica com mergulho indicado
Lineação b(eixos minidobras, mullions", "boudins", "rods" com caimento de valor medido e horizontal
Lineação b com caimento indicado
Lineação mineral e de estiramento com caimento de valor medido e horizontal
Dique, dique com mergulho de valor medido e dique vertical (gb-gabro, db-diabásio; dr-diorito)
Minidobra intrafolial
Minidobras e mesodobras reclinadas assimétricas
Lineamentos estruturais
CIDADE
Vila
Povoado e outras localidades
Estrada pavimentada
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Estrada de ferro
Curso de água permanente
Barragem, açude
Lagoa permanente

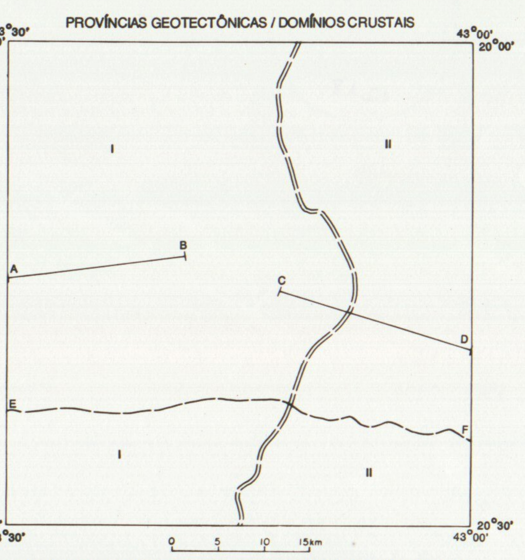
SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL



Fonte: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981.

QH – Quaternário: Holoceno
QPH – Quaternário: Pleistoceno a Holoceno
A(T) – Arqueano indiferenciado retrabalhado no Ciclo Transamazônico
A(T-B) – Arqueano indiferenciado retrabalhado nos Ciclos Transamazônicos e Brasiliano: (π) charnoquito
A(T-B)jf – Complexo Juiz de Fora: (π) charnoquito
A(B)c – Complexo Costeiro: (π) charnoquito
Arv – Supergrupo Rio das Velhas
Pl(B)ps – Grupo Paraíba do Sul
Plm – Supergrupo Minas
PMe – Grupo Espinhaço
Pan – Grupo Andrelândia
Psj – Grupo São João del Rei
PSe – Complexo Embu
PSγ – Proterozóico Superior: granitóides
PXx – Proterozóico indiferenciado: xisto
PXλ – Proterozóico indiferenciado: Intrusiva alcalina de Ubari
Contato
Contato aproximado
Contato litológico
Falha definida
Falha aproximada
Falha de empurrão

PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS / DOMÍNIOS CRUSTAIS



I - Província Geotectônica São Francisco – Domínio das Seqüências da Crosta Superior
II - Província Geotectônica Mantiqueira – Domínio das Seqüências da Crosta Intermediária e Inferior
Limite aproximado entre as Províncias
Perfil Geológico
Perfil Gravimétrico

