2129-S

LIMA DUARTE

FOLHA SF.23-X-C-VI

ESCALA 1:100.000

CPRM - DIVISÃO
ARQUIVO TÉCNICO
Relatório n.º 2129-S
N.º de Volumes: 1 V: —
PH4-011035

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

DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Carlos Oití Berbert

SUPERVISÃO TÉCNICA NACIONAL
Carlos Schobbenhaus
Emanuel T. de Queiroz

COLABORAÇÃO
Gilberto Ruy Derze
Cláudio Hecht

SUPERVISÃO TÉCNICA REGIONAL

Ronaldo Mossmann
(Porto Alegre)

Ricardo Motta Strieder
(São Paulo)

Antonio da Silva Wirz Leite
(Belo Horizonte)

Alarico Antonio F. Mont'Alverne
(Recife)

Taylor Araújo Collier
(Belém)

Armando da Silva Neiva
(Goiânia)

Hélio Pinto da Silva
(Salvador)

José R. de Magalhães Franco
(Manaus)

Pier Luigi Tosatto
(Rio de Janeiro)

Fernando A. da Costa Roberto
(Fortaleza)

João Awdziej
(Florianópolis)

Jair de Freitas
(Cuiabá)

COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS

COORDENAÇÃO NACIONAL DO PROGRAMA

Hermes Augusto Verner Inda

COORDENAÇÃO-GERAL
Valter José Marques

ASSESSORIAS ESPECIALIZADAS
Léo Schapoval e Mário O. Fraenkel
(Controle e Acompanhamento)
Carlos A. Guimarães da Vinha
(Informática)

COORDENAÇÕES TEMÁTICAS

NACIONAL

Metalogenia
Inácio de Medeiros Delgado
Geoquímica
Raymundo J. Portella Brim
Geofísica
Ricardo M. de Vasconcellos
Petrologia
Emiliano Cornélio de Souza
Treinamento
Eduardo Camozzato
Cartografia Digital
João B. de Vasconcellos
Processamento de Dados
Gilberto Guimarães da Vinha
Bases de Dados
Ernesto von Sperling

Cartografia
Regina Célia G. Armesto
Célio Lima de Macedo
Milton Brand Baptista
Editoração
Jurema Ferreira da Silva
Sensoriamento Remoto
Sérgio M. S. Guerra
Estratigrafia
Amadeu Paiva Santos
Geologia Estrutural
Atahualpa V. Padilha
Análises Minerais
Vania N. de Araujo Mello
Biblioteca
Tânia R. B. de M. Freire

REGIONAL

Coordenador Regional
Cássio Roberto da Silva
Supervisores
Armando Teruo Takahashi
Ódimo Francisconi
Geoquímica
Ídio Lopes Junior
Geofísica
José de Ribamar Lopes Bezerra

Petrografia
Silvia Maria Morais
Sensoriamento Remoto
José Carlos Garcia Ferreira
Geologia Estrutural
Mário Mota Câmara

Os créditos acima referem-se à época da execução do mapeamento das folhas desta publicação.

MINISTÉRIO DA INFRA-ESTRUTURA
SECRETARIA NACIONAL DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

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

LIMA DUARTE

FOLHA SF.23-X-C-VI

– ESTADO DE MINAS GERAIS–

TEXTO EXPLICATIVO

ORGANIZADO POR
Claiton Piva Pinto

BRASÍLIA – 1991

CRÉDITOS DE AUTORIA

TEXTO EXPLICATIVO:

RESUMO — Claiton Piva Pinto

PARTE I
- Capítulo 1 — Luiz Alberto Brandalise
- Capítulo 2 — Claiton Piva Pinto
- Capítulo 3 — Claiton Piva Pinto
- Capítulo 4 — Claiton Piva Pinto
- Capítulo 5 — Luiz Alberto Brandalise

PARTE II
- Capítulo 1 — Claiton Piva Pinto
- Capítulo 2 — Claiton Piva Pinto, Claiton Piva Pinto e João Henrique Grossi Sad (subitens 2.2.6, 2.3.6, 2.4.6 e 2.5.7)
- Capítulo 3 — Claiton Piva Pinto
- Capítulo 4 — Hélio Antônio de Souza
- Capítulo 5 — Ricardo Moacyr de Vasconcellos, Edson Lopes Barreto e Raimundo Antônio Alves Dias Gomes
- Capítulo 6 — Atahualpa Valença Padilha
- Capítulo 7 — Claiton Piva Pinto e João Batista Carvalhaes
- Capítulo 8 — Carlos Alberto Heineck

PARTE III
- Capítulo 1 — Claiton Piva Pinto
- Capítulo 2 — Claiton Piva Pinto

CARTAS:

Carta Geológica
Claiton Piva Pinto
Carta Metalogenético-Previsional:
Carlos Alberto Heineck

ACOMPANHAMENTO TÉCNICO
Antônio da Silva Wirz Leite
DNPM/Belo Horizonte

Coordenação Nacional
Valter José Marques

Coordenação Regional
Carlos Alberto Heineck

Petrografia
Sônia Pinto Prates

Amostragem Geoquímica
Antônio Pereira de Araújo Júnior
Paulo Sérgio Ferreira dos Santos
José Carlos Barbosa
Valdir Correia da Silva
Seiji Oki

Supervisor de Projetos
Atahualpa Valença Padilha

Chefe do Projeto
Luiz Alberto Brandalise

Consultor
João Henrique Grossi Sad
(Geologia e Sondagens Ltda. – Geosol)

Colaboradores
Alba Martinho Coelho (Cartografia)
Elizabeth de A. C. Costa (Desenhista)
Denize Kistemann Chiodi (CDI)

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

PINTO, Claiton Piva

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Lima Duarte. SF.23-X-C-VI. Estado de Minas Gerais. Org. por Claiton Piva Pinto. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1991.

224p. ilust., 2 mapas dobr.

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

1. Geologia-Minas Gerais. I. Departamento Nacional da Produção Mineral. II. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais. III. Título.

CDD: 558.15
CDU: 55(815)

SUMÁRIO

RESUMO i
ABSTRAC iii

PARTE I – INTRODUÇÃO
Capítulo 1 – Histórico e Objetivos 3
Capítulo 2 – Localização e Acesso 5
Capítulo 3 – Geografia 7
3.1 Aspectos Fisiográficos 7
3.2 Aspectos Sócioeconômicos 8
3.3 Geomorfologia 9
Capítulo 4 – Trabalhos Anteriores 11
Capítulo 5 – Metodologia 19

PARTE II – GEOLOGIA DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS
Capítulo 1 – Sinopse da Geologia Regional 23
Capítulo 2 – Estratigrafia, Petrografia e Petrologia 25
2.1 Introdução 25
2.2 Província geotectônica Mantiqueira 25
2.2.1 Suíte metamórfica São Bento dos Torres – Asb 25
2.2.1.1 Definição 25
2.2.1.2 Distribuição 25
2.2.1.3 Relações de contato 25
2.2.1.4 Petrografia 25
2.2.1.5 Metamorfismo e deformação 29
2.2.1.6 Litogeoquímica 29
2.2.1.7 Idade e correlações 40
2.2.2 Complexo Juiz de Fora – Ajf 41
2.2.2.1 Definição 41
2.2.2.2 Distribuição 41
2.2.2.3 Relações de contato 42
2.2.2.4 Petrografia 43
2.2.2.4.1 Unidade Ajf1: rochas charnoquíticas 43
2.2.2.4.2 Unidade Ajf2: migmatitos 47
2.2.2.4.3 Unidade Ajf3: gnaisses aluminosos migmatizados e metadiorito biotizado . . 47
2.2.2.4.4 Unidade Ajf4: quartzito 48
2.2.2.4.5 Unidade Ajf5: anfibolitos e anfibolognaisses migmatíticos da Faixa Lima Duarte 49
2.2.2.5 Metamorfismo e deformação 51
2.2.2.6 Litogeoquímica 52
2.2.2.7 Idade e correlações 64
2.2.3 Complexo Mantiqueira – PIm 71
2.2.3.1 Definição 71
2.2.3.2 Distribuição 71
2.2.3.3 Relações de contato 71
2.2.3.4 Petrografia 71
2.2.3.4.1 Unidade PIm1: gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos; gnaisses migmatizados; metabasitos; rochas calcissilicáticas; xistos magnesianos 72

2.2.3.4.2 Unidade PIm2: anfibolobiotita-gnaisses tonalíticos migmatizados e metabasitos. 76
2.2.3.4.3 Unidade PIm3: gnaisse granítico a granodiorítico e metabasitos 77
2.2.3.4.4 Unidade PIm4: gnaisse trondhjemítico da faixa Lima Duarte 78
2.2.3.4.5 Unidade PIm5: granada-biotita-gnaisse migmatizado 79
2.2.3.5 Metamorfismo e deformação 79
2.2.3.6 Litogeoquímica 80
2.2.3.7 Idade e correlações 91
2.2.4 Peridotito Lima Duarte – Pεlm 92
2.2.5 Tonalito-gnaisse Pirapetinga – Pγp 92
2.2.6 Granito Ribeirão dos Cavalos – Pγr 93
2.2.7 Granitos pós-tectônicos – Pγ 95
2.3 Província geotectônica Tocantins 97
2.3.1 Grupo Andrelândia – PMa 97
2.3.1.1 Definição 97
2.3.1.2 Distribuição 97
2.3.1.3 Relações de contato 98
2.3.1.4 Espessura 99
2.3.1.5 Petrografia 100
2.3.1.5.1 Grupo Andrelândia Inferior – PMai 102
2.3.1.5.1.1 Unidade PMai1: Xistos granatíferos e unidade PMai2: gnaisses granatíferos 102
2.3.1.5.1.2 Unidade PMai3: granada-biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse e microclina-biotita-plagioclásio-gnaisses blastomiloníticos 102
2.3.1.5.1.3 Anfibolito (incluso nas unidades PMai1, PMai2 e PMai3) 103
2.3.1.5.1.4 Rocha calcissilicática (inclusa nas unidades PMai1 e PMai2) 103
2.1.5.1.5 Plagioclásio-gnaisse quartzoso (transição entre PMai e PMas) 103
2.3.1.5.2 Grupo Andrelândia superior (PMas) 104
2.3.1.5.2.1 Unidade PMas1: quartzito grosseiro 104
2.3.1.5.2.2 Unidade PMas2: Moscovita-quartzito, moscovita-quartzoxisto, moscovita xisto e (granada)-moscovita-biotita-quartzoxisto 104
2.3.1.5.3 Litologias do grupo Andrelândia na faixa Lima Duarte 104
2.3.1.6 Metamorfismo e deformação 105
2.3.1.7 Litogeoquímica 106
2.3.1.8 Idade e correlações 115
2.4 Rochas de dique 115
2.4.1 Intrusiva básica – Mzgb 115
2.4.2 Pegmatitos graníticos – Ppg 117
2.5 Depósitos quaternários de cobertura 117
2.5.1 Depósitos aluviais – Qa 117
2.5.2 Depósitos coluviais – Qc 117
Capítulo 3 – Geologia Estrutural 119
3.1 Introdução 119
3.2 Fases de deformação 119
3.3 Análise estrutural 122
Capítulo 4 - Geoquímica 127
4.1 Sistemática Adotada 127
4.1.1 Amostragem 127
4.1.2 Preparação e análises 127
4.1.3 Controle de qualidade 127
4.1.3.1 Análise de variância 128
4.1.4 Critérios de interpretação 128
4.2 Prospecção regional 129
4.2.1 Distribuição geoquímica regional dos elementos 129
Capítulo 5 – Geofísica 133
5.1 Sistemática adotada 133
5.2 Dados utilizados 133

5.2.1 Aerogeofísica (aeromagnetometria) 133
5.2.2 Geofísica terrestre (gravimetria) 133
5.3 O contexto geofísico regional 135
5.3.1 Gravimetria 135
5.3.2 Aeromagnetometria 143
5.3.3 Síntese geofísica regional 145
5.4 Interpretação e correlação de dados 147
5.4.1 Aeromagnetometria 147
5.4.2 Gravimetria 147
Capítulo 6 – Evolução Geológica 151
6.1 Introdução 151
6.2 O Quadro Arqueano Proterozóico Inferior 151
6.3 O Proterozóico Inferior: o desenvolvimento do cinturão móvel Atlântico 160
6.4 O Proterozóico Médio e Superior: a faixa de dobramentos alto Rio Grande 162
6.5 Síntese da evolução geológica regional de parte da região sudeste do estado de Minas Gerais 171
Capítulo 7 – Geologia Econômica 175
7.1 Introdução 175
7.1.1 Ouro177 175
7.1.2 Caulim177 177
7.1.3 Material d178e Construção 177
7.2 Aspectos Ambientais 178
Capítulo 8 – Metalogenia 179
8.1 Introdução 179
8.2 Concepção e metodologia da carta metalognético-previsional 179
8.3 Panorama metalogenético 180
8.3.1 Suíte metamórfica São Bento dos Torres 181
8.3.2 Complexo Juiz de Fora 182
8.3.3 Complexo Mantiqueira 183
8.3.4 Grupo Andrelândia 185
8.3.5 Tonalito-gnaisse Pirapetinga 186
8.3.6 Granito Ribeirão dos Cavalos 186
8.3.7 Granitos pós-tectônicos 186
8.3.8 Aluviões quaternários 186

PARTE III – CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES
Capítulo 1 – Conclusões 189
Capítulo 2 – Recomendações 193

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 195

APÊNDICES:
1 - Súmula de Dados de Produção
2 – Abreviaturas Utilizadas nas Tabelas
3 – Ilustrações Fotográficas

ANEXOS:
. Carta Geológica
. Carta Metalogenético/Previsional

RESUMO

O presente texto explicativo é o produto final relativo à cartografia geológica sistemática efetuada na escala 1:100.000, da folha Lima Duarte (SF.23-X-C-VI), do projeto Barbacena, integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - CPRM, para o Departamento Nacional da Produção Mineral - DNPM. A área em questão situa-se na Zona da Mata, na microrregião de Juiz de Fora, no sul do estado de Minas Gerais, entre as coordenadas 43°30' e 44°00' de longitude W e 21°30' e 22°00' de latitude S.

A região sob enfoque é constituída, essencialmente, por rochas metamórficas das fácies granulito e anfibolito, afetadas em graus variáveis por diaftorese. Rochas não- metamorfizadas estão representadas por pequenos corpos graníticos e por dique de rocha máfica. Um peridotito serpentinizado aflora na periferia de Lima Duarte. Depósitos aluviais são pouco expressivos na área. As rochas de grau metamórfico mais alto estão reunidas na suíte metamórfica São Bento dos Torres (definida neste projeto, reunindo rochas charnoquíticas *s.l.*) e no complexo Juiz de Fora (rochas charnoquíticas *s.l.*, plagioclásio-gnaisse, gnaisse kinzigítico, rocha calcissilicática e quartzito). Outras rochas da fácies anfibolito foram reunidas no complexo Mantiqueira (gnaisse de composição granítica a tonalítica, metabasito, xisto magnesiano e rocha calcissilicática) e no grupo Andrelândia (gnaisse e xisto grauvaquianos, biotita-plagioclásio-gnaisse, quartzito, anfibolito e rocha calcissilicática). Os terrenos geológicos estudados inserem-se imediatamente a SSE da borda meridional da província geotectônica São Francisco, nas províncias geotectônicas Mantiqueira e Tocantins, como definidas neste projeto.

Cinco fases deformacionais afetaram a região: as duas primeiras são exclusivas das rochas do embasamento granulítico e granito-gnáissico; as outras três atingiram, também, a seqüência supracrustal definida como grupo Andrelândia.

Um ensaio sobre um modelo de evolução crustal é apresentado no Capítulo 6 da Parte II deste texto explicativo. Baseia-se, em grande parte, nos dados do mapeamento geológico e na interpretação de dados gravimétricos, aeromagnetométricos e geocronológicos. Essas informações geofísicas constam do Capítulo 5 da Parte II.

Setenta e duas amostras de rocha foram analisadas quimicamente para óxidos, elementos-traço e ETR, com vistas a fornecer subsídios à definição das litoambiências e à metalogenia. Estudou-se 174 lâminas petrográficas e 48 amostras de concentrados de material residual de quartzitos e xistos, para identificação de minerais pesados. Descreveu-se 750 afloramentos. Amostras de rochas, das estações CP-30 e CP-360 (complexo Juiz de Fora), foram encaminhadas ao Centro de Geocronologia da USP para análises geocronológicas pelo método Rb/Sr.

O levantamento geoquímico, com base em sedimentos de corrente (277 amostras) e concentrados de bateia (81 amostras), cobriu toda a folha. Os valores anômalos identificados em sedimentos de corrente refletem a assinatura geoquímica dos elementos analisados para os litótipos dos domínios investigados. A análise metalogenética indicou algumas áreas com probabilidade para a prospecção de metais, principalmente o ouro e, secundariamente, o cobre. O primeiro, detectado em concentrado de bateia, revelou-se controlado por feições tectonostruturais e, em parte, litológicas; a faixa com resultados mais significativos situa-se ao longo da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas e na porção sudeste da folha, no limite entre rochas kinzigíticas e charnoquíticas *s.l.* do complexo Juiz de Fora. As poucas anomalias de cobre localizam-se na porção sudeste da folha e associam-se a terrenos granulíticos.

A atividade de mineração está restrita à extração de materiais destinados à construção civil (pedra marroada, areia e saibro), bem como de caulim em pegmatitos e de areia quartzosa para fins industriais. Indícios de atividades garimpeiras, do período colonial, são verificados ao longo de algumas drenagens da porção noroeste da folha, que cortam rochas do grupo Andrelândia. Outros vestígios também foram encontrados na porção sudeste, próximo à fazenda Jacutinga, em domínios de rochas charnoquíticas e gnaisses kinzigíticos do complexo Juiz de Fora.

ABSTRACT

The present report refers to the Lima Duarte sheet (SF.23-X-C-VI) systematic geological mapping, on the 1:100.000 scale, related to the Brazil Geological Basic Survey Program – PLGB, carried out by CPRM for the DNPM, inserted within 43º30' to 44º00' W Greenwich meridians and 21º30' to 22º00' S parallels.

The surveyed area, localized in the Zona da Mata, Juiz de Fora micro-region, in South Minas Gerais, is dominantly composed by metamorphic rocks of the granulite and amphibolite facies and presents important diaphtoretic processes. Non-metamorphosed rocks are found represented by small granitic masses and a mafic rock dike. A serpentinized peridotite crops out in the Lima Duarte outskirts and alluvial deposits are of little significance in the area. The highest-temperature facies metamorphic rocks are assembled in the São Bento dos Torres Metamorphic Suite (defined as assembling charnockitic rocks s.l., in the Project) and in the Juiz de Fora Complex (charnockitic rocks s.l., plagioclase gneisse, kinzigitic gneisse, calc-silicate rock and quartzite). The other rocks of the amphibolite facies are assembled in the Mantiqueira Complex (gneisse from granitic to tonalitic composition, metabasite, magnesian schist and calc-silicate rock) and in the Andrelandia Group (graywacke gneisse and schist, biotite-plagioclase gneisse, quartzite, amphibolite and calc-silicate rock). The studied geological regions are localized immediately to the SSE bord of the São Francisco Geotectonic Province, in the Mantiqueira and Tocantins Geotectonic Provinces, as defined in the project.

Five deformational phases affected the region. The former two of the phases are restricted to the granulitic and granite-gneissic basement rocks, whereas the other ones also affected the sequence defined as Andrelandia Group. An analysis of the Crustal Evolution Patterns based mostly on geological mapping, and gravimetric, aeromagnetometric and geochronologic data is given in the Chapter 6, Part II, of the text. Geophysical information is in the Chapter 5, Part II.

Seventy two samples were analysed for oxides, trace-elements and REE, to provide lithoenvironment and metallogenesis definition subsidies. Were studied 174 petrographic thin section, and 48 samples of quartzite and schist residual materials were analysed for heavy metals. Seven hundred and fifty outcrops were described. Rock samples from two outcrops (Juiz de Fora Complex) were sent to the USP Laboratory of Geochronology for Rb/Sr dating.

A geochemical survey, based on 81 pan concentrated samples and 277 stream sediments was carried out throughout the Sheet. The anomalies found in the stream sediments reflect the geochemical signature of the analysed elements for the lithotypes of the investigated terrains. Metallogenetic analyse indicated some areas with probability for metal prospection, essentially golden and secondarily copper. Gold, detected in the pan concentrated, disclosed a tectonic-structural, partly lithological control. The zones with more significant results are those which follow the Chapéu d'Uvas Shear Zone, and the SE portion of the area in the vicinity of the contact between the kinzigitic and charnockitic rocks of the Juiz de Fora Complex. Restricted copper anomalies may be found in the SE portion of the Sheet and are related to granulitic terrains.

Mining works are restricted to construction material (hammered stone, sand and gravel), kaolin in pegmatites and quartzous sand for industrial purposes. Vestiges of mining claims from the colonial period may be found along the main drainages cutting through the Andrelandia upper-crustal sequence. In the NE portion of the Sheet, other evidences also may be found in the Fazenda Jacutinga region.

PARTE I

INTRODUÇÃO

Capítulo 1
Histórico e Objetivos

por

Luiz Alberto Brandalise

O presente trabalho de mapeamento geológico-geoquímico é parte integrante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, desenvolvido pelo Ministério da Infra-Estrutura, sob a responsabilidade do Departamento Nacional da Produção Mineral – DNPM, cabendo sua execução à Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM.

O texto explicativo aqui apresentado refere-se aos trabalhos elaborados para a folha Lima Duarte (SF.23-X-C-VI), que compõe, juntamente com as folhas Mariana (SF.23-X-B-I), Ponte Nova (SF.23-X-B-II), Rio Espera (SF.23-X-B-IV), Rio Pomba (SF.23-X-D-I) e Barbacena (SF.23-X-C-III), o Projeto Barbacena, executado à escala 1:100.000, pela CPRM, através de sua Superintendência Regional de Belo Horizonte, para o DNPM.

A constituição desse projeto fundamentou-se, basicamente, nos resultados obtidos pelo Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, através de cartas de planejamento de ações governamentais apresentadas para as folhas Ponte Nova (SF.23-X-B) e Barbacena (SF.23-X-C), escala 1:250.000.

A escolha da área a ser geologicamente cartografada e da escala a ser adotada resultou de decisão de consenso entre a comunidade geológica, por intermédio de técnicos do DNPM/Belo Horizonte, da CPRM, da Metais de Minas Gerais – Metamig, do Centro Tecnológico de Minas Gerais – Cetec, da Rio Doce Geologia e Mineração – Docegeo e da Universidade Federal de Minas Gerais - UFMG. Foram critérios fundamentais para uma tomada de posição sobre a área do projeto, a sua carência de estudos geológicos sistemáticos, a sua circunvizinhança em relação ao Quadrilátero Ferrífero e a sua potencialidade mineral ditada pela ambiência favorável.

Dentro da nova filosofia de trabalho determinada para o Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, integrando várias áreas do conhecimento geológico, procurou-se gerar informações que atendessem mais de perto aos interesses da pesquisa mineral, subsidiando os trabalhos de planejamento governamental e orientando a escolha de temas para pesquisas científicas.

O produto final ora consolidado, além de mostrar avanços técnico-científicos, certamente contribuirá para o direcionamento racional da pesquisa mineral na região enfocada.

Capítulo 2
Localização e Acesso

Por
Claiton Piva Pinto

A área em estudo (figura I.2.1) situa-se na Zona da Mata, cuja principal cidade é Juiz de Fora, segundo centro populacional do estado. Ocupa superfície de cerca de 2.900km^2 (folha Lima Duarte, escala 1:100.000). Abrange áreas dos municípios de Antônio Carlos, Bias Fortes, Belmiro Braga, Bom Jardim de Minas, Ewbank da Câmara, Ibertioga, Juiz de Fora, Lima Duarte, Olaria, Pedro Teixeira, Rio Preto, Santana do Garambéu, Santa Rita de Ibitipoca e Santos Dumont. Destes, têm sede dentro dos limites da folha Bias Fortes, Ewbank da Câmara, Lima Duarte, Olaria, Pedro Teixeira e Santa Rita de Ibitipoca, sendo o mais desenvolvido o de Lima Duarte. Mesmo assim, essa cidade é deficiente em termos de infra-estrutura.

O acesso principal a Lima Duarte faz-se pela BR-040 até a periferia de Juiz de Fora, seguindo-se posteriormente para oeste, por aproximadamente 45km, através da BR-267.

A BR-040 corta o canto NE da folha numa extensão de 10km, passando junto a Ewbank da Câmara. Esta e a BR-267 são asfaltadas. Todas as demais estradas têm o piso natural, sendo o de algumas encascalhado.

Um antigo leito preparado para a construção de uma estrada de ferro, que não chegou a ser implantada, tem trechos aproveitados como estrada de rodagem, principalmente a partir de Lima Duarte para oeste, passando junto à cidade de Olaria e seguindo além.

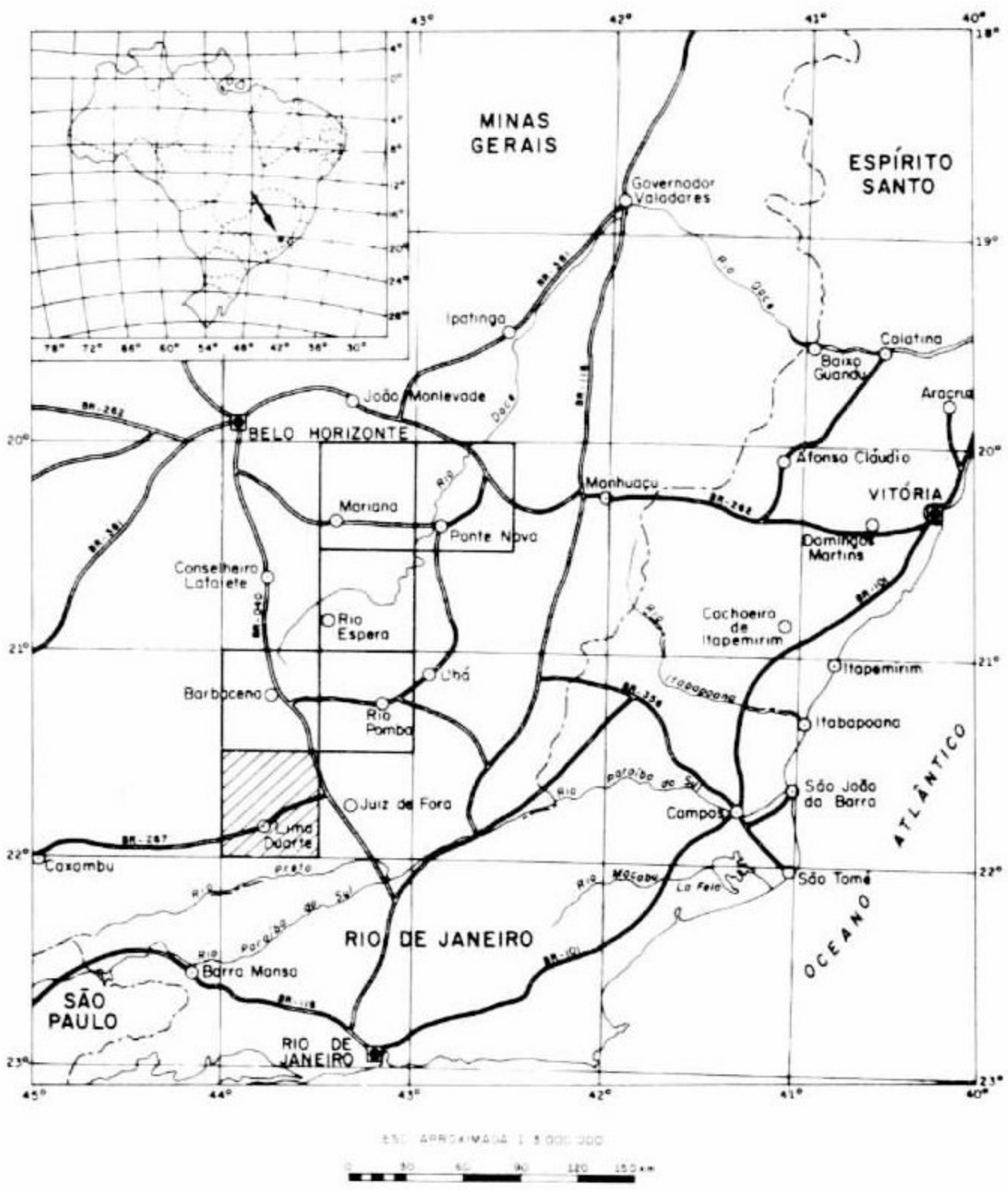


Fig. I.2.1 – Mapa de situação e localização – folha Lima Duarte.

Capítulo 3
Geografia

por
Claiton Piva Pinto

3.1 Aspectos fisiográficos

A rede de drenagem é, em sua quase-totalidade, integrante da bacia hidrográfica do rio Paraíba do Sul. Na porção noroeste da área, as águas correm para o rio Grande.

O principal curso d'água é o rio do Peixe, que cruza a porção meridional da folha, correndo, no sentido geral, de oeste para leste; tem como afluentes principais, pela margem esquerda, os rios Grão-Mogol (formado pelo rio Vermelho e o córrego Santo Antônio), do Salto (que nasce na serra do Ibitipoca) e Rosa Gomes; pela margem direita, recebe o ribeirão Pirapitinga e o rio Monte Verde ou Santa Bárbara.

Na porção nordeste da folha, escoa-se o rio Paraibuna, que tem ali as suas cabeceiras e corre para sudeste, indo desaguar no Paraíba do Sul.

A bacia do rio Grande recebe a contribuição dos ribeirões Conceição e dos Cavalos, além do rio Elvas, que nasce na folha.

A drenagem mostra-se com forte controle estrutural em alguns trechos, com traçados retilíneos e bruscas mudanças de curso. O controle morfológico também se faz sentir, dando um modelado dendrítico ao conjunto da drenagem. Este é explicado pelas amplas superfícies de aplainamento presentes no âmbito da folha, com desníveis relativos da ordem de dezenas de metros dentro de uma mesma superfície e que se transformam em centenas de metros de uma superfície para outra. Os mergulhos dos estratos, geralmente moderados a fracos, também facilitam o modelamento hidrográfico.

Duas estações climáticas estão perfeitamente definidas; uma, seca, nos meses de maio a outubro e outra, chuvosa, de novembro a abril. Em Lima Duarte, a temperatura chega aos 35°C no verão e pode ser inferior a 10°C no inverno. Na serra da Mantiqueira, a mínima é mais baixa ainda. Nela, a precipitação média anual situa-se ao redor de 1.500mm.

Na serra do Ibitipoca, parte integrante da serra da Mantiqueira, desenvolve-se um microclima de altitude, com temperaturas mais baixas, vento constante e uma vegetação rasteira, do tipo campo de altitude e cerrado com arbustos retorcidos e próprios de solo arenoso, dominando a candeia (*Lychnophora rosmarinifolia*?).

A vegetação tem sido sistematicamente destruída em toda a região, o que vem acarretando problemas de deslizamentos de encostas e assoreamento dos vales; como conseqüência imediata, ocorrem grandes inundações.

Quanto aos solos, nenhuma classificação taxonômica foi adotada. Preferiu-se relacioná-los ao seu substrato rochoso imediato, ou seja, o solo é tratado em função da litologia da qual deriva. Não se levaram em conta os fatores de sua formação, e estudos laboratoriais não foram realizados. Dar-se-á, portanto, apenas algumas características mais salientes dos solos encontrados na região. Assim, sobre as faixas gnáissicas, incluindo-se nessa categoria também as rochas charnoquíticas de caráter intermediário a ácido, há solos rosados de textura argilossiltosa, que transicionam para o topo a uma fina camada de solo mais escuro com superior conteúdo de matéria orgânica. Em profundidade, mostram dois comportamentos distintos: ora transicionam continuamente até a rocha fresca, com a passagem por rególitos bandados de cor cinza-acastanhada ou rósea, listrados de branco, dependendo a cor da liberação do ferro dos minerais máficos; ora passam bruscamente à rocha fresca, fato que é mais comum na porção sudeste da folha. Esses solos suportam matas densas, quase todas destruídas nos dias atuais.

Os anfibolitos geram solos argilosos de coloração vermelha a marrom, laterizados na superfície pelo acúmulo de óxidos de ferro hidratados. A passagem da rocha ao solo mostra um rególito de cor ocre, muitas vezes poroso pela saída dos elementos solúveis, fixando os compostos de ferro e alumínio. Essa rocha costuma associar-se aos gnaisses em forma de corpos alongados, o que leva à alternância de faixas de solo rosado e solo vermelho-marrom.

Na porção noroeste da folha, ocorrem algumas faixas de xisto granatífero, que costumam gerar solos lateríticos, pobres em nutrientes e muito pouco espessos, geralmente mostrando-se a rocha intemperizada à superfície. Nesses terrenos, é constante a presença de fragmentos de rocha, grãos e fragmentos de quartzo e granadas oxidadas. A vegetação que se desenvolve sobre tal solo geralmente é

rasteira, do tipo campos naturais. Algumas matas são encontradas ao longo das drenagens.

Quartzitos têm presença marcante na porção ocidental da folha. A desagregação de tais rochas leva a um material arenoso de grão fino a grosso, essencialmente quartzoso. Nos locais planos ou de baixa declividade, há uma concentração de matéria orgânica negra, que ocupa os interstícios entre os grãos de quartzo, formando um leito com alguns decímetros de espessura, geralmente muito úmido, onde se desenvolve uma vegetação preferencialmente rasteira, do tipo campos naturais. Nas áreas altas, mais secas, o solo é muito pobre e a vegetação é de cerrado com predominância de candeias.

Ao longo dos principais cursos d'água, podem ocorrer planícies aluviais (várzeas) de carater argilo-arenoso, com maior contribuição orgânica, gerando solos transportados de maior fertilidade.

3.2 Aspectos socioeconômicos

Em 1989, o Banco de Desenvolvimento de Minas Gerais – BDMG, apresentou um diagnóstico e perspectivas para a economia do estado de Minas Gerais, abordando temas como indústria, agropecuária, energia, transportes e mineração. Tal estudo levou em consideração as diversidades territoriais do estado, sendo então apresentado por macrorregiões de planejamento.

A área recoberta pelo Projeto Barbacena insere-se na região II, denominada região da Mata, e que está localizada no sudeste de Minas Gerais, na divisa com o estado do Rio de Janeiro. É constituída por 127 municípios, sendo suas duas principais bacias hidrográficas as dos rios Pomba e Piranga. A superfície regional é de 37.600.000km^2, o que corresponde a 6,4% da superfície do estado.

Em função de suas características, a região da Mata possui apenas um grande centro urbano, Juiz de Fora, a segunda maior cidade do estado, com cerca de 300 mil habitantes (1980), situada no segundo nível hierárquico urbano e constituindo um centro regional no âmbito estadual. A influência transmitida pelo Rio de Janeiro não se tem refletido em estímulos ao desenvolvimento da região, que, entretanto, em função de maior relevância no passado, possui algumas cidades de porte significativo, sem maior destaque em termos de polarização.

A população é de 1,72 milhão (1988), equivalendo a 11,0% do total do estado. O número de habitantes da área rural corresponde a 30,6% do total regional. Essa região, reproduzindo o padrão estadual, é expulsora de população. Seu saldo líquido migratório, na década de 1970, foi de -295 mil pessoas.

Sua produção industrial significou, aproximadamente, 7% da produção do estado em 1980, contra 9% em 1970, configurando o maior declínio relativo regional da década. Seu PIB *per capita* representava 67% do estadual em 1980.

A região possui três parâmetros que caracterizam seu setor rural: ocupação agrícola antiga, agricultura tradicional e preponderância de pequena produção. Ademais, a agropecuária participa com apenas 12,5% na formação do PIB regional, que é a terceira menor participação do estado. Possui a estrutura fundiária menos concentrada de Minas Gerais, com 90,9% dos menores estabelecimentos, que correspondem ao estrato de 0 a 100ha, ocupando 49,67% da área; as propriedades com superfície entre 100 e 1.000ha representam 8,85% do número de estabelecimentos e ocupam 46,11% da região. Os estabelecimentos com mais de 1.000ha são apenas 0,01% do total e ocupam 4,2% em área.

Suas terras não apresentam boa aptidão agrícola para culturas anuais. Quase toda a superfície é, genericamente, classificada como de aptidão regular para pastagem plantada, o que indica a presença de restrições edáficas para culturas. Somente uma pequena área, circunvizinha às cidades de Barbacena e Carandaí, recebe a classificação de aptidão regular para culturas. A presença de restrições edáficas implica a necessidade de práticas agrícolas de alto nível tecnológico, com aplicação intensiva de capital, associadas a projetos de larga escala que estão, normalmente, além das possibilidades individuais dos agricultores.

Além das limitações impostas pela aptidão agrícola de suas terras, a região tem na topografia irregular e excessivamente montanhosa (principalmente pela presença da serra da Mantiqueira) uma ponderável restrição ao desenvolvimento agrícola.

Tem-se evidenciado retração de área em lavouras tradicionais, com expansão significativa apenas do café e da cana-de-açúcar. Destaca-se na produção de arroz irrigado, em decorrência da atuação do Prodemata e é a primeira produtora estadual de fumo, a segunda em café e arroz irrigado e a terceira em cana-de-açúcar. Registra-se queda da pecuária bovina, suína e avícola. Quantitativamente, a agricultura é de importância intermediária, detendo 11,4% da área colhida do estado, 10,5% do valor bruto da produção agrícola e 9,7% da produção de grãos.

O sistema de transportes é bem-desenvolvido, não se constituindo num entrave para o crescimento da agricultura. As principais rodovias são: a BR-116 e a BR-267, que, conectadas, atravessam toda a região no sentido nordeste-sudeste; a BR-040, que corta a região no sentido noroeste-sudeste; e a BR-262, que atravessa o norte da região, no sentido leste-oeste.

Existem dois ramais ferroviários importantes: o que liga Belo Horizonte ao Rio de janeiro e corta a região da Mata no sentido noroeste-sudeste, passando por Juiz de Fora, e o que atravessa a região um pouco mais ao norte, ligando Belo Horizonte a Campos, no estado do Rio de Janeiro.

A região da Mata vem-se constituindo em persistente preocupação, face ao seu quadro mais geral de estagnação agrícola e industrial. Embora haja exemplos dinâmicos, como a Mendes Júnior (siderurgia) e a CPM (metalurgia de zinco), em Juiz de Fora, e a Indústria Matarazzo (papel

e celulose), em Cataguases, predominam segmentos tradicionais dos ramos sucro-alcooleiro nas imediações de Ponte Nova, têxtil e de confecções, em Juiz de Fora, e moveleiro, em Ubá. Apesar de a região não ter ficado totalmente à margem da industrialização mais recente, não foi uma beneficiária representativa no processo, sequer no grupo dos Bens de Consumo Não-Duráveis.

Na área abrangida pela folha Lima Duarte, na região da Mata, a principal atividade econômica é a pecuária leiteira, com inúmeras fábricas de laticínios espalhadas pelas zonas rurais nos diversos municípios. A agricultura é pouco desenvolvida, quase que de subsistência. A indústria extrativa está voltada diretamente para a madeira, com algumas regiões já totalmente desmatadas para a produção de carvão vegetal.

Grandes reflorestamentos de eucaliptos são encontrados na porção nordeste da folha, interessando a três grandes grupos industriais: Cia. Paraibuna de Metais, Tora Reflorestamento (Grupo Matarazzo) e Cia. Carbureto de Cálcio.

3.3 Geomorfologia

As principais feições hidrográficas e de relevo da folha Lima Duarte estão esboçadas na figura I.3.1. Do ponto de vista do relevo, importantes superfícies de aplainamento podem ser facilmente definidas, com topos em torno das cotas de 1.800m (superfície Gonduana), 1.200m e 950m (superfície Sul-Americana). Uma outra superfície tem topo por volta de 600m (superfície Paraguaçu?) e está muito pouco representada na folha.

O estabelecimento dessas superfícies baseou-se no tratamento estatístico dos pontos cotados, mostrados nas folhas topográficas da Carta do Brasil em escala 1:50.000, que compõem a folha Lima Duarte na escala 1:100.000.

A superfície mais elevada (superfície Gonduana), reflete um primeiro ciclo erosivo; tem apenas alguns testemunhos na serra do Ibitipoca, com ponto culminante em uma chapada de 1.784m (pico do Ibitipoca). Tal superfície está sustentada por serras quartzíticas, que modelam formas alcantiladas de relevo, decrescendo rapidamente para a superfície de 1.200m. Nesse intervalo (1.800 a 1.200m) encontram-se a serra do Ibitipoca, parte da Mantiqueira e as serras de Lima Duarte e Negra, que podem estar representando testemunhos de uma superfície pós-Gondwana.

A superfície Sul-Americana marca um novo ciclo erosivo, com topo a 1.200m e vales próximos a 1.100m, entalhados pelo ciclo de erosão Velhas, no planalto da Mantiqueira.

A sudeste da escarpa da serra da Mantiqueira uma nova superfície está representada, com topos a 950m e vales a 800m (possivelmente representantes, também, das superfícies Sul-Americana e Velhas). Estes decrescem continuamente para sudeste, no sentido do vale do rio do Peixe, onde registra-se, junto ao povoado de Monte Verde, a cota de 520m, valor já pertencente ao ciclo de erosão Paraguaçu, cujo limite superior está próximo à cota de 600m, decrescendo continuadamente a jusante (conforme estabelecido para as folhas ao sul em trabalhos realizados pelo Departamento de Recursos Minerais do Governo do estado do Rio de Janeiro; Barbosa et al., 1983a). Nessa região de Monte Verde, ainda são freqüentes cotas por volta de 900m, com vales profundamente encaixados e forte erosão a montante.

O ciclo de erosão Velhas não atinge uma fase de aplainamento completo, definindo uma superfície difásica com linhas de cristas truncadas (superfície Sul-Americana) e vales rebaixados de 100 a 150m (superfície Velhas).

A observação do esboço geomorfológico (figura I.3.1), onde tais superfícies estão representadas, mostra claramente um relevo elevado na porção ocidental da folha, com rebaixamento escalonado no sentido do oriente.

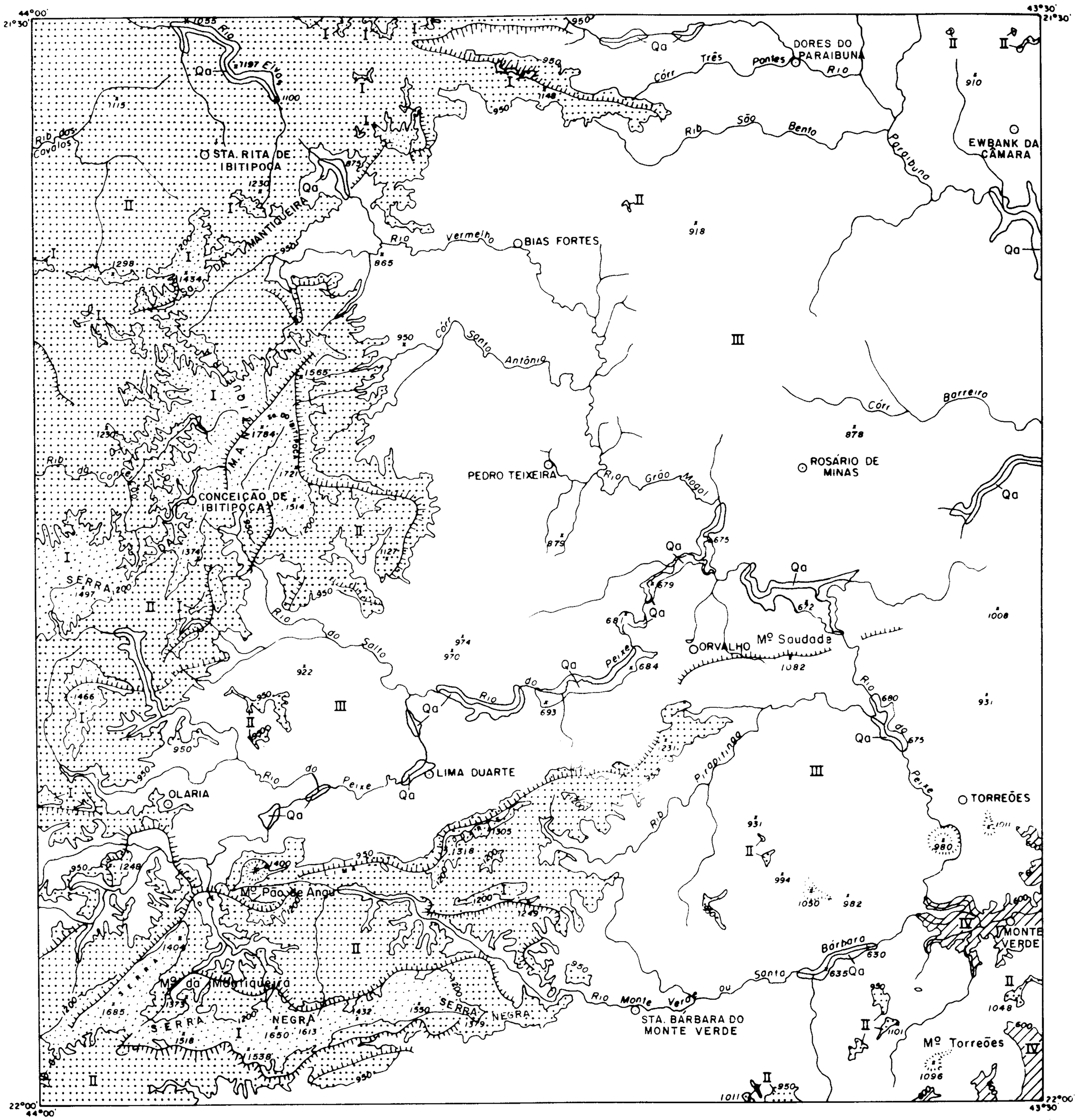
A faixa ocupada pelo intervalo de cotas de 1.200 a 950m mostra um relevo bastante acidentado, com forte erosão a montante, vales encaixados e encachoeirados e amplas encostas rochosas. Situação semelhante é observada no rebaixamento da superfície de 1.800 para 1.200m.

Na superfície com topo a 1.200m, próximo ao extremo-norte da folha, mostram-se algumas feições de vales afogados, com formação de várzeas pela deposição de detritos aluviais. Esse fenômeno favorece um maior desenvolvimento do intemperismo químico, o que leva a uma intensa meteorização do substrato rochoso. Assim, são gerados espessos pacotes regolíticos e as exposições de rochas frescas tornam-se pouco freqüentes. Tal superfície tem feições de relevo em fase de maturidade. Já a superfície com topo a 950m ainda mostra feições de relevo em fase de juventude como vales estreitos e encaixados, com tendência ao rebaixamento para 600m.

Na porção sudeste da folha, em parte da bacia do rio do Peixe, o intemperismo físico é predominante, mostrando-se vales com amplas exposições rochosas tanto nas encostas dos morros quanto no leito das drenagens.

Na periferia das principais exposições de quartzitos, são conspícuas amplas coberturas arenosas, que, além de prejudicarem as observações de cunho geológico, comprometem a qualidade do solo.

A evolução e regressão das vertentes seguem segundo linhas de declividade constante, paralelas às encostas e normais aos eixos dos vales, sem rebaixamento significativo dos topos. Com a continuação do processo, formam-se os pedimentos entre o sopé das vertentes e a drenagem. A aglutinação dos vários pedimentos de uma mesma superfície leva à formação das pediplanícies.



LEGENDA

CICLOS EROSIVOS

- I — Superfície acima de 1200 m (topo: 1784 m)
- II — Superfície entre 1200 e 950 m
- III — Superfície entre 950 e 600 m
- IV — Superfície abaixo de 600 m (base: 520 m)

- Qa — Depósitos aluvionares
- —950— Limite de superfície erosiva
- x 918 — Pontos de controle altimétrico (cota)
- Forma escarpada de relevo, linha cheia no topo, farpas na escarpa.
- Morros do tipo "pão de açúcar"

DECLINAÇÃO MAGNÉTICA 1989
E CONVERGÊNCIA MERIDIANA
DO CENTRO DA FOLHA

NM NQ NG
19°57'
0°30'24"

0 2 4 6 8 10km

A DECLINAÇÃO MAGNÉTICA
CRESCE 8' ANUALMENTE

Fig. I.3.1 – Esboço geomorfológico da folha Lima Duarte.

Capítulo 4
Trabalhos Anteriores

por
Claiton Piva Pinto

Segundo Murta (in: Eschwege, 1833, *Pluto Brasiliensis*,1833, tradução de Murta, D. F., 1979, p. 12 e 13, N.T.), na região sudeste, os trabalhos geológicos com caráter científico tiveram início no princípio do século passado com Eschwege (1817) e prosseguiram com Pissis (1842), Liais (1872), Gerber (1874) e Derby (1881-1887); no início deste século, Derby (1906) propôs um empilhamento estratigráfico em cinco grupos definindo uma série de Minas, que se posicionaria sobre: *gneiss* e micaxisto (Laurenciano) e sob arenito quartzítico, sobre xisto argiloso, calcário e arenito (Siluriano ou Devoniano); e sobre arenito, esse último no topo da seqüência.

Harder & Chamberlin (1915) ampliaram a abrangência da série de Minas de Derby (1906), incluindo nela o seu arenito quartzítico e subdividindo-a em:

Quartzito de Itacolomi;
Xisto e quartzito de Piracicaba;
Formação ferruginosa de Itabira; Xisto de Batatal;
Quartzito Caraça.

O gnaisse e micaxisto (de Derby) foram posicionados no Arqueano Provável.

Rimann (1920) subdividiu a série de Minas em Camadas Itacolumi (Cambriano), Diamantina (Algonquiano) e Itabira (Arqueano).

Bastos & Erichsen (1927) correlacionaram os quartzitos das serras do Lenheiro e São José à série de Lavras de Derby (1906) e os micaxistos e calcários de São João del Rei à série de Minas.

Guimarães (1931) separou da série de Minas uma série de Itacolomi, como andar superior do Algonquiano e com a mesma conotação do arenito quartzítico de Derby (1906). Atribui idade algonquiana inferior à série de Minas.

Freyberg (1932) propôs a designação de formações Espinhaço para as seqüências que se desenvolvem nas serras quartzíticas a NE do Quadrilátero Ferrífero, mantendo série de Minas para as demais.

Moraes Rego (1933) empregou as denominações *gneiss* do Paraíba, para um gnaisse leptinítico do vale do Paraíba, em São Paulo, e *gneiss* Porphyroidal, para o gnaisse formador das serras do Mar e da Mantiqueira.

Guimarães (1937) correlacionou os quartzitos das serras do Lenheiro e São José à série Itacolomi.

Leonardos (1940), em trabalhos na região centro-sul de Minas Gerais, definiu as formações Carandaí (metatilitos na parte inferior e calcários e rochas filíticas na parte superior, depositados discordantemente sobre rochas granitóides) e Tiradentes (quartzitos e arenitos conglomeráticos da serra homônima).

Barbosa (1949) propôs a subdivisão da série de Minas nas formações Santo Antônio (granito, anfibolito, esteatito, talcoxisto, conglomerado e quartzito) e Ouro Preto (filito, dolomito, itabirito e quartzito).

Barbosa (1954) restringiu a abrangência da série de Minas criando as séries Mantiqueira (gnaisses, com mergulhos suaves para sul, aflorantes nos arredores de Santos Dumont) e Barbacena (micaxistos, cloritaxistos, anfiboloxistos, talcoxistos etc.), esta, mais nova e depositada em discordância sobre a anterior.

Rosier (1952) definiu o complexo do Paraíba para reunir gnaisse com plagioclásio, mais ou menos injetado de material aplito-pegmatítico mais recente, aflorante no vale do Paraíba, na região de Juiz de Fora (MG).

Dorr II et al. (1954) reconheceram na região do Quadrilátero Ferrífero uma discordância entre a série Minas e uma seqüência de quartzitos, filitos e micaxistos até então reunidos nessa série ou, em parte, tidos como xistos arqueanos. Em 1957, os mesmos autores definiram a série Rio das Velhas para reunir tais metamorfitos e a subdividiram nos grupos Nova Lima (inferior: xistos, filitos metassedimentares e metavulcânicos e, subordinadamente, formação ferrífera laminada, grauvaca, uma rocha quartzo-anquerítica, maciça, em camadas espessas, quartzito sericítico e conglomerado xistoso) e Maquiné (superior), este, por sua vez, dividido nas formações Palmital (inferior: quartzossericitaxisto ou filito, com lentes intercaladas de quartzito sericítico) e Casa Forte (superior: conglomerado e quartzito sericítico maciço, com intercalações de xisto ou filito). A série de Minas foi dividida, do topo para a base, em:

- Grupo Piracicaba: Formações Sabará, Barreiro, Taboões, Fecho do Funil e Cercadinho;
- Grupo Itabira: Formações Gandarela e Cauê;
- Grupo Caraça: Formações Batatal e Moeda.

Quadro I.4.1 – Correlações Estratigráficas Baseadas em Ebert (1955 a 1971).

Região	Centro-Sul de Minas			Sul de Minas – Vale do Paraíba				Zona de Lavras – Lambari		Centro-Norte de Minas	São Paulo
Idade	Grupo		Formação	Série ou Grupo				Grupo	Formação	Formação	
Neo-Algonquiano	Epizona	São João del Rei	Prados ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ Barroso ~ ~ ~ ~ ~ ~ ~ Carandaí Tiradentes	Mesozona	Andrelândia (1)	Catazona	Charnoquitização/ Microclinização	Paraíba | Juiz de Fora	São João del Rei (3)	Macaia Barroso Rio das Elvas-Lambari 2) Tiradentes (?)	Indaiá Macaúbas Itacolomi	FormaçãoEleutério Grupo Itapira
Paleo-Algonquiano	Série de Minas										
Arqueano	Formação Lafaiete Fase granítica pós-Barbacena (Série/Grupo) Formação Barbacena (4) (----------) Grupo Amparo Fácies Sedimentar / Fácies Metabasítica ~ Série Mantiqueira (Barbosa, 1954)										

Correlações de Ebert (1968):
(1) Correlaciona-se ao grupo Itapira em SP
Correlaciona-se ao grupo Varginha em MG
(2) Correlaciona-se à Fm. Pouso Alegre (Leonardos Jr. et al., 1971)
(3) Correlaciona-se ao grupo Açungui
(4) Correlaciona-se ao grupo Amparo em SP

(~ ~ ~) Discordância.

Schorscher (1979) definiu (informalmente) o grupo Quebra Osso (constituído principalmente por rochas ultramáficas intrusivas e extrusivas do tipo *greenstone*) como unidade basal do supergrupo Rio das Velhas, passando o grupo Nova Lima a ocupar uma posição intermediária.

Ladeira (1980) subdividiu o grupo Nova Lima em uma unidade basal (metavulcânica), uma unidade intermediária (metassedimentar química) e uma unidade superior (clástica). Ladeira et al. (1983) não reconheceram o grupo Quebra Osso (Schorscher, op. cit.), por considerarem seus litótipos como parte do grupo Nova Lima.

Enquanto na década de 1950 os trabalhos na região do Quadrilátero Ferrífero eram executados pelas equipes do DNPM/USGS, chefiadas por N. V. Dorr II, no sentido do sul e sudoeste trabalhavam Ebert e Rosier, com alguma participação de Otávio Barbosa.

Ebert (1955) apresentou uma primeira divisão estratigráfica para o centro de Minas, considerando-o uma "região pouco metamorfizada durante a última orogênese", e compara essa região com o "suleste de Minas e vale do Paraíba", que foi uma "região muito metamorfizada durante a última orogênese". Ebert (1956a, b, 1957, 1967, 1968, 1971) e Ebert et al. (1958) continuaram os trabalhos na região, estando os resultados esquematicamente reunidos nos quadros I.4.1, I.4.2, I.4.3 e I.4.4.

A região foi dividida em terrenos arqueanos, algonquianos e pós-algonquianos. No Arqueano, estariam a série Mantiqueira e a série Barbacena (Barbosa, 1954), esta dividida em uma *greenschist-facies* (filitos, serpentinitos, talcoxistos etc.) e em uma fácies anfibolítica (biotita-xistos, biotita-quartzitos, anfibolitos, hornblenditos etc.).

Ebert (1956b) definiu a formação Lafaiete (micaxistos, grauvacas, quartzitos, ultrabasitos, itabirito e gonditos) como mais nova que a sua formação Barbacena (fácies sedimentar: micaxistos grauvaquianos, arcózios, quartzitos ou conglomerados; fácies metabasítica: anfibolitos, serpentinitos, hornblenditos, talcoxistos, tremolita-xistos), e dela derivada, em parte, por "ressedimentação dos produtos de desmoronamento dos metabasitos...". Na mesma oportunidade colocou dúvidas quanto ao posicionamento da série Mantiqueira de Barbosa (1954), em relação à formação Barbacena, levantando a hipótese de serem a mesma unidade com uma faciologia metamórfica distinta. Dada a precariedade do conhecimento sobre essas duas últimas unidades, sugeriu que se adotasse a definição de pré-Minas para o embasamento conforme havia proposto Rynearson et al. (1954). Descreveu uma fase granítica pós-Barbacena (trondhjemítica, granodiorítica, granítica e quartzodiorítica) que, acrescida dos ultrabasitos e gabros dessa formação, constituiriam uma província magmática neo-arqueana que não teria atingido a formação Lafaiete.

Quadro I.4.2 – Divisão Estrutural do Pré-Cambriano Superior no Sul do Estado de Minas Gerais e no Estado do Rio de Janeiro, Preparado a Partir dos Dados de Ebert (1968).

Faixa Orogênica de Idade Assíntica	Intérnides	A. A serra do Mar com estrutura semelhante a um meganticlinal... (Rosier, 1957); B. A divergência ("sinclinal" em forma de leque) do vale do Paraíba (Lamego, 1948);
	Extérnides	C. A zona de vergência constante (de Juiz de Fora até Barbacena) com o sentido dos movimentos tectônicos dirigido para o interior (estutura imbricada); D. Zona de dobramentos e falhamentos mais suaves (Ebert et al., 1958).

Quadro I.4.3 – Divisão Metamórfica do Pré-Cambriano Superior no Sul do Estado de Minas Gerais e Estado do Rio de Janeiro, Preparada a Partir dos Dados de Ebert (1968).

Unidade		Fácies Metamórfica	Subfácies	Observação
Antepaís da Faixa Orogenética Assíntica	Bacia do Rio São Francisco	anquimetamórfica.		
	Zona do Espinhaço	xisto-verde.	com clorita.	
Faixa Orogenética Assíntica	D	xistos-verdes.	com biotita.	
	C	anfibolítica.	com estaurolita e distênio.	
	B	anfibolítica.	com silimanita.	com numerosas intercalações charnoquíticas até a faixa transitória com C.
	A	anfibolítica.	com silimanita.	com forte granitização.

Quadro I.4.4 – Divisão Estratigráfica do Pré-Cambriano Superior no Sul do Estado de Minas Gerais e no Estado do Rio de Janeiro, Preparada a Partir dos Dados de Ebert (1968).

Grupo		Unidade Estrutural	Litologia	Observação
Pré-Cambriano Superior	São João del Rei	D	Metassedimentos clásticos finos e metacalcários.	Reúne as formações Tiradentes, Carandaí, Barroso e Prados, conforme definidas por Ebert.
	Andrelândia e Paraíba* (em parte)	C	Micaxistos e quartzitos, menos freqüentemente metassedimentos, ricos em feldspato.	
	Paraíba	A e B	Sedimentos eogeossinclinais, metagrauvacas, metarcózios e, mais raramente, quartzitos e metacalcários.	

(*) "Foi abandonado, posteriormente, o nome 'Juiz de Fora' para as partes do grupo Paraíba ricas em charnoquitos..." (Ebert, 1957a, p. 511; 1962, p. 53), in: Ebert, 1968, p. 218.

Ebert et al. (1958, p. 47, 72) chamaram de gnaisses do tipo Piedade (no mesmo trabalho usam os termos gnaisse Piedade e grupo Piedade) a gnaisses miloníticos bandados, com camadas claras aplíticas, camadas acinzentadas (paragnaisses?), leitos de biotita e camadas delgadas de metabasitos, aflorantes nos arredores da cidade de Piedade (MG). Correlacionam-o à fácies sedimentar da série Barbacena.

Ebert, ao longo de 1955 a 1971, adotou a divisão do Algonquiano em paleo- e neo-. No Paleoalgonquiano, posicionou a série de Minas, em discordância sobre as rochas arqueanas. Para o Neo-Algonquiano apresentou uma série de divisões estratigráficas, baseadas no seu conhecimento adquirido em anos de trabalhos de campo nas regiões centro e sul de Minas Gerais.

Na epizona, posicionou o grupo São João del Rei (Ebert, 1967) criado para reunir, a partir do topo, as formações Prados (filitos pretos, metassiltitos de grauvacas, filitos argilosos, mais raramente grauvacas e conglomerados), Barroso (calcifilitos e calcários), Carandaí (grauvacas, conglomerados, xistos listrados) e Tiradentes (quartzitos e conglomerados arcozianos, metarcózios, metassiltitos, calcários dolomíticos). Seu correlato na mesozona é o (série)-grupo Andrelândia (Ebert, 1956a), dividido em quatro unidades:

a) micaxistos claros, com muita moscovita e granada (± distênio, estaurolita e rutilo);
b) micaxistos escuros, ricos em biotita e plagioclásio, com granada subordinada;
c) quartzitos puros ou com moscovita, distênio e granada;
d) metarcózios listrados.

Na catazona, posicionou o grupo Paraíba – ex-série Paraibuna e Paraíba (gnaisses caracterizados por intensa adição do potássio) – e a série Juiz de Fora (gnaisses de desidratação e descalcinação de charnoquitos, gnaisses com granada e silimanita, psamitos de granulação grossa a média, quartzito feldspático).

Ebert (1957; in: Ebert, 1968) abandonou o termo série Juiz de Fora (Ebert, 1956a) em favor de grupo Paraíba.

Nesse esquema de metamorfismo crescente para sul, considerou a formação Carandaí estratigraficamente idêntica ao grupo Andrelândia, que se mostra "num estado de metamorfismo regional muito mais elevado". Este, por sua vez, transiciona para os gnaisses catametamórficos da série Juiz de Fora (posteriormente reunida no grupo Paraíba).

Dutra & Guimarães (1961) mantiveram a série Juiz de Fora e estabeleceram uma origem magmática para grande parte das rochas charnoquíticas.

Ebert, mais tarde, restringiu a distribuição da formação Carandaí aos arredores da cidade homônima, passando a denominar sua projeção para sudoeste (região de São João del Rei-Lavras) de formação Rio das Elvas, correlata à formação Lambari (Ebert, 1971) que, por sua vez, se correlacionaria à formação Pouso Alegre (Leonardos Júnior et al., 1971).

A formação Prados correlacionou à formação Macaia (Ebert, 1971), definida na região de Lavras para reunir arenitos, grauvacas e arcózios, com pequena contribuição de sedimentos finos a até muito finos, mas com maior deformação e recristalização filonaítica.

Ebert (1968) fez referência à bifurcação da faixa orogênica formada pelos sistemas Paraibides e Araxaídes, por ele definidos (Ebert, 1956b):

a) os Paraibides, que continuam através do estado de São Paulo até Paraná e Santa Catarina;

b) os Araxaídes, que contornam a bacia do rio são Francisco, dobrando para NW e, em Goiás, para norte.

Nesse mesmo trabalho, também apresentou hipótese sobre a origem dos charnoquitos e granulitos do sul de Minas Gerais, chegando à conclusão da existência de rochas orto- e paraderivadas. Em 1971, voltou a tratar da questão dos Paraibides e Araxaídes.

Rosier (1957) concentrou seus trabalhos na serra do Mar, dividindo o Algonquiano dessa região em uma série superior mesometamórfica (quartzitos, mármores, anfibolitos, actinolita-xistos e moscovita-gnaisses) e uma série Inferior, com paragnaisses catametamórficos, subdividida em:

a) série kinzigítica (plagioclásio-biotita-granada-silimanita-gnaisses);

b) série charnoquítica (plagioclásio-biotita-hiperstênio-gnaisses), semelhante à série Juiz de Fora, de Ebert (1956);

c) plagioclásio-augita-hornblenda-biotita-gnaisses.

Rosier (1965) apresentou novos dados sobre a geologia da faixa limítrofe entre os estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais.

Esses dois autores, Ebert e Rosier, e mais a equipe de Dorr II, estabeleceram as bases para a estratigrafia da região centro-sul de Minas Gerais e parte do Rio de Janeiro, cada qual responsável por uma determinada região.

Nos anos 70, a CPRM assumiu a execução dos programas de mapeamento geológico na escala 1:250.000.

Brandalise et al. (1971) apresentaram uma geologia preliminar da região meridional de Minas Gerais, com mapas na escala 1:250.000.

Lima et al. (1974) concluíram os trabalhos do Projeto Mapeamento Geológico da Geotransversal E-W, Setor G, abrangendo as regiões a leste do Quadrilátero Ferrífero até Manhuaçu.

Braun & Baptista (1976) ampliaram substancialmente a abrangência do grupo Barbacena, passando a considerá-lo como Associação Barbacena, subdividida em vários complexos. No resumo de seu trabalho escreveram:

> Quanto à nomenclatura, conclui-se que série Barbacena, série Rio das Velhas e supergrupo Espinhaço são termos conflitantes e inadequados, pois designam a mesma seqüência, já chamada de série de Minas, por Derby. A formação Sabará, em sua localidade-tipo, designa milonitos dos plutonitos do embasamento da série de Minas, xistos metabasíticos intrusivos, xistos metavulcânicos ácidos da seqüência Minas etc., não se referindo a nenhum estrato superior dessa seqüência. O grupo Nova Lima, em sua localidade-tipo, designa uma seqüência semelhante e provavelmente síncrona à denominada grupo Piracicaba, nas proximidades de Ouro Preto e sua própria localidade-tipo, porém preenchendo compartimentos distintos. Por todo o Quadrilátero Ferrífero, são identificados como Nova Lima, xistos de diversas origens e idades (a maior parte são filonitos de básicas e intermediárias ou das próprias rochas do embasamento). Para efeito de correlações, sugere-se uma divisão em grandes associações litostruturais denominadas Paraíba do Sul, Barbacena e Araxá, sendo também sugerida a utilização do termo "série" Minas, dentro da concepção de Derby, e "série Itacolomi", na concepção de Guimarães & Jacques de Moraes. Faz-se a sugestão de uma revisão completa e minuciosa, tanto estrutural como litológica no sul do Espinhaço, incluindo o Quadrilátero Ferrífero.

Brandalise et al. (1976), seguindo essa orientação, adotaram as divisões em associação Paraíba do Sul e associação Barbacena, sem conotação estratigráfica; a associação Paraíba do Sul foi subdividida em complexo Migmatítico (migmatitos e granitóides), complexo Charnoquítico (ortometamorfitos básicos metassomatizados: charnoquitos, enderbitos, birkremitos, metadioritos, gnaisses charnoquíticos, granulitos granatíferos localmente migmatíticos e quartzitos), contendo ainda biotita-gnaisses com granada, silimanita, estaurolita e anfibólio, quartzoxistos, micaxistos, mármore, gnaisses a duas micas e lentes de charnoquito. A associação Barbacena reuniu micaxistos e quartzitos granatíferos com estaurolita, cianita, silimanita e andalusita; rochas carbonáticas, metabasitos, ultrabasitos e biotita e/ou anfibolognaisses bandados localmente migmatizados.

Essa divisão incluiu parte das rochas definidas como grupo São João del Rei e Andrelândia por Ebert em seus trabalhos.

Silva et al. (1978) apresentaram na legenda da folha Barbacena 1:250.000 a associação Paraíba do Sul formada por um complexo Charnoquítico equivalente ao de Brandalise et al. (op.cit.). A associação Barbacena foi subdividida em complexo Gnáissico-Migmatítico (granitóides ácidos a intermediários foliados a gnáissicos e milonito-gnaisse), complexo Bonsucesso (conjunto litológico cataclástico: ultrabasito xistificado, quartzitos micáceos ou ferruginosos, filitos), complexo São João del Rei (unidades Prados, Carandaí e Tiradentes), complexo Andrelândia (xistos granatíferos, quartzitos, gnaisses, metacalcários; ressaltam que os xistos de oeste são similares aos da unidade Carandaí e os contatos são gradativos com o complexo Piedade), complexo Piedade (gnaisses com freqüentes intercalações de anfibolitos e quartzitos e intercalações locais de xistos; gnaisses sieníticos do Matola; gnaisses com bandamento fino, em Piedade, com rochas gabróicas intercaladas).

A mesma linha de ação foi adotada por Fontes et al. (1978) no Projeto Jequitinhonha.

Trouw et al. (1980) definiram um grupo Carrancas, com características intermediárias entre os grupos São João del Rei e Andrelândia, posicionando-o no Proterozóico Supe-

rior. Dividiram-no em formação São Tomé das Letras (quartzitos micáceos, localmente conglomeráticos, ricos em opacos) e formação Campestre (cloritóide-filitos grafitosos ou xistos em intercalações centimétricas a métricas com quartzitos).

Karfunkel & Noce (1983) dividiram o grupo São João del Rei nas formações Tiradentes, Carandaí e Rio Elvas, incluindo as formações Prados e Barroso (de Ebert), na formação Rio Elvas. Advogaram para a formação Carandaí uma origem glacial. Noce (1987) abandonou tal subdivisão, passando a adotar, com modificações, a divisão do grupo São João del Rei em sete unidades (A a G), conforme apresentada por Valeriano (1985; in: Noce, 1987).

Barbosa & Grossi Sad (1983a) apresentaram uma proposta de divisão do complexo Juiz de Fora em unidade Comendador Venâncio (rochas da seqüência charnoquítica, tendo quartzito e biotita-gnaisse diaftorético como litologias subordinadas) e unidade Raposo (diaftoritos com evidências mineralógicas e petrográficas de derivação a partir de rochas da seqüência charnoquítica), além de uma unidade Itaperuna (granulitos *s.s.*). Trataram, também, da petrografia (1983b) e da petrologia e geoquímica (1983c) dos charnoquitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais-Rio de Janeiro. Grossi Sad & Barbosa (1985) voltaram a tratar da origem dessas rochas.

Grossi Sad et al. (1983) correlacionaram a formação Lafaiete (de Ebert, 1956b) ao grupo Nova Lima.

Machado Filho et al. (1983) definiram um complexo Barbacena ("metatexitos com paleossomas xistosos básicos e ultrabásicos e neossomas granodioríticos e graníticos,..., posicionados no cráton do São Francisco"), um complexo Juiz de Fora (seqüência de rochas da suíte charnoquítica, predominantemente enderbítica, com faixas kinzigíticas intercaladas), um complexo Paraíba do Sul (gnaisses e migmatitos extremamente bandados e cataclásticos, aflorantes no vale homônimo, rochas kinzigíticas, charnoquíticas e granitóides) todos de idade arqueana. Mantiveram os supergrupos Rio das Velhas e Minas e os grupos Lafaiete e Dom Silvério como entidades perfeitamente individualizadas. O grupo Andrelândia foi dividido em unidades litológicas e mineralógicas. Para o grupo São João del Rei mantiveram a divisão original de Ebert acrescida da formação Carandaí (siltitos homogêneos com intercalações decimétricas e métricas de filito grafitoso; subordinadamente ocorrem grauvacas e arenitos ferruginosos), considerando-a depositada diretamente sobre o complexo Barbacena. O grupo Carrancas foi separado nas formações São Tomé das Letras, Campestre e Rio Elvas (que Ebert colocou no grupo São João del Rei). Consideraram esses três últimos grupos como sendo do Proterozóico Inferior. O "gnaisse Piedade foi considerado como resultado de um tectonismo de cisalhamento horizontal, de idade arqueana ou transamazônica, que atuou sobre rochas do complexo Barbacena e supergrupo Rio das Velhas..."

Evangelista (1984, 1985) estudou estreita faixa entre o Quadrilátero Ferrífero e Ponte Nova, definindo o complexo Granulítico de Acaiaca (piribolitos, piriclasitos, plagiogranulitos, kinzigitos, diques pegmatóides e rochas retrometamórficas derivadas das rochas de alto grau). Teixeira et al. (1987a) voltaram a tratar dessas rochas com ênfase à idade, petrogênese e tectônica.

Trouw et al. (1986) apresentaram uma *Contribuição à Geologia da Folha Barbacena - 1.250.000* que incluiu a própria região de Carrancas, onde o grupo homônimo foi definido, desconsiderando-o com a seguinte citação: "Contrários a propostas anteriores, envolvendo o grupo Carrancas (Trouw et al., 1980, 1983, 1984), propomos aqui uma subdivisão dessa unidade sedimentar em duas fácies: a fácies São João del Rei com quartzitos maturos e metacalcários e outra fácies, rica em quartzitos e metagrauvacas, aqui denominada fácies Luminárias". Nesse esquema, a fácies Luminárias corresponderia à porção basal do grupo Andrelândia. Dividiram a fácies São João del Rei em cinco unidades, a fácies Luminárias em sete, e o grupo Andrelândia em cinco, embora mostre-se com seis na legenda da carta. Grossi Sad & Dutra (1988) apresentaram um trabalho sobre a composição química das rochas supracrustais do grupo Paraíba do Sul, onde é mostrado um mapa na escala 1:1.000.000, com uma nova divisão estratigráfica (formações Desengano, Imbé, Itaocara e Euclidelândia).

O mapa citado é resultado de um trabalho de compilação de dados, desenvolvido por Grossi Sad & Pinto, desde 1983, envolvendo, de maneira geral, os levantamentos geológicos executados para o DRM, na escala 1:50.000, e que foi apresentado, na escala 1:500.000 durante o 1o. Simpósio de Geologia da Região Sudeste, em setembro de 1989.

Num âmbito mais amplo, estão os trabalhos de Almeida (1977, 1981), Cordani & Teixeira (1979), Cordani et al. (1973, 1985), Teixeira (1985), Teixeira et al. (1985), Haralyi & Hasui (1982a, b), Haralyi et al. (1982, 1985), Hasui & Oliveira (1984), que versam geralmente sobre geotectônica e geocronologia.

A oeste da área do projeto, existem vários trabalhos de teses de pós-graduação de alunos da UFRJ, orientados por Rudolph A.J. Trouw. À época da realização deste projeto, estava sendo preparada a tese de Alexis Nummer, que interessa à parte da porção ocidental desta folha.

Em 1988, a CPRM/BH apresentou o produto final do *Projeto São Gonçalo do Sapucaí*, resultante do Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, constando de duas folhas em escala 1:50.000 – Folha São Gonçalo do Sapucaí (Silva et al., 1988) e Folha Heliodora (Baltazar et al., 1988).

A evolução da cartografia geológica na área ocupada pela folha Lima Duarte, nas últimas quatro décadas, é mostrada na figura I.4.1.

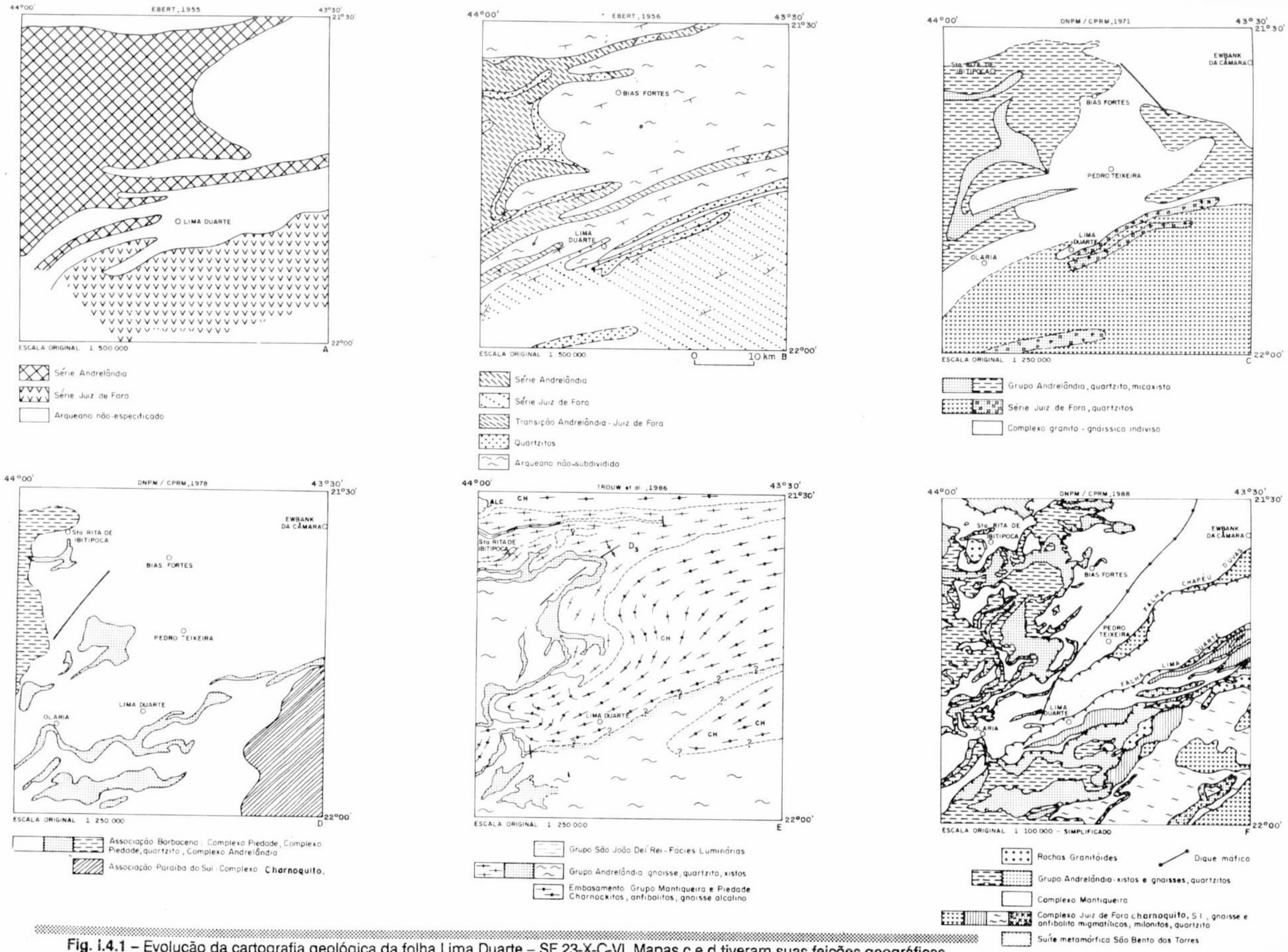


Fig. I.4.1 – Evolução da cartografia geológica da folha Lima Duarte – SF.23-X-C-VI. Mapas c e d tiveram suas feições geográficas eliminadas. Conservou-se as simbologias adotadas pelos autores, efetuando-se algumas simplificações nas legendas.

Capítulo 5
Metodologia

por
Luiz Alberto Brandalise

A exemplo de outros projetos já concluídos, a metodologia prevista para a realização do mapeamento geológico da folha Lima Duarte, do Projeto Barbacena, seguiu os padrões estabelecidos pela CPRM, em acordo com a solicitação do DNPM, e constou de:

1ª etapa – **Levantamento e aquisição da documentação básica:** aquisição de cartas topográficas na escala 1:50.000 (IBGE 1976); aquisição de aerofotos convencionais na escala 1:60.000 (USAF AST-10, 1964-1966, USAF AST-10, 1969) na escala 1:30.000 (CEMIG-PROSPEC, 1986), bem como fotoíndices 1:180.000, imagens de radar 1:100.000, além de imagens Landsat TM nas bandas 4 e 5, nas escalas 1:100.000 e 1.125.000.

2ª etapa – **Compilação e análise bibliográfica:** levantamento e estudos da documentação bibliográfica disponível, referente à área do projeto, além da consulta aos relatórios de pesquisa relativos à área existente no DNPM.

3ª etapa – **Interpretação de dados de sensores remotos:** interpretação das aerofotos, pelos métodos Guy-Riverau e convencional de "claves"; o método Guy-Riverau foi abandonado, tendo em vista o baixo nível de separação proporcionado. Foi gerado um papa fotogeológico preliminar, complementado pelos dados de interpretação de imagens de radar e de satélites, anteriormente mencionados.

4ª etapa – **Reconhecimento geológico:** todos os membros do projeto, em conjunto, percorreram os principais perfis em todas as folhas, com objetivo de testar os contatos e estrutruras traçados na fotointerpretação, verificar as características fotogeológicas das litologias para efetuar novas separações ou melhorar aquelas já definidas. Além disso, seviu para entrosar componetes do grupo e compatibilizar a terminologia geológica descritiva.

5ª etapa – **Reinterpretação dos dados de sensores remotos:** de acordo com as feições observadas no campo, inteiradas àquelas extraídas das aerofotos, fez-se a reavaliação dos resultados obtidos anteriormente.

6ª etapa – **Elaboração do anteprojeto definitivo:** estabelecimento de prazos de execução das atividades do projeto, objetivos e metas, em função das 4ª e 5ª etapas.

7ª etapa – **Cartografia geológica sistemática – Campo I:** foi executada de abril de 1987 a setembro de 1987, sendo corridos os principais perfis selecionados com base nos dados obtidos na 5ª etapa, com o intuito de verificar a natureza dos contatos, separar os tipos litológicos mapeáveis na escala, levantar e analisar feições estruturais. Coletaram-se amostras de rocha objetivando melhor conhecimento dos litótipos através da petrografia microscópica, ou ainda para análises químicas.

8ª etapa – **Cartografia geológica sistemática – Campo II:** tendo iniciada em novembro de 1987 e concluída em abril de 1988, tendo por objetivo dar continuidade às atividades da etapa de campo I, visando a um adensamento de dados compatível com a escala de trabalho. Paralelamente, efetuou-se o cadastramento das ocorrências minerais.

9ª etapa – **Levantamento geoquímico:** efetuado simultaneamente à primeira etapa de campo, constou de uma verredura na folha, com amostragem de rocha, sedimento de corrente e concentrado de bateia em pontos previamente selecionados de acordo com os dados geológicos existentes. Uma segunda varredura foi efetuada na etapa de campo II, com amostragem em alvos selecionados, baseada nos resultados da primeira campanha.

10ª etapa – **Levantamento geofísico:** foi efetuado levantamento gravimétrico em perfil EW desde Calçadas até Monte Verde. Os seus dados, juntamente com o perfil magnético obtido de mapa de contorno, foram modelados em microcomputadores, no busca de elementos para auxiliar na definição da tectônica regional. Os mapas aeromagnéticos disponíveis foram interpretados qualitativa e quantitivamente e correlacionados à geologia, sendo selecionadas algumas anomalias para estudo mais detalhado.

11ª etapa – **Consolidação final dos dados:** constou da integração dos dados reunidos durante a execução do programa, ou seja, dados geológicos, geoquímicos, geofísicos, petrográficos e analíticos. As amostras de rocha seleciondas para estudo litogeoquímico foram analisadas quimicamente para óxidos, elementos-traço e elementos terras-raras. SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3, CaO, MgO, P_2O_5, S, Ba, Sr, Zr, Th, U, Cl, Rb e Ta foram analisados por espectrometria de fluorescência de raios X; Na_2O, K_2O, MnO, Cu, Pb, Zn, e Li, por absorção atômica, com solubilização total da amostra. FeO foi analisado por processo volumétrico. Co, Cr, Ni, V, Sc, Y e Nb foram analisados por espectrometria de enissão ótica. F foi determinado por íon específico, H_2O^- e H_2O^+ por método gravimétrico, e CO_2 por volume de gás desprendido por aquecimento em presença de ácido, transformado em porcentagem em peso. Os ETR foram determinados por ICP. Elaboração das cartas geológica e metalogenético - previsional.

12ª etapa – **Elaboração do texto explicativo:** o geólogo Claiton Piva Pinto assumiu os trabalhos da folha Lima Duarte em março de 1987, sendo de sua responsabilidade a cartografia geológica e a organização do texto explicativo.

PARTE II

GEOLOGIA DE PARTE DA REGIÃO SUDESTE DO ESTADO DE MINAS GERAIS

Capítulo 1
Sinopse da Geologia Regional

por
Claiton Piva Pinto

A área em estudo situa-se na região Sudeste, e está contida integralmente no estado de Minas Gerais (figura I.2.1). Compreende parte das províncias estruturais São Francisco, Mantiqueira e Tocantins, de Almeida et al. (1977), redefinidas como províncias geotectônicas no Capítulo 6, Parte II, deste texto explicativo. Essa região vem sendo objeto de estudos geológicos desde o século passado. Um incremento nesses trabalhos se fez sentir a partir da segunda metade do século XX, continuando até os dias atuais. Algumas unidades líticas foram definidas neste projeto e estão detalhadas no Capítulo 2, Parte II. Uma síntese da estratigrafia é mostrada no quadro II.1.1.

A província geotectônica São Francisco, também referida na bibliografia como cráton do São Francisco, ocupa a porção noroeste da área do projeto. Esse domínio caracteriza-se por seqüências de rochas vulcanos-sedimentares (complexos Barbacena e Santo Antônio do Pirapetinga e supergrupo Rio das Velhas) de idade arqueana e por maciços granitóides, alguns de dimensões batolíticas (Ribeirão Pinheirinho, Serra do Carmo, Pimenta, Brás Pires e outros não-formalmente batizados, além do complexo Ressaquinha), de idades variando do Arqueano ao Proterozóico Inferior. Metabasitos, do Proterozóico Inferior, também são encontrados. O complexo Ressaquinha configura um batólito consideravelmente grande, gerado por anatexia de material crustal, preservando em seu interior porções de gnaisses bandados e de outras rochas à semelhança de xenólitos; é também referido na bibliografia como batólito alto Maranhão e granodiorito de Congonhas, em áreas fora do domínio do projeto. Esse conjunto de rochas tem feições próprias do domínio da crosta intermediária, com metamorfismo das fácies xisto-verde a anfibolito.

A província geotectônica Mantiqueira ocupa a porção sudeste da área do projeto. Nesse domínio, caracteriza-se por: a) orto- e pararrochas, de idade arqueana, metamorfizadas nas fácies anfibolito e granulito (suíte metamórfica São Bento dos Torres, complexos Juiz de Fora e Acaiaca); b) orto- e pararrochas do Proterozóico Inferior, com metamorfismo na fácies anfibolito (complexo Mantiqueira, suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo e grupo Dom Silvério, além de metagranitos e metabasitos não-batizados); c) ortorrochas de idade incerta, metamorfizadas ou não, atribuídas ao Proterozóico Indiferenciado. As rochas arqueanas têm registros compatíveis com o domínio da crosta inferior, enquanto as demais, com o domínio da crosta intermediária.

Algumas unidades estratigráficas, de notável distribuição regional e consagrado registro na literatura, como o grupo Complexo, associação...) Paraíba do Sul, na província geotectônica Mantiqueira, e o supergrupo Minas, ao norte, na província geotectônica São Francisco, não ocorrem na área do projeto.

O contato entre essas duas províncias é tectônico, marcado possivelmente por uma colisão do tipo continente x continente.

A província geotectônica Tocantins ocupa uma pequena área da porção ocidental do bloco cartografado, estendendo-se para oeste e margeando a província geotectônica São Francisco por esse lado. Caracteriza-se no interior e arredores da área investigada por espessos pacotes metassedimentares, com reduzida contribuição vulcânica (?), representada por anfibolitos e metandesitos (?). Tais rochas estão reunidas nos grupos Andrelândia e São João del Rei. Mostram metamorfismo crescente para o sul, variando da fácies xisto-verde a anfibolito alto, e feições próprias da crosta intermediária; são consideradas do Proterozóico Médio.

O contato com as outras duas províncias é tectônico em quase toda sua extensão, à exceção de uma pequena faixa no domínio da folha Barbacena (SF.23-X-C-III). Processa-se por uma provável *nappe de charriage* com movimentos para o norte e nordeste.

A região mostra uma evolução geotectônica, com registros de ciclos tectonotermais desde o Arqueano até o Proterozóico Superior–Eopaleozóico; feições mais recentes são marcadas por falhamentos de gravidade e intrusões ácidas a básicas não-deformadas.

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

Quadro II.1.1 – Comparação das Colunas Estratigráficas do Pré-Cambriano das Folhas Lima Duarte, Barbacena, Rio Espera e Ponte Nova, Estabelecidas Neste Projeto.

		Folha Lima Duarte	Folha Barbacena	Folha Rio Espera	Folha Ponte Nova
Província Geotectônica Tocantins					
Domínio da Crosta Intermediária	Proterozóico Médio	Grupo Andrelândia (PMai, PMas)	Grupo São João del Rei (PMsjp, PMsje)		
Província Geotectônica Mantiqueira					
Domínio da Crosta Intermediária	Proterozóico Indiferenciado	.pegmatitos (pg) .biotita-granito não-deformado (Pγ) .biotita-granito facoidal a blastomilonítico .Ribeirão dos Cavalos (Pγrc) .tonalito-gnaisse Pirapetinga (Pγp) peridotito serpentinizado (Pγ)			.metaígneas básicas .magmatitos ácidos, granitos pegmatóides de Rio Doce
	Proterozóico Inferior	.complexo Mantiqueira (Plm)	.complexo Mantiqueira (Plm)	.grupo Dom Silvério (Plds) .alcaligranito Divinésia (Plγid) .complexo Mantiqueira (Plm)	.grupo Dom Silvério (Plds1, Plds2, Plds3) .biotita-granito (Plγ2) .leucogranito (Plγ1) .ortoanfibolito (Plδ) .suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo (Plss) .complexo Mantiqueira (Plm)
Domínio da Crosta Inferior	Arqueano	.complexo Juiz de Fora (Ajf) .suíte metamórfica São Bento dos Torres (Asb)	.suíte metamórfica São Bento dos Torres (Asb)	.complexo Acaiaca (Aac)	.complexo Juiz de Fora (Ajf)
Província Geotectônica São Francisco					
Domínio da Crosta Intermediária	Proterozóico Inferior		.metabasitos (Plδ) .complexo Ressaquinha (Plr)	.granito alcalino (Plγ1) .moscovita-granito Brás Pires (Plγibp) .complexo Ressaquinha (Plr)	
	Arqueano/ Proterozóico Inferior			.granito cisalhado Pimenta (APlγ1p)	
	Arqueano		.complexo Barbacena (Ab1, Ab2)	.tonalito-trondhjemito Serra do Carmo (Aγ1sc) .granodiorito e granito Ribeirão Pinheirinho (Aγ1p) .supergrupo Rio das Velhas (Arvi, Arvm, Arvs) .complexo Santo Antônio do Pirapetinga (Asap)	

Capítulo 2
Estratigrafia, Petrografia e Petrologia

por
Claiton Piva Pinto,
Claiton Piva Pinto e João Henrique Grossi Sad
(subitens 2.2.6, 2.3.6, 2.4.6 e 2.5.7)

2.1 Introdução

A folha Lima Duarte está representada essencialmente por rochas pré-cambrianas para- e ortoderivadas, metamorfizadas nas fácies anfibolito e granulito. As rochas de grau metamórfico mais alto estão reunidas na suíte metamórfica São Bento dos Torres (rochas charnoquíticas *s.l.*) e no complexo Juiz de Fora (rochas charnoquíticas *s.l.*, anfibolitos, ortognaisses, paragnaisses aluminosos, quartzitos e rochas calcissilicáticas). Dois outros agrupamentos constituem o complexo Mantiqueira (gnaisses comuns, metabasitos, xistos magnesianos e calcissilicáticas) e o grupo Andrelândia (gnaisses e xistos grauvaquianos, quartzitos, anfibolito e rochas calcissilicáticas).

Um tonalito-gnaisse deformado, reservado na porção sudeste da folha (região de Pirapitinga), tem posicionamento estratigráfico incerto. Um corpo de granito cisalhado aflora na região do ribeirão dos Cavalos. Outros corpos graníticos, não-deformados, são encontrados na localidade de Mendes e nas proximidades de Santa Bárbara do Monte Verde.

Corpos ultramáficos xistificados, de pequena envergadura, distribuem-se pela folha, e estão inclusos no complexo Mantiqueira. Um corpo de peridotito serpentinizado aflora a oeste de Lima Duarte.

Um dique máfico, não-metamorfizado, corta quase toda a folha na direção nordeste, ultrapassando seu limite norte.

Depósitos aluviais são pouco expressivos, tendo maior importância ao longo dos rios do Peixe e Paraibuna. Depósitos coluviais são freqüentes no sopé das serras quartzíticas.

2.2 Provincia geotectônica Mantiqueira

2.2.1 Suíte metamórfica São Bento dos Torres – Asb

2.2.1.1 Definição

Junto ao limite setentrional da folha estão cartografados alguns corpos de rochas charnoquíticas que não guardam relações de continuidade física com as rochas charnoquíticas do complexo Juiz de Fora, aflorantes mais ao sul. Não mostram, também, associações com rochas gnáissicas diaftoréticas como acontece naquele complexo. São essencialmente rochas ortoderivadas, de quimismo ácido a básico, textura granoblástica, localmente blastomiloníticas. Associa-se uma formação ferrífera de aspecto bandado (magnetita-quartzito?).

As melhores exposições estão no vale do córrego Ponte Funda, a oeste do povoado de Paraíso Garcia (no extremo-norte desta folha) e na região de São Bento dos Torres (folha Barbacena). Até que dados mais consistentes sejam obtidos, essas rochas serão reunidas em uma unidade definida, neste projeto, como suíte metamórfica São Bento dos Torres.

2.2.1.2 Distribuição

As rochas dessa suíte distribuem-se em três corpos conforme mostrado na figura II.2.1. O maior deles aflora da localidade de Paraíso Garcia para norte e oeste. O segundo ocupa a parte inferior do vale do córrego Ponte Funda, nascente do rio Paraibuna. O menor, dividido em dois segmentos, posiciona-se na borda do granito Ribeirão dos Cavalos. Ocupam aproximadamente 45km^2.

2.2.1.3 Relações de contato

As rochas dessa suíte representam, provavelmente, as litologias mais antigas desta folha. Os contatos não se expõem, mas foram interpretados como tectônicos com rochas do complexo Mantiqueira e do grupo Andrelândia, que ocupam posição superior e mostram-se fortemente cisalhadas, na base de seus respectivos pacotes.

2.2.1.4 Petrografia

Nessa suíte estão reunidas rochas ortoderivadas, de quimismo ácido a básico, metamorfizadas na fácies granulito; são essencialmente ortoclásio-granito, charnoen-

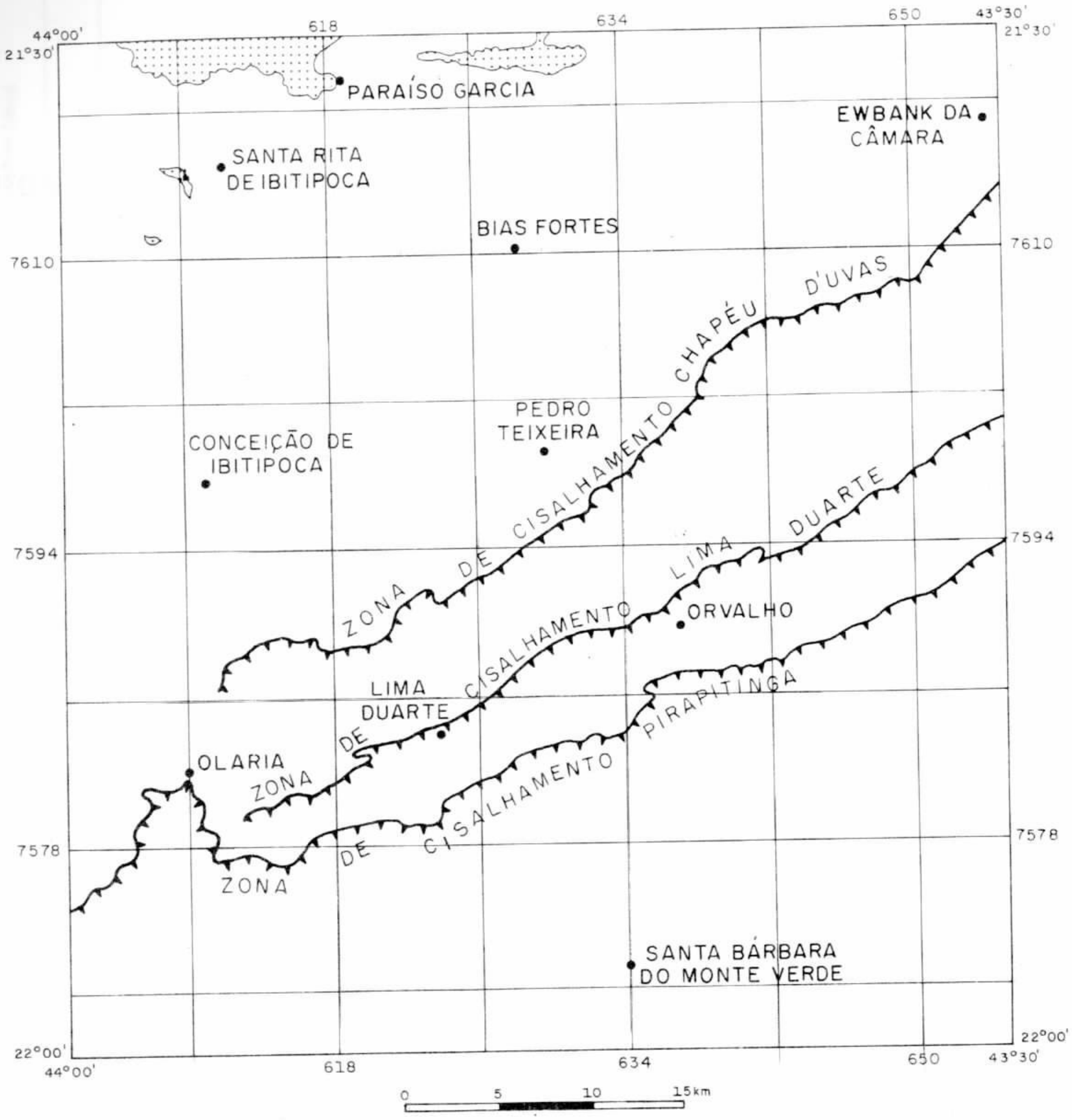


Fig. II.2.1 – Distribuição da suíte metamórfica São Bento dos Torres na folha Lima Duarte.

derbito, enderbito, hiperstênio-diorito e norito, de granulação fina a média, com transição local para tipos grosseiros, principalmente nos termos mais ácidos. Mostram textura granoblástica, com estrutura blastomilonítica em domínios localizados. Estruturas do tipo *lit-par-lit* podem ocorrer entre enderbito e rochas básicas.

No vale do córrego Ponte Funda ocorre uma formação ferrífera de aspecto bandado, com quartzo predominante, magnetita, anfibólio e, por vezes, granada. Associa-se a uma rocha máfica decomposta, provavelmente um metadiorito ou metagrabro dessa suíte. Um quartzito com alguma mica verde ocorre nesse mesmo local, mas não foi observado seu contato com as rochas anteriores, podendo pertencer ao grupo Andrelândia, cujas rochas afloram em cota um pouco mais elevada, nesse mesmo vale.

A tabela II.2.1 apresenta uma síntese da mineralogia das rochas dessa suíte.

Corpo de Paraíso Garcia

Esse corpo tem forma alongada segundo E-W, aflorando a partir da UTM 7618800N para o norte, deixando o limite setentrional desta folha, adentrando a folha Barbacena (SF.23-X-C-III), onde ocupa uma superfície de dezenas de quilômetros quadrados. Seu limite oriental é marcado, aproximadamente, pelo paralelo que passa pelo povoado de Paraíso Garcia. É cortado no extremo-ocidental pela estrada que liga Santa Rita de Ibitipoca a Barbacena. O córrego Santa Rita e o rio Elvas cortam-no ao centro. Tem cerca de 25km^2.

Afloramentos desse corpo não são muito freqüentes, mas, via de regra, são de boa qualidade. A topografia eleva-se um pouco em relação à cota média regional, com os afloramentos ocorrendo normalmente nas encostas superiores dos morros ou nas cabeceiras de drenagem. O intemperismo das rochas

Tabela II.2.1 - Súmula da Mineralogia de Amostras de Rochas da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres

MINER (%) / AMOSTRA	qz	pl	or	px	af	bt	gra	zr	tit	ap	op	sil	crb	se	agl	ep	UTM N	UTM E	ROCHA
CP-688	75				10		8				7						7621100	626700	laf-gra-mg-quartzito
CP-607B	60				10						30						7621800	629500	laf-mg-quartzito
CP-690	25	30	35			8		-			-		-	-			7622000	616650	lor-granito
CP-606	20	40	18	15	3			-	-	-	3		-				7620000	616700	lcharnoenderbito
CP-693A	10	60		15		10		-			4		-		-		7620650	608100	lenderbito
CP-473B	25	50		15		7	2	-		-	-		-				7610800	608050	lenderbito
CP-684A	10	45		30	5		4			-	5		-	-		-	7620550	631850	lhi-diorito
CP-689F		60		30	1		1		-	-	7	-	-	-			7620950	623750	lhi-diorito
CP-691	5	45		30	5	10				-	3		-	-		-	7621200	614100	lhi-diorito
CP-689E		60		30	1		1		-	-	7						7620950	623750	lnorito
CP-473A		54		30	5	3	4			-	-		-				7610800	608050	lnorito
CP-693B		60		33	-		-		-	-	5		-	-			7620650	608100	lnorito

OBS: 1) As porcentagens foram estimadas ao microscópio.
2) (-) Quantidade inferior a 1% na lâmina.

charnoquíticas gera um rególito grosseiro, muitas vezes laterítico, de cor marrom-avermelhada, que é usado como macadame nas estradas de rodagem.

Do ponto de vista petrográfico, pelo menos quatro tipos litológicos podem ser reconhecidos nesse corpo, porém suas abundâncias relativas não puderam ser estabelecidas.

Um dos tipos descritos (estação 1020-CP-690, UTM 7622000N/ 616650E), representado pela amostra de igual número, é um granitóide rosado, com quartzo opalescente azulado, granulação grossa, pobre em máficos, com foliação pouco desenvolvida. O feldspato é de dois tipos, um rosado (ortoclásio), outro branco (plagioclásio), sem formas próprias. O máfico é a biotita, em palhetas finas e negras, formando agregados irregulares, com tendência a formas alongadas, subparalelamente arranjados. A essa rocha associam-se segregações pegmatóides de mesma composição mineralógica que a rocha principal, podendo apresentarem-se isentas de minerais máficos; têm limites difusos e chegam a alguns decímetros de espessura. A exposição estudada é um amplo lajedo, aflorante nas cabeceiras do córrego Alto do Pomba.

Um outro tipo é um piroxênio-diorito negro-acastanhado, de granulação média a grossa, estrutura homófana, com plagioclásio cor de caramelo e piroxênio negro a cor de bronze, com palhetas finas de biotita associadas (amostra CP-691). Rocha semelhante, porém com mais quartzo, ocorre na estação 1020-CP-606 (UTM 7620000N/-616700E), onde certos domínios assumem caráter pegmatóide; é um charnoenderbito.

Na estação 1020-CP-693 (UTM 7620650N/608100E), dois outros tipos litológicos estão presentes. O predominante é um enderbito (amostra CP-693A) com estrutura gnáissica bandada em leitos milimétricos descontínuos, sendo os leitos félsicos os mais espessos. É formado por feldspato verde-cana, quartzo opalescente azulado, piribólio e biotita muito fina. Os máficos formam agregados irregulares e alongados, descontínuos, arranjados subparalelamente segundo a orientação dos leitos félsicos. O intemperismo gera um produto de cor ocre que passa bruscamente para a rocha fresca com uma linha limítrofe de concentração de óxidos de ferro. A essa rocha associa-se um norito ou hiperstênio-diorito cinza-escuro, de grã fina, homogêneo, com foliação muito bem-definida, marcada por ripas de plagioclásio e piribólios (amostra CP-693B); ocorre em corpos descontínuos no interior do enderbito.

O enderbito é formado por plagioclásio – 60%, piroxênio – 15%, quartzo – 10%, biotita 10%; opacos – 4%, e tem como acessórios, zircão, carbonato e argilo minerais. A granulação é fina a média, a textura é granoblástica, com a orientação marcada pela disposição de palhetas de biotita e prismas de piroxênio. O plagioclásio e o quartzo exibem extinção ondulante.

O hiperstênio-diorito (norito) é uma rocha constituída essencialmente por plagioclásio – 60%, piroxênio – 33%; opaco – 5% e quantidades acessórios de anfibólio, granada, titanita, apatita, sericita e carbonato. A granulação é fina a média e a textura é granoblóstica.

O charnoenderbito é constituído por plagioclásio – 40%, quartzo – 20%, K-feldspato – 18%, piroxênio – 15%, anfibólio – 3%, opacos – 3%, e os acessórios são apratita, zircão, titanita e carbonato. A granulação é fina a média, a textura é granolopidoblástica, evidenciada pelo achatamento dos feldspatos, que fornece um estruturação planar à rocha. O quartzo e o feldspato apresentam extinção ondulante e esse último ainda mostra as lamelas de germinação encurvadas, efeito da deformação que a rocha sofreu.

Corpo do córrego Ponte Funda

Esse corpo tem forma alongada segundo E-W, com dimensões máximas de 10km x 2km, com um apêndice em sua porção centro-norte que o projeta para a folha Barbacena (SF.23-X-C-III) na altura do meridiano 43°45'W. Ocupa a porção inferior do vale do córrego Ponte Funda, que corre segundo o meridiano. O acesso a esse corpo é bastante difícil e muitas de suas exposições apresentam-se fortemente meteorizadas dificultando a identificação dos litótipos e suas inter-relações.

Suas rochas definem uma paragênese de alto grau metamórfico, à semelhança de outros corpos descritos. Em seu extremo-oriental aflora uma rocha charnoquítica negro-esverdeada, de grã média, com quartzo azulado, textura granoblástica, com foliação quase imperceptível em afloramento ou em exemplares não-meteorizados. Alguns domínios dessa rocha mostram-se com estrutura blastomilonítica, com minerais achatados nos planos de foliação. Porções de granulação grossa também ocorrem, e, nesses locais, o piroxênio pode chegar a 1cm, mostrando cor de bronze. Sua composição é a de um gabronorito ou hiperstênio-diorito, dependendo do teor de anortita do plagioclásio (amostra CP-684A) (tabela II.2.1).

No extremo-norte deste corpo, na passagem para a folha Barbacena, aflora um granitóide de textura granoblástica média a fina, de cor cinza com tonalidade rósea e pontuações ou cordões de aglomerados de máficos; estes são formados essencialmente por biotita, mas parecem corresponder a pseudomorfos de piribólio, talvez de piroxênio, devido à forma prismática curta dos agregados, que chegam a 5mm de comprimento. A presença desses cordões não é significativa em volume e os máficos não chegam a 5% do total da rocha, que não mostra uma foliação nítida, observando-se ripas de feldspato sem uma orientação preferencial aparente. O feldspato é de dois tipos: um deles é um plagioclásio, com formas irregulares; o outro é a microclina, levemente rósea, em cristais xenoblásticos irregulares. Essa rocha assemelha-se a um granito com baixo conteúdo em máficos, modificado por processos tectonometamórficos. Mostra maior distribuição na folha Barbacena, sendo melhor discutida em seu respectivo texto explicativo.

Imediatamente a oeste da estrada Bias Fortes-Barbacena, à margem direita do córrego Campinho, na fazenda homônima, cerca de 500m a sudoeste da estação 1020-CP-76 (UTM 7622000N/622750E), aflora uma rocha charnoquítica negro-esverdeada, semelhante àquela descrita como hiperstênio-diorito em 1020-CP-684 (UTM 7620550N/ 631850E); mostra-se como uma ocorrência puntual. Rocha idêntica ocorre na estação 1020-CP-689 (UTM 7620950N/623750E), que marca a extremidade ocidental desse corpo. Não há uma continuidade de exposição entre as duas estações. Entre esses dois locais, interpõe-se uma cobertura de biotita-gnaisse blastomilonítico do grupo Andrelândia.

Um outro tipo petrográfico, encontrado apenas nesse corpo, é uma formação ferrífera rica em magnetita, que se expõe sempre em corpos já parcial a bastante intemperizados. A estrutura é foliada a bandada e, além da magnetita, é de fácil identificação o quartzo. Anfibólio e granada ocorrem em um dos exemplares estudados. A granulação é fina para a magnetita, podendo ser média para os demais constituintes, mas no geral está próxima de 1mm.

No tipo bandado, destacam-se leitos ricos em quartzo (inferiores a 2cm de espessura) e leitos máficos a anfibólio e granada (descontínuos e rompidos, com menos de 1cm de espessura), intercalados em uma matriz, granular fina e foliada, formada de quartzo e magnetita. O conjunto mostra-se dobrado em estilo isoclinal com terminações afiladas na posição de charneira. Este dobramento, por sua vez, é redobrado em um estilo aberto, lembrando formas sigmoidais decimétricas.

A sua melhor exposição está junto à sede da fazenda do Barro, cerca de um quilômetro ao sul da estação 1020-CP-607 (UTM 7621800N/629500E). Apesar de intemperizada, reconhecem-se corpos decimétricos preservados no rególito argiloso esbranquiçado e com leitos de metabasitos decompostos de cor ocre (possivelmente derivado de rochas do complexo charnoquítico), em um arranjo bandado com mergulhos verticais e direção N45°W. Junto a essas rochas, mas sem relação de contato visível, ocorre um quartzito fino, micáceo, com pequena quantidade de mica verde-clara (talvez do grupo Andrelândia).

A análise microscópica de duas amostras da formação ferrífera (amostras CP-607B e CP-688) revelou a seguinte mineralogia: quartzo (predominante), magnetita (até 30%), anfibólio (até 10%, é grunerita junto à magnetita e hornblenda quando predomina o quartzo), granada (até 8%). As porcentagens foram estimadas ao microscópio. A textura é granoblástica, com o quartzo podendo exibir contatos triplos; a foliação é marcada pela disposição planar preferencial do quartzo, opaco e anfibólio. A granada ocorre em cristais ineqüigranulares, arredondados a bem-formados, chegando a alguns milímetros de diâmetro; ocorre essencialmente nos veios ricos em quartzo e nos leitos com anfibólio, mostrando-se muitas vezes envolvida por este, formando a porção interna desses leitos.

Rochas semelhantes a estas (ricas em magnetita) foram descritas por Barbosa et al. (1983b) na folha Piraí (SF.23-Z-A-VI-1) a leste da represa de Lajes e ao sul da BR-116, em associação com quartzito sem magnetita, rocha calcissilicática, mármore, rochas charnoquíticas e gnaisses diaftoréticos, todo o conjunto reunido por aqueles autores em uma unidade Três Ilhas, do complexo Juiz de Fora.

Corpo do ribeirão dos Cavalos

Na borda do corpo granítico do ribeirão dos Cavalos, ocorrem duas pequenas lentes de rochas charnoquíticas; uma posicionada em sua porção nordeste, outra em sua porção sul. As rochas expostas na lente da porção sul são

de dois tipos petrográficos principais: um constitui-se de um norito melanocrático, de granulação média, foliado, com piribólio negro em prismas curtos ou em agregados planar e linearmente orientados, formando uma matriz negra que isola minúsculos cristais ou agregados irregulares de plagioclásio. O máfico pode apresentar-se, também, em cristais idioblásticos de vários milímetros de comprimento, largos, orientados no mesmo arranjo da matriz. Biotita cresce nos planos de foliação, dando a essas superfícies um brilho característico, mas sua abundância é apenas aparente. A cor escura dessa rocha dificulta a identificação ou mesmo a observação de outros minerais, mas em domínios localizados é possível perceber-se um leve tom violáceo junto ao contato plagioclásio-piribólio, sugerindo a presença de minúsculos cristais de granada (amostra CP-473A).

Essa rocha é subordinada a um segundo tipo, representado por um enderbito negro-acaramelado, mesocrático, granoblástico, de granulação média a grossa, com a foliação marcada pelo arranjo planar de grãos félsicos achatados, milimétricos em espessura. A foliação, contudo, não é saliente, destacando-se melhor nas faces parcialmente intemperizadas. Nessa situação, a cor original da rocha é substituída por uma cor cinza-clara, com pequena quantidade de filmes ou grãos acastanhados marcando a presença dos minerais máficos. Macroscopicamente é possível identificar-se um feldspato de cor caramelo, quartzo hialino e esfumaçado, piribólio negro e biotita fina (amostra CP-473B).

O limite entre os dois litótipos é geralmente nítido, podendo haver interação entre ambos, ao longo dessa superfície, quando se desce a detalhe.

Na lente da porção nordeste domina uma rocha charnoquítica semelhante àquela de CP-473B (enderbito). Tem cor negro-acastanhada, textura granoblástica, grossa, mostrando quartzo azulado, feldspato acaramelado e piroxênio negro. Ocorrem algumas bandas finas de cor cinza-acastanhada, com talhe de grã fina (estação 1020-CP-489, UTM 7614850N/609650E).