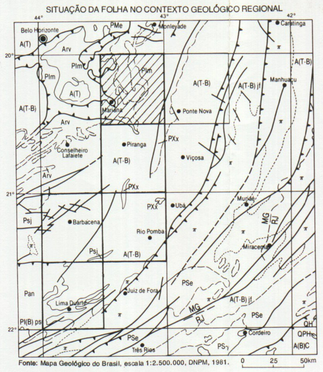
	DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA	RELAÇÕES DE CONTATO / SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	LITOLOGIA	DEFORMAÇÃO E METOMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA
COBERTURAS E DEPÓSITOS CENOZÓICOS						
QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS ALUVIONARES E COLUVIAIS	Qal	–	Areia, silte, argila e cascalho.	–	–
QUATERNÁRIO	COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS	Ql	–	Laterita, bauxita e cobertura detrítica-ferruginosa não cimentada.	–	–
TÉRCIO-QUATERNÁRIO	COBERTURAS DETRÍTICAS	TQca	–	Canga.	–	–
TERCIÁRIO	FORMAÇÃO FONSECA	Tf	DAT. PALEONTOLÓGICA (Plantas Fósseis)	Argilitos, siltitos e arenitos pobremente litificados, com finas intercalações de linhito e conglomerados na base.	–	Sedimentos depositados em ambiente lacustre pouco profundo, de águas paradas.
NÃO CONFORMIDADE						
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA MANTIQUEIRA						
DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INTERMEDIÁRIA						
PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITO BARRA LONGA	PlYb	–	Granito alcalino de composição monzonítica, com foliação milonítica.	D1 – D4 Facies anfibolito ?	Granito intrusivo, alcalino, peraluminoso, tardi-orogênico.
PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITÓIDE DIOGO DE VASCONCELOS	PlYd	–	Granitóide gnáissico leuco a mesocrático de composição quartzomonzonítica a quartzo monzodiorítica, fino a médio, com foliação/laminação milonítica. Intercalações de anfibolitos e encraves de metaultrabasitos.	D1 – D2 Facies anfibolito	Ortognaisse com evidentes processos de microclinização e silicificação sintectônicos, em rocha originalmente mais básica, provavelmente granodiorítica ou diorítica.
PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITÓIDE CÓRREGO TAIOBA	PlYt	–	Granitóide à biotita e muscovita, de composição variando de tonalítica a monzogranítica, com forte metassomatismo potássico sintectônico, com foliação milonítica pronunciada e texturalmente muito heterogêneo. Xenólitos e restitos de metabásicas, metassedimentos e gnaisses bandados.	D1 – D4	Granitóides de composição tonalítica a granítica, resultantes de metassomatismo potássico e microclinização sintectônicos de tipos intermediários, gerando granitos sincolisionais.
PROTEROZÓICO INFERIOR	GRUPO DOM SILVÉRIO	Plds	–	Biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático, milonítico, com proporções variáveis de granada, cianita, sillimanita, estaurolita, grafita. Está parcialmente migmatizado por injeções graníticas e contém intercalações de quartzitos sericíticos, anfibolitos e rocha calcissilicática.	D1 – D4 Facies anfibolito	Associação de rochas metassedimentares e metabásicas.
ARQUEANO	COMPLEXO MANTIQUEIRA	Amqd / Am / Amm	Rb/Sr 2.064 Ma RI = 0,7171 K / Ar 525 ± 6 Ma	Biotita-(hornblenda) gnaisse bandado, de composição granítica a tonalítica (am); biotita-(hornblenda) gnaisse bandado migmatizado (Amm); gnaisse quartzodiorítico (Amqd). Todos os tipos com intercalações de anfibolitos, metagabros e granitóides. Intercalações tectônicas de rochas de alto grau de metamorfismo e metassedimentos, metabasitos e metaultrabasitos, atribuídos, respectivamente, ao Complexo Acaiaca e Grupos Dom Silvério e Nova Lima.	D1 – D4 Facies anfibolito med/alto com retrometamorfismo incipiente para a facies xisto verde	Ortognaisses de caráter bimodal, em dois grandes grupos: um de composição básica toleiítica semelhante a tipos arqueanos gerados em arco vulcânico de ambiente oceânico; o outro de natureza ácida, tonalítica a granítica, de caráter sincolisional, com injeções tardi-orogênicas alcalinas.
DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INFERIOR						
ARQUEANO	COMPLEXO ACAIACA	Aac	Pb / Pb 1996 Ma Rb / Sr 1991 Ma RI = 0,7061	Biotita–(hornblenda) gnaisse, biotita-hornblenda-granada (sillimanita)-(cianita)-(grafita) gnaisse, sillimanita-granada quartzito, enderbito gnáissico, hiperstênio gnaisse; quartzodiorítico a granodiorítico, metabasito, metagranitóide, granito alcalino.	D1 – D4 Facies granulito a anfibolito, por diaftorese	Associação de seqüência de rochas aluminosas paraderivadas com plutônicas tonalítico-trondhjemíticas e cálcio-alcalinas pré-colisionais. As rochas graníticas intrusivas são sincolisionais.
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA SÃO FRANCISCO						
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	GRUPO ITACOLOMI	Pi	–	Quartzito conglomerático fino a grosso; conglomerado com seixos de itabirito; quartzito de granulação grossa com seixos dispersos e fragmentos de filito; quartzito fino a médio com bandas de filito.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência: sedimentar clástica, aluvial, originada do retrabalhamento de rochas do Supergrupo Minas.
NÃO CONFORMIDADE						
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – GRUPO PIRACICABA INDIVISO	FORMAÇÃO SABARÁ	Plmps, qt	U / Pb 2.125 ± 4 Ma	Clorita xisto; granada-mica-quartzo-estaurolita xisto; quartzito ferruginoso; gnaisse fino milonítico; formação ferrífera, metaturbiditos, quartzito (qt).	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência vulcano-sedimentar de águas profundas com eventuais retrabalhamentos por correntes de turbidez.
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – GRUPO PIRACICABA INDIVISO	FORMAÇÃO BARREIRO	Plmpb	–	Grafita xisto; mica xisto filito.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar marinha de águas rasas, originada do retrabalhamento do Grupo Itabira.
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – GRUPO PIRACICABA INDIVISO	FORM. FECHO DO FUNIL	Plmpf	–	Quartzito ferruginoso com lentes de dolomito ferruginoso.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar marinha de águas rasas, originada do retrabalhamento do Grupo Itabira.
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – GRUPO PIRACICABA INDIVISO	FORMAÇÃO CERCADINHO	Plmpc	–	Quartzito ferruginoso; filito prateado; sericita xisto, clorita xisto; quartzito com cianita.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar marinha de águas rasas, originada do retrabalhamento do Grupo Itabira.
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – GRUPO PIRACICABA INDIVISO		Plmp	–	Quartzito ferruginoso, filito, micaxisto, talco xisto grafita xisto, dolomito ferruginoso, clorita xisto.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar marinha de águas rasas, originada do retrabalhamento do Grupo Itabira.