As duas lentes charnoquíticas devem ter sido alçadas à superfície pela intrusão granítica, não tendo com esta nenhuma relação genética. Fazem parte do embasamento e mostram perfeita interação com as rochas da suíte.

2.2.1.5 Metamorfismo e deformação

As rochas charnoquíticas dessa suíte são ortoderivadas, metamorfizadas na fácies granulito de Eskola (1952), correspondendo ao metamorfismo de grau forte, "zona regional do hiperstênio" de Winkler (1977).

As paragêneses observadas estão assinaladas a seguir:

a) plagioclásio + ortoclásio + quartzo + hiperstênio;
b) plagioclásio + quartzo + hiperstênio;
c) plagioclásio + hiperstênio.

Clinopiroxênio pode ocorrer nessas paragêneses. Anfibólio e biotita também ocorrem, mas não são paragenéticos; resultam da transformação dos piroxênios. O plagioclásio pode ser antipertítico e o ortoclásio, pertítico.

A formação ferrífera mostra a paragênese quartzomagnetita-anfibólio (± granada). O anfibólio é grunerita e hornblenda, aquela ocorrendo junto à magnetita, esta nas bandas mais quartzosas.

A textura granoblástica predomina nessas rochas. Relíquias de textura ígnea são encontradas nas rochas charnoquíticas. O caráter maciço, que se manifesta em grande parte das exposições investigadas, dificulta qualquer trabalho de cunho estrutural. Sinais evidentes de intensa deformação, com geração de estruturas miloníticas, foram encontrados em algumas observações megascópicas e em especial no estudo das seções delgadas.

2.2.1.6 Litogeoquímica

Na tabela II.2.2 são apresentados os resultados analíticos de sete amostras de rochas dessa suíte, identificadas na tabela II.2.3. A sua localização é mostrada na figura II.2.2. A metodologia analítica consta do Capítulo 5, Parte I, deste texto explicativo.

A figura II.2.3 mostra o registro de Al, Fe, Ti, K e Na, a figura II.2.4, de Al, Fe, Ti, Ca e Mg. Os diagramas apresentados foram propostos por La Roche et al. (1974) e são discriminantes para rochas para- e ortoderivadas; entretanto, o campo das grauvacas superpõe-se ao campo das rochas ígneas ácidas e intermediárias. Nesse domínio, estão as amostras 1, 2 e 3, respectivamente charnoquito *s.s.*, enderbito e hiperstênio-diorito. As amostras 4 a 7 mostraram quimismo compatível com basaltos.

As feições de campo e petrográficas levaram à caracterização das amostras 1 a 3 como ortoderivadas, e assim foram consideradas.

Nas figuras II.2.5 e II.2.6 estão registradas as razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos SiO_2-Al_2O3-K_2O e Al_2O_3-CaO-K_2O, respectivamente. As curvas mostradas nessas figuras foram estabelecidas por Beswick & Soucie (1978), a partir de um número significativo de amostras de rochas ígneas inalteradas quimicamente. Os campos estabelecidos são bastante estreitos, o que permite detectar-se, com facilidade, quaisquer desvios da média. Utilizaram-se tais gráficos no sentido de testar-se perdas ou enriquecimentos nos elementos citados, nas rochas dessa suíte.

Analisando-se essas figuras, percebe-se um discreto enriquecimento em sílica, nas rochas intermediárias e ácida, em relação aos demais elementos. Quando a sílica não é levada em conta, a normalidade se estabelece.

A figura II.2.7, diagramas AFM e NKC, sugere a distribuição das rochas em dois campos distintos: 1) as rochas básicas – amostras 4 a 7 – têm um caráter toleítico, com um pequeno desvio para a amostra 6; 2) as rochas mais ácidas têm tendência calcialcalina.

Essa bimodalidade está reforçada na figura II.2.8, que leva em conta os óxidos MgO *x* FeO + $0{,}9Fe_2O_3$.

Tabela II.2.2 - Resultados Analíticos de Rochas da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres (% em peso para óxidos e ppm para Elementos-Traço e Elementos de Terras-Raras).

AM.No.	1	2	3	4	5	6	7
SiO2	72,50	65,30	57,20	53,40	50,60	49,10	47,50
Al2O3	15,10	13,90	14,90	14,90	12,90	14,90	13,10
Fe2O3	0,30	1,40	1,40	3,10	7,60	2,90	5,60
FeO	0,90	5,20	5,40	7,80	5,20	8,75	10,00
CaO	2,80	2,30	6,50	13,00	11,80	8,10	11,50
MgO	0,70	2,70	5,30	3,90	7,70	7,50	6,90
Na2O	5,00	4,20	4,60	1,40	2,00	2,80	2,30
K2O	1,80	3,40	2,40	0,21	0,27	2,10	0,13
TiO2	0,29	0,49	0,66	1,00	1,10	1,40	1,60
P2O5	<0,05	0,07	0,44	0,12	0,10	0,86	0,16
H2O -	0,09	0,08	0,07	0,09	0,05	0,08	0,04
H2O +	0,50	0,03	0,17	0,22	0,00	0,45	0,00
MnO	0,02	0,12	0,13	0,42	0,24	0,18	0,25
CO2	0,45	0,35	0,55	0,80	0,60	0,45	0,40
S	0,02	0,15	0,02	0,07	0,05	0,19	0,03
TOTAL	100,47	99,69	99,74	100,43	100,21	99,76	99,51
Co	<5	26	26	54	46	50	56
Cr	14	160	168	280	124	350	136
Cu	8	42	12	34	23	110	108
Pb	12	22	5	10	16	12	8
Zn	23	45	36	31	11	54	24
Ni	20	132	114	184	148	182	148
V	144	180	130	320	290	198	360
Sc	6	17	16	56	60	38	52
Y	<10	46	36	46	50	46	48
Nb	28	34	40	48	38	34	54
Ba	320	820	1450	92	72	1380	44
Sr	220	200	1000	80	78	480	120
Zr	390	160	310	37	53	210	84
Th	160	320	250	<15	49	<15	<15
Cl	190	380	520	410	160	670	110
F	440	1000	1250	250	225	2400	135
Li	12	19	50	6	23	30	4
Rb	50	130	99	<10	<10	98	<10
La	51,12	39,82	42,79	6,32	8,92	29,1	6,56
Ce	66,25	58,18	78,49	12,44	18,3	68,6	14,95
Nd	22,24	22,2	47,66	9,31	11,76	46,5	12,68
Sm	2,5	3,6	8,9	2,1	3,2	10,4	3,4
Eu	0,89	1,13	2,25	0,85	0,88	2,2	1,19
Gd	1,44	3,2	7,02	3,02	3,62	8,7	4,07
Dy	0,65	2,28	4,44	3,04	3,8	6,1	4,22
Ho	0,12	0,38	0,66	0,6	0,8	0,92	0,82
Er	0,29	1,06	1,97	2,02	2,26	2,6	2,49
Yb	0,18	1,46	1,6	2,16	2,08	2,2	2,37
Lu	0,04	0,22	0,23	0,3	0,27	0,25	0,33

Obs: Identificação e posicionamento das amostras, ver Tabela II.2.3.

Tabela II.2.3 - Identificação e Posicionamento das Amostras Analisadas da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres

No.	AMOSTRA	ROCHA	UTM (N)	UTM (E)
1	CP-690	ortoclásio-granito	7622000	616650
2	CP-693A	enderbito	7620650	608100
3	CP-691	hiperstênio-diorito	7621200	614100
4	CP-684A	hiperstênio-diorito	7620550	631850
5	CP-693B	norito	7620650	608100
6	CP-473A	norito	7610800	608050
7	CP-689E	norito	7620950	623750

Quando os óxidos considerados são $Na_2O + K_2O$ em função de sílica (figura II.2.9) a bimodalidade também se manifesta, com um desvio para a amostra 6 (norito). Nesse diagrama, entretanto, ressalta-se a variação em uma série ígnea que abrange os campos do riolito-dacito-andesito-basalto.

A bimodalidade manifestada nos materiais examinados está bem estabelecida em outros terrenos caracterizados por charnoquitos (no Brasil e alhures) de idade arqueana.

Na figura II.2.10, que reporta a assinatura das relações Nb/Y *x* Zr/P_2O_5, o caráter toleítico das rochas básicas também está esboçado. Nesse diagrama, entretanto, o domínio dos basaltos alcalinos interfere com o dos basaltos toleíticos e é justamente nesse campo que as amostras sob estudo estão registradas. Isoladamente, não seria diagnóstico.

Os parâmetros de Niggli estão apresentados na tabela II.2.4 e registrados na figura II.2.11; note-se a concentração dos valores de **si**, para as rochas básicas, entre 105 e 136, com uma variação crescente para o termo mais ácido, onde atinge 364. Essa variação também está manifestada nos outros parâmetros.

O quimismo das rochas sob investigação pode ser avaliado em termos do conceito de "Magma-Tipo" (Niggli, 1936). As amostras 4 a 7 pertencem a magma denominado **fêmico**, as amostras 2 e 3, a magma **semifêmico**, e a amostra 1, a magma **sálico**. Complementarmente7, as amostras 4 a 7 são atribuíveis a magma relativamente **pobre em álcalis**, 2 e 3, a magma relativamente **rico em álcalis**, e a amostra 1, a magma **intermediário em álcalis**. Em relação ao valor c de Niggli, as amostras 4 a 7 são **ricas**, as amostras 2 e 3 são **normais** e a amostra 1, **pobre**.

Sob um ponto de vista provincial, com correspondente significado geológico, Burri & Niggli (1945) caracterizam três séries magmáticas: calcialcálica, sódica e potássica. Todas as amostras analisadas pertencem à primeira série. Com base nos valores de Niggli, os magma-tipos são os seguintes:

. leucogranítico	amostra 1
. diorítico	amostras 2 e 3
. gabroidal	amostras 4 a 7

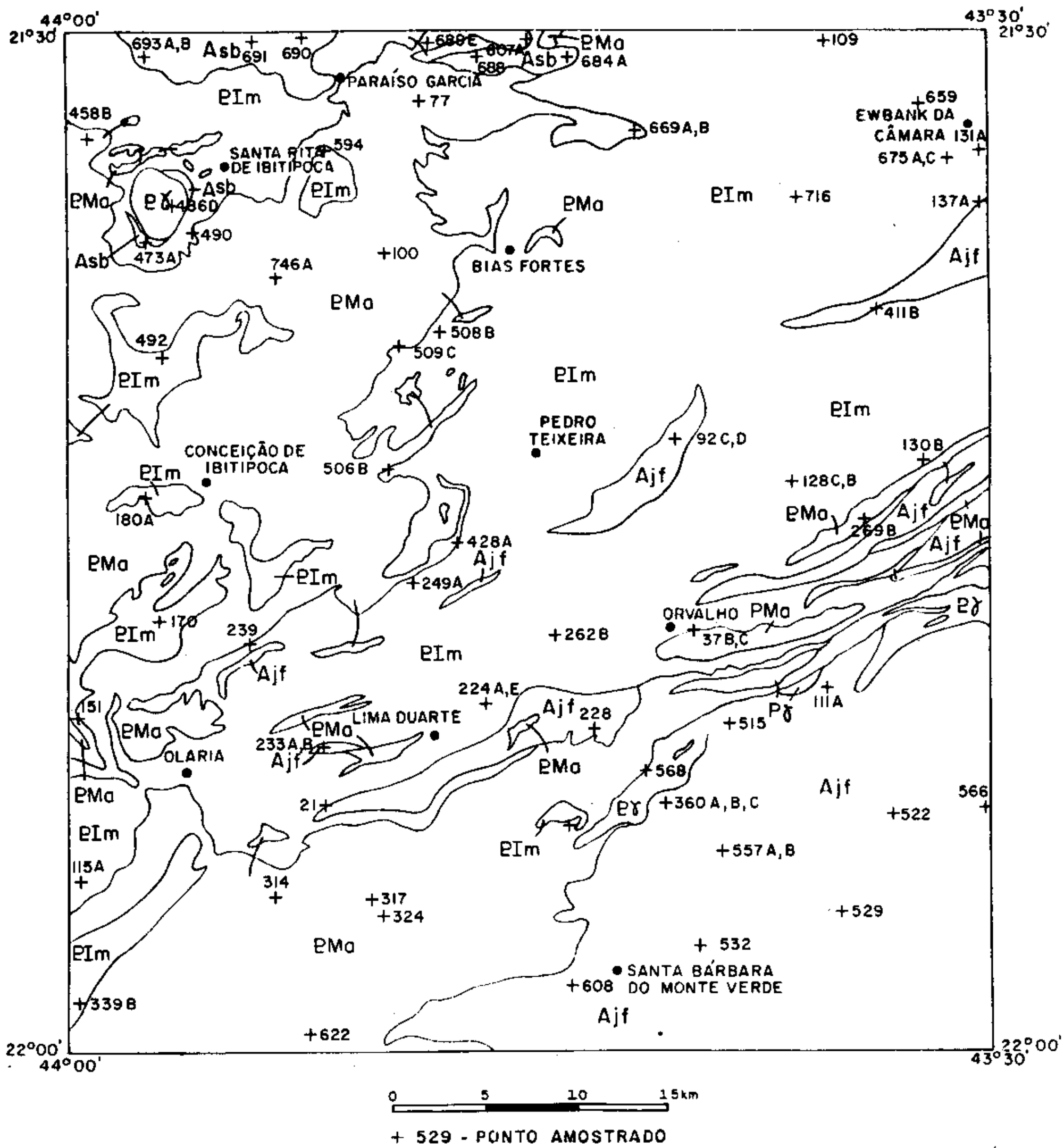


Fig. II.2.2 – Mapa com pontos de amostragem para litogeoquímica da folha Lima Duarte (SF.23-X-C-VI). (Pγ) rochas granitóides; (PMa) grupo Andrelândia; (PIm) complexo Mantiqueira; (Ajf) complexo Juiz de Fora; (Asb) suíte metamórfica São Bento dos Torres.

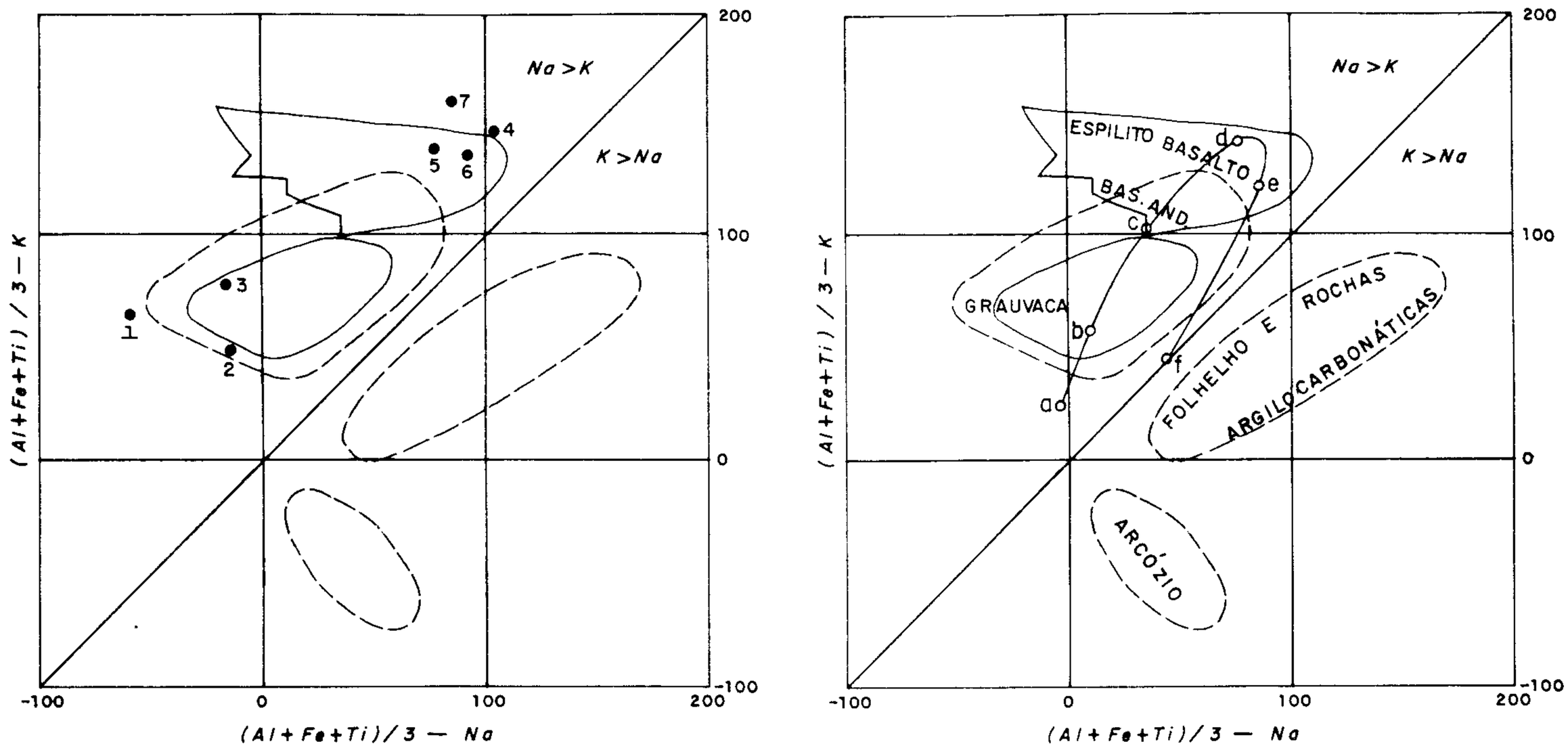


Fig.II.2.3 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, K e Na para rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres, em diagramas de La Roche et al. (1974). Identificação das amostras na tabela II.2.3. Valores expressos em miliátomos por 100g de rocha. Assinala-se o **trend** de uma série ígnea tipo (Daly, 1933): (a) granito; (b) granodiorito; (c) diorito; (d) gabro; (e) hornblendito; (f) dunito.

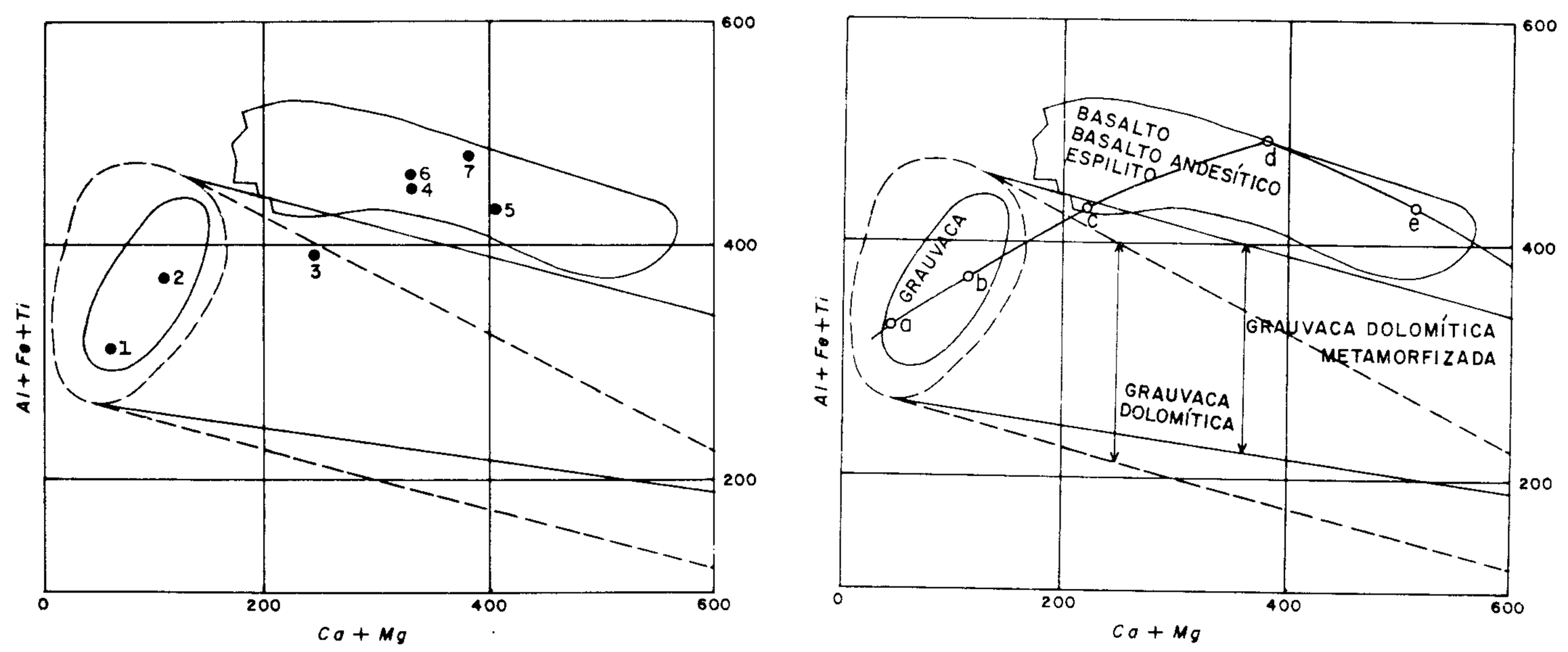


Fig. II.2.4 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, Ca e Mg para rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres, em diagramas de La Roche et al. (1974). Valores expressos em miliátomos por 100g de rocha. Assinala-se o **trend** de uma série ígnea tipo (Daly, 1933): (a) granito; (b) granodiorito; (c) diorito; (d) gabro; (e) hornblendito; (f) dunito

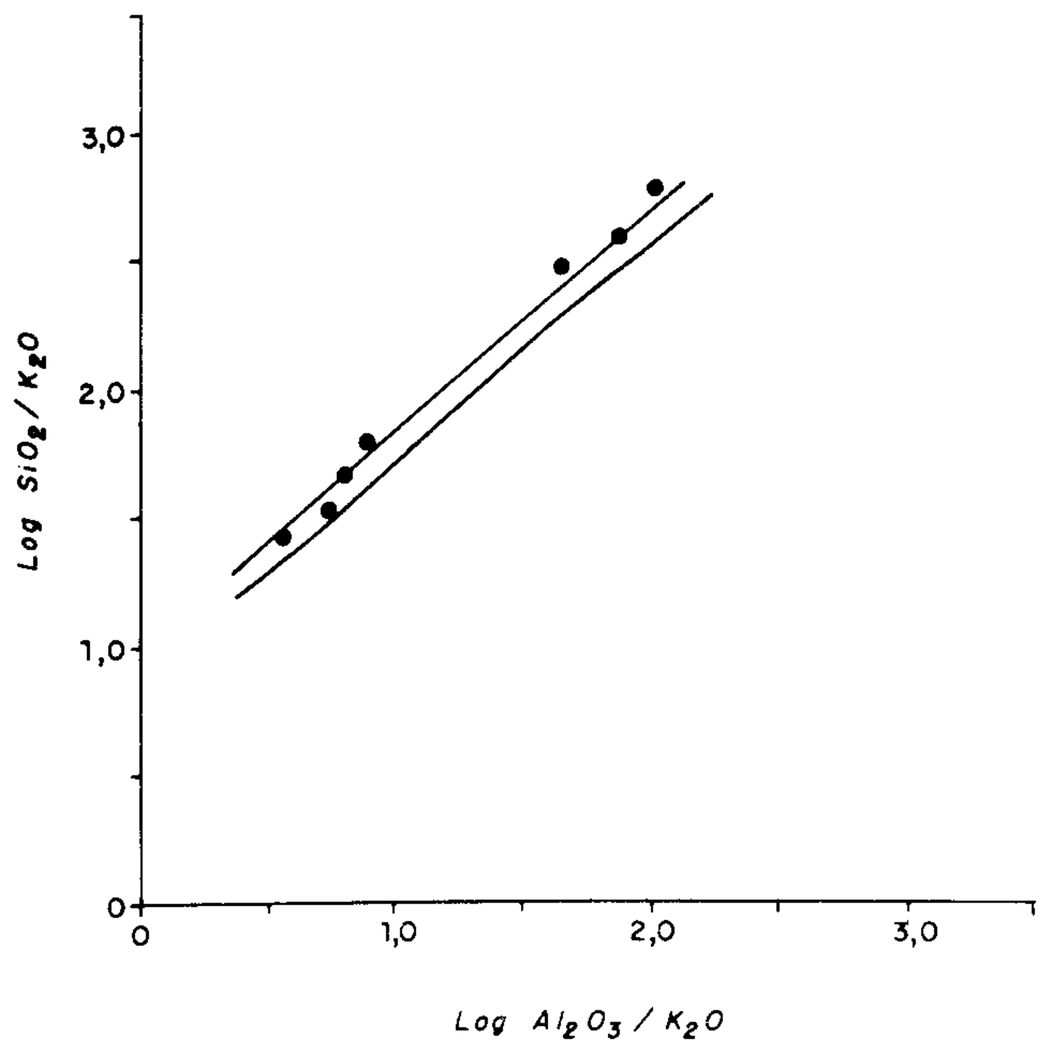


Fig. II.2.5 – Razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos SiO_2, K_2O e Al_2O_3, em rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres. As curvas são de Beswick & Soucie (1978).

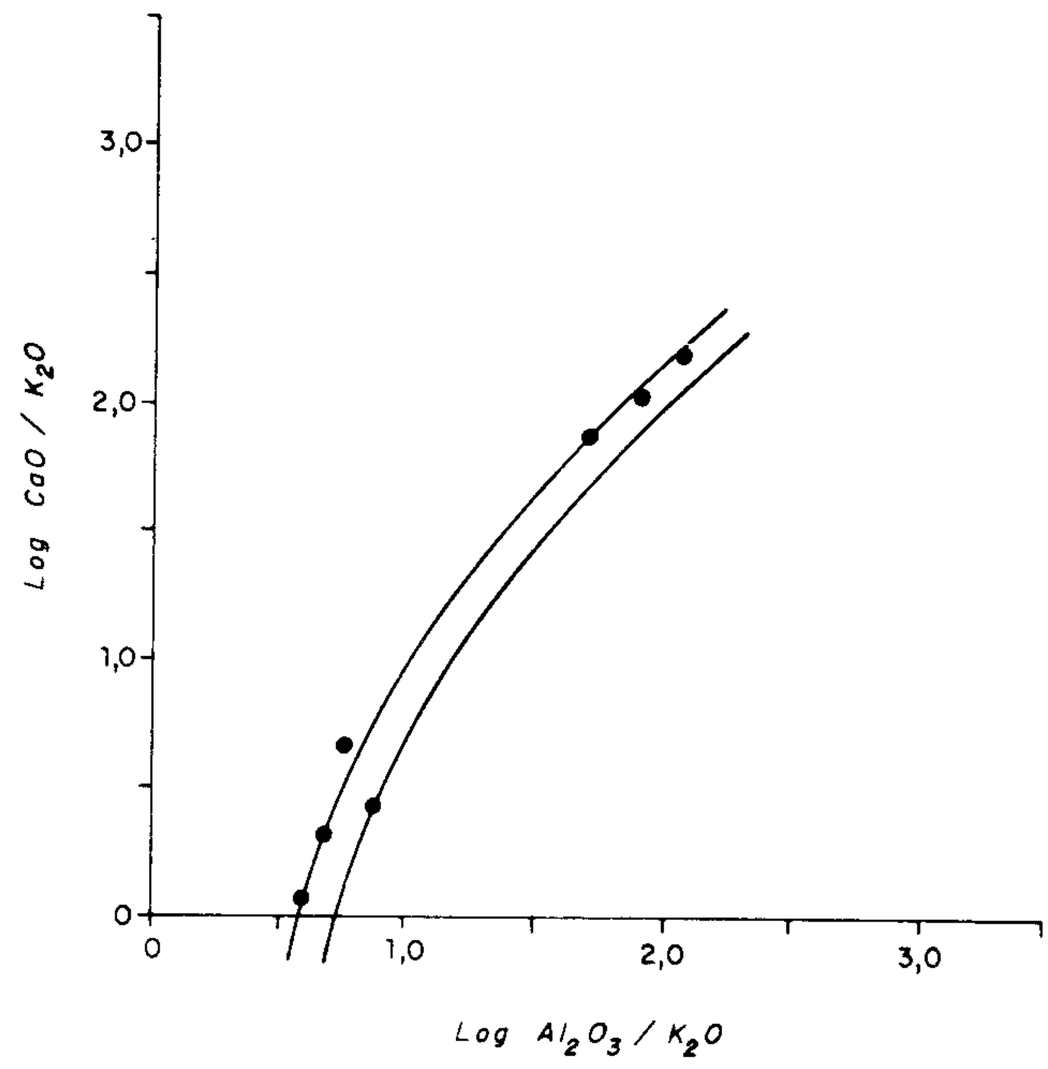


Fig. II.2.6 – Razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos CaO, K_2O e Al_2O_3, em rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres. As curvas são de Beswick & Soucie (1978)

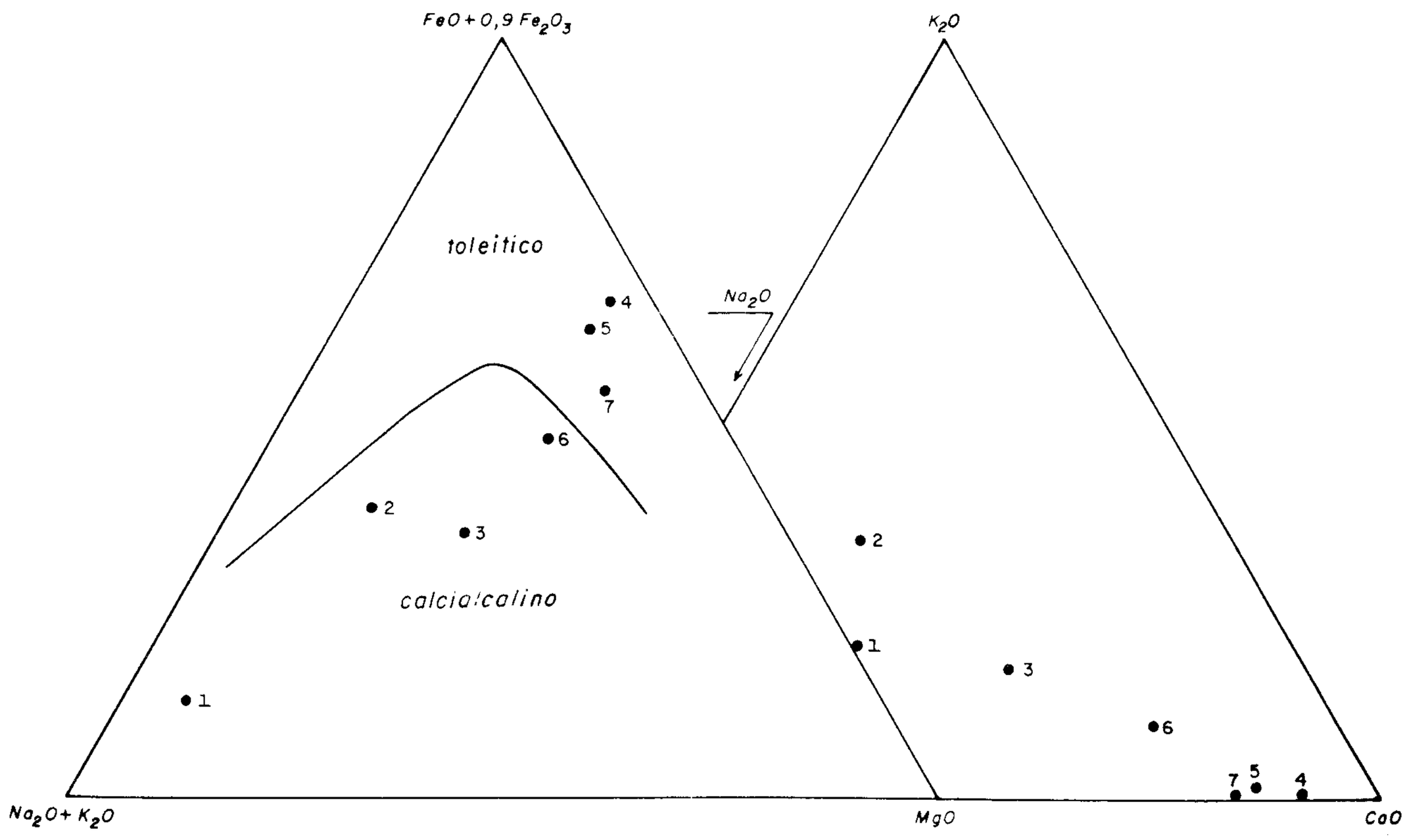


Fig. II.2.7 – Diagramas AFM e NKC para rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Irvine & Barragar (1971).

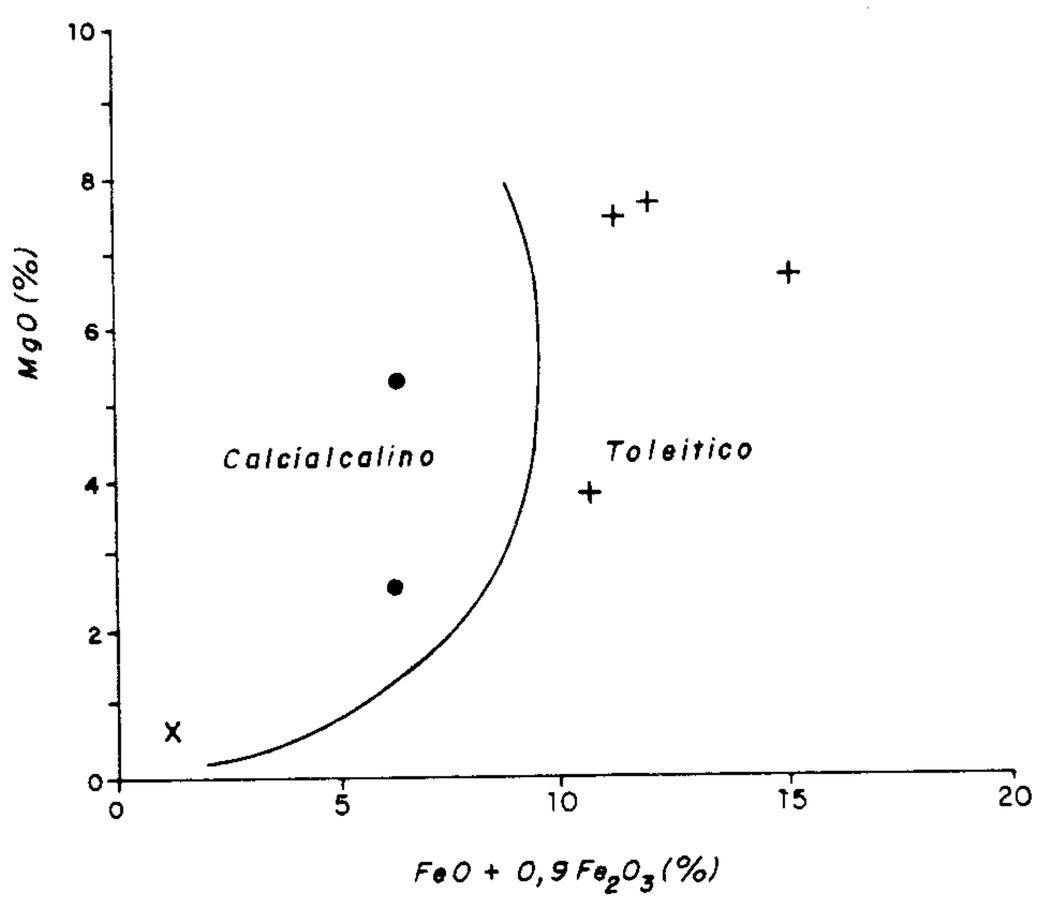


Fig. II.2.8 – Assinatura dos óxidos MgO, FeO e Fe_2O_3 em rochas charnoquíticas básicas (+), intermediárias (•) e ácida (x) da suíte metamórfica São Bento dos Torres. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Tegyey (1974).

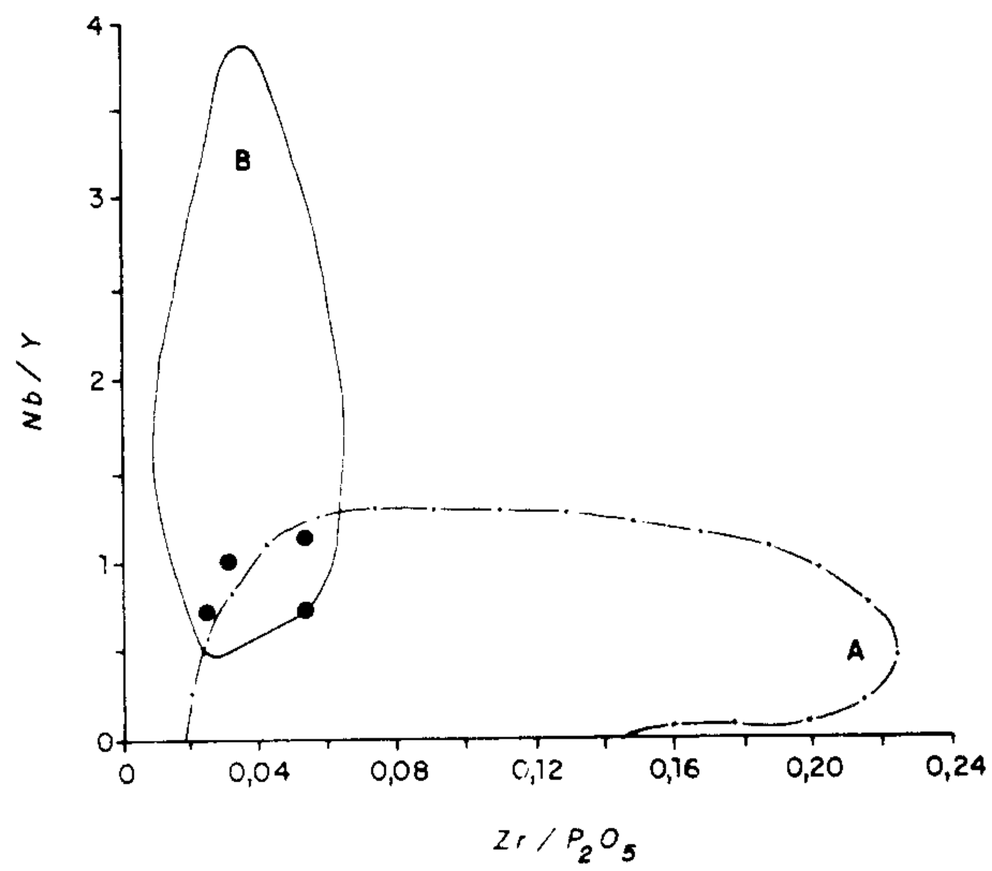


Fig. II.2.9 – Diagrama $Na_2O + K_2O$ x SiO_2 para rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres. As curvas A e B são de Kuno (1968); os campos C (riolito), D (dacito), E (andesito) e F (basalto) são de Tegyey (1974).

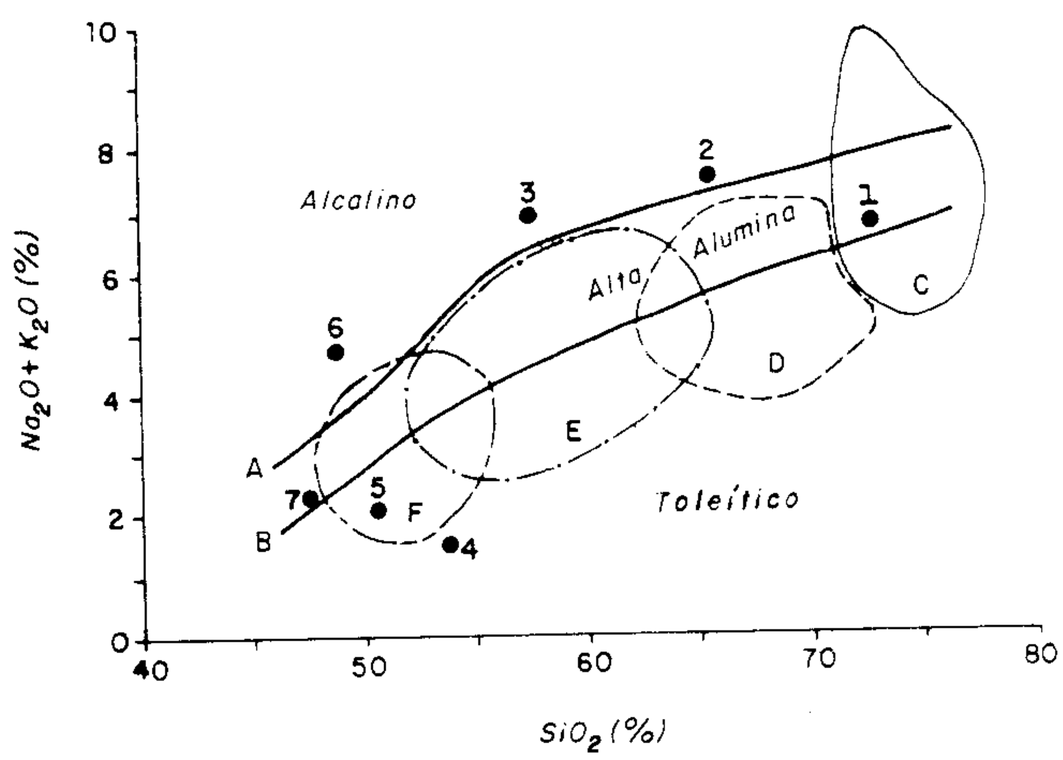


Fig. II.2.10 – Diagrama Nb/Y x Zr/P_2O_5, discriminando os campos dos basaltos toleíticos (A) e dos basaltos alcalinos (B), segundo Floyd & Winchester (1975). Resgistraram-se rochas básicas da suíte metamórfica São Bento dos Torres.

Tabela II.2.4 – Parâmetros de Niggli para Rochas da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres.

Amostra	si	alk	c	fm	al	mg	k	ti	p
1	364	30	15	10	45	0,51	0,26	1,1	0,1
2	247	24	09	36	31	0,42	0,45	1,4	0,1
3	162	17	20	39	25	0,58	0,34	1,4	0,5
4	136	04	36	38	22	0,39	0,13	1,9	0,1
5	115	05	29	49	17	0,53	0,12	1,9	0,1
6	116	10	20	49	21	0,54	0,43	2,5	0,9
7	105	05	27	51	17	0,45	0,04	2,6	0,1

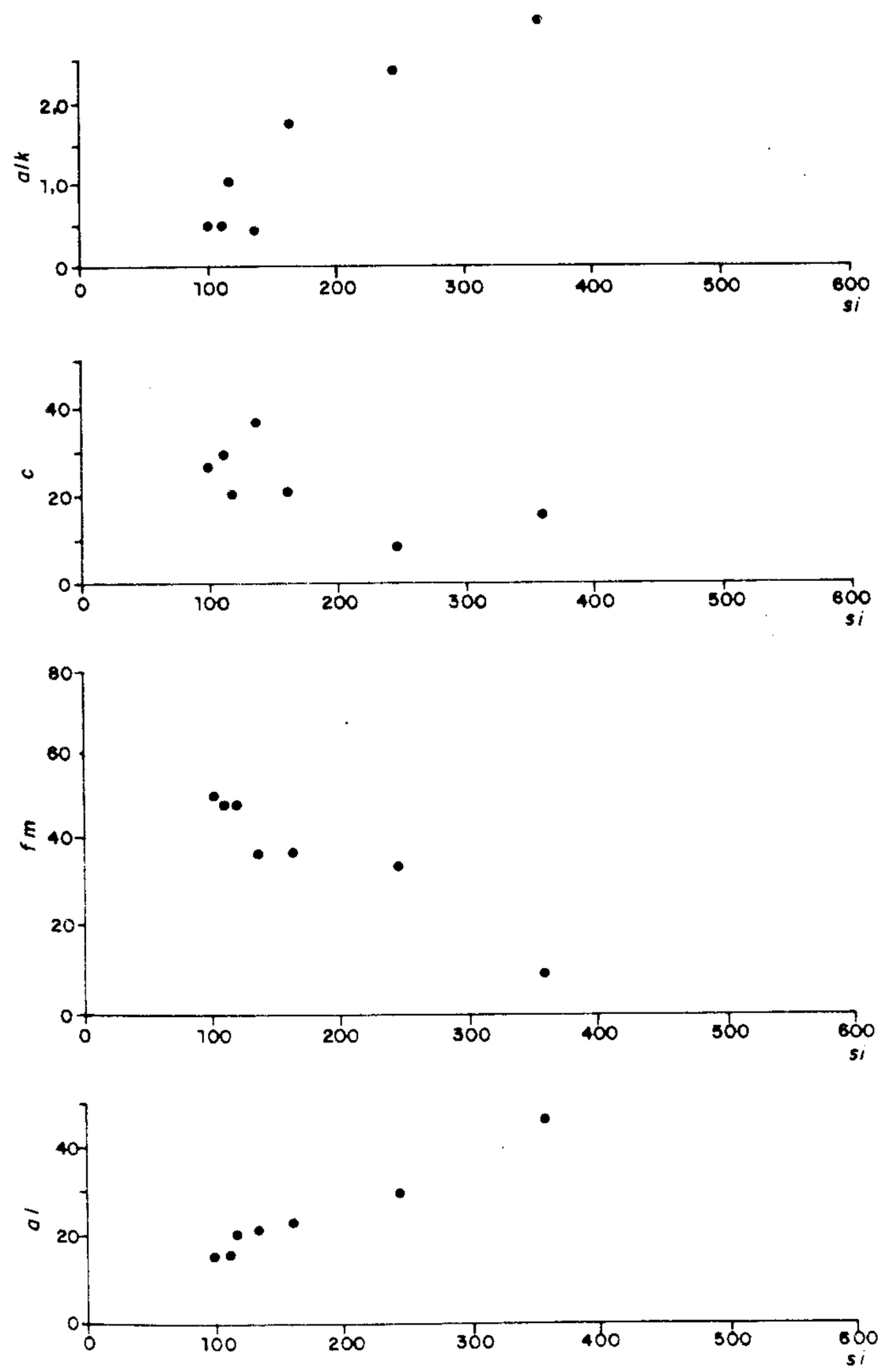


Fig. II.2.11 – Diagramas de variação de rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres, de acordo com os parâmetros de Niggli.

Os diagramas da figura II.2.11 demonstram claramente o caráter da variabilidade dos valores de **al**, **fm**, **c**, e **alk** contra **si**. No passado, tais diagramas eram considerados como determinantes da variação química durante a diferenciação (magmática). Na realidade, devem ser vistos apenas como diagramas de variação, sem considerações genéticas, apriorísticas. De qualquer modo, a série rochosa sob exame parece ter derivação comum (uma mesma fonte magmática inicial), com base nos diagramas de variação, para os quais se podem construir curvas bem-adaptadas.

O registro dos parâmetros **k** e **mg** de Niggli, para as rochas em questão (não-figurado na presente discussão), indica grande variação do valor **k**, para valores quase constantes de **mg**; contudo, os menores valores de **k** correspondem aos menores valores de **mg**, os maiores valores de **k**, aos maiores de **mg**, significando dependência entre eles.

Na figura II.2.12 comparam-se os conteúdos dos elementos-traço nas rochas dessa suíte com teores médios para basaltos e granitos calcialcalinos, apresentados por Turekian & Wedepohl (1961). Percebe-se uma boa correspondência entre os teores das rochas básicas com basaltos, apresentando aquelas em pequeno enriquecimento em Sc e Ni e um discreto empobrecimento em Sr. Para as porções ácida e intermediária a correspondência com os granitos calcialcalinos também é boa; mostram um certo enriquecimento em V, Co, Ni e Ba, talvez devido ao caráter químico intermediário de dois exemplares.

Uma vez definida a bimodalidade dessas rochas e uma similaridade de comportamento entre as amostras 4 a 7, estas passaram a ser tratadas em diagramas próprios para basaltos.

As rochas intermediárias e ácidas não receberam outros tratamentos, pois mostram teores muito variados de SiO_2 e a população não é representativa (amostras 1 a 3).

Na figura II.2.13 estão representados os campos dos basaltos oceânicos e continentais, com base na relação K_2O-TiO_2-P_2O_2. Uma amostra posiciona-se no campo dos basaltos continentais, as restantes, no campo oceânico. Aquela amostra tem teor anômalo de K_2O (cerca de 10 vezes superior à média das outras três) e de P_2O_2 (7 vezes superior à média); o teor de TiO_2 não mostra grandes variações. Adiante, serão feitos comentários sobre essa amostra.

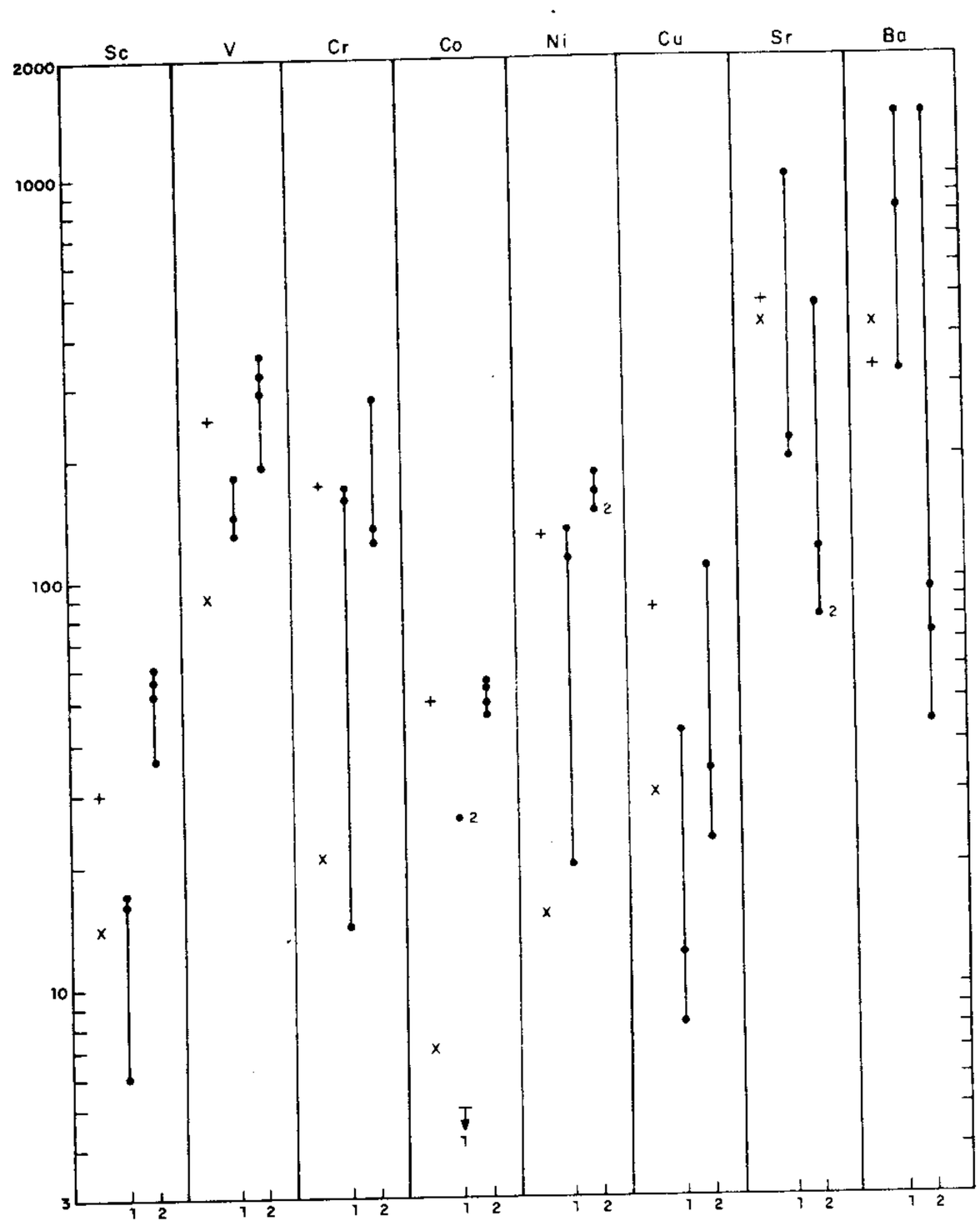


Fig. II.2.12 – Conteúdos de elementos-traço em rochas ácidas e intermediárias (1) e básicas (2) da suíte metamórfica São Bento dos Torres, comparados com teores médios, segundo Turekyan & Wedepohl (1961), para basaltos (+) e granitos calcialcalinos (x).

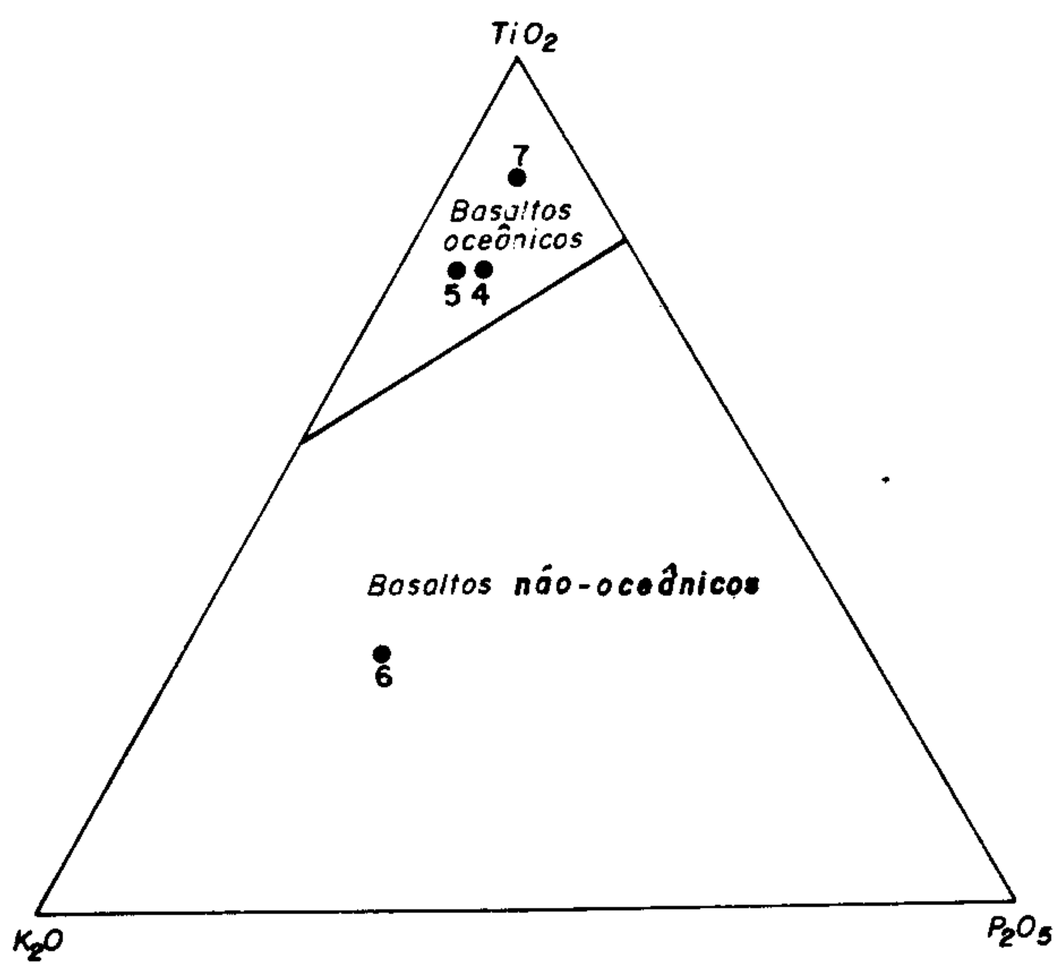


Fig. II.2.13 – Diagrama K_2O-TiO_2-P_2O_5 para rochas básicas da suíte metamórfica São Bento dos Torres. O limite entre os campos dos basaltos é de Pearce et al. (1975).

A figura II.2.14, que leva em conta TiO_2 x Y/Nb para discriminar basaltos alcalinos e toleíticos de ambientes continentais e oceânicos, não é elucidativa. Os campos citados mostram amplas zonas de interferências, com uma amostra (6) ocupando o campo dos basaltos toleíticos oceânicos (justamente a amostra registrada como basalto continental na figura II.2.13), uma outra (7), o campo dos basaltos alcalinos continentais, e todas (incluindo a 4 e a 5) envolvidas pelo campo dos basaltos toleíticos continentais.

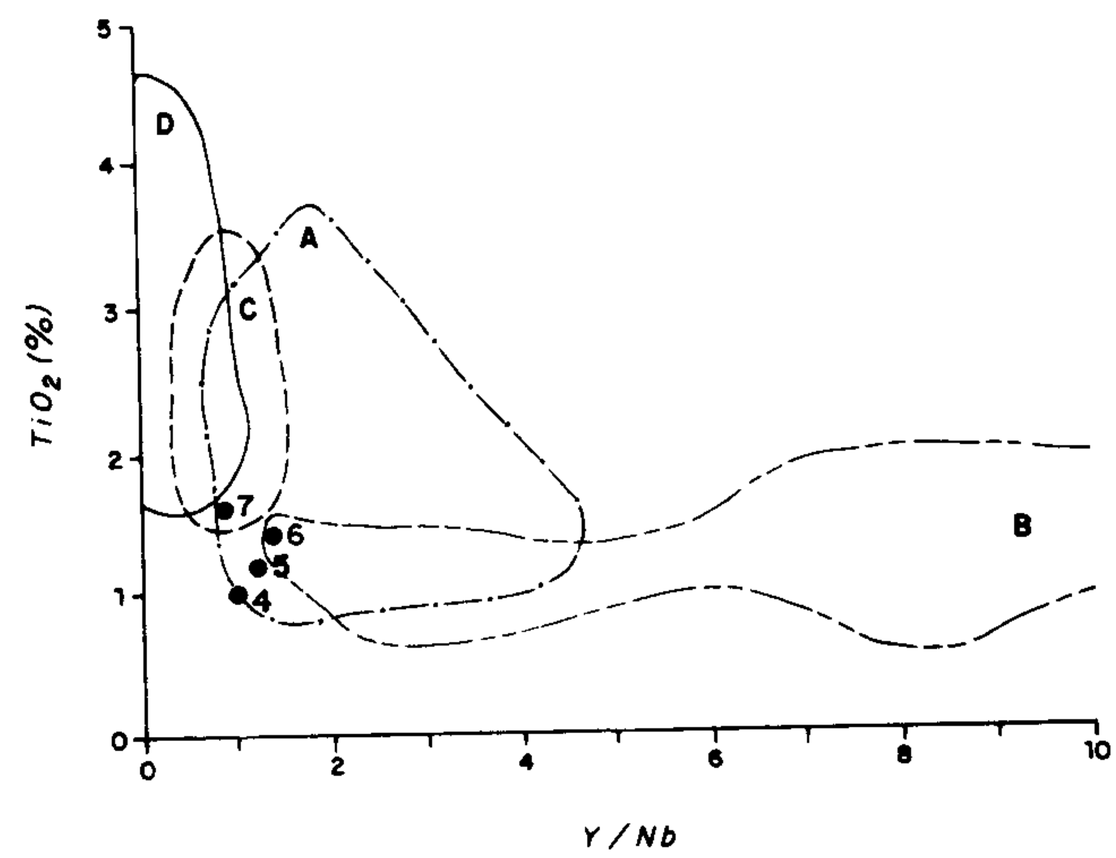


Fig. II.2.14 – Diagrama TiO_2 x Y/Nb de Floyd & Winchester (1975), discriminando os campos: (a) basaltos toleíticos continentais; (B) basaltos toleíticos oceânicos; (C) basaltos alcalinos continentais; (D) basaltos alcalinos oceânicos. Registraram-se rochas básicas da suíte metamórfica São Bento dos Torres.

As assinaturas dos elementos Zr-Ti-Sr são mostradas na figura II.2.15. Novamente três amostras têm comportamento compatível com o campo dos basaltos de fundo oceânico (OFB); uma delas tem registro no campo dos basaltos calcialcalinos (amostra 6), com teores relativamente elevados de Zr e Sr em comparação com os demais.

Na figura II.2.16, que leva em conta as assinaturas dos elementos Cr e Y, as quatro amostras mostram comportamento compatível com o campo dos basaltos de cadeia mesoceânica (MORB).

Os diagramas de Miyashiro (1975), envolvendo os registros dos óxidos FeO, MgO, SiO_2 (figura II.2.17), deixam ver, novamente, a bimodalidade do material em pauta, sugerindo um comportamento de basaltos abissais para o material básico.

Em síntese, pode-se dizer que as rochas dessa suíte têm quimismo ácido a básico, com uma bimodalidade clara

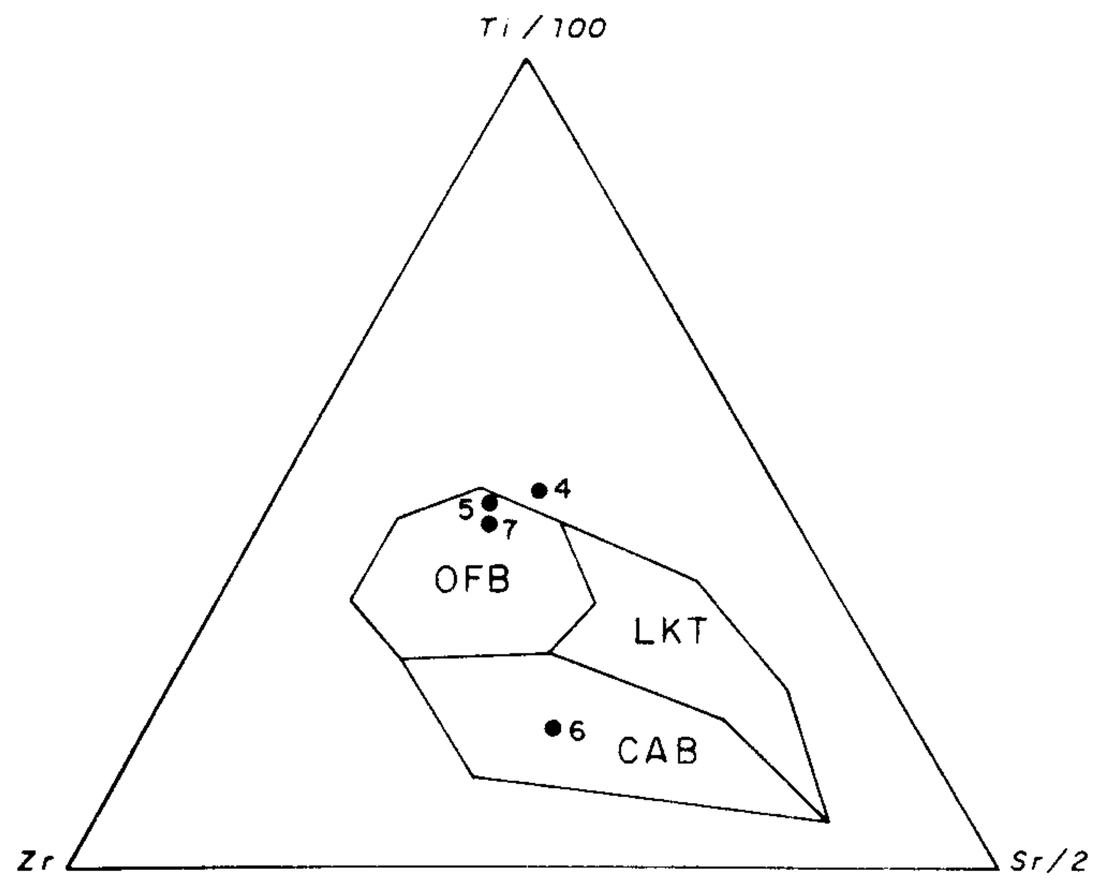


Fig. II.2.15 – Diagrama Zr-Ti/100-Sr/2 para rochas básicas da suíte metamórfica São Bento dos Torres. Estão discriminados os campos dos basaltos de fundo oceânico (OFB), dos toleítos de baixo potássio (LKT) e dos basaltos calcialcalinos (CAB), segundo Pearce & Cann (1973).

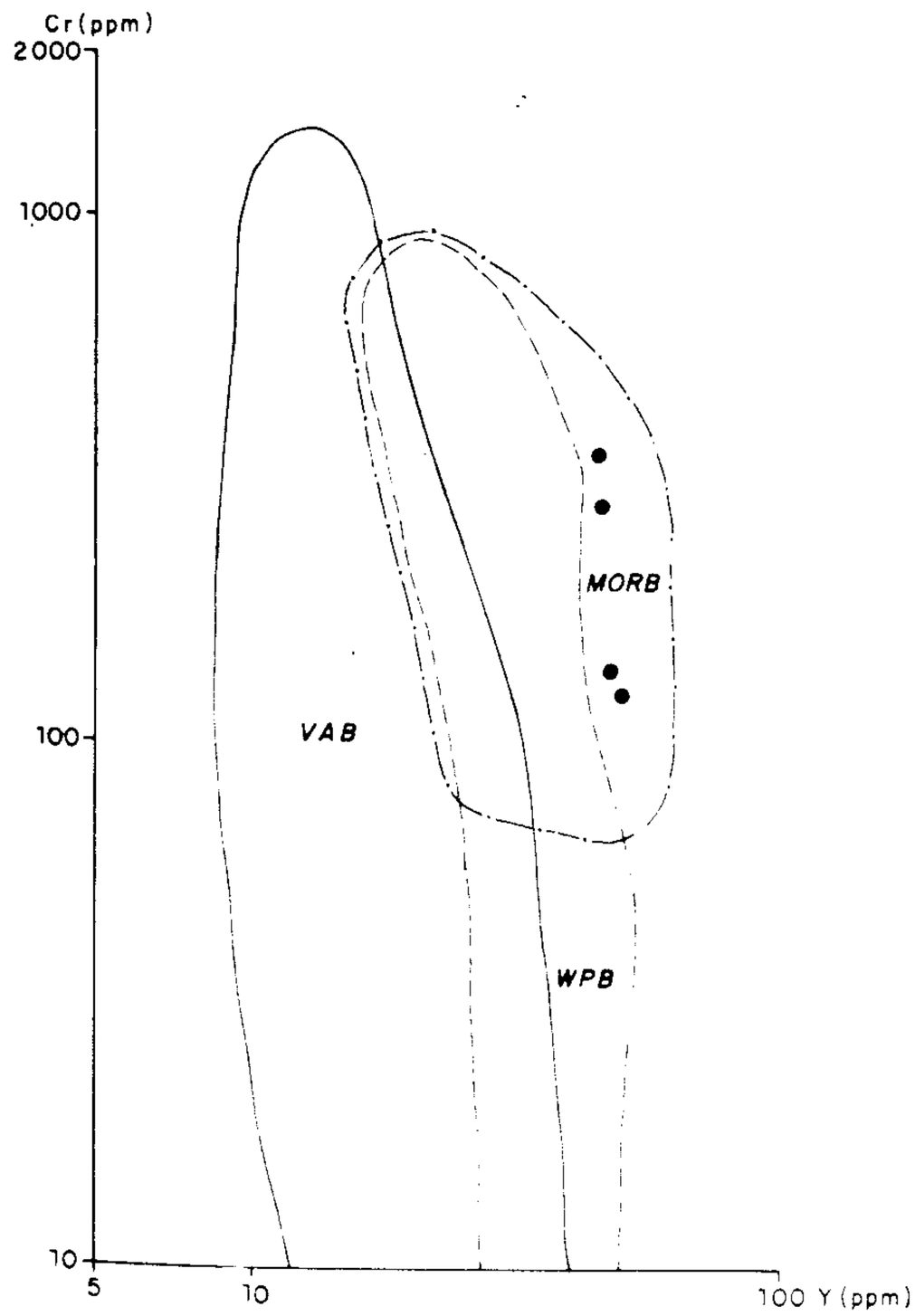


Fig. II.2.16 – Diagrama Cr x Y de Pearce et al. (1981), para basaltos: (VAB) basaltos de arco vulcânico; (MORB) basaltos de cadeia mesoceânica; (WPB) basaltos intraplaca. Registraram-se as amostras 4 a 7 da suíte metamórfica São Bentos dos Torres.

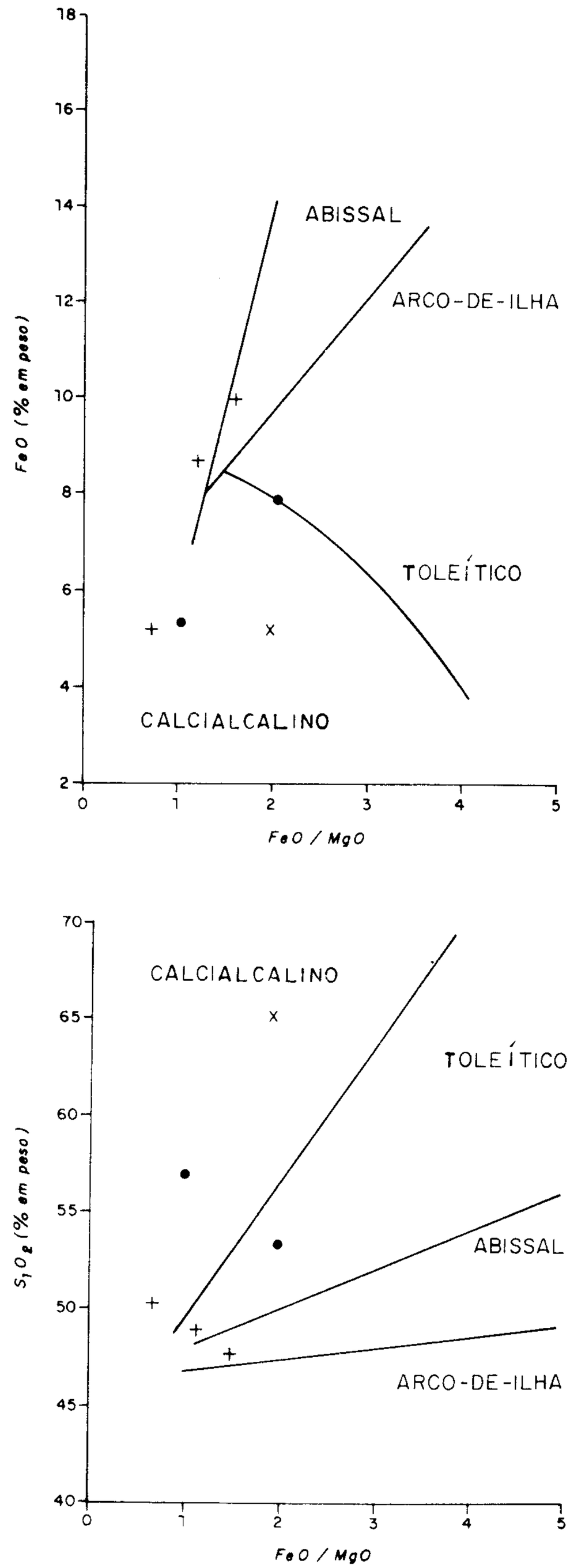


Fig. II.2.17 – Diagramas de Miyashiro (1975), aplicados a rochas básicas (+), intermediárias (•) e ácidas (x) da suíte metamórfica São Bento dos Torres.

entre os domínios básico, que é toleítico, e intermediário, que é calcialcalino. As rochas básicas comportam-se como basaltos oceânicos quando registradas nos diagramas de Pearce et al. (1975, 1981) e como basaltos abissais, quando tratadas nos diagramas de Miyashiro (1975). As rochas intermediárias e ácidas, pelo reduzido número de espécimes tratados, não permitem a caracterização de suas ambiências, mas as suas relações de campo com as rochas básicas apontam uma origem comum; a mesma sugestão é indicada pelos diagramas de variação de Niggli. Processos tectonometamórficos emprestam-lhes estruturas bandadas, descontínuas, em certos domínios.

Em complementação, pode-se dizer que o caráter ígneo das rochas dessa suíte é ressaltado pelo comportamento do Co, Cr, Cu e V, que tendem a diminuir nos termos mais ácidos, enquanto que os teores de Ba, Sr, Zr, Rb e Th tendem a aumentar nesse sentido.

Na tabela II.2.5 são apresentados os valores médios e o desvio padrão para as rochas básicas dessa suíte. Algumas razões químicas para as amostras 1 a 7 são apresentadas na tabela II.2.6.

Tabela II.2.6 - Razões Químicas em Rochas Charnoquíticas da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres

AMOSTRA	1	2	3	4	5	6	7
K/Rb	299	217	201	-	-	178	-
K/Ba	47	34	14	19	31	13	24,5
Rb/Sr	0,23	0,65	0,10	-	-	0,20	-
Ba/Sr	1,45	4,10	1,45	1,15	0,92	2,87	0,37

De acordo com diversos autores, os ETR são imóveis face ao metamorfismo (Weaver & Tarney, 1980; Humphris, 1984). Como ponto de partida para uma discussão sobre o comportamento dos ETR, considera-se que os dados obtidos representam os materiais básicos a ácidos que serviram como protólitos sobre os quais incidiu o metamorfismo de fácies granulito.

Os dados obtidos permitem confirmar a regra geral da diminuição do conteúdo de ETR com o aumento do SiO_2 e o aumento da relação La/LuN com o aumento do SiO_2. Os parâmetros característicos dos ETR são mostrados na tabela II.2.7; as curvas normalizadas para condritos, nas figuras II.2.18a, b.

Para as rochas básicas, tem-se curvas normalizadas tendendo para a horizontalidade, ocorrendo, contudo enriquecimento discreto de ETRL em relação aos ETRP (o valor está próximo de 3, exceto para uma amostra, a de número 6, onde tal relação é superior a 7). Quando se consideram os ETR e a concentração condrítica nesses elementos nos ETRL, vê-se claramente que as rochas bá-

Tabela II.2.5 - Composição Química Média de Rochas Charnoquíticas Básicas da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres (Amostras 4 a 7, Tabela II.2.2)

	MÉDIA	s
SiO2	50,15	2,17
Al2O3	13,95	0,95
Fe2O3	4,80	1,94
FeO	7,94	1,76
CaO	11,10	1,82
MgO	6,50	1,53
Na2O	2,13	0,51
K2O	0,68	0,82
TiO2	1,28	0,24
P2O5	0,31	0,32
H2O -	0,07	0,02
H2O +	0,17	0,19
MnO	0,27	0,09
CO2	0,56	0,16
S	0,09	0,06
TOTAL	99,98	
Co	51,5	3,8
Cr	222,5	95,8
Cu	69	40,4
Pb	11,5	3,0
Zn	30	15,6
Ni	165,5	17,5
V	292	59,7
Sc	51,5	8,3
Y	47,5	1,7
Nb	43,5	7,9
Ba	397	567,8
Sr	189,5	168,6
Zr	96	68,0
Cl	337,5	223,1
F	752,5	952,1
Li	16	11,1
La	12,73	9,5
Ce	28,57	23,2
Nd	20,06	15,3
Sm	4,78	3,3
Eu	1,28	0,5
Gd	4,85	2,3
Dy	4,29	1,1
Ho	0,79	0,1
Er	2,34	0,2
Yb	2,2	0,1
Lu	0,29	0,0

Tabela II.2.7 - Parâmetros de ETR em Rochas Charnoquíticas da Suíte Metamórfica São Bento dos Torres

AM.No.	1	2	3	4	5	6	7
(La/Lu)N	132,71	18,80	19,32	2,19	3,43	12,09	2,06
(La/Sm)N	12,87	6,96	3,03	1,89	1,76	1,76	1,21
(Gd/Lu)N	4,48	1,81	3,79	1,25	1,67	4,33	1,53
(Eu/Eu*)N	1,32	1,00	0,84	1,03	0,79	0,69	0,98
SETRL	143,00	124,93	180,09	31,02	43,06	156,80	38,78
SETRP	2,72	8,60	15,92	11,14	12,83	20,77	14,30
SETR	145,72	133,53	196,01	42,16	55,89	177,57	53,08
SETRL/SETRP	52,57	14,53	11,31	2,78	3,36	7,55	2,71

Obs: (SETR) somatório dos elementos de terras raras;
(SETRL) somatório dos elementos de terras raras leves;
(SETRP) somatório dos elementos de terras raras pesadas;

sicas são enriquecidas, pois que o seu conteúdo é 31 a 43 vezes o valor condrítico; na amostra 6 há enriquecimento excepcional em ETRL. Em relação aos ETRP, o conteúdo é 11 a 14 vezes o valor condrítico, enquanto na amostra 6 tem-se tal valor 21 vezes maior. Assim, dispomos de dois padrões de fracionamento de ETR: um enriquecido e outro empobrecido em ETRL. O material enriquecido exibe anomalia negativa para Eu, enquanto o empobrecido tem anomalia discreta ou não tem anomalia. Quando consideramos os elementos altamente incompatíveis (Rb, Th, Ba, Nb, La e Ce), os elementos menos incompatíveis (ou tros elementos terras-raras, Y, Zr etc.), além dos elementos incompatíveis com propriedades químicas semelhantes (Dy/Y, por exemplo), observamos o seguinte nas rochas básicas:

a) a relação Ba/Zr varia de 0,52 a 6,57; Zr/Nb varia de 0,77 a 6,17; La/Nb varia de 0,12 a 0,85 e Ba/La de 6,70 a 47,42;

b) a relação La/CeN é praticamente invariável (1,11 a 1,32), o mesmo acontecendo com Sm/NdN (0,69 a 0,83) e Yb/LuN (1,10 a 1,35);

c) a relação Ce/Yb está compreendida entre 1,49 e 8,06 e a relação Dy/Y, entre 0,07 e 0,13;

d) a relação K/Ba varia de 13 a 31 e a relação Ba/Sr de 0,37 a 2,87.

As características dos ETR e outros elementos no sistema considerado apontam claramente para um protólito com as propriedades de basaltos de bacia oceânica do tipo MORB. As rochas das bacias oceânicas são separadas em basaltos de dorsal oceânica ou MORB, de ilha vulcânica e de platô oceânico. Os basaltos do tipo MORB são subdivididos em tipos presentes em segmentos "normais" (MORB tipo N), "anômalos" (MORB tipo E) ou "plumas" (basalto tipo P) e "transicionais" (MORB tipo T), conforme Schilling (1973, 1975), e diversos outros autores. Os basaltos MORB são toleíticos, e os padrões de ETR normalizados para condritos são diferentes em cada subtipo do MORB (ver, por exemplo, Saunders, 1984). Esses basaltos posicionaram-se em margens de placas construtivas.

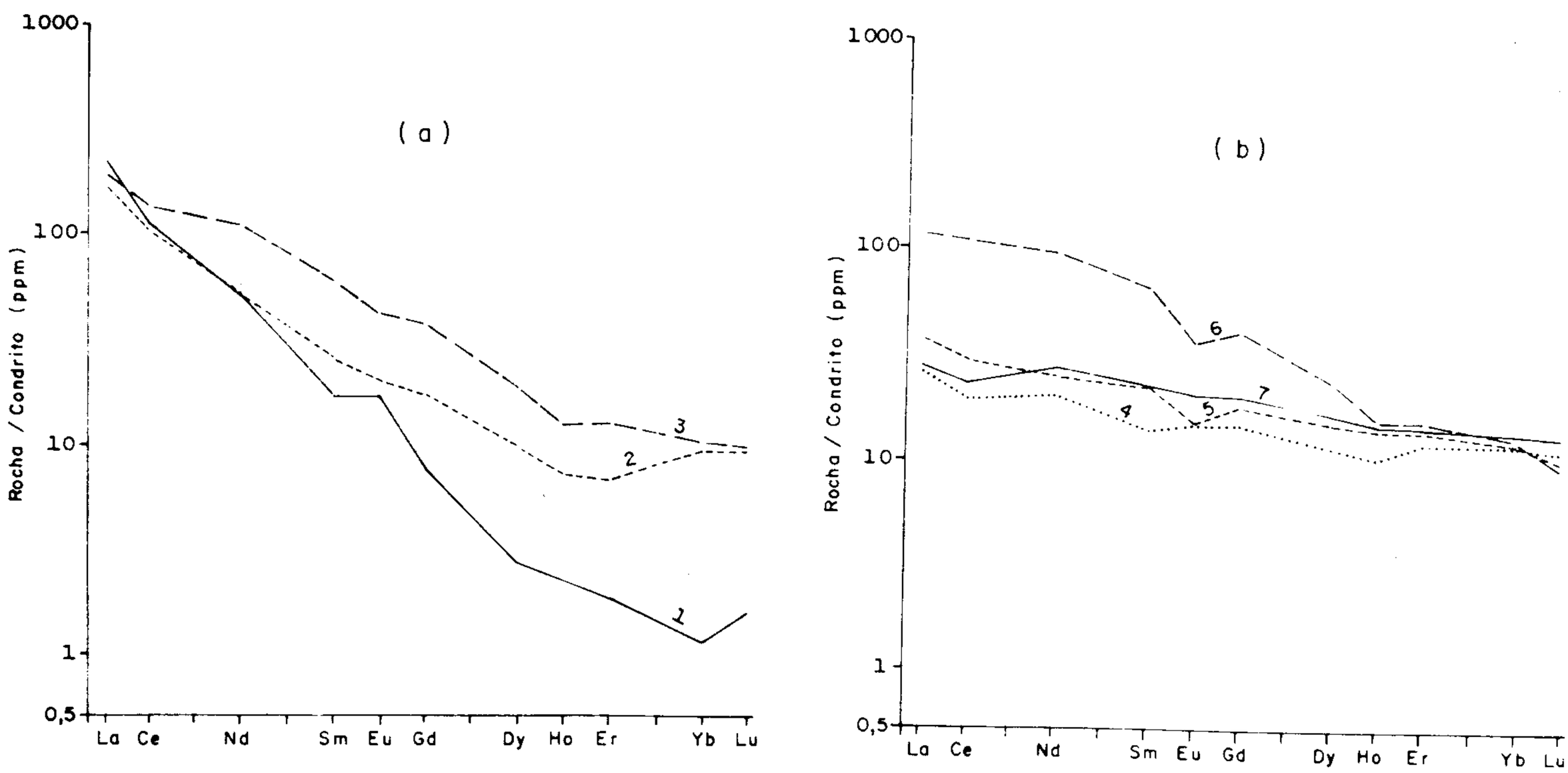


Fig. II.2.18 – Variogramas de ETR em rochas charnoquíticas da suíte metamórfica São Bento dos Torres. (a) Rochas ácidas e intermediárias; (b) rochas básicas.

Essas rochas pertencem ao subtipo "MORB tipo T", com base nas características anteriormente apontadas. Segundo Green et al. (1979), os basaltos MORB têm razão Fe/Mg elevada e baixos conteúdos em Ni e Cr (as rochas em estudo têm Fe/Mg = 2,43, Ni = 165,5 e Cr = 222,5), o que indica que representam fusões primárias em equilíbrio com a composição do manto, admitindo-se ainda que a fusão sofreria fracionamento ao ascender, com tal processo controlado pela precipitação de olivina + plagioclásio + clinopiroxênio (Wood, 1979). Quando se examina o comportamento do Ce e Yb e do Sm e Eu/Eu*, nas rochas sob enfoque, há forte sugestão da participação de plagioclásio e clinopiroxênio para a sua geração.

Diversos fatores contribuem para controlar o comportamento dos ETR em sistemas ígneos, salientando-se a composição da fonte, o grau de fusão parcial (da fonte) e a cristalização fracionada. Os dados disponíveis permitem que sejam tecidas algumas considerações sobre tais condicionamentos.

O registro em um diagrama logarítmico Ce/YbN-CeN, conforme idealizado por Saunders (1984), indica uma tendência de diferenciação semelhante aos basaltos MORB tipo T, evoluídos em sistema aberto de alta pressão, a partir de fonte com composição correspondendo a granada-lherzolito. Comente-se que sistemas de baixa pressão, com câmara aberta ou fechada, evoluem com razões Ce/Sm e Ce/Yb constantes. Se ocorrer remoção de plagioclásio, aparecem anomalias negativas para Eu. Ao contrário, sistemas de alta pressão, envolvendo granada, alteram a relação Ce/Yb, mantendo constantes as relações Ce/SmN e La/CeN. Para as rochas em estudo, tais relações variam entre 1,49 e 8,06, 1,06 e 1,59 e 1,11 e 1,32, respectivamente.

Em termos de fusão parcial em equilíbrio, os modelos mais aceitáveis operam através de equilíbrio contínuo da fase líquida com o sólido residual até a remoção da fusão – fusão dinâmica, ou através de fusão contínua, com fusão multiestadial. O material examinado parece, ter evoluído através de fusão dinâmica, o fracionamento dos ETRL em relação aos ETRP ocorrendo devido à presença de granada residual durante a fusão. Os esquemas variáveis de ETR nessas rochas podem representar algum tipo de heterogeneidade da fonte. O leitor encontrará uma ampla discussão da aplicação dos ETR na modelagem petrogenética em Haskin (1984).

Os ETR nas amostras das rochas intermediárias e ácidas indicam o seguinte (há relação direta entre conteúdos de ETR e de plagioclásio):

a) extremo fracionamento de ETRL em relação aos ETRP (valores entre 11 e 53 para a relação ETRL/ETRP);

b) variação do conteúdo total de ETR em função inversa do conteúdo de SiO_2;

c) os ETRL variam de 125 a 180 vezes o valor condrítico, enquanto os ETRP variam de 3 a 16 em relação ao mesmo valor;

d) o valor da anomalia do Eu (entre 0,84 e 1,32) está em relação direta com o conteúdo de sílica;

e) a relação La/SmN, nas rochas intermediárias e ácida varia de 3,03 a 12,87, enquanto nas rochas básicas, de 1,21 a 1,89; a relação Gd/LuN está compreendida entre 1,81 e 4,48 nas primeiras e entre 1,25 e 4,33 nas segundas. A continuidade das relações La/SmN e a identidade das relações Gd/LuN sugerem estreita relação genética entre os diversos materiais sob exame;

f) uma amostra de material intermediário (número 3) tem esquema de fracionamento muito parecido com o de uma amostra de material básico (número 6), o que indica relação genética entre eles;

g) quando se examinam as relações entre elementos incompatíveis, nota-se que para Ba/Zr, Zr/Nb, La/Nb, Ba/La e Dy/Y, os valores obtidos nos diversos materiais (ácidos a básicos) são semelhantes. Ademais, as relações La/Ce, Sm/Nd, Yb/Lu e Ce/Sm nas rochas ácidas a intermediárias também são semelhantes, o que mais uma vez aponta para consangüinidade entre os diversos tipos rochosos da suíte sob exame.

Os terrenos arqueanos submetidos a metamorfismo granulítico não apresentam o mesmo comportamento químico. Assim, dois tipos básicos de terrenos são reconhecidos; um com forte eliminação de elementos incompatíveis, outro com enriquecimento dessses elementos. Weaver & Tarney (1983) selecionaram como paradigmas as regiões do complexo Lewisiano do noroeste da Escócia e do Arqueano da Índia meridional, respectivamente. Os terrenos granulíticos do Brasil meridional, em Santa Catarina e Rio Grande do Sul, comportam-se como aqueles da Escócia, enquanto os da Bahia comportam-se como os da Índia (Hartmann, 1988).

No caso das rochas granulíticas da suíte metamórfica São Bento dos Torres, os conteúdos dos diversos elementos incompatíveis mostram que elas se comportam como aquelas da Índia.

A formação dos granulitos básicos dessa suíte poderia ter se processado segundo o modelo *hot-spot*, a partir da liberação de uma fase vapor rica em CO_2, na crosta inferior. A fusão parcial dos granulitos básicos originaria os materiais intermediários e ácidos.

Pelo que ficou exposto, conclui-se que o modelo proposto por diversos autores, como McLennan & Taylor (1984) e Weaver & Tarney (1983), para a geração de rochas charnoquíticas arqueanas a partir de gnaisses da fácies anfibolito, através de charnoquitização, não é aplicável à geração das rochas dessa suíte.

2.2.1.7 Idade e correlações

Na faixa de ocorrência das rochas suíte em epígrafe, são escassas as datações radiométricas disponíveis. Apenas duas amostras (147 e 149) de Cordani et al. (1973) a ela pertencem. Localizam-se a meia-distância entre Barbacena e Santos Dumont, no domínio da folha Barbacena (SF.23-X-C-III), tomadas na pedreira do DNER; corres-

pondem a gnaisses granoblásticos, com microclina finamente pertítica, em parte reduzida em um mosaico granoblástico onde o plagioclásio límpido é ocasionalmente antipertítico, o quartzo tem forma lenticular e a biotita é marrom-esverdeada, conforme citação de Cordani et al. (op. cit.). Dados divulgados por esses autores fornecem para essas rochas uma isócrona de 2.788 ± 222m.a. com RI = 0,706, obtidas em datações Rb/Sr em rocha total. Deve-se ressaltar, entretanto, que esta é uma isócrona de referência, obtida em conjunto com outras amostras (125 e 126) tomadas nos arredores de Juiz de Fora, cerca de 100km a sudeste, certamente em litótipo do complexo Juiz de Fora.

Cordani & Teixeira (1979) recalcularam as idades Rb/Sr convencionais com uma nova constante Rb = $1,42 \times 10^{(-11)}$ anos$^{(-1)}$ [em oposição a um Rb = $1,47 \times 10^{(-11)}$ anos$^{(-1)}$ usado anteriormente], assumindo uma razão inicial (RI) igual a 0,705 para cálculo das idades aparentes. Assim, obtiveram novas idades aparentes de 3059 ±169m.a. e 2876 ±143m.a. para as amostras 147 e 149, respectivamente.

Uma isocrona Rb/Sr, preparada para este projeto (folha Barbacena, estação HV-70), revelou idade 2684 ± 110m.a., com RI = 0,714. Foi analisado material granitóide, de aparente filiação charnoquítica, fortemente cisalhado, tomado da pedreira do DNER junto à BR-040, situada a meia-distância entre Santos Dumont e Barbacena. A inclusão no diagrama de um piroxênio granulito, associado aos granitóides, influencia o traçado da isócrona, nesse caso obtendo-se uma idade de 3,37g.a. com RI = 0,701.

Machado Filho et al. (1983), reinterpretando essas mesmas quatro amostras, mostram alinhamentos isocrônicos diferentes. Para as duas primeiras (147 e 149) afirmam: "...revelaram-se pré-transamazônicas, pois situam-se claramente acima da isócrona de 2160m.a.".

Os dados petroquímicos, estruturais e geocronológicos disponíveis não permitem que se correlacionem, por ora, as rochas dessa suíte aos seus equivalentes charnoquíticos do complexo Juiz de Fora. Uma correlacão com o complexo Granulítico de Acaiaca, definido por Evangelista (1984), também não é possível, no momento, em virtude da descontinuidade física entre os corpos expostos e à carência de informações.

2.2.2 Complexo Juiz de Fora – Ajf

2.2.2.1 Definição

O complexo Juiz de Fora tem por base a série Juiz de Fora definida por Ebert (1956a), redefinida por Barbosa & Grossi Sad (1983a). Esses ultimos autores o definem "como a associação de duas unidades litológicas intimamente relacionadas, a saber: uma caracterizada essencialmente por rochas da seqüência charnoquítica, tendo quartzito e biotita-gnaisse diaftorético como litologias subordinadas... e outra constituída essencialmente por diaftoritos com evidências mineralógicas e petrográficas de derivação a partir de rochas da seqüência charnoquitica...". Para aquela, os referidos autores propuseram o nome da unidade Comendador Venâncio e para esta, a denominação unidade Raposo, tendo como seção-tipo, respectivamente, "o trecho do vale do rio Muriaé, que começa pouco a E da divisa Minas-Rio, em Patrocínio do Muriaé, e vai até 4km a E da localidade de Comendador Venâncio..." e "a faixa limítrofe entre os dois estados, no trecho que vai da localidade fluminense de Raposo para NW, até o vale do ribeirão Gavião...". Adotou-se aqui o termo Juiz de Fora para reunir as mesmas litologias descritas por esses autores sem, contudo, seguir-se a divisão em unidades formais por eles proposta, devido à descontinuidade física entre as áreas cartografadas. Ensaiou-se, contudo, uma correlação.

2.2.2.2 Distribuição

A distribuição do complexo Juiz de Fora é mostrada na figura II.2.19. Os diversos litótipos que o compõem distribuem-se preferencialmente, na porção sudeste da folha. A principal faixa de exposição é contínua, pródiga em boas exposições rochosas e cobre uma superfície de 550km^2; bordeja pelo sul as serras Negra e de Lima Duarte e, a essa porção, deu-se a designação informal de faixa meridional.

Uma segunda faixa, à qual se denominou faixa setentrional, ocorre de maneira descontínua, segundo uma direção-geral N55°E, passando pelo povoado de Chapéu d'Uvas. É definida por corpos alongados segundo essa direção, o maior deles tendo 13km de comprimento e largura máxima de 3km. Os limites dessa faixa são tectônicos.

Outros corpos rochosos, seguramente pertencentes a esse complexo, ocorrem entre as duas faixas referidas. São corpos alongados, com orientação preferencial também segundo ENE, que se mostram em um arranjo imbricado com rochas de outros agrupamentos estratigráficos.

As melhores exposições da faixa meridional estão ao longo da rodovia MG-353 (no trecho que vai de Santa Bárbara do Monte Verde para leste, no sentido de Juiz de Fora), no vale do rio do Peixe (entre o povoado de Monte Verde e a foz do ribeirão Pirapitinga) e ao longo do ribeirão do Pião. É muito comum, nesse domínio, a presença de morros com encostas rochosas e a própria drenagem costuma correr por longos trechos sobre pavimento de rocha. O ponto culminante é o morro Torreões, com cota de 1.096m e a menor altitude está no rio do Peixe, junto ao povoado de Monte Verde, com pouco mais de 500m. A cota média da faixa está pouco abaixo de 900m.

Na faixa setentrional, tem-se uma bela exposição de rochas chornoquíticas na pedreira (abandonada) de Chapéu d'Uvas e outras ao longo das estradas municipais que levam da BR-267 para as cidades de Pedro Teixeira e Bias Fortes. Nessa faixa também costumam ocorrer morros de encostas rochosas.

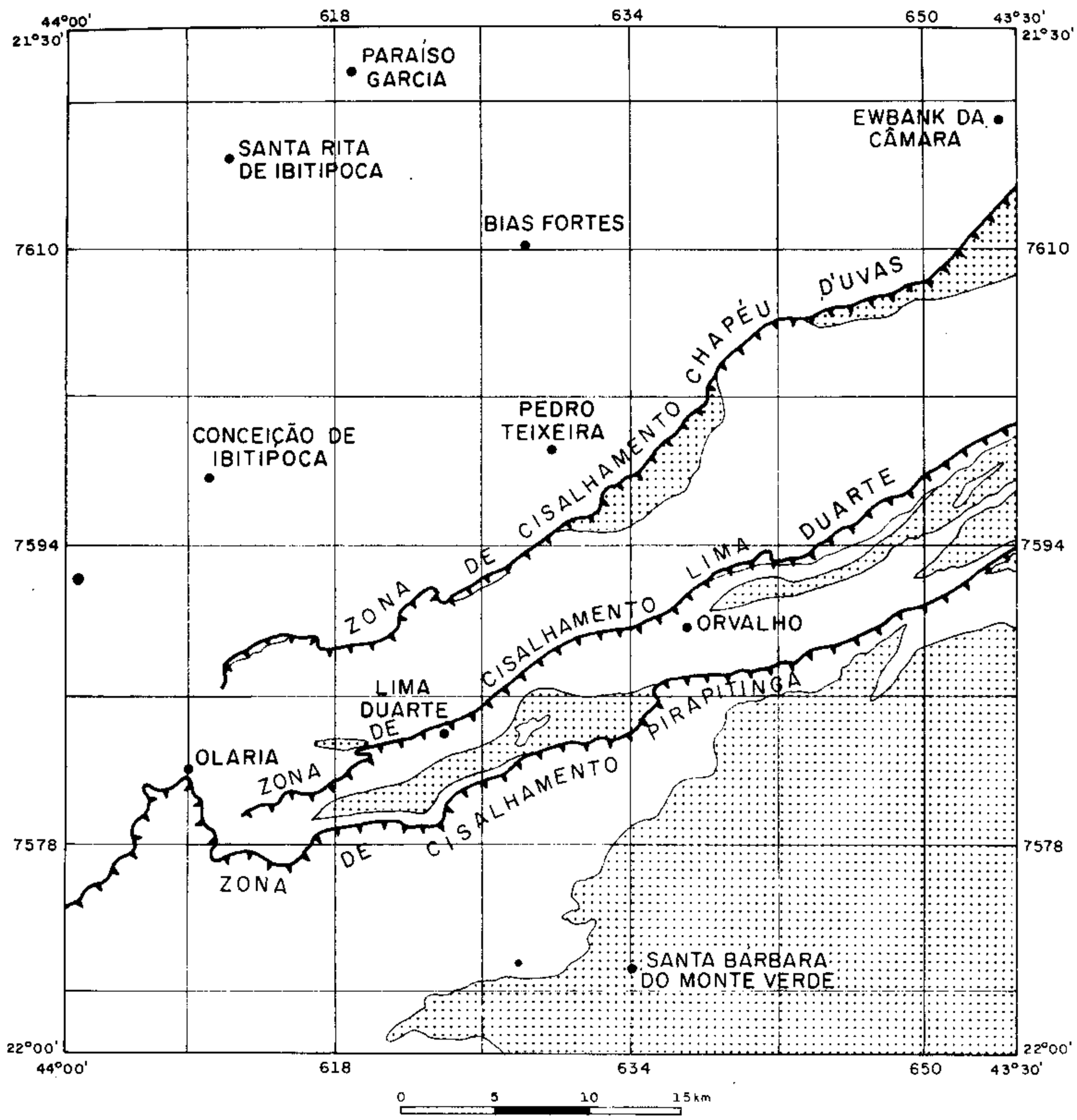


Fig. II.2.19 – Distribuição do complexo Juiz de Fora na folha Lima Duarte.

Entre essas duas faixas as exposições rochosas são mais raras; amplos trechos são dominados por rególitos. Nesse intervalo, as melhores exposições estão junto às serras de quartzitos (grupo Andrelândia) que sustentam a topografia.

2.2.2.3 Relações de contato

As relações de contato são basicamente de duas categorias: a) contatos entre os litótipos do próprio complexo; b) contatos entre os litótipos do complexo com os de outros agrupamentos estratigráficos.

No primeiro caso, os contatos são geralmente transicionais, com variações contínuas em todas as escalas. Na estação 1020-CP-360 (UTM 7580100N/630650E), essa transição está muito bem exposta, mesmo em amostra de mão. Por outro lado, é uma constante a presença de massas de rochas charnoquíticas inclusas nos gnaisses diaftoréticos, com limites difusos, mas que assumem total identidade petrográfica para o seu interior. Esses corpos charnoquíticos variam de decímetros a até várias dezenas de metros ou mais, chegando a corpos individualizáveis na escala deste trabalho. A separação entre os dois grandes domínios cartografados, um charnoquítico e outro gnaisse diaftorético, que serão tratados adiante é, por conseguinte, aproximada, registrando-se na carta geológica áreas de predominâncias. O mesmo acontece entre os tipos petrográficos definidores de cada um desses domínios. Os quartzitos constituem a exceção ao modelo, mostrando contatos sempre bruscos com as rochas desse complexo que lhe são adjacentes.

Quanto à segunda situação, ou seja, contatos com litologias de outros agrupamentos, eles podem ser normais ou

tectônicos, embora raramente se exponham por uma série de razões, tais como cobertura de solo, colúvio, elúvio etc. Estruturas imbricadas são conspícuas.

Os contatos da faixa setentrional foram interpretados como tectônicos (falhamento contracional de baixo ângulo com mergulho para sudeste) com base em alguns critérios, tais como:

a) mudanças abruptas de litologias;

b) microclinização em amplos trechos da zona de contato, afetando também as litologias subjacentes do complexo Mantiqueira;

c) feldspatização acentuada na extremidade nordeste da faixa, que afeta fortemente as rochas charnoquíticas desse complexo, alterando-lhes as características originais;

d) mergulhos de foliação e/ou bandamento com predominância para sudeste, mostrando que rochas desse complexo, metamorfizadas na fácies granulito, posicionam-se sobre gnaisses e anfibolitos de grau metamórfico mais fraco, do complexo Mantiqueira, caracterizando inversão estratigráfica e metamórfica.

Os contatos da faixa meridional serão discutidos quando se tratar dos outros agrupamentos estratigráficos, de idades mais novas (complexo Mantiqueira, grupo Andrelândia).

2.2.2.4 Petrografia

Nesse complexo, estão reunidas rochas charnoquíticas, seus produtos diaftoréticos, além de quartzito e rocha calcissilicática.

As rochas charnoquíticas mostram-se em tipos de estrutura bandada ou foliada. São essencialmente enderbitos, hiperstênio-dioritos ou noritos segundo a classificação de Streckeisen (1974), com quimismo intermediário a básico. As texturas predominantes são granoblásticas, com tipos subordinados blastomiloníticos. O talhe de grão é médio, com menor freqüência, fino ou grosso. São rochas de cor negra-esverdeada, com feldspato acaramelado, quartzo azulado e piroxênio cor de bronze ou negra. Os minerais essenciais são o plagioclásio (andesina ou mais cálcico), antipertítico ou não, o piroxênio (clino- e orto-) e quantidades variávies de K-feldspato, quartzo, biotita e anfibólio. Os acessórios são zircão, apatita, titanita e opaco. Os secundários são clorita, sericita, carbonato e argilominerais.

Os gnaisses diaftoréticos são muitas vezes migmatíticos e incluem biotita-plagioclásio-gnaisse, anfibolito e/ou anfibolognaisse, gnaisse kinzigítico e gnaisse máfico porfiroclástico (metadiorito anfibolitizado e milonitizado), de trama foliada a predominantemente bandada, fortemente deformados por cisalhamento. São rochas leucocráticas a melanocráticas, com alguns tipos encerrando em seu meio corpos charnoquíticos preservados. Os minerais essenciais são plagioclásio-quartzobiotita; plagioclásio-anfibólio (hornblenda) ± piroxênio; plagioclásio-quartzobiotita-granada ± silimanita. Grafita ocorre em certos domínios mas nunca em abundância. Os minerais acessórios são praticamente os mesmos das rochas charnoquíticas.

Os quartzitos ocorrem como corpos pouco espessos em meio às rochas charnoquíticas e nos gnaisses diaftoréticos. São impuros, geralmente feldspáticos e grosseiros.

Rochas calcissilicáticas são pouco freqüentes e associam-se às rochas charnoquíticas e aos gnaisses kinzigíticos. São ricas em granada e diopsídio.

Esee complexo foi subdividido em cinco unidades, que serão descritas a seguir.

A tabela II.2.8 relaciona os exemplares litológicos estudados ao microscópio, dando uma visão do conteúdo mineralógico de cada um dos litótipos. Para maiores informações, recomenda-se consultar a base de dados PETR do Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA – DNPM/CPRM.

2.2.2.4.1 unidade Ajf1: rochas charnoquíticas

As rochas charnoquíticas distribuem-se por vários corpos, alguns cartografáveis na escala do trabalho, outros em massas menores, registrados como ocorrências puntuais, na carta geológica sob o símbolo **ck**. Os dois corpos maiores estão situados, um no extremo-sudeste da folha, outro entre os povoados de Monte Verde e Torreões, na bacia do córrego Jacutinga. Outros corpos menores localizam-se na região da fazenda Barão; numa faixa entre a serra da Montanha e o povoado de Araxá; na região de Siriritinga; na região de Chapéu d'Uvas; na região da fazenda Cachoeira.

Dar-se-á, a seguir, uma descrição de cada um desses corpos.

Corpo do extremo -sudeste

Esse corpo tem forma triangular, com limite setentrional segundo uma linha orientada na direção NE, deixando a folha ao sul e a leste. Ocupa uma superfície de 40km^2, em região de morfologia bastante acidentada, sendo freqüentes as exposições em encostas rochosas, em leitos de drenagem e em campos de matacões.

As rochas dominantes são enderbitos e noritos, de cores cinza-acastanhada a negra-acastanhada, foliados a bandados, com domínios onde essas estruturas tornam-se pouco nítidas em exemplares macroscópicos. O bandamento é marcado, via de regra, pela alternância de leitos de cor negra e grão fino-médio (piroxênicos), com outros de cor acaramelada e grão mais grosso (quartzofeldspáticos). O bandamento pode assumir um caráter de estrutura *lit-par-lit*.

São encontradas, também, situações em que o material félsico envolve massas de material negro, provavelmente diorítico ou gabróide, de grão fino a médio e irregulares em tamanho e forma.

Nas porções mais homogêneas, onde a rocha mostra cor negra e estrutura homófana, o aspecto macroscópico é de um gabro. Outras vezes a proporção de máficos

Tabela II.2.8 - Súmula da Mineralogia de Amostras de Rochas do Complexo Juiz de Fora

MINER (%) / AMOSTRA	qz	pl	mcr	Kfd	px	af	bt	gra	zr	tit	mp	all	rt	op	sil	ci	gf	crb	mo	se	cl	agl	ep	ec	UTM N	UTM E	ROCHA
UNIDADE Ajf1																											
CP-92D	10	45			20			15		-	-			-										10	7599400	637500	calciossilicática
CP-549	20	65			10		4		-		-			-								-			7569900	650050	enderbito
CP-137A	25	40		-	10	7	15		-		-	-		-				-		-					7612500	655050	enderbito
CP-360B	20	37			5	25	10		-		-			2				-		-			-		7580100	636650	hi-qz diorito
CP-50	17	40			25	2	15		-		-			-				-							7576450	653000	enderbito
CP-519	25	40			7		20	3	3	-	-			-				-	-						7580600	645100	enderbito
CP-30A	25	45			10	4	15		-		-			-				-		-					7579100	637650	enderbito
CP-360A		35			4	55	5				-			-				-							7580100	636650	anfibolito
CP-367B		25				40				-	5			-									30		7595450	632300	ep anfibolito
CP-137C		35				35	20	7	-	-	-	-		-				-							7612500	655050	metadiorito
CP-411B	-	49		-	30	10	4	3			-			-				-					-		7606600	648500	norito
CP-651A	5	45			15	25	7			-	-			2											7569000	653750	norito
CP-360C	20	50			-	8	20		-		-			-				-							7580100	636650	pl gnaisse
CP-92C	25	37		5	7	-	15	10	-		-	-		-				-							7599400	637500	charno-enderbito
CP-137B	25	20	40			2	10		-	-	-			-				-		-	-	-			7612500	655050	mcr gnaisse
UNIDADE Ajf2																											
CP-515	20	50					25				-	-						-					-		7584600	640250	bt-pl gnaisse
CP-334	30	40	3				25		-		-			-				-	-						7574050	633900	bt-pl gnaisse
UNIDADE Ajf3																											
CP-26B	32	40					25	-	-		2			-				1	-						7572200	635000	bt-pl gnaisse
CP-545	25	40		3			25	7	-					-			-			-					7569050	642500	bt-pl gnaisse
CP-532	30	40				1	20	7	2	-				-				-		-					7572250	638350	gra-bt-pl gnaisse
CP-529	25	40					20	10	-		-			-		-		-	2	1					7574300	646250	gra-bt-pl gnaisse
CP-566	35	48		-			7	10	-	-	-			-				5							7579550	654950	gra-bt-pl gnaisse
CP-557A	8	65					15	10	-		-			-			-			-					7577250	639650	gra-bt-pl gnaisse
CP-522	12	55		3			15	10	-					-	-		-					-			7579350	649450	gra-bt-pl gnaisse
CP-111A	20	47					25	5	-		-	-		-				-	-						7586550	645650	gra-bt-pl gnaisse
CP-675A	30	40					15	7	-					-	3	1		-	2	-					7614600	652750	gra-bt-pl gnaisse
CP-230	-	40			7	33	15	5	-		-		-	-											7567550	635150	enderbito
CP-557B	25	40			10	5	-	15		-				-				-							7577250	639650	hi-qz diorito
UNIDADE Ajf5																											
CP-400	25	45					20	7	-					-	-		-			-					7600850	639250	gra-bt-pl gnaisse
CP-233B	25	50	-			7	15		-	-	-	-		-											7583300	617650	af-bt-pl gnaisse
CP-266	25	42				25	7		-	-				-				-		-					7597350	653050	af-bt-pl gnaisse
CP-378	15	69				1	15		-		-		-										-		7589150	638150	bt-pl gnaisse
CP-37C	10	49				25	15			-	-	-		-											7589150	638150	bt-af-pl gnaisse
CP-280	30	40		4		15	10			-	-	-		-								-			7593350	652350	bt-af-pl gnaisse
CP-233A		30				52	15		-	-	-			-				-							7583300	617650	bt anfibolito
CP-228	10	38				45	7			-	-			-											7583750	632300	anfibolito
CP-219		42				55				-	-			-						-					7591700	625750	anfibolito
CP-240	15	30			10	40				-	-			-									-		7587700	612550	cpx anfibolito
CP-21	20	45			4	10	15		-		-	-		-											7579850	617650	cpx-af-bt-pl gnaisse
CP-226	30	35		4	5	15	10		-		-														7586050	632550	cpx-bt-af-pl gnaisse

Obs: As porcentagens foram estimadas ao microscópio; (-) quantidade inferior a 1% na lâmina.

reduz-se significativamente e a cor da rocha passa a ser dada pelo quartzo e pelo feldspato, variando em tons cinza-esverdeado a cinza-acastanhado.

À vista desarmada, podem ser facilmente identificados o quartzo (incolor a opalescente azulado), o feldspato (esverdeado a acaramelado, com exemplares também incolores a esbranquiçados), o piroxênio (negro a cor de bronze), a biotita (negra) e a granada (avermelhada).

A presença de biotita e granada muitas vezes está relacionada a zonas de deformação, com pronunciadas evidências de retrometamorfismo. É o caso, por exemplo, na estação 1020-CP-646 (UTM 7574350N/654800E), onde a rocha charnoquíztica mostra-se biotitizada e granatífera, com porções escuras de grão fino sendo venuladas por porções félsicas a feldspato esverdeado, com todo o conjunto milonitizado. O piroxênio, mesmo aqui, ainda está presente e tem cor de bronze.

A deformação tectônica pode levar algumas dessas rochas a assumirem uma trama blastomilonítica.

O intemperismo sobre os tipos máficos leva a um produto de cor ocre, que muito se assemelha a rególito de anfibolito. Sobre os tipos menos máficos (p. ex., enderbíticos) o intemperismo produz uma descoloração das rochas que as faz perder sua tonalidade verde-acastanhada típica. Em tal situação, são facilmente confundidas com granitóides, gnaisses e migmatitos comuns.

Corpo de Jacutinga

Mostra forma ligeiramente amobóide, com eixo maior orientado segundo o paralelo, com 13km segundo a maior

dimensão de comprimento. As melhores exposições rochosas estão ao longo das drenagens, em forma de amplos lajedos, destacando-se aqueles do ribeirão do Pião e do córrego Jacutinga. É cortado, em sua porção central, pelo rio do Peixe, que corre de norte para sul e que passa a bordejá-lo pelo sul, quando seu curso inflete para leste.

A rocha dominante é um enderbito-gnaisse, caracterizado por massas negras a piroxênio + biotita + plagioclásio, que se arranjam em porções irregulares ou bandadas com massas félsicas onde o plagioclásico é esverdeado ou acaramelado e menos comumente branco. O bandamento pode ser bastante destacado, com espessura de milímetros a centímetros, ou difuso. A cor dominante do conjunto é a cinza-escura ou negro-esverdeada a acaramelada. O quartzo, presente nas porções félsicas, é azulado opalescente.

Da borda desse corpo até várias centenas de metros para o seu interior há uma íntima associação entre a rocha charnoquítica e um granada-biotita-gnaisse migmatítico milonitizado, onde ainda está presente o quartzo azulado.

Cortando a rocha charnoquítica são encontrados delgados veios de quartzo azulado, aparentemente pouco ou nada deformados. Ocorrem, também, veios pegmatóides, com decímetros de espessura, mostrando feldspato acinzentado em cristais centimétricos, deformados.

Na estação 1020-CP-519 (UTM 7580600N/645100E), a rocha mostra-se com uma estrutura bandada, com venulações de quartzo azulado. O piroxênio tem cor de bronze, com até 1cm de comprimento; granada apresenta-se em pequena proporção e é róseo-avermelhada.

O enderbito é formado por plagioclásio – 40%, quartzo – 25%, biotita – 20%, hiperstênio – 7%, granada – 3%, zircão – 3%; os acessórios são moscovita, opacos, apatita, titanita e carbonatos. Mostra granulação fina a média, textura granolepidoblástica, com orientação dada, preferencialmente, pelas palhetas de biotita. Os cristais de quartzo e feldspato mostram-se achatados, acompanhado a orientação das biotitas, e com extinção ondulante.

Corpo da fazenda Barão

Esse corpo é bem menor que os anteriores; mostra forma ligeiramente alongada segundo SW-NE, com pouco menos de 5km segundo esse eixo. É cortado pela estrada que liga Orvalho a Santa Bárbara do Monte Verde.