NÃO CONFORMIDADE						
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – G. ITABIRA INDIVISO	FORMAÇÃO GANDARELA	Plmig	Pb / Pb (em rocha carbonática) 2.420 Ma	Dolomito; calcário magnesiano; itabirito dolomítico com filito; quartzito.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar química de plataforma marinha extensa e de águas rasas. Formação ferrífera tipo "Lago Superior".
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – G. ITABIRA INDIVISO	FORM. CAUÊ	Plmic	–	Itabirito.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar química de plataforma marinha extensa e de águas rasas. Formação ferrífera tipo "Lago Superior".
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – G. ITABIRA INDIVISO		Plmi	–	Itabirito dolomítico.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar química de plataforma marinha extensa e de águas rasas. Formação ferrífera tipo "Lago Superior".
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – G. CARAÇA INDIVISO	FORM. BATATAL	Plmcb	–	Filito; filito grafitoso.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar de planície fluvial e planície costeira.
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – G. CARAÇA INDIVISO	FORM. MOEDA	Plmcm	–	Quartzito; quartzito com cloritóide; quartzito conglomerático; quartzo-mica xisto; filito; metaconglomerado oligomítico.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar de planície fluvial e planície costeira.
PROTEROZÓICO INFERIOR – SUPERGRUPO MINAS – G. CARAÇA INDIVISO		Plmc	–	Quartzito, filito, algum conglomero.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar de planície fluvial e planície costeira.
NÃO CONFORMIDADE						
PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITO-GRANODIORITOS CÓRREGO ESTIVA E MOMBAÇA	PlYe / PlYm	–	Leucogranitos à muscovita, de granulação fina a grossa, com foliação milonítica e textura gráfica quando não deformados.	D1 – D2	Granitos tipo "S" originados por fusão crustal de metassedimentos.
PROTEROZÓICO INFERIOR	GRANITÓIDE CÓRREGO PONTE NOVA	PlYpn	–	Granitóide à biotita, cor cinza, foliado, bastante homogêneo.	D1 – D2	Granitos tipo "S" originados por fusão crustal de metassedimentos.
ARQUEANO – SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	GRUPO MAQUINÉ	Arm	–	Quartzito; quartzito ferruginoso; quartzito micáceo; quartzito à cloritóide; metaconglomerado; sericita xisto com quartzo azul e cloritóide, quartzito magnetítico e turmalinito.	D1 – D4 Faceis xisto verde, localmente facies anfibolito	Associação de rochas metassedimentares, rochas básicas e ultrabásicas em cinturão de rochas verdes. Mágmas primitivos tipo toleiítico (THI) de fundo oceânico. Komatiítos peridotíticos na subunidade ultramáfica inferior do Grupo Nova Lima.
ARQUEANO – SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS – GRUPO NOVA LIMA	SUBUNIDADE VULCANO-SEDIMENTAR	Arnl, ff, mν, mβ	U / Pb 2.776 + 23 – 10 Ma	Quartzo-biotita-plagioclásio xisto; biotita-estaurolita-plagio-clásio-quartzo xisto; quartzito; tufo máfico; anfibólio xisto; quartzo-granada xisto; fels (gondito); clorita xisto; quartzito ferruginoso; formação ferrífera (ff); metabásica (mβ); metaultrabásica (mν).	D1 – D4 Faceis xisto verde, localmente facies anfibolito	Associação de rochas metassedimentares, rochas básicas e ultrabásicas em cinturão de rochas verdes. Mágmas primitivos tipo toleiítico (THI) de fundo oceânico. Komatiítos peridotíticos na subunidade ultramáfica inferior do Grupo Nova Lima.
ARQUEANO – SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS – GRUPO NOVA LIMA	SUBUNIDADE PERIDOTÍTICA QUEBRA OSSO	Arnlqo	–	Metaperidotito com texturas "spinifex" e "cumulus" eventualmente preservadas; tremolitito; serpentinito; talco-clorita xisto; formação ferrífera e brecha sedimentar.	D1 – D4 Faceis xisto verde, localmente facies anfibolito	Associação de rochas metassedimentares, rochas básicas e ultrabásicas em cinturão de rochas verdes. Mágmas primitivos tipo toleiítico (THI) de fundo oceânico. Komatiítos peridotíticos na subunidade ultramáfica inferior do Grupo Nova Lima.
NÃO CONFORMIDADE						
ARQUEANO	TONALITO-TRONDHJEMITO SERRA DO CARMO	AYsc	–	Ortognaisse tonalítico-trondhjemítico, de cor clara, com bandeamento metamórfico e milonitização.	D1 – D4	Rochas de caráter meta a peraluminoso, ambiência de intraplaca e arco vulcânico, tipo fonte mista (MS).
ARQUEANO	GRANITO-GRANODIORITO RIBEIRÃO PINHEIRINHO	AYp	–	Granito / granodiorito, milonítico nos bordos.	D1 – D4	Rochas de caráter meta a peraluminoso, ambiência de intraplaca e arco vulcânico, tipo fonte mista (MS).
ARQUEANO	COMPLEXO SANTA BÁRBARA	Asb	–	Gnaisse tonalítico-trondhjemítico, granito mosqueado, com metassomatismo intermitente, gerando variações composicionais (leucogranito). Estruturas migmatíticas estromáticas e agmáticas. Principalmente nos tipos tonalíticos-trondjemíticos. Raros xenólitos e restitos de rochas básicas e ultrabásicas.	D1 – D5 Facies xisto verde a anfibolito	Rochas plutônicas, tonalíticas a graníticas, em geral de caráter sin-tectônico de "trends" tonalítico e cálcio-alcalino. Xenólitos de anfibolito de "trend" toleítico.
ARQUEANO	COMPLEXO STO. ANTÔNIO DO PIRAPETINGA	Asap	Rb/Sr 2.867 ± 128 Ma 2.726 ± 101 Ma	Talco-clorita xisto, serpentinito, metabasito, ortoanfibolito e ortognaisses tonalítico-trondhjemítico e granítico, com estruturas bandadas e/ou agmatíticas.	D1 – D5 Facies anfibolito com faixas diaftoréticas para a facies xisto verde	Associação de rochas básicas toleiíticas e ultrabásicas komatiíticas de caráter racinal com intercalações de ortognaisses granitóides, com "trends" tonalítico-trondhjemítico e cálcio-alcalino, sincolisionais.
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA SÃO FRANCISCO / MANTIQUEIRA						
PROTEROZÓICO	ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS METAMORFOSEADAS	Pδ	–	Anfibolito diabasóide, com textura ofítica preservada, metadiorito e metagabro.	–	Diques e corpos básicos intrusivos de formas não determinadas.
ARQUEANO	FAIXA MISTA COMPLEXO MANTIQUEIRA / SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	Am/r	–	Gnaisses do Complexo Mantiqueira em "melange" tectônica com metassedimentos e metavulcânicas do Supergrupo Rio das Velhas.	D1 – D5 Facies anfibolito e xisto verde	Restos de sedimentos químicos e argilosos e vulcânicas de ambiente oceânico; granitóides sin e pré-colisionais.