Em um corte dessa estrada, estação 1020-CP-30 (UTM 7579100N/ 637650E), expõe-se um enderbito de grão fino a médio, discretamente bandado, com a estrutura ressaltada por lâminas máficas muito finas e descontínuas, paralelamente arranjadas em meio a uma massa quartzofeldspática, onde o feldspato é de tonalidade esverdeada a acaramelada, mostrando macla polissintética. Em alguns domínios, aparentemente mais máficos, a rocha mostra-se biotitizada, ainda deixando ver pseudomorfos de minerais prismáticos, curtos, com alguns milímetros de comprimento, arranjados ou não segundo a foliação principal da rocha. Nesses locais, a cor esverdeada do feldspato é mais saliente e percebem-se, também, diminutos e raros cristais de granada. O piroxênio é facilmente identificável nos exemplares maiores, que chegam a 5mm.

Em um afluente do córrego Calaboca, estação 1020-CP-360 (UTM 7580100N/636650E), a situação é bem mais complexa. Aqui, tem-se pelo menos três domínios petrográficos bastante nítidos, embora mostrem-se com limites difusos e irregulares. Um dos tipos é um anfibolito negro, de grão médio a grosso, migmatizado, onde leitos delgados, a quartzofeldspato branco, mostram um arranjo complexo. Esses leitos félsicos terminam no limite dos corpos anfibolíticos. Um segundo tipo é um enderbito de cor negro-esverdeada, de estrutura bandada em leitos finos, com tendência a uma estrutura mais homófana, quando observado em pequenos domínios. O segundo tipo parece funcionar como o agente de charnoquitização da rocha máfica anterior, que, originalmente, pode ter sido um piroxênio-diorito. Intimamente associado aos tipos anteriores ocorre um biotita-gnaisse tonalítico cinza-claro. O arranjo do conjunto é extremamente complexo e, mesmo em escala de amostra de mão, não é fácil a separação de tipos totalmente puros dessas litologias.

Corpo de Siriritinga

Trata-se de um corpo posicionado a nordeste do povoado de Torreões, deixando a folha em seu bordo oriental. Tem forma ligeiramente alongada para sudoeste; é cortado transversalmente pelo córrego Siriritinga, em cuja margem direita está implantada a estrada que leva de Torreões a Juiz de Fora. Ao longo dessa estrada e no leito do córrego Graminha estão as estações estudadas.

É constituído, predominantemente, por uma rocha charnoquítica de grão fino, bandada de maneira irregular pela alternância de leitos finos e descontínuos, uns de cor negra e biotíticos, outros mais claros, onde o quartzo é azulado e mostra-se em cristais que se destacam na massa rochosa. Granada foi observada de maneira disseminada, não chegando à abundância. A estrutura em bandas esfarrapadas e a presença de biotita e granada sugerem que a rocha foi cisalhada e afetada por processo diaftorético, embora em estágio não muito avançado.

Um segundo tipo é uma rocha charnoquítica foliada, dominantemente escura, de grão próximo a 1mm ou um pouco maior, biotitizada, mas onde ainda estão presentes minerais prismáticos negros (piribólios). Essa rocha parece corresponder aos leitos negros do tipo anterior, aqui se constituindo em corpos muito mais amplos, possivelmente piroxênio-diorito ou norito originalmente.

Veios pegmatóides podem ocorrer na área; são delgados, com espessura da ordem de centímetros, formados a base de quartzo e feldspato. Mostram-se discretamente discordantes da estruturação da encaixante.

Corpo entre o povoado de Araxá e a serra da Montanha

Trata-se de um corpo alongado, posicionado entre duas serras de quartzitos, tendo largura máxima da ordem de 500m e comprimento próximo de 5km.

A rocha observada assemelha-se a um piroxênio-diorito granatífero, de cor negro-esverdeada, bandado de maneira irregular por material enderbítico, onde o feldspato tem tonalidade esverdeada e o piroxênio é cor de bronze a negro.

Em sua porção nordeste, a rocha dominante tem aspecto gabróide e mostra-se penetrada pelo mesmo material enderbítico já referido, aqui mostrando quartzo azulado.

Corpo de Chapéu d'Uvas

Mostra-se como um corpo alongado, em forma de cunha, orientado segundo NE-SW, afilado para sudoeste. Deixa a folha em seu bordo oriental, na altura do povoado de Chapéu d'Uvas, onde tem uma largura de 4km, projetando-se para sudoeste por cerca de 13km. Limita-se a norte pela zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas e a sul por uma falha não-batizada, ambas compressivas, de baixo ângulo.

Uma de suas melhores exposições está na pedreira de Chapéu d'Uvas, estação 1020-CP-137 (UTM 7612500N/655050E), onde a rocha mais antiga é um piroxênio-diorito negro-esverdeado, de grão médio a fino, foliado e granatífero, injetado de maneira estromática por material de composição charnoenderbítica, de cor acaramelada, e granulação média a grossa até pegmatóide na mesma banda (foto 1). Os cristais de hiperstênio podem ter até 3cm de tamanho, o mesmo acontecendo com o feldspato.

O processo de injeção parece-se com o de migmatização; inicialmente aparecem filetes de material charnoenderbítico que, progressivamente, se engrossam, se juntam, até constituírem corpos de espessura decimétrica. O conjunto adquire um aspecto tipicamente bandado. Em outras situações, intercalando-se entre as partes bandadas, ocorrem massas métricas nas quais predomina o material charnoenderbítico, flutuando em seu interior corpos subangulosos a subarredondados de metadiorito, alguns deles finamente injetados pelo material envolvente. Ora a estrutura é agmática, ora *schollen*.

Esse conjunto encontra-se migmatizado por leucogranito que forma corpos milimétricos a métricos em espessura, de tal modo que o metadiorito resta como material anfibolítico em seu interior e o material charnoenderbítico biotitiza-se, anfibolitiza-se e enriquece-se em microclina (foto 2).

O leucogranito é de grão fino a médio, em parte granatífero, com o feldspato rosado. Parece ter sido gerado por fusão do próprio material sobre o qual se injeta. Mostra, em muitas situações, limites difusos (foto 1).

Na zona de contato entre o granito e o material charnoquítico alterado ocorrem sistemáticas concentrações de sulfetos (pirita-calcopirita) em grãos milimétricos ou mais finos.

Todo o conjunto mostra-se complexamente dobrado e cisalhado, com migração de massa para a zona de charneira de dobras similares e, nessa situação, o material amarrota-se fortemente para acomodar-se nesse espaço. Parte das dobras similares têm flanco rompido, situação na qual os corpos máficos ressaltam-se como cunhas terminadas em bizel, muito afiladas, dando ao conjunto uma estrutura finamente bandada. Alguns dos corpos máficos que participam desse dobramento mostram-se rotacionados.

Até o limite sul desse corpo, bem como até alguns quilômetros para oeste, as feições dominantes são as mesmas descritas para a estação 1020-CP-137. Na porção ocidental, entretanto, surge uma rocha máfica, de cor negro-esverdeada, granulação média, granoblástica, com elevada proporção de piribólios e alguma granada. A foliação é discreta e marcada por ripas finas de plagioclásio. O aspecto macroscópico é o de um metagabro (estação 1020-CP-411; UTM 7606600N/648500E). Um tipo mais foliado, de cor negra e grão fino a médio, também ocorre e mostra um aspecto de anfibolito, que pode ter sido originalmente um piroxênio-diorito ou gabro. As rochas apresentam-se penetradas ou totalmente envolvidas por material charnoenderbítico, de aspecto granitóide e cor acastanhada, onde o feldspato é cinza-acastanhado e os máficos dominantes são biotita e piroxênio cor de bronze. A porção charnoenderbítica mostra uma estrutura fluidal totalmente discordante da estruturação interna dos corpos máficos gabróides, que tendem a arranjar-se linearmente segundo o fluxo. Veios pegmatóides, aparentemente gerados a partir do material charnoquítico, penetram-no, injetando-se, também, nos corpos máficos.

Corpo da fazenda Cachoeira

Trata-se de um corpo de forma alongada segundo NE-SW, com 7km x 1,5km. Está totalmente contido na folha e é cortado pelas estradas que levam da BR-267 a Pedro Teixeira e a Bias Fortes.

Na estação 1020-CP-92 (UTM 7599400N/637500E) aflora um enderbito ou charnoenderbito cinza-claro, com variações a quase-branco e verde-cana, de granulação média, mostrando uma estruturação complexa, com domínios aparentemente homófanos que constituem bandas dentro de um contexto maior. Estas são marcadas pela alternância irregular de leitos claros, pobres em máficos, e leitos negro-esverdeados, no interior dos quais mostram-se lâminas descontínuas ricas em máficos. Nas porções de cor clara o feldspato é branco a levemente esverdeado. O conjunto mostra-se migmatizado por leucogranito, aparentemente repetindo-se o processo descrito na estação 1020-CP-137.

Ao charnoenderbito associa-se um *boudin* de rocha

calcissilicática com cerca de 1m de diâmetro. É granoblástica, praticamente homófana, de cor rósea com manchas esbranquiçadas e esverdeadas, dada principalmente pela granada e pelo piroxênio.

2.2.2.4.2 Unidade Ajf2: migmatitos

Essas rochas ocorrem ao longo de uma faixa com direção nordeste, interrompida na região de Pirapitinga. Sua extremidade ocidental está a 4km a oeste do meridiano que passa por Santa Bárbara do Monte Verde. Tem largura máxima de 3km e comprimento de 18km. É cortada pelas estradas Santa Bárbara do Monte Verde-Orvalho, Santa Bárbara do Monte Verde-São Sebastião do Monte Verde, Orvalho-Ribeirão do Pião e Penido-Torreões. Ocupa uma superfície de aproximadamente 50km^2, ocorrendo na borda noroeste da faixa meridional de distribuição desse complexo.

A rocha dominante é um migmatito, cujo paleossoma é um biotita-gnaisse cinza a cinza-escuro, de grão fino, com a biotita fina arranjada preferencialmente segundo a foliação da rocha. A biotita mostra-se, também, em agregados prismáticos curtos, com maior dimensão da ordem de 2mm, que lembram pseudomorfos de piribólios. A presença de anfibólio foi registrada em uma série de exposições, mas geralmente ele é subordinado à biotita. O plagioclásio é branco e incolor, mostra-se em cristais de granulação fina, na matriz, ou formando porfiroblastos milimétricos que não chegam à abundância. O neossoma é formado por um material granitóide de grão médio a grosso, onde o feldspato é branco a cinzento, não-maclado, com exemplares de até 1cm, e por alguma biotita, em agregados negros milimétricos. Granada é um constituinte raro nessa rocha. O quartzo ocorre em cristais inegüigranulares, fraturados, com extinção andulante e, às vezes, forma agregados com a biotita envolvendo o plagioclásio.

Em alguns domínios, como junto às estações 1020-CP-31 (UTM 7580950N/638050E) e 1020-CP-570 (UTM 7575800N/633300E) as rochas ainda guardam um leve aspecto charnoquítico, marcado pela cor esverdeada do feldspato.

Na estação 1020-CP-515 (UTM 7584600N/640250E), o conjunto migmatítico tem estrutura estromática predominante, profundamente deformada. A primeira deformação está representada por um dobramento similar, com fluxo de material para a posição de charneira, que evolui para um dobramento isoclinal e culmina com transposição das estruturas (fotos 3a e 3b). Nesse local destacam-se delgados corpos leucocráticos, de mesma composição que o neossoma, que cortam todo o conjunto, indicando terem sido gerados numa fase pós-transposição.

Um exemplar da estação 1020-CP-334 (UTM 7574050N/633900E) corresponde a um biotita-plagioclásio-gnaisse, onde o plagioclásio é oligoclásio; ocorre microclina em pequena quantidade (aproximadamente 3%) e moscovita como produto de alteração do plagioclásio. O contato oligoclásio-microclina mostra intercrescimento mirmequítico.

2.2.2.4.3 Unidade Ajf3: gnaisses aluminosos migmatizados e metadiorito biotitizado

A principal área de ocorrência dessa unidade está na porção sudeste da folha. Corpos bem menores e isolados ocorrem ao longo da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas e a sudoeste de Ewbank da Câmara.

Corpo de sudeste

As rochas desse domínio ocupam a porção sudeste da folha, em uma faixa orientada na direção N45°E com largura em torno de 15km, pouco variável; limita-se a sudeste por um maciço charnoquítico e a noroeste por migmatitos e rochas charnoquíticas desse mesmo complexo, por quartzito do grupo Andrelândia e por uma rocha granitóide porfirítica de posicionamento estratigráfico incerto (tonalito-gnaisse de Pirapitinga). Na porção oriental, adentra a folha Juiz de Fora. No extremo-SW tem limite tectônico com rochas muito semelhantes química e petrograficamente da unidade basal do grupo Andrelândia. O contato com as rochas migmatíticas é transicional, ou tectonicamente imbricado, mostrando-se em escalas muito variadas; com as rochas charnoquíticas parece transicional mas pode ser resultado de imbricações tectônicas.

No interior dessa unidade ocorrem freqüentes massas charnoquíticas da unidade Ajf1, com dimensões desde alguns decímetros quadrados até corpos mapeáveis. Domínios com caracteres petrográficos distintos, como áreas com rochas portadoras de anfibólio, de grafita, de silimanita, além de zonas com presença de metassomatose potássica (manifestada por uma feldspatização rósea em massas disformes de limites indefinidos), aparentemente, são passíveis de individualização em trabalhos de maior detalhe.

A região é pródiga em afloramentos de rocha fresca. Boas exposições são encontradas ao longo da rodovia MG-353, ao longo da estrada Torreões-Valadares (BR-267) e ao longo dos principais cursos d'água.

A rocha dominante nessa unidade é um (grafita-silimanita)-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse escuro, migmatizado (foto 4) e milonitizado em graus variados, gerando rochas porfiroclásticas com tipos desde protomilonito até milonito-gnaisse e milonito-xisto.

A migmatização manifesta-se por mobilizatos a quartzo-feldspato, com ou sem granada, num arranjo geralmente estromático mas também flebítico e mesmo dictionítico, afetados por processos de cisalhamento simples (foto 5). A espessura dos corpos neossomáticos varia desde alguns milímetros até massas decimétricas, onde os feldspatos mostram-se em exemplares de grão médio até pegmatóides, com a maior concentração de tamanhos entre 0,5cm e 1cm. Parte desses cristais maiores mostram-se com formas cristalinas quase perfeitas, em

cristais bastante deformados, sugerindo que o processo de migmatização foi sin- a tarditectônico. A grande predominância, entretanto, é de mobilizatos fortemente deformados (fotos 6a e 6b).

Corpos pegmatóides e mesmo pegmatitos também são encontrados, os maiores geralmente discordantes do arranjo estrutural das encaixantes, sugerindo uma geração em época bem mais moderna. Um desses corpos foi lavrado no passado, para feldspato e mica; corresponde à estação 1020-CP-613 (UTM 7568950N/623900E).

Às rochas anteriores subordinam-se outras, ricas em piribólios, granatíferas ou não, com freqüentes associações com tipos charnoquíticos. Embora geralmente mostrem-se em processo de meteorização, parecem corresponder a tipos dioríticos anfibolitizados e biotitizados.

Lentes de granulito máfico, de grão fino, cor cinza, granatífero e sulfetado, mostram-se em corpos com decímetros ou poucos metros de comprimento e alguns centímetros de espessura, arranjadas concordantemente com a estruturação gnáissica (foto 7). Um exemplar de uma dessas lentes foi estudado ao microscópio (amostra 1020-CP-557B); revelou-se um piroxênio-granada-quartzo-diorito, de textura granoblástica, com foliação marcada pela orientação planar preferencial de cristais de plagioclásio e quartzo, alongados e achatados; o piroxênio é hiperstênio e o plagioclásio é andesina. O exemplar estudado mostra-se "incluso" no material descrito na lâmina 1020-CP-557A (ver adiante).

Grafita é um mineral freqüente em alguns domínios dos gnaisses aluminosos desse corpo de sudeste; ocorre como palhetas submilimétricas de brilho característico, disseminadas pela rocha.

Uma microclinização rósea afetou parte dos gnaisses da unidade; mostra-se como manchas rosadas de limites difusos e distribuição irregular.

Durante os trabalhos de mapeamento pôde-se constatar uma certa distribuição setorizada dos litótipos desse corpo: as rochas gnáissico-granatíferas têm distribuição generalizada; as rochas piribólicas concentram-se em uma região próxima ao rio do Peixe, ao norte da localidade de Torreões; as rochas com grafita são mais freqüentes na porção nordeste da faixa; a microclinização é observada ao sul da rodovia MG-353 (entre esta e a faixa charnoquítica de sudeste, não sendo observada além da UTM 644000E), e na porção ocidental da unidade (entre a serra das Três Cruzes e a mesma rodovia). Nesse último local a microclinização pode ter relação com a presença de alguns corpos graníticos observados nas proximidades da cidade de Santa Bárbara do Monte Verde. Os pegmatitos, já referidos anteriormente, podem ter a mesma relação.

Ao microscópio, a rocha predominante foi classificada como um granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, onde cianita e silimanita podem ocorrer, o mesmo acontecendo com a titanita. Feldspato potássico é um constituinte pouco freqüente. Os acessórios mais comuns são zircão, opaco (em parte grafita) e a moscovita (derivada de biotita). Anfibólio foi observado em uma amostra, com alteração para biotita.

A leste de Santa Bárbara do Monte Verde cartografou-se um corpo de metadiorito biotitizado, de forma alongada segundo ENE, com eixo maior segundo a rodovia MG-353. Tem comprimento de 11km e largura de 2km. Distribui-se preferencialmente ao sul dessa rodovia e a leste da estrada que leva de Santa Bárbara do Monte Verde para o sul. Rochas semelhantes foram encontradas a sudoeste e a sudeste desse corpo. Foi grafado como **mdr** em meio à unidade Ajf3.

Os dados de campo mostram contatos difusos entre os gnaisses aluminosos e o metadiorito. Também sugerem que o corpo está orlado, de maneira descontínua, por quartzito impuro desse complexo (unidade Ajf4).

O seu litótipo fundamental é um gnaisse máfico, de matriz biotítica fina e destituída de granada, onde se destacam porfiroclastos milimétricos de plagioclásio branco a cinzento, em quantidades variáveis desde dispersos até abundantes. A estrutura da matriz é foliada, por vezes xistosa, e o conjunto toma um caráter milonítico ressaltado pelos olhos feldspáticos.

A maior ou menor presença de biotita ou de plagioclásio em certos domínios leva a uma estrutura difusamente bandada mas sem que se formem leitos félsicos e máficos perfeitamente individualizáveis. Nos domínios com maior proporção de plagioclásio a milonitização dá um aspecto mais grosseiro à rocha, porém a presença da biotita negra e fina mantém a cor escura do conjunto. Um feldspato com leve tonalidade rosada mostra-se na estação 1020-CP-639 (UTM 7569850N/635550E).

Essa rocha é correlacionável às rochas mapeadas nas folhas contíguas ao sul, sob a denominação de gnaisse máfico-porfiroclástico (petrograficamente milonito-gnaisse, milonito-gnaisse biotítico, blastomilonito), em trabalhos de cartografia geológica para o Departamento de Recursos Minerais do Governo do Estado do Rio de Janeiro (Barbosa et al., 1983a, pp. 142 a 146).

Corpo ao longo da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas

Ao sul da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas, nos arredores da estrada que liga Bias Fortes à BR-267, aflora um pequeno corpo de granada-biotita-gnaisse milonítico, em íntima associação com rochas charnoquíticas e anfibolitos desse complexo. É uma rocha que se parece com os gnaisses aluminosos da porção sudeste da folha.

2.2.2.4.4 Unidade Ajf4: Quartzito

Rochas dessa natureza distribuem-se exclusivamente na porção meridional da área de ocorrência do complexo. Mostram-se em corpos alongados segundo SW-NE, em faixas ligeiramente paralelas e repetidas por dobramentos

que nem sempre podem ser seguramente identificados no campo. Os mais fortes indícios da presença desses dobramentos maiores é a existência de dobras menores, praticamente isoclinais, com flancos arranjados segundo a estruturação regional nordeste e a descontinuidade dos estratos segundo essa mesma direção que é a da xistosidade principal.

As faixas quartzíticas têm largura da ordem de alguns metros até várias centenas de metros; tais variações têm relação com o modelamento tectônico regional.

Os contatos com os outros litótipos do complexo são geralmente bruscos, e muitas vezes discordantes, cortando o limite gnaisse- charnoquito, o que mais uma vez reforça a tese da origem diaftorética para os gnaisses anteriormente descritos.

Do ponto de vista petrográfico, os quartzitos são impuros, geralmente feldspáticos, de grão grosso, com amplos domínios recristalizados à semelhança de veios de quartzo. O feldspato destaca-se em alguns leitos que se alternam com outros de quartzito quase puro. Moscovita é um mineral conspícuo, ocorrendo em palhetas milimétricas finas, posicionadas segundo os planos de foliação, sem, contudo, chegar à abundância. A foliação é marcada, também, pelo arranjo planar preferencial do quartzo. No afloramento, essa rocha mostra-se estratificada em bancos centimétricos a decimétricos, laminados internamente.

Intercalam-se leitos de gnaisse porfiroclástico, de cor cinza, pintalgado de branco, formado por uma matriz biotítica fina, negra, em meio a qual destacam-se porfiroclastos milimétricos de feldspato branco. É uma rocha foliada, com tendência a um discreto bandamento marcado pelo arranjo preferencial dos minerais félsicos que contrastam com a matriz escura. Nos locais onde a presença de porfiroclastos é muito reduzida ou o tamanho dos grãos é muito pequeno, a rocha adquire uma estrutura xistosa, confundindo-se com o gnaisse máfico descrito na unidade Ajf3.

Essas rochas gnáissicas podem predominar sobre o quartzito e nem sempre é fácil a definição de um contato entre ambos. O acréscimo do conteúdo de feldspato no quartzito leva a um gnaisse quartzoso e mesmo a um gnaisse comum.

A foto 8 mostra um dos corpos de quartzito, em contato com um leito de material xistoso, segundo uma falha de empurrão.

Três amostras de material residual de quartzito foram estudadas em lupa binocular; apenas a silimanita esteve presente entre os minerais aluminosos; o zircão, a ilmenita e a magnetita são minerais conspícuos na rocha.

2.2.2.4.5 Unidade Ajf5: anfibolitos e anfibolognaisses migmatíticos da faixa Lima Duarte

Define-se como faixa Lima Duarte um trato de terreno que tem como limite setentrional à zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas e como limite meridional à zona de cisalhamento Pirapitinga (figura II.2.19). O termo não tem conotação geológica, sendo exclusivamente geográfico.

No interior da faixa está discriminada uma série de corpos de anfibolitos e anfibolognaisses, migmatizados ou não. A maioria deles posiciona-se ao sul da zona de cisalhamento Lima Duarte (figura II.2.19). Corpos menores ocorrem ao norte, junto à zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas. Entre as duas zonas de cisalhamento ocorrem vários outros corpos de metabasitos que, por suas íntimas associações com gnaisses migmatíticos, atribuídos ao complexo Mantiqueira, foram a ele reunidos. Alguns destes, entretanto, guardam estreita similaridade com anfibolitos reunidos no complexo Juiz de Fora, mas por deficiência de dados não foram passíveis de individualização em mapa. Muitas vezes afloram como corpos isolados, em meio a solo ou a rególitos pouco elucidativos, o que dificulta um seguro posicionamento estratigráfico. As elevadas taxas de deformação a que essas rochas estiveram submetidas obliteraram quase que por completo as texturas e estruturas originais, não sendo comuns texturas ígneas preservadas. Não é fácil, também, a distinção entre os gnaisses das dois complexos, nessa faixa, devido a problemas tectônicos e de intemperismo.

Na porção oriental da faixa Lima Duarte, principalmente na periferia da BR-267, as rochas mostram-se bastante intemperizadas a totalmente decompostas, com alguns poucos afloramentos em material fresco, dificultando a caracterização precisa dos litótipos.

Os corpos individualizados na carta geológica registram uma tendência de predomínio de anfibolitos e anfibolognaisses; tambem estão presentes, subordinadamente, litogias das unidades mapeadas, adjecentes, aí posicionadas tectonicamente. Os contatos são aproximados. Estruturas imbricadas são freqüentes.

Corpo de Poço Triste - Boa Vista

Trata-se de um corpo alongado segundo ENE, com pouco menos de 25km de comprimento e largura máxima de 3km, posicionado imediatamente a noroeste da serra de Lima Duarte, recoberto tectonicamente, em seu bordo oriental, por quartzito do grupo Andrelândia.

A rocha dominante é um migmatito; seu paleossoma é constituído de anfibolognaisse (com biotita em proporção variada e granada por vezes presente) e anfibolito, e cujo neossoma é leucocrático, fino, de aspecto granítico, foliado e deformado juntamente com o paleossoma, mostrando dobras intrafoliais segundo uma superfície de transposição (foto 9). O paleossoma gnáissico é de cor cinza, fino, foliado a finamente bandado. O paleossoma anfibolítico é de grão fino a médio, textura nematoblástica, lembrando, em parte, uma rocha diorítica.

Uma migmatização mais jovem, caracterizada por mobilizatos quartzofeldspáticos de grão médio a grosso, com grumos de anfibólio, venula o conjunto segundo uma orientação preferencial, concordante com a superfície de transposição. Na foto 9 percebe-se uma tendência a um

rearranjo desses mobilizatos segundo uma nova superfície que secciona a foliação (bandamento) milonítica. A deformação progressiva do migmatito leva a um amarrotamento e ruptura do bandamento. Algumas porções da rocha mostram estrutura sublenticular que pode evoluir para tipos de aspecto granitóide.

Três exemplares desse corpo foram estudados ao microscópio (amostras CP-21, CP-226 e CP-228); suas composições mineralógicas são apresentadas na tabela II.2.8. As duas primeiras foram classificadas como clinopiroxênio-anfibolobiotita-plagioclásio-gnaisse, de textura granoblástica ou granonematoblástica. O plagioclásio pode formar cristais milimétricos deformados, que se destacam em uma matriz granoblástica poligonizada, constituída de quartzo, plagioclásio e biotita. Na amostra CP-226 o plagioclásio mostra, localmente, intercrescimento mirmequítico. O anfibólio é hornblenda e mostra transformação para biotita. O piroxênio é diopsídio, já parcialmente transformado em anfibólio. O quartzo apresenta-se em cristais ineqüigranulares, xenoblásticos e alongados segundo a foliação da rocha. A amostra CP-228 é de um anfibolito de textura granonematoblástica, granulação média, onde o anfibólio é hornblenda e mostra-se parcialmente transformado em biotita. O plagioclásio é andesina.

Corpo da Peroba

Esse corpo foi definido com base em estudos realizados em material da pedreira da Peroba. Interpretou-se como uma placa tectônica colocada sobre migmatitos do complexo Mantiqueira. Tem orientação segundo o paralelo, com 3km de comprimento e 500m de largura.

A exposição estudada revela uma estruturação complexa, onde se destacam dois tipos litológicos principais: a) biotita-anfibolognaisse e/ou anfibolito melanocrático, foliado, com granulação inferior a 2mm (amostra CP-233A); b) bandas quartzofeldspáticas leucocráticas a mesocráticas, foliadas a finamente laminadas, com máficos em leitos finos, filmes ou elementos isolados (amostra CP-233B). As relações volumétricas são de um terço de **a** para dois terço de **b**, no afloramento.

Dois exemplares desse corpo foram estudados ao microscópio. O tipo **a** foi classificado como um biotita-anfibolito, sem quartzo, com plagioclásio de composição andesina (gnaisse diorítico). O gnaisse mais claro, **b**, é formado por plagioclásio (andesina?) e quartzo, na proporção de 2:1, além de biotita e anfibólio; foi classificado como anfibolobiotita-plagioclásio-gnaisse, ou seja, do ponto de vista mineralógico, um gnaisse tonalítico ou trondhjemítico.

Uma migmatização pretérita está ressaltada por vênulas ou leitos quartzofeldspáticos de grão médio, que foram dobrados junto com o paleossoma gnáissico e rompidos segundo uma superfície de transposição regional de baixo ângulo (foto 10). Segundo essa mesma estruturação, destacam-se algumas lentes de biotitito.

Uma nova fase de migmatização pós-transposição é evidente. Caracteriza-se por mobilizatos a quartzofeldspato branco (plagioclásio) e anfibólio, que cortam indiscriminadamente todas as estruturas anteriores; mostram-se irregulares em forma e distribuição. O anfibólio costuma ocorrer como salbandas no contato mesossoma-leucossoma. Associados a esses mobilizatos, podem ocorrer delgados leitos de quartzo enriquecidos em pirita.

O conjunto sugere um arranjo pretérito gnáissico-migmatítico bandado, que foi dobrado, cisalhado e rompido, passando o gnaisse máfico a formar corpos isolados em meio à massa gnáissico-tonalito-trondhjemítica predominante. O cisalhamento, de baixo ângulo, levou a uma transposição incompleta das estruturas, o que fica ressaltado por restos não-transpostos do gnaisse máfico migmatítico (foto 10).

No extremo-oeste da pedreira, apresenta-se uma delgada faixa cisalhada, quase verticalizada, que corta todas as estruturas anteriores. É ressaltada por leitos félsicos miloníticos e por mobilizados migmatíticos, que se projetam lateralmente para fora da faixa. O cisalhamento está relacionado a uma fase de dobramentos abertos com plano axial verticalizado.

Corpos da porção oriental da faixa Lima Duarte

Nas proximidades da BR-267 e ao sul desta, nas regiões de Cachoeira e Café Apolo, encontram-se várias exposições de gnaisses ricos em anfibólio, típicos da unidade.

São rochas idênticas às já descritas nos últimos dois subitens, sendo aqui tratadas sumariamente.

Em corte da BR-267, entre às localidades de Penido e Valadares (estação 1020-CP-271, UTM 7594600N/-649150E), aflora um conjunto gnáissico-migmatítico, destacando-se os seguintes domínios:

a) anfibolito (gnaisse diorítico?) de grão médio entre 1 e 2mm, bandado a venulado por corpos milimétricos ou pouco mais espessos, de composição quartzofeldspática; essa rocha está restrita a corpos decimétricos, de formas irregulares e alongado mostrando limites bruscos com o tipo a seguir descrito, sem neoformação de minerais nos contatos;

b) anfibolobiotita-plagioclásio-gnaisse foliado, cinza, grão fino, com porções de aspecto de rocha plutônica (ortognaisse), outras de estrutura bandada dada por leitos finos e descontínuos a quartzofeldspato.

Esses dois tipos mostram-se em um arranjo estrutural complexo, com intenso amarrotamento. O padrão de dobramento parece ser desarmônico. Dobramentos assimétricos também se apresentam. Evidências de cisalhamento são abundantes.

Um terceiro tipo litológico está representado por vênulas a quartzofeldspato (plagioclásio) com grumos de anfibólio; têm grão médio a grosso, com dimensões nas escalas do centímetro ao decímetro. Essas vênulas crescem em qualquer domínio, cortando inclusive o contato anfibolito/gnaisse.

Um exemplar (amostra CP-280) estudado ao micros-

cópio mostrou-se porfiroblástico, onde os maiores exemplares são de plagioclásio, milimétricos e deformados, em meio a uma matriz fina. O plagioclásio não teve sua composição determinada, mas freqüentemente mostra intercrescimento mirmequítico e bordo de reação albita no contato com o feldspato potássico. Este não chega a 5% do volume da rocha. A composição mineralógica, estimada na lâmina, sugere um gnaisse tonalítico a trondhjemítico.

Corpos máficos ao longo da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas

Ao longo dessa estrutura são encontradas algumas exposições de rochas máficas foliadas e de anfibolognaisse.

Em sua porção central, aflora um corpo máfico a anfibólio envolvendo parcialmente um corpo charnoquítico; tem extensão de 10km, limita-se a noroeste pela referida zona de cisalhamento e transiciona a sudoeste para a rocha charnoquítica. São anfibolitos e anfibolognaisses como os já descritos para outros corpos dessa unidade, lembrando, também, a associação da fazenda Barão.

No extremo-sudeste da estrutura (estação 1020-CP-240, UTM 7587700N/612550E), aflora um outro corpo idêntico. Trata-se de um piroxênio-anfibolito melanocrático de grão médio, com quartzo. O piroxênio é diopsídio, o anfibólio é hornblenda.

Entre esses dois últimos locais expõe-se, na mesma situação, um outro corpo de anfibolito (estação 1020-CP-219, UTM 7591700N/ 625750E).

Outros corpos existem nessa mesma posição; só um trabalho detalhado permitirá que sejam precisamente cartografados. As descontinuidades desses corpos, registradas segundo a direção da zona de cisalhamento, são a ela atribuídas.

Os corpos de metabasitos, aflorantes de maneira isolada e fora do alinhamento da falha, foram reunidos provisoriamente no complexo Mantiqueira, até que dados mais consistentes venham permitir uma melhor definição.

2.2.2.5 Metamorfismo e deformação

O complexo Juiz de Fora reúne dois grandes domínios litológicos, um ortoderivado, outro paraderivado. Relíquias de texturas ígneas são encontradas em alguns exemplares. O conjunto mostra-se metamorfizado e profundamente deformado por processos tectônicos.

O metamorfismo atingiu a fácies granulito de Eskola (1952), correspondendo ao metamorfismo de grau forte, zona regional do hiperstênio de Winkler (1977). Tal metamorfismo resulta de condições de temperatura e pressão numa faixa entre 550 e 700°C e 6 a 8kbar, segundo se depreende de dados fornecidos por Winkler (1977) e Miyashiro (1973). Essas condições correspondem ao metamorfismo Barroviano de média pressão e média a altas temperaturas.

Para Bohlen (1987), os terrenos granulíticos se formam a temperaturas superiores a 700 e os da facies anfibolito superior a temperaturas de até 650°C, com pressões que variam de 4,5 a mais de 10kbar. Com isso, a uma dada pressão, o produto final é função da temperatura.

Processos retrometamórficos afetaram parte do conjunto, transformando rochas básicas e intermediárias hiperstênicas em anfibolitos. Registrou-se, também, uma ampla migmatização. O metamorfismo decresce de sudeste para noroeste, indo da fácies granulito, zona regional do hiperstênio, à fácies anfibolito, zona regional da silimanita; ao longo da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas, rochas da facies granulito voltam a ocorrer em associações com anfibolitos e gnaisses kinzigíticos. Um fraco metamorfismo, na fácies xisto-verde, tem registro sobre todo o complexo.

Dominam as texturas granoblásticas ineqüigranulares, com evidentes sinais de recristalização da massa mineral; texturas típicas de granulito são incomuns, entretanto texturas miloníticas são conspícuas.

As rochas ortoderivadas, reunidas em uma suíte charnoquítica com tipos intermediários a básicos (unidade Ajf1), mostram as seguintes paragêneses:

a) plagioclásio + piroxênio (+ anfibólio + biotita + granada);

b) quartzo + plagioclásio + piroxênio (+ biotita + anfibólio + granada).

A paragênese **a** define o tipo básico, representado por metadiorito ou metanorito, com anfibólio, biotita e granada reunidos em uma paragênese secundária, originados, pelo menos em parte, dos constituintes essenciais da rocha por processo retrometamórfico (fotomicrografia 1).

A paragênese **b** define o tipo intermediário, enderbítico; anfibólio, biotita e granada têm a mesma origem de **a**.

Os tipos petrográficos de **a** e **b** ocorrem intimamente associados, geralmente em bandamento *lit-par-lit*, com limites imprecisos entre as bandas.

O plagioclásio é o constituinte predominante, sendo andesina, ou mais cálcico nos tipos gabróides. Os piroxênios são hiperstênio e diopsídio.

Segundo Turner (1968), a paragênese hiperstênio + granada + diopsídio + plagioclásio ± hornblenda ± biotita + quartzo é comum nas rochas da fácies granulito.

Para Miyashiro (1973), as reações de transformação de um mineral a outro são graduais e, portanto, apresenta-se uma ampla zona de transição onde hornblenda, biotita, ortopiroxênio e clinopiroxênio coexistem, em condições de metamorfismo na fácies granulito, subfácies de média pressão. Também afirma que as áreas típicas da fácies granulito sem anfibólio e mica são raras.

As reações mineralógicas em uma série de fácies metamórfica foram estabelecidas para um metamorfismo crescente, mas as observações de Miyashiro (1973), quanto à associação hornblenda-biotita-ortopiroxênio-clinopiroxênio, também podem ser encontradas em processos retrometamórficos, como mostrado nas paragêneses **a** e **b**, onde o piroxênio está parcialmente uralitizado.

Outra paragênese mineral, encontrada nas rochas or-

toderivadas (unidade Ajf5), é:

c) plagioclásio + anfibólio (biotita + granada + quartzo).

Nessa paragênese a rocha é um anfibolito; as relações de campo sugerem e os estudos microscópicos e a litogeoquímica indicam que essa rocha é produto de retrometamorfismo de hiperstênio-diorito ou norito. Embora a presença de piroxênio não esteja indicada, ficou sobejamente caracterizado em outras situações que o anfibólio é produto de transformação desse mineral. Os minerais entre parênteses são neoformados e resultam da transformação dos outros minerais da rocha, em um processo retrometamórfico.

As rochas gnáissicas, na fácies anfibolito, mostram as seguintes paragêneses principais – unidades Ajf2, Ajf3 e Ajf5:

d) quartzo + plagioclásio + clinopiroxênio (+ anfibólio + biotita + granada) – (Ajf5); e) quartzo + plagioclásio + biotita (+ granada) – (Ajf2); f) quartzo + plagioclásio + biotita (+ granada + silimanita + cianita + grafita) – (Ajf3)

Nas paragêneses **d** e **e**, fica evidente uma transição entre clinopiroxênio-anfibolobiotita; o estudo microscópico confirma a transformação de um mineral a outro nessa série, sempre no sentido do de mais alta para o de mais baixa temperatura. As transformações apresentadas caracterizam um processo retrometamórfico. A essas paragêneses pode associar-se pequena quantidade de K-feldspato, que não mostra evidências de ser metassomático. O plagioclásio é o principal constituinte, situando-se entre oligoclásio e andesina.

Esses fatos e as semelhanças mineralógicas e químicas dessas rochas com as charnoquíticas intermediárias sugerem-lhes uma origem comum, pelo menos em parte.

A paragênese **f**, característica de gnaisses kinzigíticos, mostra-se compatível com associações da facies anfibolito de alta temperatura, como apresentada por Miyashiro (1973). A biotita desses gnaisses é marrom-avermelhada, indicativo de uma composição ferrotitanífera e formação a altas temperaturas. O anfibólio é hornblenda verde-escura ou marrom. A silimanita é derivada da biotita e a cianita é sin- a tarditectônica. A grafita orienta-se aparentemente segundo uma superfície de foliação S_{t+1} (ver: Capítulo 3 – Geologia Estrutural). É segundo essa mesma superfície que se arranjam a silimanita e a cianita, caracterizando o metamorfismo como sin- ou tardi-D_3. Os gnaisses aluminosos (paraderivados) não mostram evidências de terem atingido a fácies granulito.

A paragênese dos quartzitos foi estabelecida sobre concentrados de minerais pesados, obtidos da rocha decomposta. É basicamente formada de quartzo + moscovita + silimanita.

Além desses minerais, são encontrados, como acessórios, zircão, ilmenita, magnetita, turmalina, rutilo, titanita, monazita e feldspato caulinizado. A moscovita mostra-se estável, e duas explicações são possíveis:

1) é produto de metamorfismo crescente e permanece na rocha até a fácies granulito por falta de quimismo para transformar-se; 2) é produto retrometamórfico a partir de feldspato.

Segundo Winkler (op. cit.), a moscovita, em presença de quartzo e plagioclásio, se desintegra gerando:
a) K-feldspato + um mineral aluminoso (andaluzita, silimanita ou cianita); b) K-feldspato + cordierita; c) K-feldspato + granada rica em almandina.

Tais transformações caracterizam a passagem do metamorfismo de grau médio para forte. Desse fato depreende-se que em uma rocha com pouco ou nenhum plagioclásio a moscovita pode manter-se estável em um grau metamórfico mais elevado.

Uma rocha calcissilicática, que ocorre como *boudin* em um corpo charnoquítico, mostrou a seguinte paragênese: plagioclásio + clinopiroxênio + granada + quartzo + escapolita. Nenhuma evidência de campo aponta para a hipótese de existência de um leito carbonático primário que foi boudinado. Parece mais provável que se trate de produto metassomático.

Pelo exposto, fica clara a presença de pelo menos dois eventos metamórficos: um progressivo e crescente, que atingiu as fácies granulito e anfibolito; outro regressivo na fácies anfibolito.

Sericita, clorita, moscovita e argilominerais ocorrem como minerais secundários em todas as paragêneses anteriores. São gerados por meteorização, principalmente a partir dos feldspatos, biotita e anfibólio. Epídoto também é comum, em pequena quantidade, e resulta de transformações mineralógicas por processo retrometamórfico.

Com os dados disponíveis pode-se concluir que durante o primeiro metamorfismo que se tem registro, as rochas charnoquíticas desse complexo foram submetidas a condições metamórficas típicas da fácies granulito, gerando texturas, estruturas e paragêneses minerais próprias do metamorfismo de grau forte. Em um segundo evento foram gnaissificadas e migmatizadas na fácies anfibolito. Essa migmatização, por fusão parcial, é, seguramente, sin- ou pré-tectônica à deformação D_2 que gerou a superfície de transposição S_t (ver: Capítulo 3) (fotos 3 e 10).

2.2.2.6 Litogeoquímica

Os resultados analíticos usados neste subitem constam das tabelas II.2.9 e II.2.10; a identificação das amostras é feita na tabela II.2.11 e a localização está na figura II.2.2.

A tabela II.2.9 reúne as rochas que apresentam nítido caráter charnoquítico *s.l.* Na tabela II.2.10 estão as rochas gnáissicas que se associam às anteriores, com derivação, ou não, a partir destas.

Os dados químicos dessas tabelas foram registrados em diagramas discriminantes. A figura II.2.20 registra a assinatura de Al, Fe, Ti, K e Na, enquanto a figura II.2.21 tem a assinatura de Al, Fe, Ti, Ca e Mg, com base em seus números atômicos equivalentes. Essas figuras servem de discriminantes entre os campos orto- e paraderivado. O

Tabela II.2.9 - Resultados Analíticos de Rochas Charnoquíticas do Complexo Juiz de Fora (% em Peso para óxidos e ppm para Elementos-Traço e ETR)

AM.No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	23
SiO2	67,50	64,20	63,40	55,90	55,90	55,80	55,30	51,40	49,90	47,80	51,90
Al2O3	14,40	13,10	14,40	15,20	15,70	14,10	12,90	11,70	12,80	14,80	21,00
Fe2O3	0,94	1,60	1,71	2,00	3,50	2,10	0,78	7,30	1,70	3,70	1,00
FeO	3,65	5,25	6,20	7,20	6,50	7,00	14,95	10,20	11,95	9,95	5,45
CaO	4,40	5,50	3,70	6,10	5,90	8,30	8,70	7,90	9,40	9,00	15,50
MgO	2,00	3,70	3,00	4,20	3,10	6,50	3,20	2,70	6,90	6,50	0,73
Na2O	3,40	3,30	3,50	3,50	3,50	3,40	0,32	2,40	2,80	3,00	2,80
K2O	2,30	1,50	2,50	3,20	2,20	1,10	0,04	1,30	1,30	2,40	0,25
TiO2	0,50	0,71	0,96	0,91	2,00	0,71	2,30	3,30	1,90	1,50	0,28
P2O5	0,11	0,09	0,14	0,27	0,42	<0,05	0,29	0,77	0,31	0,16	0,16
H2O -	0,03	0,08	0,13	0,02	0,02	0,09	0,03	0,04	0,09	0,05	0,10
H2O +	0,21	0,21	0,33	0,61	0,80	0,21	0,15	0,17	0,39	0,43	0,07
MnO	0,08	0,12	0,11	0,12	0,12	0,15	0,21	0,26	0,20	0,21	0,08
CO2	0,45	0,35	0,55	0,45	0,20	0,45	0,30	0,20	0,20	0,35	0,40
S	0,04	0,13	0,19	0,07	0,06	0,04	0,36	0,19	0,07	0,04	0,15
TOTAL	100,01	99,84	100,82	99,75	99,92	99,95	99,83	99,83	99,91	99,89	99,87
Co	17	32	20	30	34	44	40	54	48	66	<5
Cr	132	120	165	120	100	158	20	<5	255	102	182
Cu	19	108	87	31	51	22	77	181	144	35	61
Pb	6	5	10	8	13	3	8	11	14	11	14
Zn	54	43	78	60	108	26	22	68	41	59	10
Ni	64	92	80	72	70	114	44	70	128	196	44
V	146	168	170	172	220	260	220	180	400	250	172
Sc	5	29	25	37	24	41	68	55	57	44	20
Y	22	43	36	61	44	21	74	76	58	38	42
Nb	<20	27	20	34	20	27	20	44	28	27	38
Ba	820	510	500	780	900	230	40	530	310	300	130
Sr	420	320	180	260	440	240	47	160	130	170	660
Zr	230	140	230	280	230	88	190	350	180	110	220
Th	29	<15	<15	<15	17	<15	<15	<15	<15	<15	24
Cl	330	<20	100	610	160	51	<20	110	74	210	360
F	560	390	580	718	700	322	150	860	450	900	119
Li	11	11	28	11	26	7	8	9	14	35	26
Rb	79	45	100	88	56	12	<10	11	32	68	<10
La	50,7	13,9	22,73	57,9	32,5	12,7	13,68	43,3	31,41	14,3	59,01
Ce	82,5	32,4	45,38	107,1	64,9	26,2	31,83	88,1	54,77	27,1	93,51
Nd	30	20,5	21,06	46,8	35,3	13,2	21,2	21,76	31,26	16,7	37,37
Sm	5,4	4,2	4,6	10,1	7,7	2,4	6,6	11,6	7,79	3,5	7,2
Eu	1,1	0,95	1,21	1,9	2,2	0,95	1,95	2,7	1,71	1,4	2,14
Gd	4,3	4,2	4,1	8,7	6,9	2,7	7,9	11,4	6,51	3,9	5,66
Dy	2,9	4,2	3,48	7,1	5,3	2,8	7,7	10,6	6,2	4	4,49
Ho	0,42	0,69	0,71	1,3	1	0,45	1,45	1,9	1,13	0,7	0,97
Er	1,5	2	1,86	3,8	2,9	1,3	4,18	5,8	3,36	2	2,93
Yb	0,99	2,2	1,4	3,1	2,5	1,6	3,02	5,4	3,26	2,1	2,37
Lu	0,15	0,26	0,2	0,42	0,34	0,2	0,45	0,73	0,43	0,3	0,35

Obs: Identificação e posicionamento das amostras, ver Tabela II.2.11

Tabela II.2.10 - Resultados Analíticos de Gnaisses do Complexo Juiz de Fora (% em Peso para óxidos e ppm para Elementos-Traço e ETR)

AM.No.	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21	22
SiO2	68,50	67,90	66,90	65,70	64,40	63,30	60,20	71,80	66,80	66,30	66,10	60,60
Al2O3	15,40	13,70	12,90	14,20	15,70	17,30	15,20	13,00	16,80	12,80	15,90	16,40
Fe2O3	0,44	1,60	2,20	0,30	1,20	0,71	3,00	0,63	0,64	1,60	0,69	1,60
FeO	2,75	4,80	4,60	5,85	5,55	5,75	3,75	2,85	2,30	3,95	2,80	3,90
CaO	3,20	3,10	3,20	2,70	2,90	2,10	2,40	2,60	3,60	4,70	4,80	4,50
MgO	0,86	2,10	3,20	3,00	2,00	2,00	2,30	0,71	1,10	3,30	2,10	3,30
Na2O	4,10	2,60	2,50	2,80	3,50	3,40	3,60	3,60	4,50	3,70	4,40	4,20
K2O	3,20	2,50	2,40	3,00	2,50	2,90	3,10	3,40	2,80	2,50	1,70	3,30
TiO2	0,55	0,74	0,68	0,87	0,86	0,60	0,76	0,70	0,47	0,51	0,45	0,73
P2O5	0,22	0,07	0,13	<0,05	0,27	0,07	<0,05	0,13	0,18	0,07	0,14	0,44
H2O -	0,04	0,04	0,07	0,01	0,06	0,03	0,18	0,04	<0,01	0,01	0,04	0,07
H2O +	0,26	0,60	0,56	0,48	0,17	0,93	0,32	0,05	0,36	0,17	0,35	0,52
MnO	0,04	0,18	0,11	0,12	0,10	0,12	0,70	0,05	0,04	0,11	0,06	0,10
CO2	0,25	0,20	0,30	0,75	0,45	0,25	0,25	0,35	0,30	0,30	0,35	0,30
S	0,06	0,02	0,03	0,02	0,21	0,04	0,64	0,05	0,04	0,04	0,04	0,02
TOTAL	99,87	100,15	99,78	99,80	99,87	99,55	96,40	99,96	99,93	100,06	99,92	99,98
Co	<5	26	23	22	26	13	26	12	10	24	16	18
Cr	24	140	235	124	102	66	200	11	43	240	52	172
Cu	15	12	18	33	87	40	46	22	28	28	26	8
Pb	12	10	13	13	10	22	12	5	9	8	4	10
Zn	42	76	87	100	110	85	71	43	50	35	42	85
Ni	26	90	80	71	70	38	96	24	34	124	45	64
V	104	132	220	128	128	110	132	106	176	180	170	156
Sc	9	21	17	25	25	18	29	16	<5	12	18	14
Y	32	48	26	47	44	28	30	54	10	19	37	34
Nb	<20	<20	<20	27	<20	<20	<20	42	<20	<20	27	<20
Ba	1200	600	550	500	890	750	740	1010	1730	760	620	700
Sr	440	220	290	180	310	290	420	290	820	290	530	510
Zr	430	250	190	210	230	160	200	360	300	140	240	120
Th	28	<15	<15	<15	<15	<15	<15	<15	23	22	<15	<15
Cl	80	71	41	100	59	96	83	69	64	28	<20	140
F	334	380	646	372	635	660	370	280	225	210	260	640
Li	26	15	20	33	35	26	32	24	9	15	15	36
Rb	80	100	98	140	100	96	83	97	49	45	59	<10
La	66,44	111,1	14,39	34,7	21,9	26,82	16,59	43,19	39,7	18,8	19,1	49,03
Ce	128,5	52,4	27,25	70	44,9	49,9	29,9	82,9	61,6	34,1	31,9	58,47
Nd	57,4	13,92	33,1	25,1	21,77	11,55	36,03	23,1	14,7	12,4	26,07	35,34
Sm	10,3	2,2	2,83	6,6	5,4	4,6	2,6	7,7	3,5	3,4	1	6,8
Eu	2,2	0,98	0,96	1,3	1,2	1,16	1,25	1,3	1,1	1	0,83	1,35
Gd	7,26	2,9	2,12	5,5	5,4	3,89	3,25	7,1	2	3,2	0,97	5,35
Dy	4,7	3,8	2,23	4,2	4,6	3,26	2,97	6,9	1,1	2,9	0,98	3,61
Ho	0,88	0,94	0,32	0,8	0,75	0,57	0,55	1,2	0,21	0,67	0,19	0,63
Er	2,2	3,4	1,21	2,1	2,2	2,04	1,59	3,6	0,45	1,8	0,58	1,69
Yb	1,27	4,2	1,38	2,6	2,4	1,78	1,19	3,2	0,37	1,5	0,45	0,9
Lu	0,18	0,68	0,21	0,31	0,3	0,29	0,2	0,39	0,06	0,22	0,03	0,12

Obs: Identificação e posicionamento das amostras, ver Tabela II.2.11.

campo das rochas ígneas ácidas e intermediárias interfere com o campo das grauvacas; o campo das rochas básicas ocupa a porção superior dos diagramas. Nesse complexo, dois grandes agrupamentos litológicos podem ser discriminados, o das rochas charnoquíticas e o das gnáissicas.

Tabela II.2.11 - Identificação e Posicionamento das Amostras Analisadas de Rochas do Complexo Juiz de Fora

No.	AMOSTRA	ROCHA	UTM (N)	UTM (E)
1	CP-92C	charnoenderbito	7599400	637500
2	CP-360B	enderbito	7580100	636650
3	CP-519	enderbito	7580600	645100
4	CP-137A	hi-qz-diorito	7612500	655050
5	CP-37C	bt-af-pl-gnaisse	7589150	638150
6	CP-360A	anfibolito	7580100	636650
7	CP-557B	hi-qz-diorito	7577250	639650
8	CP-228	anfibolito	7583750	632300
9	CP-411B	norito	7606600	648500
10	CP-233A	bt-anfibolito	7583300	617650
11	CP-566	gra-bt-pl-gnaisse	7579550	654950
12	CP-111A	gra-bt-pl-gnaisse	7586550	645650
13	CP-532	gra-bt-pl-gnaisse	7572250	638350
14	CP-529	gra-bt-pl-gnaisse	7574300	646250
15	CP-557A	gra-bt-pl-gnaisse	7577250	639650
16	CP-675A	gra-bt-pl-gnaisse	7614600	652750
17	CP-522	gra-bt-pl-gnaisse	7579350	649450
18	CP-233B	af-bt-pl-gnaisse	7583300	617650
19	CP-37B	bt-pl-gnaisse	7589150	638150
20	CP-21	cpx-af-bt-pl-gnaisse	7579850	617650
21	CP-360C	pl-gnaisse	7580100	636650
22	CP-515	bt-pl-gnaisse	7584600	640250
23	CP-92D	calcissilicática	7599400	637500

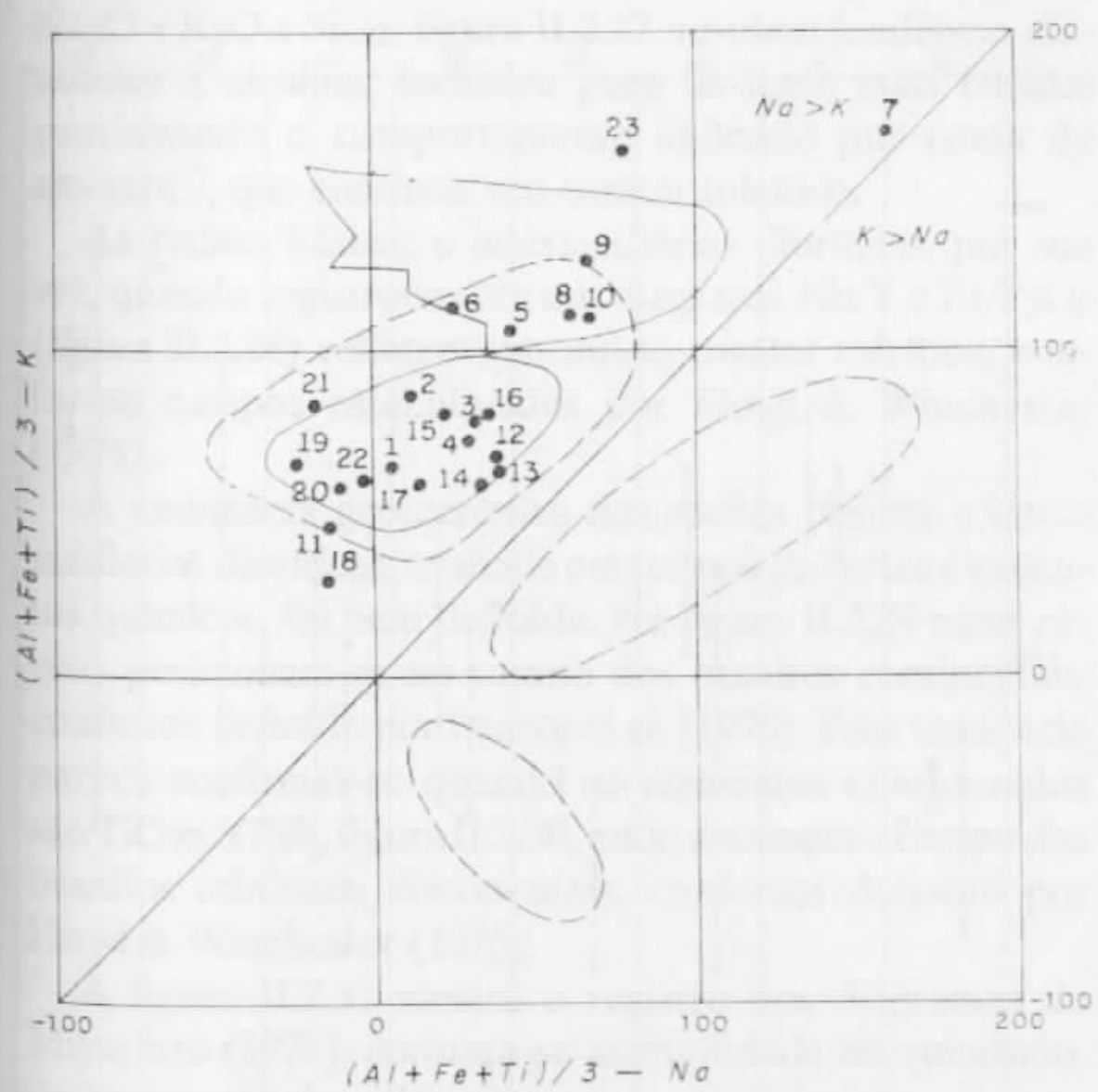


Fig. II.2.20 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, K e Na para rochas do complexo Juiz de Fora em diagrama de La Roche et al. (1974). Identificação das amostras na tabela II.2.11; dos campos, na figura II.2.3. Valores expressos por miliátomos por 100g de rocha.

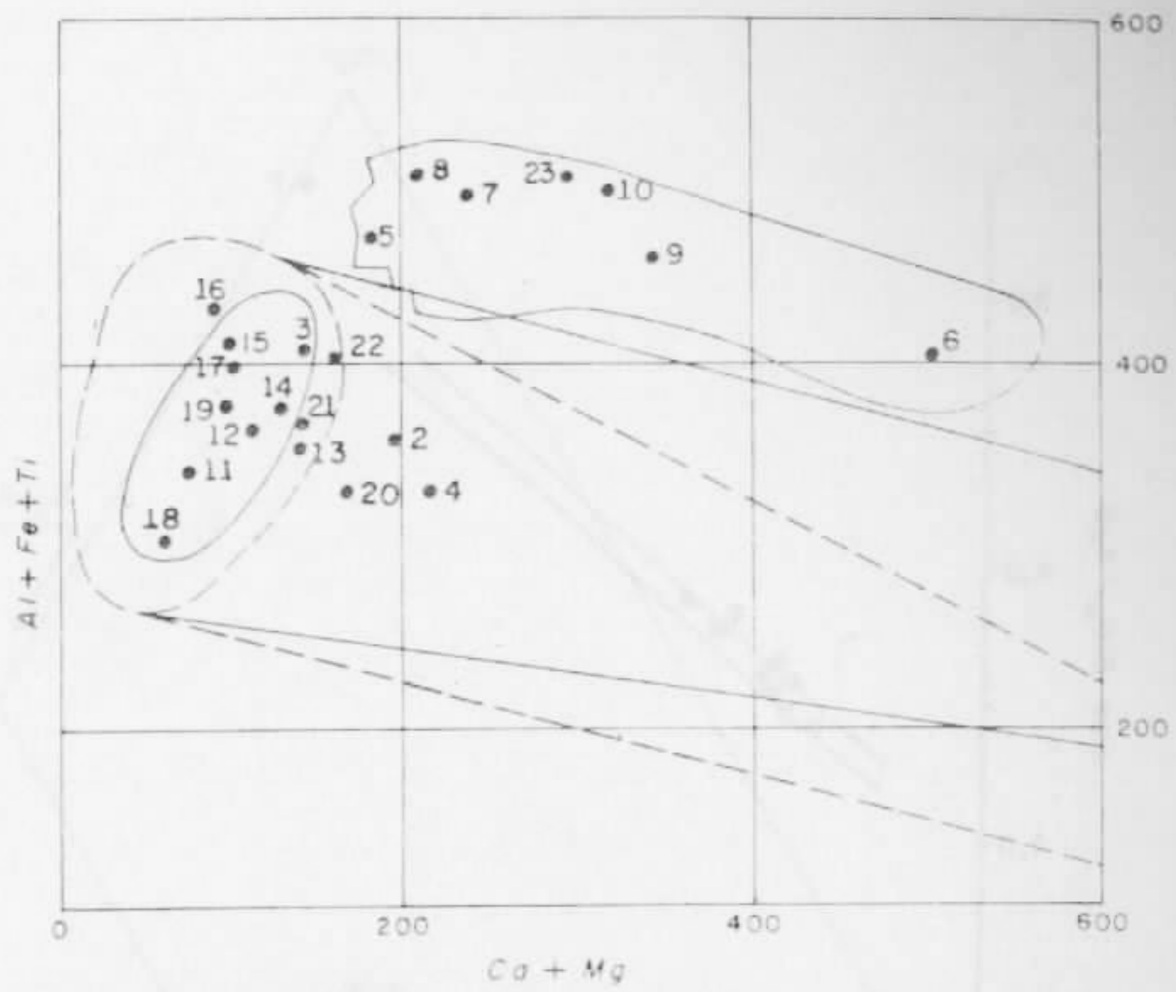


Fig. II.2.21 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, Ca e Mg para rochas do complexo Juiz de Fora em diagrama de La Roche et al. (1974). Identificação dos campos, na figura II.2.4. Valores expressos por miliátomos por 100g de rocha.

Rochas charnoquíticas

A análise das figuras anteriores deixa ver que as amostras 1 a 3 ocupam o campo das grauvacas (e granodioritos); petrograficamente correspondem a charnoenderbito e enderbito. Mostram íntima associação com os tipos mais básicos (amostras 4 a 10), muitas vezes numa estruturação *lit-par-lit* e geralmente mais complexa, não deixando dúvidas de que foram originadas durante o processo de charnoquitização, quer por metassomatose, quer por injeção. As diferenças petroquímicas entre os tipos básico e intermediário serão mostradas nas figuras e tabelas que se seguirão.

As rochas 1 a 10, consideradas como derivadas de protólitos ígneos (1 a 3, talvez metassomáticas?), com base na análise das figuras anteriores, em dados de campo e petrográficos, foram registradas nos diagramas de Beswick & Soucie (1978) (figuras II.2.22 e II.2.23). No diagrama da figura II.2.22 apenas a amostra 7, com teor muito baixo de potássio, apresentou desvio em relação ao campo das rochas ígneas sem modificações químicas; isso sugere que, no geral, não houve entrada de potássio no sistema. Já na figura II.2.23, ressalta-se uma tendência ao deslocamento dos pontos para além do limite superior do campo ígneo, sugerindo um enriquecimento em cálcio em cerca de cinco amostras (materiais intermediários); tal fato reforça a idéia de metassomatose afetando as rochas. A fonte de cálcio poderia ser, eventualmente, derivada de inclusões de rocha calcissilicática. A mesma amostra destacada na figura anterior apresenta-se anômala nesta, mas permanece no *trend* da curva.

A respeito das rochas enderbíticas, Grossi Sad & Barbosa (1985), escrevem que "não se tem evidências con-

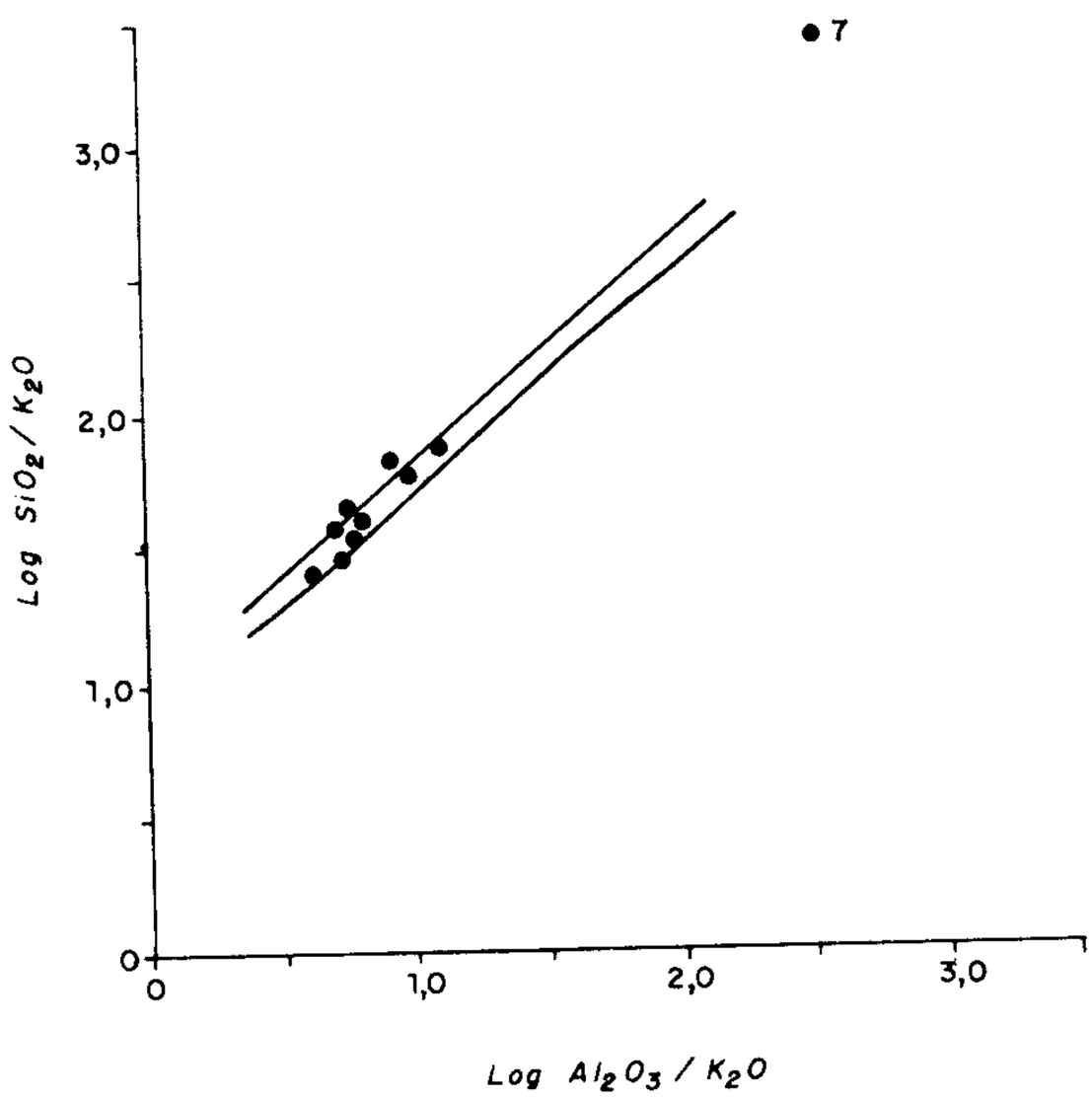


Fig. II.2.22 – Razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos SiO_2, K_2O e Al_2O_3 em rochas charnoquíticas do complexo Juiz de Fora. As curvas são de Beswick & Soucie (1978).

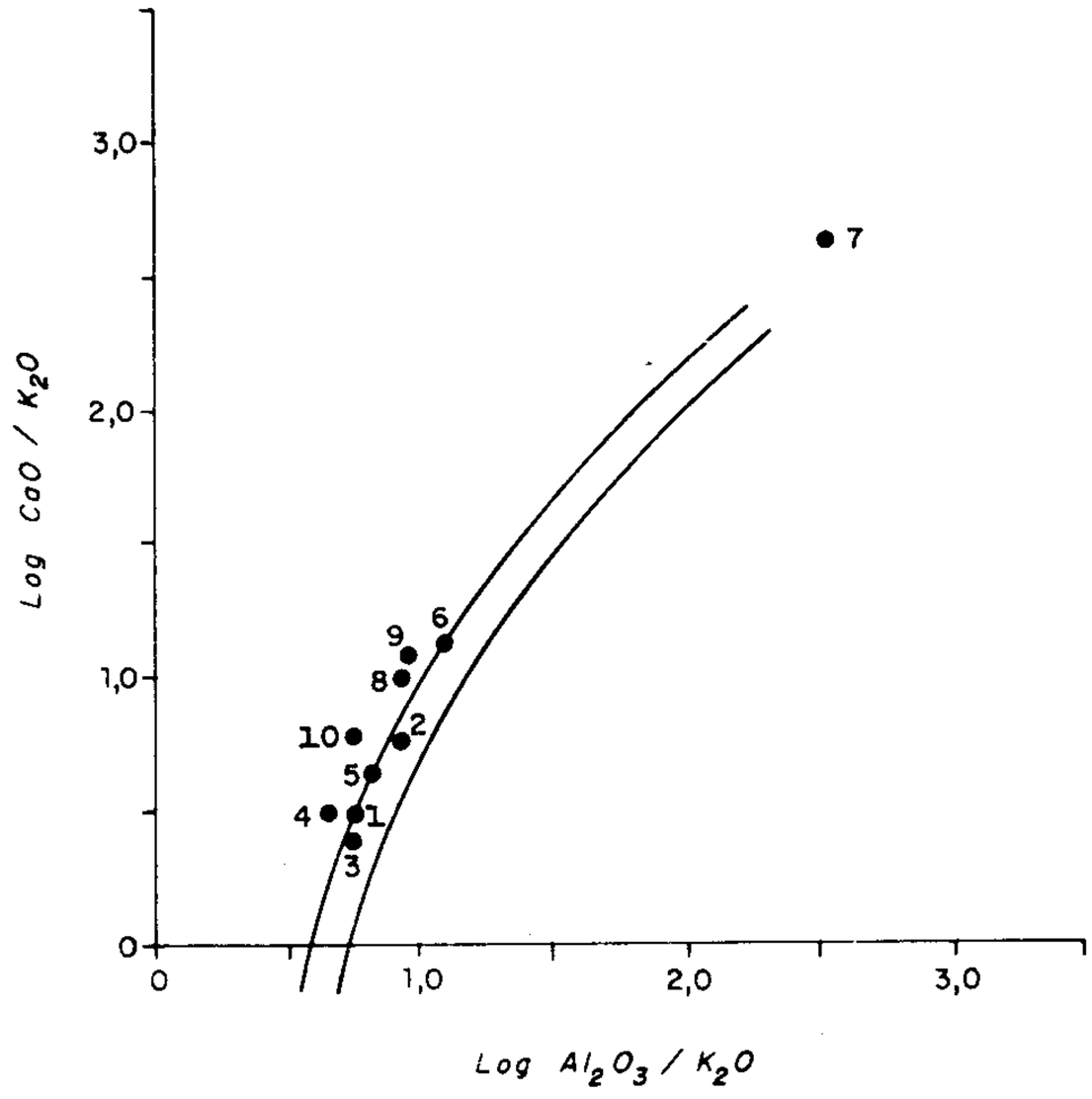


Fig. II.2.23 –Razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos CaO, K_2O e Al_2O_3 em rochas charnoquíticas do complexo Juiz de Fora. As curvas são de Beswick & Soucie (1978).

clusivas sobre o caráter ígneo ou metassomático das bandas félsicas; ...Não há dúvida de que tenha ocorrido introdução dessa fase rochosa félsica, pois há total improbabilidade de uma geração *in situ,* à custa do material básico".

Na figura II.2.24, comparam-se os resultados analíticos de alguns elementos-traço obtidos das rochas charnoquíticas intermediárias e básicas com basaltos, segundo Turekian & Wedepohl (1961) e com rochas charnoquíticas intermediárias e básicas desse complexo, expostas em território fluminense (segundo Grossi Sad & Barbosa, 1985). Dessa comparação conclui-se que as rochas charnoquíticas básicas, investigadas neste projeto, têm quimismo compatível com basaltos e com os charnoquitos básicos definidos no Rio de Janeiro. As rochas intermediárias, entretanto, são mais ricas em Sc, Co e Ni quando comparadas com rochas semelhantes desses autores.

Os diagramas AFM e NKC, mostrados na figura II.2.25, indicam uma bimodalidade para as rochas charnoquíticas; as rochas básicas mostram caráter toleítico; as rochas intermediárias ocupam o campo calcialcalino. Exceção é a amostra 7, um diorito com teores de SiO_2 = 55,30%, FeO = 14,95% e valores muito baixos de NaO e K_2O, que o remetem ao campo dos toleítos.

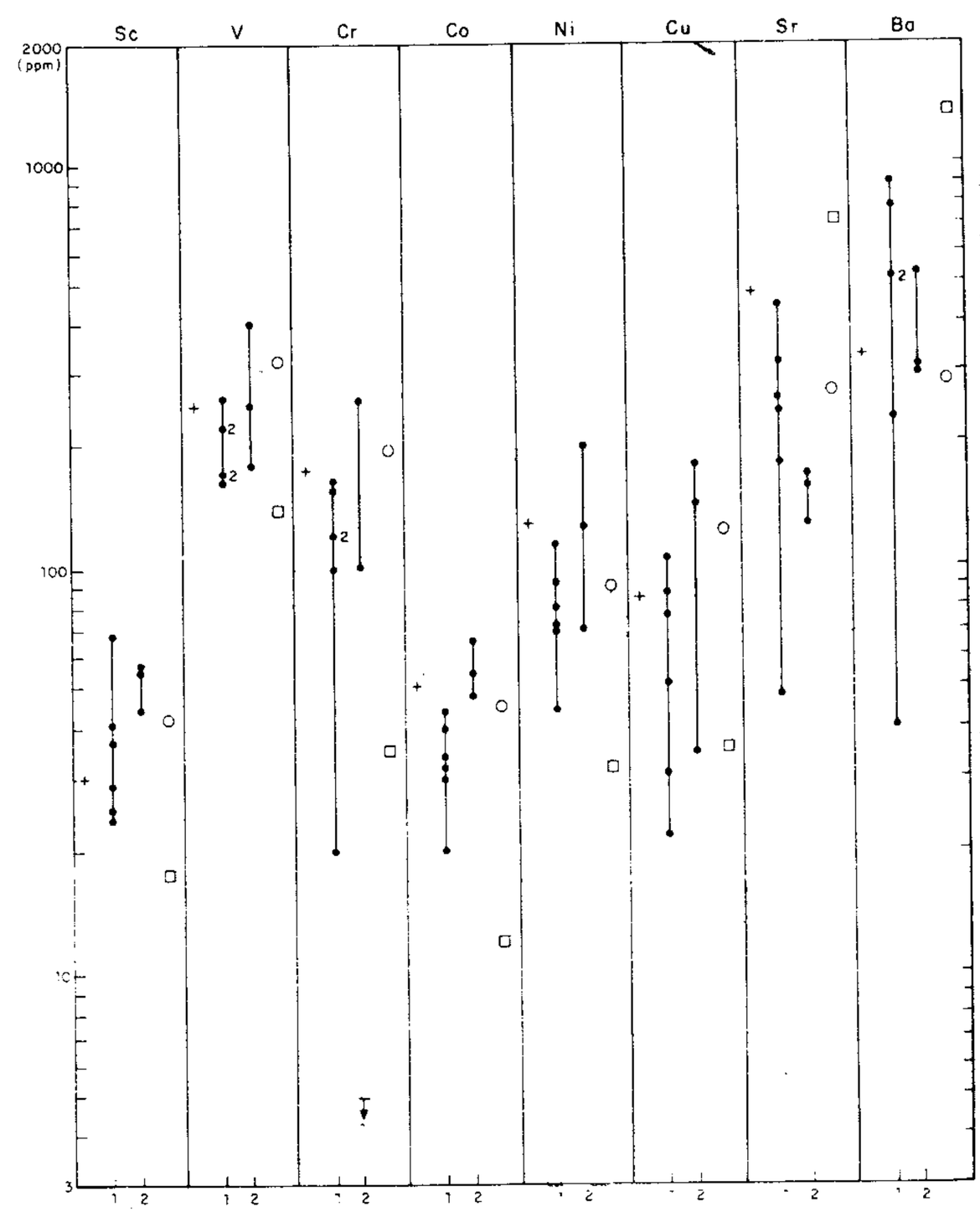


Fig. II.2.24 – Conteúdos de elementos-traço em rochas charnoquíticas intermediárias (1) e básicas (2) do complexo Juiz de Fora comparados com teores médios, segundo Turekian & Wedepohl (1961) para basaltos (+) e segundo Grossi Sad & Barbosa (1985) para rochas charnoquíticas intermediárias (□) e básicas (○) desse complexo, em território fluminense.

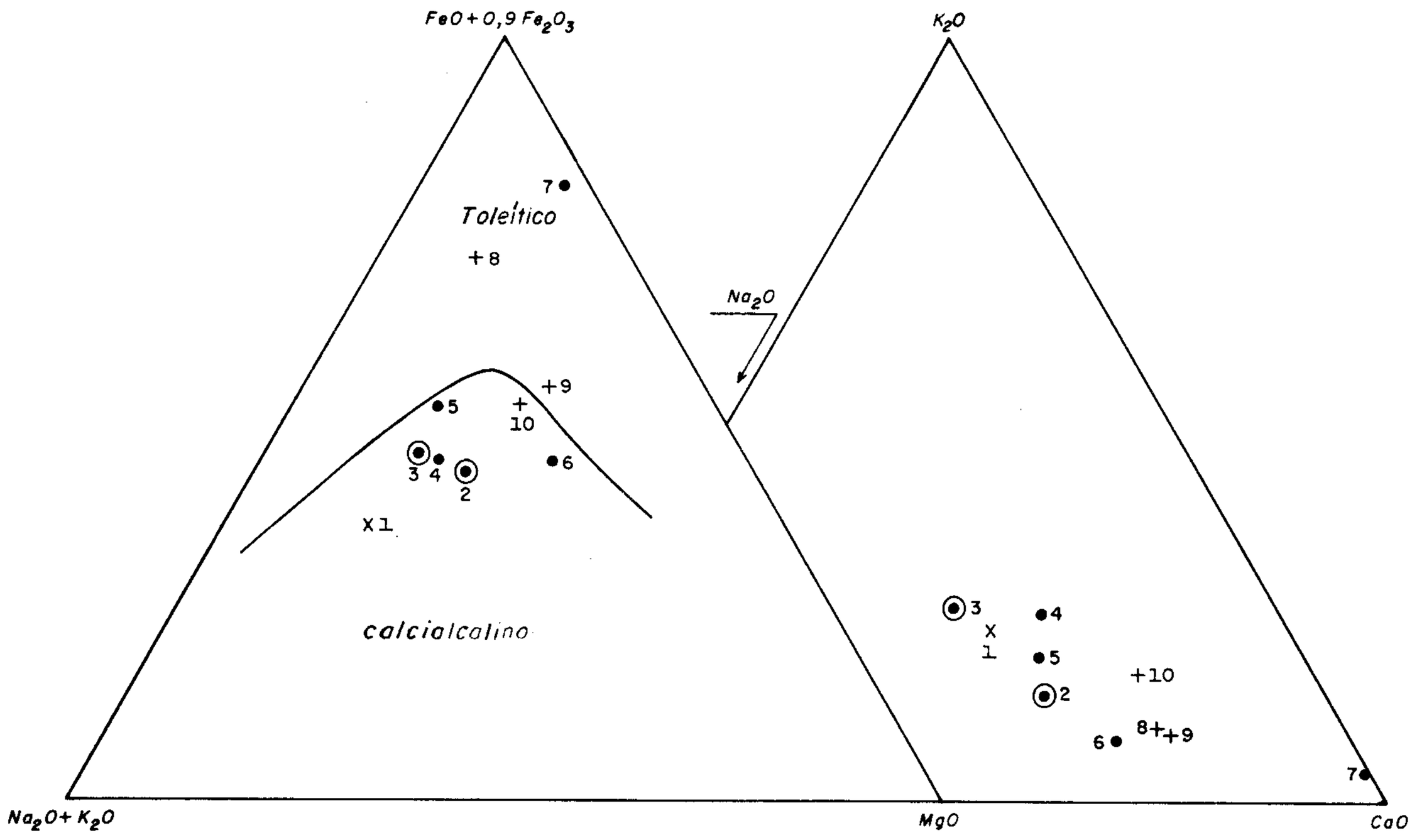


Fig. II.2.25 – Diagramas AFM e NKC para rochas charnoquíticas básicas (+), intermediárias tonalíticas (⊙) e dioríticas (●), ácidas (x) do complexo Juiz de Fora. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Irvine & Barragar (1971).

Essa bimodalidade está novamente expressa na figura II.2.26, que registra a assinatura de MgO, FeO e Fe_2O_3.

Essas mesmas rochas, quando tratadas em diagrama $Na_2O + K_2O$ *x* SiO_2, figura II.2.27, revelam tendência aluminosa a alcalina, inclusive para os tipos mais básicos continuando o comportamento anômalo por conta da amostra 7, que confirma seu caráter toleítico.

As rochas básicas e intermediárias dioríticas, por sua vez, quando registradas em um diagrama Nb/Y *x* Zr/P_2O_5 (figura II.2.28) refletem um nítido caráter toleítico, conforme campos estabelecidos por Floyd & Winchester (1975).

A ambiência geotectônica das rochas básicas e intermediárias dioríticas, avaliada em termos de certos elementos químicos, foi bem definida. Na figura II.2.29 essas rochas posicionam-se no campo dos basaltos continentais, conforme definido por Pearce et al. (1975). Essa tendência parece confirmar-se quando os elementos considerados são TiO_2 *x* Y/Nb, figura II.2.30, onde assumem o campo dos basaltos toleíticos continentais, conforme definido por Floyd & Winchester (1975).

A figura II.2.31 mostra o registro nos diagramas de Miyashiro (1975); constata-se ambigüidade no quimismo, em termos de classificação.

Na figura II.2.32 apresentam-se os diagramas de variação, preparados segundo os parâmetros de Niggli, cujos valores, calculados para essas rochas, estão na tabela II.2.12.

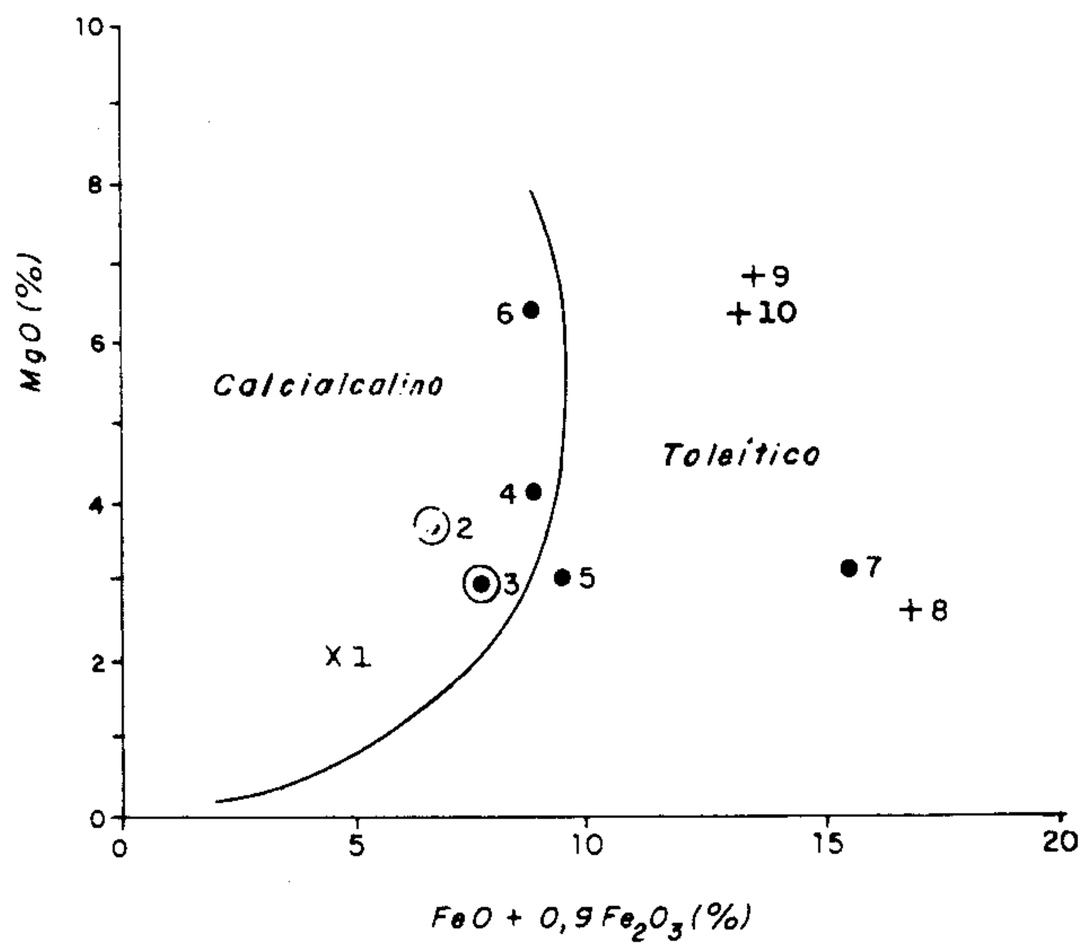


Fig. II.2.26 – Assinatura dos óxidos MgO, FeO e Fe_2O_3 em rochas charnoquíticas básicas (+), intermediárias tonalíticas (⊙) e dioríticas (●), ácidas (x) do complexo Juiz de Fora. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Tegyey (1974).

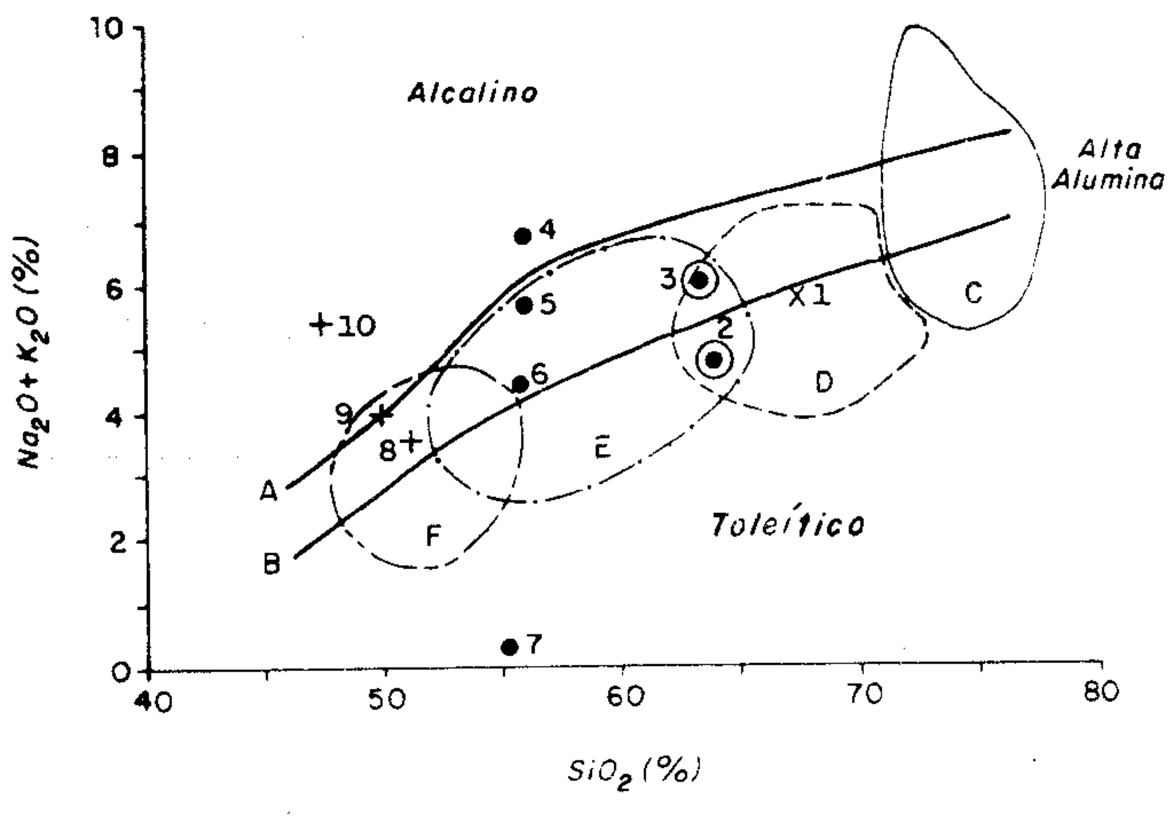


Fig. II.2.27 – Diagrama $Na_2O + K_2O$ x SiO_2 para rochas charnoquíticas básicas (+), intermediárias tonalíticas (⊙) e dioríticas (●), ácidas (x) do complexo Juíz de Fora. As curvas A e B são de Kuno (1968); os campos C (riolito), D (dacito), E (andesito) e F (basalto) são de Tegyey (1974).

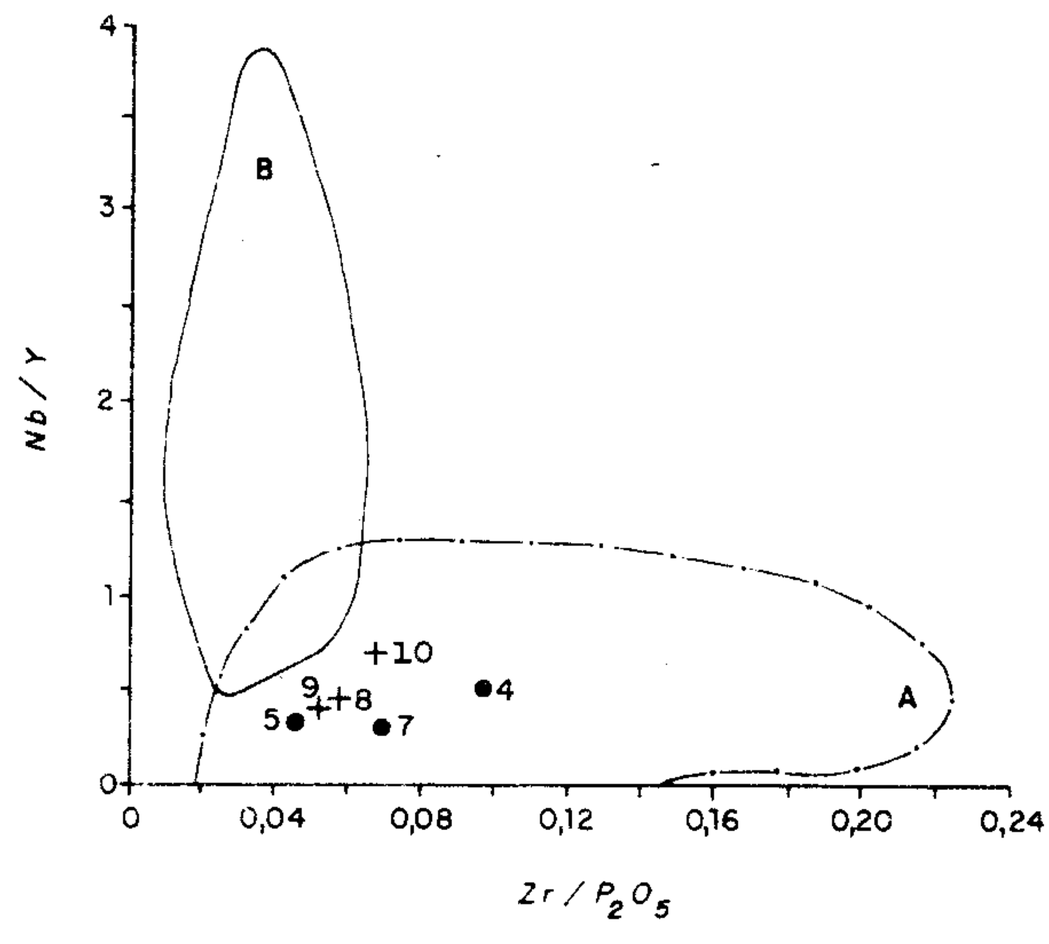


Fig. II.2.28 – Diagrama Nb/Y x Zr/P_2O_5 discriminando os campos dos basaltos toleíticos (A) e dos basaltos alcalinos (B), segundo Floyd & Winchester (1975). Registrou-se rochas charnoquíticas básicas (+) e intermediárias dioríticas (●) do complexo Juiz de Fora.

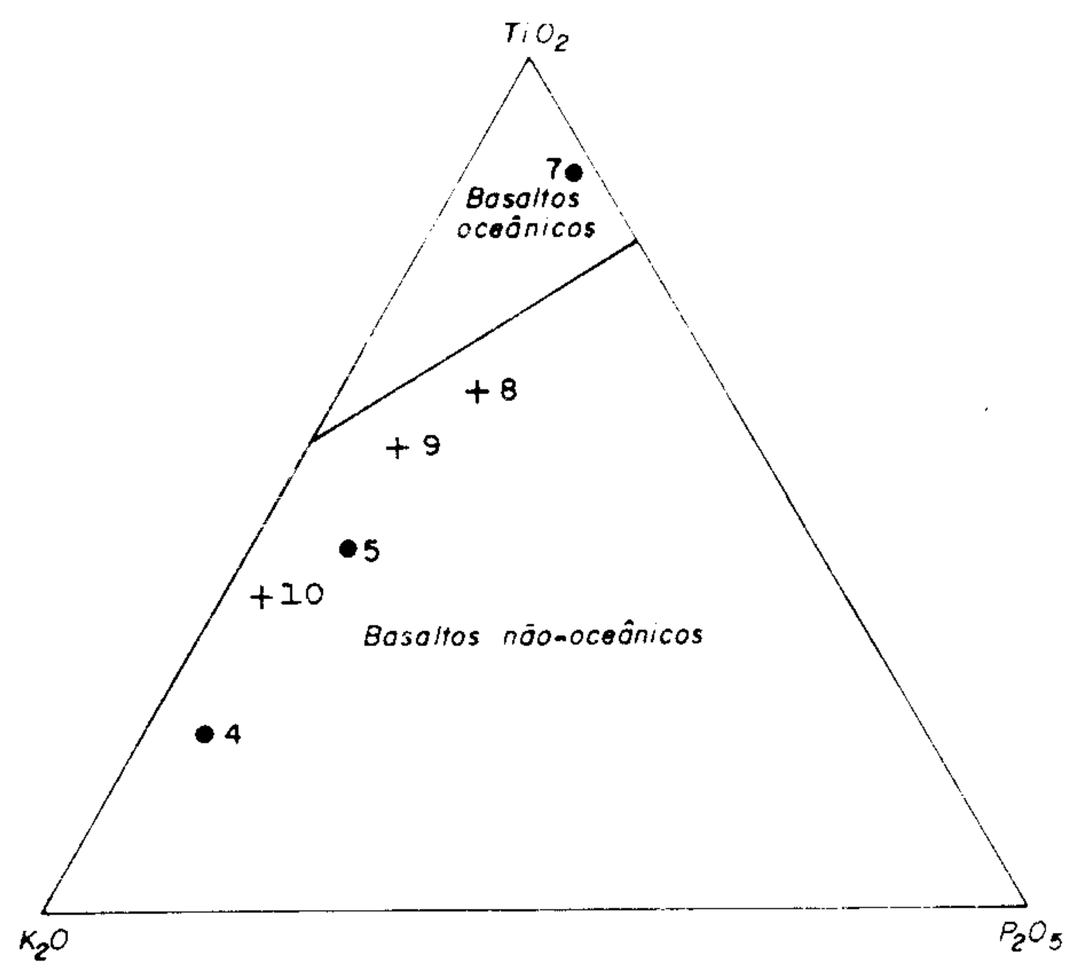


Fig. II.2.29 – Diagrama K_2O-TiO_2-P_2O_5 para rochas charnoquíticas básicas (+) e intermediárias dioríticas (●) do complexo Juiz de Fora. O limite entre os campos dos basaltos é de Pearce et. al. (1975)

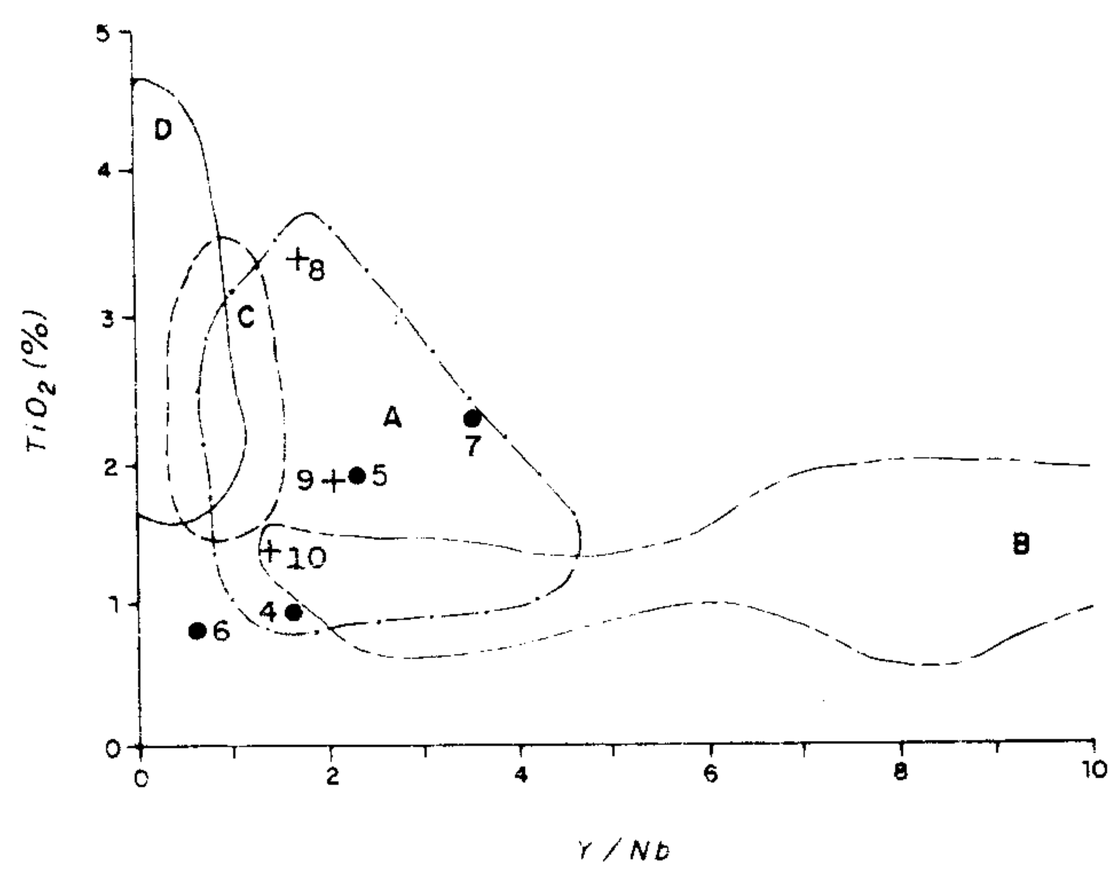


Fig. II.2.30 – Diagrama TiO_2 x Y/Nb de Floyd & Winchester (1975), discriminando os campos: (A) basaltos toleíticos continentais; (B) basaltos toleíticos oceânicos; (C) basaltos alcalinos continentais; (D) basaltos alcalinos oceânicos. Registjrou-se rochas cnarnoquíticas básicas (+) e intermediárias dioríticas (●) do complexo Juiz de Fora.

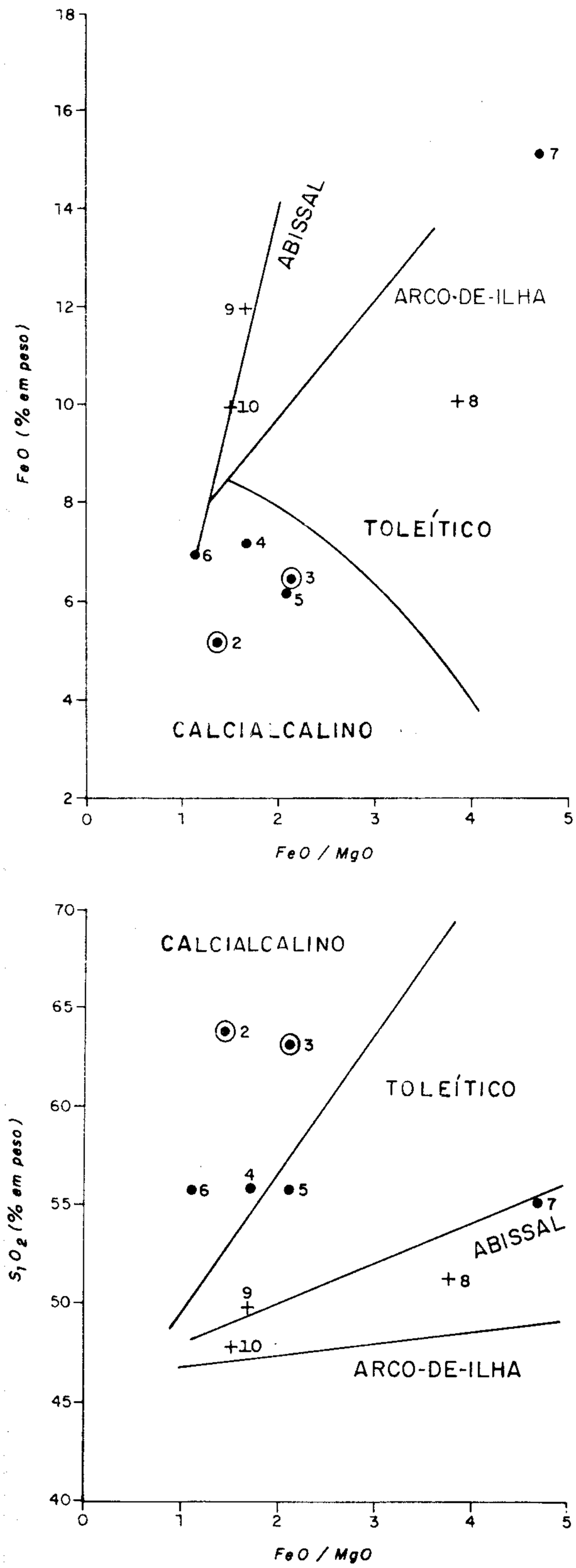


Fig. II.2.31 – Diagramas de Miyashiro (1975), aplicados a rochas charnoquíticas básicas (+) e intermediárias tonalíticas (⊙) e dioríticas (●) do complexo Juiz de Fora.

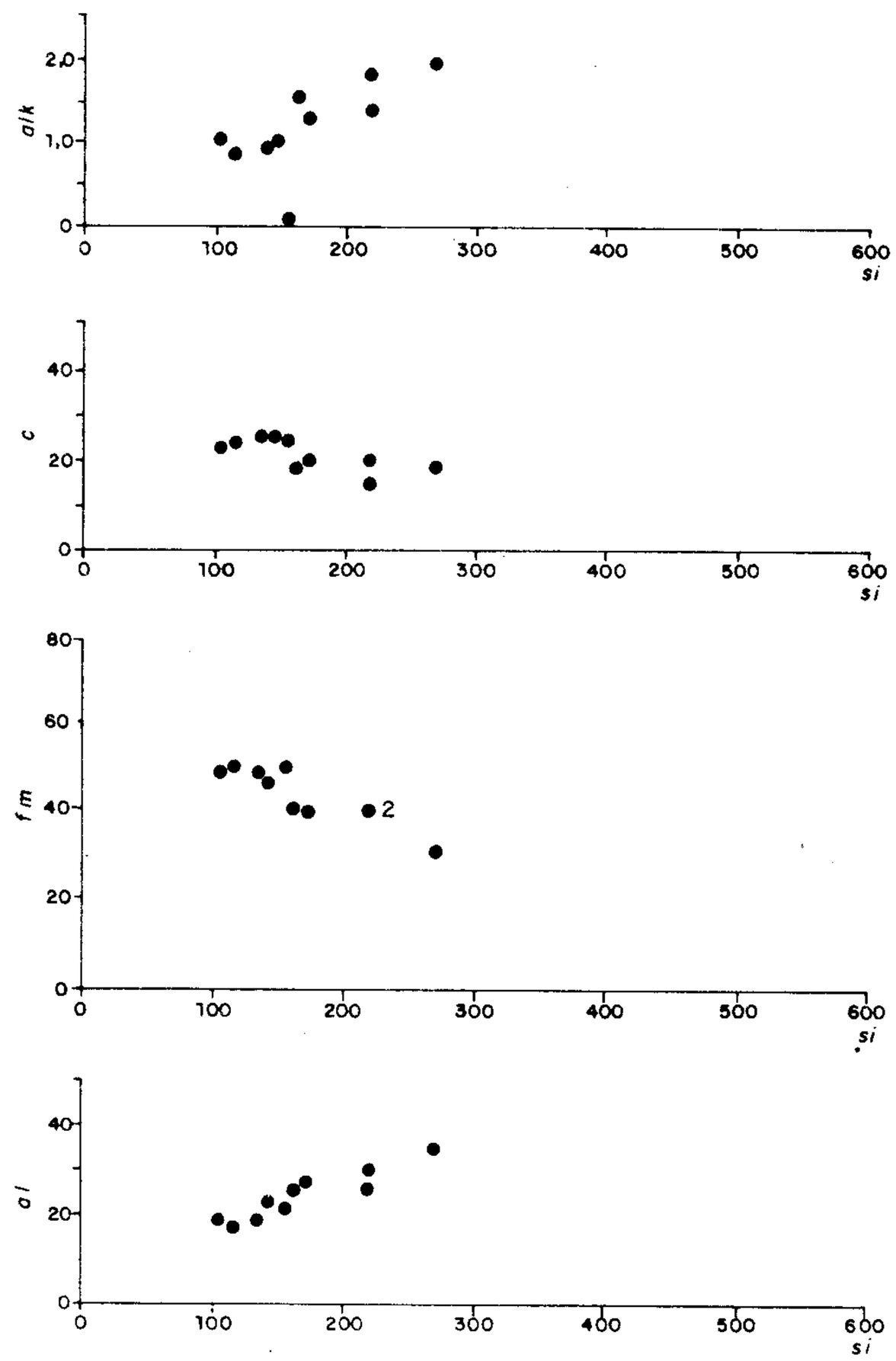


Fig. II.2.32 – Diagramas de variação de rochas charnoquíticas do complexo Juiz de Fora, de acordo com os parâmetros de Niggli.

Em termos desses parâmetros (ver discussão no subitem 2.2.1.6), as rochas da tabela II.2.12 podem ser classificadas do modo seguinte (todas com **c** normal):

Amostra 1: sálica, relativamente rica em álcalis, magma tipo granítico.

Amostras 2 e 3: semifêmicas, intermediárias em álcalis, magma tipo granodiorítico.

Amostras 4 e 5: semifêmicas, intermediárias em álcalis, magma tipo diorítico.

Amostras 6, 7 e 8: fêmicas, pobres em álcalis, magma tipo gabrodiorítico.

Amostras 9 e 10: fêmicas, pobres em álcalis, magma tipo gabroidal.

Tabela II.2.12 - Parâmetros de Niggli para Rochas Charnoquíticas do Complexo Juiz de Fora.

Amostra	si	alk	c	fm	al	mg	k	ti	p
1	273	19	19	28	24	0,44	0,40	1,5	0,2
2	222	14	20	39	27	0,49	0,31	1,8	0,1
3	223	18	14	39	30	0,41	0,41	2,5	0,2
4	161	16	19	40	26	0,45	0,48	2,0	0,3
5	169	14	19	39	28	0,36	0,38	4,5	0,5
6	145	10	23	45	22	0,56	0,24	1,4	0,1
7	157	1	26	51	22	0,27	0,11	4,9	0,3
8	140	9	23	50	19	0,22	0,35	6,7	0,9
9	116	8	23	51	18	0,48	0,32	3,3	0,3
10	109	10	22	48	20	0,46	0,44	2,6	0,2

Os diagramas de variação de Niggli (figura II.2.32), mostram claramente a existência de dois grupos químicos – o primeiro com valores de **si** menores que 169; o segundo com valores maiores que 222. Os dois grupos parecem ter derivação diferente. Para o primeiro grupo, pode-se adaptar curvas de variação contínuas, que não subentendem o registro do outro grupo.

A comparação entre os parâmetros **mg** e **k** demonstra correlação discreta entre eles; crescendo um, cresce também o outro, porém de modo não-contínuo.

Os ETR das rochas investigadas do complexo Juiz de Fora exibem a tendência geral da correlação negativa entre seu conteúdo total e o conteúdo em SiO_2, e da correlação positiva entre o valor da relação La/LuN e o conteúdo de SiO_2.

A comparação entre as curvas normalizadas para as rochas com menos de 56% de SiO_2 e com mais de 63% de SiO_2 fornece resultados surpreendentes (figuras II.2.33a e II.2.33b, respectivamente). Para as rochas básicas (amostras 8 a 10), verifica-se fracionamento contínuo, com relação ETRL/ETRP igual a 5,20. O conteúdo de ETRL é consideravelmente maior que o valor condrítico, enquanto o de ETRP é 20 a 50 vezes maior que tal valor. Comparadas com a suíte folha metamórfica São Bento dos Torres, as rochas básicas Juiz de Fora são enriquecidas em ETR. Duas das amostras (8 e 9) exibem anomalia discreta para Eu (Eu/Eu* = 0,71 e 0,72), enquanto outra não apresenta anomalia. O valor da anomalia diminui com o conteúdo total de ETR.

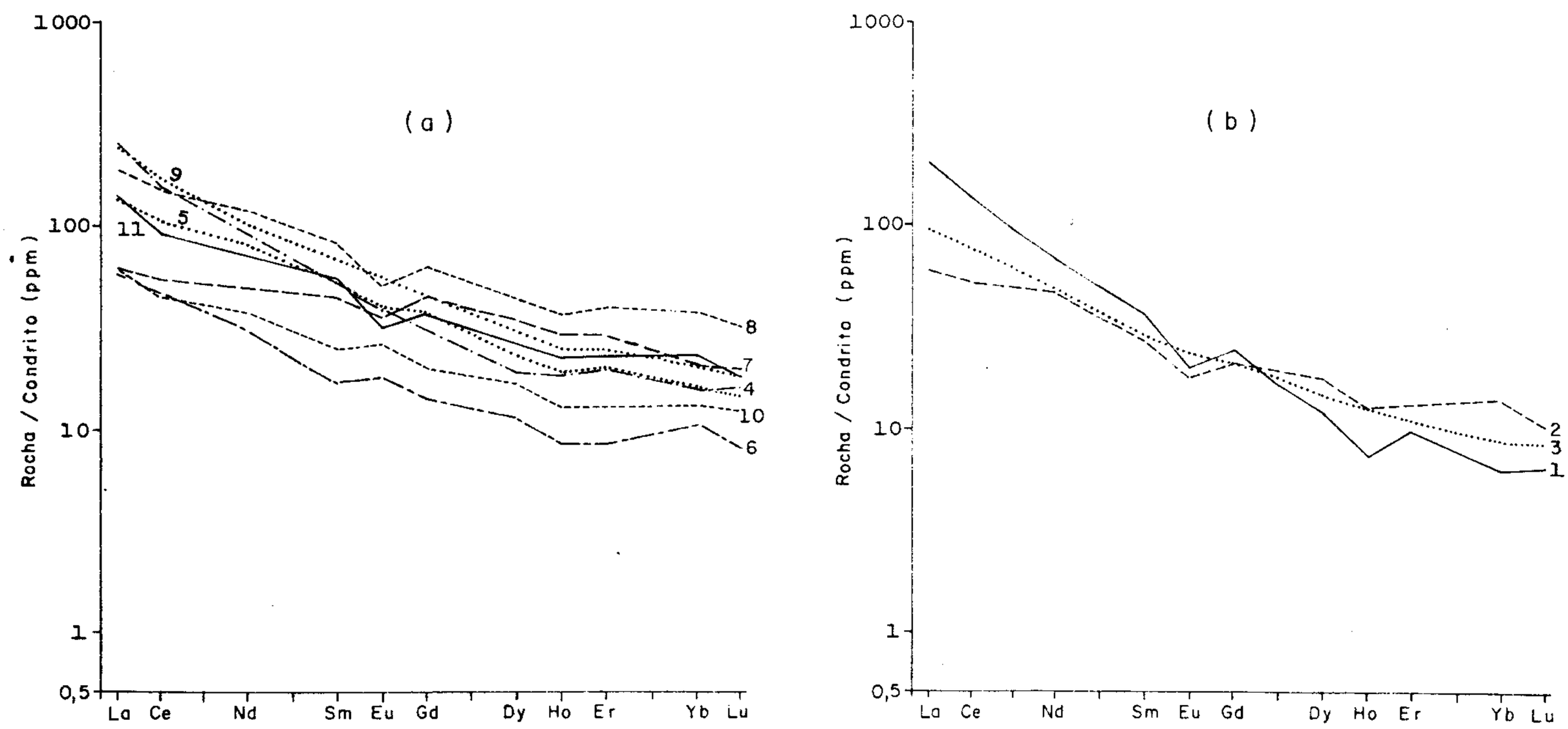


Fig. II.2.33 – Variogramas de ETR em rochas charnoquíticas do complexo Juiz de Fora: (a) SiO_2 <55%; (b) SiO_2 >63%.

Para as rochas intermediárias com conteúdo de SiO_2 próximo de 55% (amostras 4 a 7) e para aquelas com cerca de 64% de SiO_2 (amostras 2 e 3), repete-se o comportamento mencionado no parágrafo anterior. As curvas normalizadas são estritamente semelhantes tanto para as rochas básicas quanto para as intermediárias. A própria amostra com 67% de SiO_2 (amostra 1) assemelha-se às restantes, exibindo apenas um leve enriquecimento em ETRL, e um leve empobrecimento em ETRP.

As relações entre elementos incompatíveis (incluindo ETR), para as rochas sob exame, podem ser assim sintetizadas (tabela II.2.13), considerando-se valores médios para cada tipo químico:

Tabela II.2.13 - Razões Químicas de Rochas Charnoquíticas do Complexo Juiz de Fora

Raz.Quim.	1	2	3
K2O/Na2O	0,59	0,61	0,61
K2O/CaO	0,43	0,23	0,19
FeO/Fe2O3	3,45	4,24	2,53
Fe*/Mg	2,78	3,28	3,48
K/Rb	228,79	261,54	373,96
Rb/Sr	0,29	0,21	0,24
Ba/Sr	2,02	1,94	2,48
Ba/Rb	6,97	9,18	10,27
K/Ba	32,87	28,48	36,41
Ca/Y	832,91	1036,00	1092,83
Cr/Ni	1,66	1,33	0,91

Obs:
(1) amostras 2 e 3; (2) amostras 4 a 7;
(3) amostras 8 a 10.
Fe* = FeO+Fe2O3 transformados em Fe++.
Identificação e posicionamento das amostras ver, tabela II.2.11.

a) a relação K/Rb é pouco variável em todos os tipos rochosos (242 no material ácido a 373 no material básico);

b) a relação K/Ba oscila de 23 a 36,5 (do material ácido ao material básico);

c) a relação Rb/Sr varia de 0,19 a 0,29;

d) a relação Ba/Sr é praticamente constante (1,94 a 2,48);

e) a relação Ba/Zr diminui progressivamente do material ácido para o material básico (3,56 a 1,78);

f) La/CeN equivale a 1,60 até 1,23 e Sm/NdN varia de 0,55 a 1,01 (de modo contínuo);

g) no material ácido, Yb/LuN é igual a 0,09, enquanto nos outros três tipos rochosos varia de 1,12 a 1,20; diferença semelhante é notada para Ce/YbN, igual a 21,5 no material ácido e 4,08 a 5,82 nos materiais restantes;

h) Dy/Y é praticamente invariável (0,10-0,13).

Os conteúdos totais de ETR na amostra 1 correspondem a 180ppm, enquanto o material enderbítico tem 96ppm, o material diorítico 143,5ppm e o material básico, 142ppm.

Considerada em seu conjunto, apenas a amostra de material ácido apresenta diferenças em relação às restantes.

As diferenças mencionadas nos subitens (a) até (h) (e também as semelhanças) poderiam, em sua maioria, ser atribuídas a um processo de cristalização ígnea original, seguido por metamorfismo granulítico e possivelmente por metassomatismo, na geração de material mais ácido.

Conforme já comentado, o material protolítico da seqüência charnoquítica sob exame é rocha basáltica toleítica continental, de bacia de retroarco ou de arco-de-ilha. O registro dos ETR também aponta para tal direção, sem, contudo, definir um domínio inconteste.

Quando se utiliza o registro dessas rochas em um diagrama logarítmico Ce/YbN *x* CeN, observa-se uma boa adaptação a um *trend* de diferenciação em sistema aberto, com fusão parcial. Por outro lado, as relações Ce/YbN para YbN e Eu/Eu* para SmN sugerem geração a partir de material originalmente granatífero, com participação de plagioclásio, o que indica posicionamento crustal não muito profundo e sem influência direta do manto.

É possível que as rochas consideradas tenham comportamento intermediário entre os granulitos do Lewisiano escocês e do sul da Índia (segundo Weaver & Tarney, 1983), a se julgar pelas relações K/Rb, K/Ba, Rb/Sr e Ba/Sr, sumarizadas no quadro II.2.1. Tais rochas não são tão empobrecidas em elementos incompatíveis quanto as da Escócia, nem tão enriquecidas quanto as da India.

Quadro II.2.1 - Relações Químicas em Rochas da Fácies Granulito

		K/Rb	K/Ba	Rb/Sr	Ba/Sr
Granulito Lewisiano		880	12	0,03	1,3
Charnoquito Madras		319	43	0,47	3,3
Rochas Juiz de Fora	ácidas	242	23	0,19	1,9
	enderbíticas	229	33	0,29	2,0
	dioríticas	261	28	0,21	1,9
	máficas	373	36	0,24	2,5

-Newton & Smith (1980) apresentam uma síntese das evidências relacionadas à possibilidade de que fluidos ricos em CO_2, de origem mantélica, pudessem ascender através da crosta, originando metamorfismo de fácies granulítica, com exaustão de íons litófilos de grande tamanho. Por outro lado, durante a ascensão, esses fluidos poderiam modificar sua composição, agindo como fluídos metassomatizantes, que provocariam enriquecimento de K, Rb, Ba, Zr etc. Aparentemente, os dois processos foram efetivos sobre os protólitos do complexo Juiz de Fora.

Quando comparados com as rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres, nota-se claramente as diferenças químicas (tabela II.2.14), especialmente quando se confrontam os ETR.

Uma amostra de rocha calcissilicática do complexo Juiz de Fora (amostra número 23) tem composição química compatível com a de um protólito máfico. A semelhança é ainda mais significativa quando se examinam os ETR (ver curva de fracionamento na figura II.2.34).

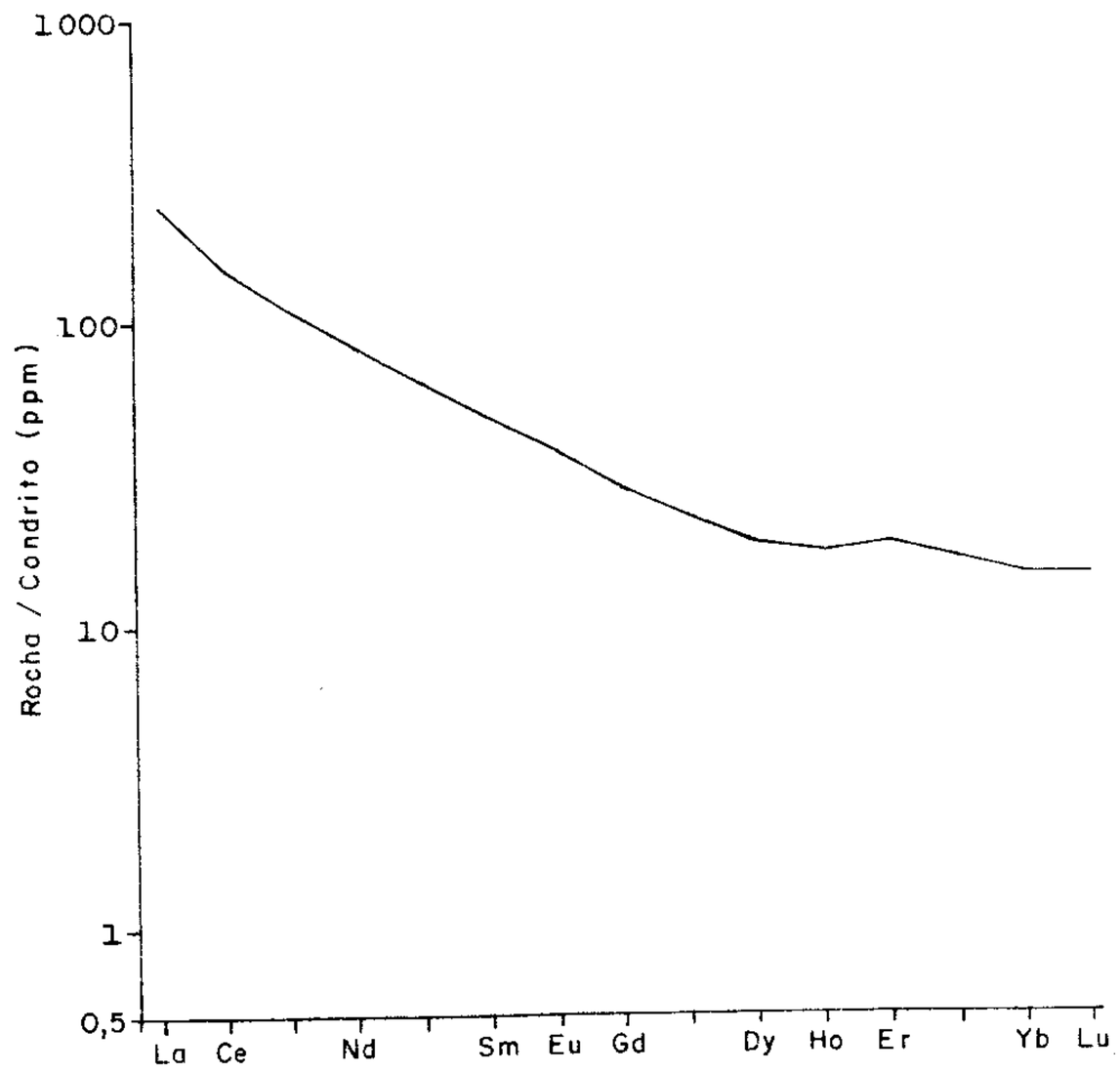


Fig. II.2.34 – Variograma de ETR em rocha calcissilicática do complexo Juiz de Fora.

Gnaisses kinzigíticos e plagioclásio-gnaisses

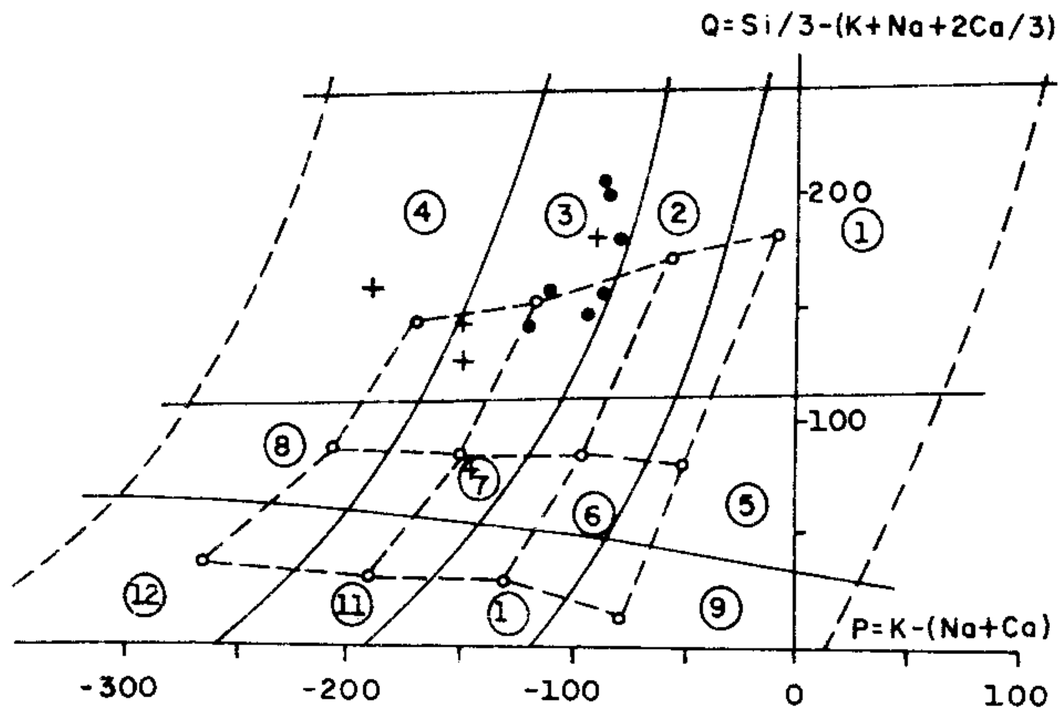
Para as rochas gnáissicas associadas a charnoquitos, mas sem uma mineralogia de fácies granulito, apresentadas na tabela II.2.10, adotou-se um tratamento um pouco diferente. São rochas de quimismo intermediário a ácido, que no diagrama de La Roche (figuras II.2.20 e II.2.21) ocupam o campo das grauvacas. São essencialmente gnaisses kinzigíticos (amostras 11 a 17) e plagioclásio gnaisses (amostras 18 a 22).

Plotadas em diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983) (figura II.2.35), as rochas kinzigíticas revelaram um quimismo compatível com granodioritos, enquanto os plagioclásio-gnaisses distribuiram-se pelos campos do granodiorito, tonalito e quartzomonzodiorito, refletindo uma maior variação química manifestada em uma mineralogia variada, identificada no estudo petrográfico (tabela II.2.8).

Tabela II.2.14 - Comparação entre Composições Químicas Médias de Rochas Charnoquíticas do Complexo Juiz de Fora e Suíte Metamórfica São Bento dos Torres (% em Peso para óxidos e ppm para Elementos-Traço)

	1	2	3	4	5	6
SiO2	49,70	49,06	50,15	55,73	63,80	60,98
Al2O3	13,10	14,92	13,95	14,48	13,75	15,48
Fe2O3	4,23	3,23	4,80	2,10	1,66	2,33
FeO	10,70	9,81	7,94	8,91	5,73	3,74
CaO	8,77	10,17	11,10	7,25	4,60	4,58
MgO	5,37	5,97	6,50	4,25	3,35	1,95
Na2O	2,73	2,82	2,13	2,68	3,40	4,94
K2O	1,67	0,33	0,68	1,64	2,00	4,19
TiO2	2,23	2,27	1,28	1,48	0,84	0,70
P2O5	0,41	0,18	0,31	a 0,33	0,12	0,29
H2O +	0,33	0,44	0,17	0,04	0,11	0,31
MnO	0,22	0,18	0,27	0,44	0,27	0,12
CO2	0,25	0,11	0,56	0,15	0,12	0,20
S	0,10	0,10	0,09	0,35	0,45	0,02
F	0,07	0,19	0,07	0,13	0,16	0,22
TOTAL	99,89	99,78	99,98	99,96	100,36	100,05
Co	56	45,5	51,5	37	26	11,5
Cr	119	194	222,5	99,5	142,5	35,5
Cu	120	123,5	69	45	97,5	35,5
Pb	12	35	11,5	8	7,5	37
Zn	56	110	30	54	60,5	91,5
Ni	131,5	89,5	165,5	75	86	32
V	276,5	317	292	218	169	137,5
Sc	52	42	51,5	42,5	27	17,5
Y	57,5	-	47,5	50	39,5	-
Nb	33	-	43,5	25	23,5	-
Ba	380	281	397	477,5	505	1333
Sr	153,5	266,5	189,5	246	250	729
Zr	213,5	145	96	197	185	220,5
Rb	37	30	(b)	52	72,5	114
No.AM.	3	10	4	4	2	6

Obs: (a) média de 3 amostras; (b) 3 amostras com Rb<10ppm;
(1) rochas charnoquíticas básicas (amostras 8 a 10, Tabela II.2.9);
(2) rochas charnoquíticas básicas (Grossi Sad & Barbosa, 1985);
(3) rochas charnoquíticas básicas da suíte metamórfica São Bento dos Torres (neste trabalho).
(4) rochas charnoquíticas intermediárias (amostras 4 a 7, Tabela II.2.9);
(5) rochas charnoquíticas intermediárias (amostras 2 e 3, Tabela II.2.9);
(6) rochas charnoquíticas intermediárias (Grossi Sad & Barbosa, 1985).



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

Fig. II.2.35 – Diagrama Q-P de Debon & Le Fort (1983), aplicado a gnaisses kinzigíticos (●) e plagioclásio-gnaisses (+) do complexo Juiz de Fora.

O diagrama A = Al-(K+ Na+ 2Ca) *x* B = Fe + Mg + Ti, desses mesmos autores, aplicados a essas rochas (figura II.2.36), mostra uma dispersão das rochas kinzigíticas pelo domínio peraluminoso, sugerindo-lhes protólito sedimentar, e dos plagioclásio-gnaisses pelo campo metaluminoso, respectivamente campos III (campo da biotita) e IV (biotita, hornblenda, ortopiroxênio, clinopiroxênio, epídoto primário e esfeno, com a associação mais comum contendo hornblenda e biotita). O domínio peraluminoso mostra Al > (K+ Na + 2Ca); o domínio metaluminoso, desses autores, inclui todas as rochas subaluminosas [(K+ Na + 2Ca)-Al], metaluminosas [(K+ Na + 2Ca) > Al > (K + Na)] e peralcalinas [(K + Na) > Al] de Shand (1927). "Como mostrado... por vários autores (Shand, 1927; Cawthorn et al., 1976; La Roche, 1978; White & Chappell, 1982), associações magmáticas comumente cortam o limite metaluminoso-peraluminoso; muitas associações diferentes tendem a convergir para o domínio peraluminoso (Clarke, 1981), especialmente para o setor no qual as rochas leucocráticas plotam" (Debon & Le Fort, 1983, p. 139).

Alguns parâmetros químicos, calculados para as amostras 11 a 22, são comparados, na tabela II.2.15, com valores apresentados para rochas granitóides da China (Chaoqun, 1985; in: Grossi Sad & Dutra, 1987).

Esses parâmetros, associados a outros de ETR (discutidos adiante), sugerem para as rochas kinzigíticas uma fonte com crosta continental dominante. Composicionalmente correspondem aos granitos do tipo S de Takahashi et al. (1980) (figura II.2.37), ou aos granitos metamórfico-metassomáticos dos autores chineses.

Tais rochas teriam origem em depósitos sedimentares geossinclinais contaminados por fluidos metassomáticos oriundos do manto superior. Petroquimicamente, os gnaisses kinzigíticos correspondem a granodioritos (figura II.2.35), embora em seções delgadas a identificação de K-feldspato tenha sido rara; o plagioclásio constitui 40 a 65% da rocha. Os máficos característicos são biotita e granada e os acessórios, apesar de não-abundantes, são zircão, opaco, silimanita, cianita, grafita e apatita, os dois primeiros sempre presentes.

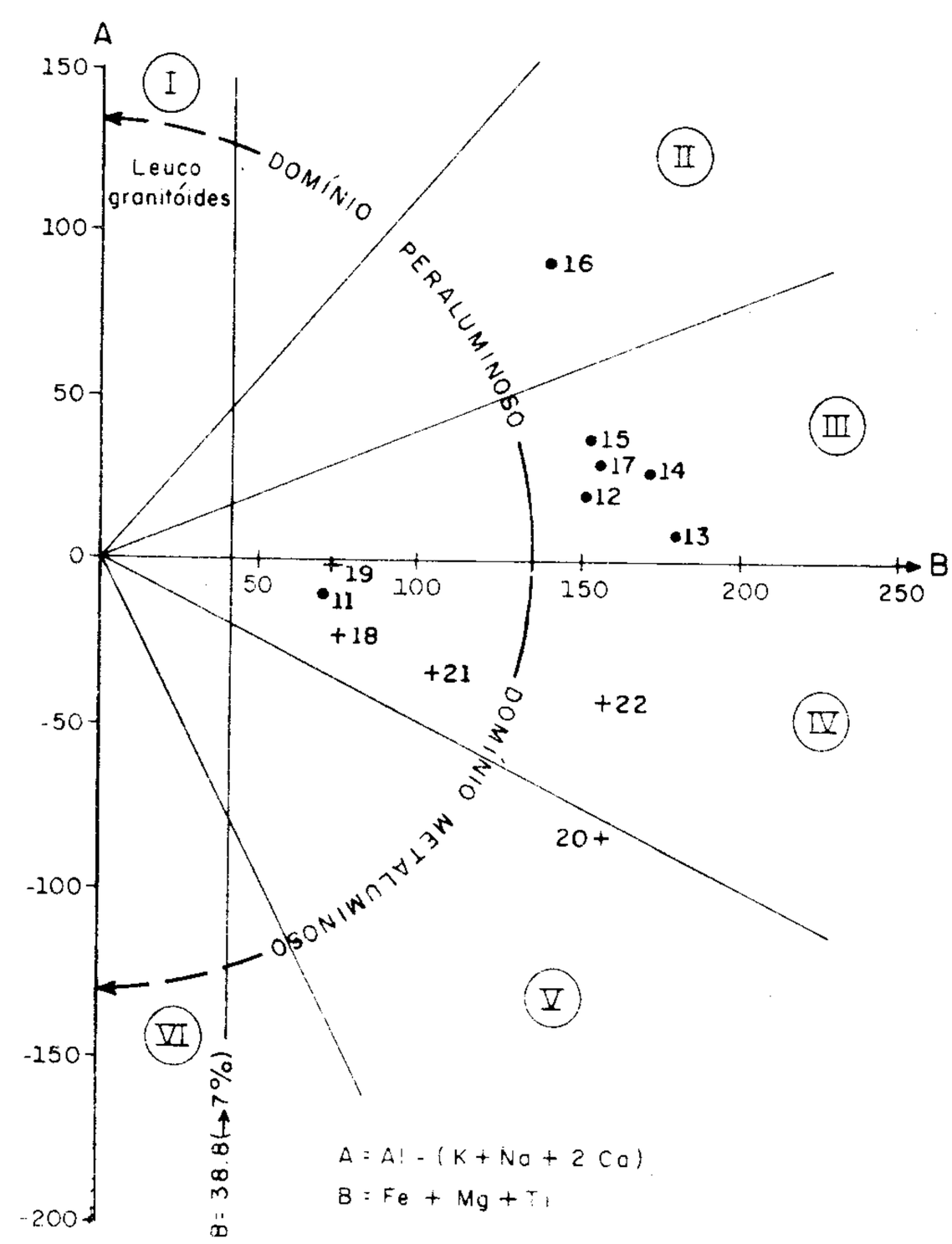


Fig. II.2.36 – Diagrama dos "minerais característicos", segundo Debon & Le Fort (1983), aplicado a gnaisses kinzigíticos (●) e plagioclásio-gnaisses (+) do complexo Juiz de Fora.

Tabela II.2.15 - Parâmetros Químicos para Gnaisses do Complexo Juiz de Fora, Conforme dados da Tabela II.2.10, Comparados com Valores para Granitóides

AM.No.	11	12	13	14	15	16	17	MÉDIA	18	19	20	21	22	MÉDIA	CR	MS	MD	MM
1	0,96	1,09	1,03	1,11	1,14	1,38	1,11	1,12	0,91	0,99	0,74	0,89	0,88	0,88	> 1,03	< 1,03	0,99	1,03-1,09
2	0,34	0,23	0,22	0,18	0,21	0,15	0,20	0,22	0,34	0,35	0,32	0,35	0,29	0,33	0,23-0,28	0,30	0,24-0,31	0,21
3	0,34	0,39	0,39	0,41	0,32	0,36	0,36	0,37	0,38	0,29	0,31	0,20	0,34	0,30	0,5	0,40-0,50	0,42	0,22-0,58
4	0,66	0,51	0,52	0,55	0,54	0,50	0,61	0,55	0,74	0,62	0,69	0,57	0,64	0,65	0,8	0,50-0,70	0,96	0,50-0,70
5	0,13	0,23	0,30	0,04	0,16	0,10	0,42	0,19	0,17	0,20	0,27	0,18	0,27	0,22	0,3	0,30-0,40	0,50	0,13-0,39

(1) $Al_2O_3/(Na_2O+K_2O+CaO)$ - molar
(2) $CaO/(Al_2O_3-Na_2O-K_2O)+CaO+FeO+MgO$ - molar
(3) K/K+Na - atômico
(4) $(K_2O+Na_2O)/Al_2O_3$ - molar
(5) $Fe^{+++}/(Fe^{++} + Fe^{+++})$ - atômico

(CR) Granitóide de transformação com refusão crustal.
(MS) Granitóide de *sintexis* com fonte mista (manto superior predominante).
(MD) Granitóide de diferenciação mantélica.
(MM) Granitóide de transformação metamórfico-metassomática (crosta continental predominante).

Obs: Identificação e posicionamento das amostras, ver tabela II.2.11.

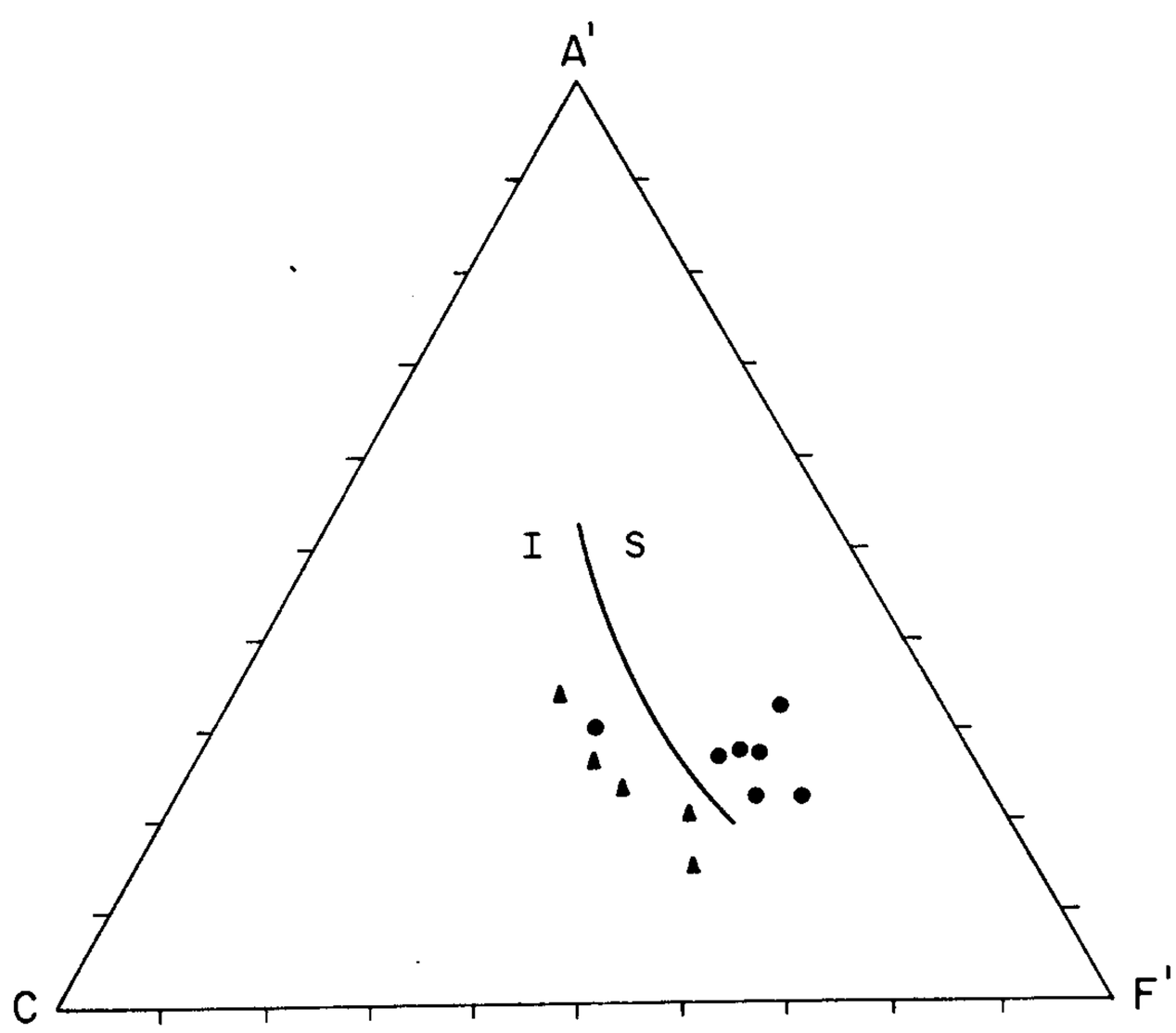


Fig. II.2.37 – Diagrama C-A'-F' de Takahashi et al. (1980), discriminando os campos dos granitos I e S, aplicado a plagioclásio-gnaisses (▲) e gnaisses kinzigíticos (●) do complexo Juiz de Fora. (C) razão molecular de CaO; (A') razão molecular de Al_2O_3-(Na_2O+K_2O); (F') razão molecular de FeO+MgO.

Os mesmos critérios, aplicados aos plagioclásio-gnaisses (tabela II.2.15) (amostras 18 a 22), não permitem que se defina com clareza a petrogênese dessas rochas. Alguns parâmetros sugerem composição semelhante à de granitóide do tipo *sintexis*, de fonte mista, com contribuição dominante do manto superior (segundo o esquema dos autores chineses ou, então, assemelhado aos granitos I de Takahashi et al., 1980) (figura II.2.37). As relações de campo, por sua vez, mostram íntima associação entre alguns desses exemplares (p. ex., amostra CP-360C) e rochas charnoquíticas intermediárias e básicas (amostras 360A e B) a ponto de ser impossível de se estabelecer limites entre os vários litótipos. Sugere-se que as rochas charnoquíticas félsicas tenham sofrido metassomatose cálcica, que pode ter afetado, também, os plagioclásio-gnaisses em pauta. Com isso, parâmetros que levem em conta CaO estarão modificados em relação aos padrões utilizados. Com efeito, o parâmetro $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO)$ mostra-se menor e o parâmetro $CaO/[Al_2O_2-(Na_2O + K_2O)] + CaO + FeO + MgO$ atinge o limite superior do intervalo, quando comparado com padrões para granitóides do tipo *sintexis* (tabela II.2.15).

Na figura II.2.38 comparam-se os resultados analíticos de alguns elementos-traço, dessas rochas, com teores médios, segundo Turekian & Wedepohl (1961) para folhe-lhos e grauvacas e, também, com teores médios de gnaisses kinzigíticos apresentados por Grossi Sad & Barbosa (1985).

Não existem diferenças químicas significativas entre as rochas charnoquíticas de composição enderbítica e os plagioclásio-gnaisses associados (comparando-se valores médios). Nestes nota-se enriquecimento em K comparado com Na e Ca; aparentemente, há enriquecimento de Ba e Sr nos gnaisses.

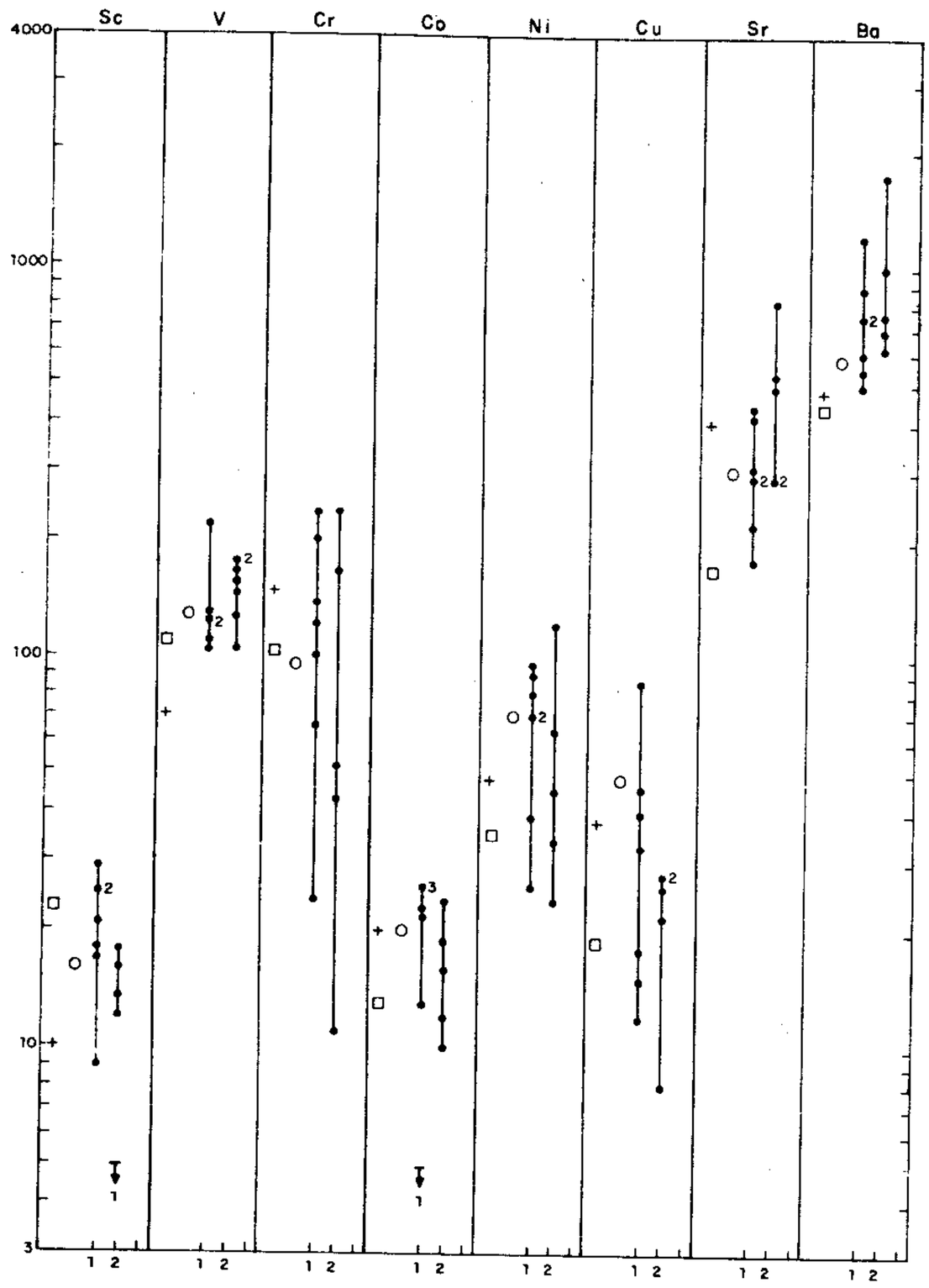


Fig. II.2.38 – Conteúdos de elementos-traço em gnaisses do complexo Juiz de Fora, comparados com teores médios, segundo Turekian & Wedepohl (1961), para folhelhos (o) e grauvacas (+) e com teores médios, segundo Grossi Sad & barbosa (1985), para gnaisses kinzigíticos (□) do complexo Juiz de Fora no Rio de Janeiro. (1) gnaisses kinzigíticos; (2) plagioclásio-gnaisses.

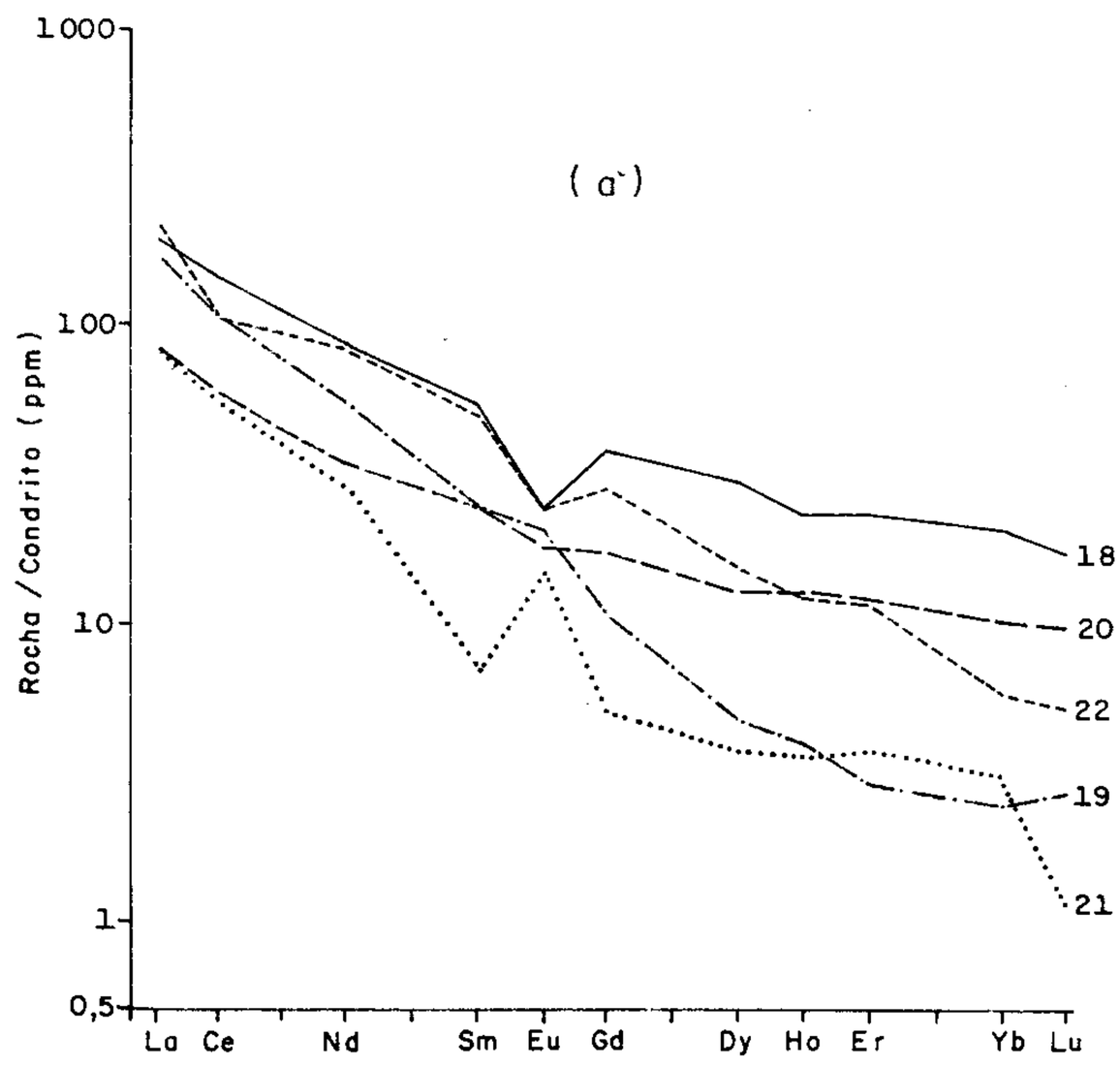
As rochas charnoquíticas têm relação Ce/YbN equivalente à metade da mesma relação nos gnaisses e o valor Eu/Eu* também é menor.

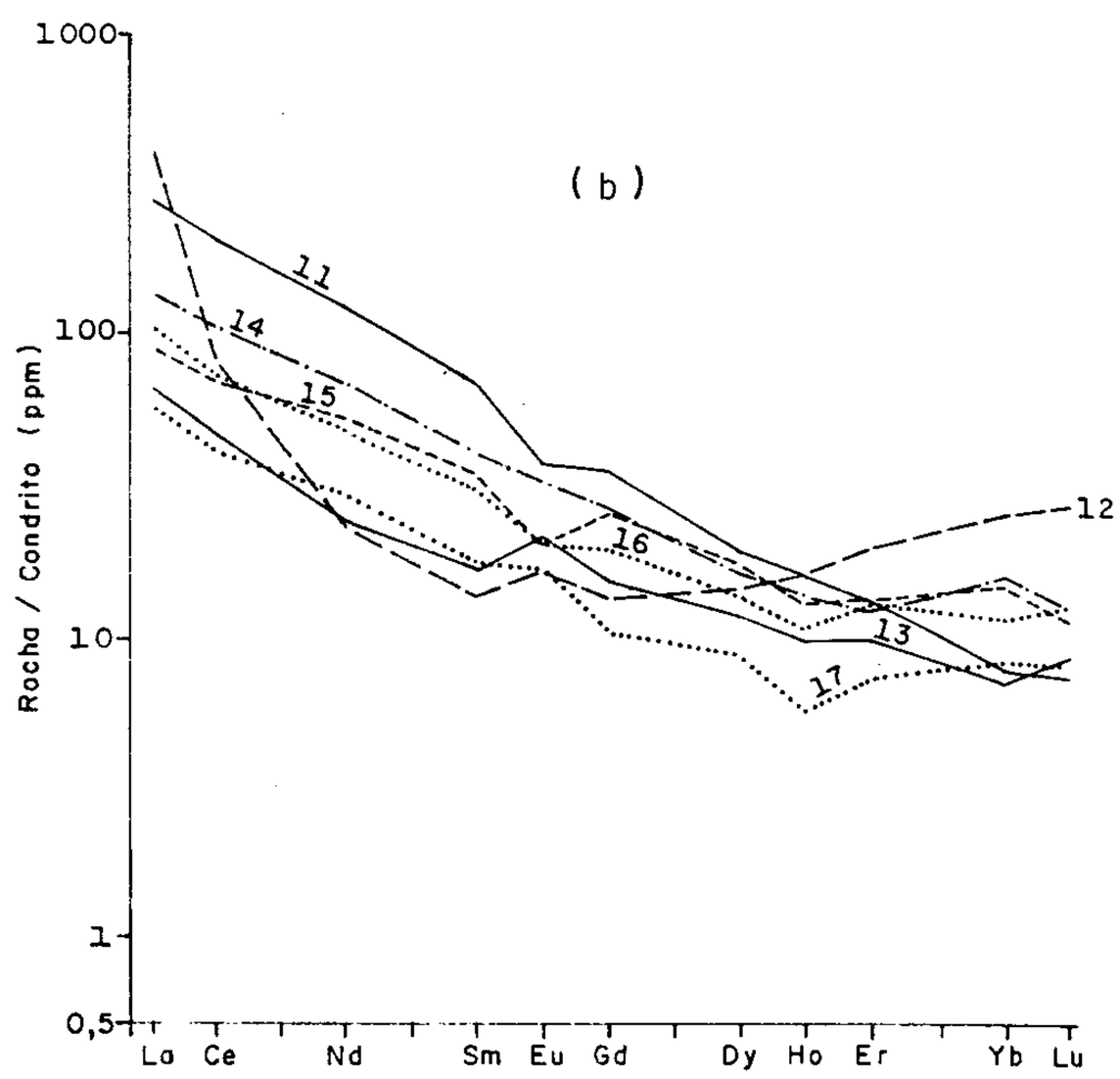
A comparação entre ETR (ver curvas de normalização, figura II.2.39a) mostra que os gnaisses têm padrões semelhantes aos das rochas charnoquíticas (figura II.2.33b), para os mesmos teores de SiO_2. Isso significa que a alteração retrometamórfica das rochas de facies granulítica para a facies anfibolítica não originou modificação singular no esquema ETR. Para alguns elementos-traço, os conteúdos são idênticos nas duas seqüências (Pb, Zn, V, Y, Li, Rb), enquanto para outros ocorre empobrecimento nos gnaisses (Co, Cr, Cu, Sc) ou enriquecimento (Ba, Sr, Zr, F). Na realidade, o exposto confirma não terem ocorrido mudanças maiores no sistema sob alteração. Caso fossem efetivas deveria haver variação na relação Ba/Sr (por exemplo), o que não foi observado.

Em conclusão, pode-se afirmar que os dados químicos sugerem ter ocorrido pequenas variações atribuíveis a metassomatismo provocado por fluidos metamórficos, nas novas condições de equilíbrio.

Diferenças significativas podem ser apontadas entre os gnaisses kinzigíticos e todas as rochas restantes do complexo Juiz de Fora. Já se mostrou que o registro de elementos maiores sugere se tratar de protólito crustal sedimentar. O padrão de fracionamento de ETR indica forte fracionamento de ETRL e um certo enriquecimento em ETRP, para algumas amostras (figura II.2.39b). Sabe-se que terrenos arqueanos têm, como tipo dominante, materiais coletivamente denominados ortognaisses. Os

Fig. II.2.39 – Variogramas de ETR em plagioclásio-gnaisses (a) e gnaisses kinzigíticos (b), do complexo Juiz de Fora.





componentes sedimentares do sistema ocorrem em proporção significativamente menor. Não é improvável que os gnaisses kinzigíticos nunca tenham atingido as condições da facies granulito, devido à maior proporção de água presente no material sedimentar, não permitindo que se obtivesse as condições próprias ao metamorfismo de alto grau. Ao se tratar da química das rochas Andrelândia (ver adiante), o tema será retomado.

Correlações e conclusões baseadas na litogeoquimica

Na tabela II.2.16 mostra-se a composição química média de rochas do complexo Juiz de Fora.

Na tabela II.2.14 comparam-se resultados químicos médios dessas rochas charnoquíticas com os de rochas charnoquíticas do Rio de Janeiro (Grossi Sad & Barbosa, 1985) e da suíte metamórfica São Bento dos Torres. Note-se a semelhança entre os conteúdos das populações de quimismo básico desse complexo, com pequenas diferenças para alguns elementos-traço. Em comparação com as rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres, percebem-se pequenas diferenças para os elementos maiores e principalmente para Cr, Cu, Zr e Rb.

A tabela II.2.17 apresenta as comparações de gnaisses kinzigíticos e plagioclásio-gnaisses, mapeados nesta folha, com dados de Grossi Sad & Barbosa (1985) para gnaisses kinzigíticos e milonito-gnaisses, desse complexo em território fluminense. Percebe-se uma maior concentração de SiO_2, em detrimento de FeO e Fe_2O_3, para os gnaisses kinzigíticos do Rio de Janeiro, quando comparados com os ora investigados. Por sua vez, os milonito-gnaisses são mais ricos em K_2O e mais pobres em CaO e Na_2O em comparação com os plagioclásio-gnaisses. Os elementos-traço têm teores bastante semelhantes entre litótipos correlatos, com variações no caso do Pb, Ni e Rb. Na tabela II.2.18 registram-se as razões entre elementos desses litótipos.

Na tabela II.2.19 estão os parâmetros de ETR para s rochas desse complexo.

A comparação entre os dados químicos (óxidos e elementos-traço) das quatro classes de rochas – charnoqutos básicos, charnoquitos intermediários, gnaisses kinzigíticos e plagioclásio-gnaisses – complementada por observações de campo e petrográficas permitem as seguintes conclusões:

1. As rochas charnoquiticas básicas e intermediárias dioríticas sugerem derivação a partir de um magma básico, de caráter toleítico, metamorfizado na fácies granulito e retrometamorfizado, em parte, na fácies anfibolito.

2. As rochas charnoquíticas intermediárias, enderbíticas, arranjam-se em estruturação *lit-par-lit*, ou mais complexa, com as outras entidades do complexo. Quimicamente são de caráter calcialcalino e parecem de origem metassomática, com aporte de cálcio (figura II.2.23), geradas no processo de charnoquitização à semelhança de um processo de migmatização, em pressão de CO_2 elevada. Algumas dessas rochas mostram íntima associação com os plagioclásio gnaisses.

3. Os gnaisses kinzigíticos são rochas peraluminosas, de quimismo compatível com o de granodioritos, plotando no campo sedimentar das grauvacas em diagrama de La Roche. São muito pobres em K-feldspato, ricas em plagioclásio. caracteristicamente ricas em biotita e granada-almandina, com quantidades variadas de silimanita e grafita. Mostram relações muito estreitas com os dois tipos anteriores, muitas vezes de separação impossível em qualquer escala. Relacionam-se também a quartzitos e rochas calcissilicáticas ricas em granada e clinopiroxênio. Em termos de tipologia, comportam-se como granitóides MM (metamórfico-metassomáticos com contribuição continental predominante) dos autores chineses. Grossi Sad & Barbosa (1985) atribuem-lhes uma origem por transformação de sedimentos geossinclinais afetados por fluidos derivados do manto superior, posicionados na zona metamórfica de baixa a média pressão e alta temperatura ligada à subducção de placas; são geralmente policíclicos incluindo os processos de acumulação geossinclinal → metamorfismo regional → migmatização e granitização → palingênese, refusão e substituição.

4. Os plagioclásio-gnaisses são rochas ricas em anfibólio e biotita, podendo conter ainda clinopiroxênio. Comportam-se como rochas metaluminosas, classificadas como granodiorito-tonalito-quartzomonzodioritos. Não se obtiveram evidências seguras quanto à petrogênese, mas manifestam-se algumas tendências compatíveis com granitóides do tipo *sintexis* dos autores chineses. Essas rochas mostram íntima associação com os tipos anteriores, tornando-se difícil, em muitas situações, uma caracterização exata dos litótipos envolvidos.

5. Considerando-se o conjunto das amostras 1, 2, 3, 18, 19, 20,21 e 22, podemos examiná-lo sob o ponto de vista das discriminações utilizadas por Pearce et al. (1984) para rochas graníticas. Quando se estabelece a normalização para granito de dorsal oceânica (ORG), há forte sugestão para um padrão semelhante ao de granitos de arco vulcânico, mesmo sem o registro para Th, Ta e Hf. Contudo, a evidência não é conclusiva, pois, quando se comparam dados relacionados a Y-SiO_2, Yb-SiO_2, Nb-SiO_2, Nb-Y, não se consegue discriminação entre granitos de arco vulcânico e colisionais. A única discriminação rígida é obtida para Rb-SiO_2, onde a evidência aponta para granitos de arco vulcânico. Como a geoquímica das rochas básicas aponta para material de arco-de-ilha, a evidência geológica da íntima associação das rochas básicas a ácidas da seqüência Juiz de Fora torna-se mais consistente.

Dentro da linha de raciocínio exposta, poder-se-ia pensar que os materiais ácidos derivariam da fusão parcial dos materiais básicos, injetando-se, então, nestes; isso poderia explicar as estruturas "migmatíticas" relacionando rochas básicas e ácidas. A fusão parcial seria uma conseqüência do processo de granulitização. Por outro lado, não se exclui a hipótese de os materiais ácidos terem se originado durante um episódio envolvendo colisão arco-continente, em oposição a um episódio de subducção da crosta (que

Tabela II.2.16 - Composição Química Média de Rochas do Complexo Juiz de Fora (% em Peso para óxidos e ppm para Elementos-Traço e Elementos de Terras-Raras)

	1		2		3		4		5	
	MÉDIA	s	MÉDIA	s	MÉDIA	s	MÉDIA	s	MÉDIA	s
SiO2	63,80	0,40	55,73	0,25	49,70	1,48	65,84	1,84	66,32	3,55
Al2O3	13,75	0,65	14,48	1,08	13,10	1,28	14,91	1,35	14,98	1,72
Fe2O3	1,66	0,06	2,10	0,96	4,23	2,32	1,35	0,92	1,03	0,46
FeO	5,73	0,47	8,91	3,50	10,70	0,89	4,72	1,06	3,16	0,65
CaO	4,60	0,90	7,25	1,26	8,77	0,63	2,80	0,39	4,04	0,84
MgO	3,35	0,35	4,25	1,37	5,37	1,89	2,21	0,71	2,10	1,06
Na2O	3,40	0,10	2,68	1,36	2,73	0,25	3,21	0,55	4,08	0,37
K2O	2,00	0,50	1,64	1,18	1,67	0,52	2,80	0,30	2,74	0,62
TiO2	0,84	0,13	1,48	0,68	2,23	0,77	0,72	0,11	0,57	0,12
P2O5	0,12	0,03	a 0,33	-	0,41	0,26	c 0,15	-	0,19	0,13
H2O -	0,11	0,02	0,04	0,03	0,06	0,02	0,07	0,05	b 0,04	-
H2O +	0,27	0,06	0,44	0,27	0,33	0,11	0,47	0,24	0,29	0,16
MnO	0,12	0,00	0,15	0,04	0,22	0,03	0,20	0,21	0,07	0,03
CO2	0,45	0,10	0,35	0,11	0,25	0,07	0,35	0,18	0,32	0,02
S	0,16	0,03	0,13	0,13	0,10	0,06	0,15	0,21	0,04	0,01
TOTAL	100,33	0,49	99,86	0,08	99,88		99,92		99,97	
Co	26	6,0	37	5,4	56	7,5	d 22,5	-	16	4,9
Cr	142,5	22,5	99,5	50,4	119	104,8	127,5	67,7	103,5	87,4
Cu	97,5	10,5	45	21,1	120	62,0	36	24,1	22,5	7,5
Pb	7,5	2,5	8	3,5	12	1,4	13	3,8	7	2,3
Zn	60,5	17,5	54	34,5	56	11,2	81,5	20,3	51	17,7
Ni	86	6,0	75	25,1	131,5	51,5	67	24,2	58	35,5
V	169	1,0	218	31,2	276,5	91,8	136	35,7	157,5	27,1
Sc	27	2,0	42,5	16,0	52	5,7	20,5	6,1	b 15	-
Y	39,5	3,5	50	19,8	57,5	15,5	36,5	8,8	31	15,2
Nb	23,5	3,5	25	5,8	33	7,8	-	-	-	-
Ba	505	5,0	487,5	361,3	380	106,1	747	222,7	964	404,6
Sr	250	70,0	247	139,2	153,5	17,0	307	88,4	488	195,4
Zr	185	45,0	197	70,5	213,5	100,8	238,5	82,5	232	91,7
Cl	-	-	a 274	-	131,5	57,5	75,5	19,2	b 75	-
F	485	95,0	472,5	244,3	736,5	203,4	485	140,8	323	160,4
Li	19,5	8,5	13	7,6	19,5	11,3	26,5	6,8	20	9,4
Rb	72,5	27,5	a 52	-	37	23,5	99,5	18,2	b 62,5	-
La	18,32	4,4	29,2	18,4	29,67	11,9	41,71	32,7	33,96	12,6
Ce	38,89	6,5	57,51	32,2	56,66	24,9	57,55	31,9	53,79	19,0
Nd	20,78	0,3	29,13	12,9	23,24	6,0	28,41	14,5	22,32	8,3
Sm	4,4	0,2	6,7	2,8	7,63	3,3	4,93	2,7	4,48	2,4
Eu	1,08	0,1	1,75	0,5	1,94	0,6	1,29	0,4	1,12	0,2
Gd	4,15	*	6,55	2,3	7,27	3,1	4,33	1,7	3,72	2,2
Dy	3,84	0,4	5,73	1,9	6,93	2,7	3,68	0,8	3,1	2,2
Ho	0,7	*	1,06	0,4	1,24	0,5	0,69	0,2	0,58	0,4
Er	1,93	0,1	3,05	1,1	3,72	1,6	2,11	0,6	1,62	1,1
Yb	1,8	0,4	2,56	0,6	3,59	1,4	2,12	1,0	1,28	1,0
Lu	0,23	*	0,35	0,1	0,49	0,2	0,31	0,2	0,16	0,1

Obs: (1) amostras 2 e 3; (2) amostras 4 a 7; (3) amostras 8 a 10; (4) amostras 11 a 17; (5) amostras 18 a 22; (a) média de 3 amostras; (b) média de 4 amostras; (c) média de 5 amostras; (d) média de 6 amostras; (*) menor ou igual a 0,05.
Identificação e posicionamento das amostras, ver tabela II.2.11

Tabela II.2.17 - Comparação entre Composições Químicas Médias de Gnaisses do Complexo Juiz de Fora (% em Peso para óxidos, ppm para Elementos-Traço)

	1	2	3	4
SiO2	65,84	70,70	66,32	67,10
Al2O3	14,91	13,33	14,98	14,40
Fe2O3	1,35	0,83	1,03	2,11
FeO	4,72	4,16	3,16	2,89
CaO	2,80	2,17	4,04	3,00
MgO	2,21	2,15	2,10	2,25
Na2O	3,21	2,03	4,08	2,86
K2O	2,80	2,82	2,74	3,71
TiO2	0,72	0,66	0,57	0,58
P2O5	b 0,15	0,07	0,19	0,18
H2O +	0,47	0,56	0,29	0,61
MnO	0,20	0,10	0,07	0,07
CO2	0,35	0,25	0,32	0,31
S	0,15	0,04	0,04	0,05
F	0,05	0,04	0,03	0,06
TOTAL	100,05	99,91	100,00	100,18
Co	c 22,5	13	16	14
Cr	127	104,5	103,5	101,5
Cu	36	19	22,5	19,5
Pb	13	35,5	7	47
Zn	81,5	67	51	67
Ni	67,5	35	58	36,5
V	136,5	111	157,5	120
Sc	20,5	23	a 15	19,5
Y	36,5	-	31	-
Nb	<20	-	d	-
Ba	747	441	964	601
Sr	307	169,5	488	254
Zr	238,5	210,5	232	258,5
Rb	99,5	139,5	c 62,5	158,5
No.AM.	7	7	5	4

Obs: (a) média de 4 amostras; (b) média de 5 amostras;
(c) média de 6 amostras; (d) 3 amostras com Nb<20ppm.
(1) gnaisses kinzigíticos (amostras 11 a 17, tabela II.2.10);
(2) gnaisses kinzigíticos (Grossi Sad & Barbosa, 1985);
(3) plagioclásio gnaisses (amostras 18 a 22, tabela II.2.10);
(4) milonito gnaisses (Grossi Sad & Barbosa, 1985).

Tabela II.2.18 - Comparação entre Razões de óxidos e Elementos-Traço, para Rochas Gnáissicas do Complexo Juiz de Fora e Média Crustal

	1	2	3	4	5
Al2O3/Na2O	4,64		3,67		
Na2O/K2O	1,14		1,50		
K2O/Na2O	0,87	1,39	0,67	1,30	
K2O/CaO	1,00	1,30	0,68	1,24	
FeO/Fe2O3	3,50	5,01	3,06	1,37	
Fe*/Mg	3,46	-	2,51	-	2,40
K/Rb	233,46	167,82	+ 345,36	194,32	232,00
Rb/Sr	0,32	0,82	+ 0,13	0,62	0,24
Ba/Sr	2,43	2,60	1,98	2,36	1,13
Ba/Rb	7,50	3,16	+ 16,48	3,79	4,70
K/Ba	31,11	-	23,60	-	46,20
Ca/Y	549,34	-	973,46	-	1258,00
Cr/Ni	1,89	-	1,78	-	1,30
NO.AM.	7	7	5	4	4

Obs: (+) dados de 4 amostras.
(1) gnaisses kinzigíticos (amostras 11 a 17, tabela II.2.10);
(2) gnaisses kinzigíticos (Grossi Sad & Barbosa, 1985);
(3) plagioclásio-gnaisse (amostras 18 a 22, tabela II.2.10);
(4) milonito-gnaisses (Grossi Sad & Barbosa, 1985);
(5) média-crustal (Taylor, 1965, in Drury, 1973);

Fe* = FeO + Fe2O3, transformados em Fe++.

posicionaria as rochas do arco de tal modo que ocorreria fusão parcial).

Deve ser comentado que as rochas charnoquíticas sob consideração, incluindo os plagioclásio-gnaisses, são enriquecidas em K, Rb, Ba, Ce e Sm, em comparação com Nb, Zr, Y e Yb; analogamente o mesmo acontece com os charnoquitos básicos e dioríticos.

2.2.2.7 Idade e correlações

As datações radiométricas disponíveis sobre rochas desse complexo, na região de Juiz de Fora, devem-se a Cordani et al. (1973). Outros autores como Delhal et al. (1969), Dirac & Ebert (1967; in: Machado Filho et al., 1983) e Bigazzi et al. (1971; in: Cordani & Teixeira, 1979) também se dedicaram ao assunto, mas as amostras por eles analisadas têm posição estratigráfica incerta, já que não se

Tabela II.2.19 - Parâmetros de ETR em Rochas do Complexo Juiz de Fora

	1	2	3	MÉDIA	4	5	6	7	MÉDIA	8	9	10	MÉDIA	11	12	13	14	15	16	17	MÉDIA	18	19	20	21	22	MÉDIA
(La/Lu)N	35,07	5,55	11,80	8,68	14,32	9,93	6,59	3,16	8,50	6,16	7,59	4,95	6,23	38,33	16,97	7,12	11,62	7,58	9,60	8,61	14,26	11,50	68,71	8,87	66,11	42,43	39,53
(La/Sm)N	5,91	2,08	3,11	2,60	3,61	2,66	3,33	1,30	2,73	2,35	2,54	2,57	2,49	4,06	31,79	3,20	3,31	2,55	3,67	4,02	7,52	3,53	7,14	3,48	12,03	4,54	6,14
(Gd/Lu)N	3,57	2,01	2,55	2,28	2,58	2,52	1,68	2,18	2,24	1,94	1,88	1,62	1,81	5,01	0,53	1,26	2,21	2,24	1,67	2,02	2,13	2,26	4,14	1,81	4,02	5,54	3,56
(Eu/Eu*)N	0,68	0,68	0,84	0,76	0,61	0,91	1,14	0,82	0,87	0,71	0,72	1,15	0,86	0,74	1,19	1,15	0,64	0,67	0,82	1,31	0,93	0,53	1,17	0,91	2,55	0,66	1,16
SETRL	169,7	71,95	94,98	83,47	223,80	142,60	55,45	75,26	124,20	167,46	126,94	63,00	119,13	264,84	180,60	78,53	137,70	95,17	94,03	86,37	133,89	158,19	120,60	69,70	78,90	150,99	115,68
SETRP	10,26	13,55	11,75	12,65	24,42	18,94	9,05	24,74	19,29	35,83	20,89	13,00	23,24	16,49	15,92	7,47	15,51	15,65	11,83	9,75	13,23	22,39	4,19	10,29	3,20	12,30	10,47
SETR	179,96	85,50	106,73	96,12	248,22	161,54	64,50	100,00	143,57	203,29	147,83	76,00	142,37	281,33	196,52	86,00	153,21	110,82	105,86	96,12	147,12	180,58	124,79	79,99	82,10	163,29	126,15
SETRL/SETRP	16,54	5,31	8,08	6,70	9,16	7,53	6,13	3,04	6,47	4,67	6,08	4,85	5,20	16,06	11,34	10,51	8,88	6,08	7,95	8,86	9,95	7,07	28,78	6,77	24,66	12,28	15,91

Obs: (SETRL) somatório dos elementos de terras raras leves; (SETRP) somatório dos elementos de terras raras pesadas; (SETR) somatório dos elementos de terras raras, em ppm.

Identificação e posicionamento das amostras ver tabela II.2.11

dispõe de cartografia geológica em escala adequada na região e as descrições petrográficas não são suficientes para enquadrá-las nas unidades definidas na folha Lima Duarte. O quadro II.2.2 reúne as informações disponíveis.

Neste projeto, duas amostras de rochas desse complexo foram encaminhadas ao CPGeo-USP para determinações Rb/Sr. São elas, CP-30 (quatro frações) e CP-360 (quatro frações).

Entre todas as amostras listadas no quadro II.2.2 (afora as tomadas no projeto), apenas a JD-144 situa-se na folha Lima Duarte; trata-se de um *"gneis migmatitique a hornblende et biotite, plagioclase et quartz, sphene et apatite, sans feldspath potassique. Structure granoblastique."*, segundo Cordani et al. (op. cit.), tomada em uma pedreira a 2km a oeste da BR-040, nas proximidades de Dias Tavares; tal local parece corresponder à pedreira de Chapéu d'Uvas. Essa amostra representa apenas um dos litótipos ali expostos, já que outros são ricos em hiperstênio ou K-feldspato. Segundo Cordani et al. (op. cit.), tal amostra forneceu uma idade incompatível e mais baixa que a esperada, que era de 2780m.a., mas não é fornecida a idade obtida.

Cordani & Teixeira (op. cit.), comentando os resultados radiométricos das rochas da região de Juiz de Fora, ressaltam o caráter policíclico de sua evolução. Um diagrama isocrônico, por eles apresentado, mostra uma isócrona de referência de 3280m.a., embora tenha-se dúvidas quanto ao posicionamento estratigráfico das amostras 125 e 126 (quadro II.2.2); tal isócrona aponta para a "formação dessas rochas no Arqueano". Destacam, também, que a razão inicial igual a 0,703 sugere tratar-se de rochas diferenciadas do manto.

Os resultados K/Ar obtidos em minerais de diferentes rochas da região variam de 1100 a 400m.a., indicando perda parcial de argônio durante a orogênese brasiliana.

Machado Filho et al. (op. cit.) construíram, com as amostras 127 e JD-145, uma isócrona Rb/Sr de referência de 2650m.a.; com as amostras 128 e 130, uma outra isócrona Rb/Sr de referência de 2250m.a.; a razão inicial RI = 0,71, obtida nos dois casos, é elevada para rochas dessas idades, apontando para um retrabalhamento crustal de rochas mais antigas. O ponto analítico 140, posicionado acima da isócrona 2650m.a., reforça tal hipótese.

Em relação às amostras tomadas neste projeto, a CP-30 é um enderbito homogêneo em termos da razão Rb/Sr, apresentando idade de 644 ± 14m.a., com RI =0,709, demonstrando retrabalhamento crustal brasiliano. A CP-360 representa gnaisses a biotita e hornblenda, com idade de 1483 ± 25m.a. e RI = 0,7026, que representaria a imposição de um metamorfismo em rochas de curta vivência crustal (Teixeira, 1989).

Os dados anteriormente apresentados permitem que se confirme a evolução policíclica das rochas do complexo Juiz de Fora, com origem no Arqueano e retrabalhamentos sucessivos. Datações K/Ar, em minerais de rochas dessa região, mas de posicionamento estratigráfico incerto, apontam, em sua grande maioria, para idades brasilianas.

A folha Lima Duarte, em questão, é contigua à folha Juiz de Fora, situando-se a oeste. As rochas desse complexo são a projeção natural das rochas datadas na região de Juiz de Fora. É lícito, portanto, atribuir-lhes as mesmas idades e deformação.

Rochas granulíticas (charnoquíticas) de Acaiaca (MG), principalmente piribolitos, piriclasitos e plagiogranulitos, segundo Teixeira et al. (1987a, p. 62), mostram idades Rb/Sr e Pb/Pb, obtidas em rocha total, da ordem de 2000ma., com razões iniciais elevadas, o que "sugere tratar-se de material crustal mais antigo, retrabalhado durante o ciclo orogênico Transamazônico em condições de fácies granulito...".

Por sua vez, Machado Filho et al. (op. cit.) apresentam idade Rb/Sr de 1700m.a. para um neossoma rosado da pedreira de Abre Campo. Esse material associa-se a rochas da suíte charnoquítica, em idêntica situação à encontrada na pedreira de Chapéu d'Uvas, em Ewbank da Câmara. Isso sugere que a metassomatose potássica (microclinização) se deu no final do ciclo Transamazônico e que a charnoquitização é mais antiga, já que está por ela afetada.

As rochas charnoquíticas, com gnaisses diaftoréticos associados (unidade Ajf1), são correlacionadas à unidade Comendador Venâncio; as demais, à unidade Raposo, desse mesmo complexo, definidas por Barbosa & Grossi Sad (1983a).

As rochas charnoquíticas desse complexo não guardam afinidade petroquímica e estrutural com seus equivalentes da suíte metamórfica São Bento dos Torres. Por ora, sugere-se a correlação com o complexo granulítico de Acaiaca definido por Evangelista (1984), mas trabalhos específicos serão necessários para a confirmação ou não dessa hipótese.

Quadro II.2.2 - Determinações Radiométricas em Rochas da Região de Juiz de Fora

AMOSTRA	ROCHA	MÉTODO	MATERIAL	IDADE (Ma)	UNIDADE ESTRATIGRÁFICA			FONTE DO DADO ORIGINAL
					Cordani *et al.*, 1973	Machado Filho, 1983	Este Projeto	
127	Charnoquito (hi-gnaisse c/ gra+or+pl)	Rb/Sr	R.Total	*3177 ± 169	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Cordani et al., 1973
127	Charnoquito (hi-gnaisse c/ gra+or+pl)	Rb/Sr	k-felds	*1708 ± 82	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Cordani et al., 1973
130	Charnoquito (hi-gnaisse c/ gra+bt+pl+qz)	Rb/Sr	R.Total	-	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Cordani et al., 1973
140	Charnoquito (hi-gnaisse c/ bt+pl+qz)	Rb/Sr	R.Total	-	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Cordani et al., 1973
JD-145	Charnoquito (hi-gnaisse c/ gra)	Rb/Sr	R.Total	-	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Cordani et al., 1973
128	Granada-gnaisse c/bt+pl+or+qz)	Rb/Sr	R.Total	*2511 ± 182	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Cordani et al., 1973
JD-144	Gnaisse migmatítico (an-bt gnaisse c/pl +qz)	Rb/Sr	R.Total	-	Gnaisse da Serra da Mantiqueira	Gnaisse Piedade	Complexo Juiz de Fora	Cordani et al., 1973
125 02.10.89	Leucognaisse (mc-gn c/ pl+qz+bt)	Rb/Sr	R.Total	-	Gnaisse da Serra da Mantiqueira	Gnaisse Piedade	?	Cordani et al., 1973
126	Leucognaisse (mc-gn c/ pl+qz+bt)	Rb/Sr	R.Total	-	Gnaisse da Serra da Mantiqueira	Gnaisse Piedade	?	Cordani et al., 1973
139	Leucognaisse a biotita	Rb/Sr	R.Total	728 ± 150 * 821 ± 47	Gnaisse do tipo órgãos	Complexo Paraíba do Sul	?	Cordani et al., 1973
124	Metagrauvaca (gnaisse escuro)	K/Ar	bt	593 ± 30	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	?	Delhal et al., 1969
144	an-px-gnaisse migmatítico	K/Ar	bt	494 ± 25	Gnaisse da Serra da Mantiqueira	Complexo Juiz de Fora	Comp.Juiz de Fora (?)	Cordani et al., 1973
144	an-px-gnaisse migmatítico	K/Ar	hb	570 ± 18	Gnaisse da Serra da Mantiqueira	Complexo Juiz de Fora	Comp.Juiz de Fora (?)	Cordani et al., 1973
DI-EB19	Migmatito	K/Ar	bt	492 ± 10	-	-	?	Dirac & Ebert, 1967 (1)
DI-EB20	Paragnaisse	K/Ar	bt	630	-	-	?	Dirac & Ebert, 1967 (1)
DI-EB23	bt-gnaisse	K/Ar	bt	377 ± 25	-	-	?	Dirac & Ebert, 1967 (1)
SA-168	Pegmatito	K/Ar	mu	511; 483	-	-	?	Dirac & Ebert, 1967 (1)
FJT-JF	Pegmatito	K/Ar	mu	1047; 1096	-	-	?	Dirac & Ebert, 1967 (1)
133	Pegmatito	K/Ar	bt	480 ± 25	Formação Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	?	Bigazzi et al., 1971 (2) Delhal et al., 1969
CP-30	Enderbito	Rb/Sr	R.Total	644 ± 14			Complexo Juiz de Fora	Este Projeto
CP-360	Biotita-anfibolognaisse	Rb/Sr	R.Total	1483 ± 25		Complexo Juiz de Fora	Complexo Juiz de Fora	Este Projeto

(*) recalculadas com $Rb = 1,42 \times 10^{-11}$ anos^{-1} e RI = 0,705 (Cordani & Teixeira, 1979);

(1) in: Machado Filho et al., 1983;

(2) in: Cordani & Teixeira, 1979.

2.2.3 Complexo Mantiqueira – PIm

2.2.3.1 Definição

Barbosa (1954) cunhou o termo série Mantiqueira para reunir rochas gnáissicas e migmatíticas aflorantes na serra da Mantiqueira, com destaque para a região de Santos Dumont em Minas Gerais.

Ebert (1956b) abandonou a denominação série Mantiqueira, colocando as rochas dessa região em um Arqueano não-subdividido, de idade pré-séries Juiz de Fora e Paraíba.

Nas décadas seguintes foram empregados, nos trabalhos de cartografia geológica executados pela CPRM, termos como complexo Granito-Gnáissico Indiviso, complexo Gnáissico-Migmatítico, complexo Migmatítico ou mesmo nomes de outras unidades, como Piedade, para reunirem parcialmente ou no todo as rochas Mantiqueira.

Mais recentemente, Trouw et al. (1986) voltaram a empregar o nome Mantiqueira, agora na categoria de grupo, para reunir um conjunto de gnaisses bandados, por vezes migmatíticos, com intercalações de anfibolito e hornblenda-gaisse, além de ocorrências localizadas de charnoquito e de "anfibolito sem orientação preferencial" (p. 975).

Em obediência às normas do Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica (SBG, 1987), o termo grupo está sendo substituído por complexo.

No presente trabalho, adotar-se-á a denominação complexo Mantiqueira para reunir um conjunto de gnaisses bandados de composição tonalito-trondhjemítica e granito-granodiorítica, com intercalações freqüentes de corpos tabulares de metabasitos e migmatitos. (Anfibólio)-granada-biotita-gnaisse, xisto magnesiano e rocha calcissilicática são subordinados ao conjunto. Não se incluem nesse complexo rochas charnoquíticas ou diaftoritos delas derivados.

Na medida do possível, os vários litótipos antes referidos foram individualizados na carta geológica. Quatro unidades foram definidas e serão tratadas adiante.

2.2.3.2 Distribuição

A figura II.2.40 mostra a distribuição do complexo Mantiqueira no âmbito da folha Lima Duarte.

Esse complexo tem distribuição marcante na porção setentrional da folha, deixando-a nos bordos oriental, ocidental e setentrional. O limite meridional se dá junto ao contraforte setentrional da serra de Lima Duarte. Na porção oriental, expõe-se continuamente, enquanto que na porção ocidental mostra-se grandemente recoberto por uma seqüência supracrustal mais jovem (grupo Andrelândia).

Morfologicamente, a sua área de distribuição é formada por terrenos com desníveis relativos da ordem de até 200m, com valores mais elevados na encosta sudeste da serra da Mantiqueira. A altitude média na porção oriental da unidade está próxima de 900m, elevando-se na porção ocidental para próximo de 1.200m.

São pouco freqüentes os morros de encostas rochosas; geralmente o manto de intemperismo atinge dezenas de metros de espessura dificultando sobremaneira as exposições de rochas frescas. Tais exposições são encontradas com mais freqüência em alguns cortes rodoviários da BR-040 (canto nordeste da folha), em alguns leitos de drenagem encachoeirados (talvez resultantes de fenômenos de rejuvenescimento de relevo), nas escarpas da serra da Mantiqueira e nas encostas dos morros capeados pela seqüência supracrustal antes referida.

2.2.3.3 Relações de contato

Os contatos das rochas desse complexo com as rochas do complexo Juiz de Fora não são de fácil caracterização no campo. Em muitos locais, parecem transicionais ou pelo menos tais rochas mostram-se tão intimamente associadas (estrutura imbricada) que é impossível separá-las, mesmo em uma escala bem maior. Ao longo da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas, os contatos são tectônicos, mostrando-se inclusive inversões metamórficas e estratigráficas, com rochas da fácies granulito (complexo Juiz de Fora) por sobre rochas da fácies anfibolito (complexo Mantiqueira).

Na porção setentrional da área, os contatos com as rochas charnoquíticas da suíte metamórfica São Bento dos Torres são tectônicos, marcados por uma falha contracional de baixo ângulo com mergulho para o sul. A grande dificuldade em obter-se uma exata definição desses contatos reside no fato de as rochas Mantiqueira mostrarem-se, normalmente, muito a totalmente intemperizadas. Exposições de rochas frescas ocorrem no vale do córrego Ponte Funda, em locais escarpados de difícil acesso, mas aí não foram encontrados encontrados bons afloramentos de rochas charnoquíticas.

O contato com as rochas do grupo Andrelândia é tectônico em toda a sua extensão, com estas ocupando posição superior. Maiores detalhes serão apresentados no subitem correspondente ao grupo Andrelândia.

2.2.3.4 Petrografia

O complexo Mantiqueira reúne, essencialmente, gnaisses bandados de grão fino a médio, com intercalações de metabasitos, e migmatitos de duas gerações; os da primeira geração mostram foliação deformada e transposta; nos da segunda, a migmatização é incipiente a avançada e oblitera a estruturação gnáissica (ou milonítica). Os gnaisses contêm anfibólio e/ou biotita- plagioclásio, granada-biotita-plagioclásio e plagioclásio- microclina, com quan-

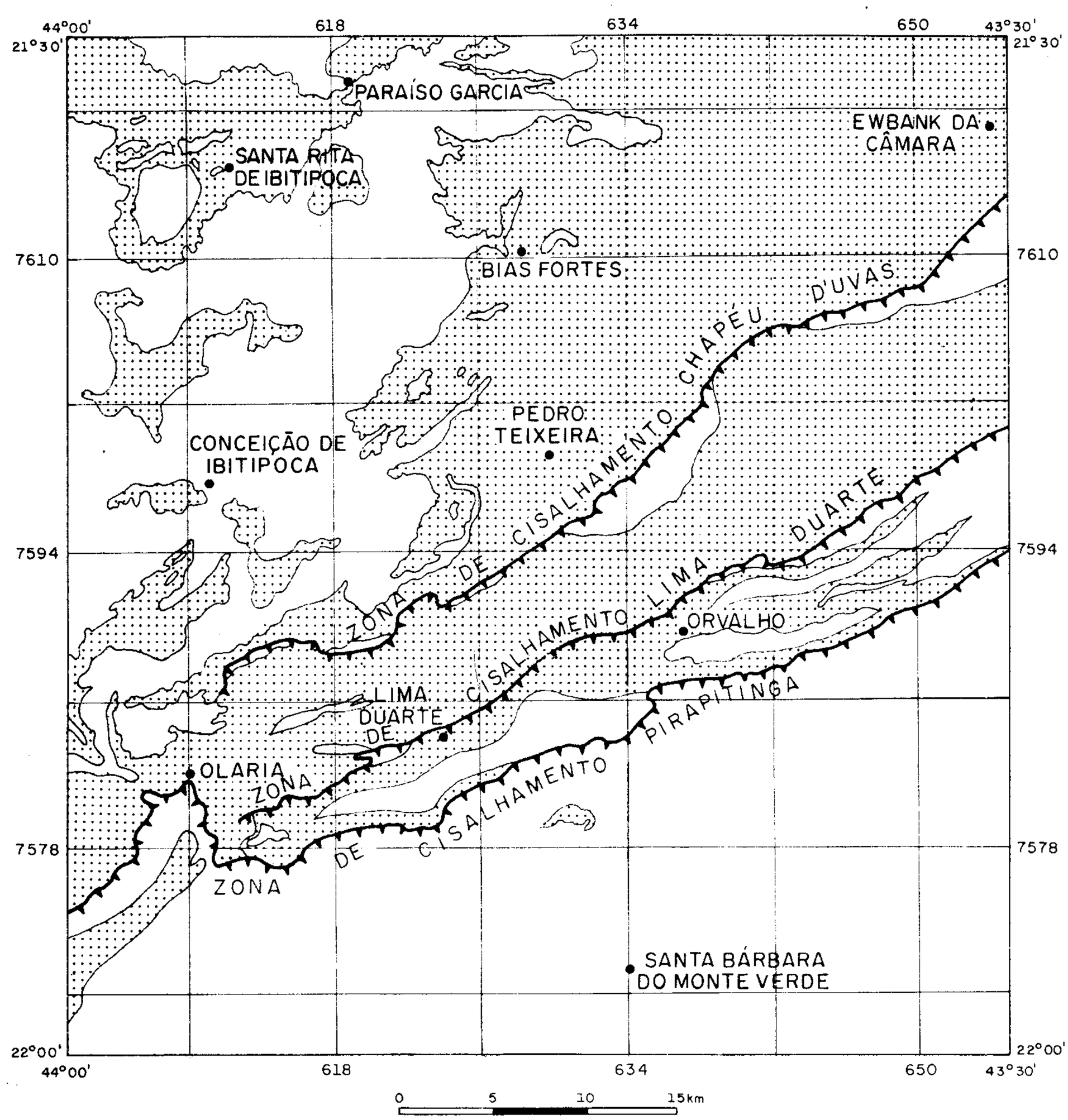


Fig. II.2.40 – Distribuição do complexo Mantiqueira na folha Lima Duarte.

tidades variadas de quartzo. A microclina ocorre principalmente na porção sudoeste da unidade, onde chega a predominar sobre os demais constituintes. São basicamente paragnaisses. Ortognaisses podem ocorrer ao sul da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas, principalmente na região Olaria-Lima Duarte e talvez não pertençam ao complexo. Os metabasitos são de dois tipos: um de grão fino e biotítico, com estrutura bem-foliada, e tendência a evoluir para tipos xistosos; outro granular, fino a médio de aspecto gabróide. Variam de anfibolito a metagabro anfibolitizados, com granada desde ausente até abundante.

Subordinadamente, ocorrem lentes de rochas ultramáficas xistificadas e de rochas calcissilicáticas.

A estrutura dominante nas rochas desse complexo é um bandamento centimétrico, dobrado de maneira isoclinal e transposto, que pode ser seguido por longas distâncias. No domínio da faixa Lima Duarte essa feição mostra-se bastante modificada, com aumento significativo da deformação resultando em estruturas desarmônicas superpostas às anteriores.

O metamorfismo é de grau médio a forte, na concepção de Winkler (1977) ou da fácies anfibolito de Eskola (1952).

Os litótipos estudados ao microscópio estão reunidos na tabela II.2.20.

2.2.3.4.1 Unidade PIm1: gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos; gnaisses migmatizados; metabasitos; rochas calcissilicáticas; xistos magnesianos

Gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos

No **domínio oriental** da unidade (porção nordeste da folha), a rocha predominante é um biotita-plagioclásio-

Tabela II.2.20 - Súmula da Mineralogia de Amostras de Rochas do Complexo Mantiqueira

MINER (%) / AMOSTRA	qz	pl	mcr	px	af	bt	gra	zr	tit	ap	op	all	sil	crb	mo	se	cl	agl	ep	UTM N	UTM E	ROCHA
UNIDADE PIm1																						
CP-258A	30	44			10	20		-	3	-	-									7597950	623500	af-bt-gnaisse
CP-239	20	47			10	20		-	-	-	-	-								7589200	613650	af-bt-pl-gnaisse
CP-131B	5	60			7	25		-		-		-							3	7615150	655300	af-bt-pl-gnaisse
CP-492	10	55			10	20			-	-	-	-				-	-		3	7604200	608950	af-bt-pl-gnaisse
CP-105	7	55			10	20		-		-	-								5	7616900	640250	af-bt-pl-gnaisse
CP-580	15	50			10	20		-	-	-	-	-							-	7606950	642500	af-bt-pl-gnaisse
CP-497	25	50	10		10	2			-	-	-							-	-	7602550	626550	af-pl-gnaisse
CP-165C	25	60	-		10	3			-	-		-							-	7585750	606800	af-pl-gnaisse
CP-414	10	60				25			3			-							2	7610900	647950	bt-pl-gnaisse
CP-131A	25	52				20		-		-				-	-	-	-		2	7615150	655300	bt-pl-gnaisse
CP-81	15	57				20		-	-	-		-				-	-	-	5	7615600	626050	bt-pl-gnaisse
CP-132	25	55				17		-	-	-		-					-	-	-	7616850	654250	bt-pl-gnaisse
CP-170	5	72			-	20		-	-	-	-					-		-		7590050	608400	bt-pl-gnaisse
CP-508B	20	60				15	-	-			-			-		-	-			7605150	623950	bt-pl-gnaisse
CP-506B	25	40				20		-	-	-	-			-	10	-			-	7598250	621000	bt-pl-gnaisse
CP-87	20	20	40		5	10		-	-	-	-	-							-	7605700	632500	bt-pl-mcr-gnaisse
CP-669A	20	15	50			10		-	-	-	-	-				-	-	-	-	7617600	635300	bt-pl-mcr-gnaisse
CP-212A	25	25	45			5						-				-	-	-	-	7598200	631750	bt-pl-mcr-gnaisse
CP-594		25			52				-		-								20	7615700	618000	ep-anfibolito
CP-134A	15	43			7	20	10	-		-	-	-		-		-	-		-	7619550	652950	gra-bt-pl-gnaisse
CP-659		40		20	25		10			-	5			-		-				7617150	651350	gra-px-af-gnaisse
CP-675C		45		15	30		7			-	3			-				-		7614600	652750	metagabro-anfibol.
CP-496	7	45		15	20		8			-	5									7601350	627300	norito-anfibol.
CP-428A		40		7	50				-	-	-									7594450	624900	px-anfibolito
CP-716				3	80						2						15			7612600	644450	tremolitito
UNIDADE PIm2																						
CP-128C	30	50			8	15		-	-	-	-	-		-						7597000	643750	af-bt-pl-gnaisse
CP-277A	20	42			20	15		-	-	-	-									7592550	640050	bt-af-pl-gnaisse
CP-130B	10	64			3	20		-		-	-						-			7598150	651150	bt-pl-gnaisse
CP-392		40		-	45		10		-		-									7603450	643300	gra-anfibolito
CP-390		50		15	25		7			-	3									7601700	646550	metagabro-anfibol.
CP-128B		42		30	15		10													7597000	643750	metagabronorito
UNIDADE PIm3																						
CP-194A	15	42			25	15		-	-	-	-	-		-						7583250	614700	bt-af-pl-gnaisse
CP-222	25	33	22			15		-			3			-			-			7585900	625500	bt-mcr-pl-gnaisse
CP-147	25	20	40			13		-			-			-		-	-	-		7582600	606750	bt-pl-mcr-gnaisse
CP-63A	20	25	40			10		-		-	-	-		-	-	-				7584250	623300	bt-pl-mcr-gnaisse
CP-344	20	25	40			10				-	-			-	-		-	-	-	7572000	604000	bt-pl-mcr-gnaisse
CP-61	30	40	10			15		-		-		-		-	-		-			7587600	622100	mcr-bt-pl-gnaisse
CP-115C	25	20	45			-	-				-		-		7	-		-		7575850	604050	mo-pl-mcr-gnaisse
CP-115A	20	40	15			15	5	-	-	-	-			-	3	-				7575850	604050	gra-bt-mcr-pl-gnaisse
CP-142A		30			45	5	15			-	-			-		-				7583100	610950	gra-anfibolito
CP-115B		25		5	62		5		-		-			-						7575850	604050	gra-cpx-anfibolito
CP-195		50		15	30				-	-	-					-		-		7582350	615100	metagabro-anfibol.
CP-262B	-	40		32	15		8			-	-									7589250	630300	metagabronorito-anf.
UNIDADE PIm4																						
CP-224E	25	40	4		10	20		-	-	-	-									7585650	626750	af-bt-pl-gnaisse
CP-224A	25	40			10	20			-	-	-	-		-						7585650	626750	af-bt-pl-gnaisse
CP-353	10	57		5	25			-	-	-	-					-				7578900	631550	af-pl-gnaisse
CP-224F	45	20		8	10	15					-			-	-					7585650	626750	cpx-af-bt-pl-gnaisse
CP-40	25	49				20	5	-		-	-									7591100	648900	gra-bt-pl-gnaisse
UNIDADE PIm5																						
CP-509B	50	25	25			15	7	-			-					-		-		7605100	621900	gr-bt-pl-gnaisse-qtz

Obs: 1) As porcentagens foram estimadas ao microscópio.
2) (-) quantidade inferior a 1% na lâmina.

gnaisse de grão fino, finamente bandado em tons de cinza, pela maior ou menor presença de biotita, chegando a tipos bastante claros onde a biotita ocorre como palhetas muito finas, em filmes paralelos ou disseminada pela rocha. Alguns domínios assumem caráter de leucognaisse, outros de gnaisse mesótipo, respectivamente de caráter trondhjemítico e tonalítico. Algumas bandas félsicas mostram-se com aspecto de rocha calcissilicática, com pequenos cristais de cor verde-cana, provavelmente epídoto. Segregações de quartzo são freqüentes em nível de afloramento. Alguns leitos mostram-se com raros porfiroblastos de feldspato branco, idiomórficos, com até 1cm de comprimento, que crescem em posição oblíqua ao bandamento.

Um segundo tipo, restrito ao extremo-oriental da unidade (estação CP-131), onde a BR-040 deixa a folha, mostra-se com a mesma mineralogia da rocha anterior, diferindo quanto à estrutura. Esta é sublenticular, anastomosada, onde agregados félsicos, com milímetros a centímetros de comprimento, estão envolvidos por agregados de biotita com espessura submilimétrica. A biotita apresenta-se em palhetas largas e especulares de cor negra. Esta rocha tem feições de ortognaisse.

Para noroeste, ao longo da BR-040, o bandamento é mais regular, destacando-se na massa gnáissica leitos estromáticos a quartzofeldspato e leitos de quartzo concordantes, com espessura de milímetros a poucos decímetros, muito persistentes. Associam-se leitos tabulares de metabasito com decímetros de espessura, que podem ser seguidos por vários metros ou dezenas de metros segundo o mergulho.

Uma particularidade interessante nessas rochas é a presença de granada e anfibólio, que se distribuem segundo domínios preferenciais. Assim, a granada é encontrada com maior freqüência a leste do meridiano que passa pela vila de Dores do Paraibuna e a sudeste de uma possível falha de gravidade, ocupada por um dique máfico de direção N40E, que passa junto à cidade de Pedro Teixeira. Mostra-se em leitos preferenciais alternados com outros aparentemente isentos do mineral, sugerindo a presença de níveis mais e menos aluminosos. O anfibólio ocorre em alguns dos litótipos expostos ao longo da BR-040 e, principalmente, a noroeste da falha antes referida, mas não chega à abundância nos gnaisses.

O estudo microscópico de 15 amostras de gnaisses, abrangendo toda a unidade, mostrou que são fundamentalmente biotita-plagioclásio-gnaisses, com porcentagens de granada e anfibólio desde ausentes até cerca de 10% nas preparações. O plagioclásio varia entre oligoclásio e andesina. Microclina foi identificada em apenas três amostras. Os acessórios principais são zircão e apatita, seguidos por titanita, opaco e alanita. Sericita, clorita, carbonato e argilominerais são secundários. Interessante é a presença de epídoto em quase todas as lâminas estudadas, em parte nitidamente produto de alteração, de outros minerais, em parte de possível origem primária. Moscovita foi encontrada em uma preparação, orientada segundo a foliação da rocha, sugerindo ter-se formado a partir da biotita (amostra CP-506B). Em uma outra preparação ocorre como traços.

O anfibologranada-quartzobiotita-plagioclásio-gnaisse compõe-se de 45% de plagioclásio, 20% de biotita, 15% de quartzo, 10% de granada, 7% de anfibólio, 2% de minerais acessórios (apatita, zincos, epídoto, opaco e alanita) e 1% de secundários (clorita, sericita e carbonato). A textura é granolepidoblástica com orientação preferencial das palhetas de biotita, dos cristais prismáticos do anfibólio e de cristais achatados de plagioclásio. O quartzo apresenta extinção ondulante e está bem-recristalizado.

O biotita-quartzoplagioclásio-gnaisse compõe-se de 52% de plagioclásio, 25% de quartzo, 20% de biotita, 3% de acessórios (epídoto, alanita, zircão, apatita e opaco), e secundários (clorita, moscovita, sericita e carbonato). Tem granulação fina a media, textura granolepidoblástica. Os cristais de feldspato e quartzo apresentam fraca extinção ondulante. As palhetas de biotita mostram-se orientadas e tendem a envolver os cristais e agregados de cristais de quartzo e plagioclásio.

No **domínio ocidental** da unidade, como também acontece no domínio oriental, mas aqui em maior intensidade, são raros os afloramentos de rocha fresca. Trabalhou-se freqüentemente com regolitos, o que, aliado à morfologia ondulada de parte dos terrenos do alto da serra da Mantiqueira, dificultou o trabalho de mapeamento. A meteorização aumenta cada vez mais no sentido do noroeste. Em alguns locais, persistem dúvidas quanto ao real posicionamento dos gnaisses, se pertencentes ao embasamento (complexo Mantiqueira) ou à base do grupo Andrelândia. Como principal critério distintivo, usou-se a estrutura, que é bandada com processos superpostos de migmatização nas rochas desse complexo. Os gnaisses Andrelândia são mais homogêneos e não são migmatíticos. A associação com metabasito também pode ser usada, mas com muito cuidado já que na região de Conceição de Ibitipoca essa rocha também ocorre junto com gnaisses grauvaquianos do grupo Andrelândia.

Um detalhe que vale ser ressaltado, e que também foi usado como critério de cartografia e de fotointerpretação, é que as rochas gnáissicas do grupo Mantiqueira mostram uma forte tendência ao desenvolvimento de voçorocas. Ao contrário, as rochas do grupo Andrelândia formam relevos ondulados (sobre xistos e gnaisses) a escarpados (sobre os quartzitos), com solos pouco desenvolvidos e coberturas arenosas ou lateríticas, com vegetação predominantemente rasteira ou arbustiva.

As litologias encontradas nesse domínio mostram total similaridade com aquelas descritas para o domínio oriental.

Gnaisses migmatizados

Rochas migmatíticas têm ampla distribuição na porção oriental dessa unidade.

Duas fases de migmatização estão registradas. Uma pretérita, marcada por leitos planos, estromáticos, resultantes de transposição regional, configurando uma rocha gnáissica bandada centimetricamente, onde o melanossoma e o leucossoma têm quase o mesmo talhe de grão. Outra, mais jovem, afetou esse conjunto e é resultante de remobilizações quartzofeldspáticas, também preferencialmente concordantes, mas que em nível de detalhe mostram truncações da foliação gnáissica do paleossoma (melanossoma + leucossoma). Esses mobilizatos são de granulação média a grossa e apresentam-se em corpos lenticulares ou irregulares com dimensões na casa do centímetro até alguns metros, assumindo, esses, feições pegmatíticas.

Alguns domínios expõem melhor essas rochas. Um desses ocupa a porção meridional da unidade, estendendo-se da BR-040, na altura de Ewbank da Câmara, para sudoeste. Outro ocupa sua porção setentrional, na região de Dores do Paraibuna. Outras exposições são encontradas a sudeste de Bias Fortes.

Na porção meridional do domínio ocidental da unidade predominam rochas migmatíticas, onde se destacam geralmente três litótipos distintos: o paleossoma (melanossoma + leucossoma), um biotita-gnaisse sublenticular com agregados quartzofeldspáticos milimétricos parcialmente envolvidos por biotita negra; o neossoma, formado por segregações a quartzofeldspato com ou sem anfibólio, em corpos lenticulares de grão médio a grosseiro, que podem evoluir para massas pegmatóides de limites difusos e tamanhos muito variados; e restitos de biotita, encontrados na forma de corpos delgados e alongados com comprimento de alguns centímetros a vários metros.

Em alguns locais, o paleossoma mostra-se como um gnaisse granítico de grão fino, cinza a cinza-claro com *schlieren* de biotita, configurando, talvez, um migmatito pretérito. O neossoma quartzofeldspático venula irregularmente esse paleossoma.

De um modo geral, onde a presença de segregações félsicas não é destacada, a rocha é tipicamente um gnaisse bandado com mesobandas, centimétricas, em tons de cinza, definidas pela maior e menor presença de minerais escuros. Internamente a cada uma destas mesobandas desenvolve-se uma laminação (microbandas) composicional também marcada por leitos com concentrações mineralógicas em percentuais diferentes. Nas bandas mais claras, a biotita pode estar ausente ou ocorrer em pequena quantidade, em palhetas disseminadas ou formar filmes paralelos. Nas bandas mais escuras, tem comportamento semelhante, apenas ocorrendo em percentual mais elevado, concentrando-se em leitos mais espessos e mais persistentes.

Na região de Santa Rita de Ibitipoca, as exposições de rocha fresca são bastante raras. É freqüente a presença do par biotita-gnaisse – metabasito, com estágios variados de migmatização, que parece aumentar no sentido do limite setentrional da folha. A estrutura das rochas é geralmente laminada a blastomilonítica, podendo levar a confusões com rochas da base do grupo Andrelândia.

Não há um limite exato entre as rochas gnáissicas e as migmatíticas, não sendo encontrados migmatitos de injeção.

Metabasitos

Dois tipos de metabasitos estão presentes nessa unidade: um de grão fino, bem-foliado, e outro de aspecto gabróide.

O tipo mais fino está muito bem exposto nas estações 1020-CP-134 (UTM 7619550N/652950E), 1020-CP-428 (UTM 7594450N/624900E) e 1020-CP-659 (UTM 7617150N/651350E), dentre outras. São rochas melanocráticas, com foliação discreta a muito bem-desenvolvida, onde assumem feições de corpos tabulares. São, em parte, granatíferos e biotitizados. Têm de alguns centímetros a vários metros, ou mesmo mais de uma dezena de metros de espessura, e estão encaixados de maneira concordante nos gnaisses e migmatitos descritos nos subitens anteriores.

O tipo gabróide está bem exposto nas estações 1020-CP-496 (UTM 7601350N/627300E) e 1020-CP-675 (UTM 7614600N/652750E). É uma rocha melanocrática, com foliação maldesenvolvida. Guarda feições de textura ígnea marcada por aglomerados máficos (piribólios) irregulares em forma e milimétricos em tamanho, envolvidos por uma matriz formada por ripas de plagioclásio e por granada muito fina, rósea. A fraca foliação é definida por um achatamento dos agregados máficos e pelo arranjo dos plagioclásios intersticiais. Essa rocha guarda uma forte semelhança com alguns tipos do complexo Juiz de Fora.

Os metabasitos granatíferos, sejam finos ou gabróides, seguem, aproximadamente, a mesma faixa de distribuição dos gnaisses granatíferos, apresentada em subitem anterior.

Durante os trabalhos de campo, teve-se a impressão de que os metabasitos distribuem-se generalizadamente pela unidade. Tal imagem pode não ser verdadeira. A combinação das feições estruturais planares (do tipo foliação), medidas nessas rochas, segundo uma ordenação de seus pontos de exposição, leva a um modelo de distribuição bastante coerente com a estruturação regional. É possível que esses corpos se relacionem a um leito (ou alguns poucos leitos) mais espesso de uma rocha básica reduzido a lentes ou corpos tabulares durante o processo de transposição regional.

Ao microscópio, registrou-se a presença constante de piroxênios (diopsídio e/ou hiperstênio) nessas rochas. Granada é freqüente, mas pode estar ausente. Anfibólio é o máfico predominante, constituindo até 50% da rocha. O piroxênio varia de 7% a 20% nas preparações estudadas. Quartzo é raro a ausente. O plagioclásio é andesina ou mais cálcico, presente entre 40 e 45% nas preparações. Os acessórios principais são apatita e opaco.

Rochas calcissilicáticas

Corpos expressivos de rochas calcissilicáticas não são freqüentes nessa unidade. Apenas poucas exposições foram encontradas. Estão principalmente nas estações 1020-CP-85 (UTM 7607650N/630000E), 1020-CP-88 (UTM 7605500N/634050E) e 1020-CP-376 (UTM 7618950N/604100E). Esta aflora próximo à localidade de Santa Clara. As outras duas ocorrem a cerca de 2km a nordeste de Paraíso Garcia, à margem da rodovia que leva dessa localidade a Barbacena.

O arranjo estrutural e o posicionamento aparente de alguns desses corpos, na projeção de corpos anfibolíticos, levam à sugestão de uma relação espacial entre ambos, embora possam ser geneticamente díspares.

São rochas de textura granoblástica, aspecto vítreo, ricas em granada, deixando ver pouca biotita, pouco anfibólio e diopsídio verde-cana. Em alguns locais, mostra uma partição planoparalela e estrutura tipo *box-work* com favos minúsculos. Formam corpos delgados e descontínuos, inferiores a 1m de espessura, aparentemente não-repetitivos, associados a gnaisses finos, bandados a xistosos, e a migmatitos. Não formam corpos cartografáveis e foram assinalados em mapa pela sigla **rc**.

Em corte da BR-040, junto ao trevo de acesso à cidade de Ewbank da Câmara, os gnaisses mostram segregações carbonáticas de cor branca, em lentículas não-deformadas, concordantes com o bandamento. Não são abundantes e podem resultar da alteração de plagioclásio.

Leitos milimétricos, formados por rochas de aspecto calcissilicático, foram encontrados em algumas outras exposições. Nessa situação, é comum a superfície do afloramento mostrar-se manchada por uma película branca, resultante da lixiviação e reprecipitação de carbonato.

Xistos magnesianos

Sob essa denominação, reuniu-se um conjunto de rochas xistosas, formadas basicamente por clorita e/ou anfibólio do grupo da tremolita. Os termos ricos em anfibólio mostram uma foliação pouco evidente em amostra de mão, mas que fica mais saliente quando observado o afloramento. Ocorrem sempre na forma de corpos lenticulares com comprimento da ordem de algumas dezenas de metros até cerca de 2km, acompanhando perfeitamente a estruturação regional dos gnaisses encaixantes. A maior lente identificada tem direção N30°W e posiciona-se entre os povoados de Dores do Paraibuna e Paraibuna, junto à calha do rio Paraibuna. É formada por um cloritaxisto de cor verde, praticamente sem quartzo e feldspato. O estado de intemperismo dessa rocha impossibilitou que se fizessem estudos mais detalhados.

Os tipos ricos em anfibólio são tremolititos. É comum apresentarem-se intemperizados, com cor ocre. Quando frescos, têm cor cinza, granulação média a grossa e estrutura em um arranjo irregular com domínios de tendência fibrorradiada. A tremolita não forma fibras longas. A melhor exposição dessa rocha está na margem direita do córrego Goiabeira (estação 1020-CP-716, UTM 7612600N/644450E). Outras exposições foram encontradas na estação 1020-CP-725 (UTM 7615650N/630500E) e arredores, em terras da fazenda Santa Fé. Também afloram na localidade de Almeidas (estação 1020-CP-699, UTM 7614000N/618050E). Uma outra ocorrência está a 1km a sudoeste de Paraíso Garcia. Alguns desses locais mostram evidências de terem sido investigados por equipes de pesquisa.

O anfibólio é tremolita, observado em cristais irregulares, prismáticos e aciculares, às vezes radialmente dispostos. A clorita ocorre em palhetas finas, incolores a verde muito pálido, formadas parcialmente a partir do anfibólio. Trata-se provavelmente da variedade leuchtenbergita.

O piroxênio é enstatita, encontrado em cristais irregulares.

O opaco é pouco freqüente e ocorre em cristais de granulação fina, irregulares, algumas vezes esqueletais, associados em geral ao anfibólio.

2.2.3.4.2 Unidade PIm2: anfibolobiotita-gnaisses tonalíticos migmatizados e metabasitos

Na porção oriental da folha, em uma área aproximadamente retangular com 180km^2, que tem em sua parte centro-oeste a vila de Rosário de Minas, afloram rochas gnáissicas que, por suas similaridades petrográficas e petroquímicas com rochas do complexo Mantiqueira, a ele foram atribuídas. São, basicamente, anfibolobiotita-gnaisses migmatizados em graus variados e metabasitos.

Esse bloco tem limites tectônicos no bordo meridional e em parte do bordo setentrional. A leste, deixa o limite oriental da folha. A oeste, transiciona para rochas gnáissico-migmatíticas portadoras de microclina, da unidade PIm3.

Os gnaisses são de cor cinza, granulação média, com biotita negra em palhetas especulares e bem-desenvolvidas, têm estrutura laminada a sublenticular anastomosada, chegando a tipos mais homogêneos granito-gnáissicos. No tipo sublenticular, mostram-se agregados quartzofeldspáticos de cor branca, parcialmente envolvidos por agregados planos de biotita, cujo arranjo preferencial define a foliação da rocha. Granada ocorre em pequenos exemplares, disseminados, e sempre em quantidade subordinada ao anfibólio.

A migmatização é marcada por segregações a quartzofeldspato que deformam ou destroem um bandamento preexistente, definido pela alternância de leitos máficos e félsicos, de dimensões milimétricas ou maiores, e por corpos concordantes de metabasitos.

Ao microscópio, o gnaisse mostrou-se constituído essencialmente por plagioclásio (de composição oligoclásio), quartzo, biotita e anfibólio. Feldspato alcalino não ocorre nessas rochas e mesmo nos tipos migmatíticos não foi identificado.

Os metabasitos são rochas de cor negra, manchadas de branco, constituídas essencialmente por piribólios e plagioclásio. Mostram-se em dois tipos fundamentais: um de talhe fino, diabasóide, foliado, com granada muito fina disseminada; outro de textura granular média, gabróide, onde os máficos formam agregados milimétricos, irregulares e alongados, parcialmente envolvidos por agregados finos de plagioclásio, que se mostram em formas irregulares, geralmente alongadas. Esse tipo, quando submetido a deformações intensas, desenvolve uma granulação mais fina e uma foliação mais saliente.

Ao microscópio, apresentam-se com textura granoblástica a granonematoblástica, com foliação marcada pelo arranjo planar preferencial dos constituintes prismáticos, onde o plagioclásio pode ter contatos poligonizados, com limites retos e pontos triplos. Os constituintes máficos são piroxênio, anfibólio e granada, com os dois primeiros alternando-se em termos de predominância. A granada pode ser o segundo constituinte máfico em volume, não ultrapassando a marca de 10%. A soma dos máficos ultrapassa 50% do volume da rocha.

No tipo fino, o anfibólio é largamente predominante entre os máficos (chega a 45% da rocha em volume), a granada vem em segundo lugar com 10% e o piroxênio (diopsídio?) ocorre como traços.

No tipo mais grosseiro, a relação piroxênio/anfibólio varia de 2:1 a 1:2, com o piroxênio sendo diopsídio ou diopsídio + hiperstênio. O anfibólio, pelo menos em parte, é claramente derivado do piroxênio.

Esses metabasitos foram classificados como granada-anfibolito (o tipo fino), metagabro (o tipo mais grosseiro com diopsídio) e metagabronorito (o tipo mais grosseiro com diopsídio + hiperstênio). Rochas semelhantes são encontradas na região de Ewbank da Câmara, na unidade PIm1.

Os metabasitos comportam-se como corpos tabulares encaixados concordantemente nos gnaisses antes descritos. Apresentam-se com espessuras desde centimétricas até várias dezenas de metros, em um arranjo espacial aparentemente muito irregular devido à intensa deformação a que todo o conjunto foi submetido. Em praticamente todos os afloramentos descritos nessa unidade, apresenta-se o par gnaisse/metabasito.

Um ponto deve ser ressaltado: os metabasitos, definidos como metagabro ou metagabronorito, podem representar lascas de uma crosta inferior, tectonicamente colocadas na seqüência Mantiqueira. A transposição teria paralelizado as estruturas, que se amoldam aos contatos litológicos.

2.2.3.4.3 Unidade PIm3: gnaisse granítico a granodiorítico e metabasitos

Essa unidade corresponde à continuidade para sudoeste das rochas definidas na unidade PIm2, modificadas pela presença de microclina em concentrações variadas.

Ocupa um trato de terreno com 41km de comprimento e 8km de largura média (máximo de 10km e mínimo de 5km), com direção ENE. Os limites setentrional e meridional são tectônicos, marcados por falhas de empurrão com mergulhos fracos para sudeste. O limite oriental é transicional com as rochas da unidade PIm2. A sudoeste, ultrapassa o limite ocidental da folha. As melhores exposições estão ao longo dos cortes de uma estrada de ferro abandonada que passava por Lima Duarte e Olaria e na pedreira do Pião.

A rocha dominante é um biotita-gnaisse cinza-claro, migmatítico, de composição granítica a granodiorítica, fino, bandado, com domínios de grão mais grosseiro, onde a biotita mostra-se bem- desenvolvida. O bandamento é milimétrico a centimétrico, com destaque para os leitos claros. Anfibólio pode ocorrer, associado às bandas escuras, mas não é conspícuo.

Ao longo de algumas faixas e, principalmente, nas proximidades dos limites setentrional e meridional da unidade, a estrutura é blastomilonítica.

Na região de Olaria essa rocha evolui para tipos granitóides, foliados, e assim deixa a folha a oeste. Mesmo dentro desse domínio mais homogêneo, são relativamente freqüentes os corpos gnáissicos bandados.

A microclinização é uma característica dessa faixa. A microclina mostra-se em massas cor-de-rosa, de limites difusos e dimensões variadas, manchando a rocha. Pode também ocorrer como porfiroblastos centimétricos (<2cm) deformados, alongados segundo a foliação milonítica, mostrando-se nessa situação em cristais de bordos irregulares, em meio a uma matriz mais fina e recristalizada, onde também ocorre.

Na pedreira do Pião (estação 1020-CP-115, UTM 7575850N/604050E) tem-se um biotita-gnaisse migmatítico, separado em três frações: biotitito, leucogranito e material misto gnáissico. No biotitito ocorrem vênulas de quartzo puro. A parte granítica é de microgranito a duas micas, finamente foliado, com concentrações de quartzo com sulfetos em posições axiais de dobras. A parte gnáissica tem estrutura sublenticular a bandada, cor acinzentada e além de biotita ocorre granada junto às partes mais claras. Corpos máficos, aparentemente diques anfibolitizados, associam-se ao conjunto. Nesse local, registram-se, claramente, duas fases de deformação, a primeira marcada por uma foliação (ou bandamento) que foi dobrado de forma isoclinal, cujo eixo coincide com uma lineação de fibrosidade. Uma outra fase é desarmônica, não coaxial com a anterior e na posição axial desta concentra-se o quartzo com sulfetos.

Na estação 1020-CP-222 (UTM 7585900N/625500E) aflora um (anfibólio)-biotita-gnaisse, associado a amplas porções de gnaisse granítico pobre em máficos, ambos migmatíticos. Parte da rocha está microclinizada, tomando cor rósea em faixas decimétricas de limites difusos. Nesses domínios, a deformação é intensa e o quartzo tende a formas achatadas, definindo-se uma perfeita foliação milonítica.

Em toda a unidade, são conspícuos os mobilizatos a quartzo e feldspato, de talhe médio até pegmatóides, que se arranjam de forma irregular. Estão pouco ou nada deformados.

No extremo ocidental da folha, na encosta da serra de Lima Duarte (serras das Voltas e do Pau Grande), esses mobilizatos se apresentam em corpos com centímetros a decímetros de espessura e decímetros a vários metros de comprimento, transformando-se, por vezes, em bandas persistentes com até 2cm de espessura (foto 11). Porfiroblastos ocelares de feldspato, com até 3cm de eixo maior, também foram observados, mas não são abundantes.

Ao microscópio, os gnaisses mostram-se com texturas granolepidoblástica, granoporfiroblástica ou granoblástica e mais raramente granonematoblástica, tendo como constituintes principais microclina e plagioclásio (predominando ora um, ora outro), quartzo e biotita, com quantidades variáveis de granada, e anfibólio (de ausentes até abundantes). Os acessórios são zircão, apatita, opaco e alanita. Os secundários são clorita, sericita ou moscovita, carbonato e argilominerais. Um único exemplar mostrou agulhas de silimanita: é um moscovita-plagioclásio-microclina-gnaisse da pedreira do Pião (leucogranito gnáissico amostra – CP-115C).

A microclina pode formar intercrescimento mirmequítico com o plagioclásio. Ocorre também em cristais milimétricos de bordos irregulares, em meio a uma matriz mais fina formada pelos demais constituintes da rocha, e da qual também participa. No contato microclina-oligoclásio, pode ocorrer bordo de reação de composição albita. A microclina é conspícua e só não foi constatada em uma preparação.

O plagioclásio (geralmente oligoclásio) ocorre em cristais irregulares, milimétricos, em meio a uma matriz de grão fino, onde também está presente e chega a ser abundante.

Na porção oriental da unidade, são abundantes os corpos de metabasito, idênticos aos descritos nas unidades PIm1 e PIm2. São granada-anfibolito, metagabro anfibolitizado, com ou sem granada, e onde o piroxênio é diopsídio, e metagabronorito anfibolitizado. Para sudoeste, a presença de corpos metabasíticos diminue, mas, quando presentes, mantêm as mesmas características daqueles de nordeste. Não apresentam microclina.

2.2.3.4.4 Unidade PIm4: gnaisse trondhjemítico da faixa Lima Duarte

Apresenta-se em uma faixa de terreno alongada segundo SW-NE, com largura média de 3km, que se afila para sudoeste, terminando pouco a oeste do morro Pão de Angu. Ramifica-se a nordeste, ultrapassando o limite oriental da folha. É limitada ao norte pela zona de cisalhamento Lima Duarte e ao sul pela serra de Lima Duarte.

No interior desta faixa também ocorrem rochas gnáissico-migmatíticas a anfibólio, da unidade Ajf5 e rochas diversas do grupo Andrelândia. O arranjo é bastante complexo, e os contatos muitas vezes são tectônicos e de difícil posicionamento, assumindo uma estruturação imbricada.

A melhor exposição deste leucognaisse está na pedreira de Lima Duarte (fotos 12, 13a e 13b). A rocha dominante é um biotita-plagioclásio-gnaisse cinza-claro, de grão fino, foliado a discretamente bandado pela intercalação de leitos milimétricos a centimétricos, ora mais claros, ora mais escuros, a biotita e a biotita + anfibólio (anfibolito), que não chegam a assumir importância no conjunto. Estão presentes, também, finos leitos de gnaisse quartzoso que podem evoluir para leitos concordantes de quartzo com sulfeto (pirita). Diopsídio pode ocorrer nesses leitos.

Um dique de metadiorito cinza, mesótipo, de grão fino e foliado, injeta-se no leucognaisse. Os contatos estão paralelizados em largos domínios, inclusive com deformações comuns, mas no geral é discordante. Apresenta-se com espessura máxima da ordem de alguns poucos metros, em um único corpo. Sua aparente repetição deve-se a intenso dobramento isoclinal.

Esse conjunto está migmatizado por mobilizatos a quartzofeldspato (plagioclásio) com grumos de anfibólio. A migmatização processa-se em nível de massas centimétricas até métricas, com caráter pegmatóide e limites mal definidos junto ao leucognaisse. Nesses locais, a antiga estruturação da rocha é totalmente obliterada e os contatos mostram-se discordantes. Biotititos são encontrados, mas não são abundantes nem formam corpos expressivos.

Salbandas de anfibólio ocorrem no contato do gnaisse trondhjemítico e do mobilizato félsico com o metadiorito. Nos locais de maior deformação, restam apenas as salbandas de anfibólio, que passam a constituir bandas descontínuas, dobradas com o conjunto, correspondendo claramente a restitos máficos. Isto significa que, pelo menos em parte, as salbandas já existiam antes da formação dos mobilizatos félsicos, neoformados e indeformados.

O arranjo estrutural nesse afloramento é bastante complexo. A foliação e/ou bandamento estão dobrados isoclinalmente ou em "bainha" e transpostos.