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

MARIANA — **SF.23-X-B-I**

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA MARIANA, SF.23-X-B-I
ESCALA 1:100.000 – DNPM, 1992

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

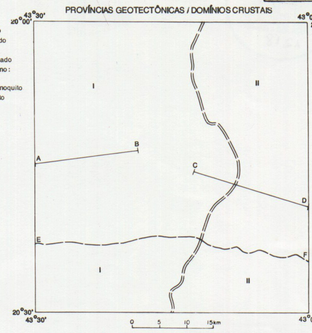


Fonte: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981.

QH – Quaternário: Holoceno
QPH – Quaternário: Pleistoceno a Holoceno
A(T) – Arqueano indiferenciado retrabalhado no Ciclo Transamazônico
A(T-B) – Arqueano indiferenciado retrabalhado nos Ciclos Transamazônicos e Brasiliano: (Tf) charnoquito
A(T-B)f – Complexo Juiz de Fora: (Tf)charnoquito
A(B)c – Complexo Costeiro: (Tf) charnoquito
Arv – Supergrupo Rio das Velhas
Pi( )ps – Grupo Paraíba do Sul
Pim – Supergrupo Minas
PMe – Grupo Espinhaço
Pan – Grupo Andrelândia
Psi – Grupo São João del Rei
PSe – Complexo Embu
PS'γ – Proterozóico Superior: γ-anatitoides
PX'ε – Proterozóico indiferenciado: xisto
PX'λ – Proterozóico indiferenciado:
intrusiva alcalina de Ubari

Contato
Contato aproximado
Contato litológico
Falha definida
Falha aproximada
Falha de empurrão

PROVÍNCIAS GEOTECTÔNICAS / DOMÍNIOS CRUSTAIS



I – Província Geotectônica São Francisco – Domínio das Seqüências de Crosta Superior Intermediária e Inferior
II – Província Geotectônica Mantiqueira – Domínio das Seqüências da Crosta Intermediária e Inferior

Limite aproximado entre as Províncias
A — B Perfil Geológico
E — F Perfil Gravimétrico