Todos os outros afloramentos descritos guardam características semelhantes, podendo mostrar ora um bandamento melhor desenvolvido, ora uma rocha granitóide mais homogênea.

O regolito do gnaisse é de textura fina, esbranquiçado a rosado, finamente bandado, com leitos de quartzo, centimétricos e concordantes, que podem se tornar abundantes. Os leitos de gnaisses mais ricos em máficos geram regolitos de cor castanha a ocre, que se destacam em meio ao regolito do leucognaisse.

Algumas vezes, ficou prejudicada a separação entre este e alguns gnaisses da unidade Ajf5 (complexo Juiz de Fora), pela semelhança macroscópica dos litótipos. Adotou-se como critério distintivo a quantidade muito maior de corpos máficos na unidade Ajf5 e as outras associações litológicas presentes.

Também pode ser difícil distingui-lo dos gnaisses da unidade PIm3 (complexo Mantiqueira). Nesse caso, adotou-se como critério a presença constante e abundante de microclina e também a grande freqüência de corpos de granada-anfibolito na unidade PIm3.

Uma série de amostras dessa unidade foram estudadas ao microscópio; suas composições mineralógicas apresentam-se na tabela II.2.20.

Um desses exemplares, e que melhor representa a unidade, foi tomado na pedreira de Lima Duarte. Trata-se de um leucognaisse laminado de grão fino, com bandas máficas delgadas.

2.2.3.4.5 Unidade PIm5: granada-biotita-gnaisse migmatizado.

Aflora no interior de uma ampla estrutura em anfiteatro, aberta para o oriente, formada pelas serras do Ibitipoca e Grande.

A separação entre esse gnaisse e uma rocha semelhante do grupo Andrelândia nem sempre é fácil. São rochas que mostram aproximadamente a mesma mineralogia, o mesmo talhe de grão e a mesma cor cinza. O melhor critério encontrado para uma separação foi o arranjo estrutural. Enquanto as rochas gnáissicas Andrelândia são pródigas em segregações exclusivamente de quartzo hialino, os gnaisses Mantiqueira mostram intensa segregação de massas quartzofeldspáticas, de dimensões muito variadas, geralmente em forma de agregados lenticulares milimétricos a centimétricos, que evoluem para corpos maiores pegmatóides.

As rochas dessa unidade também assemelham-se a alguns exemplares descritos na porção oriental da folha, na unidade PIm2.

A rocha-tipo da unidade é um granada-biotita-gnaisse de grão grosso, estrutura sublenticular a anastomosada ou xistosa, marcada por lentes de agregados félsicos de dimensões variadas, parcialmente envolvidas por um arranjo de palhetas de biotita negra especular, grosseira. A coalescência das lentes deagregados félsicos leva a uma estrutura em rosário, que evolui para bandas de limites ondulados e irregulares, que pouco ultrapassam a 1cm de espessura, ocorrendo entre elas leitos biotíticos xistosos. A granada é um mineral conspícuo, em grãos idioblásticos com até 4mm de diâmetro.

Ao microscópio, revelou-se formado por plagioclásio (oligoclásio), quartzo, biotita e granada, com menos de 3% de acessórios (zircão e opaco), tendo como minerais secundários sericita e argilominerais.

2.2.3.5 Metamorfismo e deformação

Nesse complexo, estão reunidas rochas orto- e paraderivadas, representadas por metabasitos, xistos magnesianos, gnaisses migmatizados em graus variados e rocha calcissilicática (tabela II.2.20).

O metamorfismo situa-se na fácies anfibolito de Eskola (1952), correspondendo ao grau médio a forte na concepção de Winkler (1977).

As seguintes paragêneses foram identificadas:

1 – Gnaisses tonalíticos e trondhjemíticos (unidades PIm1, PIm2, PIm4):

a) quartzo + plagioclásio + biotita + anfibólio (+ granada);

b) quartzo + plagioclásio + biotita.

2 – Gnaisses graníticos a granodioríticos (unidade PIm3):

c) quartzo + plagioclásio + microclina + biotita (± granada ± anfibólio).

3 – Metabasitos:

d) plagioclásio + piroxênio (± anfibólio ± biotita ± granada);

e) plagioclásio + anfibólio (+ epídoto).

4 – Metaultrabasito:

f) tremolita + diopsídio + clorita.

Nas paragêneses **a** e **b**, o plagioclásio é oligoclásio ou andesina e predomina. Na paragênese **c** ora é predominante ora é suplantado pela microclina. O anfibólio é hornblenda verde ou marrom-claro, sendo conspícuo na unidade PIm2 e menos freqüente na unidade PIm1. A biotita tem pleocroísmo amarelo-claro a marrom-esverdeado. A granada tem maior distribuição na porção nordeste da unidade PIm1 e na unidade PIm4 ocorrendo também na unidade PIm3. A microclina é abundante na unidade PIm3 e também ocorre em alguns domínios da unidade PIm1. Algumas feições texturais em seções delgadas indicam que a microclina é pré- ou sintectônica à superfície de transposição regional S_t, mostrando-se em grãos maiores com bordos irregulares contornados por leitos de grãos mais finos, recristalizados, onde também ocorre.

Os metabasitos são essencialmente metagabros e metanoritos, anfibolitizados e se associam às unidades PIm1, PIm2 e PIm3. Relíquias de texturas ígneas foram identificadas em alguns exemplares.

Na paragênese **d**, o piroxênio pode ser diopsídio e hiperstênio. Apresenta-se em proporções variadas desde abundante até raro, sempre com alteração para anfibólio ou biotita. A ausência total de piroxênio na lâmina também foi registrada e nesse caso o anfibólio passa a ser o constituinte máfico predominante confundindo-se com a paragênese **e**. A granada é um constituinte bastante comum e, pelo menos em parte, foi gerada após o anfibólio; inclui grãos de outros minerais e também mostra-se bordejando grãos de opacos. A presença de plagioclásio + hiperstênio nessas rochas não significa que o metamorfismo atingiu a fácies granulito. Nenhuma evidência microscópica leva a tal conclusão, pelo contrário: é o anfibólio que se origina do piroxênio, sendo este primário em um magma basáltico.

Na paragênese **e**, o anfibólio e o epídoto são resultantes de processo metamórfico sobre rochas básicas.

As rochas magnesianas geralmente apresentaram-se intemperizadas. Apenas um exemplar permitiu estudo em lâmina delgada. É um tremolitito, com cerca de 15% de clorita derivada do anfibólio e raros relíctos de diopsídio (paragênese **f**).

As rochas desse complexo mostram uma estrutura bandada ao norte da folha, com sinais evidentes de transposição e *boudinage*, esta em destaque nos metabasitos mais foliados. Para sul, a deformação aumenta e o bandamento, que mergulha com valores médios a fracos no sentido geral do sudeste, mostra-se fortemente amarrotado com dobramentos desarmônicos e assimétricos na faixa Lima Duarte. O dobramento, que era preferencialmente isoclinal no norte, torna-se bastante complexo no sul. Maiores detalhes são apresentados no Capítulo 3 – Geologia Estrutural.

2.2.3.6 Litogeoquímica

A metodologia analítica e de processamento dos resultados é apresentada no subitem I.5 deste texto explicativo.

Na tabela II.2.21, estão reunidos os resultados analíticos de 21 amostras de rochas desse complexo, cujas

Tabela II.2.21 - Resultados Analíticos de Rochas do Complexo Mantiqueira (% em Peso para óxidos e ppm para Elementos-Traço e ETR)

AM.No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	21
SiO2	52,10	49,50	49,50	48,80	48,80	48,70	74,60	73,00	71,20	69,80	69,00	68,40	68,20	66,10	66,10	65,20	64,20	64,20	61,10	60,10	53,30
Al2O3	13,40	14,90	12,80	13,30	13,80	12,30	11,80	15,30	14,50	14,80	14,20	14,80	13,50	15,20	14,40	12,70	16,30	14,20	15,20	16,20	2,60
Fe2O3	4,50	3,30	4,60	5,50	2,50	3,50	0,40	0,17	0,55	0,63	0,24	0,38	1,20	1,60	2,10	2,00	0,94	1,40	1,80	2,20	3,40
FeO	10,10	7,75	12,50	9,75	10,65	13,20	2,70	0,75	2,20	2,40	3,65	3,35	2,30	4,90	3,65	3,60	3,65	3,90	4,80	4,80	6,90
CaO	10,30	11,20	9,90	11,90	11,40	10,10	2,10	3,00	2,20	3,10	3,10	3,60	2,30	2,20	3,50	9,90	4,40	3,20	3,60	5,40	0,43
MgO	4,60	6,40	4,70	6,50	6,80	6,20	1,70	0,36	1,30	1,60	1,20	1,80	2,10	1,50	2,30	3,90	2,60	2,40	1,90	2,00	29,40
Na2O	1,80	3,20	2,40	2,00	2,60	2,20	3,40	5,30	3,20	5,10	3,40	3,80	3,90	4,00	2,00	0,85	3,90	4,00	3,80	3,80	0,05
K2O	0,24	0,88	0,40	0,23	0,52	0,46	1,90	1,30	3,60	1,60	3,60	2,30	5,10	3,00	3,50	0,32	2,40	4,50	3,80	2,60	0,02
TiO2	1,40	1,60	2,30	0,76	1,90	2,10	0,31	0,12	0,36	0,34	0,69	0,57	0,44	0,62	0,60	0,66	0,53	0,78	2,10	1,40	0,11
P2O5	0,13	0,18	0,21	0,07	0,18	0,16	<0,05	<0,05	0,06	0,08	0,15	0,07	0,20	0,05	0,30	0,15	0,16	0,28	0,79	0,47	0,11
H2O -	0,03	0,08	0,07	0,06	0,05	0,05	0,03	0,02	0,02	0,06	0,03	0,01	0,07	0,06	0,06	0,11	0,01	0,10	0,03	0,02	0,08
H2O +	0,57	0,26	0,17	0,55	0,36	0,36	0,38	0,01	0,26	0,36	0,41	0,30	0,21	0,34	0,92	0,31	0,35	0,40	0,25	0,27	2,56
MnO	0,22	0,21	0,23	0,22	0,19	0,25	0,06	0,04	0,06	0,04	0,06	0,05	0,06	0,10	0,10	0,10	0,07	0,08	0,08	0,11	0,13
CO2	0,35	0,30	0,10	0,10	0,10	0,35	0,55	0,60	0,45	0,10	0,20	0,55	0,10	0,25	0,35	0,25	0,30	0,25	0,45	0,35	0,35
S	0,12	0,29	0,09	0,10	0,08	0,16	0,01	0,03	0,03	0,03	0,05	0,03	0,02	0,03	0,01	0,02	0,04	0,03	0,06	0,06	0,31
TOTAL	99,86	100,05	99,97	99,84	99,93	100,09	99,94	100,00	99,99	100,04	99,98	100,01	99,70	99,95	99,89	100,07	99,85	99,72	99,76	99,78	99,75
Co	64	59	50	45	46	72	19	<5	7	5	16	12	8	19	17	19	16	12	17	18	92
Cr	156	45	35	62	172	78	28	<5	31	31	43	72	94	92	82	156	76	106	40	23	620
Cu	144	64	130	226	146	146	6	6	11	19	42	27	18	7	24	9	21	26	22	10	150
Pb	7	4	6	13	10	4	8	5	7	6	10	6	46	20	12	12	11	36	240	7	30
Zn	25	28	24	22	21	30	58	32	36	60	62	50	66	77	77	10	63	76	120	70	12
Ni	148	82	84	80	116	132	26	12	26	43	34	57	44	62	65	48	67	44	28	43	1800
V	300	270	420	370	380	370	110	148	134	96	160	102	110	160	100	132	120	124	148	152	128
Sc	68	47	46	72	55	54	13	9	16	9	<5	12	8	18	18	31	18	17	18	25	11
Y	53	37	66	40	44	44	33	12	36	11	38	33	34	36	50	38	33	44	44	52	10
Nb	34	44	<20	<20	<20	34	22	23	20	36	<20	23	20	38	27	28	22	30	124	36	240
Ba	64	230	210	88	120	95	570	450	930	760	1310	790	950	630	710	99	800	1050	3600	1550	51
Sr	42	240	130	80	220	130	97	860	250	830	390	430	400	310	180	170	520	500	950	670	210
Zr	84	130	120	25	130	98	260	180	210	260	360	340	210	240	520	180	180	360	680	510	39
Th	<15	<15	<15	<15	<15	<15	19	<15	<15	<15	<15	<15	41	<15	19	<15	<15	48	<15	<15	40
Cl	470	43	61	340	260	84	110	56	420	<20	190	180	150	160	26	<20	130	53	290	84	<20
F	410	281	273	280	221	340	390	155	260	432	628	400	1950	470	480	300	480	975	1150	680	120
Li	9	22	8	18	8	<5	26	15	9	11	13	7	40	23	41	12	22	28	19	20	<5
Rb	<10	<10	<10	<10	<10	<10	63	30	120	43	120	78	150	100	110	<10	91	170	100	44	nd
La	6,7	2,5	23,45	4,18	9,93	9	49,7	42,19	44,7	17,9	83,1	70,2	99,62	12,22	97,5	36,6	44,3	55,22	96,69	64,1	16,83
Ce	14,4	38,3	26,71	7,88	21,51	21,8	85,6	77,2	80,8	33,1	140,4	109,7	148,3	19,41	183,6	53,35	86,2	107,4	189,3	127,7	32,37
Nd	10,3	20,6	25,79	6,1	15,65	16	33	38,7	30,6	14,2	51,7	35,7	58,89	8,68	83,2	100,3	37,4	54,04	35,3	69,3	14,9
Sm	2,5	4,4	7,19	2,07	4,5	4,5	5	5,27	5,2	1,8	8,3	5,4	10,2	1,12	15,6	5,4	6,8	11,5	15,8	12,9	2,2
Eu	1	1,4	1,82	0,74	1,38	1,5	1,1	1,28	1,2	0,85	1,6	1,1	1,68	0,73	3	1,22	1	1,64	3,01	3,1	0,66
Gd	3,6	4,1	7,03	2,92	4,4	4,7	4,2	3,05	3,8	1,4	5,8	3,5	7,13	1,15	12,4	4,76	4,9	8,71	9,67	9,9	1,85
Dy	4,3	3,9	6,7	3,72	4,2	4,5	2,3	2,13	2,3	0,79	3,3	1,5	4,08	0,97	9,2	3,46	2,7	6,79	4,48	6,4	1,4
Ho	0,78	0,66	1,38	0,61	0,67	0,91	0,45	0,38	0,36	0,16	0,49	0,26	0,66	0,16	1,4	0,63	0,44	1,31	0,73	1,1	0,26
Er	2,3	2	3,97	2,44	2,29	2,7	0,75	1,1	1	0,4	1,6	0,64	1,87	0,44	4,1	1,81	1,3	3,64	1,87	2,9	0,81
Yb	2,4	2,1	3,62	2,65	2,18	2,3	0,68	1,11	0,92	0,26	1,3	0,41	1,07	0,61	3	1,23	0,95	2,6	1,13	2,2	0,7
Lu	0,28	0,28	0,5	0,38	0,29	0,33	0,15	0,1	0,17	0,05	0,19	0,16	0,17	0,1	0,35	0,26	0,14	0,34	0,15	0,27	0,11

Obs: identificação e posicionamento das amostras, ver Tabela II.2.22.

identificações são apresentadas na tabela II.2.22, com respectivas localizações na figura II.2.2. Teores químicos médios são mostrados na tabela II.2.23.

Na figura II.2.41, registram-se as assinaturas de Al, Fe, Ti, K e Na e na figura II.2.42, as de Al, Fe, Ti, Ca e Mg de todas essas amostras. Tais diagramas, idealizados por La Roche (1974), permitem que se discrimine entre os campos ígneo (básico) e sedimentar. O *trend* de uma série ígnea tipo, que vai do termo ácido ao ultramáfico, conforme Daly (1933), interfere nesses campos e, em conseqüência, os diagramas não são de todo seguros na função de discriminantes para as rochas de composição ácida e intermediária. Sendo assim, parte dessas rochas, que são consideradas como de origem sedimentar, na realidade podem ter um protólito ígneo.

Individualizaram-se duas populações, uma de metabasitos (com registro no campo dos basaltos ou anfibolitos), outra de gnaisses de composição variada (que ocupam o campo das rochas grauvaquianas). São rochas com NaK, o que aponta para uma das características das grauvacas.

Metabasitos

Essas rochas foram plotadas nos diagramas de Beswick & Soucie (1978), figuras II.2.43 e II.2.44, que levam em conta as razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos $SiO2$-K_2O-Al_2O_3 e CaO-K_2O-Al_2O_3, respectivamente. Não se percebem desvios em relação ao campo das rochas ígneas inalteradas, para os elementos considerados.

Tabela II.2.22 - Identificação e Posicionamento das Amostras Analisadas de Rochas do Complexo Mantiqueira

No.	AM.No.	ROCHA	UTM (N)	UTM (E)
1	CP-659	gra-px-af-gnaisse	7617150	651350
2	CP-428A	px-anfibolito	7594450	624900
3	CP-262B	metagabronorito-anf.	7589250	630300
4	CP-594	ep-anfibolito	7615700	618000
5	CP-675C	metagabro-anfibol.	7614600	652750
6	CP-128B	metagabronorito	7597000	643750
7	CP-508B	bt-pl-gnaisse	7605150	623950
8	CP-224E	af-bt-pl-gnaisse	7585650	626750
9	CP-115A	gra-bt-mcr-pl-gnaisse	7575850	604050
10	CP-170	bt-pl-gnaisse	7590050	608400
11	CP-109	af-bt-pl-gnaisse	7616900	640250
12	CP-128C	af-bt-pl-gnaisse	7597000	643750
13	CP-669A	bt-pl-mcr-gnaisse	7617600	635900
14	CP-131A	bt-pl-gnaisse	7615150	655300
15	CP-506B	bt-pl-gnaisse	7598250	621000
16	CP-353	af-pl-gnaisse	7578900	631550
17	CP-130B	bt-pl-gnaisse	7598150	651150
18	CP-239	af-bt-pl-gnaisse	7589260	613650
19	CP-224A	af-bt-pl-gnaisse	7585650	626750
20	CP-277A	bt-af-pl-gnaisse	7592550	640050
21	CP-716	tremolitito	7612600	644450

Tabela II.2.23 - Composição Química Média de Rochas do Complexo Mantiqueira

	MÉDIA (1)	s	MÉDIA (2)	s
SiO2	49,57	1,18	67,23	4,04
Al2O3	13,42	0,82	14,51	1,18
Fe2O3	3,98	0,99	1,12	0,71
FeO	10,66	1,80	3,33	1,13
CaO	10,80	0,74	3,69	1,93
MgO	5,87	0,88	1,90	0,78
Na2O	2,37	0,45	3,60	1,07
K2O	0,46	0,22	2,82	1,26
TiO2	1,68	0,51	0,68	0,49
P2O5	0,16	0,04		
H2O -	0,06	0,02	0,05	0,03
H2O +	0,38	0,14	0,34	0,19
MnO	0,22	0,02	0,07	0,02
CO2	0,22	0,12	0,34	0,16
S	0,14	0,07	0,03	0,02
TOTAL	99,96		99,91	
Co	56	9,9	(c) 14	
Cr	91,5	53,3	(c) 67	
Cu	142,5	47,1	17,5	9,9
Pb	7,5	3,2	30,5	59,3
Zn	25	3,2	61	24,7
Ni	107	26,7	43	15,8
V	351,5	50,8	128	21,9
Sc	57	9,8	(c) 16	
Y	47,5	9,7	35	11,4
Nb	(a)	-	(c) 34,5	
Ba	134,5	62,9	1014	794,1
Sr	140,5	70,5	468,5	261,3
Zr	98	36,6	320,5	147,8
Th	(15	-	(d)	
Cl	209,5	159,7	(e)154	
F	301	59,8	625	449,3
Li	(b) 13	-	20,5	10,2
Rb	(10	-	(c) 94	
La	9,29	6,8	58,15	27,3
Ce	21,77	9,5	103	49,4
Nd	15,74	6,4	46,5	24,3
Sm	4,19	1,7	7,88	4,5
Eu	1,31	0,3	1,61	0,8
Gd	4,46	1,3	5,74	3,2
Dy	4,55	1,0	3,6	2,3
Ho	0,84	0,3	0,61	0,4
Er	2,62	0,6	1,67	1,1
Yb	2,54	0,5	1,25	0,8
Lu	0,34	0,1	0,19	0,1

Obs: (1) amostras 1 a 6; (2) amostras 8 a 20; (a) três amostras com Nb(10 ppm; (b) média de cinco amostras; (c) média de 13 amostras; (d) dez amostras com Th(15ppm; (e) média de 12 amostras.

Identificação e posicionamento das amostras, ver tabela II.2.22.

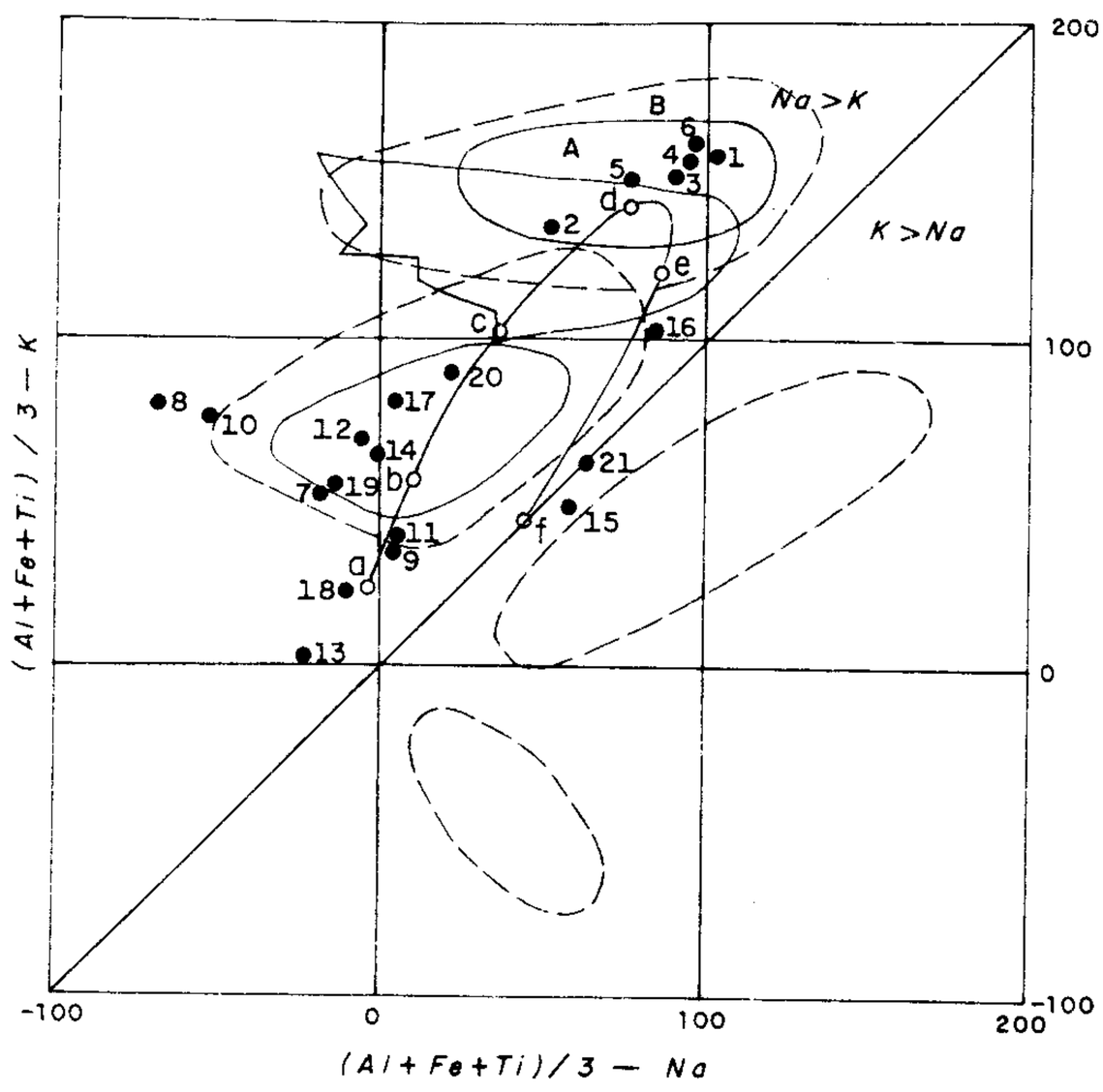


Fig. II.2.41 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, K e Na em rochas do complexo Mantiqueira. Identificação das amostras na tabela II.2.22 e dos campos na figura II.2.3. Assinala-se o **trend** de uma série ígnea tipo (Daly, 1933): (a) granito; (b) granodiorito, (c) diorito; (d) gabro; (e) hornblendito; (f) dunito. No campo A, situam-se 80% dos anfibolitos e no B, 20%, conforme La Roche et al. (1974). Valores expressos em miliátomos por 100g de rocha.

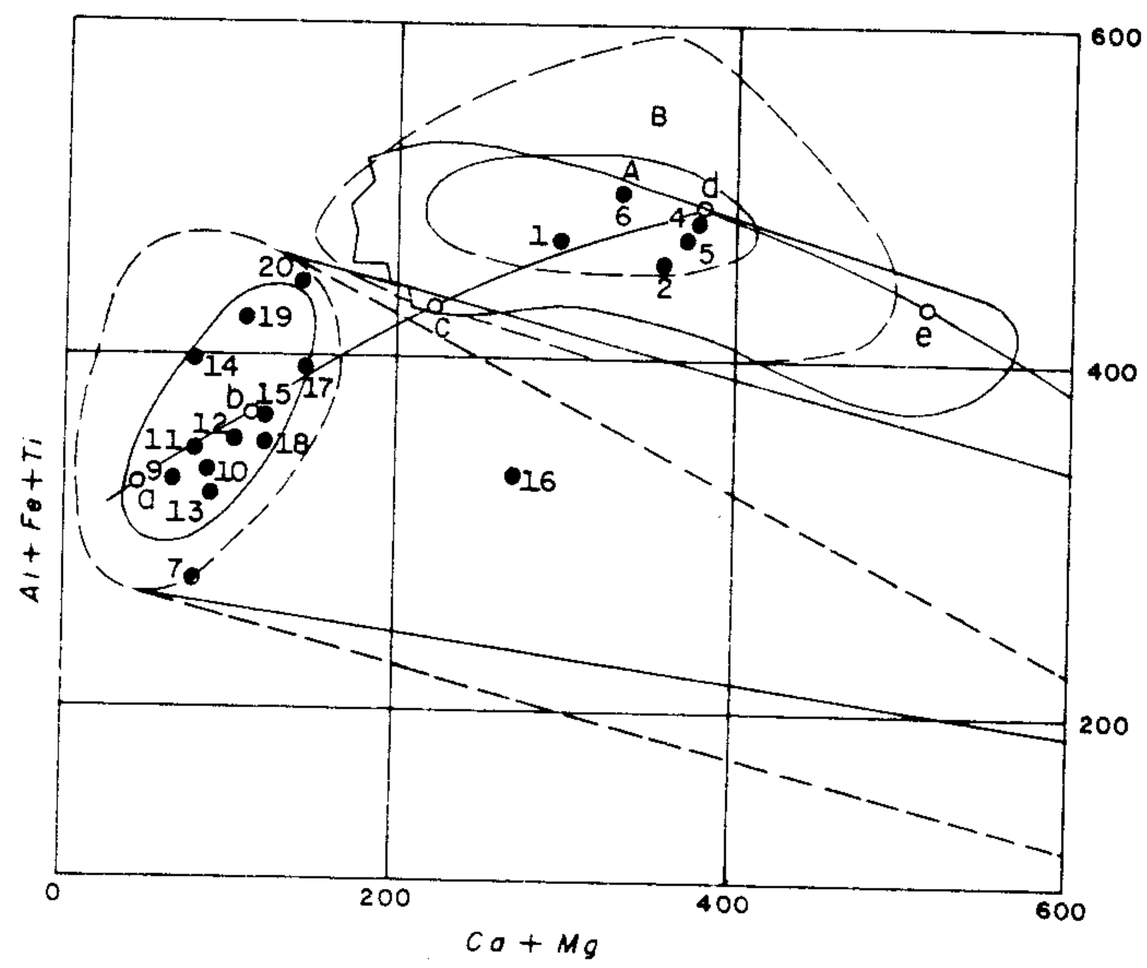


Fig. II.2.42 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, Ca e Mg em rochas do complexo Mantiqueira. Identificação dos campos na figura II.2.4. Assinala-se o **trend** de uma série ígnea tipo (Daly, 1933): (a) granito; (b) granodiorito, (c) diorito; (d) gabro; (e) hornblendito. No campo A, situam-se 70% dos anfibolitos e no B, 30%, conforme La Roche et al. (1974). Valores expressos em miliátomos por 100g de rocha.

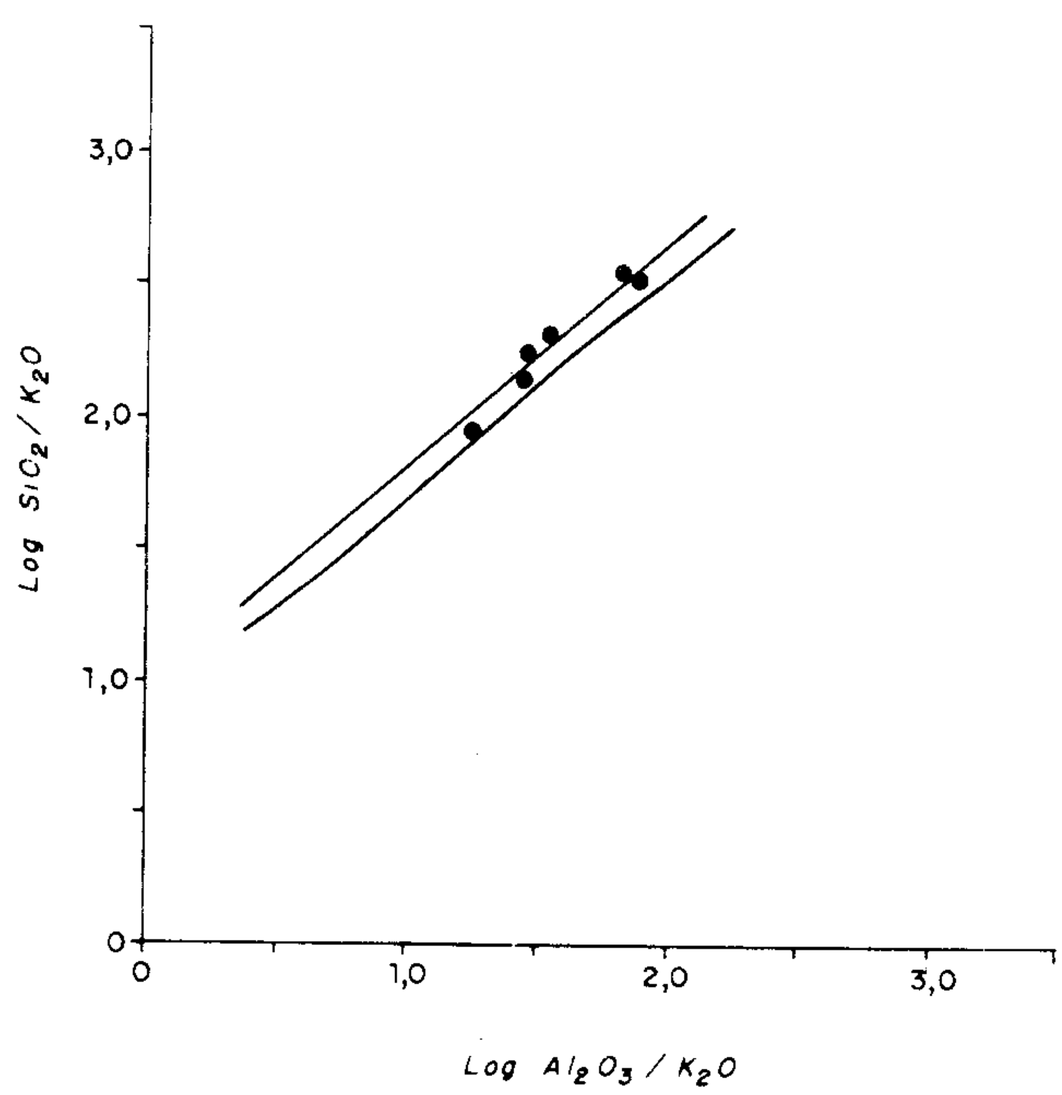


Fig. II.2.43 – Razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos SiO_2, K_2O, Al_2O_3 em metabasitos do complexo Mantiqueira. As curvas são de Beswick & Soucie (1978).

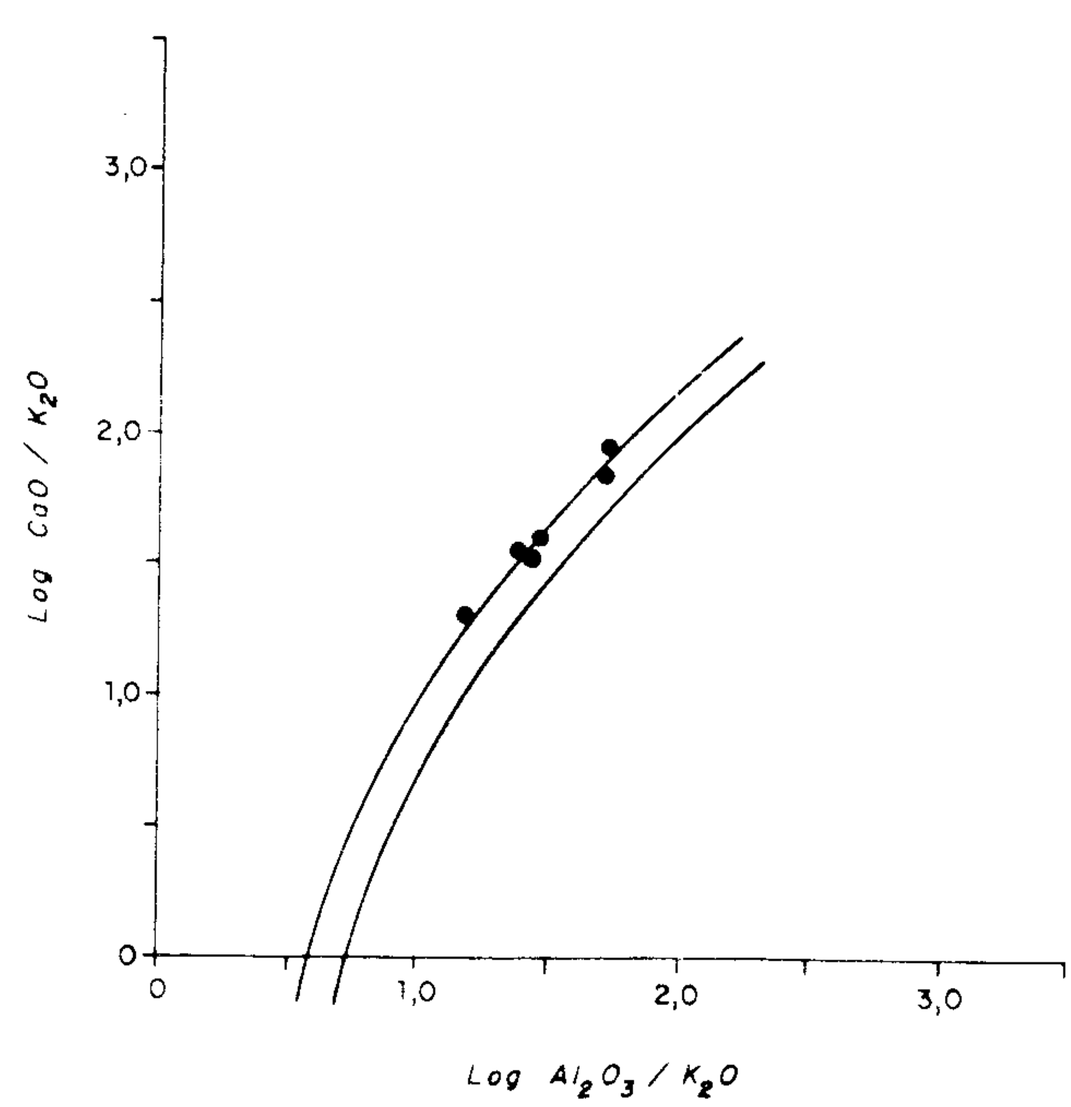


Fig. II.2.44 – Razões logarítmicas das proporções moleculares dos óxidos CaO, K_2O, Al_2O_3 em metabasitos do complexo Mantiqueira. As curvas são de Beswick & Soucie (1978).

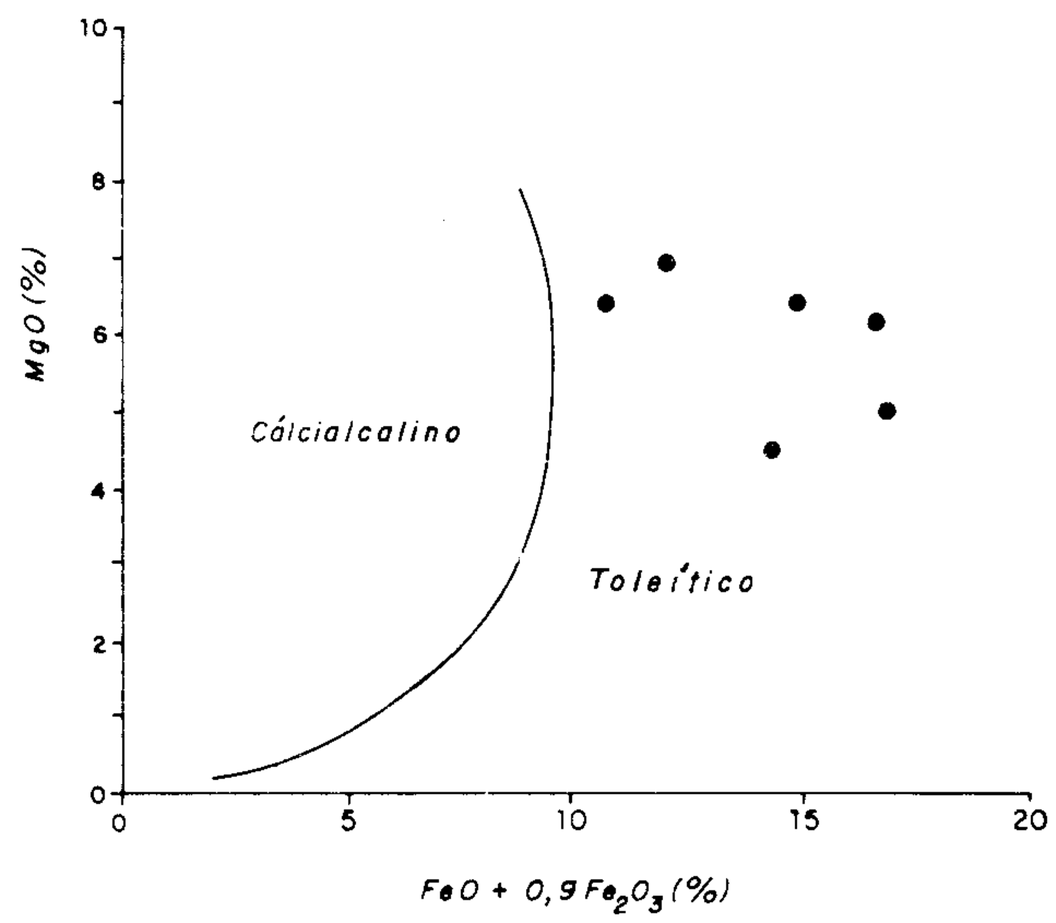
Uma metassomatose potássica foi observada em certos domínios da unidade, mas amostras afetadas por esse fenômeno não sofreram investigação química.

Os diagramas AFM e NKC, na figura II.2.45, refletem a tendência toleítica e um predomínio dos minerais de cálcio sobre os alcalinos.

A mesma tendência toleítica está manifestada nos diagramas MgO *x* Fe total da figura II.2.46, Nb/Y *x* Zr/P_2O_5 da figura II.2.47 e $Na_2O + K_2O$ *x* SiO_2 da figura II.2.48. Nesta, parte das amostras plotam no campo dos basaltos de alta alumina.

Quanto à ambiência, o diagrama K_2O-TiO_2-P_2O_5, na figura II.2.49, indica tratar-se de basaltos oceânicos. Já o diagrama TiO_2 *x* Y/Nb, na figura II.2.50, não é elucidativo; as rochas são pobres em Nb, três delas tiveram valores < 10ppm, e as três restantes distribuiram-se por campos distintos. O diagrama Cr *x* Y, na figura II.2.51, sugere tratar-se de basaltos de cadeia mesoceânica (três amostras) ou basaltos intraplaca (três amostras), duas delas posicionadas no limite desses campos. No diagrama Zr-Ti/100-Sr/2, na figura II.2.52, comportam-se como basaltos de fundo oceânico. Nos diagramas FeO *x* FeO/MgO e SiO_2 *x* FeO/MgO, na figura II.2.53, mostram-se com tendência a basaltos abissais, confirmando a inferência anterior.

Fig. II.2.46 – Assinatura dos óxidos MgO, FeO e Fe_2O_3 em metabasitos do complexo Mantiqueira. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Tegyey (1974).



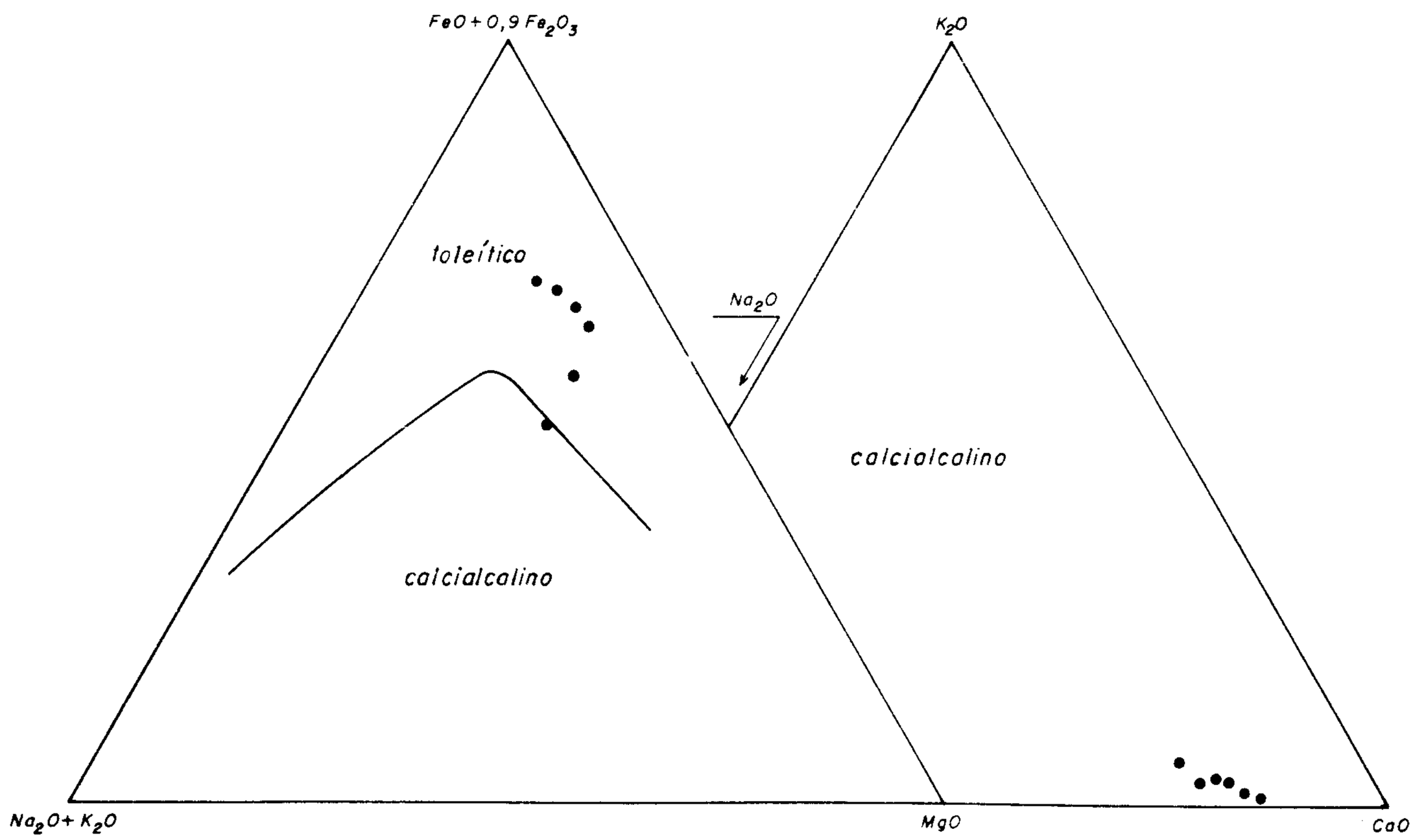


Fig. II.2.45 – Diagramas AFM e NKC para metabasitos do complexo Mantiqueira. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Irvine & Barragar (1971).

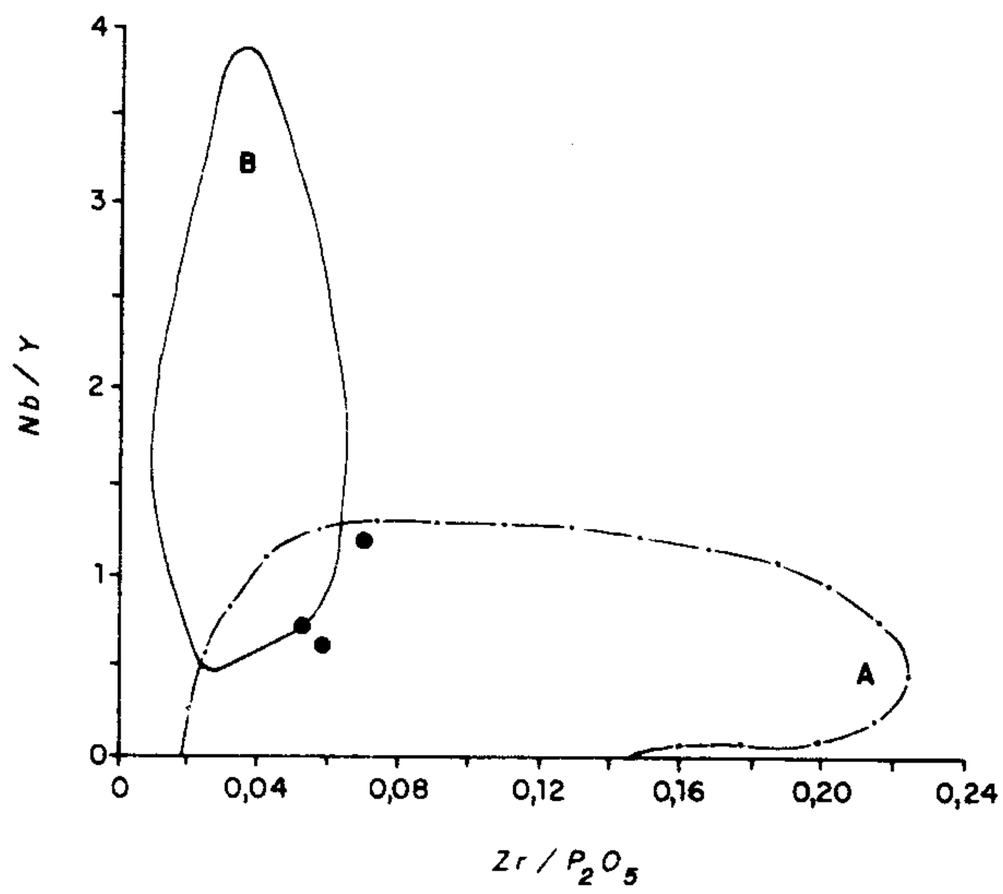


Fig. II.2.47 – Diagrama NB/Y x Zr/P_2O_5 discriminando os campos dos basaltos toleíticos (A) e dos basaltos alcalinos (B), segundo Floyd & Winchester (1975). Registrou-se metabasitos do complexo Mantiqueira.

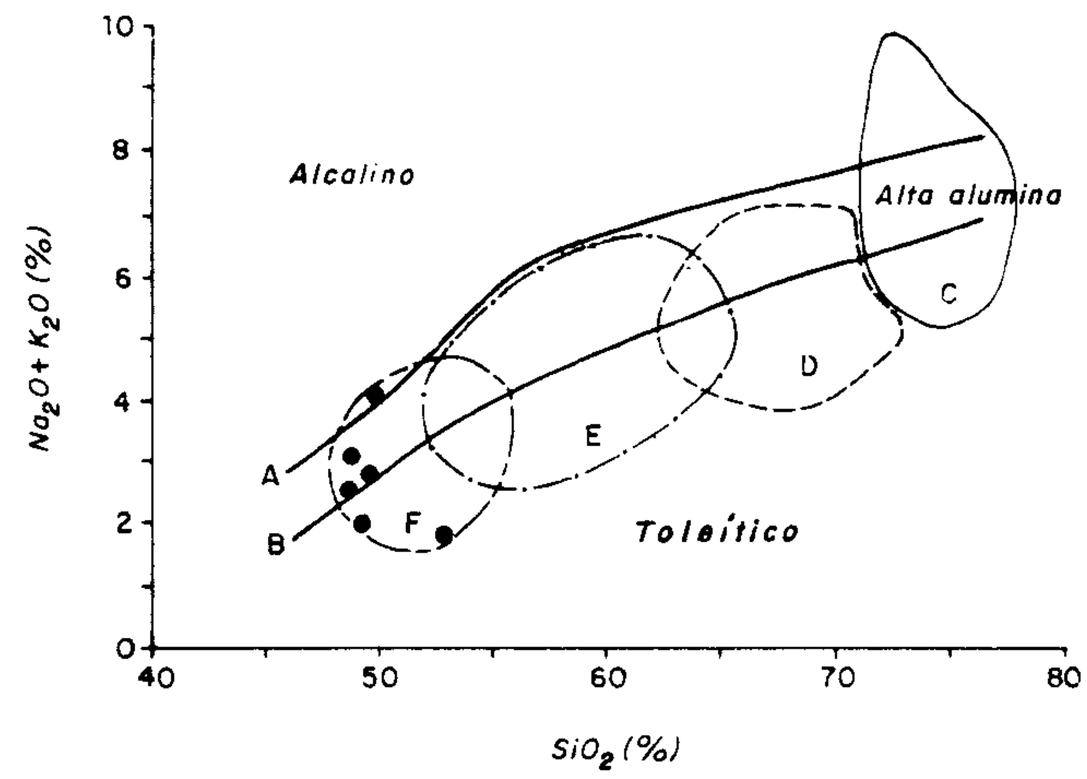


Fig. II.2.48 – Diagrama $Na_2O + K_2O$ x SiO_2 para metabasitos do complexo Mantiqueira. As curvas A e B são de Kuno (1968); os campos C (riolito), D (dacito), E (andesito) e F (basalto) são de Tegyey (1974).

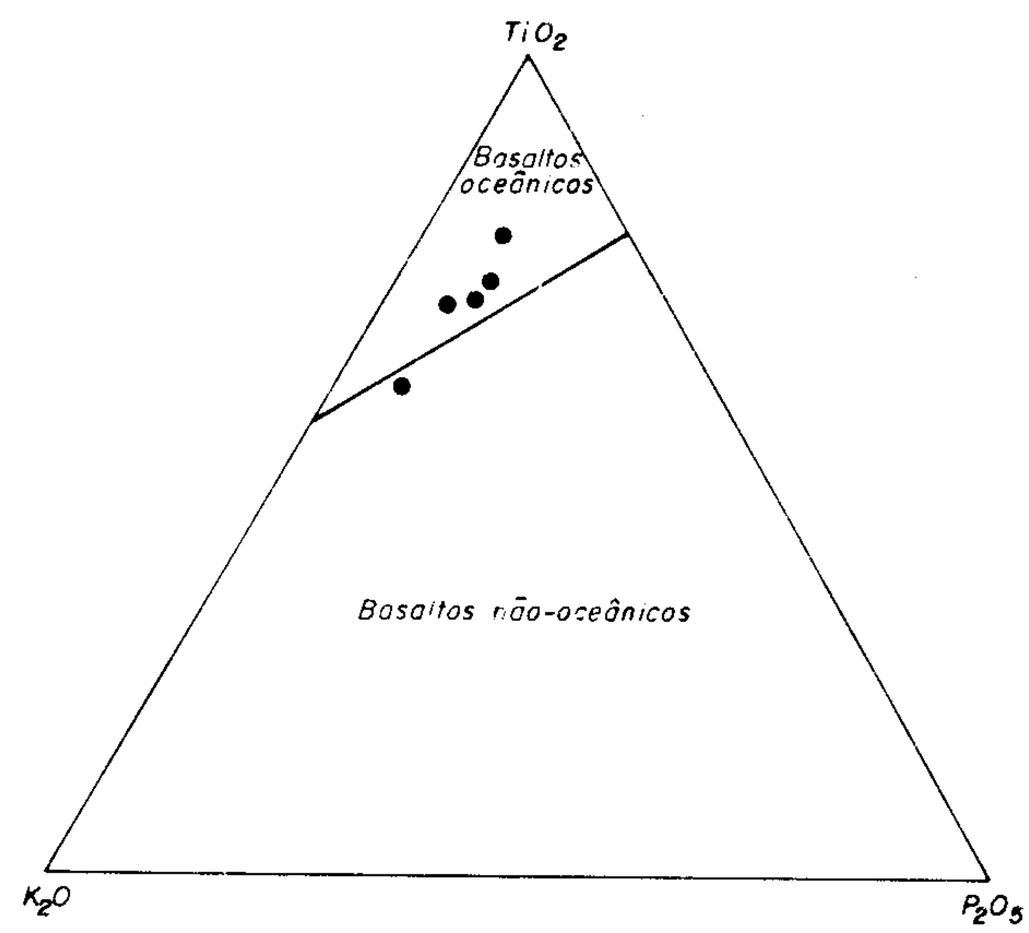


Fig. II.2.49 – Diagrama K_2O-TiO_2-P_2O_5 para metabasitos do complexo Mantiqueira. O limite entre os campos dos basaltos é de Pearce et al. (1975).

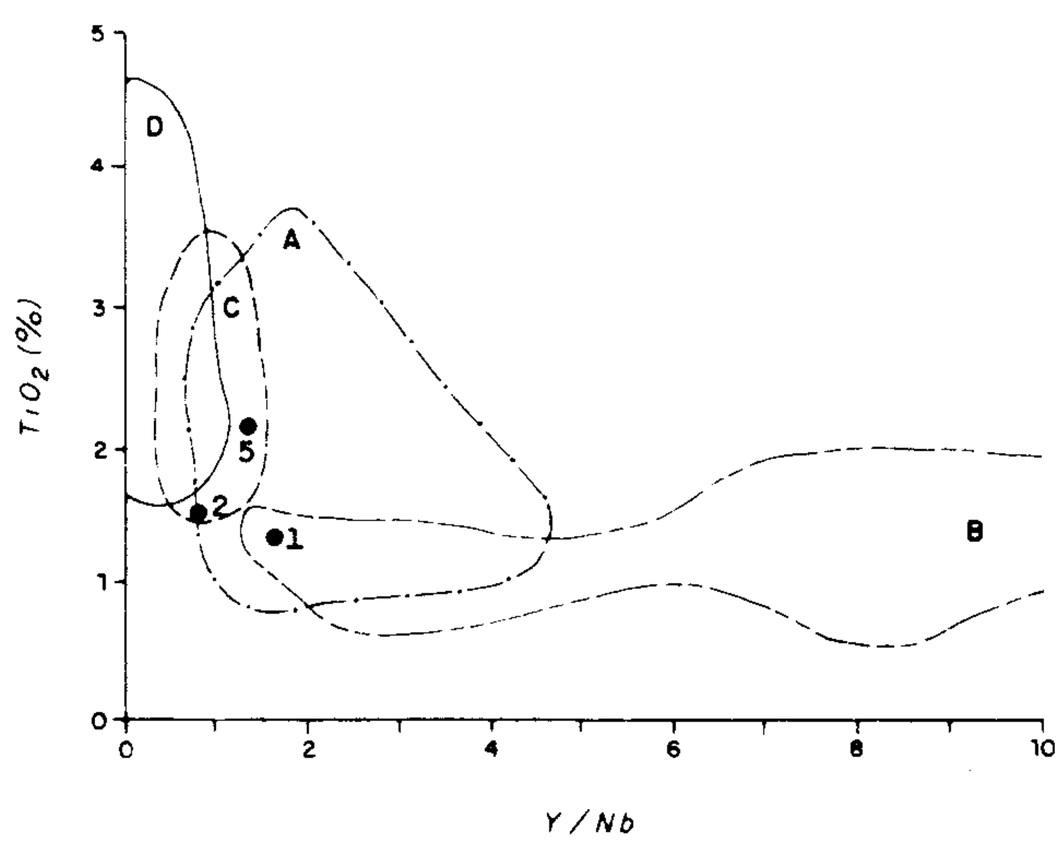


Fig. II.2.50 – Diagrama TiO_2 x Y/Nb de Floyd & Winchester (1975) discriminando os campos: (A) basaltos toleíticos continentais; (B) basaltos toleíticos oceânicos; (C) basaltos alcalinos continentais; (D) basaltos alcalinos oceânicos. Registrou-se os metabasitos do complexo Mantiqueira.

Na figura II.2.54, comparam-se os conteúdos de alguns elementos- traço dos metabasitos, com teores médios para basaltos, segundo Turekian & Wedepohl (1961). As rochas desse complexo mostram-se mais ricas em Sc e V, empobrecidas em Cr, Sr e Ba e são equivalentes em Co, Ni e Cu.

Os parâmetros de Niggli, calculados para os metabasitos, estão mostrados na tabela II.2.24.

Em termos de caracterização do quimismo dos metabasitos, trata-se de rochas francamente fêmicas, pobres em álcalis, com parâmetro **c** elevado. O magma-tipo corresponde ao gabroidal hawaiítico.

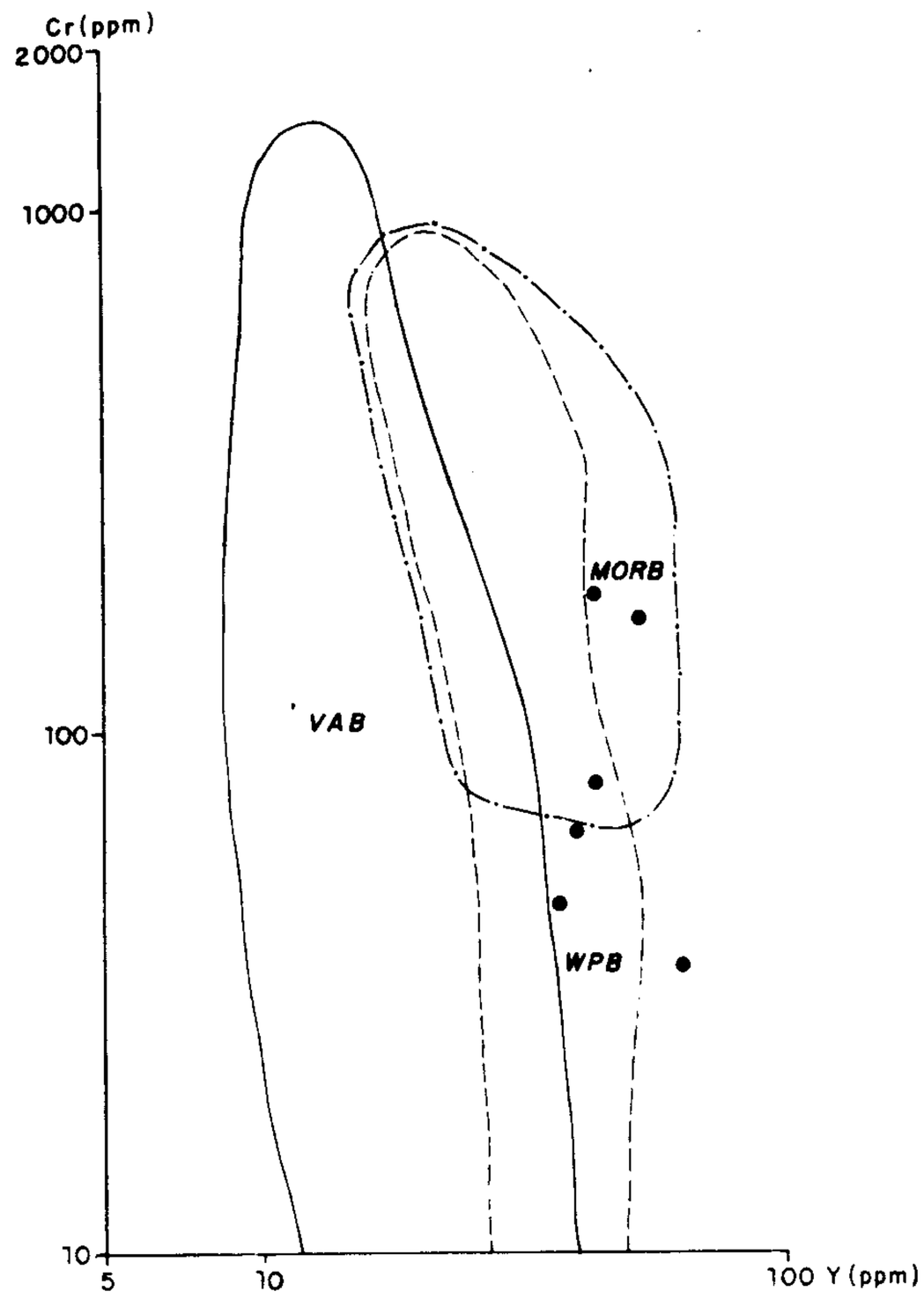


Fig. II.2.51 – Diagrama Cr x Y de Pearce et al. (1981) para basaltos: (VAB) basaltos de arco vulcânico; (MORB) basaltos de cadeia mesoceânica; (WPB) basaltos intraplaca. Registraram-se os metabasitos do complexo Mantiqueira.

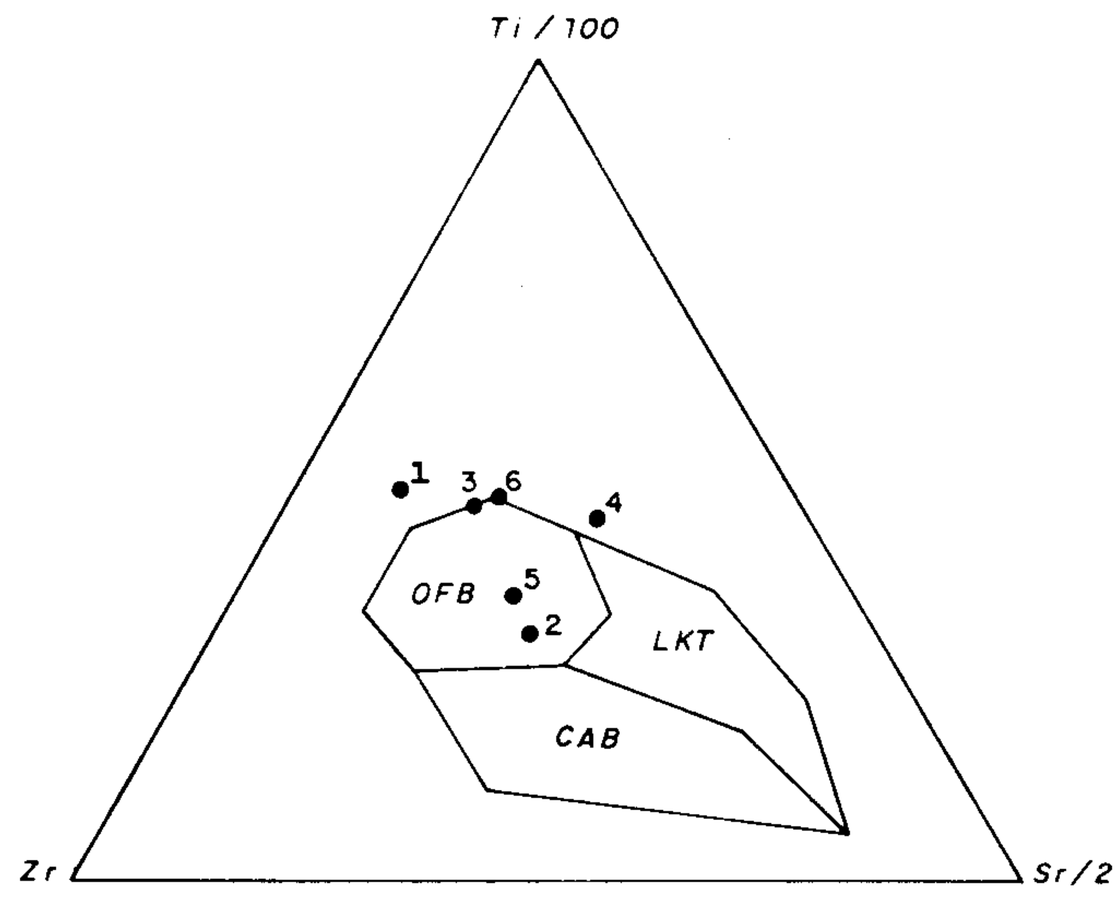
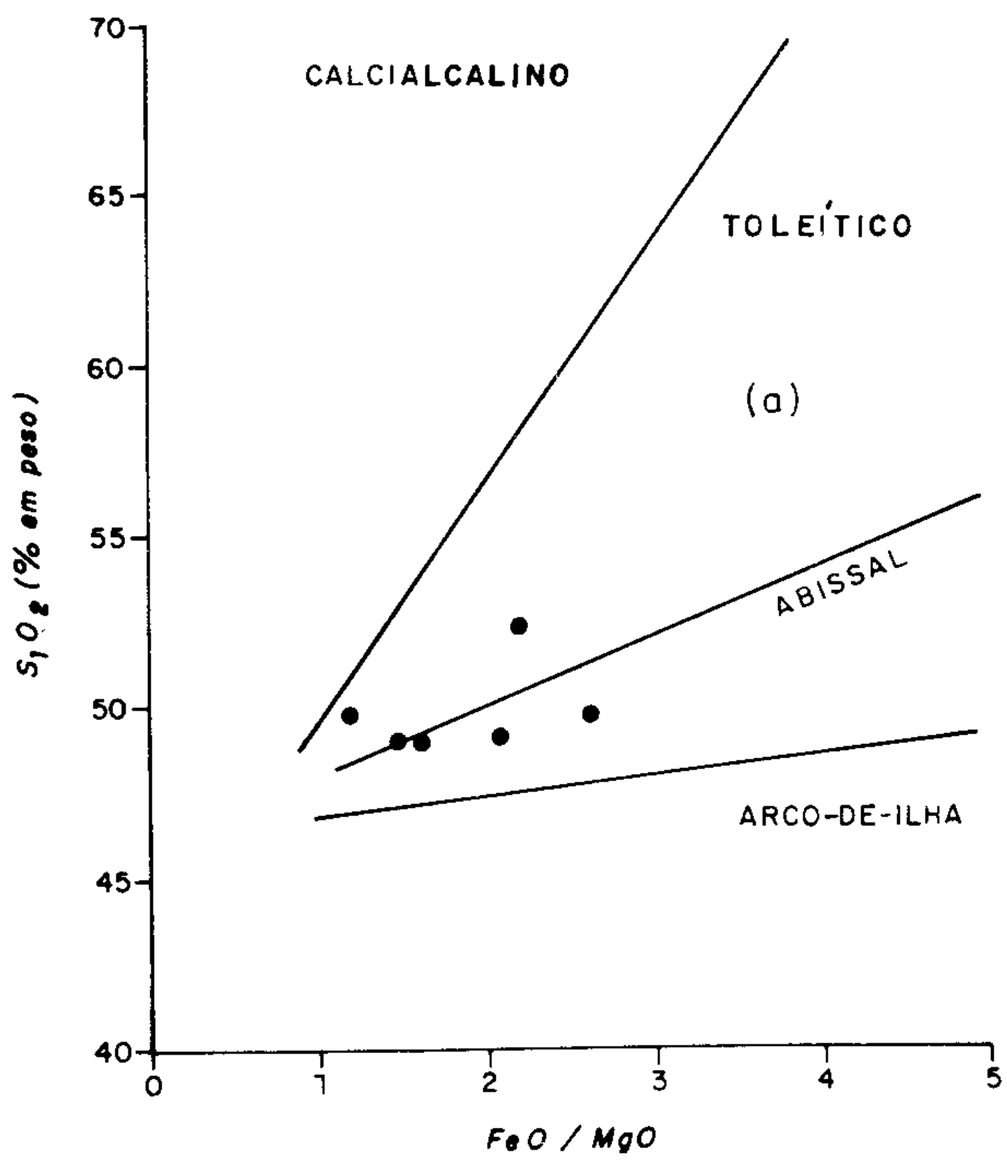


Fig. II.2.52 – Diagrama Zr-Ti/100-Sr/2 para metabasitos do complexo Mantiqueira. Estão discriminados os campos dos basaltos de fundo oceânico (OFB), dos toleítos de baixo potássio (LKT) e dos basaltos calcialcalinos (CAB), segundo Pearce & Cann (1973).



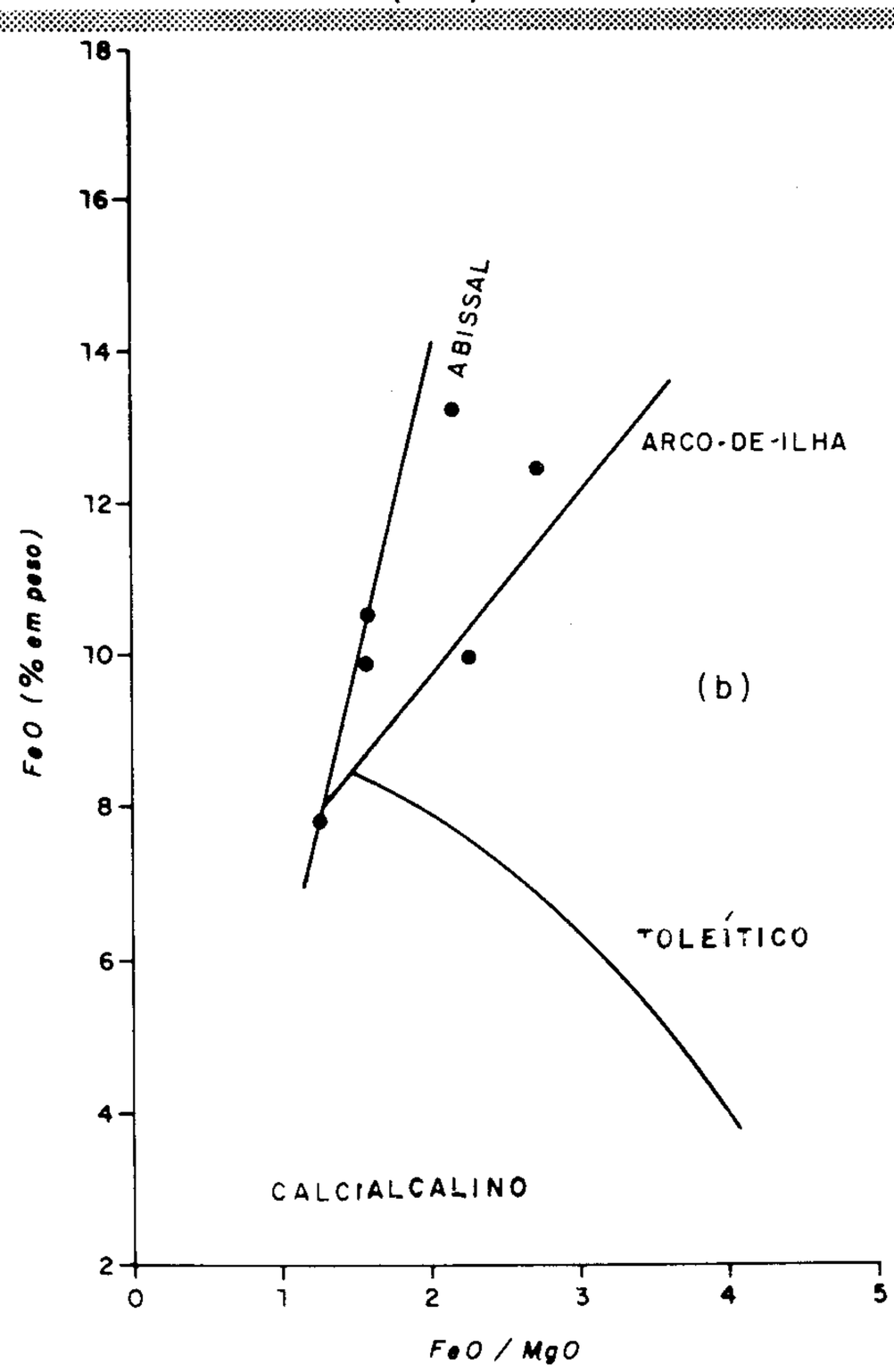


Fig. II.2.53 – Diagramas de Miyashiro (1975) aplicados a metabasitos do complexo mantiqueira.

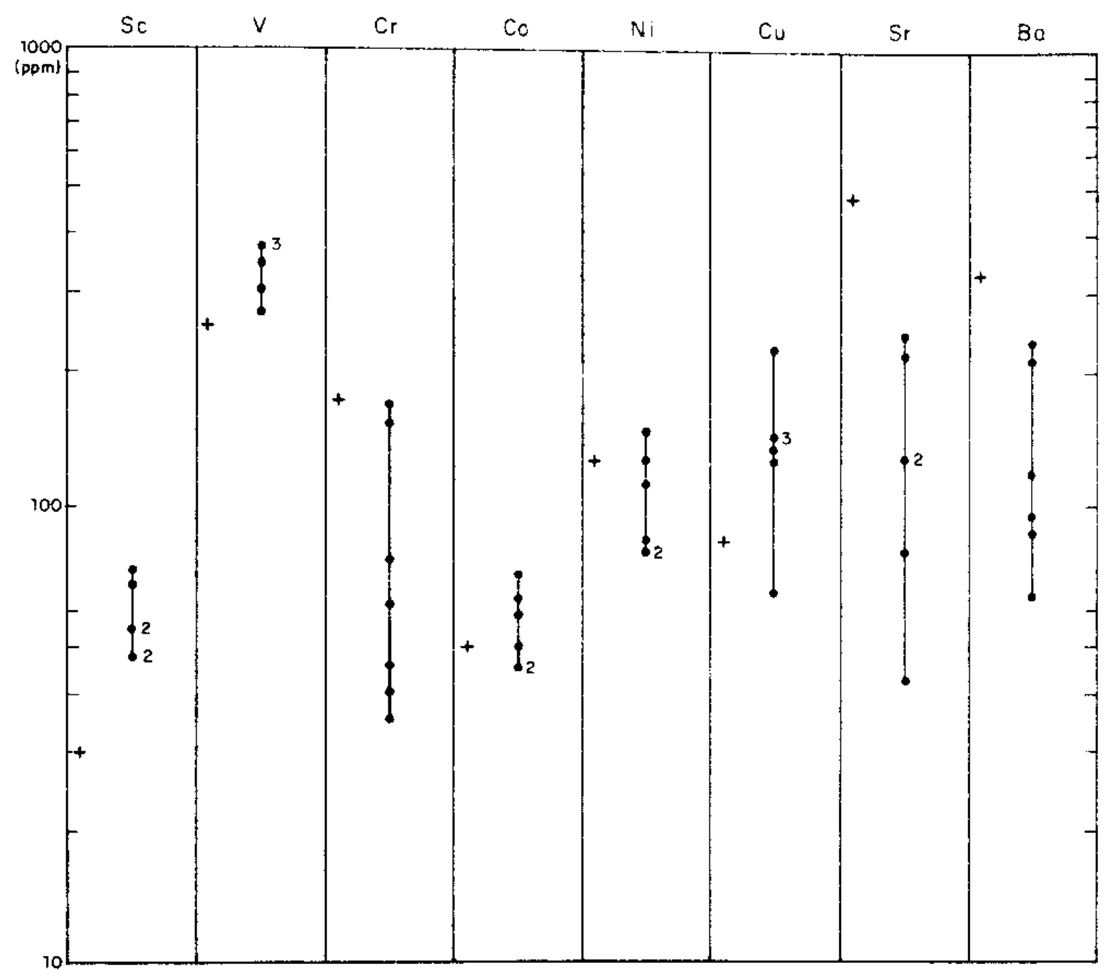


Fig. II.2.54 – Conteúdos de elementos-traço em metabasitos do complexo Mantiqueira, comparados com teores médios, segundo Turekian & Wedepohl (1961), para basaltos (+).

Quando se examinam os ETR nessas rochas, nota-se que são discretamente enriquecidas em ETRL em relação a ETRP (razão igual a 3,37) e não apresentam anomalia para európio (figura II.2.55). A relação Nb/Zr alcança um máximo de 0,40, enquanto La/CeN corresponde a valor maior que 1, a razão Ce/YbN igual a 2,22 e a razão Ba/La é muito variável (desde 9,5 a 92). Todos esses dados indicam tratar-se de rocha basáltica oceânica, do tipo MORB-T, derivada de fonte mantélica (ver: discussão no subitem 2.2.1.6). Os basaltos MORB apresentam, coletivamente, altas razões Fe/Mg (os metabasitos investigados têm essa relação igual a 3,13) e baixos conteúdos de Ni e Cr (nesses metabasitos, os valores médios correspondem a 107 e 91ppm, respectivamente), o que é interpretado como representando fusões primárias em equilíbrio com composições mantélicas. Durante a ascensão da fusão, pode ocorrer cristalização fracionada. Objetivando avaliar a evolução do sistema, se em câmara aberta ou fechada, com baixa ou alta pressão, utilizou-se o tratamento empregado por Saunders (1984). Um registro logarítmico da razão Ce/YbN *x* CeN aponta para evolução em ambiente transicional, com cristalização em sistema aberto de alta pressão e fonte equivalente a granada-lherzolito. Nessa situação, ficaria explicada a variação significativa da razão Ce/YbN.

Plagioclásio-gnaisses

As rochas gnáissicas, amostras 7 a 20 da tabela II.2.20, foram registradas nos diagramas Q-P [Q = Si/3 – (K + Na + 2Ca/3) e P = K – (Na + Ca)] e A-B [A = Al – (K + Na + 2Ca) e B = Fe + Mg + Ti] de Debon & Le Fort (1983), respectivamente figuras II.2.56 e II.2.57.

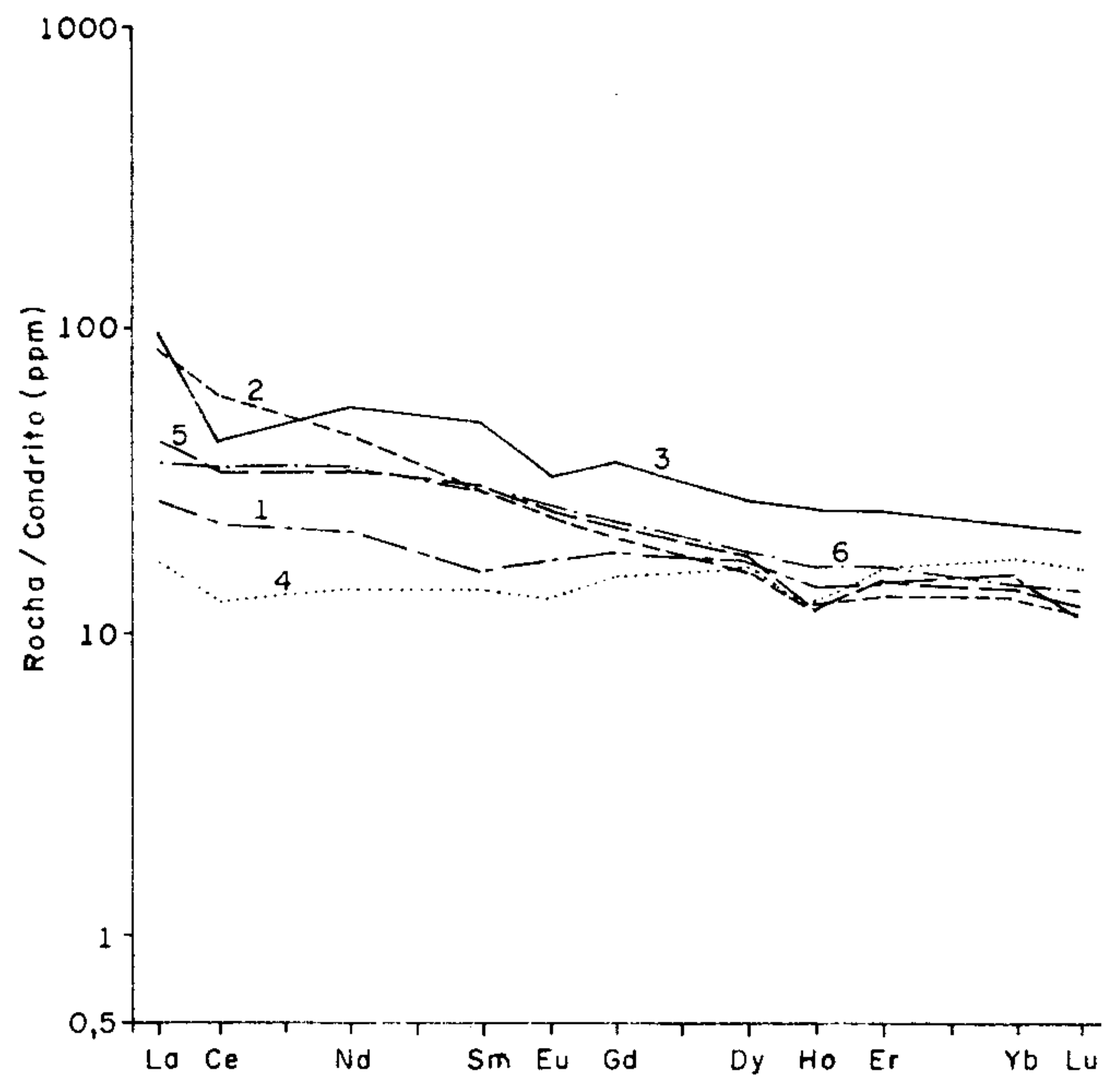


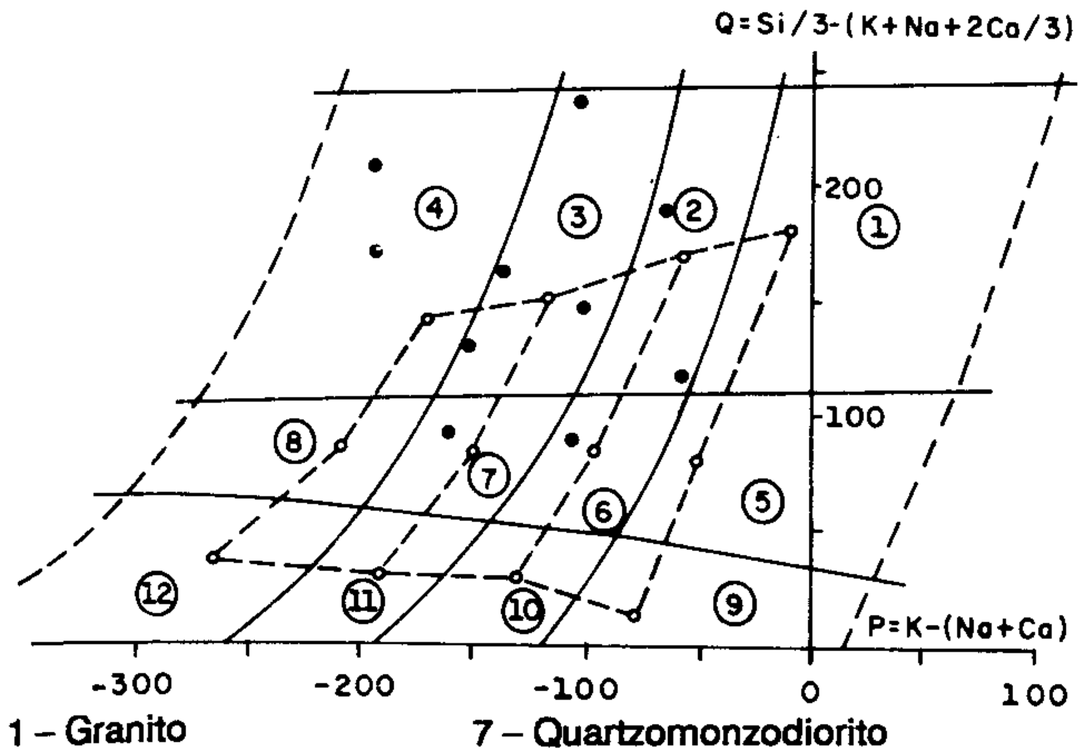
Fig. II.2.55 – Variograma de ETR em metabasitos do complexo Mantiqueira.

A análise dessas figuras permite as seguintes considerações:

1) O diagrama Q-P sugere, para essas rochas, uma associação cafêmica ou aluminocafêmica, com subtipo calcialcalino (ou granodiorítico), incluindo adamelito, granodiorito, tonalito, quartzomonzonito e quartzomonzodiorito, correspondendo aos campos 2, 3, 4, 6 e 7 desses autores. O caráter leucocrático, de grande parte das litótipos, pode conduzi-los para o subtipo granito-trondhjemítico. Termos graníticos não têm registro no diagrama por não terem sido analisados, mas várias amostras foram classificadas como tal, ao microscópio.

Tabela II.2.24 – Parâmetros de Niggli em Metabasitos do Complexo Mantiqueira

Amostra	si	alk	c	fm	al	mg	k	ti	p
1	131	05	28	48	20	0,37	0,08	2,6	0,1
2	115	08	28	43	20	0,51	0,15	2,8	0,2
3	118	06	25	50	18	0,33	0,10	4,1	0,2
4	109	05	28	49	17	0,44	0,07	1,3	0,1
5	110	06	28	48	18	0,48	0,12	3,2	0,2
6	112	06	25	53	17	0,40	0,12	3,6	0,2



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

Fig. II.2.56 – Diagrama Q-P de Debon & Le Fort, 1983, aplicado a gnaisses do complexo Mantiqueira (amostras 7 a 20).

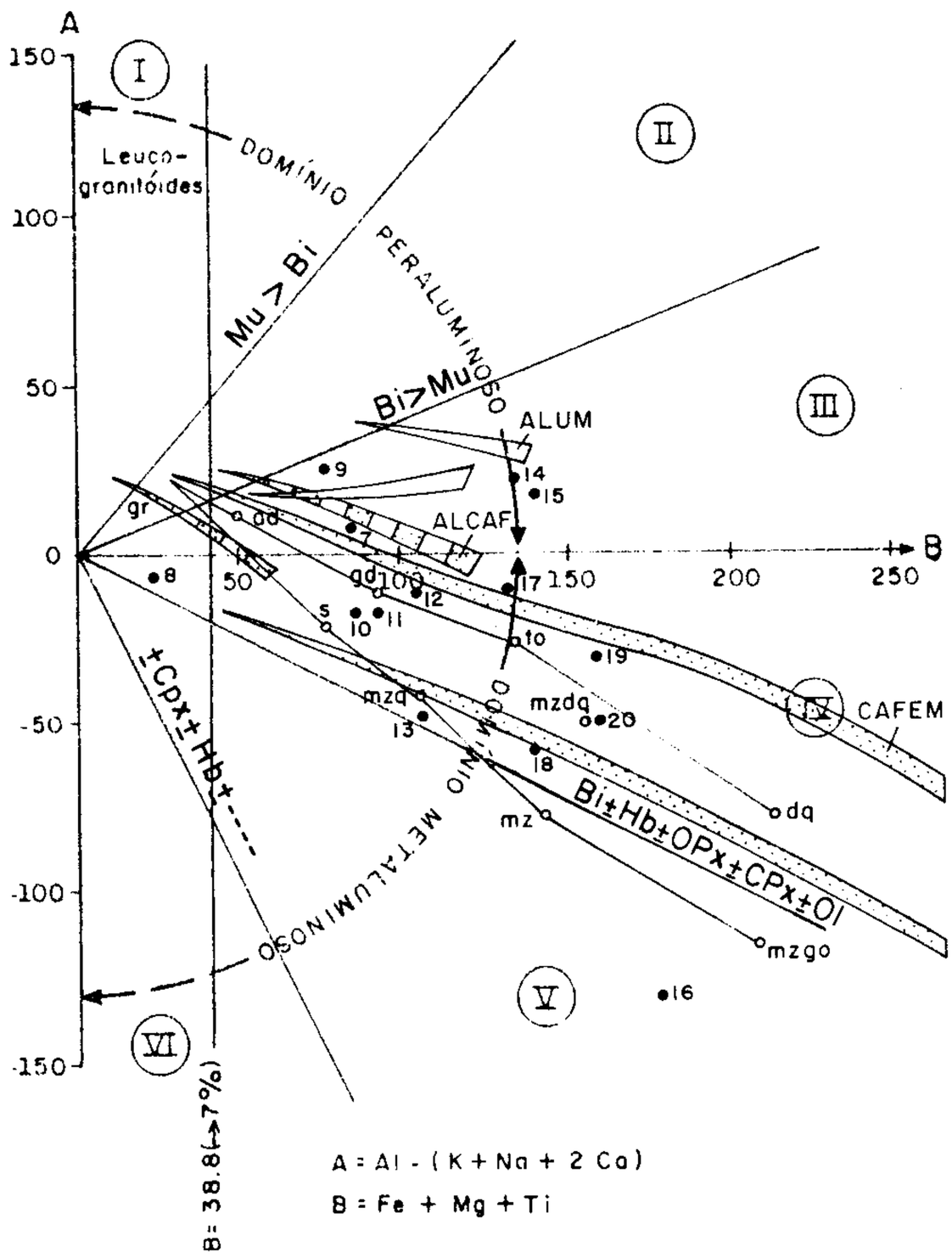


Fig. II.2.57 – Diagrama dos "minerais característicos", segundo Debon & Le Fort (1983), aplicado a gnaisses do complexo Mantiqueira. (CAFEM) cafêmico; (ALCAF) aluminocafêmico; (ALUM) aluminoso.

2) O diagrama A-B mostra uma distribuição de pontos (cada qual correspondendo a uma amostra) no domínio metaluminoso, com penetração pelo domínio peraluminoso, sugerindo uma associação cafêmica a aluminocafêmica. Duas amostras (14 e 15), entretanto, têm tendência a uma associação aluminosa; são biotita-plagioclásio-gnaisses, a segunda portadora de moscovita; o parâmetro A = Al – (K + Na + 2Ca) indica um caráter fraco a medianamente aluminoso para esses dois exemplares

Uma primeira avaliação química dessas rochas pode ser feita a partir das funções discriminantes de La Roche (1974), já mencionadas na abertura dessa seção (figuras II.2.41 e II.2.42). O registro das amostras nesses diagramas mostra uma ampla dispersão de pontos pelo campo das grauvacas, sem configurar-se uma tendência a um arranjo segundo o *trend* ígneo ali figurado, especialmente quando se examina o registro Al + Fe + Ti *x* Ca + Mg. Aparentemente, trata-se de pararrochas. O arranjo alongado da envoltória dos pontos de registro, com eixo maior apontando para a origem, reforça a hipótese de um protólito sedimentar pelo menos para uma grande parte do material examinado.

Sem adotar tal interpretação, baseada nas funções discriminantes de La Roche (op. cit.), a opção seria admitir os gnaisses Mantiqueira como rochas derivadas de protólito ígneo. Nesse caso, seria de se esperar que o registro químico, em termos de diagramas de variação, apontasse certas tendências regulares, o que não aconteceu. Quando se tratam essas rochas segundo os discriminantes de Pearce et al. (1984), a oposição a um protólito ortoderivado parece reforçada, com uma mesma amostra podendo ocupar o campo de ambientes geotectônicos distintos, nos diferentes diagramas. Assim, quando se consideram K_2O, Rb, Ba, Th, Nb, Ce, Zr, Sm, Y e Yb, obtem-se uma boa adaptação para granitóides de colisão. O registro Y-SiO_2 indica granitóides de arco vulcânico ou granitóides de colisão ou ainda granitóides intraplacas; o registro Yb-SiO_2, granitóides de arco vulcânico ou colisionais; o registro Rb-SiO_2, granitóides colisionais; o registro Nb-SiO_2, granitóides intraplaca. A discriminação nos espaços Rb *x* Y + Nb e Nb *x* Y, granitóides intraplaca. Essa ampla ocupação de espaços, tomada em conjunção com os diagramas de variação e com o que já se observou no início dessa seção, é sugestiva de protólito provavelmente sedimentar para tais rochas. Contudo, esta também não é uma prova conclusiva; a discussão a seguir procura elucidar melhor a questão.

Processos metamórficos e deformacionais obliteraram completamente os aspectos sedimentares porventura existentes na seqüência Mantiqueira. Contudo, em muitas das exposições, as alternâncias que marcam o bandamento rochoso sugerem pares originalmente grauvaquiano-siltosos, com provável contribuição clastoquímica adicional (material calcissilicático). A regularidade do bandamento composicional é acentuada em muitas exposições. Variações composicionais são, também, observadas segundo

domínios preferenciais. Descreveu-se em diversas estações rocha bandada em escala mesoscópica, com bandas caracteristicamente microbandadas.

Na tabela II.2.25 comparam-se composições químicas de diversas seqüências grauvaquianas, com outros litótipos. Quando se examina a composição de grauvacas arqueanas *x* grauvacas fanerozóicas, aquelas apresentam conteúdo menor de SiO_2, maior de MgO, CaO e FeO, menor relação Na_2O/K_2O e maior relação FeO/Fe_2O_3. O índice de maturidade está compreendido entre 4 e 6, refletindo a composição das rochas-fonte (Condie et al., 1970).

Tabela II.2.25 - Composição Química (% em peso) de Grauvacas, Comparadas com Granodiorito, com Crosta continental Pré-Cambriana e com Charnoquito

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO2	66,20	64,40	69,20	68,52	67,23	65,20	65,30	65,89	63,80
TiO2	0,52	0,62	0,53	0,64	0,68	0,57	0,64	0,80	0,84
Al2O3	10,20	15,50	13,70	14,23	14,51	15,80	16,34	14,99	13,75
Fe2O3	1,63	1,05	1,14	0,84	1,12	1,20	1,58	1,79	1,66
FeO	5,38	4,94	3,05	3,21	3,33	3,40	2,82	3,79	5,73
MnO	0,10	-	0,10	0,06	0,07	0,08	0,09	0,08	0,11
MgO	4,50	3,12	1,60	1,58	1,90	2,20	1,83	1,64	4,60
CaO	1,97	2,22	1,80	2,53	3,69	3,30	3,35	3,62	3,35
Na2O	1,80	3,74	3,10	3,03	3,60	3,70	3,74	3,34	3,40
K2O	1,58	2,44	2,00	4,14	2,82	3,23	3,05	3,26	2,00
H2O	2,76	-	2,40	0,49	0,34	0,80	0,80	0,46	0,11
P2O5	0,08	-	0,12	0,18	0,23	0,17	0,26	0,27	0,12
CO2	2,59	-	0,30	0,18	0,34	0,20	-	-	0,12
Na2O/K2O	1,1	1,4	1,6	0,7	1,3	1,1	1,2	1,0	1,7
Al2O3/Na2O	5,7	4,6	4,4	4,7	4,0	4,3	4,3	4,5	4,0
FeO/Fe2O3	3,3	4,9	2,7	3,8	3,0	2,8	1,8	2,1	3,4

(1) Formação Sheba, África do Sul (Condie et al., 1970); Arqueana.
(2) Cinturão South Pass, Wyoming (Condie, 1976); Arqueano.
(3) Grauvaca fanerozóica (Condie et al., 1970).
(4) Formação Itaocara, grupo Paraíba do Sul (Grossi Sad & Dutra, 1988); Proterozóico Inferior (?).
(5) Gnaisses Mantiqueira; tabela II.2.23(2); Proterozóico Inferior(?).
(6) Crosta continental pré-cambriana (Eade e Fahring, 1971).
(7) Granodiorito médio (Beus, 1976).
(8) Charnoquito médio (Beus, 1976).
(9) Enderbitos Juiz de Fora; tabela II.2.14(5).

As grauvacas do grupo Paraíba do Sul (coluna 4 da tabela II.2.25) se parecem com grauvacas arqueanas, a menos da relação Na_2O/K_2O, indicadora da proveniência do material. As grauvacas do complexo Mantiqueira (coluna 5 da tabela II.2.25) têm composição semelhante à das grauvacas arqueanas, que têm área-fonte mais máfica e menos oxidada (ver relações MgO/CaO e FeO/Fe_2O_3) que as grauvacas fanerozóicas.

Consideradas no conjunto, as grauvacas sob exame se assemelham à crosta continental pré-cambriana, sugerindo-se que tal crosta serviu como área-fonte (comparar coluna 6 da tabela II.2.25 com as colunas correspondentes à das grauvacas).

A comparação da composição média de granodiorito e charnoquito (colunas 7 e 8) mostra extrordinária semelhança entre si, contrastando com a composição das grauvacas. Por outro lado, rocha charnoquítica (enderbítica) do complexo Juiz de Fora (coluna 9 da tabela II.2.25) semelha-se às grauvacas Paraíba do Sul e aos gnaisses Mantiqueira sugerindo que tal protólito pode ser candidato como uma possível fonte.

As diferenças composicionais (mineralógicas, já que não se dispõe de registro químico) entre materiais de uma mesma exposição de gnaisses Mantiqueira podem indicar variabilidade composicional devido a deposição, talvez provocadas por deslizamento e correntes de turbidez.

Em relação à área-fonte das rochas gnáissicas Mantiqueira, pode-se afirmar que derivam de materiais preferencialmente granitóides ácidos em composição, em vez de materiais máfico-intermediários (básico-dioríticos). Conforme demonstrado por Condie et al. (1970), a distribuição da relação K_2O-Na_2O monitora a fonte de proveniência (ver: figura II.2.58). Segundo esses autores, o *trend* crescente de K_2O e Na_2O no diagrama, da formação Sheba para o cinturão Wyoming, indica quantidades crescentes de detritos ricos em K_2O (ácidos), em oposição a detritos máfico-intermediários. O baixo conteúdo de K_2O nas grauvacas Kalgoorlie indica predominância de fonte tonalito-dacítica.

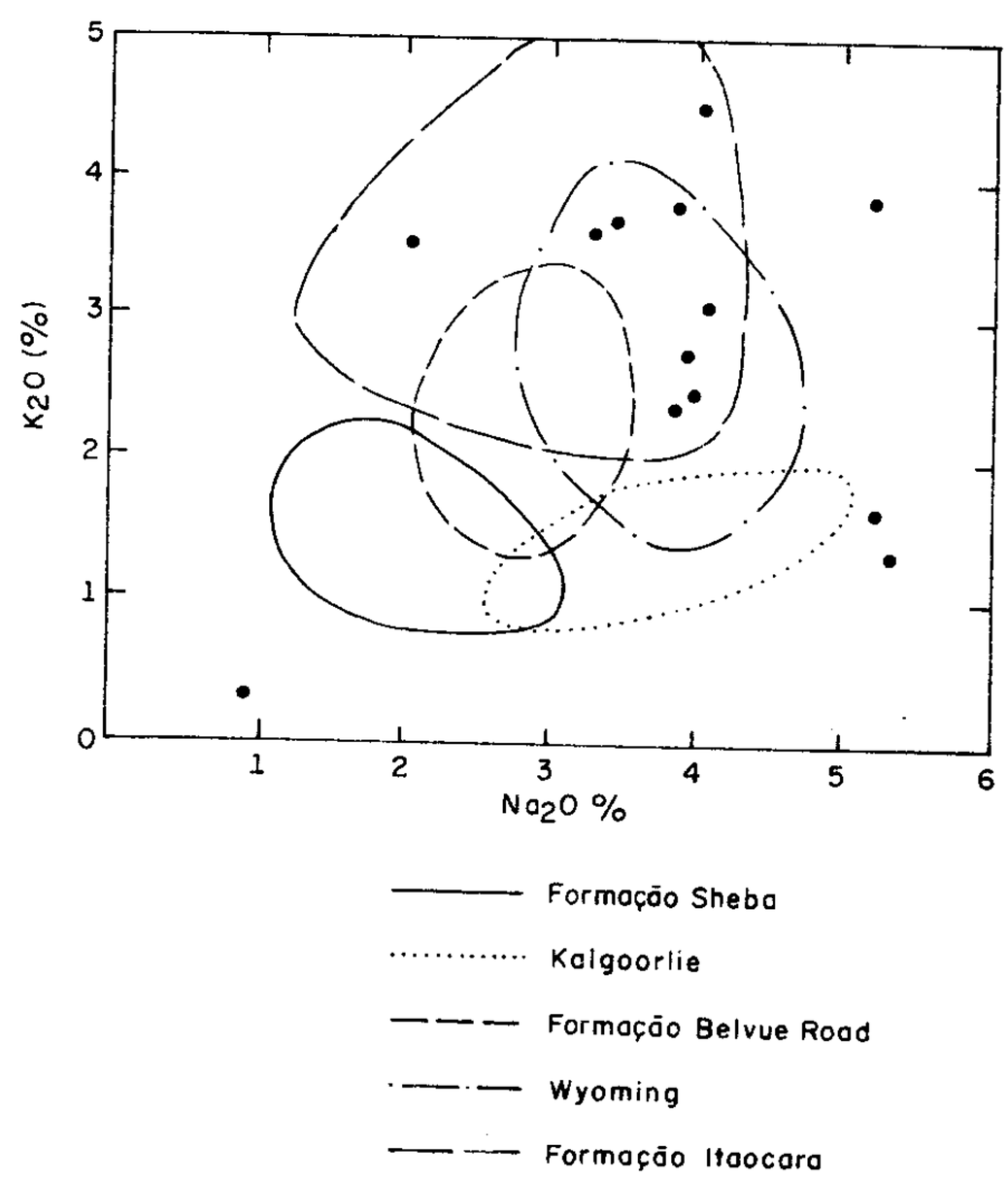


Fig. II.2.58 – Relação K_2O/Na_2O em grauvacas arqueanas (segundo Condie et al., 1970; Glikson, 1971) e grauvacas proterozóicas, formação Itaocara (segundo Grossi Sad & Dutra, 1988). Registram-se as relações para gnaisses do complexo Mantiqueira.

O registro dos ETR (normalizados para condritos) nos gnaisses Mantiqueira é realizado na figura II.2.59. A semelhança do arranjo das curvas normalizadas é extraordinária em relação à curva normalizada para a crosta superior pré-cambriana. Os dados da tabela II.2.26 indicam que essas rochas (amostras 7 a 20) têm conteúdo médio de 230,19ppm de ETR, relação ETRL/ETRP igual a 18,53, relações La/LuN, La/SmN e Gd/LuN iguais a 35,15, 5,20 e 3,82, respectivamente. A maior parte das amostras tem anomalia negativa para európio igual a 0,9 e duas amostras têm anomalia positiva. A presença dessa anomalia positiva em sedimentos pré-cambrianos muito antigos é comum (Wildeman & Haskin, 1973). Na figura II.2.60, registram-se grauvacas normalizadas para o NASC (tanto aquelas da África do Sul quanto as norte-americanas exibem anomalia positiva para európio). No caso dos gnaisses Mantiqueira, a anomalia para o európio é igual a 1,30. A comparação com o NASC mostra não ter ocorrido fracionamento dos ETR. Nossas rochas comportam-se como sedimentos, avaliando-se sua composição química global, em termos de elementos maiores e elementos-traço (incluindo ETR).

Um comentário final deve ser feito em relação à área-fonte dos gnaisses Mantiqueira. Na figura II.2.61, registram-se os valores médios de ETR, normalizados para condritos dos gnaisses Mantiqueira e rochas de uma possível fonte (complexo Juiz de Fora). Os dados apontam claramente para os candidatos mais prováveis como rocha-fonte abastecedora: em todas as situações indicadas, as rochas mais ácidas do complexo Juiz de Fora (que são as predominantes) poderiam abastecer a bacia de sedimen tação Mantiqueira, com contribuição menor de materiais básico-dioríticos.

Fig. II.2.60 – Normalização de grauvacas para o folhelho norte-americano composto (Wildeman & Haskin, 1973). Registro para gnaisses Mantiqueira.

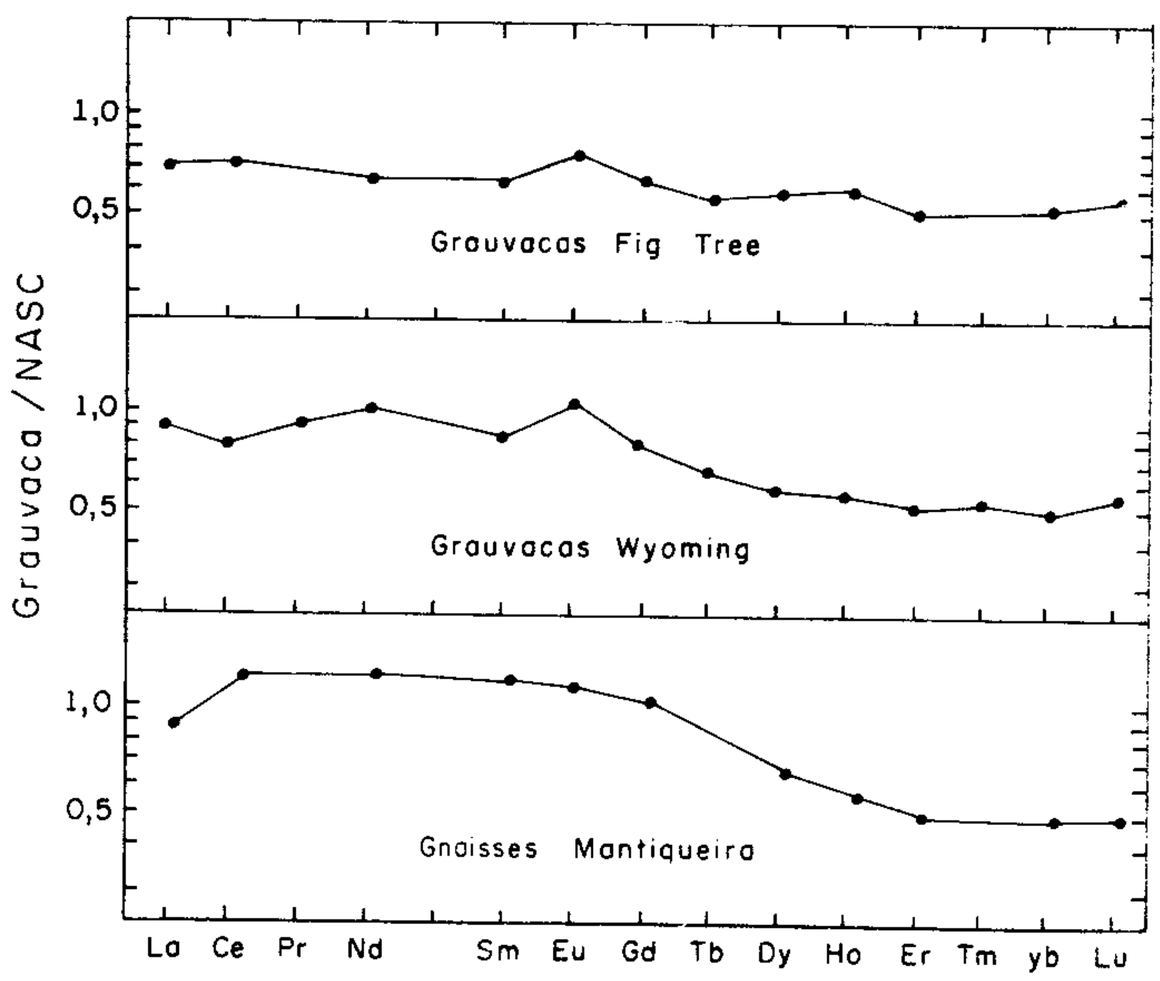


Fig. II.2.59 – Variogramas de ETR em gnaisses do complexo Mantiqueira: (a) anomalias negativas de Eu; (b) anomalias fracas ou nulas para Eu; (c) anomalias positivas para Eu.

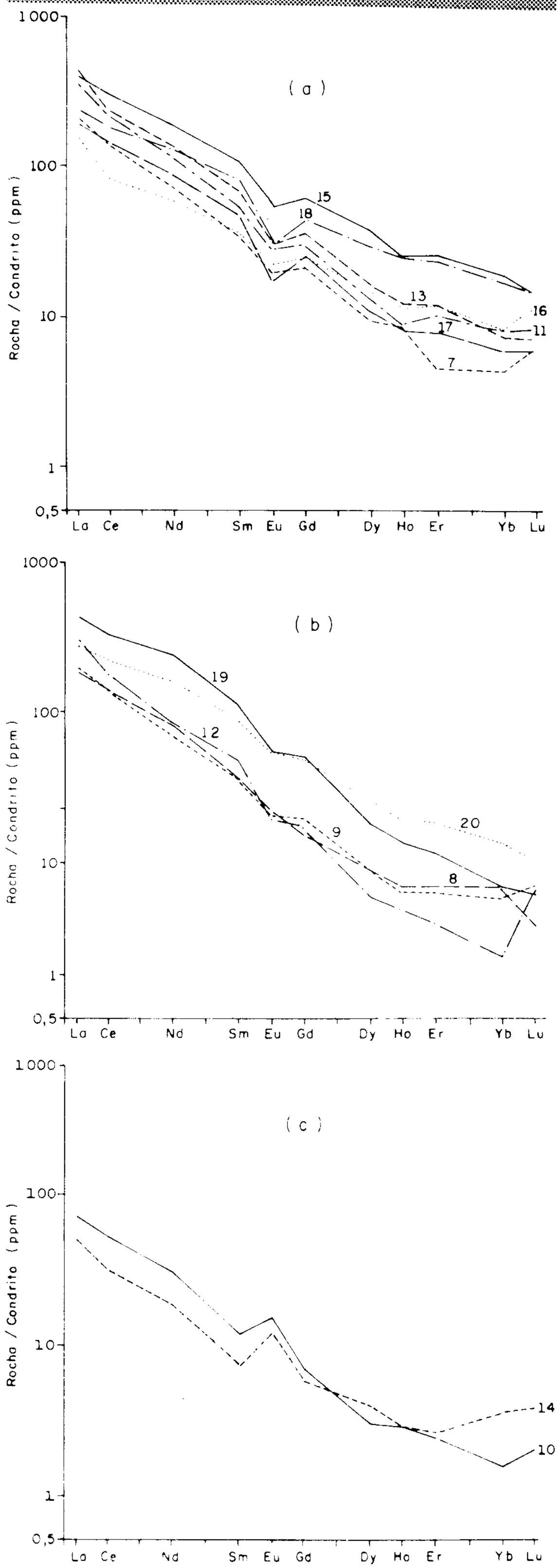


Tabela II.2.26 - Parâmetros de ETR em Rochas do Complexo Mantiqueira

AM.No.	1	2	3	4	5	6	MÉDIA	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20	MÉDIA	21
(La/Lu)N	2,48	0,93	4,87	1,14	3,56	2,83	2,64	34,41	43,81	27,30	37,18	45,42	45,56	60,85	12,69	28,93	14,62	32,86	16,87	66,94	24,65	35,15	15,89
(La/Sm)N	1,69	0,36	2,05	1,27	1,39	1,26	1,34	6,26	5,04	5,41	6,26	6,30	8,18	6,15	6,87	3,93	4,27	4,10	3,02	3,85	3,13	5,20	4,82
(Gd/Lu)N	1,60	1,82	1,75	0,96	1,89	1,77	1,63	3,48	3,79	2,78	3,48	3,80	2,72	5,21	1,43	4,40	2,28	4,35	3,18	8,01	4,56	3,82	2,09
(Eu/Eu*)N	1,02	0,99	0,77	0,92	0,94	0,99	0,94	0,72	0,90	0,79	1,58	0,67	0,73	0,57	1,95	0,64	0,72	0,51	0,48	0,69	0,81	0,84	0,97
SETRL	34,90	67,20	84,96	20,97	52,97	52,80	52,30	174,40	164,64	162,50	67,85	285,10	222,10	318,69	42,16	382,90	196,87	175,70	229,80	340,10	277,10	217,14	66,96
SETRP	13,66	13,04	23,20	12,72	14,03	15,44	15,35	8,53	7,87	8,55	3,06	12,68	6,47	14,98	3,43	30,45	12,15	10,43	23,39	18,03	22,77	13,06	5,13
SETR	48,56	80,24	108,16	33,69	67,00	68,24	67,65	182,93	172,51	171,05	70,91	297,78	228,57	333,67	45,59	413,35	209,02	186,13	253,19	358,13	299,87	230,19	72,09
SETRL/SETRP	2,55	5,15	3,66	1,65	3,78	3,42	3,37	20,45	20,92	19,01	22,17	22,48	34,33	21,27	12,29	12,57	16,20	16,85	9,82	18,86	12,17	18,53	13,05

Obs: (SETRL) somatório dos elementos de terras-raras leves; (SETRP) somatório dos elementos de terras-raras pesadas; (SETR) somatório dos elementos de terras-raras.

Identificação e posicionamento das amostras, ver tabela II.2.2.

No caso dos elementos-traço, os gnaisses Mantiqueira poderiam ser derivados de combinações adequadas de materiais Juiz de Fora. Assim, quando se considera as relações K/Rb, K/Ba, Rb/Sr e Ba/Sr, os valores característicos das grauvacas seriam obtidos com uma mistura envolvendo seis partes de charnoenderbito, meia parte de diorito, meia parte de rocha básica, três partes de gnaisse kinzigítico e uma parte de plagioclásio-gnaisse. Esses valores são dados apenas como hipótese de trabalho.

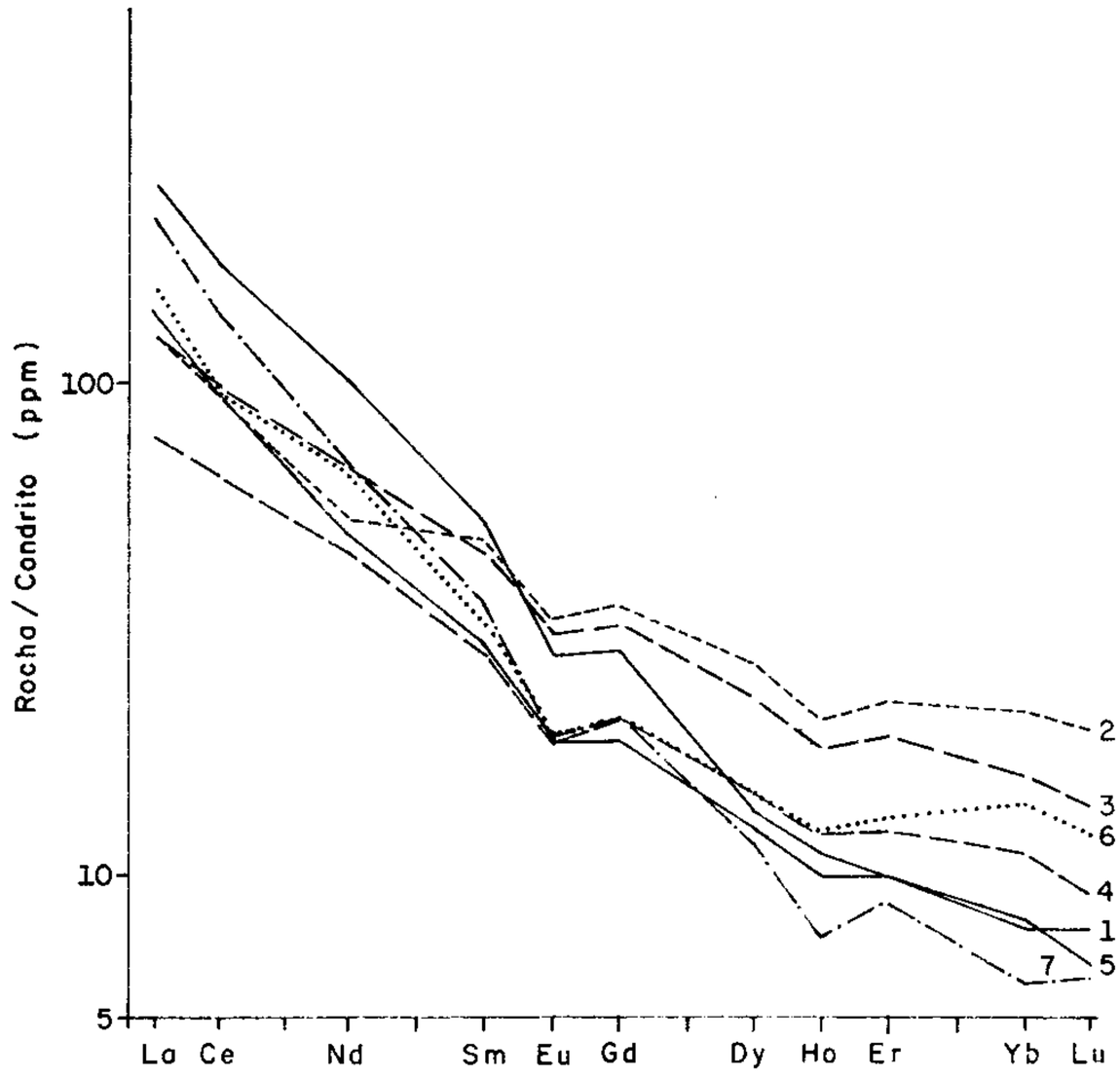


Fig. II.2.61 – Registro de ETR, normalizados para condritos, de gnaisses Mantiqueira e de rochas charnoquíticas básicas a ácidas e gnaisses do complexo Juiz de Fora. (1) gnaisses Mantiqueira; (2) charnoquito básico; (3) charnoquito diorítico; (4) charnoquito enderbítico; (5) charnoquito s.s; (6) plagioclásio-gnaisse; (7) gnaisse kinzigítico.

Tremolitito

Apenas uma amostra desse tipo rochoso foi analisada. A composição química global (não se considerando uma possível adição metassomática de SiO_2) indica tratar-se de rocha originalmente peridotítica. As seguintes relações químicas assim o demonstram:

CaO/Al_2O_3:	0,16A
FeO/Fe_2O_3:	2
MgO/FeO:	4,3
Al_2O_3/TiO_2:	24
Ni/Co:	19,5
Ti/Zr:	22
Zr/Y:	3,7
Ti/V:	6,3
La/SmN:	4,8
Eu/Eu*:	0,97
Yb/GdN:	0,47

Em termos de ETR, a curva normalizada para condritos (figura II.2.62) aponta semelhanças com peridotitos de assoalho oceânico (Frey, 1984). O material estudado por Frey provém das ilhas São Paulo (Atlântico equatorial), compondo intrusão peridotítica derivada do manto. São rochas heterogêneas e milonitizadas, relativamente enriquecidas em ETRL, com relação La/Yb maior que a razão condrítica. Esse autor conclui, então, que não se trata de material derivado do MORB (amostras com 150ppm de K, ou menos, têm La/SmN e La/YbN > 1), tratando-se de peridotitos priginados por processo magmático envolvendo magma alcalino.

Fica aqui a sugestão de que essa rocha se parece com as rochas das ilhas São Paulo; não se associa às rochas básicas da seqüência Mantiqueira, que são basaltos tipo MORB transicional.

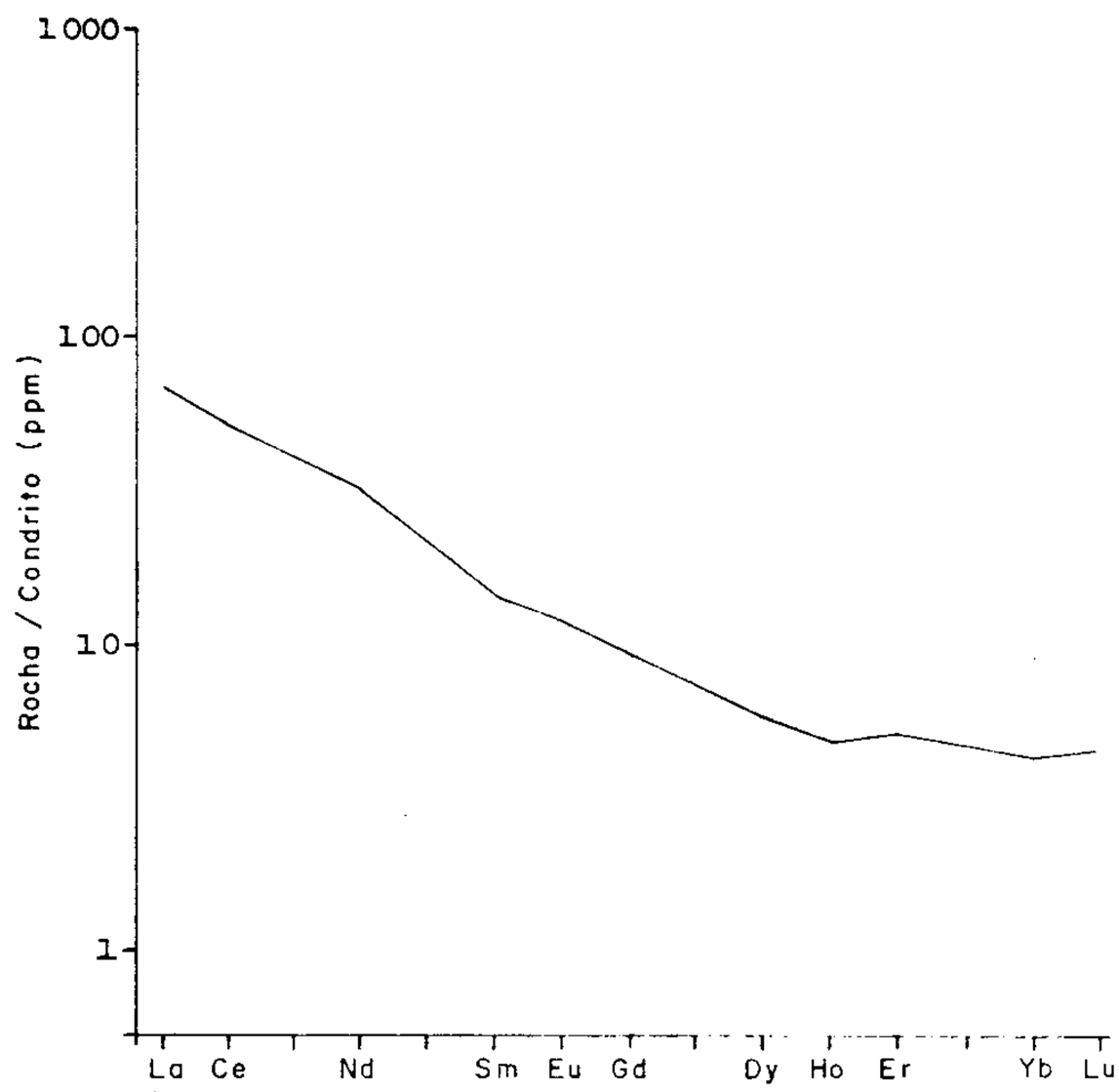


Fig. II.2.62 – Variograma de ETR em tremolito incluso no complexo Mantiqueira.

2.2.3.7 Idade e correlações

Cordani et al. (1973) apresentam algumas datações radiométricas de gnaisses da serra da Mantiqueira (ou formação Barbacena) – gnaisses migmatíticos, graníticos, com numerosas intercalações básicas sob a forma de bancos boudinados ou blocos, fortemente dobrados – aflorantes desde o norte de Juiz de Fora até Barbacena.

Cotejando-se os pontos de amostragem desses autores, com os mapas geológicos gerados neste projeto, constata-se que nenhuma amostra representa o domínio ora cartografado como complexo Mantiqueira.

As isócronas estabelecidas reúnem rochas de domínios litológicos e crustais bastante díspares e, portanto, devem ser encaradas com reservas. São isócronas de referência.

Isócrona de referência, estabelecida por Machado Filho et al. (1983), referente à região de Ponte Nova, mostra idade Rb/Sr de 2160 m.a., com RI = 0,715 (amostras 2832A, B e 2833B, D), sugerindo que o material analisado tenha se originado de retrabalhamento de rochas mais antigas. Duas outras amostras (1527 e 1567, respectivamente anfibolito e biotita-gnaisse), estudadas por estes autores, quando datadas pelo método K/Ar, apresentaram idades de 666 ± 14m.a. e 525 ± 6 m.a., correspondendo ao ciclo Brasiliano. Uma outra amostra de gnaisse (1811), coletada em área de afloramento de rochas charnoquíticas, revelou-se com idade superior à isócrona de referência Rb/Sr de 2160m.a. e totalmente compatível com idades apresentadas para rochas charnoquíticas e gnaisses derivados do complexo Juiz de Fora, o que levanta a possibilidade de que um desses materiais tenha sido datado, não sendo, portanto, representativo do complexo Mantiqueira.

Deve-se ressaltar, também, que nenhuma isócrona em rochas desse complexo mostra idade pré-transamazônica, embora mostrem razões iniciais elevadas, o que também ocorre nas rochas do complexo Juiz de Fora onde as isócronas obtidas situam-se em 2780 ± 166m.a., com RI = 0,706 (Cordani et al., 1973) e 2650m.a. com RI = 0,715 (Machado Filho et al., op. cit.) (ver: subitem 2.2.2.7)

As rochas gnáissico-migmatíticas do complexo Mantiqueira possivelmente se correlacionam às rochas de mesma tipologia da formação Itaocara, grupo Paraíba do Sul (ver: estratigrafia proposta por Grossi Sad & Dutra, 1988). Tal grupo é considerado, por esses autores, de idade proterozóica inferior e composto de uma espessa seqüência supracrustal.

No âmbito da folha Ponte Nova, integrante deste projeto, foram definidas uma unidade de paragnaisses e ortoanfibolitos, denominada suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo, e uma unidade de ortognaisses, atribuída ao complexo Mantiqueira. Este, como determinado na folha Lima Duarte, parece ser mais propriamente correlacionado à suíte metamórfica Santana do Deserto. A correspondência mais precisa entre essas unidades somente poderá se dar após a conclusão do mapeamento da folha Rio Pomba, com a expansão dele para leste.

2.2.4 Peridotito Lima Duarte – PvIm

Em Poço da Pedra, um bairro de Lima Duarte, aflora um pequeno corpo de rocha ultrabásica, intrusiva em rochas do embasamento arqueano, junto a uma falha contracional de baixo ângulo. Trata-se de um corpo com forma aparentemente circular, indicada pelo modelamento da drenagem, com cerca de 400m de diâmetro.

É uma rocha verde-escura, de granulação fina a média, serpentinizada e manchada por óxidos de ferro. A serpentina não chega a formar fibras longas.

Ao microscópio, mostrou-se formada por olivina + serpentina (87%), diopsídio + tremolita (5%), clorita (3%) e opacos (5%). A serpentina manifesta-se como pseudomorfos de olivina bem-preservados. Associado à olivina, ocorre um opaco que se parece com cromita e a este relaciona-se um espinélio verde, provavelmente picotita. A transformação da olivina em serpentina requer um processo de hidratação deutérica ou metamórfico. A presença de tremolita requer esse último.

Exclusivamente pela amostra estudada não foi possível estabelecerem-se as modificações tectonometamórficas sofridas pela rocha. Não foram encontradas estruturas miloníticas e tampouco foliação metamórfica. Mesmo em afloramento, as estruturas planares penetrativas não se mostram. A presença de tremolita e a falta de estruturas metamórficas claramente impressas nessa rocha sugerem-lhe um metamorfismo na fácies xisto-verde.

2.2.5 Tonalito gnaisse Pirapetinga – Pγp

Na porção centro-oriental da folha, ocorrem alguns corpos de rocha granitóide foliada, alongados e orientados segundo a estruturação tectônica regional. Mostram-se interrompidos por rochas do grupo Andrelândia e do complexo Juiz de Fora, ou intercalam-se nestas. Ocupam uma superfície de aproximadamente 35km^2.

Uma outra pequena exposição, marcada apenas com o símbolo (Pγp) no mapa geológico, apresenta-se na localidade de Pão de Angu (estação 1020-CP-201, UTM 7579650N/615050E), ao sul da BR-267.

Macroscopicamente, são rochas de cor cinza, de grão fino, ricas em biotita, com abundante presença de porfiroclastos milimétricos, ou maiores, de plagioclásio. Estes caracterizam-se por uma cor róseo-salmão iridescente, uma borda esbranquiçada que lembra bordo albítico e mostram inclusões de outros minerais. Podem associar-se a quartzo e formarem vênulas com poucos centímetros de espessura, à semelhança de um processo de migmatização, mas tal fenômeno não é generalizado. Outra característica dessa rocha é seu alto teor em magnetita, em cristais bastante finos, que se acumulam no solo quando a rocha é decomposta. Localmente, foram encontrados autólitos cinza-escuros, de grão muito fino, alongados, com decímetros de comprimento, sem uma foliação evidente e também sem os porfiroclastos ou porfiroblastos de feldspato.

A decomposição dessa rocha leva a um regolito cinza-claro, com grãos brancos caulínicos, alguns ainda preservando um núcleo róseo iridescente.

Cinco exemplares foram estudados ao microscópio, sendo um deles um autólito. Suas mineralogias estão sumarizadas na tabela II.2.27. A estrutura dominante é

Tabela II.2.27 - Súmula da Mineralogia de Amostras de Rochas do Tonalito Gnaisse Pirapitinga

MINER (%) / AMOSTRA	qz	pl	mcr	Kfd	af	bt	zr	tit	ap	op(4)	crb	mo	se	cl	all	ep	sil	UTM N	UTM E	ROCHA
CP-31C	25	50	5			15	-			-		1			-			7581700	637700	Ignaisse tonalítico
CP-31D	10	75				5	-		-	10								7581700	637700	Ignaisse qz dioritico(3)
CP-34	30	50				15	-		-	-	-		-		-	-		7586400	639700	Ignaisse tonalítico
CP-300	25	50	-		2	15	-	-	-	-	-		-			-		7589650	651650	Ignaisse tonalítico
CP-568	30	50		-	-	15(5)	-		-	4	-		-	-			1	7582100	635700	Ignaisse tonalítico

Obs: 1) As porcentagens foram estimadas ao microscópio.
2) (-) quantidade inferior a 1% na lâmina.
3) Autólito em rocha idem CP-31C.
4) Magnetita.
5) Inclui moscovita.

protomilonítica, com uma matriz foliada a xistosa que envolve porfiroclastos de plagioclásio. São rochas formadas essencialmente por plagioclásio (oligoclásio ou andesina) e quartzo numa proporção em torno de 2:1. Outros minerais apresentam-se em menor quantidade. O plagioclásio forma os maiores constituintes, com até 2cm, e também ocorre na matriz. Alguns, dentre os maiores, ainda guardam formas cristalinas quase perfeitas. A biotita corresponde a 15% do volume da rocha e, em parte, mostra derivação a partir de anfibólio, o que é raro e em alguns exemplares está ausente. Feldspato potássico (pelo menos, em parte, microlina) costuma ocorrer, mas em quantidade inferior a 5% em volume. Mostra-se geralmente na matriz, mas pode formar alguns poucos grãos maiores. Moscovita e sericita costumam ocorrer, aquela derivada da biotita, esta geralmente associada ao plagioclásio. Carbonato ocorre como produto de alteração do plagioclásio. Os minerais acessórios são zircão, apatita e opaco, predominando este. Em menor quantidade, ocorrem alanita, titanita e epídoto. Em um único exemplar encontrou-se silimanita, em concentração inferior a 1%, associada à biotita ou ao plagioclásio.

As relações de contato dessa rocha com as unidades limítrofes não foram observadas. Em local algum, encontraram-se xenólitos de rochas gnáissicas em seu interior. Podem ocorrer, entretanto, lentes de quartzito com alguns metros de espessura, ou mesmo um pouco maiores, orientadas segundo a estruturação regional.

A posição estratigráfica ocupada pelo tonalito-gnaisse parace corresponder à dos gnaisses e xistos da base do grupo Andrelândia, entretanto não mostra granada. Além disso, é muito pobre em silicatos de alumínio (só a silimanita foi encontrada e em um único exemplar), não porta grafita e é rica em magnetita. Ainda mais, contém autólitos e são abundantes os porfiroclastos de plagioclásio. Também não mostra similaridade com as rochas do complexo Juiz de Fora, que no local em pauta são gnaisses granatíferos a anfibólio e grafita (kinzigíticos) com inclusões de corpos de rocha charnoquítica. O contato com as rochas desse complexo foi interpretado como tectônico, marcado por falha de empurrão.

A dificuldade em obterem-se exemplares frescos dessa rocha impediu que se fizesse um estudo acurado de seu quimismo. Apenas uma amostra (CP-568) pôde ser analisada e tem seus resultados e alguns parâmetros químicos mostrados na tabela II.2.28.

Tais dados sugerem para essa rocha origem a partir de uma fonte mista do tipo transformação metamorfometassomática, com crosta dominante (tipo MM dos autores chineses).

Segundo parâmetros de Pearce et al. (1984), essa rocha parece compatível com granitóide do tipo intraplaca, associado a litosfera continental delgada.

O variograma dos ETR, mostrado na figura II.2.63, apresenta padrão compatível com esses granitóides. A curva tem declive quase constante, moderado, com anomalia negativa de Eu = 0,59. O conteúdo total de ETR é 179,03ppm com relação ETRL/ETRP = 16,16, La/LuN = 57,1, La/SmN = 4,46 e Gd/LuN = 7,16.

As rochas desse tipo podem conter minerais como silimanita, granada-almandina e outros. É admitido que a ilmenita predomina sobre a magnetita, mas no caso em estudo parece ocorrer o contrário. Durante a evolução desses granitóides, do tipo MM, é esperado um enriquecimento em álcalis e SiO_2, e empobrecimento em FeO, MgO e CaO à medida que a granitização avança.

2.2.6 Granito Ribeirão dos Cavalos (Pγrc)

Esse corpo situa-se 3km a sudoeste de Santa Rita de Ibitipoca. Ocupa área estimada em 12km^2. Está razoavelmente exposto ao longo de uma estrada municipal, secundária, que liga de Santa Rita de Ibitipoca a Conceição

Tabela II.2.28 - Resultados Analíticos e Parâmetros Geoquímicos do Tonalito-Gnaisse Pirapitinga - Amostra 568

ÓXIDOS (%)		ELEMENTOS-TRAÇO (ppm)		ETR (ppm)	
SiO2	65,10	Co	24	La	44,00
Al2O3	15,20	Cr	136	Ce	82,20
Fe2O3	4,40	Cu	18	Nd	35,10
FeO	1,40	Pb	9	Sm	6,20
CaO	3,20	Zn	87	Eu	1,10
MgO	2,40	Ni	65	Gd	4,90
Na2O	2,80	V	106	Dy	3,20
K2O	3,40	Sc	25	Ho	0,45
TiO2	0,62	Y	46	Er	1,00
P2O5	0,08	Nb	27	Yb	0,80
H2O-	0,05	Ba	780	Lu	0,08
H2O+	0,51	Sr	320		
MnO	0,08	Zr	220		
CO2	0,55	Th	<15		
S	0,02	U	<15		
		Cl	28		
		F	360		
		Li	65		
		Rb	130		
		Ta	<15		

Parâmetros Geoquímicos:

(1) $Al_2O_3/(Na_2O + K_2O + CaO) = 1,077$ (molar)
(2) $CaO/[Al_2O_3-(Na_2O + K_2O) + (CaO + FeO + MgO)] = 0,28$ (molar)
(3) $(K_2O + Na_2O)/Al_2O_3 = 0,545$ (molar)
(4) $K/(K + Na) = 0,44$ (atômico)
(5) $Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Fe^{+2}) = 0,74$ (atômico)
(6) $Na_2O/K_2O = 0,82$ (%)
(7) $K_2O/Na_2O = 1,21$ (%)
(8) $K_2O/CaO = 1,06$ (%)
(9) $FeO/Fe_2O_3 = 0,32$ (%)
(10) $Rb/Sr = 0,40$ (ppm)
(11) $Ba/Sr = 2,44$ (ppm)
(12) $Ba/Rb = 5,54$
(13) $K/Rb = 218,41$ (ppm)
(14) $K/Ba = 36,40$ (ppm)
(15) $Ca/Y = 496,90$ (ppm)

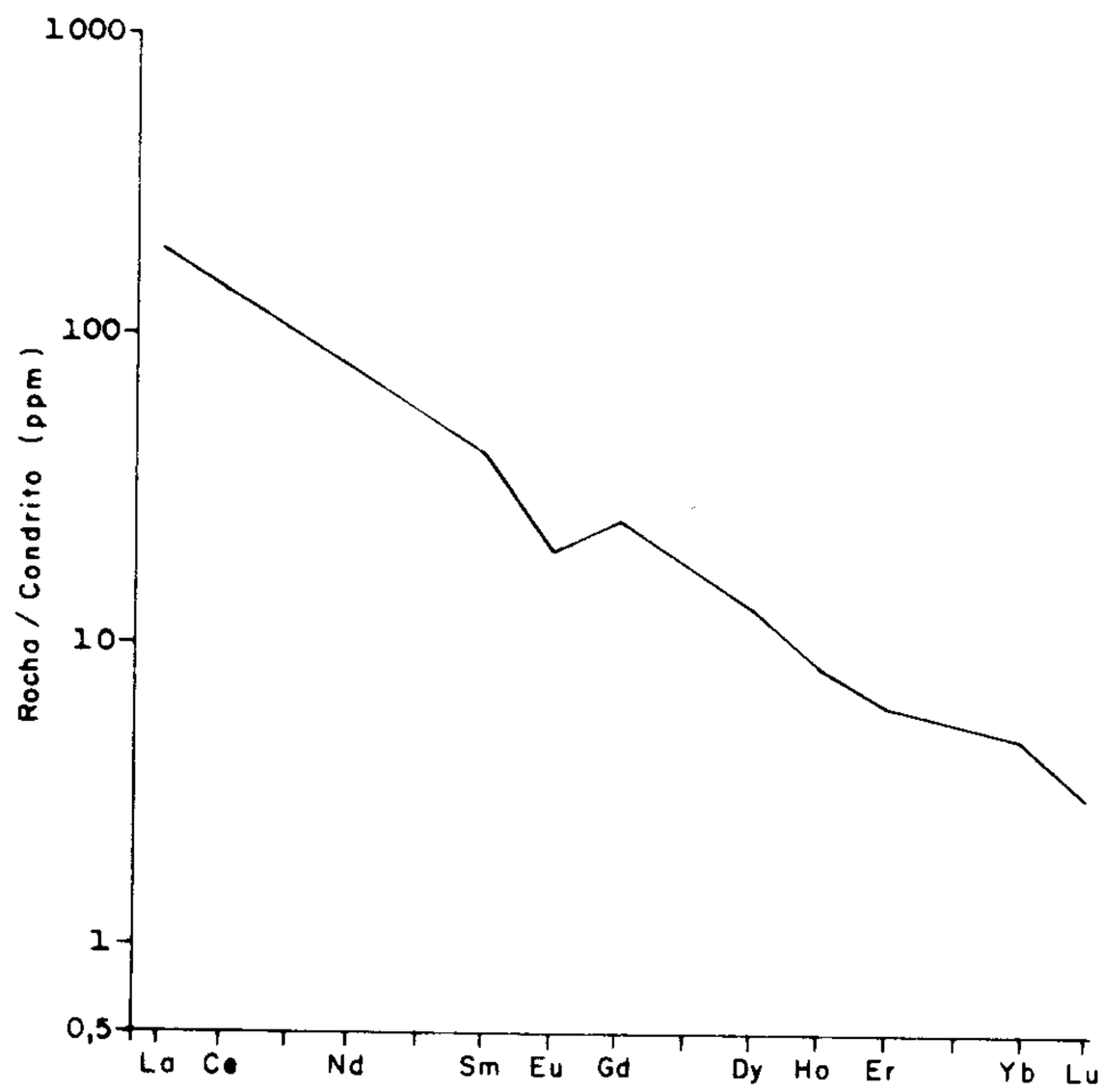


Fig. II.2.63 – Variograma de ETR na amostra CP-568. Tonalito-gnaisse Pirapetinga.

de Ibitipoca. Sua forma foi interpretada como aproximadamente circular, com base em aspectos morfológicos ressaltados pela drenagem, embora não apresente desníveis topográficos significativos. A drenagem mostra trechos retilíneos, orientados preferencialmente para NNW, que se interrompem em trechos curvilineares que tendem a um arranjo anelar, principalmente na porção setentrional da estrutura. Na área ocupada pela rocha granítica, a topografia mostra ravinamento mais intenso com o desenvolvimento de algumas voçorocas, que também ocorrem na superfície ocupada pelos gnaisses encaixantes, mas que são muito raras na região ocupada por xistos e inexistentes sobre os quartzitos. A aerofoto USAF, AST-10, no. 74079, faixa 63F, escala aproximada 1:60.000, de 14.06.1966, mostra perfeitamente as feições aqui descritas.

A estação descrita (1020-CP-486, UTM 7612800N/609550E) é formada por uma rocha granítica de cor cinza a hololeucocrática, mostrando uma ampla faixa de texturas miloníticas, indo desde um tipo facóide até um blastomilonítico.

O tipo facóide é um biotita granito-mesocrático, que passa a hololeucocrático pelo quase total desaparecimento da biotita. A foliação é marcada pelo arranjo planar preferencial dos olhos feldspáticos, envolvidos por uma matriz fina com quartzo, feldspato e ± biotita. Os olhos feldspáticos variam desde milimétricos até a mais de 2cm, com relação comprimento-espessura da ordem de 3:1; a maior incidência de tamanhos manifesta-se entre 4 e 10mm. São de cor branco-acinzentada, com uma fina auréola branca, que se projeta em cauda, sugerindo material recristalizado em posições de sombra-de-pressão. O estágio

seguinte, num quadro crescente da deformação, é a transformação desses olhos caudados em lentículas vermiformes e a estrutura evolui para um tipo blastomilonítico.

As amostras CP-486A, C, D e E representam tal série de deformação crescente. Dados petrográficos dessas rochas são apresentados na tabela II.2.29 e maiores detalhes podem ser conseguidos através da Base PETR do Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA.

Um outro tipo petrográfico, de pouca expressão no conjunto, é um blastomilonito de uma rocha mesocrática com anfibólio. Este ocorre em olhos de tamanho variado, os maiores chegando a 3mm, formando verdadeiros cordões alternados com lâminas submilimétricas félsicas. A relação dessa rocha com as anteriores não foi observada; ocorre como fragmentos em meio ao terreno granítico. É possível tratar-se de rocha encaixante metassomatizada. Um exemplar estudado ao microscópio (amostra CP-486B) revelou-se um anfibolomicroclina-gnaisse.

Aspectos microscópicos do litótipo principal desse corpo são mostrados na fotomicrografia 2.

O granito de Mendes (estação 1020-CP-559, UTM 7589700N/654800E) é uma rocha cinza com tonalidade rósea, de textura ineqüigranular média, onde concentrações milimétricas de biotita ocupam os espaços entre cristais de feldspato e de quartzo. O feldspato é de dois tipos: um branco a incolor (plagioclásio) e um rosado-claro (microclina). Moscovita ocorre associada ao feldspato. Localmente, manifesta-se uma tendência a uma textura porfirítica.

São freqüentes, nessa rocha, xenólitos de anfibolito negro, de grão próximo a 1mm, bem-foliados, com vênulas de quartzo hialino. Essa rocha é típica do complexo Juiz de Fora, no qual o granito está parcialmente intrudido.

Duas seções delgadas foram estudadas ao microscópio, uma do granito, outra do xenólito. O granito (lâmina 1020-CP-559A) mostrou-se constituído de microclina, plagioclásio, quartzo e biotita como minerais essenciais, contando ainda com os acessórios zircão, opaco e apatita. Os produtos de alteração são sericita e carbonato, oriundos dos feldspatos, além de moscovita e clorita, derivadas da biotita, que também se altera em carbonato.

Tabela II.2.29 - Súmula da Mineralogia de Amostras de Rochas do Granito Ribeirão dos Cavalos

MINER (%)	qz	pl	mcr	af	bt	zr	tit	ap	all	op	crb	se	agl	ep	UTM N	UTM E	ROCHA
AMOSTRA																	
CP-486A	20	25	40		14	-		-	-	-					7612800	609550	bt-granito
CP-486B	20	15	40	15			-	-	-		-		-	8	7612800	609550	af-granito
CP-486C	30	15	50		5					-			-		7612800	609550	bt-granito
CP-486D	25	20	50		3	-	-			-					7612800	609550	bt-granito
CP-486E	25	20	45		7		-		-	-	-	-	-		7612800	609550	bt-granito

Obs: 1) As porcentagens foram estimadas ao microscópio.
2) (-) quantidade inferior a 1% na lâmina.
3) As texturas são miloníticas.

2.2.7 Granitos pós-tectônicos – Pγ

Corpos graníticos são raros na folha Lima Duarte. Em apenas quatro locais encontraram-se granitos não-deformados. Um desses está no limite oriental da folha, no local conhecido como Mendes, parecendo estender-se pela folha Matias Barbosa (SF.23-X-D-IV-3) na região de Humaitá. As outras exposições ocorrem na região de Santa Bárbara do Monte Verde, na porção central do extremo meridional da folha.

Essas rochas mostram-se sempre em forma de matacões com alguns metros de diâmetro, geralmente em uma área de distribuição muito reduzida, em meio a uma topografia pouco acidentada, o que dificulta sobremaneira a estimativa da envergadura dos corpos. Daí serem os limites indicados no mapa geológico totalmente inferidos.

O xenólito, classificado como anfibolito (lâmina 1020-CP-559C), é constituído de anfibólio, plagioclásio, quartzo e biotita, além de opaco e apatita. Os minerais secundários são carbonato, argilominerais e moscovita. A biotita provém do anfibólio.

Os granitos da região de Santa Bárbara do Monte Verde distribuem-se a oeste e ao sul da cidade, tendo sido identificados em três locais (ver: mapa geológico). Um destes situa-se à margem da rodovia MG-353, 1km a sudoeste do trevo de acesso a essa cidade (estação 1020-CP-608, UTM 7570050N/633550E). É um biotita-granito porfirítico, rosado, de granulação média a grossa, com fenocristais hipidiomórficos de K-feldspato com discreta tendência a uma orientação preferencial. Ao microscópio, mostrou-se constituído por microclina, plagioclásio, quartzo e biotita, com quantidade reduzida de zircão, titanita e opaco. Os

minerais secundários são clorita, sericita, carbonato e moscovita. A microclina ocorre em cristais grosseiros, pertíticos e na matriz. Os cristais maiores englobam outros minerais. O plagioclásio é pouco freqüente em cristais maiores, quando mostra extinção ondulante e recurvamento e evanescência das lamelas de geminação; é oligoclásio.

As evidências de deformação notadas nessa rocha sugerem uma proximidade com a encaixante, embora não se tenham encontrado xenólitos.

Deve-se ressaltar que a oeste desse local, numa faixa entre 10 e 15km de Santa Bárbara do Monte Verde, ocorrem corpos pegmatíticos já explotados no passado para feldspato (ou caulim) e micas. Nesse mesmo intervalo, os gnaisses regionais mostram-se com uma migmatização mais intensa. É possível que outros corpos graníticos venham a ser encontrados em futuros mapeamentos de detalhe.

A amostra CP-608, analisada quimicamente, tem seus resultados e alguns parâmetros químicos mostrados na tabela II.2.30.

Tais dados indicam para essa rocha um comportamento compatível com granitóides do tipo de transformação com refusão crustal (RC) ou do tipo de transformação metamorfometassomática com crosta dominante (MM). Alguns outros, entretanto, são incompatíveis como a razão Rb/Sr muito baixa (= 0,32 quando o esperado seria em torno de 5), baixo conteúdo em Nb e Ta e razão F/Cl igual a 4 (média de 36,7 no tipo RC e mais baixo no tipo MM).

Segundo parâmetros de Pearce et al. (1984), essa rocha parece compatível com granito pós-colisional.

A curva de distribuição dos ETR, normalizados para condrito (figura II.2.64), tem declive contínuo e relativamente acentuado com anomalia negativa de Eu = 0,48, relação ETRL/ETRP = 28,18, conteúdo total de ETR = 441,9ppm, razão La/LuN = 134,4, La/SmN = 5,43, Gd/LuN = 12,57. Esses dados mostram uma maior afinidade com os granitóides do tipo metamorfo-metassomático (MM), mas qualquer conclusão é prematura.

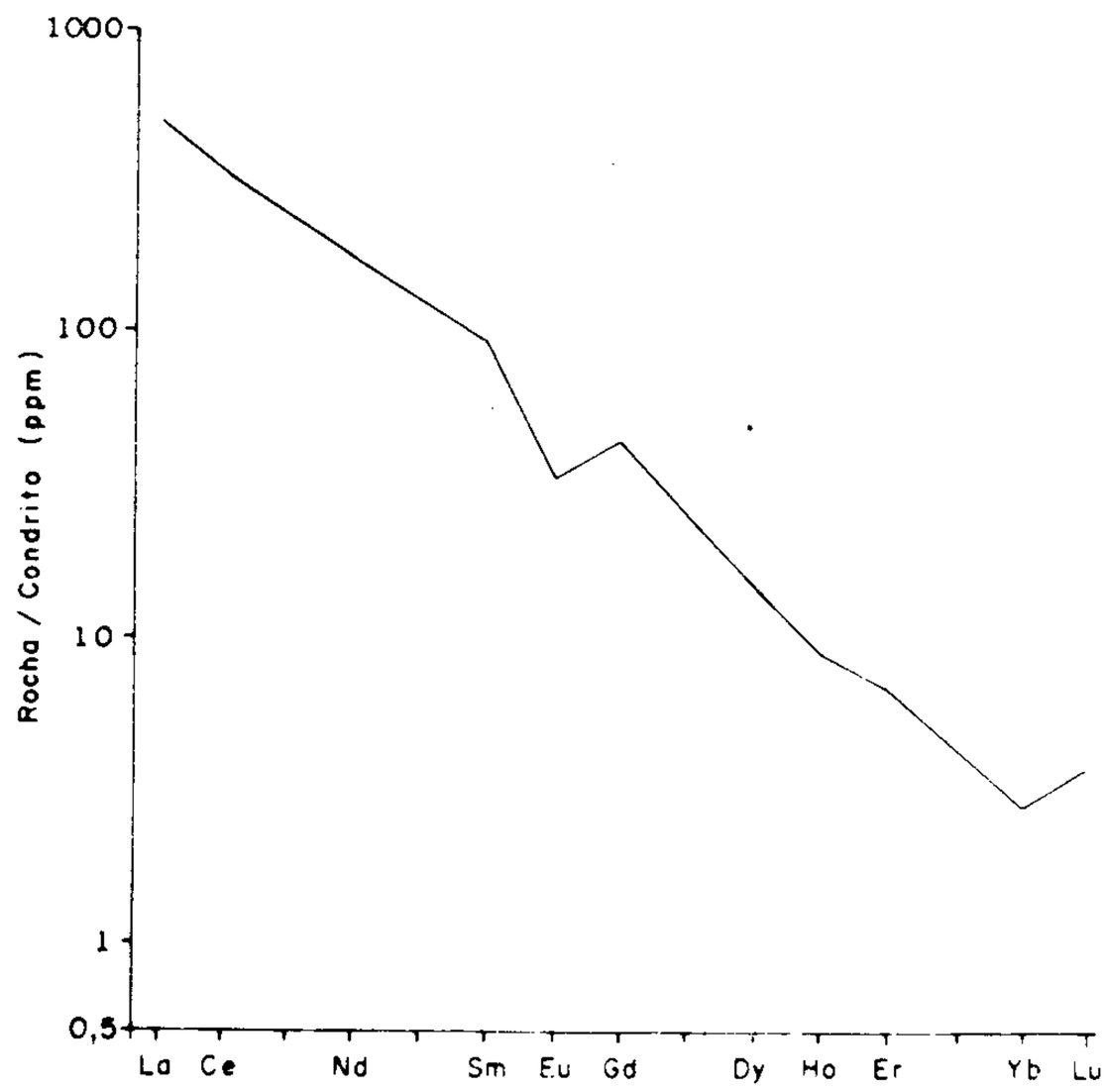


Tabela II.2.30 - Resultados Analíticos e Parâmetros Geoquímicos em Granito da Região de Santa Barbara do Monte Verde - Amostra CP-608

ÓXIDOS (%)		ELEMENTOS TRAÇO (ppm)		ETR (ppm)	
SiO2	72,80	Co	<5	La	119,00
Al2O3	13,40	Cr	<5	Ce	213,10
Fe2O3	0,69	Cu	8	Nd	78,96
FeO	1,00	Pb	38	Sm	13,80
CaO	1,60	Zn	27	Eu	1,90
MgO	0,70	Ni	11	Gd	9,30
Na2O	2,70	V	64	Dy	3,58
K2O	6,20	Sc	5	Ho	0,50
TiO2	0,20	Y	11	Er	1,12
P2O5	<0,05	Nb	<20	Yb	0,46
H2O-	0,06	Ba	2160	Lu	0,09
H2O+	0,28	Sr	410		
MnO	0,03	Zr	270		
CO2	0,10	Th	97		
S	0,02	U	<15		
		Cl	55		
		F	220		
		Li	14		
		Rb	130		
		Ta	<15		

Parâmetros Geoquímicos:

(1) Al2O3/(Na2O + K2O + CaO) = 0,95 (molar)
(2) CaO/[Al2O3-(Na2O + K2O) + (CaO + FeO+MgO)] = 0,35 (molar)
(3) (K2O + Na2O)/Al2O3 = 0,83 (molar)
(4) K/(K + Na) = 0,60 (atômico)
(5) $Fe^{+3}/(Fe^{+3} + Fe^{+2})$ = 0,38 (atômico)
(6) Na2O/K2O = 0,435 (%)
(7) K2O/Na2O = 2,29 (%)
(8) K2O/CaO = 3,87 (%)
(9) FeO/Fe2O3 = 1,45 (%)
(10) Rb/Sr = 0,32 (ppm)
(11) Ba/Sr = 5,27 (ppm)
(12) Ba/Rb = 16,61
(13) K/Rb = 398,27 (ppm)
(14) K/Ba = 23,97 (ppm)
(15) Ca/Y = 1.038,98 (ppm)

Fig. II.2.64 – Variograma de ETR em granito dos arredores de Santa Bárbara do Monte Verde (amostra CP-608).

2.3 Provincia geotectônica Tocantins

2.3.1 Grupo Andrelândia – PMa

2.3.1.1 Definição

O termo série Andrelândia foi empregado pela primeira vez por Ebert (1956*a*) para reunir um conjunto de quartzitos, micaxistos e grauvacas, com granada, estaurolita, cianita e rutilo, com caráter metamórfico de mesozona, intensamente deformados. A região tipo é a ocupada pelos municípios mineiros de Santa Rita de Ibitipoca, Santo Antônio do Porto, Madre de Deus, Capela do Rio Grande, Itumirim e Andrelândia.

Ebert (1968) empregou a denominação grupo Andrelândia para o mesmo pacote metassedimentar.

Cavalcante et al. (1977, 1979) passaram a considerá-lo complexo Andrelândia, reunindo ali os litótipos de parte da área tipo de Ebert (1956*a*) e outros da faixa do Paraíba.

Machado Filho et al. (1983) subdividiram o grupo Andrelândia em três unidades de acordo com o crescente grau metamórfico: a) moscovita-quartzoxistos, cianita-granada micaxistos e estaurolita-granada-micaxisto; b) silimanita-granada-plagioclásio-gnaisse, localmente migmatizado; c) quartzitos. Citam ainda a presença de poucos corpos de metabasitos e metaultrabasitos. Esse grupo é correlacionado aos grupos Carrancas, Itapira, São João del Rei e Canastra, proposições já feitas por Ebert em seus trabalhos até 1972.

Cavalcante et al. (1979) em trabalhos de geologia nas folhas Ribeirão Preto (SF.23-V-C) e Varginha (SF.23-V-D) reuniram as rochas do grupo Andrelândia em um complexo Varginha, junto com rochas da fácies granulito.

Silva et al. (1978) reuniram na unidade Passos do complexo Furnas um conjunto de granada-micaxistos (correlatos àqueles do grupo Andrelândia de Ebert), gnaisses cataclásticos, blastomilonitos, milonitos e filonitos. O complexo Andrelândia passa a fazer parte de uma associação Barbacena.

Trouw et al. (1986) dividiram o grupo Andrelândia em cinco unidades informais, da base para o topo:

> Unidade A: Biotita-gnaisses finos, com bandas centimétricas claras e escuras alternando-se, principalmente por variação em teor de biotita. Bandas anfibolíticas são comuns e, em poucos lugares, ocorrem lentes de rochas metaultramáficas, tais como talco e tremolitaxistos.
>
> Unidade B: Os mesmos biotita-gnaisses finos, agora com intercalações de quartzitos micáceos e de filitos ou xistos cinzentos, com ocorrências locais de biotita-xisto e de anfibolito. Na área de São Vicente de Minas, ocorre muito filito e xisto cinzento, enquanto na área de Santo Antonio do Porto predominam quartzitos micáceos.
>
> Unidade C: Xistos relativamente grosseiros, ricos em biotita, moscovita e granada, com alguns quartzitos e anfibolitos subordinados.
>
> Unidade D: Biotita-gnaisse e/ou xisto, homogêneo, geralmente com granada, descrito em Trouw et al. (1983) como "biotita-xisto Santo Antonio". Associados a esse xisto/gnaisse ocorrem quartzitos, quartzoxistos e raras bandas de anfibolito.
>
> Unidade E: Xistos grosseiros, ricos em plagioclásio, granada, cianita e/ou silimanita e, localmente, rutilo. Esse xisto tem intercalações freqüentes de gnaisses, anfibolitos, quartzoxistos, quartzitos, biotita-gnaisse homogêneo, rochas calcissilicáticas, gondito e lentes de rochas metaultramáficas. Nessa unidade são freqüentes áreas com muitas litologias interestratificadas em escala métrica ou menor, o que justifica o nome "seqüência estratificada". Ainda afloram vários corpos graníticos com características parautóctones.

Esses autores correlacionaram as unidades do topo do grupo São João del Rei às unidades A e B do grupo Andrelândia. A unidade A, a nosso ver, pertence ao complexo Mantiqueira; por dobramento e cisalhamento, intercala-se com os quartzitos, filitos e xistos da unidade B. A unidade E, como tal, não ocorre na folha Lima Duarte; acredita-se que os gnaisses, os anfibolitos, as rochas calcissilicáticas, os gonditos, as lentes metaultramáficas e os granitos pertençam ao complexo do embasamento e não ao topo da seqüência supracrustal Andrelândia. Neste trabalho, constatou-se que gnaisses, anfibolito e rocha calcissilicática ocorrem apenas na porção inferior do grupo Andrelândia.

A expressão grupo Andrelândia, usada neste texto explicativos conforma-se à conceituação original de Ebert (1956a), admitindo-se a presença, na porção inferior da unidade, de biotita-plagioclásio-gnaisse, de anfibolito e/ou anfibolognaisse e também de pequenos corpos de rocha calcissilicática. Está sendo dividido, informalmente, em duas unidades, por não existir uma divisão estratigráfica já consagrada que se aplique irrestritamente à área estudada (quadro II.2.3).

2.3.1.2 Distribuição

A distribuição do grupo Andrelândia, no âmbito da folha Lima Duarte, é mostrada na figura II.2.65.

A grande estrutura marcada pelos quartzitos deste grupo mostra uma forma em Z, com orientação ENE do seguimento meridional e aproximadamente EW do setentrional, com a ligação entre ambos arranjada NNE. Esta é a forma de distribuição das litologias do grupo como um todo.

Quadro II.2.3 - Estratigrafia do Grupo Andrelândia Proposta para a folha Lima Duarte

52KM

NNW ((---)) SSE

METAMORFISMO CRESCENTE

REGIÃO	SANTA RITA DE IBITIPOCA	CONCEIÇÃO DE IBITIPOCA	SÃO S. MONTE VERDE/TRES CRUZES
UNIDADE SUPERIOR	mo-quartzito fino (as2)	quartzito grosseiro (as1)	quartzito grosseiro (as1)
	(gra) mo-qt-bt-xisto (as2)	ano-quartzito fino (as2)	
PIas	mo-qt-xisto (as2)	ano-qt-xisto (as2)	
	TRANSIÇÃO		
		pl-gnaisse quartzoso	pl-mc-gnaisse quartzoso
UNIDADE INFERIOR	gra-mo-bt-(ci-ea) xisto (ai1)	gra-bt-(mo-gf)-xisto (ai1)	sil-mo-bt-(gra-gf)-xisto (ai1)
	gra-bt-pl-gnaisse (ai2)	gra-bt-pl-(gf)-gnaisse (ai2)	sil-gra-bt-pl-(mo-gf)-gnaisse (ai2)
PIai	bt-pl-gnaisse e		rocha calcissilicática
	gra-bt-pl-(mc)-gnaisse (ai3)	anfibolito	
	anfibolito		

Os quartzitos têm distribuição marcante nas porções sudeste (serras de Lima Duarte, Negra e das Voltas) e centro-oeste (serras do Ibitipoca e Grande), constituindo corpos menores e alongados nas porções centro-leste (continuação nordeste da serra de Lima Duarte) e noroeste (serra da Bandeirinha e outras não-batizadas). Destacam-se morfologicamente pelas serras com encostas escarpadas, sendo facilmente reconhecidos em aerofotos. Geram imensos colúvios arenosos, muitas vezes perfeitamente brancos e destituídos de vegetação, que causam manchas brancas ou cinzas muito claras nas aerofotos.

O granada-biotita-moscovita-xisto costuma gerar uma morfologia caracterizada por uma série de estratos paralelos, com afastamento de alguns metros entre um nível e outro, perceptíveis também em aerofotos de escala até 1:30.000. A vegetação é rasteira.

Os gnaisses não mostram uma morfologia própria, confundindo-se com a morfologia de rochas do embasamento, apesar de não formarem voçorocas.

Os anfibolitos não geram formas especiais de relevo.

2.3.1.3 Relações de contato

Na grande maioria das exposições investigadas, os contatos entre as rochas desse grupo com as rochas do embasamento não foram observados. Isto se deve a uma série de fatores, dentre os quais se destacam as espessas coberturas de talus e a meteorização excessiva. Ao redor da serra do Ibitipoca, principalmente em seus flancos ocidental e setentrional, o colúvio de quartzito chega a afastar-se mais de 1km do bordo da serra, configurando uma superfície com matacões métricos que não deixam ver o substrato. Feições semelhantes mostram-se nas serras das Voltas de Lima Duarte. A leste da serra do Ibitipoca, o contato entre o gnaisse granatífero desse grupo e aquele do embasamento também é de difícil posicionamento. Fato semelhante ocorre na porção meridional da folha, ao sul da serra Negra, entre gnaisses granatíferos (kinzigíticos), desse grupo e do complexo Juiz de Fora.

Contatos tectônicos entre os quartzitos e as rochas do embasamento são evidentes em vários locais, destacando-se um corte junto à BR-367, ao sul de Olaria. Nesse local, o gnaisse do embasamento transformou-se em um milonito, com os últimos 30cm do topo tendo caráter de ultramilonito e foliação paralela ao contato (as rochas estão totalmente decompostas), e o quartzito mostra uma estrutura fortemente foliada, evoluindo para massas completamente recristalizadas à semelhança de veios de quartzo. O pacote quartzítico, no seu todo, mostra um caráter de brecha tectônica, com fragmentos geralmente decimétricos arranjados caoticamente pelo menos nos primeiros 15m acima do contato, que é suborizontal, sugerindo um falhamento de empurrão em ambiente rúptil (*nappe de charriage*).

Na porção noroeste da folha, parte do contato com as rochas do embasamento é tectônico, onde se observa um blastomilonito de biotita-gnaisse rico em quartzo.

A observação do mapa geológico nos permite outras conclusões. As rochas Andrelândia cavalgam por sobre rochas gnáissicas *s.l.* dos complexos Mantiqueira e Juiz de Fora, num aparente caráter discordante, embora nas proximidades dos contatos mostrem-se com foliações paralelas. Ademais, esse contato se processa com qualquer das unidades litológicas do grupo Andrelândia, ou seja, ora se dá com os gnaisses e xistos basais, ora com os quartzitos do topo. Para nordeste, na faixa marginal à BR-367, seus largos pacotes de xisto, gnaisse e quartzito transformam-se em faixas estreitas e muito longas, com contínuas e freqüentes supressões de estratos. Janelas de rochas do embasamento e *klippe* de xisto e quartzito também são freqüentes.

Todas essas feições são bastante diagnósticas de contatos tectônicos para todo o grupo, caracterizando seu caráter alóctone.

Os contatos entre os litótipos do próprio grupo são transicionais. A passagem de xisto para gnaisse se dá pelo aumento do conteúdo de feldspato neste. As transições em um mesmo litótipo, como por exemplo em um gnaisse ou xisto, dão-se por mudanças mineralógicas, principalmente pela variação no conteúdo de granada e pela substituição entre os minerais de composição aluminosa. No caso dos xistos, a moscovita vai tomando o lugar da biotita em sentido do topo do grupo. A passagem dos xistos ou gnaisses da unidade inferior para os quartzitos da unidade superior é marcada, pelo menos em parte, pelo incremento do conteúdo de quartzo e conseqüente redução na concentração dos demais minerais, tendo como termo intermediário um plagioclásio-gnaisse quartzoso. Para fins cartográficos este limite foi registrado como brusco, já que não se identifica em todos os locais esta transição, pois este nível não tem mais do que alguns metros de espessura.

Os moscovita-quartzito e moscovita-xisto da unidade superior ocorrem intercalados, por vezes com limites bruscos, outras vezes com limites transicionais, apresentando-se, nesse caso, um moscovita-quartzoxisto como termo de ligação. O contato entre um quartzito grosseiro (tipo "sal grosso") e essas rochas não foi observado.

2.3.1.4 Espessura

Em se tratando de seqüência metamórfica com elevada taxa de deformação, torna-se um tanto difícil falar-se em espessura das unidades. Alguns pontos, entretanto, podem ser ressaltados.

Na serra do Ibitipoca, por exemplo, tem-se rochas gnáissicas da unidade inferior na base e no topo da serra, que é formada por quartzitos da unidade superior. O desnível entre ambos os locais chega a 500m. Não são conhecidas intercalações gnáissicas no quartzito. Tal situação sugere, e as foliações confirmam, a existência de uma ampla dobra isoclinal, com plano axial pouco inclinado e eixo mergulhando para sudoeste. Estimando-se para o pacote de quartzito uma espessura aparente de 500m (valor aproximado do desnível da serra), chega-se a uma espessura máxima de 250m para essa unidade, devido ao dobramento. A espessura do pacote gnáissico (incluindo xistos) é mais difícil de ser estimada por falta de mar-

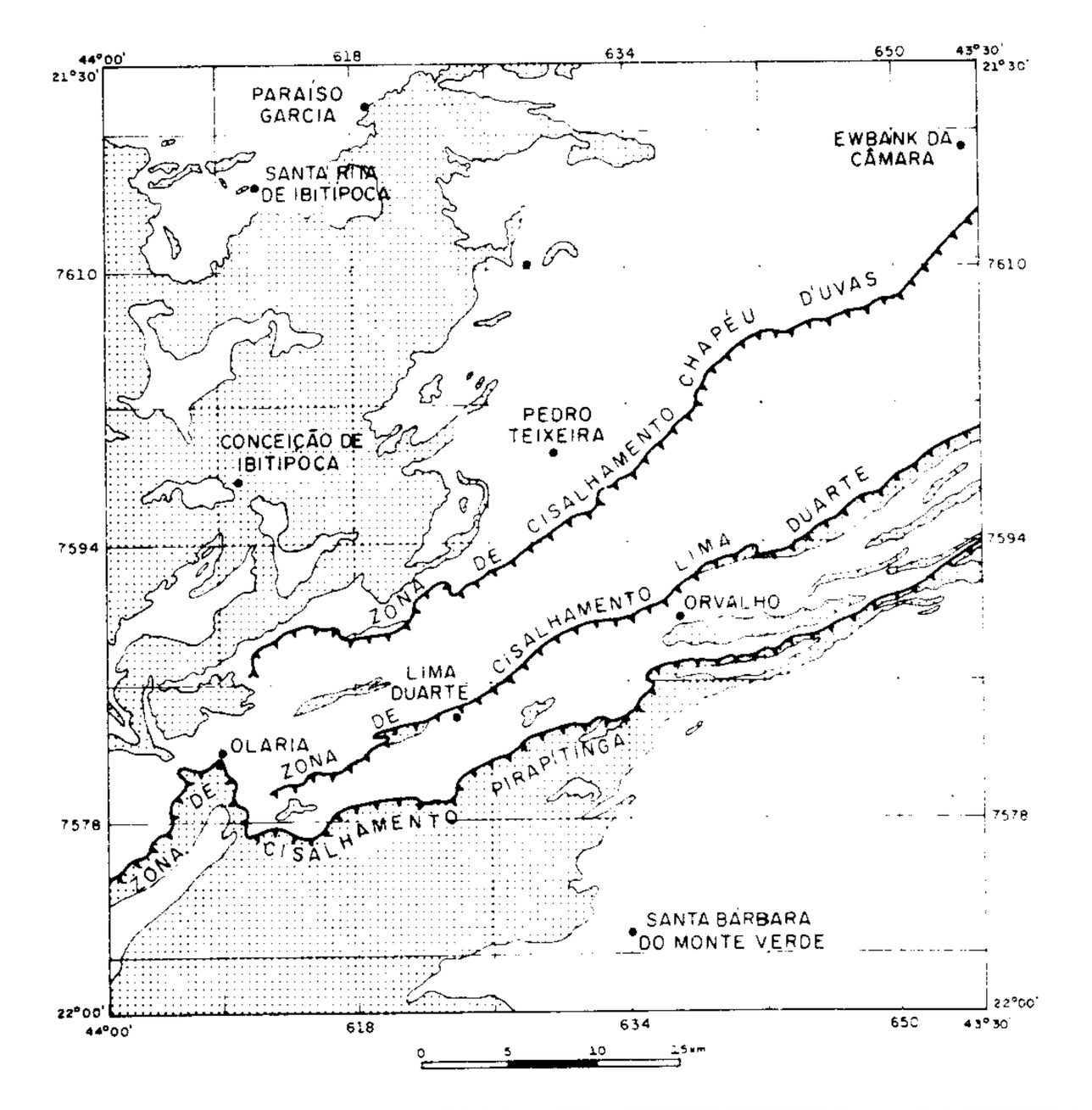


Fig. II.2.65 – Distribuição do grupo Andrelândia na folha Lima Duarte.

cadores seguros. Na região a leste dessa serra, tem-se um desnível de aproximadamente 300m entre os contatos de topo e base da unidade inferior. Admitindo-se os contatos como superfícies mais ou menos horizontalizadas, ou com caimentos suaves para sudeste, a espessura desse pacote não se afastaria muito do valor do desnível entre ambos os contatos. Sendo assim, pode-se supor uma espessura máxima da ordem de 550m para o grupo. Não podem ser descartadas, entretanto, as hipóteses de reduções e ampliações das espessuras das camadas devido a movimentações tectônicas do tipo falhas e dobras.

2.3.1.5 Petrografia

A tabela II.2.31 apresenta uma súmula da mineralogia das rochas estudadas ao microscópio. A tabela II.2.32 mostra os resultados obtidos em determinações mineralógicas qualitativas de minerais pesados, em materiais residuais de quartzitos e xistos.

Tabela II.2.31 - Súmula da Mineralogia de Amostras de Rochas do Grupo Andrelândia

MINER (%) / AMOSTRA	qz	pl	mcr	px	af	bt	gra	zr	tit	ap	op	all	rt	ec	gf	tl	sil	ci	ea	mo	se	cl	crb	agl	ep	UTM N	UTM E	ROCHA
CP-231A	95		?					-			-									5		-				7580700	624700	quartzito
CP-458A	88		-			-	-	-								-				10		-				7616250	604750	quartzito
CP-172A	90		-			7	3	-												-						7591850	608700	quartzito
CP-465	75							-			-									24						7602650	610850	mo-quartzito
CP-474	68	5				-		-			-									25	-					7614600	605600	mo-qz-xisto
CP-249C	50	30				5		-	-		10		?							-	-	-	-		-	7592500	622600	pl-gnaisse-quartzoso
CP-490	32	10				25	7	-	-	-	-					-			3	20		-				7611300	610900	ea-gra-mo-bt-xisto
CP-669B	30	10				25	7	-		-	-					-		2	5	20		-				7617600	635300	ci-ea-gra-mo-bt-xisto
CP-140	34	20				20	5	-	-	-	-					-	-	3		15		-	-			7616850	611900	ci-gra-mo-bt-xisto
CP-458B	55					32	10	-			-					-						-				7616250	604750	gra-mo-bt-xisto
CP-615	30	40				15	3	-		-					-		10									7569450	621900	sil-bt-pl-gnaisse
CP-622	25	40				20	10	-			-					-	4						-	-		7566950	616950	sil-gra-bt-pl-gnaisse
CP-329	20	35				25	10	-					-				7									7573950	627100	sil-gra-bt-pl-gnaisse
CP-339B	25	35				25	7	-		-	-					-	3					-	-			7573500	628250	sil-gra-bt-pl-gnaisse
CP-351	30	40				20	8	-		-			-				1				-			-		7580500	630400	sil-gra-bt-pl-gnaisse
CP-317	25	40				20	10	-		-	-		?				2			2	-	-		-		7575350	620250	sil-gra-bt-pl-gnaisse
CP-311	40	15				25	-	-		-	-						7			10						7574000	617500	sil-mo-bt-gnaisse
CP-513	15	50				20	10	-		-					-						-			-		7610000	631000	gra-bt-pl-gnaisse
CP-308	25	40				25	8	-		-	-									-						7572800	615400	gra-bt-pl-gnaisse
CP-385B	15	50				25	7	-		-	-	-										-		-		7606200	613250	gra-bt-pl-gnaisse
CP-38	25	43				20	10	-		-	-	-									-	-				7577800	608100	gra-bt-pl-gnaisse
CP-484A	20	46				25	7	-		-	-										-	-		-		7594150	618550	gra-bt-pl-gnaisse
CP-509C	30	35				25	5	-			-				-	-					-	-				7605100	621900	gra-bt-pl-gnaisse
CP-704	15	50				25	7	-		-					-					-		-				7608750	618100	gra-bt-pl-gnaisse
CP-180A	10	58				25	5	-		-	-					-				-		-		-		7596400	607800	gra-bt-pl-gnaisse
CP-291A	30	40				20	8	-		-					-	-										7588900	639650	gra-bt-pl-gnaisse
CP-388	20	48				20	5	-		-	-										-			-		7601650	612450	gra-bt-pl-gnaisse
CP-384	25	50				15	7	-		-	-		-			-					-	-				7607700	612400	gra-bt-pl-gnaisse
CP-689A	25	35	15			15	15	-												10	-	-		-		7620950	623750	mo-bt-mcr-pl-gnaisse
CP-689C	25	20	35			10	10													9	-			-		7620950	623750	mo-bt-pl-mcr-gnaisse
CP-3A	53	15	20			5	5	-			-									-	-			-		7577800	608100	bt-gra-mcr-gnaisse-qt
CP-607A	25	20	40			7	7		-			-								1	-	5		-	-	7621800	629500	bt-gra-pl-mcr-gnaisse
CP-77	30	59				10		-			-										-	-		-		7618450	623200	bt-pl-gnaisse
CP-100	20	60				10		-		-											-	-	8	-		7609850	621100	bt-pl-gnaisse
CP-151	8	65				25		-		-											-	-			-	7584600	604200	bt-pl-gnaisse
CP-249A	20	48			-	20			2	-	5	-											-		5	7592500	622600	bt-pl-gnaisse
CP-8A	30	48				20	20	-		-	-	-								-	-					7582100	619900	bt-pl-gnaisse
CP-746C	5	40			50				-	-	-										-			-		7608550	615200	anfibolito
CP-746B	10	30			60				-	-														-		7608550	615200	anfibolito
CP-269B		44			55				-	-	-														-	7596300	649800	anfibolito
CP-485B		45			55																		-			7596600	615050	anfibolito
CP-746A	4	45			50				-		-													-		7608550	615200	anfibolito
CP-324	20	-	30	20	8			-	-		-		10								-		-		5	7574050	620950	calcissilicatica
CP-306B	25		45	15	3			-	-				7									-			-	7573500	612600	calcissilicatica
CP-314	10	47	-	20	10	-	-		-		-		5		-								-		10	7575150	614800	calcissilicatica

Obs: 1) As porcentagens foram estimadas ao microscópio.
2) (-) quantidade inferior a 1% na lâmina.

Tabela II.2.32 - Determinações Mineralógicas Qualitativas de Minerais Pesados em Materiais Residuais de Quartzitos e Xistos do Grupo Andrelândia

AMOSTRA	mo	zr	tu	rt	tit	mz	im	mg	pi	FeOI	gral	af	bt	sil	ci	ea	fu	lx	fd	ap	Au	UTM N	UTM E
										QUARTZITOS													
CP-255	x	x					x			x	x	x		x		x						7597000	625900
CP-266	x	x		x	x	x	x	x		x				x								7597350	653050
CP-052	x	x	x	x	x		x	x		x							x					7597650	611200
CP-277	x	x		x			x			x				x								7592550	640050
CP-079	x	x					x	x		x												7617250	625300
CP-305	x	x		x	x		x				x	x		x								7573600	611250
CP-139	x	x	x	x			x	x			x	x	x	x								7610250	626950
CP-320	x	x	x	x		x	x	x				x		x								7579150	625050
CP-161	x	x		x	x		x	x		x							x					7592450	603550
CP-431	x		x							x												7605300	603750
CP-176	x	x					x	x			x					x						7593100	611100
CP-435	x	x	x	x			x	x													x	7604700	606150
CP-178	x	x		x			x	x										x				7594000	608600
CP-148A	x	x	x	x			x	x		x				x								7583600	606400
CP-501	x	x	x																			7607650	625100
CP-167	x	x	x	x			x	x		x		x		x								7587350	609150
CP-207		x	x	x	x		x	x		x				x								7590200	635850
CP-177	x	x		x		x	x	x	x		x			x			x					7593550	609350
CP-243	x	x	x	x				x			x	x		x		x						7589650	613700
CP-186	x	x	x	x			x	x	x	x				x								7576750	606800
CP-247	x	x	x	x	x	x	x	x			x		x	x		x						7592100	617900
CP-187	x	x	x	x			x	x						x								7575000	609750
CP-249	x	x	x	x			x	x						x								7592500	622600
CP-448	x	x	x				x					x										7599250	614000
CP-053	x	x	x	x		x	x	x			x			x								7596600	611950
CP-614	x	x	x	x			x				x	x		x								7569100	622550
CP-197	x	x	x	x			x	x		x				x	x					x		7582900	618900
CP-599	x	x		x	x							x	x									7613150	614800
CP-245		x	x	x			x	x			x	x		x		x						7590350	612150
CP-456	x	x	x				x					x										7598700	613500
CP-002E	x	x	x				x	x			x								x			7576100	604950
CP-575	x	x	x	x				x		x	x					x						7612250	627650
CP-227	x	x	x	x			x	x		x				x		x						7582950	632000
CP-113C	x	x	x				x	x		x	x			x								7587950	644300
CP-248	x	x		x			x	x			x		x	x		x						7588450	617350
CP-457B	x	x	x	x						x												7617250	605250
										XISTOS													
CP-437	x		x					x			x											7600800	607600
CP-591	x		x				x			x	x			x		x					x	7613450	624000
CP-462	x						x															7600700	609250
CP-596	x	x	x				x	x			x											7617550	617050
CP-459	x		x				x							x		x						7615150	604850
CP-498	x	x									x	x		x							x	7601850	625650
CP-457A	x		x				x															7617250	605250
CP-452	x		x											x								7599750	605900
CP-451	x		x																			7600050	615900
TOTAL	43	37	32	27	7	5	35	28	2	17	18	12	4	26	1	10	3	1	1	1	3		

OBS: FeOx - óxido de ferro hidratado. Abreviaturas especificadas no Apêndice II.

O grupo Adrelândia mostra-se formado, predominantemente, por xistos, gnaisses grauvaquianos e quartzitos, com quantidades subordinadas de rocha calcissilicática, anfibolito, microclina gnaisse e biotita-plagioclásio-gnaisse. A inclusão desses três últimos tipos neste grupo é duvidosa, já que, pelo menos em parte, podem representar rochas do embasamento ou de outra proveniência.

O empilhamento litostratigráfico proposto para o grupo é mostrado no quadro II.2.3 Em linhas gerais, tem-se uma unidade inferior formada por granada-micaxisto, com transição para granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, com proporções variáveis (de ausente até freqüente) de estaurolita, cianita, silimanita e grafita, sendo que o par estaurolita-silimanita é muito raro. O biotita-plagioclásio-gnaisse parece transicionar para o granada-biotita-plagioclásio-gnaisse.

A unidade superior é formada por quartzito grosseiro (tipo "sal grosso") no sul e centro da folha, e por moscovita-quartzito fino, com intercalações centimétricas a métricas de moscovita-quartzoxisto e de granada-moscovita-biotita-xisto (na base), no norte da folha.

O contato entre o quartzito grosseiro e o moscovita-quartzito não é visto nesta folha. Ocorrem, entretanto, leitos de grão fino intercalados no quartzito grosseiro, mas sempre pobres em micas, e leitos grosseiros micáceos intercalados no moscovita-quartzito fino. No primeiro caso, caracterizam leitos milonitizados.

2.3.1.5.1 Grupo Andrelândia inferior – PMai

Essa unidade é essencialmente pelítica, com proporções muito reduzidas de material carbonático e pequena contribuição ígnea. Está representada por (estaurolita-cianita)-granada-moscovita-biotita-xisto, (moscovita-grafita)-granada-biotita-xisto, (granada- grafita)-silimanita-moscovita-biotita-xisto, (grafita)- granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, (moscovita-grafita)-silimanita-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, biotita-plagioclásio-gnaisse, moscovita-biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse, granada-biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse quartzoso, anfibolito e rocha calcissilicática, dividindo-se em quatro subunidades.

2.3.1.5.1.1 Unidade PMai1: xistos granatíferos e unidade PMai2: gnaisses granatíferos

Os gnaisses e xistos (foto 14) dessa subunidade são rochas homogêneas, com foliação marcada invariavelmente por palhetas de biotita. A cor dominante é o cinza, com transição contínua para o cinza-claro nos gnaisses menos ricos em biotita. A granada, via de regra, é abundante e ocorre em cristais milimétricos, que ultrapassam os 2cm de diâmetro nos xistos do extremo ocidental da folha.

Moscovita é um constituinte que pode chegar à abundância nos xistos, mas é pouco freqüente nos gnaisses.

Estaurolita, cianita e silimanita são encontradas nessas rochas, com uma distribuição geográfica muito bem-definida, ocorrendo os dois primeiros na porção setentrional da folha, por vezes um ou outro junto com a silimanita, enquanto esta tem um incremento no sentido do sul, com maior desenvolvimento ao sul da serra de Lima Duarte. Grafita pode estar presente em alguns domínios, quase sempre em palhetas muito finas e brilhantes, disseminadas, sem uma preferência aparente por xisto ou gnaisse.

O plagioclásio (oligoclásio-andesina) é o feldspato exclusivo dessas rochas. A passagem de xisto para gnaisse se dá unicamente pelo aumento progressivo do conteúdo desse mineral no xisto, acompanhado de uma progressiva diminuição dos conteúdos de moscovita e de quartzo.

Uma característica desses xistos e gnaisses é a presença de abundantes segregações lenticulares de quartzo hialino, em corpos com centímetros a poucos decímetros de comprimento. À medida que o metamorfismo mostra-se em grau mais forte, os gnaisses tomam granulação mais grossa, surgem venulações também a quartzofeldspato e passa a haver uma semelhança muito grande com os gnaisses kinzigíticos do complexo Juiz de Fora. Na região entre as serras de Lima Duarte e Negra, e ao sul desta, é praticamente impossível uma separação exata entre esses dois domínios, em nível unicamente de trabalho de campo.

Pequenos corpos lenticulares de rocha calcissilicática associam-se a esse domínio.

2.3.1.5.1.2 Unidade PMai3: granada-biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse e (microclina)- biotita-plagioclásio-gnaisses blastomiloníticos

Um grupo particular de rochas ocorre na serra da Mantiqueira, com boas exposições na estrada Bias Fortes-Barbacena (estação 1020-CP-77, UTM 7618450N/623200E), na cabeceira do córrego Ponte Funda (estação 1020-CP-689, UTM 7620950N/623750E), no acesso à fazenda do Barro (1020-CP-607, UTM 7621800N/629500E) e na região de Almeidas. Essas rochas, quando intemperizadas, podem levar a confusões com o biotita-gnaisse fino (unidade PIm1) do complexo Mantiqueira.

Dois tipos fundamentais de rochas ocorrem nesta faixa, sem que se pudesse estabelecer as predominâncias relativas e as suas relações físicas. Ambos mostram-se com cor cinza, grão fino e estrutura blastomilonítica, destacando-se em placas paralelas com centímetros de espessura. A estrutura pode ser bandada centimetricamente, com a alternância de leitos de cor cinza e leitos branco-porcelânicos (ultramilonitos), embora domine a rocha não-bandada. A foliação é marcada por minerais micáceos de grão muito fino, que ocorrem em filmes ou agregados lenticulares em meio a uma matriz cinza, também fina, que envolve porfiroclastos félsicos achatados e alongados, com

milímetros de comprimento, paralela e linearmente arranjados que, por coalescência, transformam-se em lentículas.

A diferença básica entre os dois tipos citados está em suas mineralogias. Enquanto em um deles os porfiroclastos são de plagioclásio (p. ex. amostra CP-77) no outro são de microclina (p. ex. amostras CP-689C e CP-607A), que também ocorre na matriz. No primeiro tipo, a microclina está totalmente ausente, enquanto no segundo neste outro pode chegar a mais de um terço da rocha (estimativa ao microscópio). O elevado grau de deformação dessas rochas impede que se reconheça com segurança o protólito.

Embora os dados de campo e de laboratório não sejam conclusivos e o estudo microscópico por si só não esclareça a questão, não deve ser descartada a hipótese de que parte destas rochas possam ter derivado de gnaisses semelhantes aos que afloram ao sul, na região de Campolide.

Na região de Campolide, a rocha em pauta é um (microclina)-biotita-plagioclásio-gnaisse de cor cinza-clara, granulação fina, com pouca biotita, ocorrendo em agregados alongados e paralelamente arranjados à semelhança de *schlieren*.

2.3.1.5.1.3 Anfibolito (incluso nas unidades PMai1, PMai2 e PMai3)

Um espesso corpo de anfibolito com 4km*x* 0,5km, orientado na direção ENE, aflora na região de Compolide (estação 1020-CP-746, UTM 7608550N/615200E) associado ao biotita-plagioclásio-gnaisse definido no subitem 2.3.1.5.1.2. É uma rocha de granulação fina a média, cor cinza-escura, bem-foliada, constituída por uma massa homogênea de plagioclásio e anfibólio, na qual destacam-se lâminas ou filmes negros de anfibólio e brancos de plagioclásio, podendo estes evoluir para vênulas de aspecto porcelânico. No contato entre os leitos félsicos e máficos, pode ocorrer uma salbanda de 1 a 2mm de espessura formada por anfibólio negro. Alguns leitos félsicos, rompidos, mostram fortes evidências de transposição, com arranjo discordante da foliação principal. Estão preservadas pequenas dobras intrafoliais.

Alguns outros corpos de anfibolito, com transição para anfibolo-gnaisse, estão individualizados no mapa geológico e resultaram de observações de alguns pontos isolados posteriormente reunidos segundo a estruturação regional. As exposições dessas rochas são geralmente de má qualidade e, em alguns locais, existem dúvidas quanto ao exato posicionamento estratigráfico, como é o caso ao sul de Conceição de Ibitipoca, na descida da serra para Lima Duarte e em cortes da estrada Moreiras-Conceição de Ibitipoca. Encaixam-se em regolito de biotita-gnaisse fino que tanto pode ser a rocha de Campolide (unidade PMai3) como o gnaisse do embasamento (unidade PIm1 do complexo Mantiqueira).

No domínio meridional da faixa de exposição das rochas desse grupo, não ocorre anfibolito.

2.3.1.5.1.4 Rocha calcissilicática (inclusa nas unidades PMai1 e PMai2)

Entre as serras Lima Duarte e Negra, afloram alguns corpos pequenos de rocha calcissilicática rica em diopsídio e anfibólio, que mostra coloração cinza-esverdeada. É possível que uma dessas exposições (1020-CP-314, UTM 7575150N/614800E) pertença ao embasamento (complexo Juiz de Fora), pois, quando tratada em diagramas discriminantes, mostrou-se como ortoderivada, a exemplo de rocha semelhante daquele complexo. São rochas que se associam a gnaisse ou xisto granatíferos com silimanita, do grupo Andrelândia, e por esse motivo a ele foram atribuídas.

Em apenas um local, cerca de 500m a sudoeste da estação 1020-CP-41 (UTM 7590200N/649000E), mostra-se em um corpo com alguns metros de espessura, associada a quartzito, mas esta não parece ser uma situação normal. É possível que se trate de rocha da unidade inferior isoclinalmente dobrada com o quartzito da unidade superior.

Em estudo microscópico, mostrou-se com mineralogia de microclina, quartzo, diopsídio, hornblenda, escapolita entre as principais constituintes. Como acessórios ou secundários, ocorrem plagioclásio, epídoto, carbonato, titanita, opaco, zircão e sericita.

2.3.1.5.1.5 Plagioclásio-gnaisse quartzoso (transição entre PMai e PMas)

A transição entre as rochas das unidades inferior e superior é marcada pelo aumento do conteúdo de quartzo e diminuição progressiva dos demais constituintes nos gnaisses e xistos. O termo médio nessa transição é um plagioclásio-gnaisse quartzoso, com quantidades variadas de biotita e granada, mas que tendem a uma redução progressiva. O quartzo chega a 50% da rocha em volume. O plagioclásio, que é abundante nos gnaisses, reduz-se a cerca de 30% da rocha e pode chegar a uma menor concentração em presença de microclina. A soma de ambos mantem-se em torno dos 30% em volume. Moscovita surge como mineral acessório, e opaco (magnetita) pode ser abundante, chegando a 10% da rocha em volume. A elevação da concentração de quartzo leva a um quartzito impuro e o incremento em moscovita define um moscovita-quartzito ou um quartzo-moscovita-xisto, próprios da unidade superior.

Em vários locais, essa transição pôde ser observada e, geralmente, mostra-se em um horizonte com uma dezena de metros de espessura ou pouco mais. Restam dúvidas, entretanto, se este é um horizonte que pode ser perseguido ao longo de todo o contato entre PMai e PMas, com essas mesmas carasterísticas, pois os contatos nem sempre se expõem. O intemperismo leva essa rocha a um rególito vermelho, sustentado por uma massa quartzosa rica em cavidades produzidas pela lixiviação dos minerais argilosos. O rególito passa a ter uma estrutura semelhante à de um quartzito poroso.

2.3.1.5.2 Grupo Andrelândia superior – (PMas)

Essa unidade é essencialmente arenosa, formada por quartzitos com proporções menores de moscovita-xistos. Está dividida em duas subunidades (PMas1 e PMas2).

2.3.1.5.2.1 Unidade PMas1: quartzito grosseiro

O quartzito grosseiro (foto 15) tem expressão marcante na porção centro e sul da folha, em particular nas serras do Ibitipoca, Grande, da Serrinha, de Lima Duarte, Negra e das Três Cruzes.

Na serra do Ibitipoca, os quartzitos são de grão médio e grosseiro, com transição para tipos com aspecto de quartzo de veio, pobres em minerais coloridos e em micas. O quartzito é constituido por aproximadamente 95% de quartzo, 5% de moscovita + clorita , com muito pouco zircão, opaco e feldspato (?). A foliação é marcada pela orientação planar preferencial dos grãos de quartzo, que geralmente mostram-se alongados, e pelas palhetas de moscovita que não chegam a formar leitos xistosos. Nessa serra, existem inúmeras grutas com alguns metros a vários metros de altura, invariavelmente esculpidas em quartzito de grão fino, mas também pouco micáceo, talvez marcando leitos cisalhados. As grutas têm diminuido seu crescimento vertical quando o teto atinge o quartzito grosseiro, passando a estender-se lateralmente. Não ocorrem intercalações de xistos ou gnaisses nesse quartzito grosseiro.

2.3.1.5.2.2 Unidade PMas2: moscovita-quartzito, moscovita-quartzoxisto, moscovita-xisto e (granada)-moscovita-biotita-quartzoxisto

O moscovita-quartzito (foto 16) tem distribuição marcante na porção noroeste da folha, com exposições representativas ao longo da estrada Santa Rita de Ibitipoca-Moreiras-Conceição de Ibitipoca. É uma rocha de grão fino, cinza-claro a esbranquiçado, com teor variado de moscovita, também fina, e algumas pontuações negras de opacos ou turmalina.

A mica define a foliação da rocha e o seu aumento em volume e tamanho (chegando a grosseira em Conceição de Ibitipoca) leva a um moscovita-quartzoxisto, onde se destacam finos leitos de moscovita-xisto, no qual o quartzo é subordinado. A associação de tais rochas define um conjunto estratificado, com espessura dos leitos desde milímetros até vários metros ou mais ainda. Locamente, intercalam-se leitos de (granada)-moscovita-biotita-quartzoxisto, preferencialmente na porção inferior da unidade.

Quando os estratos são espessos, formando bancos de xisto e quartzito em um empilhamento alternado, ocorrendo, dentro desses bancos, bandas, da ordem de milímetros ou centímetros, formadas por esses mesmos litótipos em uma distribuição estratificada.

Em algumas situações, a moscovita forma agregados discóides de cor prateada, planarmente orientados em níveis preferenciais entre os leitos de quartzito, definindo uma estrutura lenticular (foto 16).

Granada é um mineral que pode ocorrer, sendo mais freqüente no xisto e em particular no xisto com biotita, marcando a transição para os xistos da unidade inferior – (PMa).

2.3.1.5.3 Litologias do grupo Andrelândia na faixa Lima Duarte

A conceituação de faixa Lima Duarte consta do subitem 2.2.2.4.6 deste texto explicativo.

Nessa área, as rochas do grupo Andrelândia mostram-se em faixas estreitas e longas, com repetições por dobramentos e interrupções tectônicas, geralmente marcadas por falhas de empurrão de baixo ângulo com movimentos do sul ou sudoeste para norte ou nordeste.

As litologias aqui encontradas são as mesmas das outras porções desta folha. Em essência, são: quartzito grosseiro muito pobre em micas e em minerais coloridos (PMas1), granada-biotita-gnaisse (PMai2), granada-biotita-xisto (PMai1) e, raramente, rocha calcissilicática e anfibolito.

Na porção ocidental dessa faixa, os gnaisses assumem um caráter bandado, que contrasta com o de corpos mais homogêneos, que, via de regra, apresentam. Isto é particularmente saliente em corte da BR-267, imediatamente ao sul da ponte sobre o rio do Peixe, a sudeste da cidade de Olaria (estação 1020-CP-3, UTM 7577800N/608100E). Nessa estação, tem-se um arranjo marcado por mesobandas decimétricas de granada-biotita-gnaisse xistoso e de granada-biotita-gnaisse quartzoso, aquele mais escuro, este mais claro, em tons de cinza. Essas mesobandas chegam a 50cm de espessura, são perfeitamente paralelas e internamente a cada uma delas desenvolvem-se microbandas dessas mesmas litologias. As bandas de gnaisse quartzoso mostram transição para tipos muito ricos em quartzo, praticamente quartzitos impuros. As bandas de gnaisse xistoso mostram microbandas de tonalidade esverdeada, mais pobres em minerais micáceos e com aspecto vítreo, que sugerem rocha calcissilicática. Corpos delgados de quartzo venulam concordante e discordantemente o conjunto.

Exemplares desses litótipos, estudados ao microscópio, revelaram-se formados por quartzo, microclina, plagioclásio, granada e biotita (gnaisse quartzoso, amostra CP-3A) e plagioclásio, quartzo, biotita e granada (gnaisse xistoso, amostra CP-3B). A microclina (no gnaisse quartzoso) ocorre em cristais límpidos, pequenos e sem inclusões, reunidos em agregados policristalinos, em uma matriz fina, associados a quartzo e plagioclásio. Essa matriz envolve, parcialmente, grãos maiores de quartzo, que tendem a se arranjar segundo cordões. Os contatos entre os grãos de quartzo podem ser retos com pontos triplos, ou

serrilhados ou mesmo irregulares. No gnaisse xistoso ocorrem raros grãos de K-feldspato pertítico.

2.3.1.6 Metamorfismo e deformação

O grupo Andrelândia é formado essencialmente por metassedimentos (gnaisses e xistos grauvaquianos, quartzitos e rocha calcissilicática) com metabasito subordinado.

O metamorfismo situa-se na fácies anfibolito de Eskola (1952), grau médio a forte na concepção de Winkler (1977).

Do estudo microscópico de um razoável número de amostras, estabeleceram-se as paragêneses que se seguem:

1 – Pelítica (xistos e gnaisses):

a) quartzo + plagioclásio + biotita;
b) quartzo + plagioclásio + moscovita + granada + estaurolita (+ biotita);
c) quartzo + plagioclásio + moscovita + granada + cianita + estaurolita (+ biotita);
d) quartzo + plagioclásio + moscovita + biotita + granada + cianita (+ silimanita);
e) quartzo + plagioclásio + moscovita + biotita + granada + silimanita (+ grafita);

2 – Quartzofeldspática:

f) quartzo + plagioclásio + microclina + biotita (+ granada + moscovita);

3 – Quartzitos:

g) quartzo + biotita + granada (+ moscovita);
h) quartzo + moscovita;

4 – Rochas calcissilicáticas:

i) microclina + quartzo + piroxênio + escapolita (+ epídoto);
j) microclina + piroxênio + anfibólio + escapolita (+ epídoto);

5 – Metabasito:

k) plagioclásio + anfibólio (+ quartzo).

Mais de 50 amostras de material residual de quartzitos e xistos tiveram seus minerais pesados determinados em lupa binocular. As paragêneses encontrads foram as mesmas descritas em lâminas.

A observação das paragêneses dos xistos e gnaisses mostra um incremento do metamorfismo de **b** para **e**, no sentido do norte para o sul. As principais transformações são:

a) surgimento gradual de biotita, em detrimento da moscovita;

b) surgimento de cianita e, mais adiante, de silimanita, com desaparecimento da estaurolita e posteriormente da cianita.

A estaurolita e a cianita (esta mais rara) só são encontradas até a altura da zona de cisalhamento de Lima Duarte, não ocorrendo mais para sul. A silimanita surge a partir de uma linha de direção geral nordeste que passa junto a Bias Fortes, ocorrendo até o extremo-sul da folha. As rochas gnáissicas desta região, de carater kinzigítico (fotomicrografia 3) confundem-se com rochas semelhantes do complexo Juiz de Fora, assumindo a mesma fácies metamórfica.

A granada é bastante freqüente, tem ampla distribuição e ocorre geralmente em cristais peciloblásticos, geralmente alongados com bordos deformados. Apresentam freqüentemente inclusões de outros minerais (fotomicrografias 4, 5 e 6).

Para Miyashiro (1973),

> a subfácies de média pressão da fácies anfibolito grosso modo corresponde à zona da cianita e da silimanita da série Barroviana. Metapelitos na parte de baixa temperatura da fácies anfibolito contém moscovita, biotita, almandina, cianita e estaurolita. Na parte de alta temperatura, moscovita é decomposta pela reação com quartzo, silimanita toma o lugar da cianita, e estaurolita desaparece.

As paragêneses **b** a **e** mostram essa gradação entre os minerais aluminosos, exatamente como apresentado por Miyashiro, 1973 (op. cit).

Turner (1968) diz que: "característico da fácies anfibolito, também, são associações pelíticas nas quais micas estão associadas com almandina, estaurolita, cianita ou silimanita, mas nunca com andaluzita ou cordierita." Esse autor descreve na fácies anfibolito as zonas da almandina, estaurolita, cianita e silimanita da seqüência Barroviana, as quais correlaciona à "porção de mais alto grau que Myashiro (1961, p. 285) chamou de série de fácies cianita-silimanita".

As paragêneses descritas mostram perfeita correspondência com aquelas apresentadas por Turner (op. cit.), na zona da almandina da Scottish Highlands para associações pelíticas, quartzofeldspáticas e básicas. Na zona da estaurolita-cianita de New Hampshire-Vermont, para rochas pelíticas. Na zona da silimanita-moscovita de New Hampshire para rochas pelíticas.

As rochas desse grupo mostram-se fortemente deformadas por eventos tectônicos. Pelo menos três fases de deformação podem ser recuperadas: uma primeira, caracterizada por dobramentos isoclinais com planos axiais pouco inclinados, e cisalhamento de baixo ângulo; uma segunda, menos intensa, com geração de dobramento assimétrico, onde o plano axial tem mergulho de médio a fraco; uma terceira, marcada por dobramentos abertos, sem geração de foliação, com planos axiais verticalizados (ver: Capítulo 3 - Geologia Estrutural). Nas fotomicrografias 2, 3 e 4 parte dessas deformações estão registradas pela granada; na fotomicrografia 3, mostra-se como núcleo rota-

cionado, rico em inclusões minerais, indicando crescimento sintectônico e os bordos (mais claros) neoformados; na fotomicrografia 2, vê-se que os seus bordos estão fragmentados e ela própria estava em processo de rotação, apresentando-se oblíqua em relação à banda moscovítica; na fotomicrografia 4, apresenta-se também rica em inclusões, arredondada e fragmentada, com bordos irregulares.

A fotomicrografia 7 mostra uma dobra assimétrica, com crescimento incipiente de moscovita em posição plano-axial, cortando um leito moscovítico pretérito.

2.3.1.7 Litogeoquímica

Na tabela II.2.33, são mostrados os resultados analíticos de 18 amostras de rocha desse grupo. A identificação delas está na tabela II.2.34 e a localização é mostrada na figura II.2.2..

Tabela II.2.34 - Identificação e posicionamento das amostras Analisadas de Rochas do Grupo Andrelândia

No.	AMOSTRA	ROCHA	UTM (N)	UTM (E)
1	CP-269B	anfibolito	7596300	649800
2	CP-746A	anfibolito	7608550	615200
3	CP-458B	gra-mo-bt-xisto	7616250	604750
4	CP-180A	gra-bt-pl-gnaisse	7596400	607800
5	CP-140	ci-gra-mo-bt-xisto	7616850	611900
6	CP-490	ea-gra-mo-bt-xisto	7611300	610900
7	CP-622	sil-gra-bt-pl-gnaisse	7566950	616950
8	CP-317	sil-gra-bt-pl-gnaisse	7575350	620250
9	CP-339B	sil-gra-bt-pl-gnaisse	7573500	628250
10	CP-669B	ci-ea-gra-mo-bt-xisto	7617600	635300
11	CP-509C	gra-bt-pl-gnaisse	7605100	621900
12	CP-607A	bt-gra-pl-mcr-gnaisse	7621800	629500
13	CP-77	bt-pl-gnaisse	7618450	623200
14	CP-151	bt-pl-gnaisse	7584600	604200
15	CP-100	bt-pl-gnaisse	7609850	621100
16	CP-249A	bt-pl-gnaisse	7592500	622600
17	CP-324	calciossilicática	7574050	620950
18	CP-314	calciossilicática	7575150	614800

Na figura II.2.66, estão registradas as assinaturas dos elementos Al, Fe, Ti, K e Na e na figura II.2.67 de Al, Fe, Ti, Ca e Mg em cada uma dessas amostras. As amostras 1 e 2, anfibolitos, ocupam o campo dos basaltos em ambos os diagramas (ver: identificação dos campos nas figuras II.2.3 e II.2.4). Os gnaisses, amostras 3 a 16, distribuem-se de maneira bastante dispersa no primeiro diagrama ocupando os campos dos metassedimentos, com amostras onde NaK, outras com KNa (em números atômicos equivalentes). As amostras com NaK ocupam o campo das grauvacas; no outro oposto, onde KNa, a tendência é de ocuparem o campo dos sedimentos argilosos. No conjunto, verifica-se uma origem a partir de protólito sedimentar.

No segundo diagrama, os gnaisses estão contidos no campo das grauvacas.

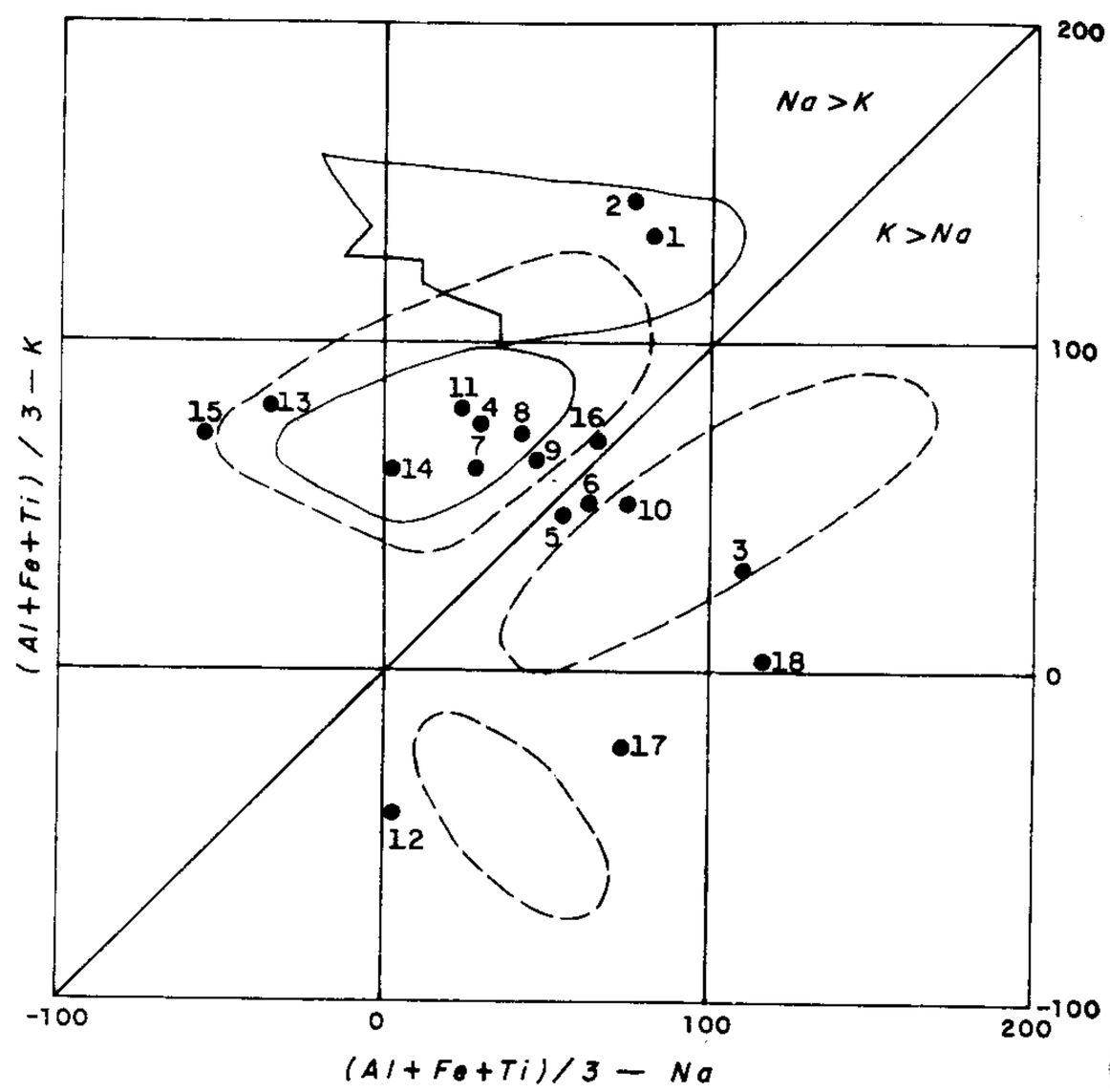


Fig. II.2.66 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, K e Na em rochas do grupo Andrelândia. Identificação das amostras na tabela II.2.11 e dos campos na figura II.2.3. Valores expressos em miliátomos por 100g de rocha.

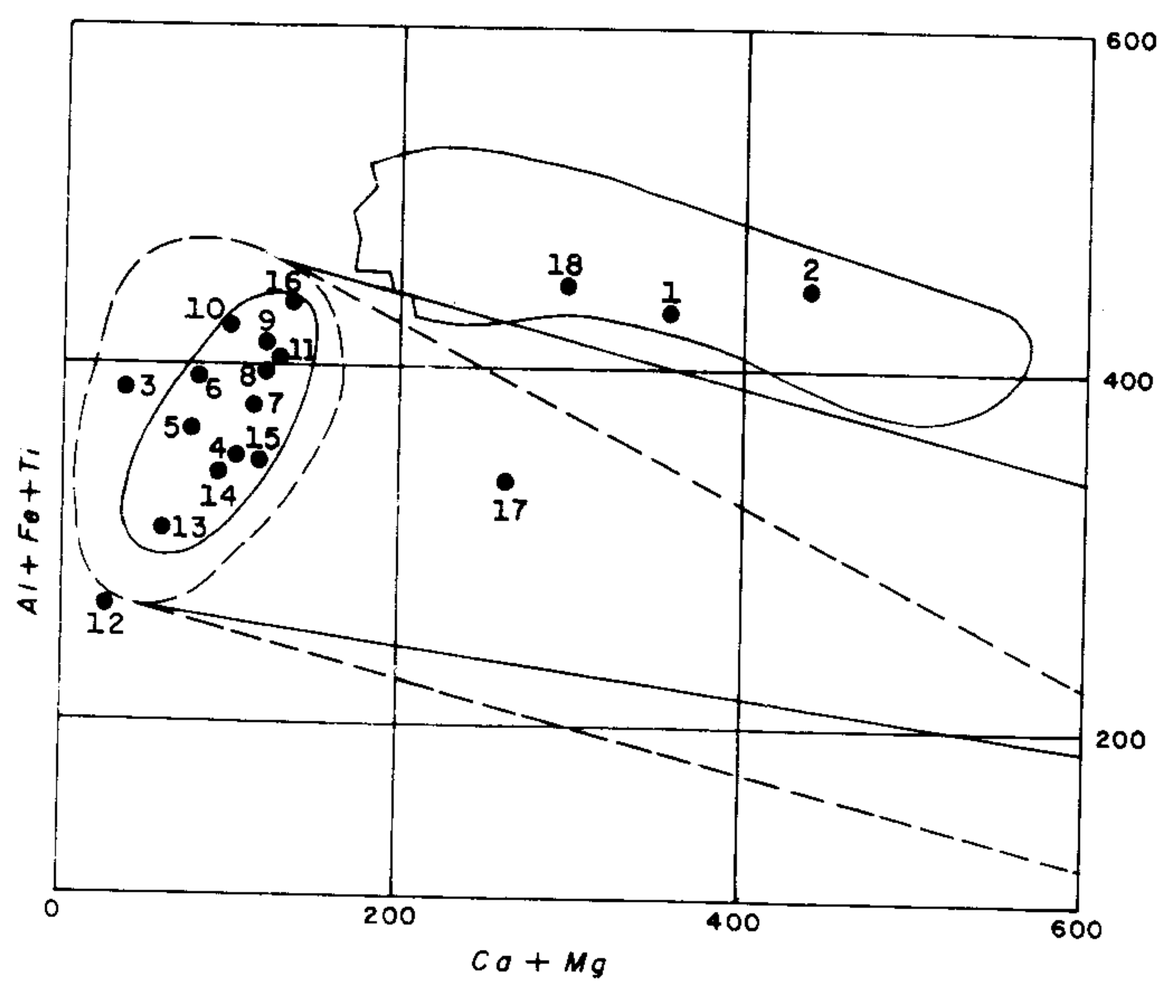


Fig. II.2.67 – Assinatura dos elementos Al, Fe, Ti, Ca e Mg em rochas do grupo Andrelândia. Identificação dos campos na figura II.2.4. Valores expressos em miliátomos por 100g de rocha.

Tabela II.2.33 - Resultados Analíticos de Rochas do Grupo Andrelândia (% em Peso para óxidos e ppm para Elementos-Traço e Elementos de Terras-Raras).

AM.No.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
SiO2	53,10	48,40	69,80	69,80	69,00	66,70	66,10	65,20	64,20	63,80	63,50	74,60	74,50	70,70	67,80	58,80	57,80	49,70
Al2O3	12,30	14,50	16,10	14,00	14,10	15,20	14,60	15,20	16,30	16,50	15,40	12,40	14,10	14,30	14,90	13,20	13,60	17,80
Fe2O3	2,90	4,30	0,94	0,73	1,20	1,50	1,00	1,60	0,93	1,30	1,00	0,56	0,46	0,55	0,48	6,20	0,65	6,80
FeO	10,00	7,20	3,65	4,10	4,50	5,00	5,30	4,80	5,10	5,60	5,85	0,85	1,30	3,10	2,90	5,70	4,00	0,70
CaO	9,80	11,60	0,25	2,50	0,83	0,72	2,40	2,50	2,50	0,69	2,70	0,83	2,10	3,00	3,00	4,70	11,30	9,80
MgO	7,40	9,40	1,30	2,30	2,40	2,70	2,70	2,90	3,00	3,30	3,20	0,53	0,96	1,60	2,40	2,00	2,40	4,90
Na2O	1,90	2,20	0,61	2,70	2,10	2,20	3,00	2,60	2,90	2,10	3,40	2,70	4,20	3,30	5,20	2,50	1,20	1,10
K2O	0,31	0,15	4,60	2,10	3,50	3,80	3,10	3,20	3,10	4,30	2,70	6,20	0,96	2,20	2,00	3,50	6,40	7,00
TiO2	1,20	0,63	0,73	0,82	0,90	0,71	0,78	0,93	0,77	0,78	0,91	0,19	0,27	0,45	0,43	1,60	0,58	0,53
P2O5	0,07	0,07	<0,05	0,14	0,14	0,14	0,16	0,19	0,15	0,14	0,16	<0,05	<0,05	0,07	0,15	0,26	0,12	0,23
H2O -	0,05	0,07	0,11	0,07	0,01	0,08	0,04	0,12	0,07	0,07	0,09	0,35	0,15	0,03	0,05	0,02	0,05	0,12
H2O +	0,45	0,48	1,61	0,56	0,52	1,02	0,43	0,53	0,42	1,05	0,55	0,96	0,66	0,20	0,40	0,60	0,28	0,40
MnO	0,19	0,19	0,06	0,08	0,10	0,11	0,10	0,11	0,13	0,10	0,15	0,02	0,03	0,06	0,06	0,13	0,11	0,11
CO2	0,10	0,30	0,20	0,10	0,55	0,10	0,10	0,10	0,35	0,10	0,30	0,10	0,30	0,30	0,55	0,60	1,30	0,40
S	0,18	0,04	0,01	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	0,02	0,02	0,01	0,02	0,02	0,02	0,02	0,03	0,02	0,01
TOTAL	99,95	99,53	99,97	100,01	99,89	100,00	99,83	100,00	99,94	99,85	99,92	100,31	100,01	99,88	100,34	99,84	99,81	99,60
Co	81	52	16	16	17	18	16	22	22	17	22	<5	12	14	10	37	17	18
Cr	390	380	78	118	76	127	104	100	110	96	124	<5	17	46	54	49	89	156
Cu	91	58	11	17	27	29	23	27	47	19	35	13	3	2	11	24	16	15
Pb	4	5	8	9	10	16	14	10	12	18	12	14	4	6	8	18	26	18
Zn	47	7	57	85	93	32	93	108	112	33	97	23	46	53	52	146	11	37
Ni	410	270	43	88	65	58	64	78	80	62	71	12	23	45	40	70	46	68
V	220	290	106	144	121	132	132	158	146	164	152	68	120	105	94	148	120	164
Sc	47	52	18	21	17	31	17	23	25	16	27	7	<5	16	10	26	26	23
Y	40	28	41	50	42	35	34	38	47	32	47	<10	25	44	16	57	40	50
Nb	24	62	30	34	27	30	20	27	27	20	27	<20	<20	30	38	34	38	28
Ba	86	45	1210	600	400	450	490	600	650	500	610	800	490	840	1060	930	1200	1440
Sr	230	120	120	220	86	89	200	200	180	91	220	240	240	290	770	130	110	390
Zr	43	43	270	260	210	160	210	230	150	160	210	170	210	240	240	350	190	210
Th	<15	35	<15	<15	<15	20	<15	<15	<15	<15	<15	33	<15	<15	<15	<15	<15	20
Cl	280	67	<20	33	69	150	100	41	46	170	<20	160	43	<20	<20	28	110	24
F	59	56	280	620	740	590	232	540	453	693	560	98	74	452	470	300	420	948
Li	9	17	65	28	56	50	34	43	56	54	63	12	7	30	31	32	14	54
Rb	<10	<10	160	83	140	150	100	120	96	170	80	160	21	91	49	93	190	150
La	9	6,13	41,6	26,1	39,6	26,58	20,82	27,6	30	30,57	39,3	18,52	10,2	13,4	19,4	59,6	28,81	48,73
Ce	7,6	11,58	77,4	53,7	75,2	50,48	43,08	54,2	57,3	58,65	77,6	25,13	17	28,6	33,64	105,8	57,77	95,09
Nd	7	8,44	34,4	26,6	34,7	23,3	22,35	27,9	29,3	26,9	34,4	10,24	7,1	13,5	17,26	51,7	25,14	39,8
Sm	1,5	1,8	5,8	6	6,6	5,1	5,3	5,7	5,6	6,2	6,2	1,6	0,96	3	2,8	11,1	5,3	8,1
Eu	1	0,68	1,3	1,3	1,3	1,13	1,36	1,3	1,3	1,28	1,3	0,6	0,47	0,77	0,89	2,1	1,02	1,57
Gd	2,5	2,23	4,7	4,9	5,5	4,28	4,5	5,5	4,9	5,21	5,6	1,5	1	2,8	2,03	9,5	4,4	7,11
Dy	2,8	2,36	3,6	3,3	4,6	3,42	3,42	4,8	3,9	4,36	5,2	0,79	0,69	3,2	1,44	8,7	3,5	5,88
Ho	0,43	0,51	0,58	0,6	0,79	0,73	0,64	0,78	0,67	0,91	0,86	0,14	0,1	0,77	0,26	1,5	0,65	1,17
Er	1,3	1,65	1,5	1,9	2,3	2,18	1,89	2,3	1,8	2,68	2,8	0,38	0,27	2,6	0,79	4,4	1,95	3,45
Yb	1,3	1,6	1,9	2	2,5	2,31	1,41	2,6	2,1	2,6	3,1	0,23	0,22	2,6	0,7	3,9	1,39	2,78
Lu	0,17	0,25	0,23	0,3	0,33	0,35	0,21	0,34	0,28	0,42	0,4	0,08	0,05	0,37	0,09	0,5	0,21	0,4

Obs: identificação e posicionamento das amostras, ver Tabela II.2.34.

Anfibolitos

Dois exemplares foram analisados, para posssibilitar uma primeira comparação com as rochas básicas de outras unidades; necessárias, para proceder-se a uma análise mais acurada, outras amostras.

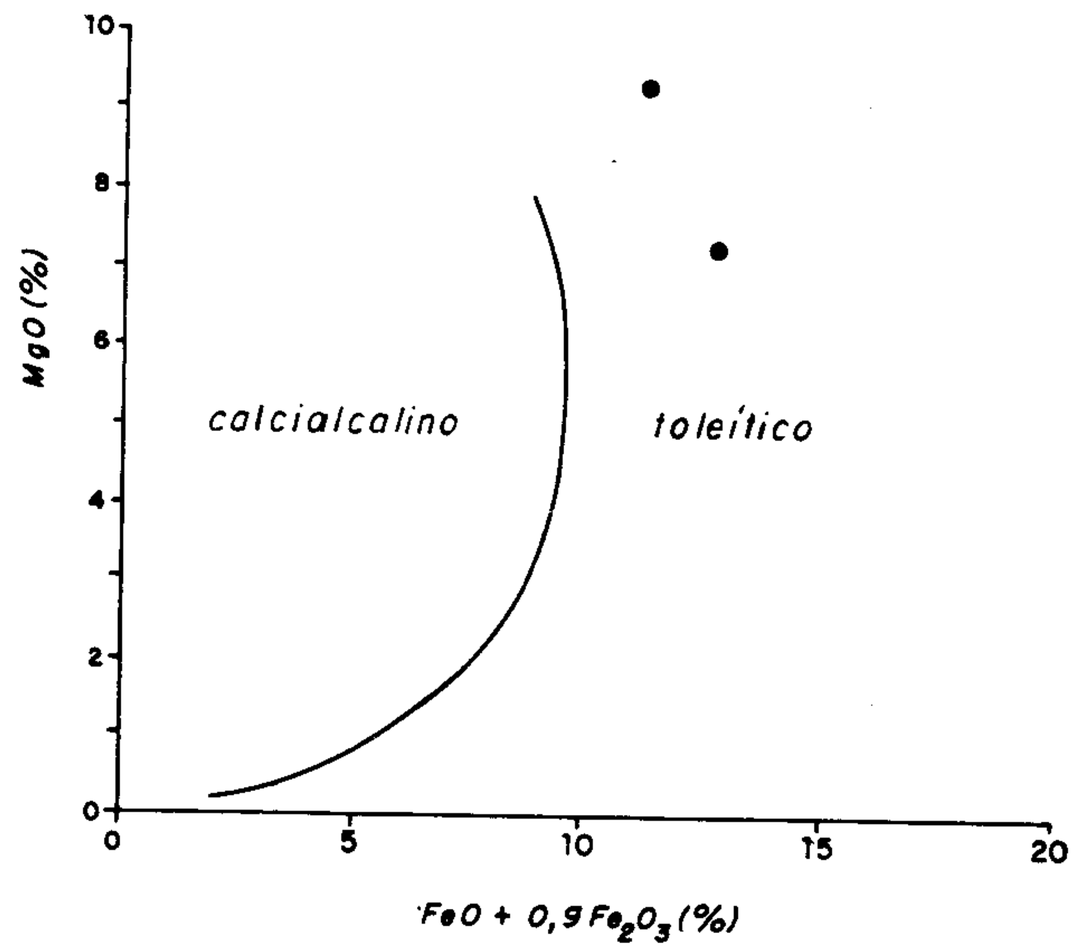
Na figura II.2.68, diagramas AFM e NKC, os anfibolitos mostram um comportamento toleítico. Na figura II.2.69, diagrama MgO *x* Fe total, a tendência toleítica é confirmada, registrando-se, também, o elevado teor em MgO mostrado por essas rochas. Na figura II.2.70, diagrama $Na_2O + K_2O$ *x* SiO_2, mais uma vez comportam-se como basaltos toleíticos. Na figura II.2.71, diagrama Zr-Ti/100-Sr/2, posicionam-se no campo dos toleítos de baixo potássio (LKT).

Registrados na figura II.2.72, diagrama K_2O-TiO_2-P_2O_5, posicionam-se no campo dos basaltos oceânicos. Na figura II.2.73, diagrama Cr *x* Y, uma amostra está contida no campo dos basaltos de arco vulcânico (VAB), mas outra ocupa um campo de interferência tripla entre basaltos de arco vulcânico, de cadeia mesoceânica e intraplacas.

Os parâmetros de Niggli, calculados para os anfibolitos, são mostrados na tabela II.2.35.

Trata-se de rochas fêmicas, pobres em álcalis, com valor c rico. O magma tipo é gabroidal hawaiítico.

Fig. II.2.69 – Assinatura dos óxidos MgO, FeO e Fe_2O_3 em anfibolitos do grupo Andrelândia. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Tegyey (1974).



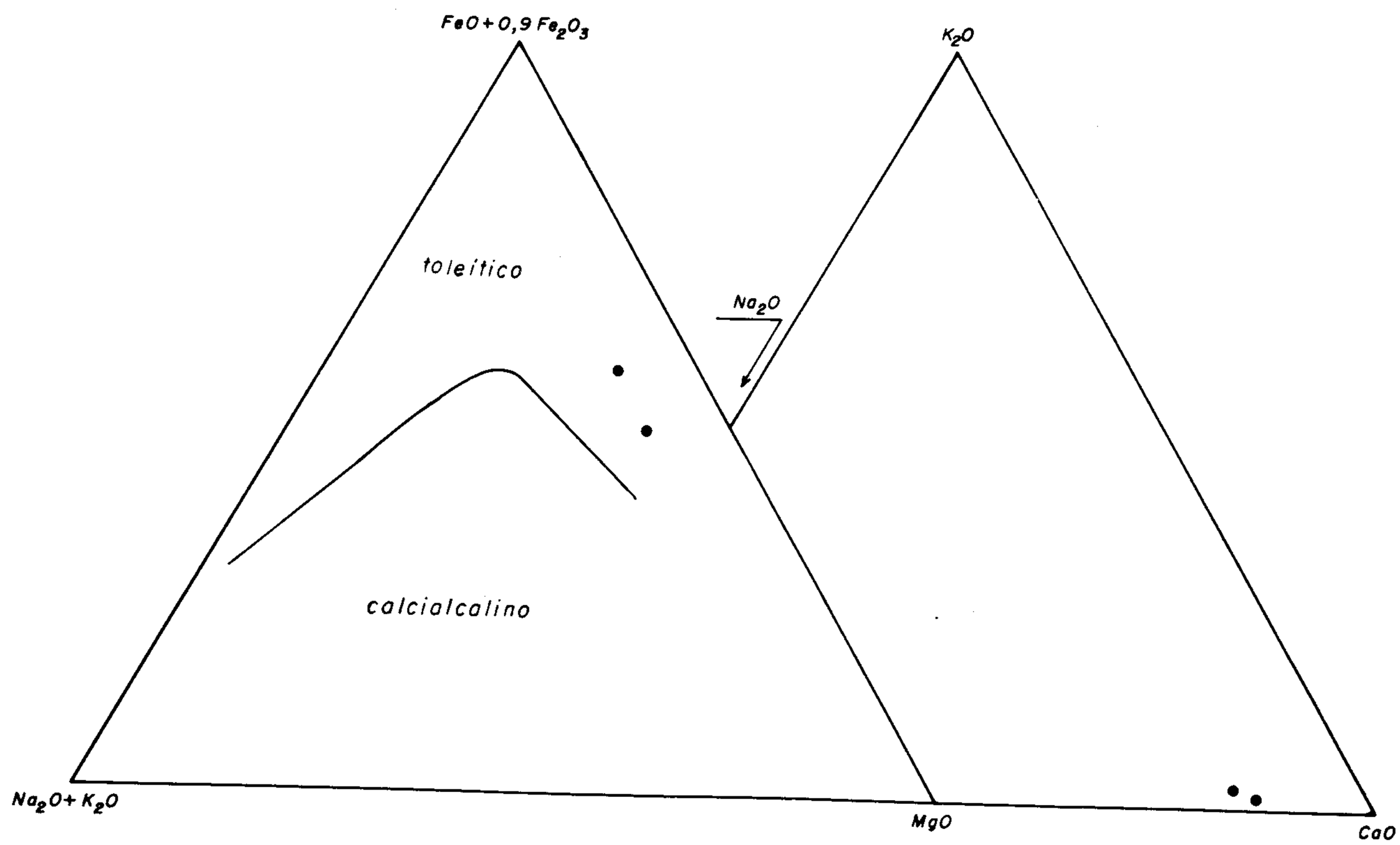


Fig. II.2.68 – Diagrama AFM e NKC para anfibolitos do grupo Andrelândia. O limite entre os campos toleítico e calcialcalino é de Irvine & Barragar (1971).