DIVISÃO ESTRATIGRÁFICA		RELAÇÕES DE CONTATO / SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	LITOLOGIA	DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA
COBERTURAS E DEPÓSITOS CENOZÓICOS						
QUATERNÁRIO	DEPÓSITOS ALUVIONARES E COLUVIAIS	Qal	–	Areia, silte, argila e cascalho.	–	–
QUATERNÁRIO	COBERTURAS DETRITO-LATERÍTICAS	Ql	–	Laterita, bauxita e cobertura detrítica-ferruginosa não cimentada.	–	–
TÉRCIO-QUATERNÁRIO	COBERTURAS DETRÍTICAS	TQca	–	Canga.	–	–
TERCIÁRIO	FORMAÇÃO FONSECA	Tf	DAT. PALEONTOLÓGICA (Plantas Fósseis)	Argilitos, siltitos e arenitos pobremente litificados, com finas intercalações de linhito e conglomerados na base.	–	Sedimentos depositados em ambiente lacustre pouco profundo, de águas paradas.
NÃO CONFORMIDADE						
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA MANTIQUEIRA						
DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INTERMEDIÁRIA						
PROTERROZÓICO INFERIOR	GRANITO BARRA LONGA	PIYb	–	Granito alcalino de composição monzonítica, com foliação milonítica.	D1 – D4 Facies anfibolito ?	Granito intrusivo, alcalino, peraluminoso, tardi-orogênico.
PROTERROZÓICO INFERIOR	GRANITÓIDE DIOGO DE VASCONCELOS	PIYd	–	Granitóide gnáissico leuco a mesocrático de composição quartzomonzonítica a quartzo monzodiorítica, fino a médio, com foliação/laminação milonítica. Intercalações de anfibolitos e encraves de metaultrabasitos.	D1 – D2 Facies anfibolito	Ortognaisse com evidentes processos de microclinização e silicificação sintectônicos, em rocha originalmente mais básica, provavelmente granodiorítica ou diorítica.
PROTERROZÓICO INFERIOR	GRANITÓIDE CÓRREGO TAIOBA	PIYt	–	Granitóide à biotita e muscovita, de composição variando de tonalítica a monzogranítica, com forte metassomatismo potássico sintectônico, com foliação milonítica pronunciada e texturalmente muito heterogêneo. Xenólitos e restitos de metabásicas, metassedimentos e gnaisses bandados.	D1 – D4	Granitóides de composição tonalítica a granítica, resultantes de metassomatismo potássico e microclinização sintectônicos de tipos intermediários, gerando granitos sincolisionais.
PROTERROZÓICO INFERIOR	GRUPO DOM SILVÉRIO	PIds	–	Biotita-muscovita-quartzo xisto feldspático, milonítico, com proporções variáveis de granada, clanita, sillimanita, estaurolita, grafita. Está parcialmente migmatizado por injeções graníticas e contém intercalações de quartzitos sericíticos, anfibolitos e rocha calcissilicática.	D1 – D4 Facies anfibolito	Associação de rochas metassedimentares e metabásicas.
ARQUEANO	COMPLEXO MANTIQUEIRA	Amqd Am Amm	Rb/Sr 2.064 Ma RI = 0,7171 K / Ar 525 ± 6 Ma	Biotita-(hornblenda) gnaisse bandado, de composição granítica a tonalítica (am); biotita-(hornblenda) gnaisse bandado migmatizado (Amm), gnaisse quartzodiorítico (Amqd). Todos os tipos com intercalações de anfibolitos, metagabros e granitóides. Intercalações tectônicas de rochas de alto grau de metamorfismo e metassedimentos, metabasitos e metaultrabasitos, atribuídos, respectivamente, ao Complexo Acaiaca e Grupos Dom Silvério e Nova Lima.	D1 – D4 Facies anfibolito medíalto com retrometamorfismo incipiente para a facies xisto verde	Ortognaisses de caráter bimodal, em dois grandes grupos: um de composição básica toleítica semelhante a tipos arqueanos gerados em arco vulcânico de ambiente oceânico; o outro de natureza ácida, tonalítica a granítica, de caráter sincolisional, com injeções tardi-orogênicas alcalinas.
DOMÍNIO DAS SEQÜÊNCIAS DA CROSTA INFERIOR						
ARQUEANO	COMPLEXO ACAIACA	Aac	Pb / Pb 1996 Ma Rb / Sr 1991 Ma RI = 0,7061	Biotita–(hornblenda) gnaisse, biotita-hornblenda-granada (sillimanita)-(cianita)-(grafita) gnaisse, sillimanita-granada quartzito, enderbito gnáissico, hiperstênio gnaisse, quartzodiorítico a granodiorítico, metabasito, metagranitóide, granito alcalino.	D1 – D4 Facies granulito a anfibolito, por diaftorese	Associação de seqüência de rochas aluminosas paraderivadas com plutônicas tonalítico-trondhjemíticas e cálcio-alcalinas pré-colisionais. As rochas granfíticas intrusivas são sincolisionais.
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA SÃO FRANCISCO						
PROTERROZÓICO INDIFERENCIADO	GRUPO ITACOLOMI	Pi	–	Quartzito conglomerático fino a grosso; conglomerado com seixos de itabirito, quartzito de granulação grossa com seixos dispersos e fragmentos de filito; quartzito fino a médio com bandas de filito.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência: sedimentar clástica, aluvial, originada do retrabalhamento de rochas do Supergrupo Minas.
NÃO CONFORMIDADE						
PROTERROZÓICO INFERIOR SUPERGRUPO MINAS	GRUPO PIRACICABA INDIVISO – FORMAÇÃO SABARÁ	Pimps qt	U / Pt 2,125 ± 4 Ma	Clorita xisto, granada-mica-quartzo-estaurolita xisto; quartzito ferruginoso, gnaisse fino milonítico, formação ferrífera, metaturbiditos, quartzito (qt).	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência vulcano-sedimentar de águas profundas com eventuais retrabalhamentos por correntes de turbidez.
	FORMAÇÃO BARREIRO	Pimpb	–	Grafita xisto; mica xisto filito.		
	FORM. FECHO DO FUNIL	Pimpf	–	Quartzito ferruginoso com lentes de dolomito ferruginoso.		Seqüência sedimentar marinha de águas rasas, originada do retrabalhamento do Grupo Itabira.
	FORMAÇÃO CERCADINHO	Pimpc	–	Quartzito ferruginoso; filito prateado; sericita xisto; clorita xisto, quartzito com clanita.		
		Pimp	–	Quartzito ferruginoso, filito, micaxisto, talco xisto grafita xisto, dolomito ferruginoso, clorita xisto.		
NÃO CONFORMIDADE						
PROTERROZÓICO INFERIOR SUPERGRUPO MINAS	G. ITABIRA INDIVISO – FORMAÇÃO GANDARELA	Pimig	Pb / Pb (em rocha carbonática) 2,420 Ma	Dolomito; calcário magnesiano; itabirito dolomítico com filito; quartzito.	D2, D4 Facies xisto verde	Seqüência sedimentar química de plataforma marinha extensa e de águas rasas. Formação ferrífera tipo "Lago Superior".
	FORM. CAUÊ	Pimic	–	Itabirito.		
		Pimi	–	Itabirito dolomítico.		
	FORM. BATATAL	Pimcb	–	Filito; filito grafitoso.		Seqüência sedimentar de planície fluvial e planície costeira.
	FORM. MOEDA	Pimcm	–	Quartzito; quartzito com clorita'cide; quartzito conglomerático; quartzo-mica xisto; filito; metaconglomerado oligomítico.		
	G. CARAÇA INDIVISO	Pimc	–	Quartzito, filito, algum conglomero.		
NÃO CONFORMIDADE						
SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	GRANITO-GRANODIORITOS CÓRREGO ESTIVA E MOMBAÇA	PIYe	–	Leucogranitos à muscovita, de granulação fina a grossa, com foliação milonítica e textura gráfica quando não deformados.	D1 – D2	Granitos tipo "S" originados por fusão crustal de metassedimentos.
	GRANITÓIDE CÓRREGO PONTE NOVA	PIYpn	–	Granitóide à biotita, cor cinza, foliado, bastante homogêneo.		
	GRUPO MAQUINÉ	Arm	–	Quartzito, quartzito ferruginoso, quartzito micáceo, quartzito à clorita'cide, metaconglomerado; sericita xisto com quartzo azul e clorita'cide, quartzito magnesítico e turmalinito.	D1 – D4 Facies xisto verde, localmente facies anfibolito	Associação de rochas metassedimentares, rochas básicas e ultrabásicas em cinturão de rochas verdes. Mágmas primitivos tipo toleítico (THI) de fundo oceânico. Komatiitos peridotíticos na subunidade ultramáfica inferior do Grupo Nova Lima.
	GRUPO NOVA LIMA – SUBUNIDADE VULCANO-SE	Arni ff 2 mβ	U / Pb 2,776 + 23 – 10 Ma	Quartzo-biotita-plagioclásio xisto; biotita-estaurolita-plagioclásio-quartzo xisto, quartzito, tufo máfico; anfibólio xisto; quartzo-granada xisto; fels (gondito); clorita xisto; quartzito ferruginoso; formação ferrífera (ff); metabásica (mβ); metaultrabásica (mv).		
	SUBUNIDADE DIMENTAR	mv				
	SUBUNIDADE PERIDOTÍTICA QUEBRA OSSO	Arnlqo	–	Metaperidotito com texturas "spinifex" e "cumulus" eventualmente preservadas; tremolitito; serpentinito; talco-clorita xisto, formação ferrífera e brecha sedimentar.		
NÃO CONFORMIDADE						
ARQUEANO	TONALITO-TRONDHJEMITO SERRA DO CARMO	A'ysc	–	Ortognaisse tonalítico-trondhjemítico, de cor clara, com bandeamento metamórfico e milonitização.	D1 – D4	Rochas de caráter meta a peraluminoso, ambiência de intraplaca e arco vulcânico, tipo fonte mista (MS).
	GRANITO-GRANODIORITO RIBEIRÃO PINHEIRINHO	A'γp	–	Granito / granodiorito, milonítico nos bordos.		
	COMPLEXO SANTA BÁRBARA	Asb	–	Gnaisse tonalítico-trondhjemítico, granito mosqueado, com metassomatismo intermitente, gerando variações gnáissicas (leucogranito). Estruturas migmatíticas estromáticas e agmáticas. Principalmente nos tipos tonalítico-trondjemíticos, com xenólitos e restitos de rochas básicas e ultrabásicas.	D1 – D5 Facies xisto verde a anfibolito	Rochas plutônicas, tonalíticas a graníticas, em geral de caráter sin-tectônico de "trends" tonalítico e cálcio-alcalino. Xenólitos de anfibolito de "trend" toleítico.
	COMPLEXO STO. ANTÔNIO DO PIRAPETINGA	Asap	Rb/Sr 2,867 ± 128 Ma 2,726 ± 101 Ma	Talco-clorita xisto, serpentinito, metabasito, ortoanfibolito e ortognaisses tonalítico-trondhjemítico e granítico, com estruturas bandadas e/ou agmáticas.	D1 – D5 Facies anfibolito com faixas diaftoréticas para a facies xisto verde	Associação de rochas básicas toleíticas e ultrabásicas komatiíticas de caráter racional com intercalações de ortognaisses graníticos, com "trends" tonalítico-trondhjemítico e cálcio-alcalino, sincolisionais.
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA SÃO FRANCISCO / MANTIQUEIRA						
PROTERROZÓICO	ROCHAS INTRUSIVAS BÁSICAS METAMORFOSEADAS	Pδ	–	Anfibolito diabasóide, com textura ofítica preservada, metadiorito e metagabro.	—	Diques e corpos básicos intrusivos de formas não determinadas.
ARQUEANO	FAIXA MISTA COMPLEXO MANTIQUEIRA / SUPERGRUPO RIO DAS VELHAS	Am/r	–	Gnaisses do Complexo Mantiqueira em "melange" tectônica com metassedimentos e metavulcânicas do Supergrupo Rio das Velhas.	D1 – D5 Facies anfibolito e xisto verde	Restos de sedimentos químicos e argilosos e vulcânicas de ambiente oceânico, granitóides sin e pré-colisionais.