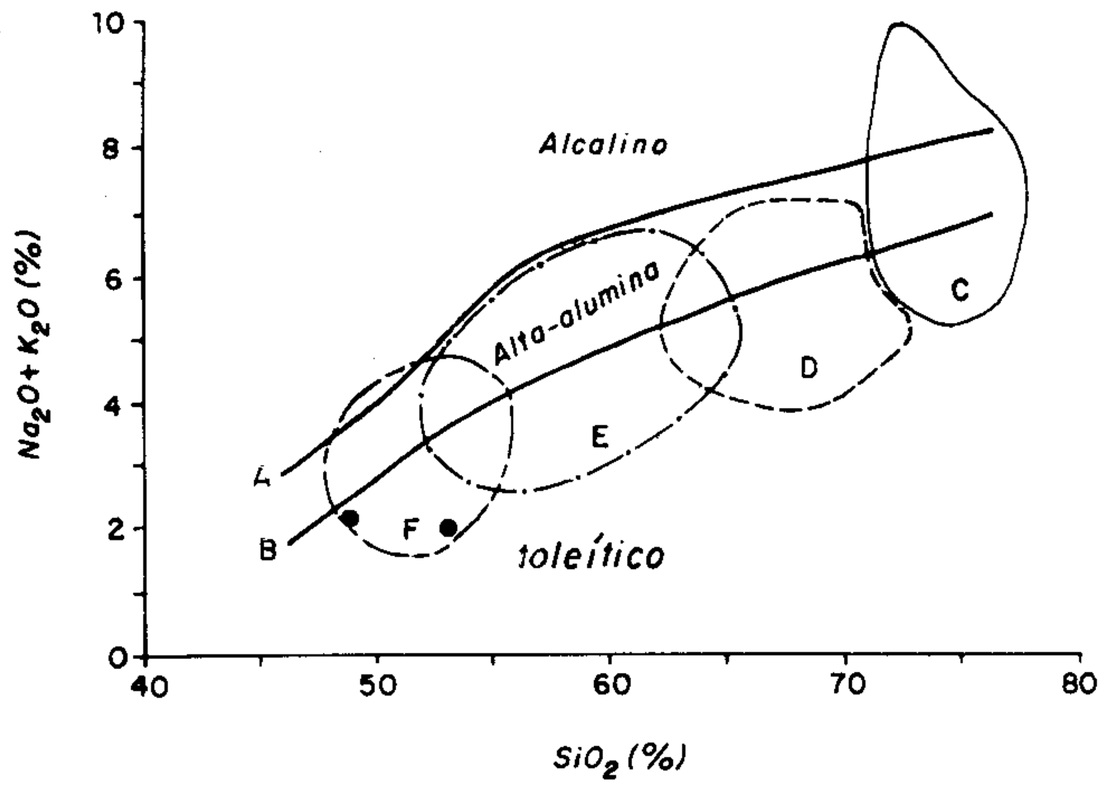


Fig. II.2.70 – Diagrama $Na_2O + K_2O$ x SiO_2 para anfibolitos do grupo Andrelândia. As curvas A e B são de Kuno (1968); os campos C (riolito), D (dacito), E (andesito) e F (basalto) são de Tegyey (1974).

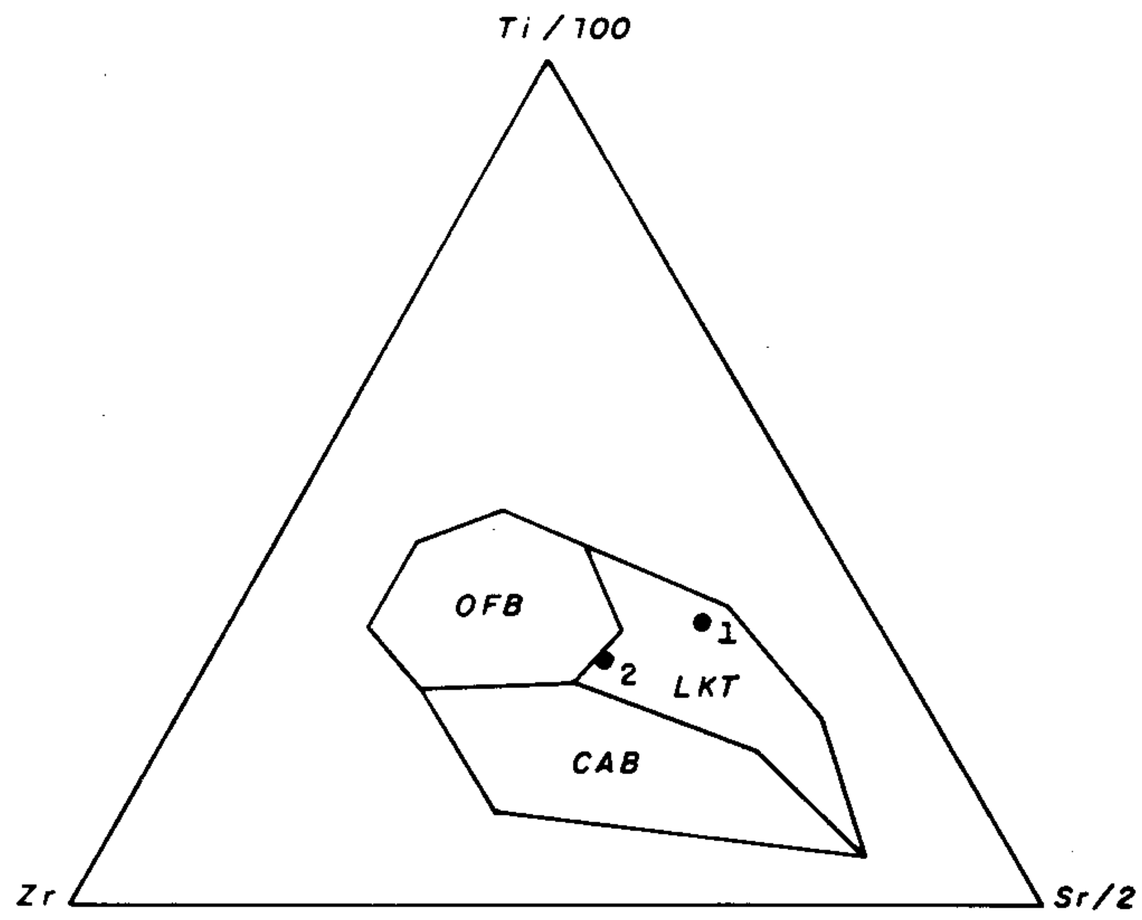


Fig. II.2.71 – Diagrama Zr-Ti/100-Sr/2 para anfibolitos do grupo Andrelândia. Estão discriminados os campos dos basaltos de fundo oceânico (OFB), dos toleítos de baixo potássio (LKT) e dos basaltos calcialcalinos (CAB), segundo Pearce & Cann (1973).

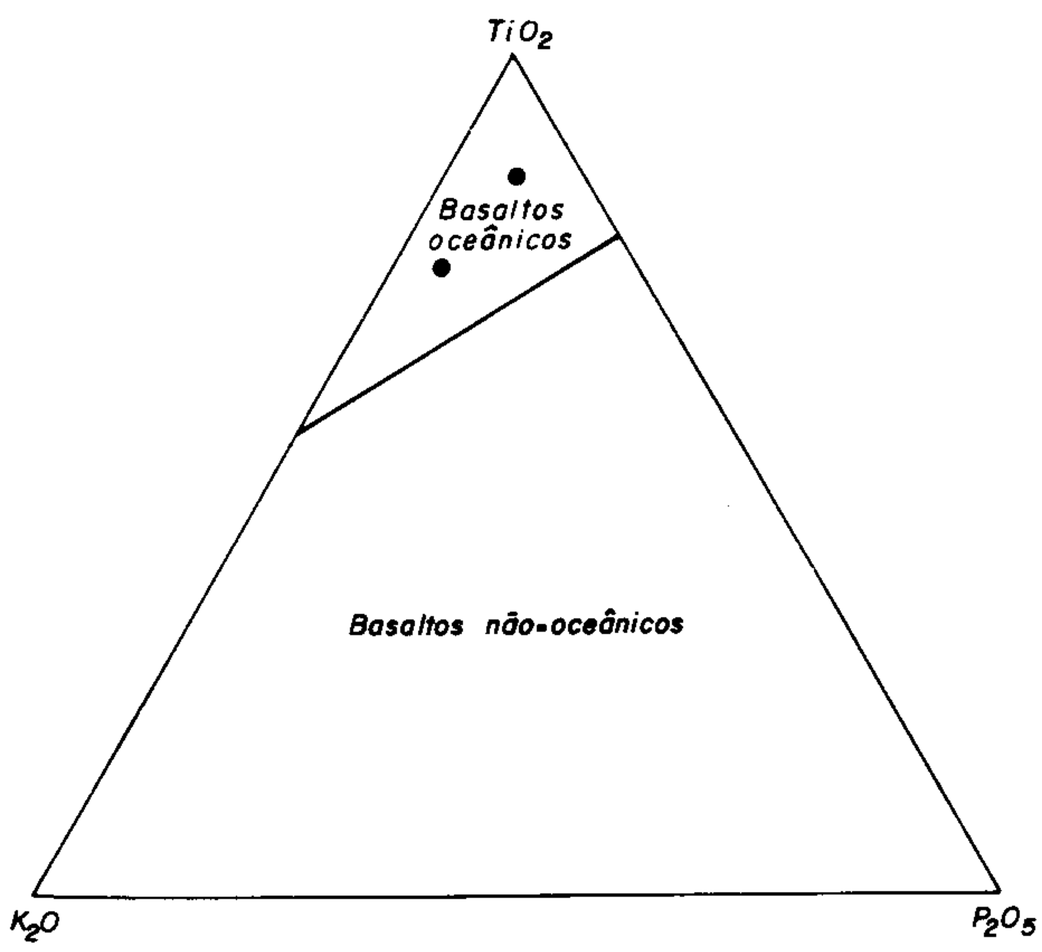


Fig. II.2.72 – Diagrama K_2O-TiO_2-P_2O_5 para anfibolitos do grupo Andrelândia. O limite entre os campos dos basaltos ; é de Pearce et al. (1975).

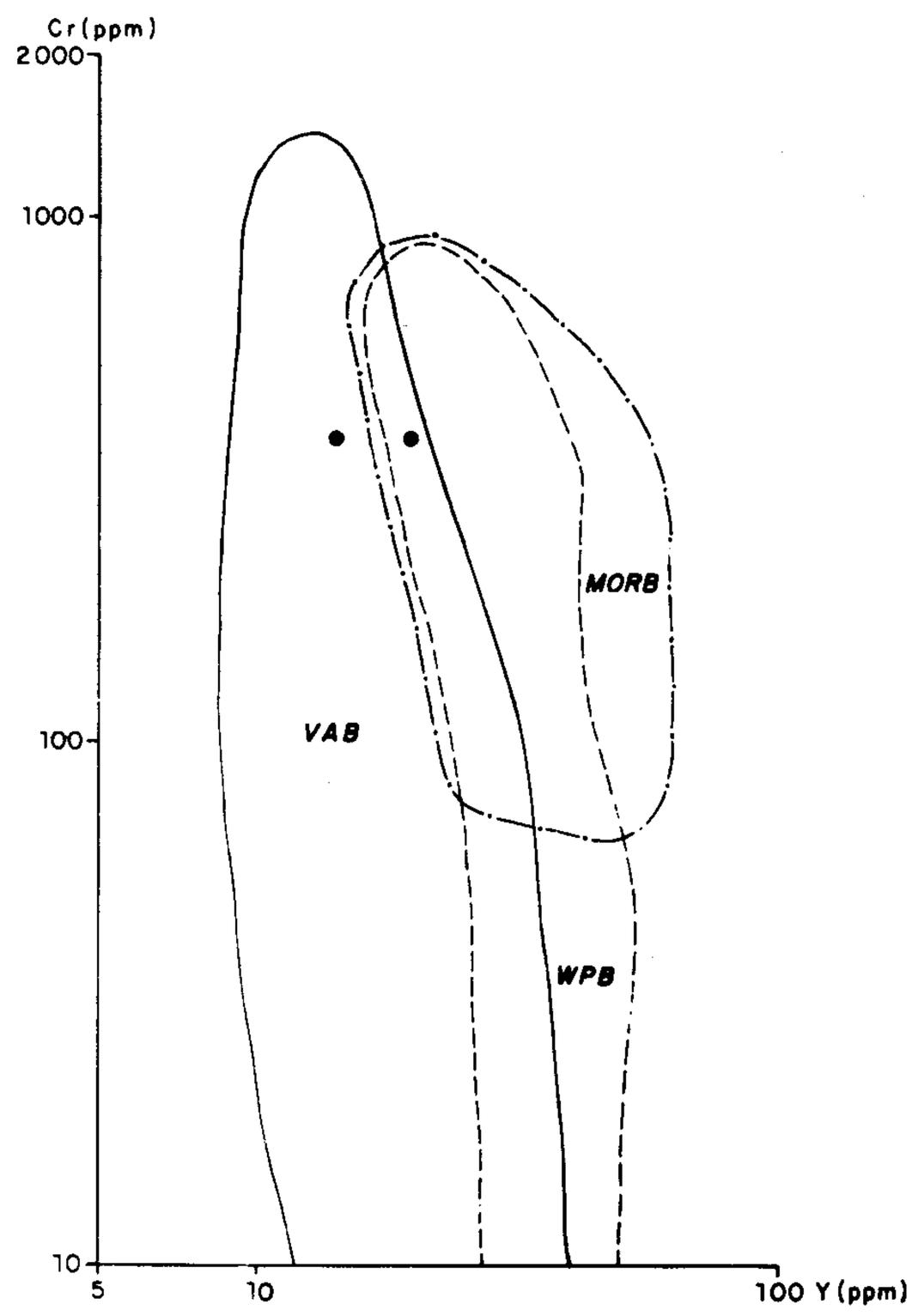


Fig. II.2.73 – Diagrama Cr x Y de Pearce et al. (1981), para basaltos: (VAB) basaltos de arco vulcânico; (MORB) basaltos de cadeia mesoceânica; (WPB) basaltos intraplaca. Registraram-se anfibolitos do grupo Andrelândia.

Tabela II.2.35 – Parâmetros de Niggli em Anfibolitos do Grupo Andrelândia.

AMOSTRA	si	alk	c	fm	al	mg	k	ti	p
1	128	5	25	52	17	0,51	0,10	2,2	0,1
2	104	5	27	50	18	0,60	0,04	1,0	0,1

O registro dos ETR é feito na figura II.2.74. Trata-se de materiais com razão ETRL/ETRP = 3,20, com anomalia positiva para európio (amostra CP-269B) ou sem anomalia (amostra CP-746A). A relação Nb/Zr corresponde a 1; a La/CeN é maior que 1; e a Ce/YbN é igual a 1,7, enquanto Ba/La aproxima-se de 20. Os dados químicos sugerem tratar-se de basalto tipo MORB transicional derivado de fonte mantélica. Parecem-se com os metabasitos Mantiqueira, porém são consideravelmente mais pobres em ETR que essas rochas.

Gnaisses granatíferos e biotita-plagioclásio-gnaisses

Os gnaisses (incluindo também xistos), foram divididos em dois grupos: a) gnaisses granatíferos – amostras 3 a 11; b) biotita-plagioclásio-gnaisses – amostras 13 a 15. Não foram consideradas a amostra 12, por ser rica em microclina e conseqüentemente em K_2O, não tendo termo de comparação com as demais, e a amostra 16, por ser relativamente pobre em SiO_2 e rica em Fe total, sendo também um dado isolado.

O gráfico da figura II.2.75 compara resultados químicos de alguns elementos, em cada amostra, com teores mundiais para folhelhos, grauvacas e calcários, estabelecidos por Turekian & Wedepohl (1961). A primeira observação possível é a de que os gnaisses e xistos granatíferos têm boa correlação com os teores médios para folhelhos em relação a Sc, V, Cr, Co, Ni e Ba, mostrando-se empobrecidos em Cu e Sr. A correlação com os teores médios para grauvacas não é tão boa, mostrando-se enriquecidos em Sc e V, e empobrecidos em Cr e Sr.

Os biotita-plagioclásio-gnaisses mostram uma dispersão maior dos resultados. Em conseqüência, as comparações ficam prejudicadas. Duas amostras de rochas calcissilicáticas estão registradas nessa figura e não mostram a mínima correlação com teores médios desses elementos para calcários.

Na tabela II.2.36, apresentam-se os teores médios e, na tabela II.2.37, algumas relações entre elementos para os gnaisses granatíferos. Nas tabelas II.2.38 e II.2.39, fez-se o mesmo para os plagioclásio-gnaisses.

Os gnaisses e xistos granatíferos são grauvacas típicas, enquanto os biotita-plagioclásio-gnaisses são de gênese incerta, porém os dois grupos derivam claramente de fonte diferente. O primeiro grupo tem área-fonte muito pouco oxidada, comparada com o segundo grupo. O baixo conteúdo de Na_2O do primeiro grupo indica área-fonte tipicamente granítica (ou, genericamente, ácida), enquanto o segundo grupo parece derivar de material tonalito-granodiorítico, adotando a interpretação de Condie et al. (1970) para essas relações.

Os espectros de ETR, normalizados para condritos, para os dois grupos rochosos, vêm indicados na figura II.2.76. Vê-se claramente que os xistos e gnaisses granatíferos têm composição variando dentro de limites muito estreitos (indicando fonte de composição homogênea). Trata-se de rochas com conteúdos moderados de ETR (143ppm), com acentuado fracionamento de ETRL para ETRP (a relação é igual a 9). A razão La/LuN equivale a 10,6 e a anomalia de európio é igual a 0,71.

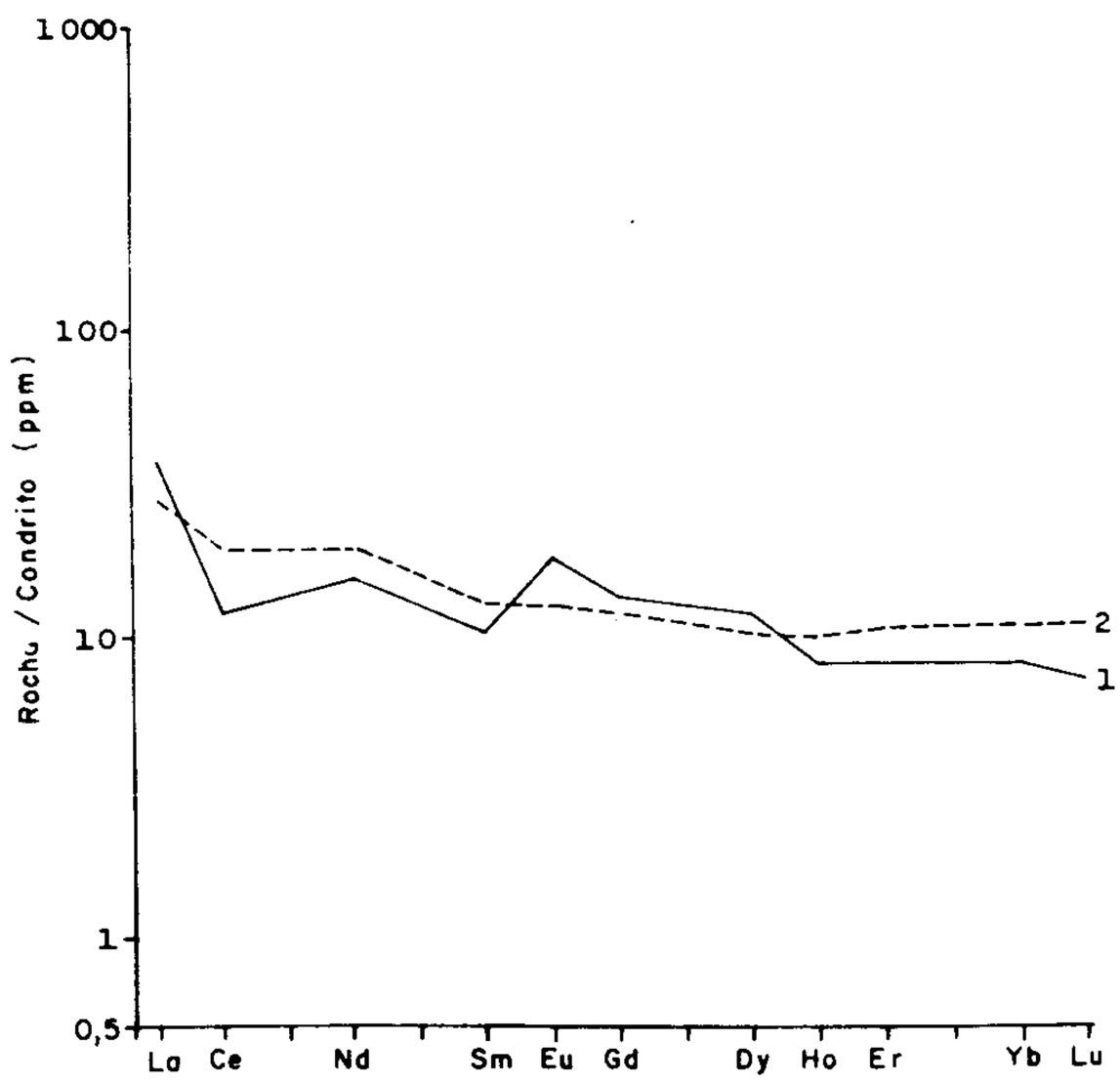


Fig. II.2.74 – Variograma de ETR em anfibolitos do grupo Andrelândia.

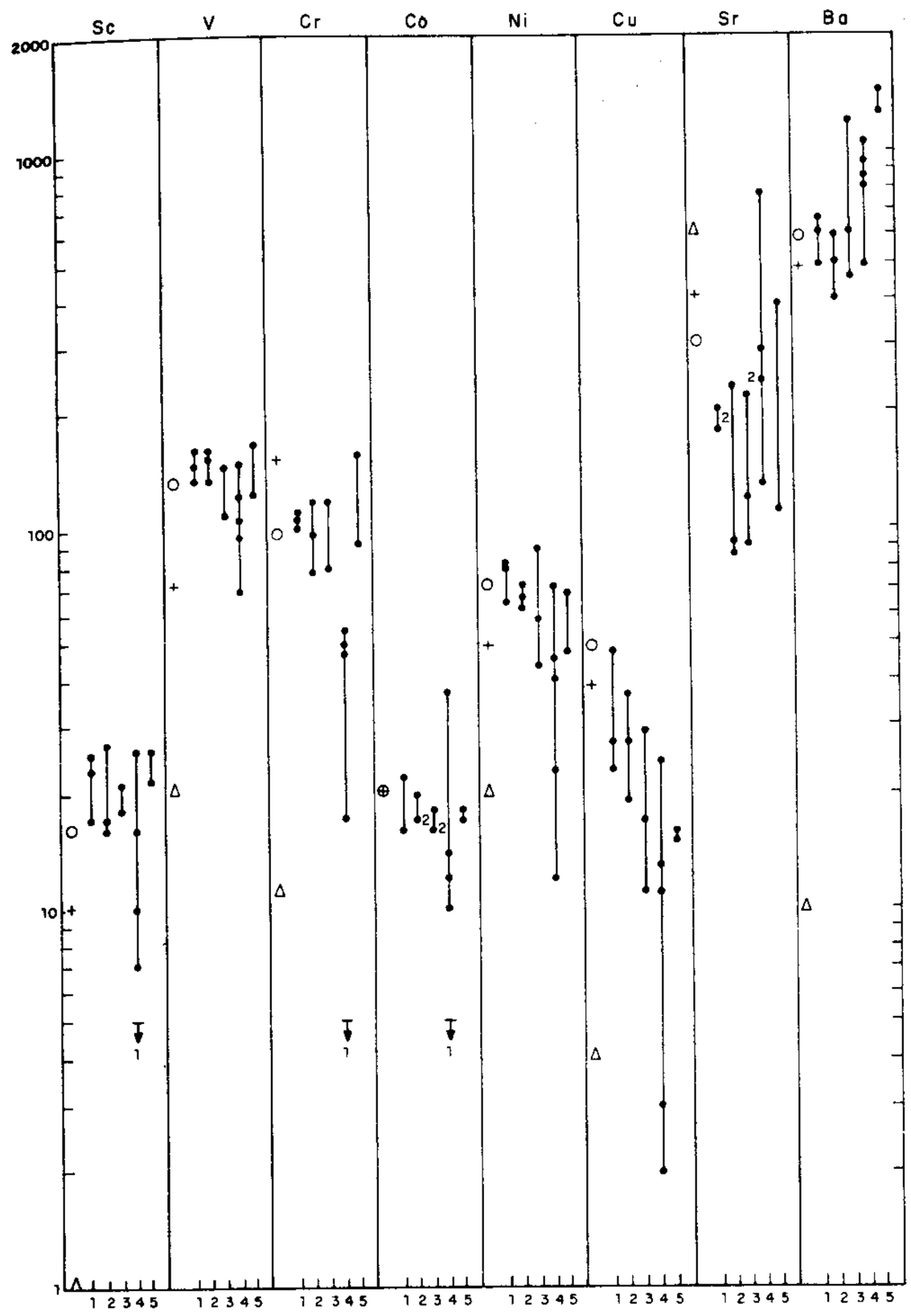


Fig. II.2.75 – Conteúdos de elementos-traço em gnaisses do grupo Andrelândia, comparados com teores médios, segundo Turekian & Wedepohl (1961), para folhelhos (o), grauvacas (+) e calcários (Δ). (1) gnaisse kinzigítico; (2) granada-biotita-gnaisse; (3) granada-micaxisto (xisto aluminoso); (4) biotita-plagioclásio-gnaisse; (5) rocha calcissilicática.

Tabela II.2.37 - Razões Químicas de Gnaisses e Xistos Granatíferos do Grupo Andrelândia (1 - Amostras 3 a 11 da Tabela II.2.33) Comparadas com as de Gnaisses Kinzigíticos do Complexo Juiz de Fora (2 - Amostras 11 a 17 da Tabela II.2.10)

	1	2
Al_2O_3/Na_2O	6,36	4,64
Na_2O/K_2O	0,71	1,14
K_2O/Na_2O	1,41	0,87
K_2O/CaO	2,01	1,00
FeO/Fe_2O_3	4,30	3,50
Fe*/Mg	2,87	3,46
K/Rb	229,65	233,46
Rb/Sr	0,78	0,32
Ba/Sr	3,92	2,43
Ba/Rb	5,01	7,50
K/Ba	45,80	31,11
Ca/Y	294,67	549,34
Cr/Ni	1,53	1,89

Obs: (Fe*) FeO + Fe_2O_3 transformados em Fe^{++}.

Tabela II.2.36 - Composição Química Média de Gnaisses (xistos) Granatíferos do Grupo Andrelândia (1 - Amostras 3 a 11 da Tabela II.2.33) e de Gnaisses Kinzigíticos do Complexo Juiz de Fora (2 - Amostras 11 a 17 da Tabela II.2.10)

	1		2	
AM.No.	MÉDIA	s	MÉDIA	s
SiO_2	66,46	2,39	65,84	1,84
Al_2O_3	15,27	0,86	14,91	1,35
Fe_2O_3	1,13	0,27	1,35	0,92
FeO	4,88	0,66	4,72	1,06
CaO	1,68	0,96	2,80	0,39
MgO	2,64	0,57	2,21	0,71
Na_2O	2,40	0,76	3,21	0,55
K_2O	3,38	0,73	2,80	0,30
TiO_2	0,81	0,08	0,72	0,11
P_2O_5	(1) 0,15		(2) 0,15	
H_2O -	0,07	0,03	0,07	0,05
H_2O +	0,74	0,38	0,47	0,24
MnO	0,10	0,02	0,20	0,21
CO_2	0,21	0,15	0,35	0,18
S	0,02	0,01	0,15	0,21
TOTAL	99,93		99,92	
Co	18,4	2,6	(3) 22,5	
Cr	103,7	17,3	127,3	67,7
Cu	26,1	10	35,9	24,1
Pb	12,1	3,1	13,1	3,8
Zn	78,9	28,8	81,6	20,3
Ni	67,7	12,6	67,3	24,2
V	139,4	17,4	136,3	35,7
Sc	21,7	4,9	20,6	6,1
Y	40,7	6,0	36,4	8,8
Nb	26,9	4,3	<20	-
Ba	612,2	225,6	747,1	222,7
Sr	156,2	55,3	307,1	88,4
Zr	206,7	40,8	238,6	82,5
Cl	(4) 87		75,7	19,2
F	523,1	163,4	485,3	140,8
Li	49,9	11,9	26,7	6,8
Rb	122,1	32,2	99,6	18,2
La	31,35	6,8	41,71	32,7
Ce	60,85	12	57,55	31,9
Nd	28,87	4,5	28,41	14,5
Sm	5,83	0,4	4,93	2,7
Eu	1,29	0,1	1,29	0,4
Gd	5,01	0,4	4,33	1,7
Dy	4,07	0,7	3,68	0,8
Ho	0,73	0,1	0,69	0,2
Er	2,15	0,4	2,11	0,6
Yb	2,28	0,5	2,12	1
Lu	0,32	0,1	0,31	0,2
No.Am.	9		7	

Obs: (1) média de oito amostras; (2) média de cinco amostras; (3) média de seis amostras; (4) média de sete amostras

Tabela II.2.38 - Composição Química Média de Bt-pl-gnaisses do Grupo Andrelândia (Amostras 13 a 15 da Tabela II.2.33)

	MÉDIA	S
SiO2	71,00	2,74
Al2O3	14,43	0,34
Fe2O3	0,50	0,04
FeO	2,43	0,81
CaO	2,70	0,42
MgO	1,65	0,59
Na2O	4,23	0,78
K2O	1,72	0,54
TiO2	0,38	0,08
P2O5	a 0,11	
H2O -	0,08	0,05
H2O +	0,42	0,19
MnO	0,05	0,01
CO2	0,38	0,12
S	0,02	0,00
TOTAL	100,08	
Co	12	1,6
Cr	39	15,9
Cu	5,3	4
Pb	6	1,6
Zn	50,3	3,1
Ni	36	9,4
V	106,3	10,7
Sc	(a) 13	
Y	28,3	11,7
Nb	(a) 34	
Ba	796,7	234,7
Sr	433,3	238,9
Zr	230	14,1
F	332	182,6
Li	22,7	11,1
Rb	53,7	28,8
La	14,33	3,8
Ce	26,41	7
Nd	12,62	4,2
Sm	2,25	0,9
Eu	0,71	0,2
Gd	1,94	0,7
Dy	1,78	1,1
Ho	0,38	0,3
Er	1,22	1
Yb	1,17	1
Lu	0,17	0,1

Obs: (a) média de duas amostras

Tabela II.2.39 - Razões Químicas de Bt-pl-gnaisses do Grupo Andrelândia (Amostras 13 a 15 da Tabela II.2.33)

	MÉDIA
Al2O3/Na2O	3,41
Na2O/K2O	2,45
K2O/Na2O	0,41
K2O/CaO	0,64
FeO/Fe2O3	4,90
Fe*/Mg	2,25
K/Rb	266,08
Rb/Sr	0,12
Ba/Sr	1,84
Ba/Rb	14,84
K/Ba	17,92
Ca/Y	681,07
Cr/Ni	1,08

Obs: (Fe*) FeO + Fe2O3 transformados em Fe++.

A variação composicional de ETR dos gnaisses a biotita e plagioclásio é ampla. As curvas normalizadas indicam tal fato. O conteúdo médio de ETR é igual a 63ppm. A relação ETRL/ETRP é igual a 11 e a razão La/LuN é igual a 16, com Eu/Eu* = 1,12. Os resultados são suficientemente contrastantes com aqueles obtidos para os xistos e gnaisses granatíferos para que sejam separados os dois grupos rochosos.

Os parâmetros de ETR em rochas do grupo Andrelândia vêm apresentados na tabela II.2.40.

Rochas calcissilicáticas

Dois espécimes de rocha calcissilicática foram analisados quimicamente (amostras 17 e 18). No registro para as funções discriminantes de La Roche et al. (1974) há forte sugestão de que se trata de material sedimentar quando se considera a figura II.2.66, enquanto ao se considerar a figura II.2.67, uma amostra posiciona-se no campo basáltico. Tal contraste fica definitivamente rompido quando se examinam os elementos-traço e, particularmente, os ETR (figura II.2.77); as curvas de normalização são estritamente semelhantes às dos gnaisses granatíferos. Parâmetros diversos para os ETR apontam para evidência semelhante (tabela II.2.40).

Conclusões pertinentes à litogeoquímica

Na tabela II.2.41, apresentam-se os teores médios e, na tabela II.2.42, algumas relações entre elementos para anfibolitos deste grupo e metabasitos do complexo Mantiqueira.

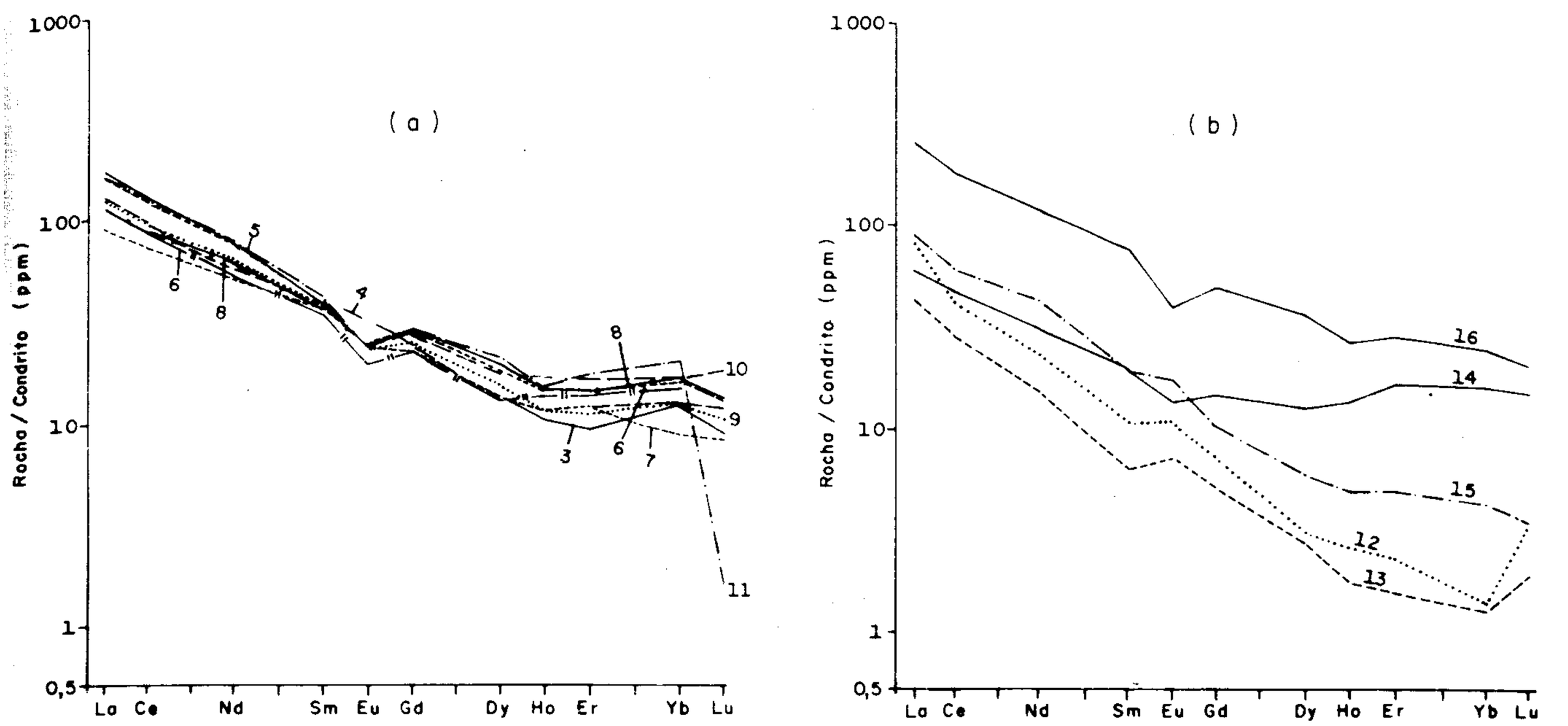


Fig. II.2.76 – Variogramas de ETR em, gnaisses granatíferos (a) e biotita-plagioclásio-gnaisses (b) do grupo Andrelândia.

A observação desses resultados mostra que os anfibolitos do grupo Andrelândia são relativamente enriquecidos em MgO e empobrecidos em FeO e TiO_2, em comparação com os metabasitos do complexo Mantiqueira. Os conteúdos de CaO, Na_2O e K_2O bem como de SiO_2 e Al_2O_3 são equivalentes. As maiores diferenças, entretanto, estão em alguns elementos-traço; são mais ricos em Cr (quatro vezes), Ni (três vezes) e Nb, e empobrecidos em Cu (duas vezes), Ba (duas vezes), Zr (duas vezes) e F (seis vezes) em relação aos metabasitos daquele complexo. Permanece, ainda, a ressalva de que o número de amostras investigadas é muito pequeno para que se conclua com segurança.

Com base nos dados anteriores, pode-se dizer, por ora, apenas que os anfibolitos desse grupo comportam-se como basaltos toleíticos de baixo potássio, oceânicos.

Algumas comparações são feitas, também, entre os gnaisses (e xistos) granatíferos desse grupo e os gnaisses kinzigíticos do complexo Juiz de Fora. Na tabela II.2.36, comparam-se os teores médios para óxidos e elementos-traço desses dois agrupamentos.

Note-se a total similaridade entre os teores na comparação elemento a elemento, inclusive quanto ao valor do desvio-padrão (S). Mesmo considerando-se que as litologias do grupo Andrelândia vão de (estaurolita)-granada-moscovita-biotita-xisto a (silimanita)-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, com ou sem grafita, as variações químicas não chegam a ser significativas, conforme verifica-se através dos dados da tabela II.2.33 (amostras 3 a 11). Mesmo que as médias químicas tivessem sido feitas para os xistos e gnaisses, independentemente, as médias parciais não se modificariam em quase nada, em relação à média geral.

Na tabela II.2.37, comparam-se as razões entre alguns óxidos e alguns elementos dessas duas unidades. Não se manifestam diferenças significativas entre os grupos comparados. As relações que envolvem K_2O/Na_2O e K_2O/CaO são mais elevadas nas rochas do grupo Andrelândia, mostrando que estas são empobrecidas em Na_2O e CaO quando comparadas com as do complexo Juiz de Fora. Ao mesmo tempo, são mais ricas em K_2O. Como nenhum processo metassomático-migmatítico ficou evidenciado nessas rochas, é provável que o potássio esteja relacionado ao sedimento original.

Esses fatos vêm confirmar o que já foi manifestado nos itens anteriores deste capítulo a respeito da separação, no campo, entre os gnaisses granatíferos, de mais alto grau metamórfico, das duas unidades. Petrográfica e petroquimicamente, são muito semelhantes. A semelhança é maior na porção sul e sudoeste da folha; para norte, passam a predominar gnaisses e xistos menos deformados e de mais baixo grau metamórfico, que, quando comparados macroscopicamente com as rochas do sul, são textural e estruturalmente diferentes. Ao microscópio, entretanto, mostram mineralogias compatíveis, apenas que de faciologia metamórfica diferente. Quimicamente, parecem idênticos. Para uma caracterização precisa desses litótipos, são necessários trabalhos adicionais e a busca de outros processos ou métodos de investigação que permitam-se, em definitivo, separá-los, ou reuni-los em um único agrupamento.

As semelhanças entre os xisto-gnaisses granatíferos Andrelândia e gnaisses kinzigíticos Juiz de Fora são acentuadas, também, quando se comparam os ETR (figura II.2.78) em termos de normalização para o NASC (são definitivamente diferentes dos gnaisses-grauvacas? Mantiqueira, como mostrado nessa mesma figura,sendo estes também diferentes dos biotita-plagioclásio-gnaisses Andrelândia). Essa semelhança é, no mínimo, singular, pois que se a área-fonte fosse rocha kinzigítica Juiz de Fora,

Tabela II.2.40 - Parâmetros de ETR em Rochas do Grupo Andrelândia

AM. No.	1	2	MÉDIA	3	4	5	6	7	8	9	10	11	MÉDIA	12	13	14	15	16	17	18
(La/Lu)N	5,50	2,55	4,03	18,78	9,03	12,46	7,89	10,30	8,43	11,13	7,56	10,20	10,64	24,04	21,18	3,76	22,38	12,37	14,24	12,57
(La/Sm)N	3,78	2,14	2,96	4,52	2,74	3,78	3,28	2,47	3,05	3,37	3,10	3,99	3,37	7,29	6,69	2,81	4,36	3,38	3,42	3,76
(Gd/Lu)N	1,83	1,11	1,47	2,54	2,03	2,07	1,52	2,66	2,01	2,18	1,54	1,74	2,03	2,33	2,49	0,94	2,80	2,36	2,60	2,21
(Eu/Eu*)N	1,57	1,04	1,31	0,74	0,71	0,64	0,72	0,83	0,70	0,74	0,67	0,66	0,71	1,17	1,46	0,80	1,09	0,61	0,63	0,62
SETRL	26,10	28,63	27,37	160,50	113,70	157,40	106,59	92,91	116,70	123,50	123,60	158,80	128,18	56,09	35,73	59,27	73,99	230,30	118,04	193,29
SETRP	8,50	8,60	8,55	12,51	13,00	16,02	13,27	12,07	16,32	13,65	16,18	17,96	14,55	3,12	2,33	12,34	5,31	28,50	12,10	20,79
SETR	34,60	37,23	35,92	173,01	126,70	173,42	119,86	104,98	133,02	137,15	139,78	176,76	142,74	59,21	38,06	71,61	79,30	258,80	130,14	214,08
SETRL/SETRP	3,07	3,33	3,20	12,83	8,75	9,83	8,03	7,70	7,15	9,05	7,64	8,84	8,87	17,98	15,33	4,80	13,93	8,08	9,76	9,30

Obs: (SETRL) somatório dos elementos de terras-raras leves; (SETRP) somatório dos elementos de terras-raras pesadas; (SETR) somatório dos elementos de terras-raras.

Identificação e posionamento das amostras, ver tabela II.2.34.

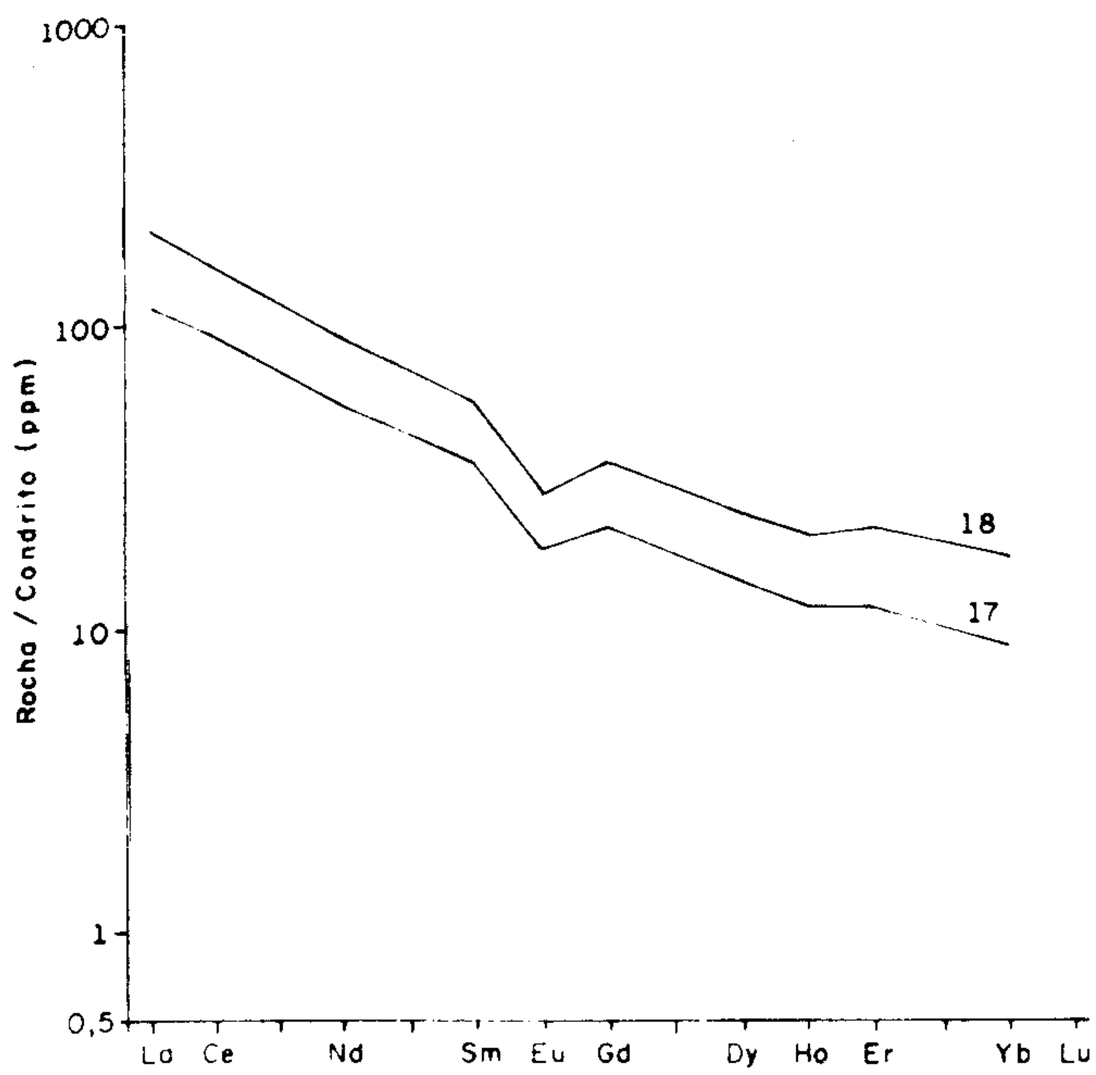


Fig. II.2.77 – Variograma de ETR em rochas calcissilicáticas do grupo Andrelândia.

por que apenas gnaisses kinzigíticos seriam desmontados e transportados para a bacia Andrelândia? Uma hipótese alternativa seria admitir semelhança entre a área-fonte para os xisto-gnaisses Andrelândia e para os gnaisses kinzigíticos Juiz de Fora, o que traz outra indagação: não seriam tais rochas correlacionáveis? Se o forem, o material kinzigítico Juiz de Fora ora cartografado (e aqui analisado) talvez não pertença a essa seqÜência. Seu posicionamento seria puramente tectônico. A questão permanece em aberto, para futura investigação.

Os biotita-plagioclásio-gnaisses, amostras 13 a 15 da tabela II.2.33, são rochas destituídas de K-feldspato, com alto conteúdo em plagioclásio e teores de sílica entre 67,8 e 74,5%.

No momento, não se dispõe de dados suficientes que permitam correlacioná-los ou não a litótipos semelhantes de outras unidades cartografadas, nem tampouco formularem-se hipóteses seguras sobre o provável protólito. Apenas parecem derivar de material tonalito-granodiorítico.

2.3.1.8 Idade e correlações

Dados geocronológicos do grupo Andrelândia são ainda muito escassos; nos limites da área em estudo não existem. Os dados aqui apresentados foram obtidos de Atahualpa Valença Padilha (in: Baltazar et al., 1988) e se referem às regiões de Arantina, Andrelândia, Santana do Garambéu e Madre de Deus de Minas. Correspondem a cinco isócronas com 37 determinações Rb/Sr, além de cinco determinações isoladas, e mais 12 determinções K/Ar em fases minerais (biotita, anfibólio e moscovita) e em rocha total.

As isócronas de Arantina e Andrelândia mostram idades próximas a 1.050 ± 50m.a., as de Santana do Garambéu e Madre de Deus estão em torno de 800m.a. As datações K/Ar deram idades de 550 ± 50m.a.

Esses dados indicam uma atividade térmica nos ciclos Uruaçuano e Brasiliano, e sugerem que as rochas desse grupo não estavam formadas quando da deformação do ciclo Transamazônico. No final desse ciclo, talvez se estivesse iniciando a deposição dos sedimentos grauvaquianos que lhes deram origem.

Deve-se ressaltar, também, que a deformação impressa nas rochas do embasamento é ressaltada por uma foliação milonítica de transposição, de caráter regional, que não está impressa nas rochas supracrustais. Nestas, a foliação milonítica se processa ao longo de leitos com milímetros a dezenas de metros de espessura, intercalados com outros bem menos deformados. Tal foliação deve ter sido gerada durante o ciclo Uruaçuano e retrabalhada no Brasiliano.

A unidade inferior desse grupo é correlacionável à formação Cambuquira (excluídos os quartzitos) e a uma parte da formação Lambari, conforme definida por Ebert (1971).

A unidade superior, quartzítica em essência, tem alguma afinidade com a formação São Tomé das Letras, do grupo Carrancas de Trouw et al. (1980), mas essas denominações já foram abandonadas pelos próprios autores.

O grupo Andrelândia correlaciona-se a porções do grupo São João del Rei, conforme já sugerido por Ebert em seus trabalhos e por Trouw et al. (1986).

Sugere-se um estudo comparativo com o grupo Dom Silvério, aflorante a nordeste, entre Rio Espera e Ipatinga.

2.4. Rochas de dique

Rochas de dique não são comuns nesta folha.

2.4.1 Intrusiva básica – Mzgb

Um único dique máfico foi cartografado nesta folha; corta a área numa direção aproximada N40°E, com leve inflexão para norte e sul em suas extremidades. Constitui-se em um corpo praticamente contínuo por 48km, ocorrendo desde o local Poço da Pedra (margem norte do rio do Peixe, 3km a oeste de Lima Duarte) até Samambaia, junto ao extremo setentrional da folha, dirigindo-se para Santos Dumont (folha Barbacena, SF.23-X-C-III). Matacões foram encontrados ainda mais ao sul, na localidade de Pão de Angu e no vale do córrego das Voltas, segundo esse

Tabela II.2.41 - Composição Química Média de Anfibolitos do Grupo Andrelândia (1) e de Metabasitos do Complexo Mantiqueira (2)

	1		2	
AM.No.	MÉDIA	S	MÉDIA	S
SiO2	50,75	2,35	49,57	1,18
Al2O3	13,40	1,10	13,42	0,82
Fe2O3	3,60	0,70	3,98	0,99
FeO	8,60	1,40	10,66	1,80
CaO	10,70	0,90	10,80	0,74
MgO	8,40	1,00	5,87	0,88
Na2O	2,05	0,15	2,37	0,45
K2O	0,23	0,08	0,46	0,22
TiO2	0,92	0,20	1,68	0,51
P2O5	0,07	0,00	0,16	0,04
H2O -	0,06	0,01	0,06	0,02
H2O +	0,47	0,01	0,38	0,14
MnO	0,19	0,00	0,22	0,02
CO2	0,20	0,10	0,22	0,12
S	0,11	0,07	0,14	0,07
TOTAL	99,74		99,96	
Co	66,5	14,5	56	9,9
Cr	385	5	91,3	53,3
Cu	74,5	16,5	142,7	47,1
Pb	4,5	0,5	7,3	3,2
Zn	27	20	25	3,2
Ni	340	70	107	26,7
V	255	35	351,7	50,8
Sc	49,5	2,5	57	9,8
Y	34	6	47,3	9,7
Nb	43	19	(a)	
Ba	65,5	20,5	134,5	62,9
Sr	175	55	140,3	70,5
Zr	43	0	97,8	36,6
Th	-		<15	
Cl	173,5	106,5	209,7	159,7
F	57,5	1,5	300,8	59,8
Li	13	4	(b) 13	
Rb	<10		<10	
La	7,57	1,4	9,29	6,8
Ce	9,59	2	21,77	9,5
Nd	7,72	0,7	15,74	6,4
Sm	1,65	0,1	4,19	1,7
Eu	0,84	0,2	1,31	0,3
Gd	2,37	0,1	4,46	1,3
Dy	2,58	0,2	4,55	1
Ho	0,47	0	0,84	0,3
Er	1,48	0,2	2,62	0,6
Yb	1,45	0,1	2,54	0,5
Lu	0,21	0	0,34	0,1
No.Am.	2		6	

Obs: (a) três amostras com Nb<10ppm; (b) média de cinco amostras.

Tabela II.2.42 - Razões Químicas de Anfibolitos do Grupo Andrelândia(1) e de Metabasitos do Complexo Mantiqueira (2)

	1	2
K2O/Na2O	0,11	0,19
K2O/CaO	0,02	0,04
FeO/Fe2O3	2,39	2,68
Fe*/Mg	1,82	3,13
Ba/Sr	0,37	0,96
K/Ba	29,15	28,08
Ca/Y	2249,20	1630,72
Cr/Ni	1,13	0,85

Obs: (Fe*) FeO + Fe2O3 transformados em Fe++

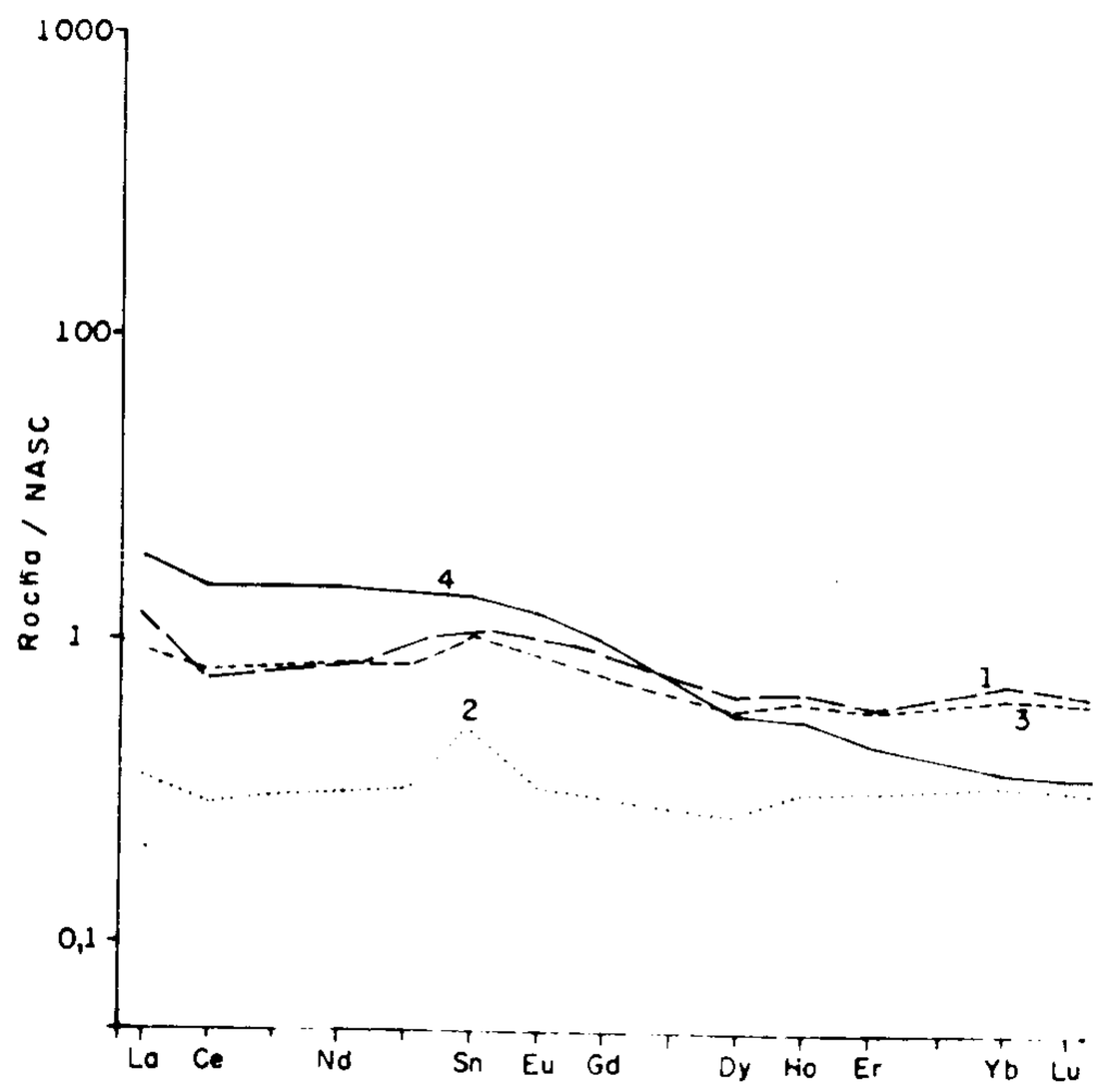


Fig. II.2.78 – Variograma de ETR (teores médios) em gnaisses granatíferos (1) e biotita-plagioclásio-gnaisses (2) do grupo Andrelândia, gnaisses kinzigíticos (3) do complexo Juiz de Fora e plagioclásio-gnaisses (4) do complexo Mantiqueira.

mesmo alinhamento. Se anexado esse último trecho ao dique cartografado, este passaria a ter um comprimento mínimo de 60km. Sua espessura não é visualizada, já que normalmente expõe-se como matacões ao longo de cristas alinhadas com algumas dezenas a pouco mais de uma centena de metros de largura. Em apenas um local mostrou-se nítidamente como um corpo aflorante, onde tem atitude N50°E/60°SE. Trata-se de um corpo indeformado e não-metamórfico.

A rocha dominante é um gabro de cor cinza-escura, não-foliado, porfirítico, com cristais milimétricos de plagioclásio incolor em uma matriz máfica de grão fino a médio. Na borda do corpo, o caráter porfirítico sobressai-se pela diminuição do tamanho de grão da matriz, e a rocha é um piroxênio-andesito.

Dois exemplares foram estudados ao microscópio, um do núcleo do dique, outro da borda.

A rocha do núcleo (lâmina 1020-CP-498) é um gabro com textura hipidiomorfogranular não-deformada, constituído de plagioclásio (labradorita) e piroxênio (augita, diopsídio e hiperstênio). O plagioclásio mostra-se em cristais tabulares, macladas segundo a Lei da Albita e combinação albita-periclina e albita-Carlsbad, às vezes zonados e intensamente saussuritizados. São freqüentes as inclusões de agulhas de rutilo no plagioclásio. O piroxênio apresenta-se em cristais irregulares a hipidiomórficos, geminados, com alteração para anfibólio e epídoto, principalmente nos bordos. Cristais de hiperstênio são raros. Ocorrem, ainda, biotita, opaco e apatita, predominando o opaco.

A rocha do bordo (lâmina 1020-CP-427) é um piroxênio-andesito de textura porfirítica onde se observam cristais milimétricos de plagioclásio (andesina) e piroxênio (augita + hiperstênio) irregularmente distribuídos em uma matriz de granulação fina constituída de feldspato, quartzo, opaco, biotita, piroxênio e agulhas de anfibólio. Os fenocristais podem apresentar-se corroídos. Localmente, observa-se textura de fluxo, e a rocha está isenta de deformação. O plagioclásio ocorre como fenocristais milimétricos, zonados, maclados segundo a Lei da Albita e combinação albita-periclina, argilizados. O piroxênio também ocorre como fenocristais, em exemplares irregulares e idioblásticos, menores que o plagioclásio, freqüentemente geminados. O hiperstênio mostra-se, geralmente, alterado em mineral micáceo de cor marrom. Os demais minerais são opaco, anfibólio, biotita e quartzo.

Alguns blocos pequenos de microgabro, não-foliado, foram encontrados também pouco a noroeste da localidade de Serrote e a sudoeste de Conceição de Ibitipoca (na localidade de Andorinhas).

2.4.2 Pegmatitos graníticos – Ppg

Diques de pegmatitos ácidos são de pequena importância na folha e estão descritos no Capítulo 7 – Geologia Econômica, no subitem 7.1.2. De passagem, pode-se dizer que um deles, em explotação intermitente, encaixa-se em xisto do grupo Andrelândia (estação 1020-CP-160, UTM 7592300N / 604150E). Dois outros, já explotados no passado, encaixam-se em granada-biotita-gnaisses do grupo Andrelândia e do complexo Juiz de Fora, respectivamente estações 1020-CP-620 (UTM 7566900N / 620400E) e 1020-CP-613 (UTM 7568950N/623400E). São discordantes, não-metamórficos e, aparentemente, pouco ou nada deformados.

2.5 Depósitos quaternários de cobertura

2.5.1 Depósitos aluviais – Qa

Os principais depósitos estão no vale do rio do Peixe, entre a cidade de Lima Duarte e o povoado de Valadares. Para oeste, o rio torna-se estreito e para sudeste corre em terreno acidentado e rochoso com vale encaixado, não propiciando a formação de aluviões. São constituídos, principalmente, por areia de granulometria fina a grossa com intercalações ou cobertura síltico-argilosa. Depósitos de cascalho são raros.

Nos arredores do povoado de Valadares, percebem-se dois terraços aluviais, com desnível da ordem de 2m; o nível inferior está sendo retrabalhado pelo rio do Peixe.

Na porção sudeste da folha, junto ao povoado de Monte Verde, novos depósitos aluviais se apresentam às margens do rio do Peixe, mas só passam a ter importância mais para leste, fora dos limites da folha.

Outra planície aluvial importante é a do rio Paraibuna, a qual tem apenas seu início na folha, sendo bastante mais ampla para sudeste, na folha Juiz de Fora (SF.23-X-D-IV-1). O material aluvial é essencialmente argilossíltico-arenoso.

2.5.2 Depósitos coluviais – Qc

Nas encostas das principais serras, com destaque para as serras quartzíticas, formam-se depósitos coluviais que podem estender-se por mais de 1km de largura sobre os terrenos marginais. Os principais depósitos estão individualizados no mapa geológico.

Capítulo 3
Geologia Estrutural

Por
Claiton Piva Pinto

3.1 Introdução

A área em estudo situa-se imediatamente a SSE do cráton do São Francisco, abrangendo partes das províncias geotectônicas Mantiqueira e Tocantins (figura II.6.1), domínio da região de dobramentos do Sudeste (Hasui et al., 1978; Haralyi & Hasui, 1982b; Almeida & Hasui, 1984).

Dominam nesta folha terrenos granulíticos arqueanos, terrenos granito-gnáissicos e rochas supracrustais proterozóicas. Mostram evidências de deformações múltiplas, que podem ser separadas em cinco fases.

As estruturas mapeadas nesta folha estão mostradas na carta geológica. As principais características de cada uma das fases de deformação estão reunidas no quadro II.3.1.

3.2 Fases de deformação

Deformação D_1

A deformação D_1 afetou somente as rochas do embasamento granulítico e granito-gnáissico de idade arqueana. É marcada por uma estruturação preferencialmente *lit-par-lit* nas rochas charnoquíticas (dioritos e noritos injetados por enderbito), um bandamento metamórfico nos paragnaisses e uma foliação nos ortognaisses. Quando preservado, o bandamento S_{t-1} das rochas charnoquíticas é vertical. Registro dessa deformação é mostrado na foto 1.

Deformação D_2

A deformação D_2 também afetou apenas as rochas do embasamento, a exemplo de D_1. Carateriza-se por uma foliação de transposição (S_t) gerada em um ambiente de cisalhamento dúctil. Mostra registro em dobras intrafoliais à foliação de transposição e em bandamentos rompidos que estão impressos sobre as estruturas da deformação. Dobras em "bainha" são conspícuas nessa fase. A transposição total apaga os registros de D_1. Pouco antes e durante essa fase ocorreram processos retrometamórficos e de migmatização nas rochas da fácies granulito e migmatização das rochas granito-gnáissicas de mais baixa faciologia metamórfica. O metamorfismo situou-se na fácies anfibolito.

A foliação de transposição (S_t), que é a estrutura planar penetrativa em destaque nas rochas do embasamento, mostra valores de mergulho geralmente fracos, com variações para valores moderados, caindo para sudeste. Afastamentos dessa tendência são devidos a deformações superpostas.

Marcadores cinemáticos da transposição indicam movimentos no sentido do norte ou noroeste, com os blocos de mais alto grau metamórfico cavalgando os de mais baixo metamorfismo.

Registros da fase D_2 são exemplificados nas fotos 2, 3, 4, 5, 9, 10, 20, 21 e nas figuras II.3.1 e II.3.2.

Deformação D_3

A deformação D_3 afetou principalmente as rochas da seqüência supracrustal, aqui reunidas no grupo Andrelândia, e, em menor intensidade, o seu substrato imediato.

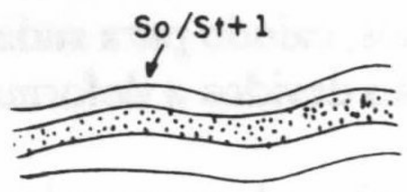
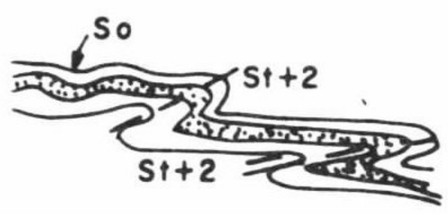
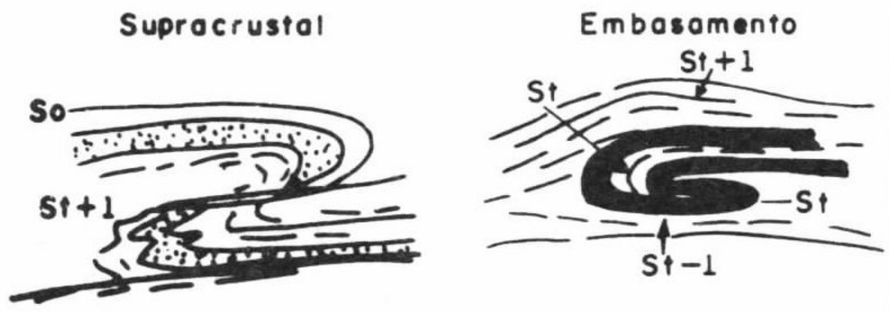
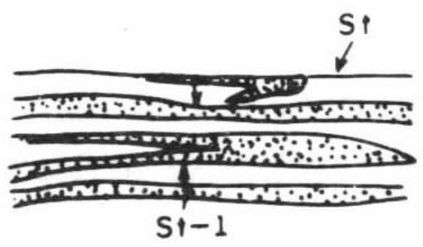
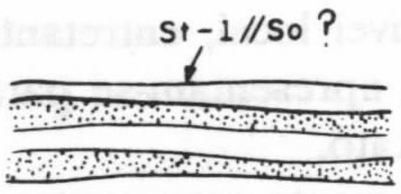
A estrutura definidora dessa deformação é um cavalgamento de baixo ângulo ou horizontalizado, possivelmente do tipo *nappe de charriage*, com movimento aparentemente para norte ou nordeste, modificado em seu posicionamento original por deformações mais novas. Junto ao contato, as rochas do embasamento mostram-se com estruturas milonítica a ultramilonítica e as rochas da seqüência supracrustal podem apresentar-se brechadas, principalmente quando o contato se faz com quartzito.

Durante o cavalgamento, o pacote supracrustal foi dobrado continuamente em estilo isoclinal ou recumbente, com ruptura e cisalhamento ao longo da superfície axial ou do flanco invertido das dobras, com estiramento, redução e destruição destes; os transportes se deram segundo essas superfícies.

Essa estrutura não acarreta inversão metamórfica. Em nível regional, as rochas da seqüência supracrustal mostram nítida discordância com a estruturação tectônica do embasamento. Em nível local, entretanto, as estruturas planares, miloníticas, apresentam-se paralelizadas numa faixa marginal ao contato.

Porções do embasamento parecem ter se movimentado nessa época, conforme sugere o redobramento mostrado nas figuras II.3.3 e II.3.4. Nessa última, verifica-se um estiramento do flanco inferior e uma pequena dobra redobrada, com fechamento na porção superior da dobra maior justamente na posição do flanco que não está reduzido. Essa figura é reprodução de uma amostra tomada muito próximo ao contato com a seqüência supracrustal, na localidade de Ponte Nova, município de Bias Fortes.

Quadro II.3.1 – Fases de Deformação na Folha Lima Duarte

Deformação Principal	Feições Características
D_5 	Dobramentos abertos, com planos axiais verticalizados. Gera uma discreta clivagem de fratura planoaxial em quartzitos e uma crenulação em xistos. Eixos preferencialmente orientados para NE–SW e N–S. Granitos pós-tectônicos.
D_4 	Dobramentos geralmente assimétricos, em joelho, sem geração de foliação planoaxial. Podem evoluir para formas praticamente isoclinais, com geração de uma foliação S_{t+2}, de difícil distinção de S_{t+1}. Deformam as superfícies S_t e S_{t+1} e podem ter eixos normais a coaxiais com os da deformação D_3; parece tratar-se de uma deformação progressiva com D_3. Eixos orientados para SE e S. Não geram lineações minerais importantes. Retrometamorfismo na fácies xisto-verde na seqüência supracrustal. Foto 22 e fotomicrografia 7.
D_3 	Superfície de cavalgamento com estiramento, redução e destruição dos flancos invertidos dos dobramentos. Foliação milonítica (S_{t+1}), em posição axial de dobras isoclinais ou recumbentes e paralela nos flancos das dobras à foliação S_0 das supracrustais. O contato com o embasamento pode ser brechado. Nessa deformação manifesta-se o pico do metamorfismo na seqüência supracrustal. No embasamento mostram-se redobramentos das dobras geradas em D_2, com desenvolvimento de uma foliação S_{t+1} nas proximidades do contato com as supracrustais.
D_2 	Afetou apenas as rochas do embasamento. Foliação de transposição S_t, de baixo ângulo, de distribuição regional. Dobras isoclinais e intrafoliais rompidas manifestadas em todas as escalas, com foliação planoaxial paralela à foliação de transposição S_t, mas discordante da foliação S_{t-1} na posição de charneira. Forte lineação de estiramento mineral na superfície S_t. Retrometamorfismo nas rochas charnoquíticas e migmatização. Fotos 9, 10, 20 e 21.
D_1 	Afetou apenas as rochas do embasamento. Está impressa nessas rochas de maneira muito fragmentária e caracteriza-se por um bandamento ou foliação metamórfica pré-transposição (S_{t-1}). É ressaltada pelas dobras intrafoliais geradas durante a transposição.

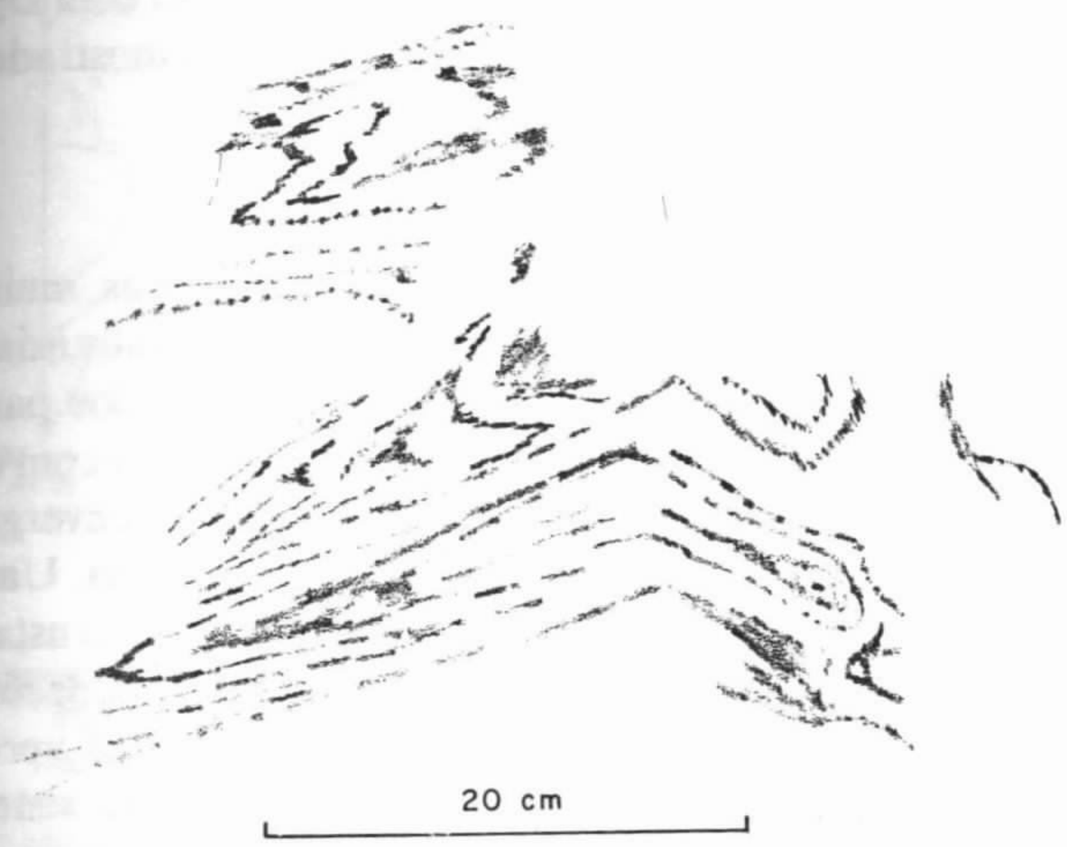


Fig. II.3.1 – Dobra em bainha em gnaisse bandado do complexo Mantiqueira. Afloramento CP-195 (UTM 7582350N/615100E).

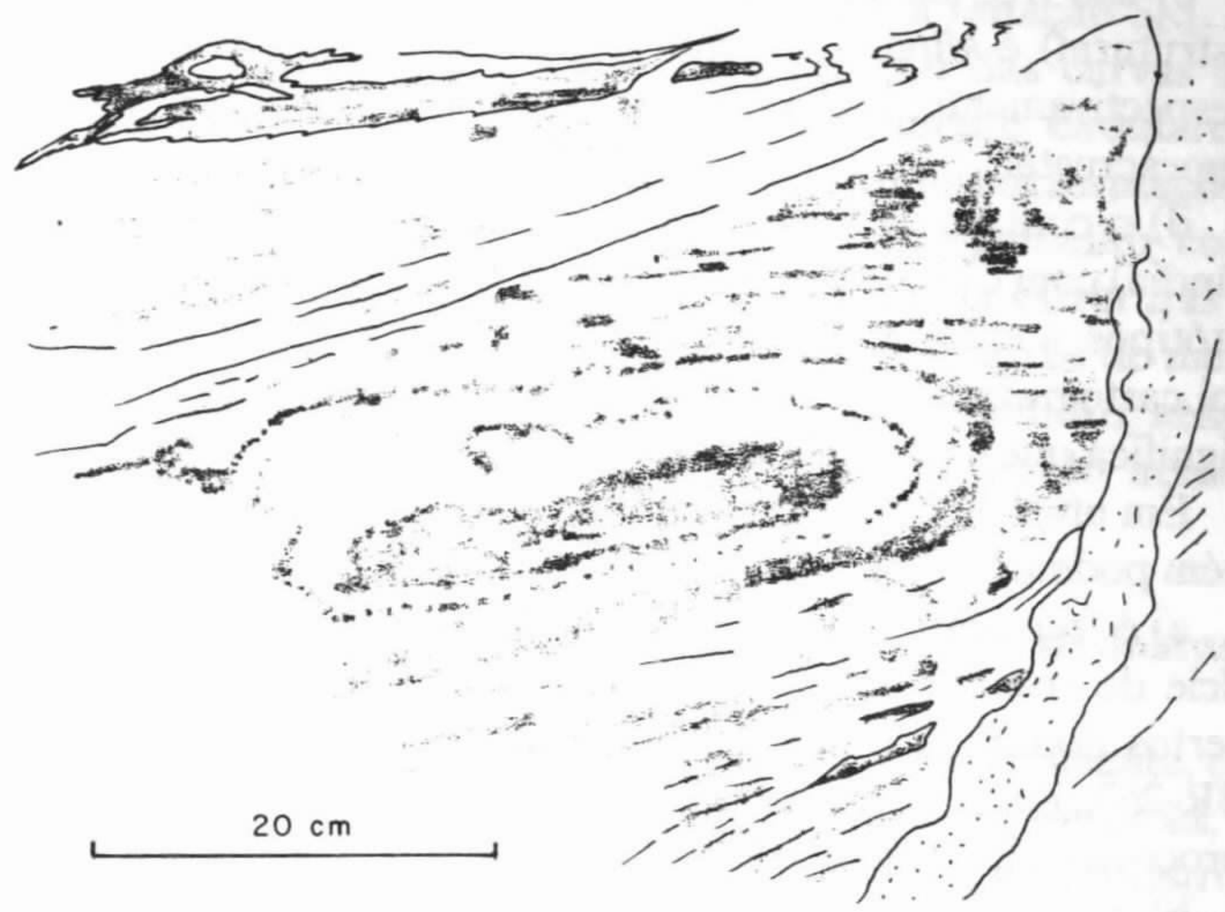


Fig. II.3.2 – Dobra em bainha em gnaisse do complexo Mantiqueira. Afloramento CP-224, Pedreira de Lima Duarte (UTM 7585650N/626750E).

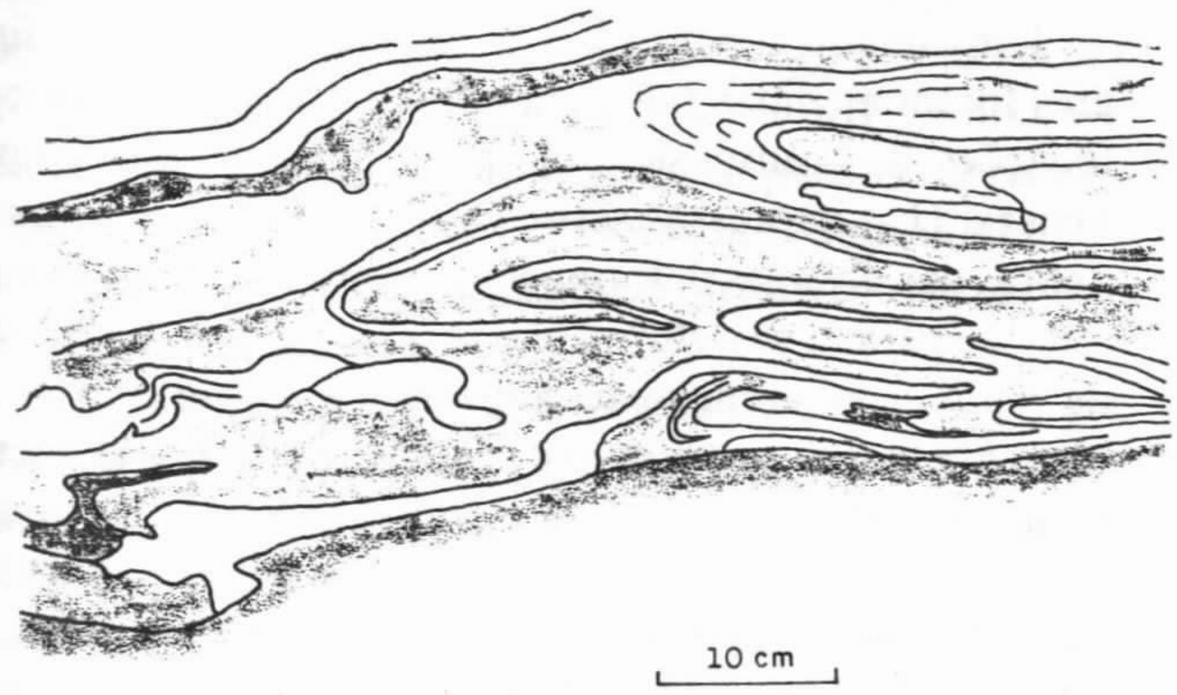


Fig. II.3.3 – Bandamento gnáissico gerado em D_2 (foliação S_t, aparentemente redobrado coaxialmente em D_3. Gnaisse do complexo Mantiqueira nas margens do rio Casca. Desenho a partir de foto cedida da folha Ponte Nova, afloramento LB-14.

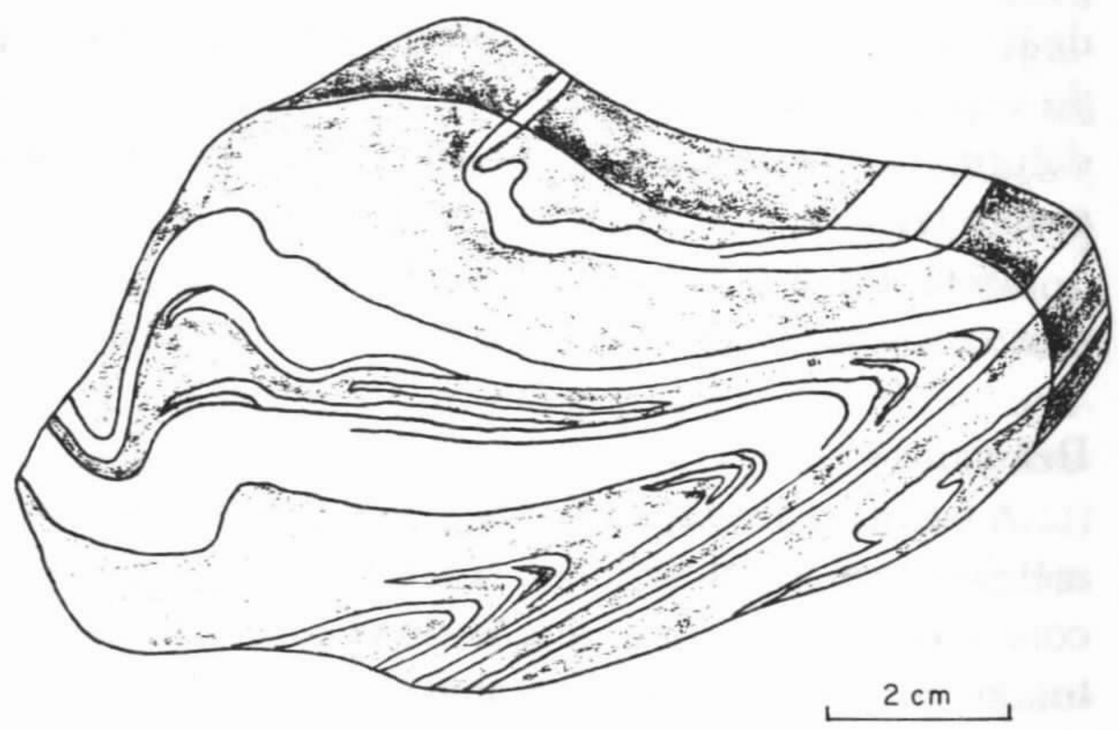


Fig. II.3.4 – Bandamento gnáissico D_1 , dobrado em D_2 e aparentemente redobrado em D_3. Gnaisse do complexo Mantiqueira, próximo à localidade de Ponte Nova, município de Bias Fortes. Afloramento CP-748 (UTM 7616600N/624550E).

A leitura da carta geológica permite destacar alguns aspectos relevantes desta estrutura:

a) mostra contornos sinuosos, que se projetam de maneira discordante por sobre contatos litológicos normais ou tectônicos das rochas do embasamento;

b) ocupa a interfácie entre a supra-estrutura e a infra-estrutura da crosta intermediária, com as rochas da supra-estrutura posicionando-se ora sobre as da infra-estrutura, ora sobre a crosta inferior;

c) são freqüentes as estruturas do tipo *fenster* (janela estrutural) e *klippe* (testemunho estrutural), expondo-se, respectivamente, rochas do embasamento e da seqüência supracrustal;

d) o contato da seqüência supracrustal (grupo Andrelândia) com o embasamento se dá por qualquer um de seus litótipos, à exceção da unidade PMai3; onde essa unidade foi cartografada o embasamento não se expõe, o que não significa que o contato não exista.

Em nível de observações de campo, alguns pontos também podem ser ressaltados:

a) é freqüente a ocorrência de milonitos junto à superfície de contato (grupo Andrelândia/embasamento). Em certos domínios, tem-se uma brecha tectônica (como na BR-267, junto ao acesso para Olaria), indicando que o processo foi, aí, de cisalhamento rúptil;

b) a deformação que afetou a base do grupo Andrelândia também afetou as rochas do embasamento, nas proximidades do contato, causando paralelismo das estruturas planares penetrativas geradas em ambiente de cisalhamento dúctil;

c) a superfície de cavalgamento S_{t+1} é aproximadamente paralela à foliação de transposição S_t do embasamento. No caso da seqüência supracrustal, a foliação milonítica gerada (S_{t+1}) ajustou-se a uma superfície anterior (S_0?) paralela ao empilhamento estratigráfico. Reativações do processo de cavalgamento deixam ver discordâncias locais com S_t.

Datações radiométricas pelo método Rb/Sr indicam para as rochas supracrustais uma idade mínima por volta de 1050±50m.a. (idade do resfriamento e que marca o pico do metamorfismo na fácies anfibolito), sugerindo ser a deformação D_3 mais antiga a até contemporânea a esse evento termal.

Exemplos das estruturas originadas no evento D_3 são mostrados nas fotos 8, 17 e 18.

Deformação D_4

A deformação D_4 é marcada por um dobramento assimétrico com perfil em Z ou S, que ora se mostra coaxial com os eixos das dobras geradas em D_2 e D_3, ora tem eixos totalmente discordantes, gerando figuras de interferência complexas, conforme exemplificado por Ramsay (1962, 1967) e Jardim de Sá & Hackspacher (1982, 1983).

As dobras assimétricas mostram o flanco curto verticalizado, o flanco longo horizontalizado, e, nesse caso, não se destaca uma foliação planoaxial. O fechamento dessas dobras leva a um modelo praticamente isoclinal, com geração de foliação planoaxial que se confunde com a estrutura da deformação D_3. A abertura das dobras leva a um modelo semelhante ao gerado na deformação D_5. Havendo coaxialidade, tais dobras são de difícil distinção no campo.

Para essa deformação não se dispõe de marcadores temporais seguros, mas é certamente anterior à idade de ±800m.a. e, provavelmente, contemporânea à idade de ±1050m.a. das rochas supracrustais. Com quase toda a certeza, trata-se de uma deformação progressiva com D_3.

Exemplos de estrutura originada em D_4 são mostrados na foto 22 e na fotomicrografia 7.

Deformação D_5

A deformação D_5 manifesta-se como dobras muito abertas, em escalas meso- e megascópica; têm planos axiais verticalizados e eixos preferencialmente orientados para NE-SW e NS. Não geram padrões de interferência com os dobramentos anteriores, pois costumam ser de envergadura muito maior, envolvendo-os, em conseqüência. Uma clivagem pode manifestar-se nos quartzitos supracrustais ao longo dos eixos dos sinformais e antiformais, obedecendo a uma estruturação em leque, com superfícies aproximadamente paralelas à posição planoaxial. Nos xistos, essa estrutura transforma-se em uma crenulação.

Dobras de mesmo estilo podem ocorrer nos flancos das dobras geradas em D_4 sugerindo deformação progressiva e, nessa situação, são indistinguíveis umas das outras se as charneiras das dobras de D_4 não se expõem. Assim, pode parecer uma dobra de D_5 implantada sobre uma superfície de D_2 ou D_3, mas na realidade trata-se de uma estrutura integralmente gerada em D_4.

Essa deformação é, possivelmente, de idade brasiliana e gerou retrometamorfismo na fácies xisto-verde.

3.3 Análise estrutural

Um número significativo de estruturas planares e lineares foram medidas por toda a folha. São bandamentos e foliações de transposição (S_t), lineação de estiramento mineral (L_x) impressas sobre essas superfícies e eixos de dobras das diversas deformações. Outras estruturas, como foliação gerada na deformação D_3 (S_{t+1}), eixos de *boudin*, de *mullion*, de crenulação etc., também foram registradas mas em número pequeno para justificarem um tratamento estatístico. Para possibilitar o tratamento estatístico que será discutido a seguir, foram agrupadas em domínios litostruturais conforme mostrado na figura II.3.5. Diagramas de contorno de pólos de estruturas planares e lineares foram preparados para cada um desses domínios; alguns deles são mostrados nas figuras II.3.6 e II.3.7. Os diagramas foram parcialmente gerados por computador; as curvas de contorno tiveram construção manual.

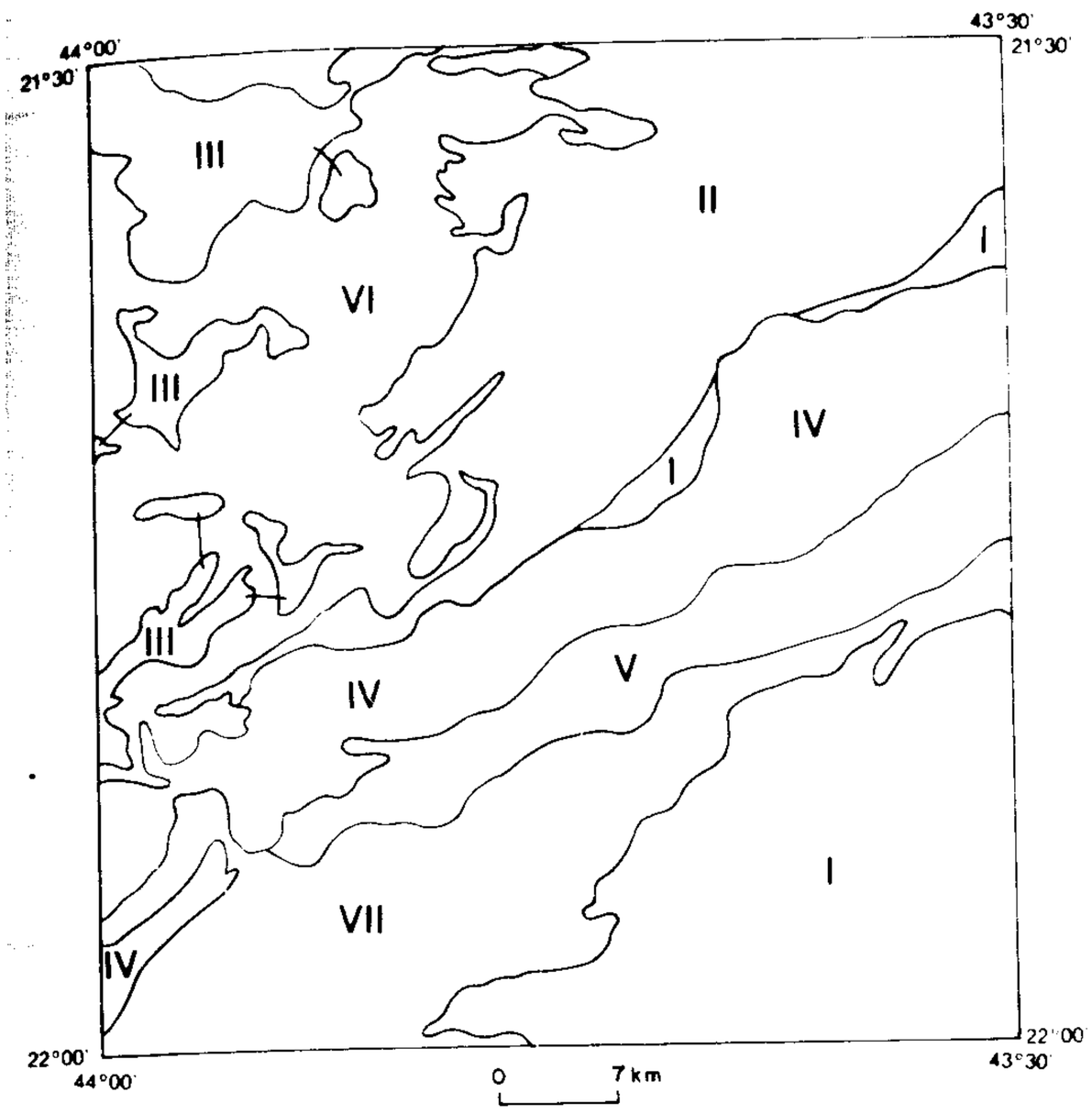


Fig. II.3.5 – Domínios litostruturais da folha Lima Duarte. (I) complexo Juiz de Fora; (II, III, IV) complexo Mantiqueira; (V) complexos Juiz de Fora e Mantiqueira; (VI, VII) grupo Andrelândia.

A simples visualização dos diagramas de contorno deixa ver a complexidade estrutural da área, principalmente no que se refere à disposição espacial das estruturas lineares. Fica patente a natureza polideformada do terreno em estudo.

Diagramas de contorno – Foliações S_t e S_{t+1}

Da leitura dos diagramas de contorno das foliações S_t e S_{t+1}, mostrados na figura II.3.6, conclui-se que:

a) os embasamentos granulítico (domínio I) e granito-gnáissico (domínio III) mostram uma foliação pretérita a S_t (S_{t-1}), com direções arranjadas segundo o meridiano, mergu lhando fraco para o oriente;

b) a foliação de transposição S_t, que é a estrutura regional mais saliente, mostra-se fortemente impressa nas rochas do embasamento, mas não tem registro nas rochas do grupo Andrelândia (domínios VI e VII), embora a comparação dos diagramas construídos para as supracrustais (domínio VII) e para o embasamento (domínios I e III) indiquem um paralelismo acentuado dessas estruturas, respectivamente S_{t+1} e S_t;

c) a foliação pretérita do embasamento (S_{t-1}), em especial aquela mostrada pelo terreno granulítico (domínio I), também não está impressa nas rochas supracrustais;

d) na faixa Lima Duarte (domínios IV e V), os diagramas refletem os falhamentos de empurrão, que têm uma estruturação paralela ao arranjo da foliação de transposição (S_t). As superfícies falhadas têm atitude geral NE a ENE, com mergulhos fracos para SE;

e) o diagrama sinóptico (mostrado no alto da figura II.3.6) mostra forte influência da foliação de transposição (S_t) e das foliações S_0 e S_{t+1} das rochas supracrustais que obliteram por completo as foliações pretéritas (S_{t-1}) das rochas do embasamento;

f) a configuração dos diagramas mostra uma grande concentração de pólos de S_t e S_{t+1} nas proximidades de seus centros. A superfície média geradora dos máximos apresenta-se com direção NE e mergulhos fracos para SE. No caso do domínio I, outras atitudes estão bem-representadas e refletem possivelmente a foliação S_{t-1}. A explicação para a grande concentração das curvas de contorno e suas formas aproximadamente circulares, sem a definição de um *trend*, pode estar nas deformações causadas pela transposição (S_t) e cavalgamento com cisalhamento (S_{t+1}) que paralelizaram as estruturas e praticamente universalizaram os valores baixos de mergulho dos planos de foliação. O conjunto rochoso, nesse caso, estaria se comportando como um amplo homoclinal.

Lineações de estiramento mineral (L_x) e eixos de dobras (LB)

Como estruturas lineares mediu-se, principalmente, eixos de dobras, relacionados às diferentes deformações, e estiramentos minerais. Fez-se 259 medidas, cujos registros em diagramas de contorno são mostrados na figura II.3.7. Inicialmente, os dados foram tratados segundo os domínios mostrados na figura II.3.5, mas devido ao pequeno número de observações por domínio não se registrou diferenças de comportamento entre estruturas de mesma tipologia; assim, optou-se por reuni-las em diagramas sinópticos para a folha. Cada tipo de estrutura recebeu tratamento discriminado, em um diagrama específico, de modo a representar o universo da folha.

A primeira análise a ser feita relaciona-se aos eixos de dobras F_2 e F_3 gerados nas deformações D_2 e D_3, responsáveis pela foliação de transposição S_t e pela foliação S_{t+1}.

A observação da carta geológica mostra uma distribuição em leque dos eixos de dobras F_2/F_3, com mergulhos concentrados para SSE, confirmando o que está refletido no diagrama **a** da figura II.3.7. Em associação, o diagrama sinóptico de pólos de foliação (figura II.3.6) mostra um arranjo dos máximos em torno de círculos, sem que se evidencie uma tendência que permita a construção de guirlandas de grandes círculos. Tais fatos sugerem a existência de dobramentos não-cilíndricos ao longo da região. Com efeito, dobras em bainha (*sheath fold*) são freqüentes nas rochas do embasamento (figuras II.3.1 e II.3.2) e mostram-se em diversas escalas.

A figura II.3.7 mostra a construção de duas superfícies, uma a partir dos máximos dos eixos de dobras F_2/F_3 (registrados em **a**), e outra a partir dos máximos de lineação de estiramento mineral L_x (mostrados em **d**). Dessas construções conclui-se que:

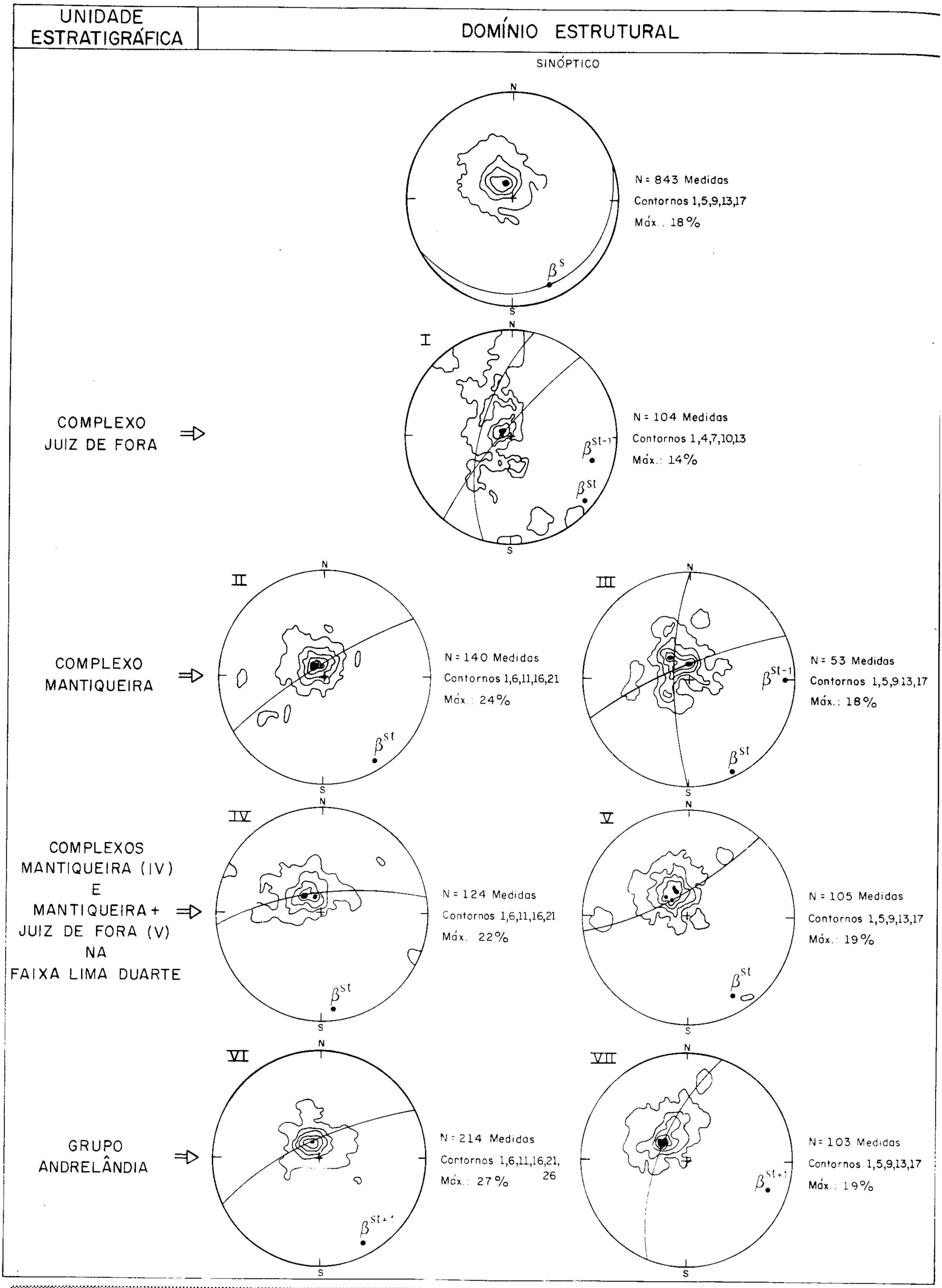


Fig. II.3.6 – Diagramas de contornos de pólos de foliação.

a) os dobramentos F_2/F_3 mostram eixos arranjados segundo superfícies cônicas, com eixo médio orientado para 160/25° (figura II.3.7e), caracterizando o eixo das dobras em "bainha" ou cônicas (não-cilíndricas);

b) as lineações de estiramento mineral (Lx) têm distribuição segundo a superfície do cone definido pelos eixos de F_2/F_3;

c) o eixo do cone definido em **e** corresponde ao pólo de uma superfície com atitude N70°E/25°SE, que guarda relação com a superfície desenhada no diagrama sinóptico da figura II.3.6, cujo máximo corresponde ao pólo desta superfície média;

d) o dobramento F_2 tem eixos geométricos B rotacionados para a posição do eixo cinemático **a**, indicando que houve deslizamento das estruturas segundo o sentido do transporte tectônico, que tem direção paralela a L_x e vergência oposta. Tais feições estão melhor expostas nas rochas de alto grau metamórfico e parecem resultar de dobramentcs por cisalhamento *(shear fold)*, talvez combinados com dobramentos de fluxo *(flow fold)*.

Grossi Sad & Pinto (1986) descrevem dobramentos não-cilíndricos em rochas do supergrupo Minas na região de Mariana, Minas Gerais, onde salientam que "os eixos de dobramento estão arranjados de oeste para leste, paralelamente à direção do empurrão".

Guild (1960, p. 87), trabalhando no distrito de Congon-

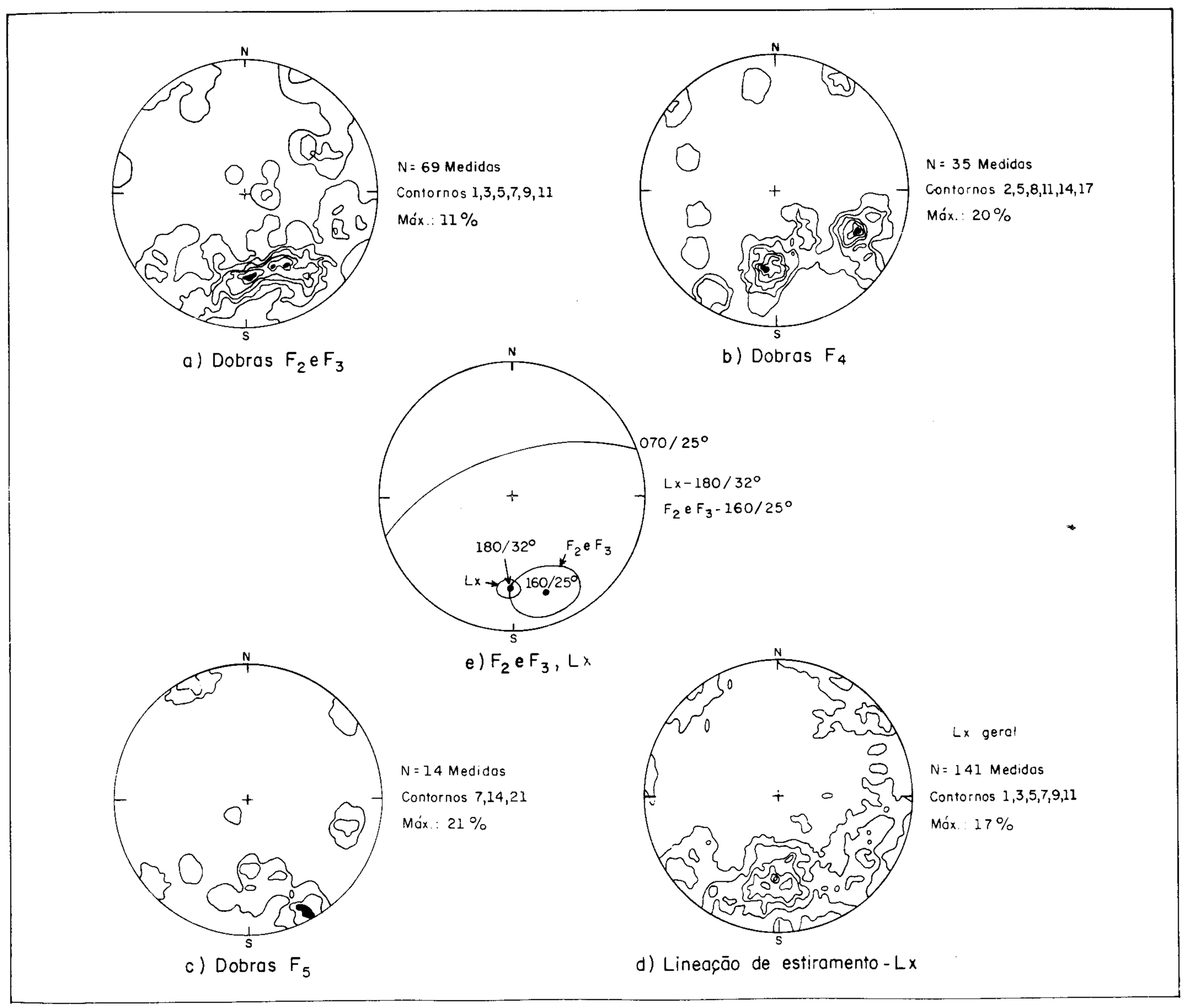


Fig. II.3.7 – Diagramas sinópticos das estruturas lineares. F_2 dobras similares, fechadas a isoclinais, geradas na deformação D_2. F_3 dobras similares, fechadas a isoclinais, geradas na deformação D_3. F_4 dobras assimétricas, geradas na deformação D_4. F_5 dobras paralelas, abertas, geradas na deformação D_5. L_x lineação de estiramento mineral sobre as superfícies S_t e S_{t+1}.

has, Minas Gerais, destaca que:

> Os eixos de dobramento e a lineação estão orientados perpendicularmente à direção geral das formações, fato este que não se coaduna com a hipótese de dobramentos porque, se as rochas estivessem repetidas por dobramento isoclinal os eixos principais teriam orientação norte-sul. Os eixos secundários e a lineação deveriam então jazer provavelmente no mesmo rumo norte-sul, e as rochas teriam o caráter de b-tectonitos... Ao contrário disso, as relações observadas sugerem tratar-se de a-tectonitos, nos quais as estruturas lineares são orientadas paralelamente às direções de transporte. Na Escócia e na Noruega, esse estilo de deformação é encontrado nas zonas de falhamento de empurrão de grande vulto.

Numa nova fase deformacional (D_4), foram geradas dobras F_4, de perfil assimétrico, cujos eixos estão registrados na figura II.3.7b. Essas dobras redobram os eixos de F_2/F_3. Destacam-se dois máximos de eixos de F_4 com atitudes S07°W/10°e S53°E/31°. A bipolaridade dos eixos seria causada por um dobramento aberto (F_5) gerado em uma deformação D_5.

A bissetriz do ângulo formado pelos dois máximos de F4 corresponde, aproximadamente, ao plano axial de F5, cuja atitude N32°W/90° foi obtida por construção. O valor médio dos máximos dos eixos de F5, obtidos do diagrama e da figura II.3.7, a partir de medidas diretas, tem orientação S28°E/10°. Esses dados indicam para F5 um eixo médio horizontalizado com direção N30°W. Tal fato, entretanto, contraria, em parte, a orientação das megaestruturas dobradas em estilo aberto, observadas em imagens de satélite e aerofotos, cujos eixos mergulham para SW ou NE, com valores médios a fracos, ou seja, ortogonais aos eixos F5 obtidos dos diagramas. Deve-se levar em conta, nesse caso, a possibilidade de F5, como assumido, corresponder a flexuramentos dos flancos longos de F4, durante a geração dessas estruturas, não se configurando um novo evento deformacional. A deformação D5, embora evidente em megaestruturas, não teria sido captada nas medidas diretas.

Zonas de cisalhamento dúctil contracional, de baixo ângulo, da faixa Lima Duarte

Importantes zonas de cisalhamento dúctil cortam a porção mediana na folha, segundo uma direção NE-SW, ultrapassando-a em ambas as bordas. Essa faixa tem largura média de 10km na porção ocidental, alargando-se para leste. É limitada ao norte pela zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas e ao sul pela zona de cisalhamento Pirapitinga. Em sua porção mediana está a zona de cisalhamento Lima Duarte, que condiciona, em parte, o leito do rio do Peixe. As superfícies cisalhadas inclinam-se para sudeste com mergulhos fracos, localmente moderados. Essa estruturação facilita um modelamento de relevo, onde as encostas de norte são mais íngremes e as de sul mais suaves, com vales mais longos, que são capturados pela drenagem NE-SW.

As feições morfológicas destacam-se em imagens de satélite e em aerofotos por alinhamentos de drenagens e de cristas. As drenagens de maior vulto estão associadas às principais zonas de milonitização. A cartografia das zonas de cisalhamento mais importantes obedeceu a critérios tais como maior intensidade da milonitização em relação aos domínios limítrofes, supressão brusca de litótipos e contatos bruscos entre litótipos de faciologias metamórficas díspares.

As superfícies de cisalhamento, nas rochas do embasamento, são paralelas à foliação de transposição S_t. Quando associadas à seqüência supracrustal do grupo Andrelândia, cortam um bandamento e/ou foliação pretérita, transpondo-os em locais de maior intensidade do *strain*. Em certos domínios, no âmbito desse grupo, como junto ao trevo de acesso a Olaria, na BR-267, e ao longo da estrada que liga Monte Verde a Rio Preto (fotos 8 e 18), constatou-se a presença de estruturas típicas de cisalhamento rúptil. Estruturas lineares, marcadas por estiramentos minerais (L_x), posicionam-se nas superfícies de cisalhamento e indicam a direção do transporte tectônico. Estruturas sigmoidais permitem que se defina o sentido desse transporte para noroeste, com o bloco de sul cavalgando o de norte, verificando-se em muitos locais inversões marcantes da faciologia metamórfica.

Capítulo 4
Geoquímica

Por
Hélio Antônio de Souza

4.1 Sistemática adotada

4.1.1 Amostragem

A amostragem regional foi realizada no período de outubro a novembro de 1987, durante o período de chuva na região. Após a interpretação preliminar dos dados do levantamento regional, foram selecionadas áreas para uma verificação expedita de anomalias. A amostragem nessa fase foi executada no período maio-junho de 1988. Dados pertinentes ao campo foram lançados na ficha de amostra geoquímica do Sistema Estatístico de Amostragem Geoquímica – SEAG da CPRM. Os dados físicos dos trabalhos encontram-se no quadro II.4.1.

Sedimento de corrente

As amostras foram coletadas de maneira composta na calha ativa das drenagens. São identificadas pela sigla do coletor (duas letras), seguida do código da classe da amostra (S) e do número da estação de amostragem. A existência da letra A, após o número da estação, indica a coleta de uma amostra de concentrado de minerais pesados concomitante à de sedimento.

Quadro II.4.1 – Dados Físicos de Produção

Amostras / Material	Total	Am/km^2
Sedimento de Corrente	277	1/8
Concentrado de Bateia	81	1/28
Total Geral	358	–

Concentrado de bateia

As amostras foram coletadas preferencialmente nos concentradores naturais, de forma composicional, e bateadas no campo. Estabeleceu-se um volume original de 10 a 20 litros para cada amostra, de acordo com a existência de maior ou menor quantidade de minerais pesados no sítio de amostragem. Para a identificação, usou-se a sigla do coletor, o identificador da classe da amostra (letra B), o número do ponto de amostragem e ainda a letra B, quando uma amostra de sedimento de corrente foi também coletada na mesma estação.