Base planimétrica processada por tecnologia digital. Dados disponíveis em arquivos magnéticos, armazenados no Sistema de Informações em Recursos Naturais – SIN.
Tratamento e processamento digital a cargo do Departamento de Informática – DEPIN /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 compilação da redução para a escala 1:100.000 das folhas SF.23-X-B-I-1 – Catas Altas, SF.23-X-B-I-2 – Alvinópolis, SF.23-X-B-I-4 – Barra Longa, escala 1:50.000, 1ª ed., 1976, SF.23-X-B-I-3 – Mariana, escala 1:50.000, 1ª ed., 2ª imp., 1986, IBGE.
Origem da quilometragem: UTM: Equador e Meridiano Central 45°W. Gr., acrescidas as constantes: 10000km e 500km, respectivamente.
Datum horizontal: Córrego Alegre – MG.
Declinação magnética do centro da folha em 1992: 21°00'54"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 geral: Célio Lima de Macedo.
Preparo da base para digitalização: Manoel Leite de 64.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho e Elizabeth de Almeida Cadete.
Especificações e revisão da execução cartográficas: Wilhelm Petter de Freitre, Bernard, Martilia Gomes dos Santos, Carlos Alberto da Silva Copolillo e Maria Luiza Poucinho.
Digitalização da base planimétrica: COMPLASA Computação e Planejamento S/A.

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Inácio de Medeiros Delgado, 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 junho de 1992.
Responsáveis técnicos: Orlvaldo Ferreira Baltazar, Frederico Ozanan Raposo e Gerson Manoel Muniz de Mattos.
Supervisores: Clailton Piva Pinto e Orlvaldo Ferreira Baltazar.
Coordenadores regionais: Atahualpa Valença Padilha e Clailton Piva Pinto.
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.

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL
CARTA GEOLÓGICA
FOLHA MARIANA
ESCALA 1: 100.000

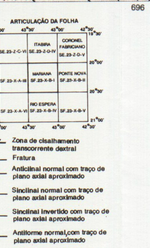
2km 0 2 4 6km

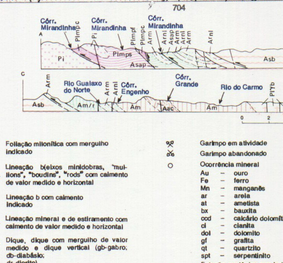
PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

CPRM 1993

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

ARTICULAÇÃO DA FOLHA





- Contato
- Contato aproximado
- Falha ou zona de cisalhamento
- Falha ou zona de cisalhamento aproximada
- Falha ou zona de cisalhamento provável
- Falha extensional: hachuras indicam o bloco baixo
- Zona de cisalhamento
- Zona de cisalhamento aproximada
- Zona de cisalhamento contracional (empurrão)
- Zona de cisalhamento contracional aproximada
- Zona de cisalhamento contracional provável
- Zona de cisalhamento transcorrente sinistral
- Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- Fratura
- Anticlinal normal com traço de plano axial aproximado
- Sinclinal normal com traço de plano axial aproximado
- Sinclinal invertido com traço de plano axial aproximado
- Antiforme normal,com traço de plano axial aproximado
- Sinforme normal,com traço de plano axial aproximado
- Acamamento com mergulho de valor medido
- Foliação/bandamento gnáissico com mergulho medido
- Foliação/bandamento gnáissico com mergulho indicado
- Foliação milonítica com mergulho de valor medido e vertical
- Foliação milonítica com mergulho indicado
- Lineação milonítica com mergulho indicado
- Lineação bálxos mínidobras, "mullions", "boudins", "rods" com caimento de valor medido e horizontal
- Lineação b com caimento indicado
- Lineação mineral e de estiramento com caimento de valor medido e horizontal
- Dique, dique com mergulho de valor medido e dique vertical (gb-gabro; db-diabásio; dr-diorito)
- Minidobra intrafolial
- Minidobras e mesodobras reclinadas assimétricas
- Lineamentos estruturais
- Estação geológica descrita
- Mina em atividade
- Mina paralisada
- Garimpo em atividade
- Garimpo abandonado

Ocorrência mineral
Au – ouro
Fe – ferro
Mn – manganês
ar – areia
at – ametista
ba – bauxita
ocd – calcário dolomítico
cl – clanita
dol – dolomito
gf – grafita
qt – quartzito
srpt – serpentinito

Estação geológica com indicação do tipo de rocha
at – anfibolito
ck – charnockito
cs – calcissilicática
gl – granulito
kz – kinzigito
mbt – micaxisto
mβ – metabásica
mv – metaultrabásica
qt – quartzito
xt – xisto

- CIDADE
- Vila
- Povoado e outras localidades
- Estrada pavimentada
- Estrada sem pavimentação, trilhego permanente
- Estrada sem pavimentação, trilhego periódico
- Estrada de ferro
- Curso de água permanente
- Barragem, açude
- Lagoa permanente