4.1.2 Preparação e análises

Para atender em tempo hábil a todas as solicitações de serviços analíticos, tornou-se necessário distribuir as amostras em dois laboratórios: CPRM-SECLAB/BH e CPRM-LAMIN/RJ.

Cada tipo de material foi submetido a uma preparação sistemática, nos laboratórios da CPRM-SECLAB/BH (sedimentos de corrente e concentrados de bateia).

Sedimento de corrente

- secagem em estufa (80°C);
- peneiramento para separar as frações entre 30 e 80*mesh* e 80*mesh*;
- pulverização da fração- 80*mesh* para -150*mesh*.

Concentrado de bateia

- separação por bromofórmio;
- quarteamento para análises geoquímicas e mineralógicas.

No quadro II.4.2 são mostradas as técnicas analíticas utilizadas, bem como os elementos analisados em cada material amostrado e o respectivo laboratório executor.

4.1.3 Controle de qualidade

Exercido através de:

1) Amostras replicatas, de sedimento de corrente, coletadas em estações do levantamento regional, para análise de variância para Cu, Pb, Zn, Co, Ni e Cr;

2) Análises de duplicatas de 10% das amostras de sedimentos de corrente e concentrados de bateia;

3) Acompanhamento com análises de padrões certificados, padrões internos e brancos.

Quadro II.4.2 - Técnicas Analíticas Utilizadas

MATERIAL / TÉCNICA ANALÍTICA	1	2	3	4	5	6	7	8
Sedimento de Corrente	Cu Pb Zn Co Ni	Cr	Mo	Sb				30 elementos padrão
Concentrado de Bateia	Cu Pb Zn Ag	Cr		Sb	As	Sn	Au	

1. AA (HNO_3)/EDTA - CPRM-SECLAB/BH; CPRM-LAMIN/RJ.
2. AA (Água-Régia)/Fusão KOH - CPRM-SECLAB/BH.
3. AA (Água-Régia Invertida) - CPRM-SECLAB/BH.
4. AA (Fusão com Pirossulfato)-Extração TOPO/MIBK - CPRM-SECLAB/BH.
5. AA (Mistura Ácida)-Geração de Hidretos - CPRM-SECLAB/BH.
6. AA (Iodeto de Amônio)-Sublimação, Solução Ácida; Raios X - CPRM-LAMIN/RJ.
7. AA (Ácido Bromídrico/Bromo) - CPRM-SECLAB/BH.
8. EE (Semiquantitativa) - CPRM-LAMIN/RJ.

4.1.3.1 Análise de variância

A representatividade dos dados geoquímicos correspondentes às amostras de sedimentos de corrente foi testada através do esquema proposto por Krumbein & Slack (1956), qual seja, de uma análise de variância hierárquica (*one-way design*): em 174 estações de coleta de material, definidas aleatoriamente e distribuídas entre as várias áreas estudadas neste projeto, foram tomadas duas amostras de sedimentos fluviais em cada estação; nos demais pontos (a grande maioria dos casos), os procedimentos de rotina envolveram sempre a coleta de apenas uma amostra.

No quadro II.4.3 encontram-se resumidos os cálculos levados a efeito para os estimadores de variabilidade natural (entre diferentes drenagens e decorrente, principalmente, das variações litológicas) e da introduzida pelas técnicas de amostragem e analíticas adotadas, que influenciam os resultados dentro de cada drenagem ou estação de coleta. As seguintes conclusões podem ser extraídas da metodologia aplicada:

– os trabalhos de amostragem e analíticos foram satisfatórios, uma vez que os termos da variância introduzida constituem apenas uma pequena fração (cerca de 5 a 10%) da variância total, para os elementos investigados (Cu, Pb, Zn, Co, Cr e Ni);

– as drenagens amostradas são significativamente diferentes entre si, pois a variância natural é proporcionalmente grande;

– os elementos cromo e níquel exibem as maiores variâncias totais, demonstrando serem mais suscetíveis às diversificações litológicas presentes no segmento pré-cambriano estudado, devido aos freqüentes contrastes entre rochas como as de natureza básico-ultrabásica e os granitóides.

Quadro II.4.3 – Estimadores da variabilidade natura.

Elemento	Variância	Bacias de Drenagem		Amostragem + Análises	
Cobre	0,0646	0,0582	90,1%	0,0064	9,9%
Chumbo	0,0672	0,0672	91,7%	0,0061	8,3%
Zinco	0,0446	0,0405	90,6%	0,0042	9,4%
Cobalto	0,0747	0,0685	91,7%	0,0062	8,3%
Cromo	0,1322	0,1196	90,4%	0,0127	9,6%
Níquel	0,0974	0,0927	95,2%	0,0047	4,8%

Assim, resultou reforçada a validade dos conceitos a serem emitidos sobre o panorama da distribuição dos metais geoquimicamente estudados na área. Quanto aos concentrados de minerais pesados, cumpre salientar que as reamostragens de algumas zonas anômalas (por exemplo, para ouro), confirmaram os resultados da campanha regional, apesar da baixa reprodutividade inerente ao método.

4.1.4 Critérios de interpretação

Todos os resultados analíticos disponíveis foram submetidos, quando possível, a um tratamento estatístico segundo Lepeltier (1969) e Sinclair (1976), com a obtenção de parâmetros gráficos (quadro II.4.4). Para alguns elementos, não se considerou anomalias de terceira ordem, pelo fato de elas apresentarem baixo contraste com a média, além de sua baixa resolução geoquímico-geológica. Os elementos ouro, estanho e manganês não tiveram seus resultados tratados estatisticamente, tal como os demais elementos químicos. No caso do ouro, tal não ocorreu pelo fato de os resultados analíticos se apresentarem, em sua grande maioria, como não-detectados, ou, então, abaixo do limite inferior de detecção (0,05ppm) do método utilizado nas análises. Qualquer tentativa de se construir um histograma, além da curva de distribuição, com o conjunto de dados restante, torna-se impraticável devido à grande heterogeneidade dos resultados. Desse modo, considerou-se empiricamente como sendo anomalias de primeira ordem os resultados maiores ou iguais a 2,5ppm, de segunda ordem os maiores ou iguais a 1,5ppm e de terceira ordem aqueles maiores ou iguais a 0,2ppm (ver: quadro II.4.4). Tal procedimento foi adotado por ser considerado como sendo adequado e prático, não comprometendo os objetivos e metas do levantamento geoquímico para esse elemento químico.

O estanho foi excluído do tratamento porque, além do pequeno número de amostras selecionadas para as análises, ele não apresentou valores significativos prospectivamente. Do mesmo modo, o manganês apresentou um número restrito de valores significativos geoquimicamente, sendo estabelecidas empiricamente apenas anomalias de primeira (valores maiores ou iguais a 5.000ppm) e de segunda ordem (valores maiores ou iguais a 3.000ppm).

A sistemática de separação em populações amostrais não foi possível, pois a grande maioria das bacias

Quadro II.4.4 - Parâmetros Gráficos

MATERIAL	ELEMENTOS	AMPLITUDE VALOR MÍNIMO	AMPLITUDE VALOR MÁXIMO	MG	LIMIARES GRÁFICOS ANOMALIA 1a.ORDEM	ANOMALIA 2a.ORDEM	ANOMALIA 3a.ORDEM
SEDIMENTO	Cu	3	65	19	> 44	> 38	> 30
	Pb	L 3	27	11	> 38	> 30	-
	Zn	5	95	44	> 105	> 96	-
	Co	L 3	75	17	> 55	> 46	> 40
	Ni	4	65	25	> 58	> 50	-
	Cr	8	130	36	> 87	> 76	-
	Mn	20	G 5000	-	> 5000	> 3000	-
CONCENTRADO	Cu	L 3	55	7,5	> 50	> 34	-
	Pb	N 3	340	20	> 100	> 76	-
	Zn	5	50	18	> 48	> 40	-
	Cr	10	570	87	> 440	> 332	-
	Au	N 0,05	12	-	> 2,5	> 1,5	> 0,2
	Sn	L 1,0	14	-	-	-	-

(MG) Média gráfica; (N) Valor não-detectado;

(L) Valor abaixo do limite de detecção;

(G) Maior que o valor registrado;

(N) Valor não-detectado.

amostradas recebe forte influência de várias litologias e domínios geológicos. Portanto, o tratamento da área, como uma única população amostral, tornou-se o único procedimento possível. A partir daí, adotou-se o critério de analisar individualmente cada bacia anômala nos seus vários aspectos, tanto geoquímicos quanto geológicos, para posteriormente serem traçadas as faixas anômalas, ou seja, estas podem abranger ou não as bacias anômalas na sua total dimensão.

4.2 Prospecção regional

O levantamento foi bastante abrangente, envolvendo todas as unidades geológicas, na tentativa de delimitar regiões e/ou faixas de maior concentração dos elementos químicos prospectados, estabelecer suas relações com o arcabouço tectonostrutural, assim como a sua distribuição na paisagem geoquímica regional. Cabe salientar que a verificação do significado das anomalias geoquímicas (tabelas II.4.1 e II.4.2) faz parte de uma etapa mais avançada do levantamento. Ainda que pese a checagem realizada durante a prospecção regional, de alguns valores, com a reamostragem e análises específicas, aconselha-se uma amostragem de semidetalhe e/ou detalhe, nas regiões com maior potencialidade prospectiva.

As bacias anômalas foram agrupadas em faixas (quadro II.4.5), e acham-se representadas na figura II.4.1.

Quadro II.4.5 – Faixas Geoquimicamente Anômalas

I	Localização	Dimensão Aproximada	Associação Geoquímica
II	N de Bias Fortes	188km2	Au
III	SW de Ewbank da câmara	13,5km2	Cu, Co, (Ni)
IV	SW de Ewbank da câmara	45km2	Au, Cu
V	SW de Bias Fortes	100km2	Au, (Cu)
VI	Conceição de Ibitipoca	380km2	Au
VII	SE Concenção de Ibitipoca	8km2	Cr, Ni, Co, Cu
VIII	SW de Lima Duarte	13km2	Co, Ni, Cr, Cu, (Mn)
IX	Valadares	160km2	Au, Co, Cr, (Ni)
X	Torreões	100km2	Au, (Zn)
XI	SW de Torreões	120km2	Co, Zn

4.2.1 Distribuição Geoquímica Regional dos Elementos

A sistemática de amostragem geoquímica adotada funcionou satisfatoriamente, espelhando o comportamento geoquímico dos elementos na área como um todo.

A paisagem geoquímica regional mostra uma relação direta com o contexto tectonolitológico observado pelo levantamento geológico executado. Essa relação pode ser vista quando cada faixa delimitada é avaliada individualmente. O comportamento dos elementos químicos ao nível de ambiente secundário, é semelhante entre as várias regiões, permitindo, assim, levar a efeito uma discussão generalizada para toda a área amostrada.

Ouro

Sua distribuição ao longo da folha ficou bem evidenciada com a amostragem de bateia. As concentrações mostram uma interação, principalmente, com litologias das unidades superiores do grupo Andrelândia (faixas I,IV e V) e complexo Juiz de Fora (faixa IX). As primeiras, representadas predominantemente por quartzitos e xistos, apresentaram ouro visível em algumas amostras de saprólito (faixas I,IV e V), além de terem sob seu domínio a presença de garimpos abandonados. São evidências de que os quartzitos e xistos Andrelândia possam ser uma das fontes do ouro na região. Quanto ao complexo Juiz de Fora, nota-se uma ligação de vários valores anômalos com as suas

Tabela II.4.1 - Anomalias em Sedimento de Corrente (ppm)

FAIXA	AMOSTRA	Cu	Ni	Cr	Zn	Mn	Co	UTM E	UTM N
II	VS-285	65	55				70	648800	7607350
	VS-286	60					40	648850	7607000
III	VS-271	30						637750	7603000
	VS-272	30						639350	7605500
IV	VS-255	35						629800	7604600
VI	PS-394	30	55	130			45	616650	7590200
VII	PS-367	30	65	77		5000	65	619600	7582000
	VS-305		50	120			50	654700	7599150
	VS-307						55	645200	7593350
VIII	VS-310						75	640850	7591850
	VS-311						55	634800	7589500
	VS-313		50				40	631700	7587250
	HA-4						55	649500	7574700
	HA-7						80	649950	7574650
	HA-39						130	647925	7575350
	HA-40						75	646900	7574500
	HA-47						70	644550	7575425
	HA-49						55	645750	7574500
	HA-51				130		70	646000	7574200
X	HA-64						85	641450	7575100
	HA-69						80	643800	7567750
	HA-72						100	606350	7604550
	HA-73						100	625800	7612300
	HA-77						100	743800	7766000
	HA-80						80	651275	7571900
	HA-81						80	649825	7570800
	HA-83						80	648150	7570850
	HA-87						130	645250	7570625

(130) Anomalias de 1a. ordem;
(77) Anomalias de 2a. ordem;
(30) Anomalias de 3a. ordem.

litologias, destacando-se a unidade Ajf1. Essa unidade, inclusive, encerra um garimpo de ouro abandonado no sudeste da folha, na fazenda Jacutinga. O seu caráter básico é de fundamental significado quando se trata de fonte primária para o ouro. Vale salientar, ainda, que foi observado ouro visível em amostra de saprólito do quartzito desse complexo, no sudeste da folha. A unidade PIm1 (complexo Mantiqueira), pelas suas características petrológicas (tonalito), pode ser precursora de mineralizações de ouro, podendo contribuir também na distribuição do metal, embora nenhuma anomalia específica nela tenha sido identificada.

A distribuição do ouro engloba relações estruturais ligadas a processos cisalhantes, cujos padrões de fraturamento, bem como a migração de sílica para as charneiras de dobras podem, aparentemente, exercer um controle direto sobre sua migração e distribuição atual. As charneiras de dobras identificadas no grupo Andrelândia (faixas I,IV e V) estão orientadas principalmente segundo uma direção-geral NE, as quais não foram verificadas, embora possam se constituir em armadilhas clássicas para a concentração de ouro. Portanto, não se pode sugerir qual

Tabela II.4.2 - Anomalias em Concentrado de Bateia (ppm)

FAIXA	AMOSTRA	Cu	Cr	Zn	Au	UTM E	UTM N
	HA-74				0,65	625300	7614400
	HA-75				0,25	625350	7614800
	CB-86				5,00	627500	7611250
I	CB-87				0,35	627750	7611700
	CB-104				0,65	617250	7618800
	SO-440				0,55	640300	7616400
	SO-441				0,25	641800	7619350
III	VS-270				10,00	637600	7603500
	SO-502				5,50	640750	7606200
	CB-78				0,60	625650	7602900
IV	VS-255				2,00	629800	7604600
	VS-256				0,20	629900	7603150
	SO-504				12,00	625750	7602500
	HA-71				2,50	610250	7600700
	HA-72				2,00	606350	7604550
	HA-76				0,65	613050	7606400
	CB-115				0,55	615250	7609800
	CB-116				2,50	613050	7608200
V	CB-119				0,80	608650	7596100
	CB-122				1,50	608300	7598400
	CB-130				0,85	605500	7603500
	CB-135				0,85	614000	7595150
	PS-379				0,55	608350	7590000
	PS-391				0,30	617850	7590500
VII	AJ-273		360			619500	7577700
VIII	VS-305	55	570			654700	7599150
	VS-308				0,20	645450	7593000
	HA-23				0,55	644350	7577800
	HA-24				0,40	644975	7577975
	HA-25				5,00	644950	7578550
	HA-26				4,00	645350	7578775
	HA-27				0,55	646400	7578500
IX	HA-57			50	0,10	642750	7580050
	HA-61				0,15	638400	7580800
	HA-66				0,10	640250	7573850
	PS-413				0,25	638250	7580400
	PS-433				1,50	654850	7584050
	PS-437				1,50	644550	7586200

(50) Anomalias de 1a. ordem;
(1,50) Anomalias de 2a. ordem;
(0,25) Anomalias de 3a. ordem.

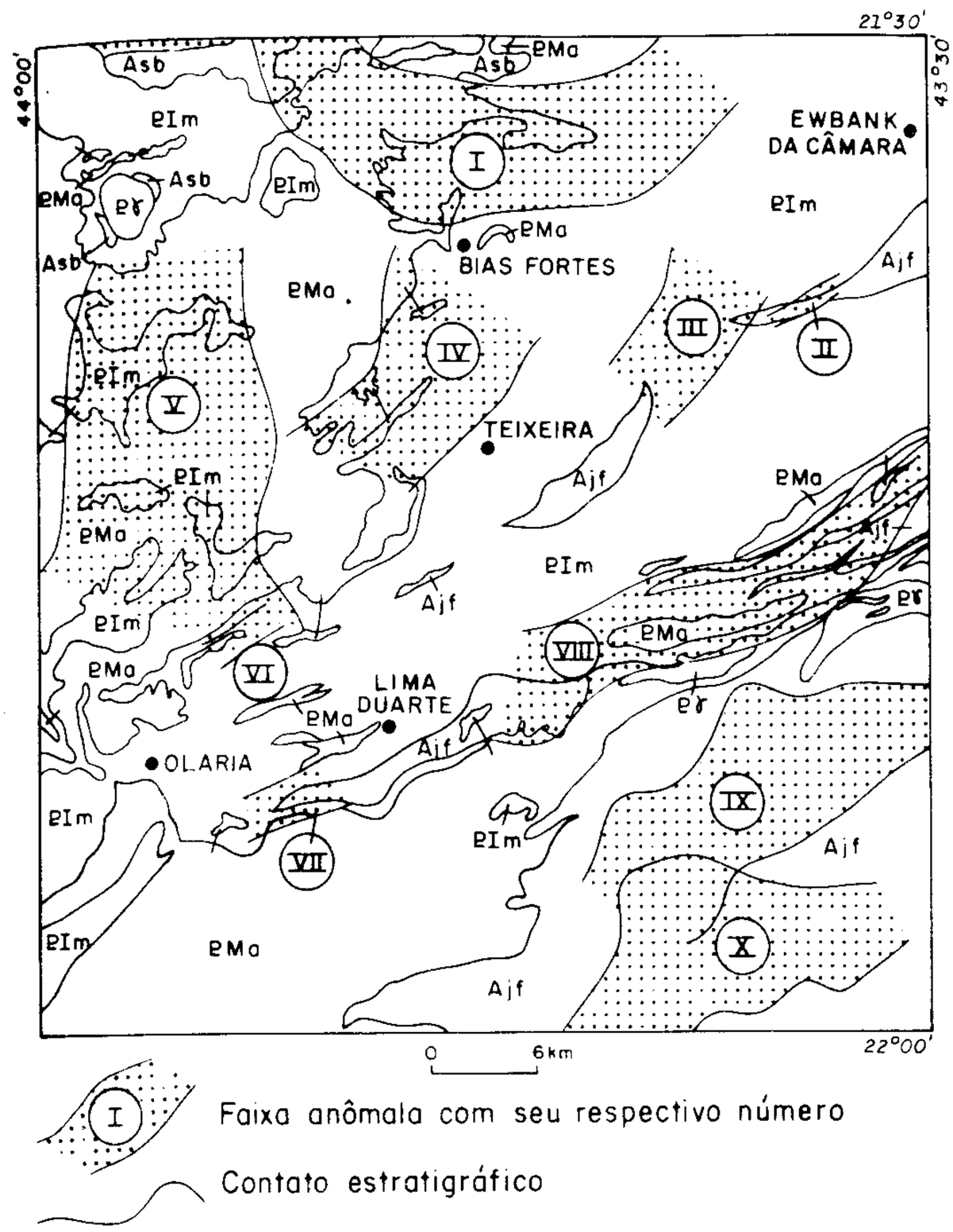


Fig. II.4.1 – Prospecção geoquímica – faixas anômalas para Au, Cu, Co, Ni, Cr, Zn e Mn. (P) Rochas granitóides; (PMa) grupo Andrelândia; (PIm) complexo Mantiqueira; (Ajf) complexo Juiz de Fora; (Asb) suíte metamórfica São Bento dos Torres.

a fase de deformação é a mineralizante. No caso específico da unidade Ajf1 (complexo Juiz de Fora), sendo esta intrusiva na porção toleítica do complexo, pode haver também uma relação de metassomatismo com sua encaixante, constituindo-se em um veículo de distribuição e concentração do ouro em zonas favoráveis.

Restos de quartzito e xistos Andrelândia, além de corpos de metabasitos, não-mapeáveis, nos domínios da unidade PIm1 do complexo Mantiqueira, podem estar contribuindo na distribuição e origem do ouro na região, necessitando de verificação *in loco*.

A potencialidade de cada faixa deverá ser verificada através de trabalhos de semidetalhe e/ou detalhe, pois os resultados são de relativo significado prospectivo, uma vez que o ouro apresenta-se distribuído erraticamente na rede de drenagem.

Cobre, níquel, cobalto e cromo

A distribuição desses elementos com teores acima do *background* restringe-se, quase que na sua totalidade, ao complexo Juiz de Fora. O seu caráter básico é responsável pela elevação dos teores (faixas II, VI, VII, VIII e X). As demais anomalias estão ligadas a corpos de rochas metabásicas do complexo Mantiqueira.

Os maiores contrastes foram detectados nas amostras de sedimentos ativos de corrente. O teor médio (ver: quadro II.4.4) apresentado por esses elementos é discreto. As anomalias são relativamente modestas, à exceção da região sudeste da folha, que apresentou teores mais elevados para o cobalto, atingindo até 130ppm. Essa região, num tratamento estatístico específico, mostra que a elevação dos teores de cobalto deve-se ao caráter básico de parte do complexo Juiz de Fora. Portanto, em princípio, a causa é apenas litológica.

O teor de ferro nas amostras é bastante elevado (atingindo até 10%), enquanto o manganês exibe teores bem discretos. Provavelmente seja significativa a contribuição por parte dos efeitos de coprecipitação com óxidos e hidróxidos na rede de drenagem. Além do mais, o índice de extratibilidade com o EDTA para o Cu, Co e Ni é baixo. Esse índice para o Cu varia de 8,6 a 11,5%, para o Co de 3,3 a 21,8%, enquanto para o Ni varia de 2,3 a 5,3%. A elevação do índice para o cobalto se deve, provavelmente, ao seu conteúdo em coprecipitação. O pH regional é de caráter francamente ácido (5,0 a 6,5). Nesse tipo de ambiente, o teor se eleva segundo influências de caráter secundário. Assim, os efeitos de coprecipitação aparecem como principais fatores de concentração. Com base nas discussões anteriores, além das razões insignificantes de c *x* Cu/Cu, c *x* Co/Co e c *x* Ni/Ni, sugere-se que, geoquimicamente, as anomalias sejam predominantemente de dispersão singenético-clástica, causadas por fragmentos de rocha básica em oposição a uma fonte metálica.

O Cr elevou-se discretamente, apresentando os maiores resultados (até 570ppm) em concentrados de minerais pesados. Alguns testes foram feitos, abrindo-se as amostras, também por fusão com KOH. Com essa abertura os teores de cromo se elevaram na base de 50% sobre os resultados obtidos através do ataque com água-régia. São resultados pouco expressivos em termos de significado prospectivo.

Chumbo e zinco

Esses calcófilos não se destacaram na folha como um todo, à exceção de três amostras de concentrado de minerais pesados, que apresentaram valores considerados anômalos para chumbo, além de dois resultados para zinco nas faixas IX e X, sendo um detectado em sedimentos ativos de corrente e o outro em bateia. O principal resultado (340ppm) para chumbo foi obtido no córrego Santa Rita, que atravessa a cidade de Santa Rita de Ibitipoca no noroeste da folha. Suspeita-se de uma provável contaminação para esse resultado. Os outros dois valores para chumbo foram obtidos em drenagens com influência direta de litologias (gnaisses graníticos a granodioríticos) da unidade PIm3 do complexo Mantiqueira. São elas: 130ppm, córrego da Usina ou Orvalho, região centro-sudeste da folha (faixa VIII); 80ppm, ribeirão São Pedro,

região central da folha.

Prospectivamente, são resultados de pouca expressão, não indicando zonas de grandes concentrações. O índice de extratibilidade com EDTA para o chumbo varia de 8,8 a 18,75%, enquanto que para o zinco o intervalo é de 5 a 11,4%. A razão c x Pb/Pb e c x Zn/Zn é extremamente baixa, indicando uma dispersão geoquímica singenético-clástica.

Estanho

Algumas amostras de concentrado de minerais pesados foram selecionadas para análise de estanho por raios X e posteriormente por Absorção Atômica. Com um limite inferior de 100ppm, os raios X acusaram um teor de 100ppm na amostra HA-B-73, localizada a noroeste da cidade de Bias Fortes. A bacia anômala corta o grupo Andrelândia (unidades PMas2 e PMai1) e a unidade superior (PIm1) do complexo Mantiqueira. As mesmas amostras foram analisadas por Absorção Atômica, revelando teores na faixa de L 1,0 a no máximo 14ppm. A diluição das amostras é bastante intensa na região, fato que impede a coleta de amostras altamente representativas. Em princípio, esse elemento não indicou regionalmente áreas de interesse para futuros trabalhos.

Com base nos dados ora apresentados, a folha Lima Duarte, como um todo, não parece apresentar interesse prospectivo maior para os metais enfocados.

Capítulo 5
Geofísica

Por
Ricardo Moacyr de Vasconcellos, Edson Lopes Barreto e Raimundo Antônio Alves Dias Gomes

5.1 Sistemática adotada

A sistemática adotada no presente trabalho teve por base aquela estabelecida no biênio 1978/1979, na execução dos denominados "Projetos de Integração Geológico/Geofísica" para o DNPM. Naqueles projetos, consistiu na interpretação qualitativa dos mapas aerogeofísicos (magnetometria e contagem total, se disponível) e na fotointerpretação geológica, seguido de uma integração dos dados, com algumas visitas ao campo para verificação das feições interpretadas. Embora atingisse os objetivos propostos, o produto final – um mapa geológico interpretativo integrado – carecia de etapas de campo mais prolongadas e de uma integração multidisciplinar abrangente.

No PLGB, ela foi estabelecida de forma pragmática, em função dos dados de geofísica disponíveis e dos problemas geológicos característicos de cada área

Com referência à aerogeofísica, a ausência de dados radiométricos impediu a contribuição específica da geofísica na individualização de litótipos e na identificação de zonas de comportamentos radiométricos distintos, mediante a utilização dos canais de gamaespectrometria como indicadores litogeoquímicos. Por outro lado, a ausência de registros digitais, contendo os dados magnéticos resultantes do aerolevantamento, não permitiu a aplicação de filtros específicos aos dados (primeira derivada, separação regional/residual etc.) para a definição mais precisa das feições e unidades magnéticas. Os trabalhos ficaram restritos à interpretação qualitativa dos mapas magnéticos, escala 1:100.000, editados há 15 anos. Foram selecionadas, ainda, anomalias isoladas para a interpretação quantitativa. Para a interpretação magnética regional, foram utilizados os mapas na escala 1:500.000.

Na geofísica terrestre foram levantados cinco perfis de gravimetria, visando a se obter subsídios para a definição da compartimentação tectônica regional (figura II.5.1).

A sistemática incluiu ainda a utilização de *softwares* para a interpretação quantitativa, mediante o modelamento, em microcomputador, das anomalias dos perfis geofísicos.

5.2 Dados utilizados

5.2.1 Aerogeofísica (aeromagnetometria)

Os mapas de aeromagnetometria utilizados para a interpretação e correlação dos dados são do levantamento sistemático executado pela PRAKLA, dentro do Convênio Geofísica Brasil-Alemanha – CGBA, no período 1971 - 1973.

O levantamento foi efetuado com linhas de vôo E-W, espaçamento de 2km, e altitude constante (barométrico), com altura média de 400m sobre o terreno.

O tratamento aplicado aos dados consistiu na correção da variação diurna do campo geomagnético, no nivelamento dos perfis e na remoção do IGRF (*International Geomagnetic Reference Field*).

Os dados foram apresentados sob a forma de mapas de contorno, nas escalas 1:100.000 e 1:500.000, com intervalo de 5nT.

Naquela época, a utilização de levantamentos aerogeofísicos em exploração mineral era relativamente recente, com as técnicas de processamento e interpretação de dados ainda primitivas, devido principalmente à limitação da capacidade dos computadores existentes.

Embora os mapas sejam de boa qualidade, a sistemática de levantamento adotada, principalmente com relação à altura de vôo, provocou uma atenuação expressiva das anomalias causadas por corpos e estruturas mais superficiais. Além disso, a área foi levantada segundo blocos, com diferentes altitudes de vôo (para manter a média de altura sobre o terreno), provocando descontinuidade no traçado dos mapas de contorno nas zonas limítrofes dos blocos.

5.2.2 Geofísica terrestre (gravimetria)

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.

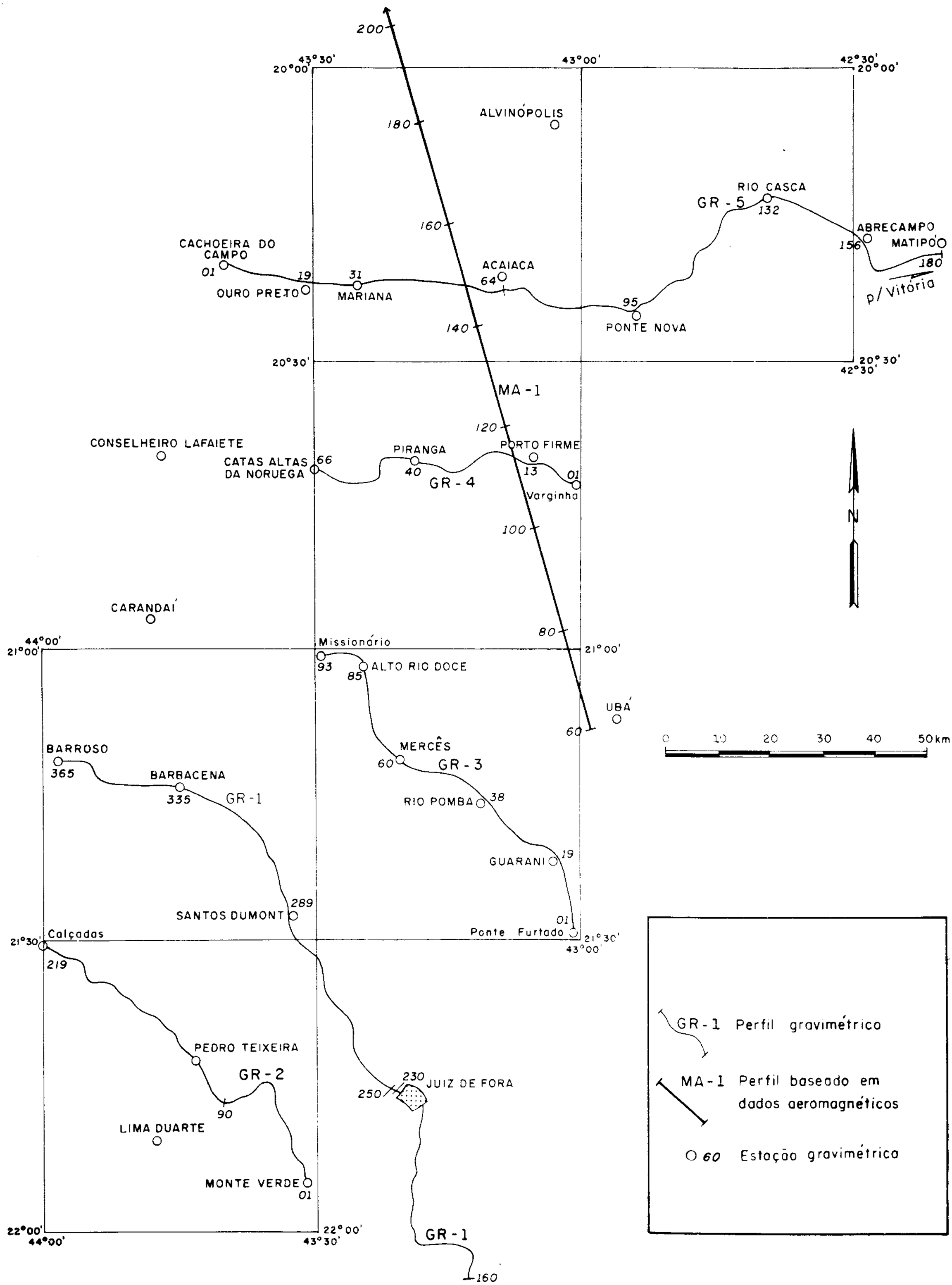


Fig. II.5.1 – Localização dos perfis geofísicos.

O levantamento e o processamento dos dados foram efetuados pelo Observatório Nacional, dentro do Convênio CPRM/CNPq-ON. Determinou-se a topografia dos perfis por nivelamento trigonométrico, ao longo de estações demarcadas a cada quilômetro, com auxílio de distanciômetro. A exceção no intervalo das estações ficou por conta do perfil Monte Verde/Calçadas, com 500m de espaçamento. A aquisição dos dados foi efetuada com um gravímetro Lacoste & Romberg (geodésico).

Os valores Bouguer foram calculados de conformidade com a seguinte fórmula:

Vb = AB + g – g", onde:

AB = correção de ar-livre e correção Bouguer;

g = gravidade medida;

g" = gravidade teórica.

Por motivos de exigüidade de tempo, considerando o fato de a correção de terreno envolver procedimentos extremamente demorados, e da gravimetria ter sido levantada para fins de interpretação regional, não foi aplicada esta correção.

Para a obtenção de subsídios à tectônica, utilizou-se também o Mapa Bouguer Provisório do Brasil–*SE* (Haralyi, 1985, inédito). O mapa foi confeccionado na escala 1:2.500.000, com intervalo de contorno de 5mgal, e uma densidade média de 1 amostra por 500km^2. Nas áreas de densidade menor, as curvas de contorno foram inferidas, sendo apresentadas de forma tracejada.

Para suporte da interpretação quantitativa gravimétrica, foram determinadas densidades de amostras coletadas de diversos litótipos da área. As amostras apresentaram as seguintes densidades (g/cm^3):

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

5.3 O contexto geofísico regional

5.3.1 Gravimetria

O estudo do comportamento gravimétrico, através do Mapa Bouguer Provisório do Brasil–SE (Haralyi, 1985) e dos cinco perfis de gravimetria (figura II.5.1) utilizados para o modelamento da compartimentação tectônica, mostrou um quadro de grandes estruturas regionais e blocos tectônicos que estão vinculados aos complexos litológicos da região, com assinaturas gravimétricas próprias.

Os gradientes elevados observados nas regiões leste e sudoeste (figuras II.5.2 e II.5.3) definem duas grandes descontinuidades na crosta, definidas por Haralyi et. al. (1985) como feições lineares contendo anomalias do tipo 1. A descontinuidade da região leste (Abre Campo) separa o bloco Brasília do bloco Vitória, e a do sudoeste (Alterosa) define o limite entre o bloco Brasília e os blocos Paraná e São Paulo. Alguns altos gravimétricos correspondem às intrusões alcalinas de serra Negra/Salitre e Catalão, ao gabro de Monte Carmelo e ao Quadrilátero Ferrífero.

A região das folhas Ponte Nova, Rio Espera, Barbacena e Lima Duarte está situada no limite sudeste do bloco Brasília, próximo à descontinuidade de Abre Campo.

O Mapa Bouguer Provisório do Brasil – SE (Haralyi, 1985), apresentado na figura II.5.4, mostra feições gravimétricas expressivas: o extenso alto gravimétrico de Passa-Tempo, a noroeste de Barroso; o alto de Rio Novo, feição alongada de direção NE-SW, situado na faixa da descontinuidade de Abre Campo; o baixo regional de Coronel Fabriciano, que se estende para SSW, a partir da cidade de mesmo nome, penetrando na área das folhas contempladas, entre a descontinuidade de Abre Campo e o alto de Passa-Tempo, até ser truncado pelo alto de Aracitaba, alongado na direção noroeste, e que praticamente liga o alto de Rio Novo ao de Passa-Tempo; o alto do Quadrilátero Ferrífero, a oeste da folha Mariana; e o alto de Ouro Branco, que se estende do alto de Passa-Tempo para nordeste. Por insuficiência de dados, a área a oeste das folhas Barbacena e Lima Duarte não está contornada.

O mapa Bouguer mostra, também, várias feições lineares de direção NNE-SSW. Um sistema de feições menos expressivas trunca e desloca os lineamentos principais, representantes das descontinuidades crustais, que delimitam o bloco Brasília. Apresenta ainda lineamentos orientados segundo WNW e ENE. Um lineamento E-W atravessa praticamente todo o estado na sua parte central.

A leste do meridiano de 41°, o mapa apresenta um forte gradiente, orientado segundo NNE, ascendente na direção da faixa costeira, indicando um provável adelgaçamento da crosta. Já a sudoeste da descontinuidade de Alterosa, o comportamento é bem diferente, mostrando feições de pequena amplitude, com alternância de altos e baixos gravimétricos.

Na parte central e oeste de Minas Gerais, o mapa mostra duas feições lineares que atravessam o estado de SSW para NNE, podendo representar descontinuidades da crosta, que podem estar balizando o limite oeste da parte sul da província geotectônica São Francisco. Esses lineamentos formam, em conjunto com a descontinuidade de Alterosa, uma feição em forma de V. Por sua vez, o prosseguimento da descontinuidade de Alterosa para sudeste também forma, com o da de Abre Campo para sudoeste, uma outra feição em V, cuja projeção do vértice coincidiria aproximadamente com a região de Volta Redonda. O conjunto dessas feições mostra uma estruturação em forma de W.

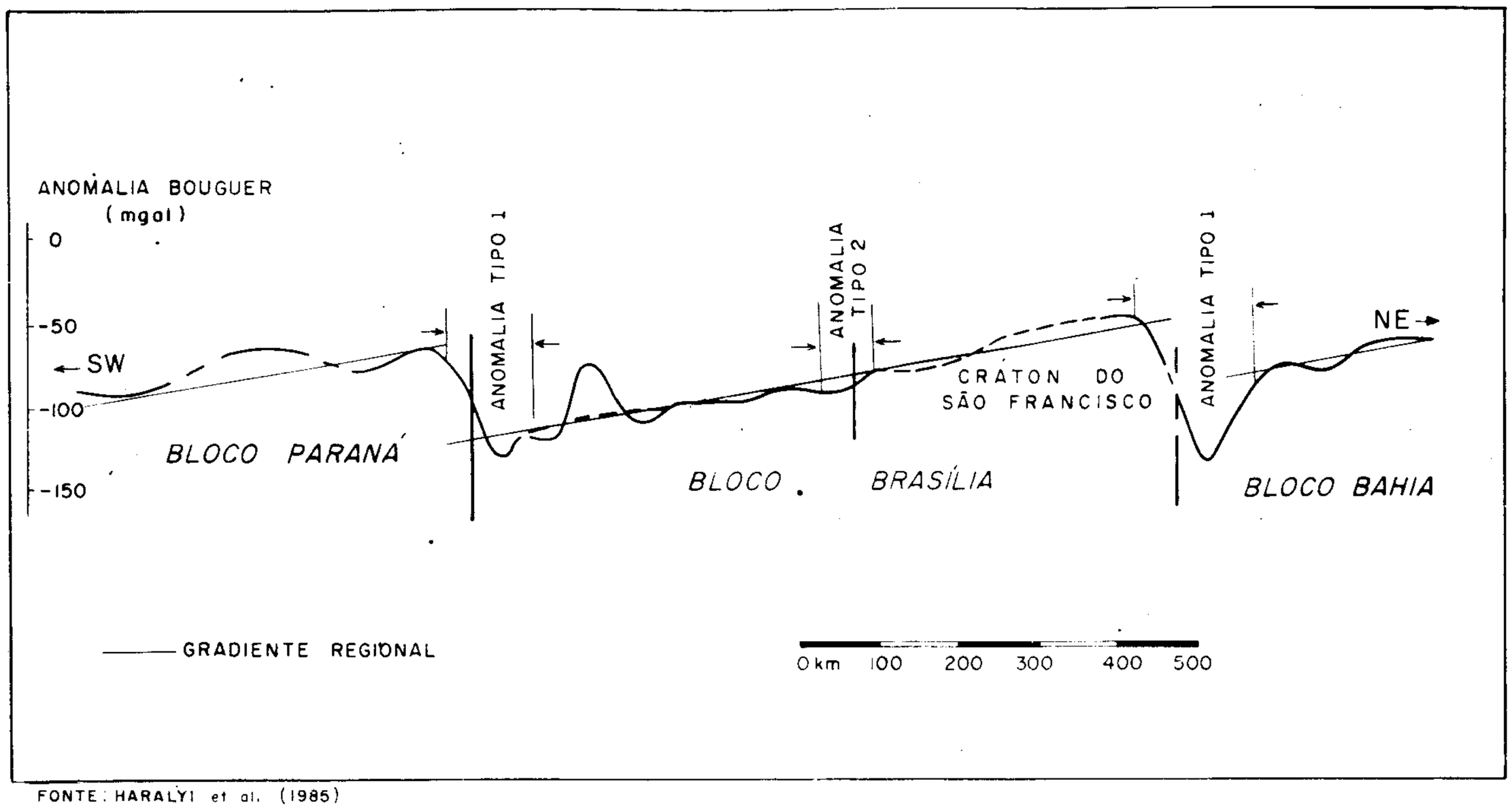


Fig. II.5.2 – Perfil da anomalia Bouguer.

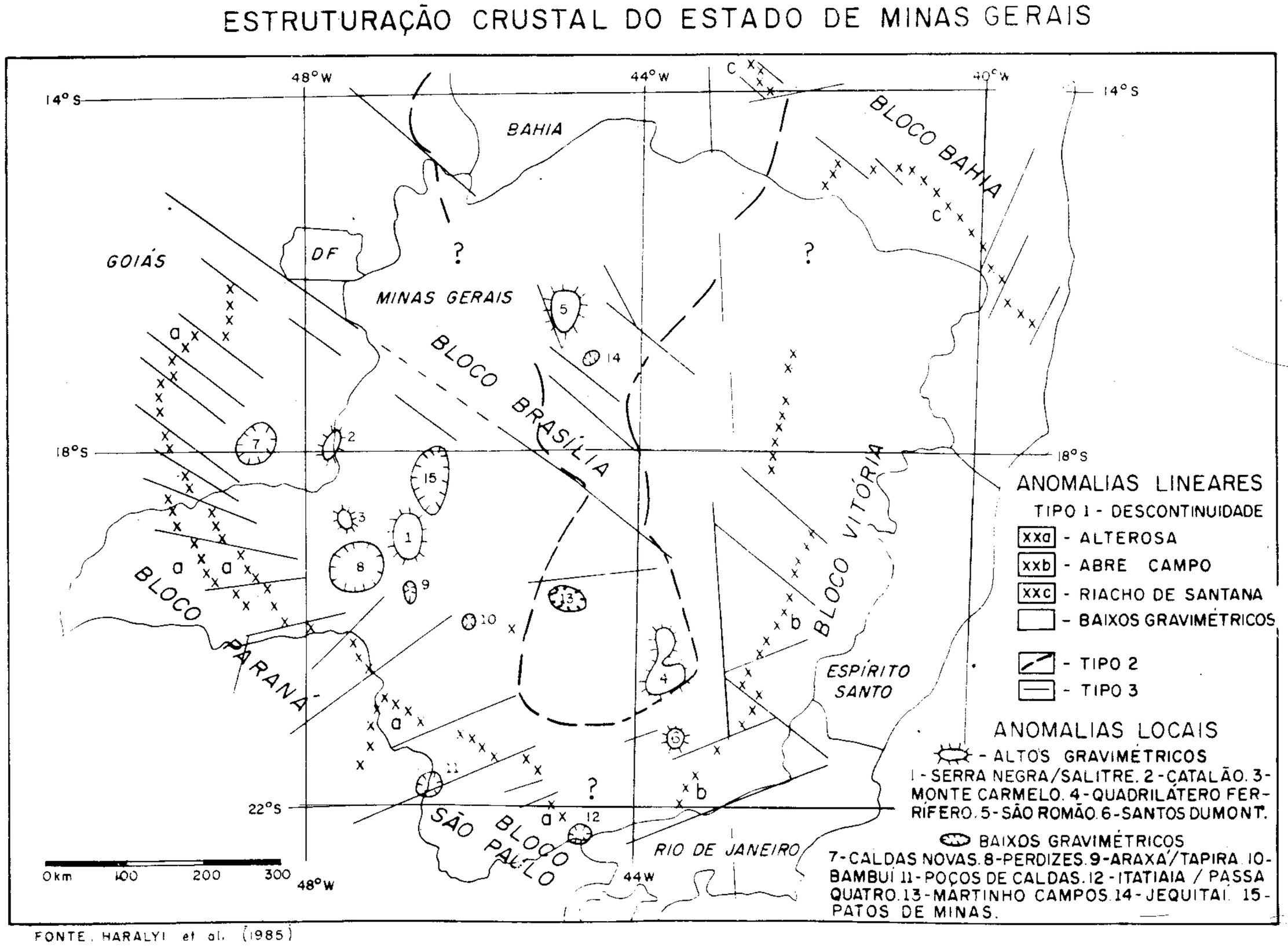
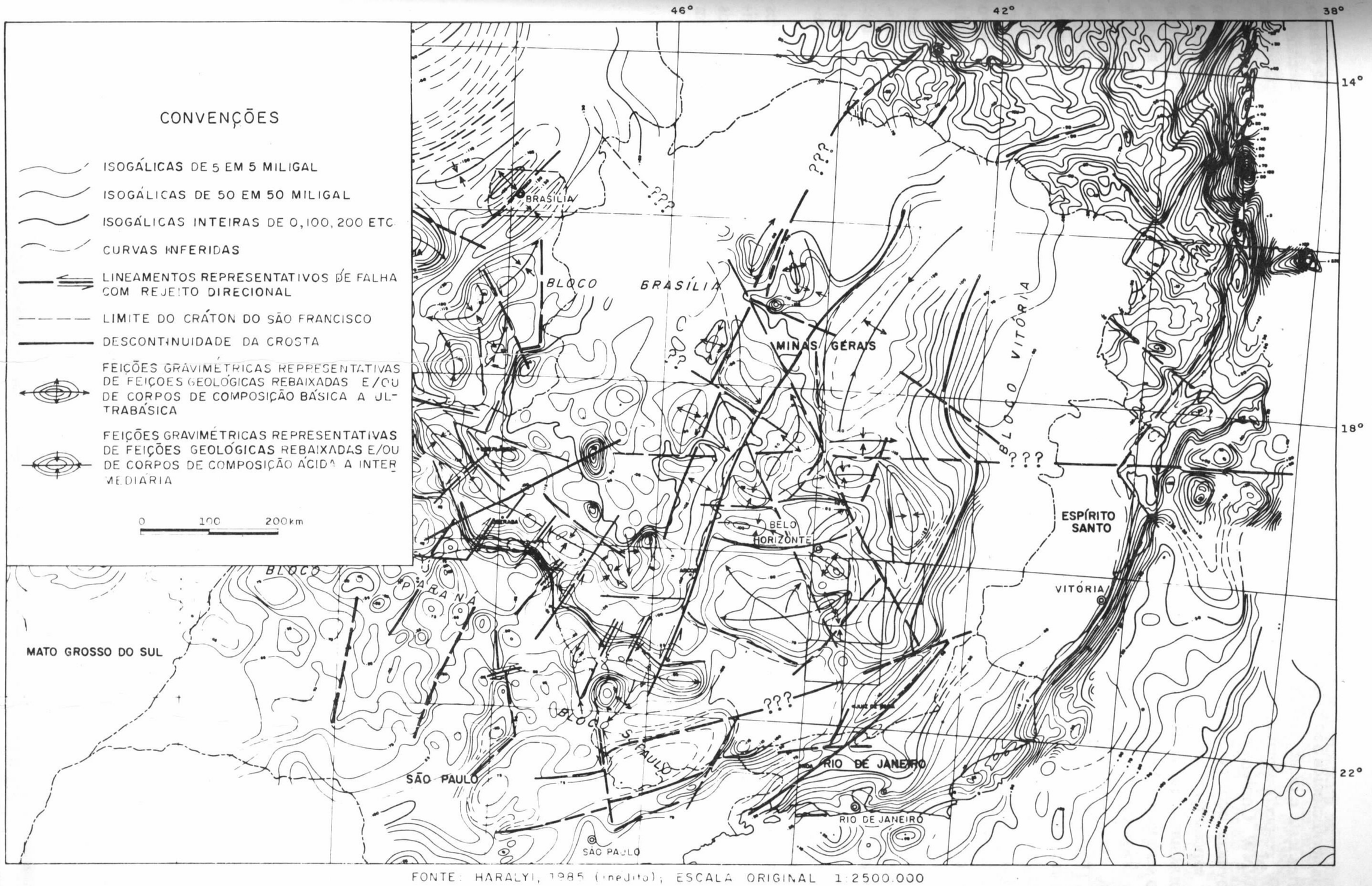


Fig. II.5.3 – Interpretação gravimétrica.



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

Fig. II.5.4 – Interpretação gravimétrica sobre parte do mapa Bouguer provisório do Brasil – SE (Haralyi, 1985 – inédito).

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. Esses baixos são feições pré-brasilianas que condicionaram a tectônica brasiliana, como será visto à frente.

A porção dessa 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).

Grosso modo, 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, aparentemente não se relaciona a nenhuma feição geológica conhecida. Provavelmente, reflete estruturas primitivas da crosta.

O perfil **Cachoeira do Campo/Matipó** (GR-5, figura II.5.1) atravessa as folhas Mariana e Ponte Nova, e seu modelamento (figura II.5.5) indicou três descontinuidades. A primeira, entre as estações 41 e 50, definida por um gradiente elevado descendente para leste, com amplitude de 25mgal, situa-se próximo 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.

O trecho do perfil entre as estações 7 e 40 mostra um alto gravimétrico, que a princípio pensou-se ser devido às concentrações de minério de ferro presentes no supergrupo Minas. Na interpretação inicial desse trecho, o modelo adotado para esse supergrupo (corpo 2; densidade 2,90g/cm^3) não foi suficiente para ajustar o perfil calculado ao alto de 25mgal. A gravimetria, portanto, levantou a hipótese (corroborada pela aeromagnetometria – ver: figura II.1.11) da existência de um corpo de grandes dimensões em profundidade, que contribui para provocar o expressivo alto. O modelamento posterior conseguiu ajustar, nesse trecho, o perfil calculado ao de dados de campo, pela adoção do modelo do corpo 5, com densidade estimada de 2,80g/cm^3.

Havia a expectativa de que o perfil Bouguer indicasse alguma continuação 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 a presença de corpos altamente magnéticos nessa área.

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

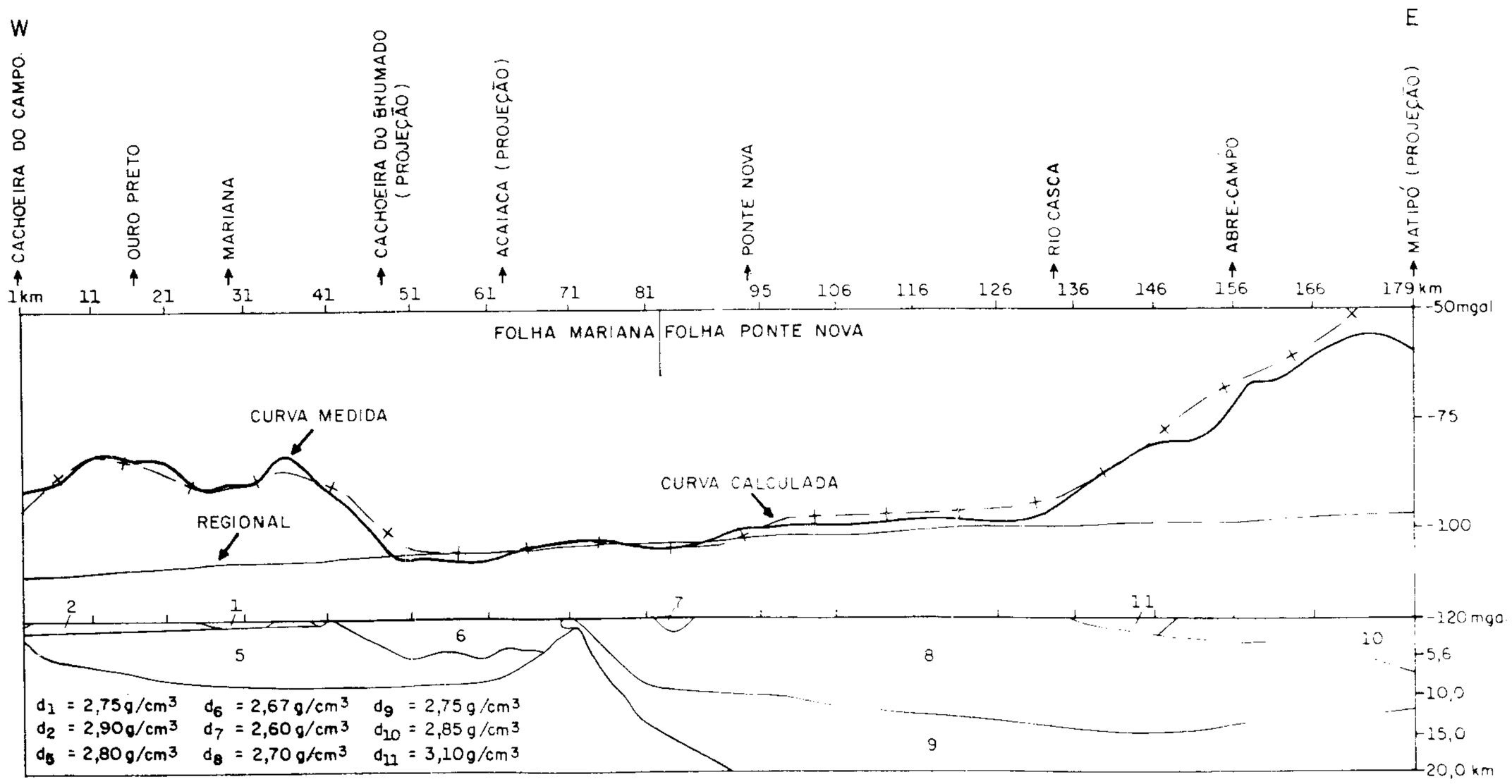


Fig. II.5.5 – Perfil gravimétrico GR-5 entre Cachoeira do Campo e Matipó (figura II.5.1).

Em torno da estação 71, próximo a Acaiaca, o modelamento da descontinuidade ali situada, considerando o afloramento de rochas da crosta inferior – constituída de metatexitos, anfibolitos e granulitos retrometamorfizados do complexo Acaiaca – introduziu o corpo 9, com densidade 2,75g/cm3.

Próximo ao limite da folha Mariana, na estação 83, existe no perfil um baixo gravimétrico de pequena amplitude, que tem correspondência com as supracrustais aflorantes do grupo Dom Silvério (corpo 7; densidade 2,60g/cm^3). Esse 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; densidade 2,70g/cm^3). O modelamento indicou que 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; densidade 2,85g/cm^3) sobre os terrenos ortognáissicos do complexo Mantiqueira (corpo 8; densidade 2,70g/cm^3), a oeste. Existe ainda um alto Bouguer entre Rio Casca (estação 132) e a estação 150, que tem correspondência com rochas básicas ocorrentes nessa região (corpo 11).

O ajuste do perfil calculado, a partir dos modelos concebidos, ao perfil obtido no campo, na região da faixa móvel, só foi possível quando foram considerados baixos ângulos de mergulho (menores que 20°) 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.5.5, o qual pode ser comparado com o modelo de colisão de blocos, com obducção, proposto por Davino (1979), Lesquier et al. (1981) e Haralyi & Hasui (1981).

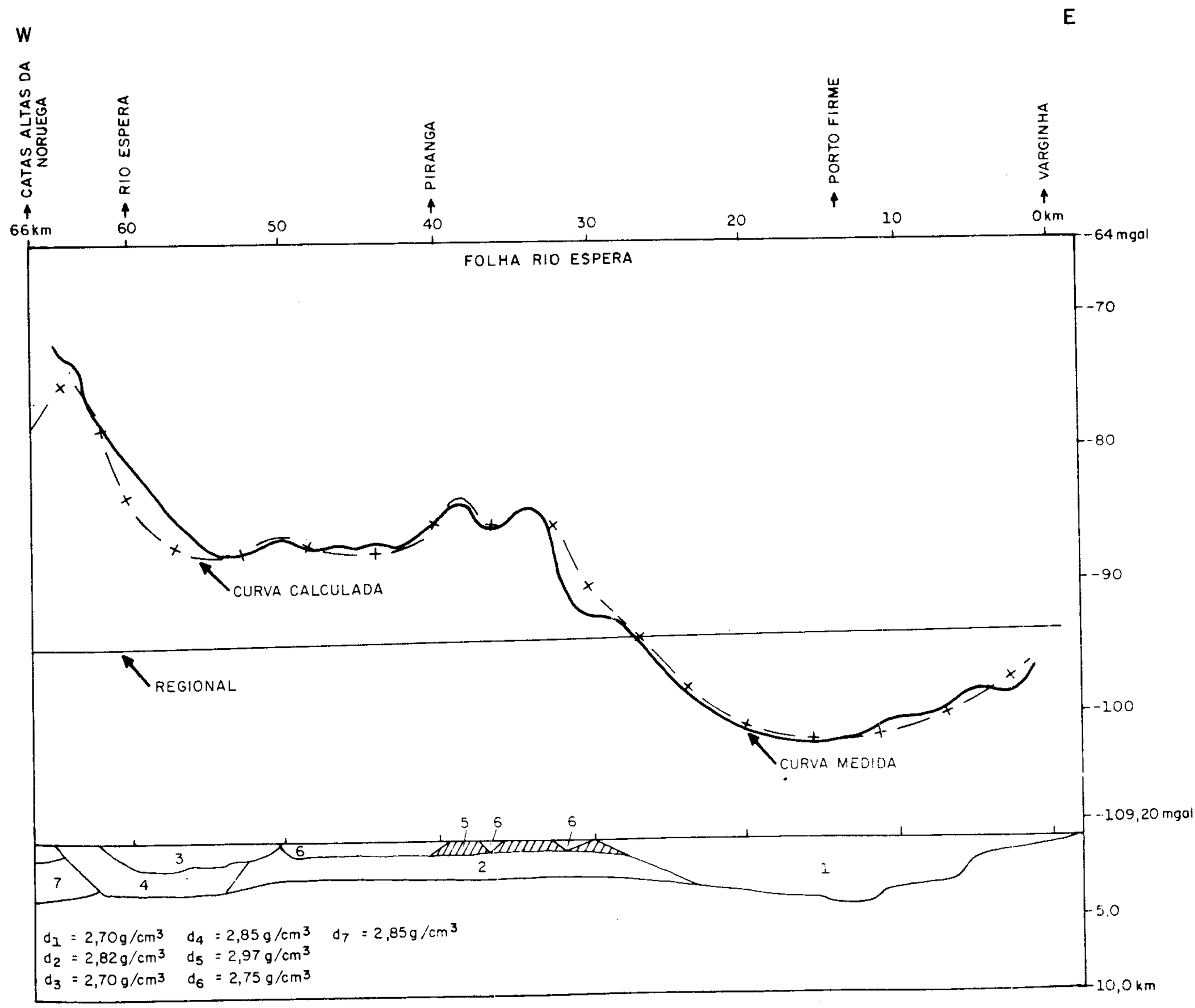


Fig. II.5.6 – Perfil gravimétrico GR-4 entre Catas Altas da Noruega e Varginha (figura II.5.1).

O perfil **Varginha/Catas Altas da Noruega** (GR-4, figura II.5.1) atravessa a folha Rio Espera. No perfil Bouguer (figura II.5.6), entre as estações 66 e 2, existe um elevado gradiente descendente para leste, apresentando no final uma inversão de gradiente. O modelamento do perfil mostra um corpo denso em profundidade (corpo 4; densidade 2,85g/cm^3) que parece ter correspondência com os metaultrabasitos do complexo Santo Antônio do Pirapetinga. Na mesma região, atravessando esses afloramentos, passa o extenso lineamento magnético L_1, de direção NE (ver: figura II.5.10). Coincidente com esse alto gravimétrico, existe uma anomalia magnética, orientada segundo a direção do lineamento.

Entre as estações 32 e 0, o perfil mostra um baixo gravimétrico, com 10mgal de amplitude, com o flanco leste sugerindo um gradiente crescente na direção de Varginha. Esse baixo está relacionado aos ortognaisses do complexo Mantiqueira, modelados segundo o corpo 1 (densidade 2,70g/cm^3).

As rochas do complexo Santo Antônio do Pirapetinga, ocorrentes entre as estações 62 e 50, foram modeladas pelo corpo 3, com densidade 2,70g/cm^3.

O corpo 5 (densidade 2,97g/cm^3) está relacionado a rochas do supergrupo Rio das Velhas. A densidade elevada – possivelmente devido a acumulações de ferro – provoca os altos entre as estações 40 e 30.

Os gradientes elevados nos flancos do baixo próximo a Varginha indicam descontinuidades crustais. A primeira, em torno da estação 32, pode ter correlação com a descontinuidade que passa próximo à cidade de Cachoeira do Brumado (perfil Cachoeira do Campo/Matipó). A segunda, próximo à Varginha, aparece indefinida devido à interrupção do perfil, mas aparentemente existe uma tendência de alto, sendo possível que a leste aflorem os anatexitos, anfibolitos e granulitos retrometamorfizados do complexo Acaiaca. Como o perfil não tem continuação para leste, a correlação com o perfil Cachoeira do Campo/Matipó resultou parcialmente prejudicada.

Os corpos 6, concebidos entre as estações 40 e 50, e em torno das estações 32 e 38, correspondem a rochas do supergrupo Rio das Velhas. A densidade encontrada (2,75g/cm^3) parece indicar a inexistência de acumulações de ferro.

O perfil **Ponte Furtado/Missionário** (GR-3, figura II.5.1) atravessa a folha Rio Pomba de um extremo a outro. Apresenta um grande baixo gravimétrico, entre as estações 82 e 33, com elevado gradiente nos flancos, sugerindo descontinuidades crustais (figura II.5.7).

O corpo 1, com densidade 2,70g/cm^3 (figura II.5.7), que corresponde aos ortognaisses do complexo Mantiqueira, é o modelo causador do baixo gravimétrico.

O modelamento do flanco noroeste indicou uma descontinuidade – que pode ter relação com a que passa próximo a Acaiaca, presente no perfil Cachoeira do Campo/Matipó – modelada segundo a concepção do corpo 2, correspondente a rochas retrometamorfizadas do complexo Juiz de Fora. Em torno da estação 60 parece haver uma falha vertical nesse conjunto de rochas, na sua porção mais profunda.

O modelamento do flanco sudeste resultou na estrutura complexa de baixo ângulo, que indica um cavalgamento da seqüência de alto grau do complexo Juiz de Fora, representada pelo corpo 3 (densidade 2,82g/cm^3), sobre os gnaisses do complexo Mantiqueira (corpo 1; densidade 2,70g/cm^3) e sobre as rochas da crosta intermediária, concebidas na forma do corpo 2 (densidade 2,80g/cm^3), confirmando a estruturação do complexo Juiz de Fora adotada no modelamento dos perfis anteriores.

O trecho do perfil **Rio de Janeiro/Barroso** (GR-1, figura II.5.1) utilizado no modelamento, tem início a cerca de 40km a sudeste de Juiz de Fora, indo até Barroso, próximo ao limite ocidental da folha Barbacena, sendo que apresenta um salto na numeração entre as estações 230 e 255. Esse perfil Bouguer também mostra um gradiente regional suave descendente para noroeste, com uma discreta inversão no extremo final do perfil, próximo a Barroso (figura II.5.8).

O afloramento de rochas da crosta intermediária (anatexitos, anfibolitos e granulitos retrometamorfizados), segundo estrutura de baixo ângulo, em torno da estação 320, motivou a concepção do corpo 4 (densidade 2,80g/cm^3). O corpo se estende para SE, sendo truncado, também segundo uma estrutura de baixo ângulo, pelo cinturão granulítico (corpo 5; densidade 2,82g/cm^3), responsável pelo alto gravimétrico existente entre as estações 275 e 180. A adoção dessa estruturação exigiu a introdução do corpo 2 (densidade 2,78g/cm^3) para o ajuste do perfil calculado ao perfil medido no campo.

A inversão do gradiente, com início pouco antes de Barroso, forma um baixo de pequena amplitude, ajustada pelo corpo 1 (densidade 2,68g/cm^3), correspondente a granitóides.

Um outro baixo, de menor amplitude, entre as estações 315 e 265, corresponde aos gnaisses do complexo Mantiqueira, modelados conforme o corpo 3 (densidade 2,70g/cm^3).

Alguns baixos de pequena amplitude, entre as estações 265 e 166, representam granitóides presentes na área (corpos 6 e 7), ambos com densidade 2,72g/cm^3.

A análise do mapa Bouguer e a correlação do comportamento desse perfil, referente à inversão do gradiente próximo a Barroso, com o perfil Cachoeira do Campo/Matipó, sugere que o extremo-noroeste do perfil se encontra na província geotectônica São Francisco.

A pequena amplitude dos baixos gravimétricos, contíguos às descontinuidades modeladas, indica que a crosta siálica, nessa região, é menos espessa. A base da crosta intermediária (corpo 4), determinada no modelamento com uma profundidade de até 13km, reforça a evidência de um pronunciado adelgaçamento da crosta.

O cinturão granulítico (corpo 5) foi ajustado com estrutura de baixo ângulo no cavalgamento, considerando a base do modelo da figura II.5.5 situada a 35km de profundidade.

O perfil **Monte Verde/Calçadas** (GR-2, figura II.5.1)

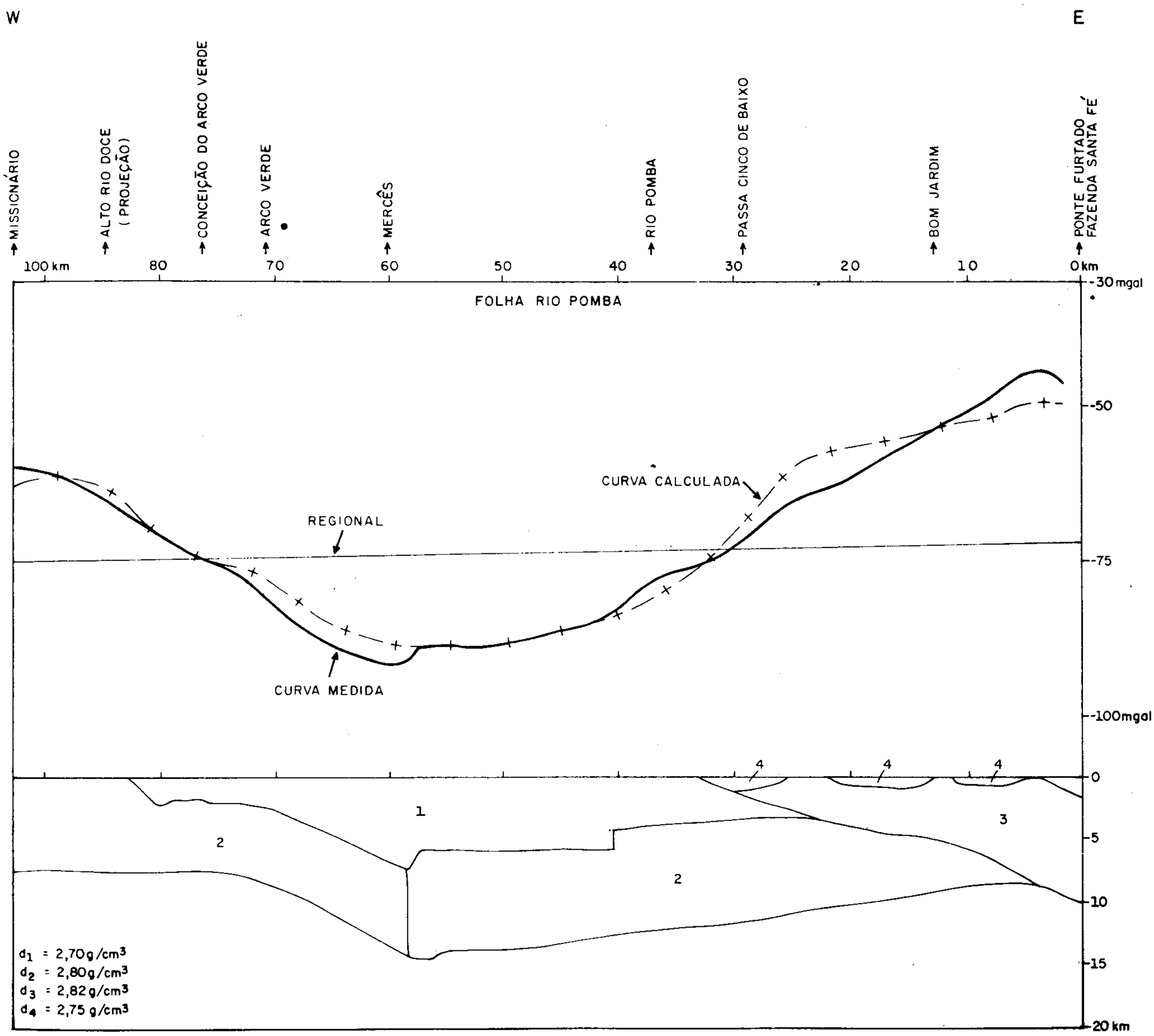


Fig. II.5.7 – Perfil gravimétrico GR-3 entre Missionário e Ponte Furtado (figura II.5.1).

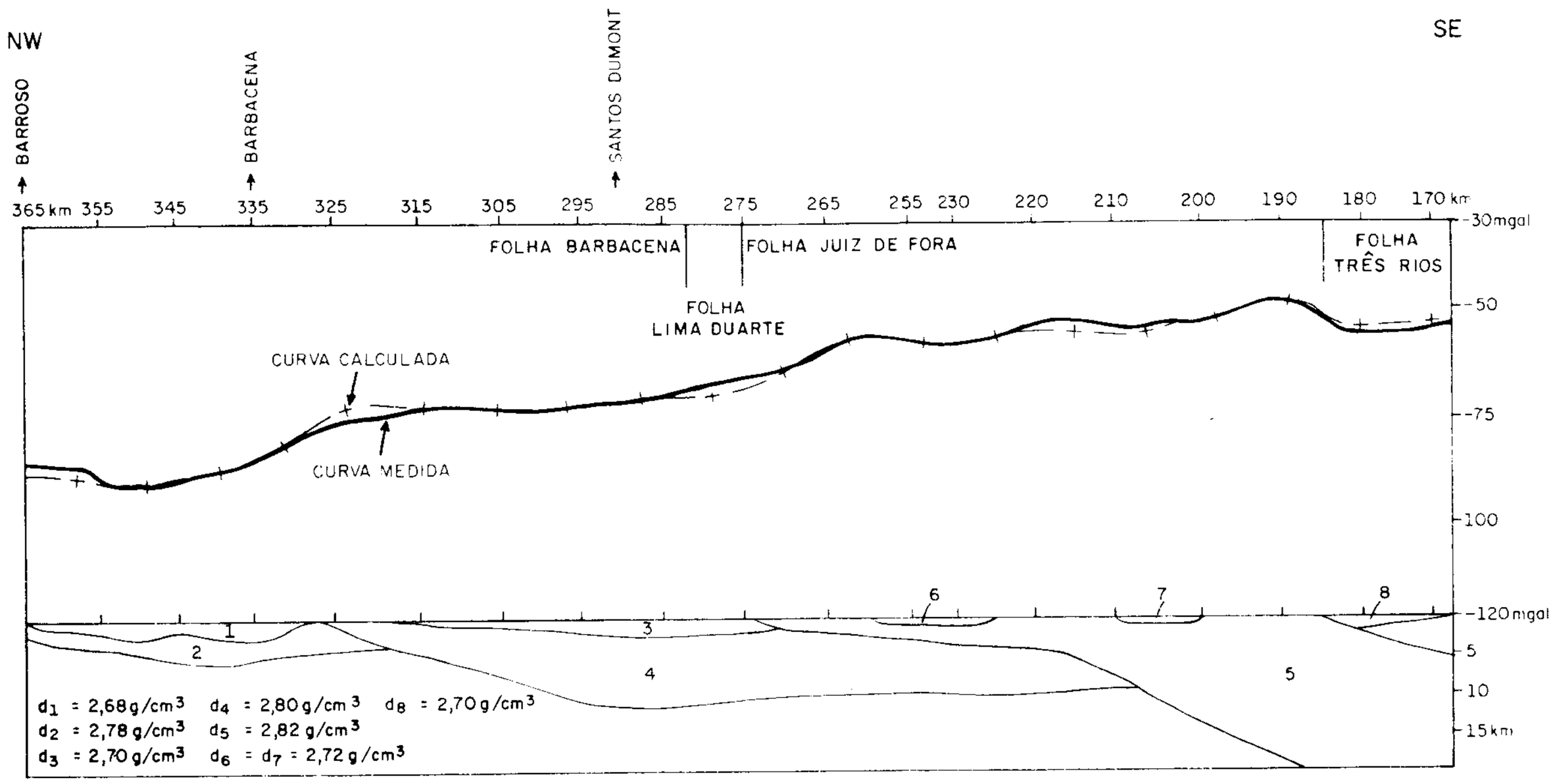


Fig. II.5.8 – Perfil gravimétrico GR-1 de Barroso até 40km a SE de Juiz de Fora (figura II.5.1).

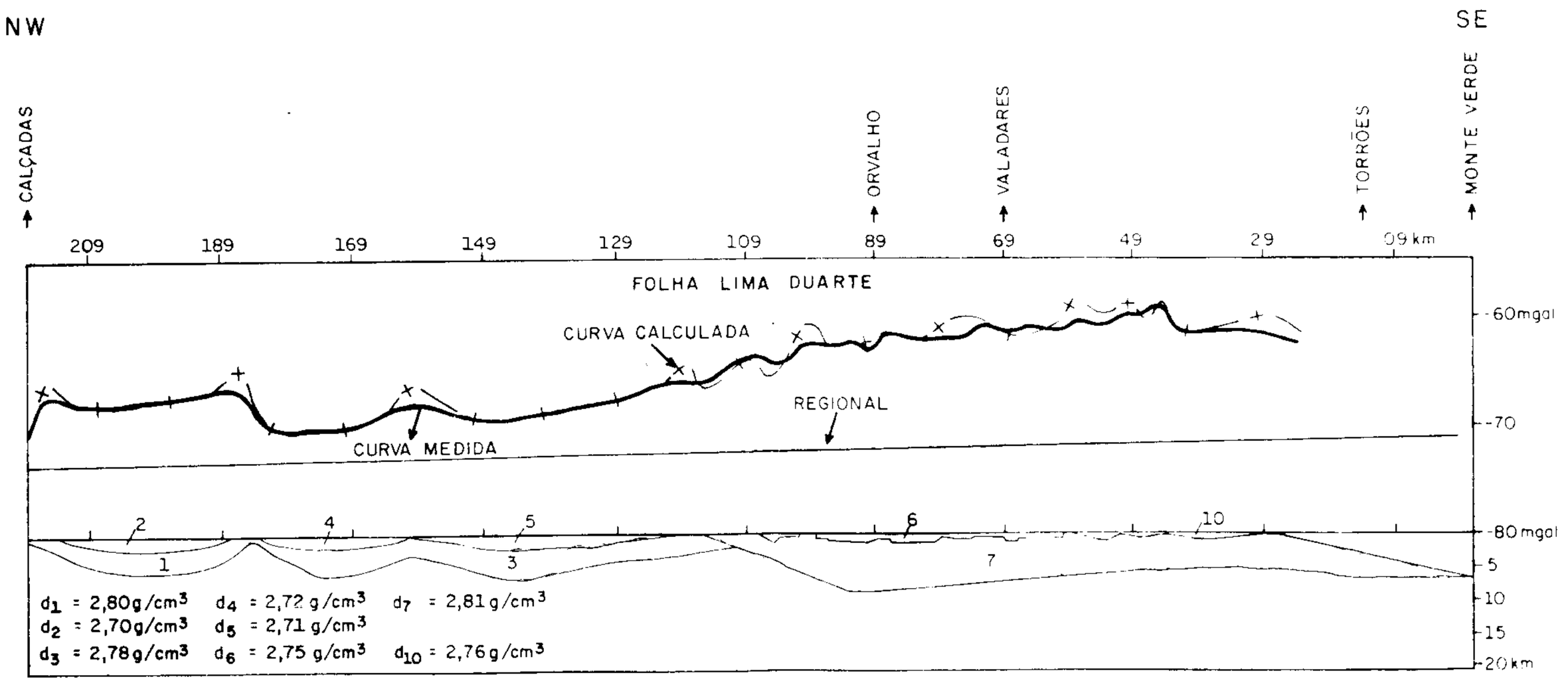


Fig. II.5.9 – Perfil gravimétrico GR-2 entre Calçadoa e Monte Verde (figura II.5.1).

atravessa a folha Lima Duarte na direção SE-NW. Mostra um gradiente extremamente suave, decrescente para noroeste, com os valores Bouguer variando apenas entre -60 e -70mgal (figura II.5.9).

No trecho entre as estações 219 e 119, o comportamento do perfil é mais estável, com poucas inversões, enquanto entre as estações 119 e 25 é perturbado por sucessivos altos e baixos, de pequena amplitude e comprimento de onda de menor expressão, associados a uma feição de alto regional.

Esse alto Bouguer pode ser relacionado aos granulitos da faixa móvel, modelados segundo o corpo 7 (densidade 2,81g/cm^3), podendo os baixos associados ao alto regional ser correlacionados a granitóides presentes no cinturão granulítico (corpos 6 e 10, com densidades em torno de 2,75g/cm^3). O modelo dos granulitos indicou uma profundidade máxima, na base, de quase 10km, profundidade esta não representativa de granulitos.

Entre as estações 219 e 185, existe um alto gravimétrico com uma ligeira depressão no centro. O alto provavelmente está relacionado aos granulitos básicos da suíte metamórfica São Bento dos Torres (corpo 1; densidade 2,80g/cm^3), cartografados no canto noroeste da folha Lima Duarte, enquanto o baixo é causado por granitóides (corpo 2; densidade 2,70g/cm^3) do complexo Mantiqueira. Os flancos sugerem descontinuidades crustais, como a situada próximo da estação 185.

Comportamento semelhante repete-se até a estação 119, com depressões associadas a altos gravimétricos, modeladas pelo corpo 3 (densidade 2,78g/cm^3), corpo 4 (densidade 2,72g/cm^3) e corpo 5 (densidade 2,71g/cm^3), resultando numa seqüência de rochas (corpo 3) que se projeta para sudeste e é truncada (subducção?), com o corpo representativo da faixa móvel (corpo 7; densidade 2,81g/cm^3). O corpo 3 foi considerado como de crosta intermediária, com a base, no ponto mais profundo, a 7,5km. Os corpos 2 e 5 podem ser relacionados aos gnaisses tonalíticos do complexo Mantiqueira. O corpo 4 está associado aos quartzitos do grupo Andrelândia.

Para o ajuste entre os perfis calculados e de campo, novamente foi necessário adotar-se o cavalgamento da faixa móvel segundo estruturas de baixo ângulo, repetindo a estruturação adotada no modelamento do perfil Cachoeira do Campo/Matipó.

5.3.2 Aeromagnetometria

Com o objetivo de auxiliar a gravimetria e prestar apoio às definições das unidades tectônicas da região, foi efetuada uma interpretação qualitativa regional dos mapas de magnetometria, na escala 1:500.000. A figura II.5.10 apresenta essa interpretação.

Em termos de feições magnéticas, pode-se dividir o mapa magnetométrico em sete grandes unidades, considerando o relevo e a assinatura magnética.

A unidade A, coincidente com o Quadrilátero Ferrífero, engloba as seqüências supracrustais, mostrando as anomalias de maior amplitude na região (2.000nT), que refletem as acumulações de magnetita nas formações ferríferas.

Delimitada ao norte e noroeste pela unidade A, e a sudeste pelo lineamento L_1, a unidade B contém anomalias de pequeno comprimento de onda e amplitudes de 30 a 100nT, com algumas anomalias isoladas de amplitude maior.

A unidade E, encaixada entre as unidades B, ao norte, e F, ao sul, juntamente com a unidade B, delimitam aproximadamente as porções aflorantes do complexo Ressaquinha.

A unidade C corresponde à faixa móvel que ocorre desde o quadrante sudeste da folha Ponte Nova até a porção sudeste da folha Lima Duarte. As anomalias são bastante alongadas, preferencialmente na direção nordeste, com amplitudes de 100 a 500nT, causadas pelas rochas charnoquíticas e anfibolitos do complexo Juiz de Fora.

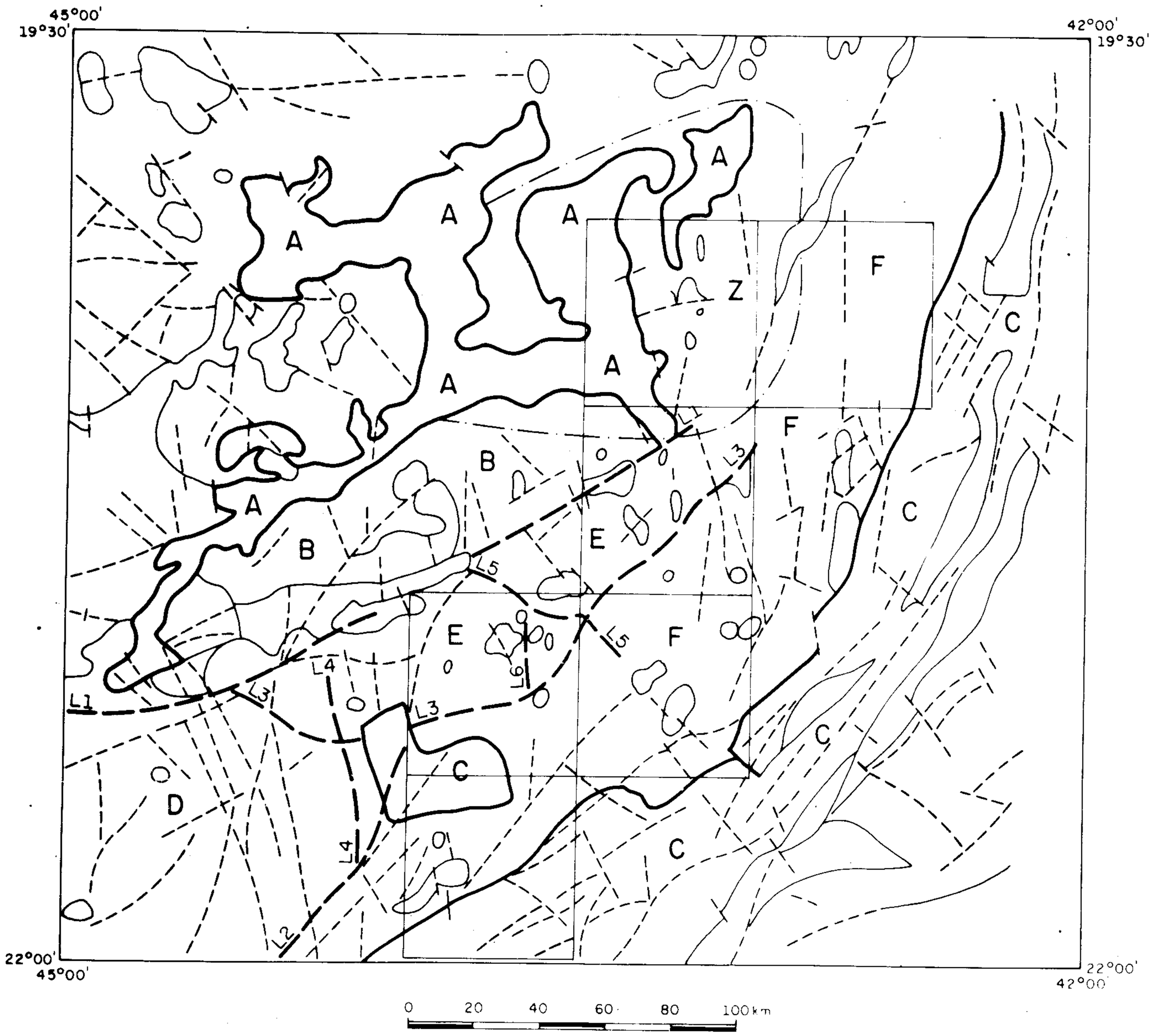
Limitada ao norte pelo lineamento L_1 e a leste pelos lineamentos L_2 e L_4, a unidade D possui um gradiente magnético extremamente suave, com anomalias alongadas de 5 a 30nT, representando feições lineares.

Englobando, principalmente, os gnaisses do complexo Mantiqueira, a unidade F possui um gradiente bem suave, com anomalias isoladas de maior amplitude, associadas provavelmente a plútons alcalinos tardios (Divinésia, Ubari e Mercês, entre outros).

A unidade G tem correspondência com a ocorrência dos granulitos básicos da suíte metamórfica São Bento dos Torres.

As unidades A e B, contidas na província geotectônica São Francisco, são ambas limitadas ao sul pelo lineamento L_1, que parece coincidir, em sua parte sudoeste, com o prolongamento da zona de cisalhamento Campo do Meio. A unidade C contém lineamentos bem-definidos segundo a direção NNE (canto nordeste do mapa) e ENE (na parte sul); no canto sudeste, passam a ter uma direção preferencial NW. A unidade D é caracterizada por vários lineamentos, orientados preferencialmente na direção NNW; em sua maior parte, estão truncados pelo lineamento magnético L_1.

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.5.10). Tal anomalia engloba o Quadrilátero Ferrífero e estende-se para leste da unidade A. Com o intuito de modelar esta anomalia, retirou-se 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.5.11. A suscetibilidade magnética aparente, determinada para o modelo, foi de 3500 x 10^{-6} e.m.u.



A Unidade Magnética

L1 Lineamento Magnético

Z Anomalia Magnética do Quadrilátero Ferrífero

Fig. II.5.10 – Mapa de interpretação magnetométrica regional.

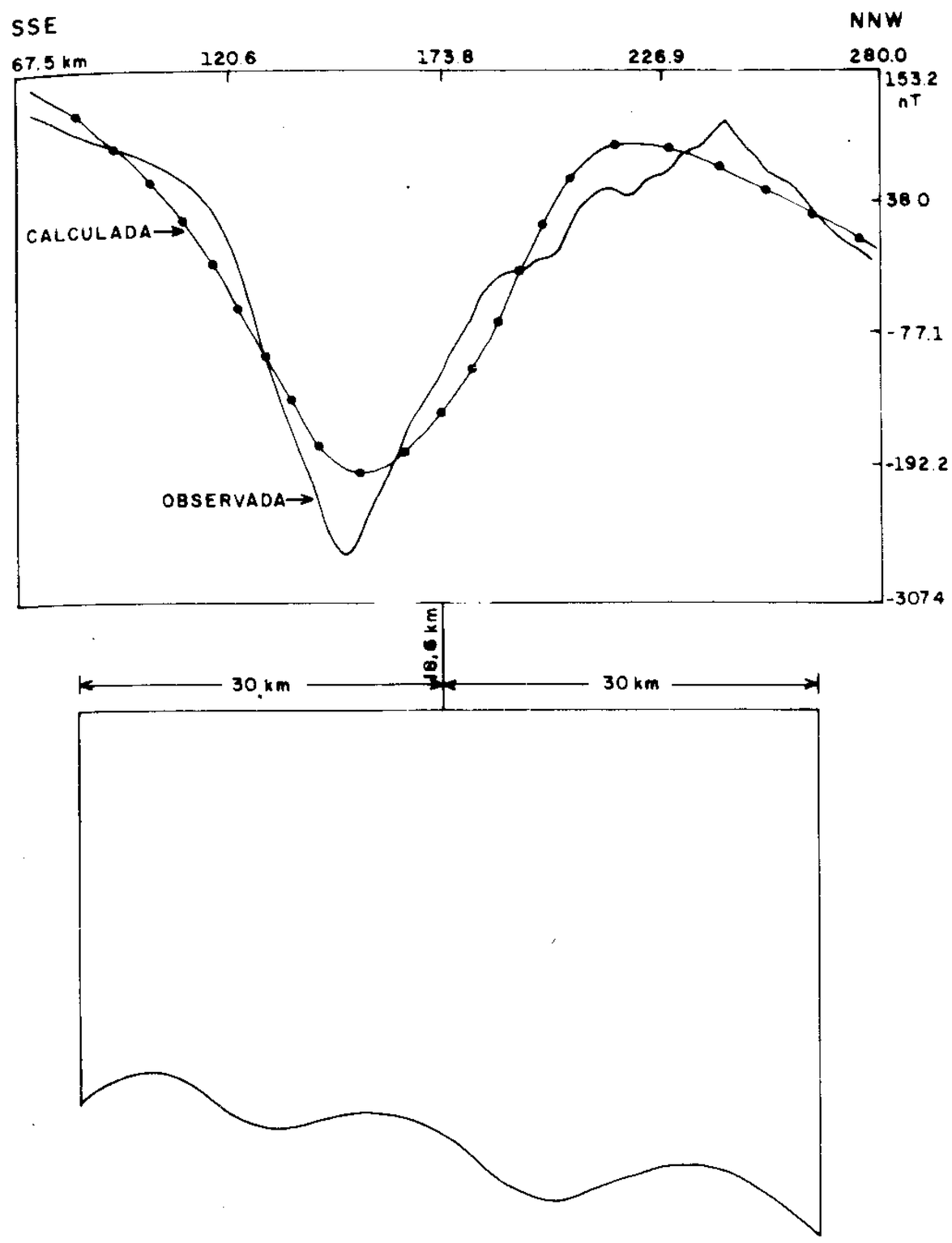


Fig. II.5.11 – Perfil magnetométrico MA-1 (figura II.5.1).

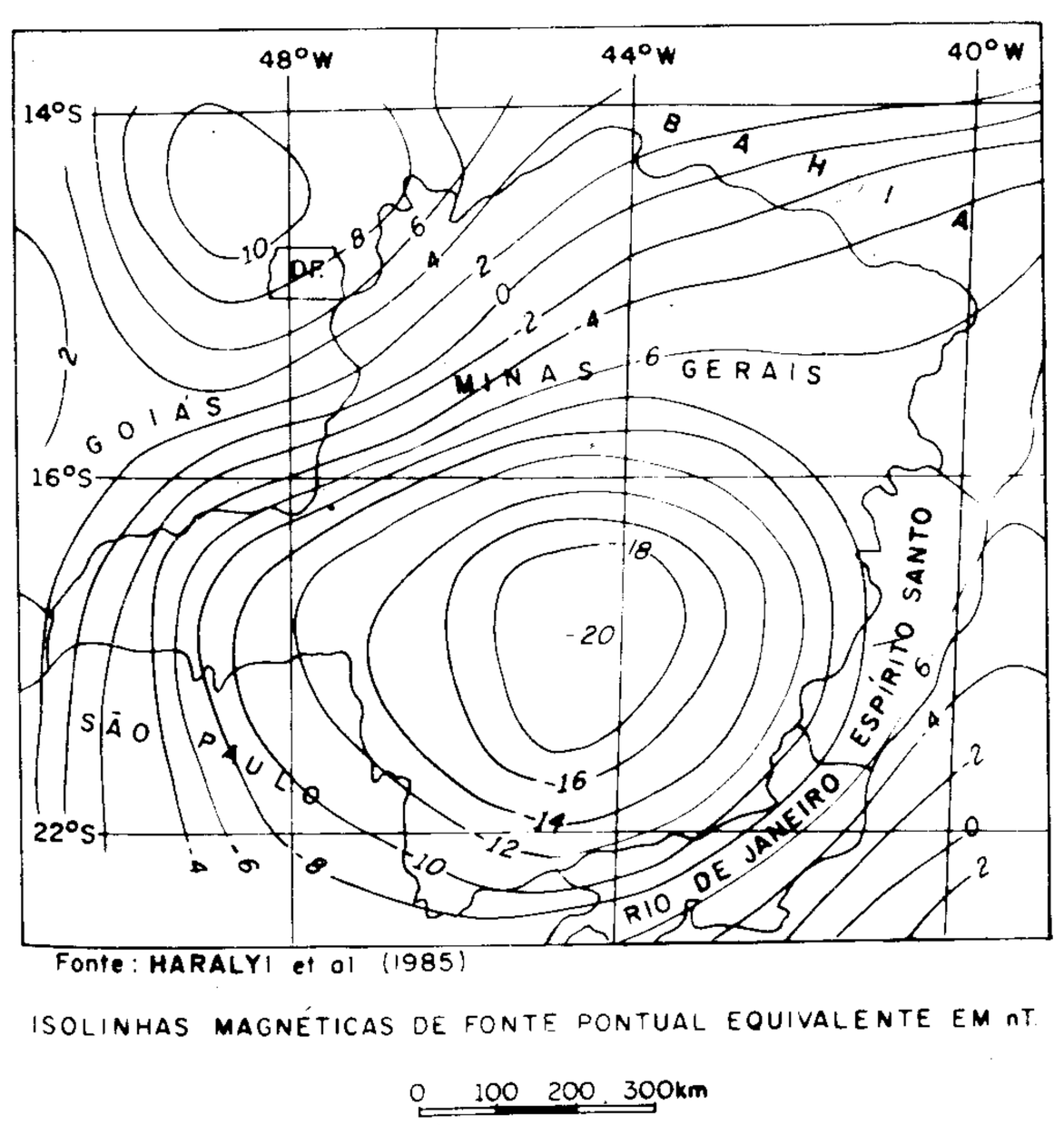


Fig. II.2.12 – Mapa de contorno magnético (satélite MAGSAT).

Não se encontrou uma explicação plausível, para a causa dessa anomalia, com a profundidade inferida. O seu modelamento diverge na profundidade do modelamento gravimétrico da área – perfil Cachoeira do Campo/Matipó (GR-5) –, o qual indicou um corpo a 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 MAGSAT, conforme Haralyi et al. (1985) mostra uma extensa anomalia que cobre quase todo o estado de Minas Gerais (figura II.5.12), cujo mínimo corresponde à porção meridional da província geotectônica São Francisco (figura II.5.3), podendo estar relacionada à anomalia Z do Quadrilátero Ferrífero.

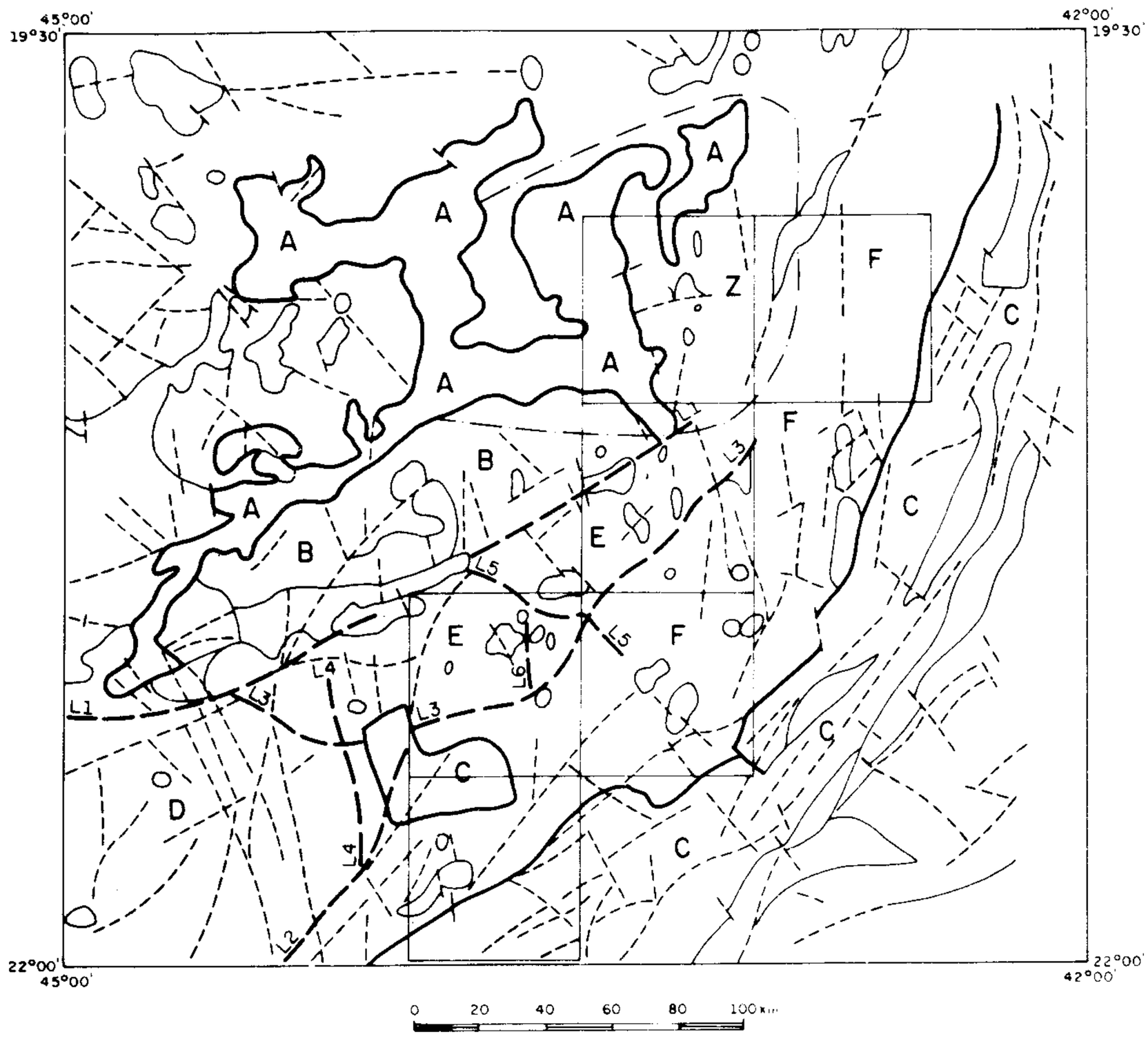
5.3.3 Síntese geofísica regional

Correlacionando a interpretação magnetométrica com o mapa Bouguer (figura II.5.13), percebe-se a semelhança de algumas feições. O alto gravimétrico do Quadrilátero Ferrífero coincide com a maior parte da unidade magnética A. O alto de Ouro Branco está relacionado a parte da unidade B. O limite oeste da unidade C segue aproximadamente a feição Bouguer linear definida como a descontinuidade de Abre Campo, com o respectivo alto gravimétrico sendo correlacionável à unidade magnética. O baixo gravimétrico de Coronel Fabriciano, que se estende de nordeste para sudoeste, entre os altos de Passa-Tempo e o alto de Rio Novo, coincide com a parte norte da unidade magnética F. O alto de Aracitaba está aproximadamente delimitado, no seu extremo noroeste, pela junção dos lineamentos magnéticos L_5 e L_6.

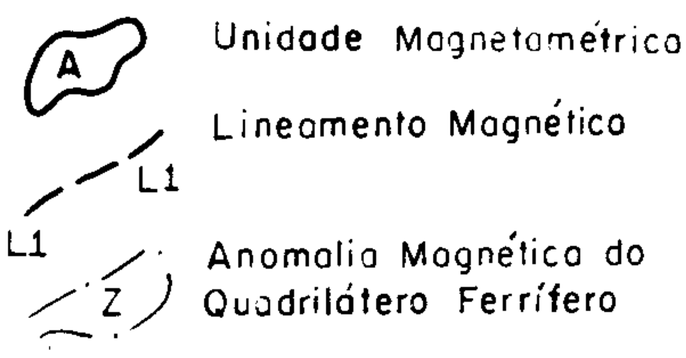
O forte gradiente magnético da anomalia Z mascara de forma expressiva as feições mais locais, impedindo uma delimitação mais precisa das unidades magnéticas nas folhas Mariana e Ponte Nova. A ausência de dados digitais do levantamento aerogeofísico impediu a aplicação de tratamento específico para realçar as feições de origem mais superficial.

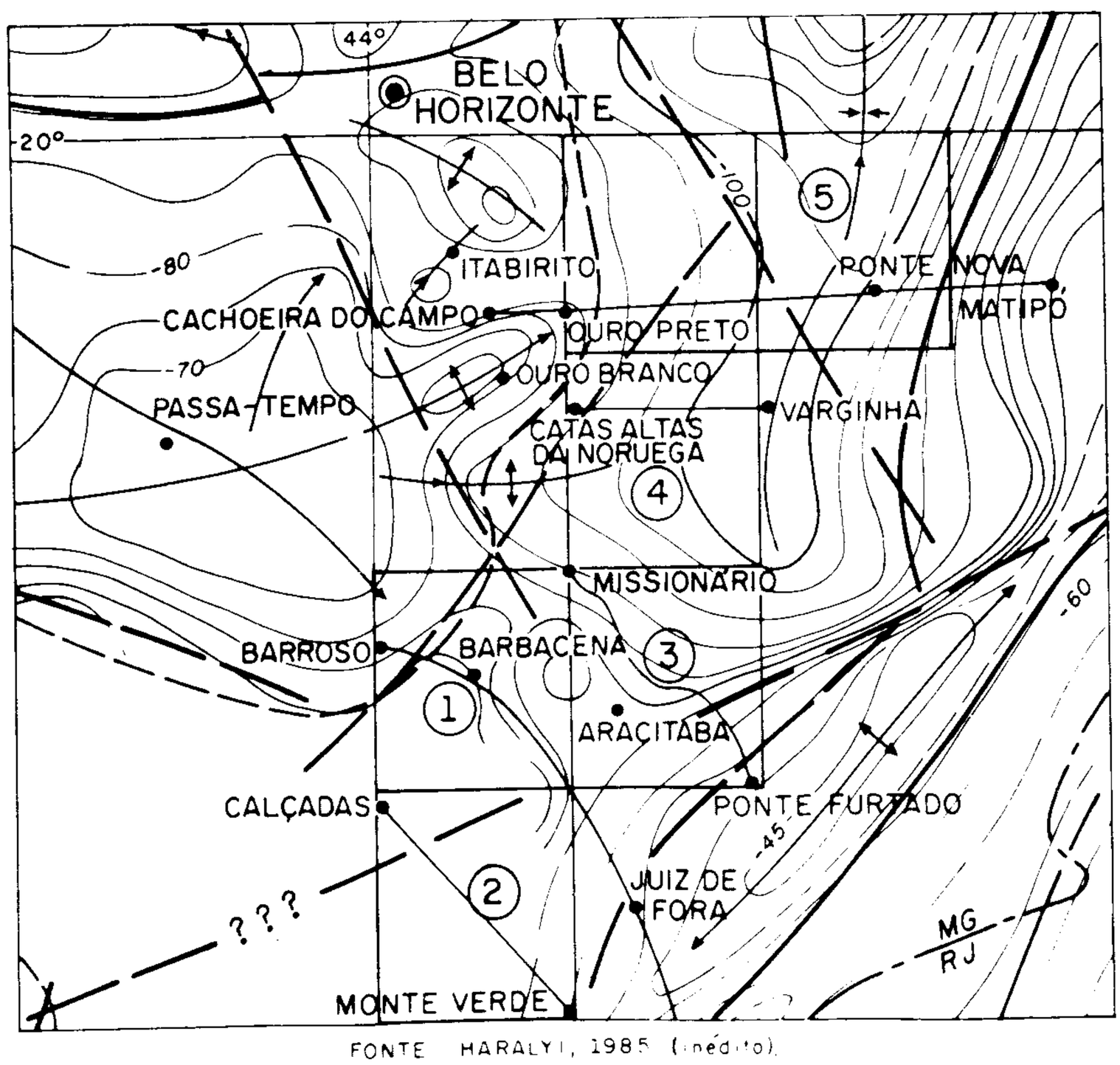
Finalmente, com relação à divisão proposta dos domínios geotectônicos São Francisco e Mantiqueira, vale assinalar que o lineamento magnético L_3 acompanha, aproximadamente, a porção sul desse limite.

Verificou-se uma diferença singular ao serem correlacionados entre si os comportamentos dos perfis gravimétricos. Enquanto os perfis mais ao norte (Cachoeira do Campo/Matipó e Rio Novo/ Missionário) apresentaram feições similares, com expressivos altos subseqüentes a gradientes elevados, os perfis mais ao sul (Rio de Janeiro/Barroso e Monte Verde/Calçadas) apresentaram comportamento distinto ao atingirem o cinturão granulítico (cerca de 40mgal e 30mgal, respectivamente).



A





B

FONTE HARALYI, 1985 (inédito).

Fig. II.5.13 – Comparação entre as interpretações magnetométrica (A) e gravimétrica (B).

O de Rio de Janeiro/Barroso apresenta um gradiente mais suave ascendente para sudeste, no limite da faixa móvel, culminando num alto com uma amplitude em torno de 15mgal. O perfil Monte Verde/Calçadas apresenta um gradiente mais suave ainda, com um alto de amplitude bem menor. Possivelmente, tal distinção de comportamento esteja ligada à existência do alto de Aracitaba (mapa Bouguer, figura II.5.4), que se estende a partir de Rio Novo e Juiz de Fora para NW, com direção normal à feição que representa a faixa móvel. O comportamento do perfil Monte Verde/Calçadas também permite inferir-se que o vazio referente à área a sudoeste das folhas, no mapa Bouguer, deve corresponder, pelo menos na parte oriental, a um baixo com valores não muito inferiores a -70mgal.

A título de ilustração, a figura II.5.14 apresenta o croqui do rebatimento dos perfis Bouguer sobre as suas linhas aproximadas, com o modelamento indicado abaixo destas.

5.4 Interpretação e correlação dos dados

5.4.1 Aeromagnetometria

O mapa magnetométrico da folha Lima Duarte (figura II.5.15) apresenta em sua porção noroeste um gradiente suave, perturbado por anomalias isoladas – indicando corpos planares – e por feições lineares. Na porção sudeste, o gradiente é elevado, com predominância de anomalias alongadas na direção NE-SW e amplitudes variando de 100 a 200nT.

A interpretação qualitativa consistiu na determinação de lineamentos e de unidades magnéticas que apresentam padrão magnético semelhante. Predominam os lineamentos magnéticos de direção NE-SW. As unidades dessa natureza descritas a seguir representam, com os lineamentos, a análise qualitativa da folha. Fez-se uma interpretação preliminar, com o objetivo de contribuir com subsídios para o mapeamento geológico. Posteriormente, procurou-se, em função da geologia já conhecida, a explicação, nem sempre possível, para as feições geofísicas presentes.

Unidade A

Definida segundo pequenas áreas no limite norte e noroeste da folha, apresentando gradiente elevado e anomalias com amplitude em torno de 100nT. Engloba a subunidade A_1. A área do limite norte corresponde a granulitos básicos, enderbitos, charnoquitos e lentes de quartzitos com magnetita da suíte metamórfica São Bento dos Torres. A unidade do limite noroeste também pode estar associada a essa litologia.

Unidades B e C

As definidas no setor compreendido entre as direções norte e nordeste, a partir do centro da folha, apresentam gradiente bastante suave contendo anomalias maldefinidas, de 10 a 30nT de amplitude. Coincidem, grosso modo, com os gnaisses tonalíticos do complexo Mantiqueira.

Unidade F

Engloba as áreas de maior gradiente magnético da folha, contendo anomalias agrupadas, com amplitude de 100 a 400nT. Delimita muito bem o complexo Juiz de Fora, apresentando anomalias alinhadas segundo a direção NE-SW, refletindo a estruturação. Sugere, ainda, que a seqüência de granulitos continua sob os quartzitos do grupo Andrelândia, os quais, em decorrência, não devem ser espessos.

A subunidade F_3, no quadrante sudeste, está relacionada aos biotita-gnaisses do complexo Juiz de Fora (Ajf_3) sugerindo características magnéticas distintas; pode também ser uma indicação da presença de rochas básicas em maior profundidade.

A subunidade F_2 pressupõe termos de maior teor de magnetita, enquanto a subunidade F_1, no canto sudoeste da folha, possivelmente está relacionada a rochas básicas do complexo Juiz de Fora, encobertas pelo grupo Andrelândia.

Unidade G

Situada no quadrante sudoeste da folha, apresenta gradiente magnético suave, perturbado por algumas anomalias isoladas. Essa unidade, em conjunto com as unidades B e C, anteriormente descritas, correspondem aos gnaisses do complexo Mantiqueira.

Unidade I

Circunscreve uma anomalia isolada de gradiente magnético elevado que se sobressai no ambiente de baixo gradiente da unidade C. Não foram encontradas evidências, em superfície, de rochas que a justificasse. Provavelmente, o corpo causador está encoberto pelos quartzitos e xistos do grupo Andrelândia.

A figura II.5.16 apresenta o detalhe da correlação de feições magnetométricas com o complexo Juiz de Fora, no quadrante sudeste da folha.

Foram selecionadas algumas anomalias isoladas para se tentar inferir a profundidade e atitude dos corpos. Os resultados estão indicados na tabela II.5.1.

5.4.2 Gravimetria

O perfil Monte Verde/Calçadas tem 109km, com estações espaçadas de 500m e direção geral SE-NW, indo da cidade de Monte Verde até o local Calçadas. Passa pelas cidades de Torreões, Valadares e Orvalho.

O modelamento gravimétrico foi efetuado através de *software* específico que emprega o algoritmo de Talwani (Talwani & Heirtzler, 1962), que faz parte do pacote de programas adquiridos pelo DNPM, em 1985, à Patterson, Grant & Watson – PGW.

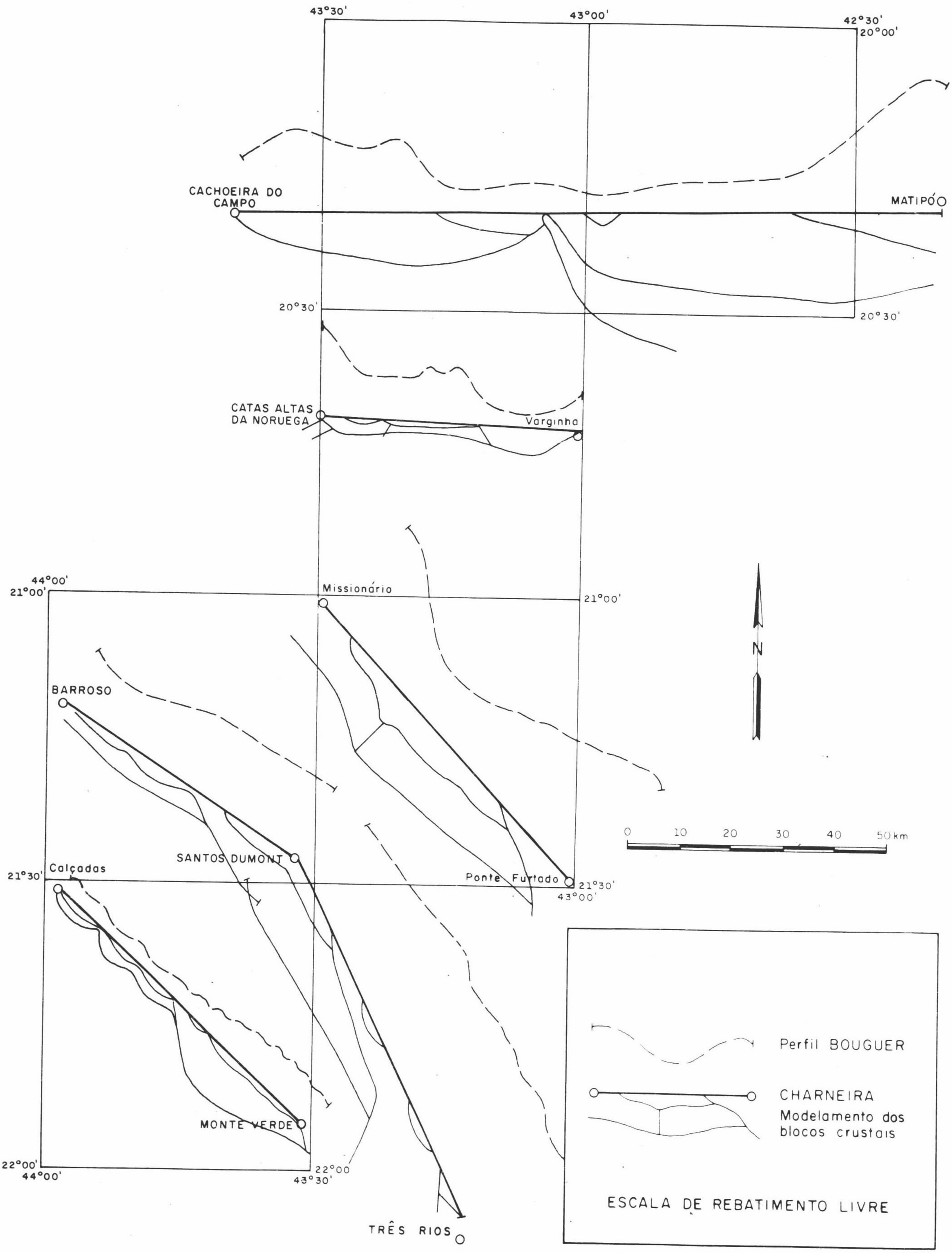


Fig. II.5.14 – Rebatimento dos perfis Bouguer e dos modelamentos.

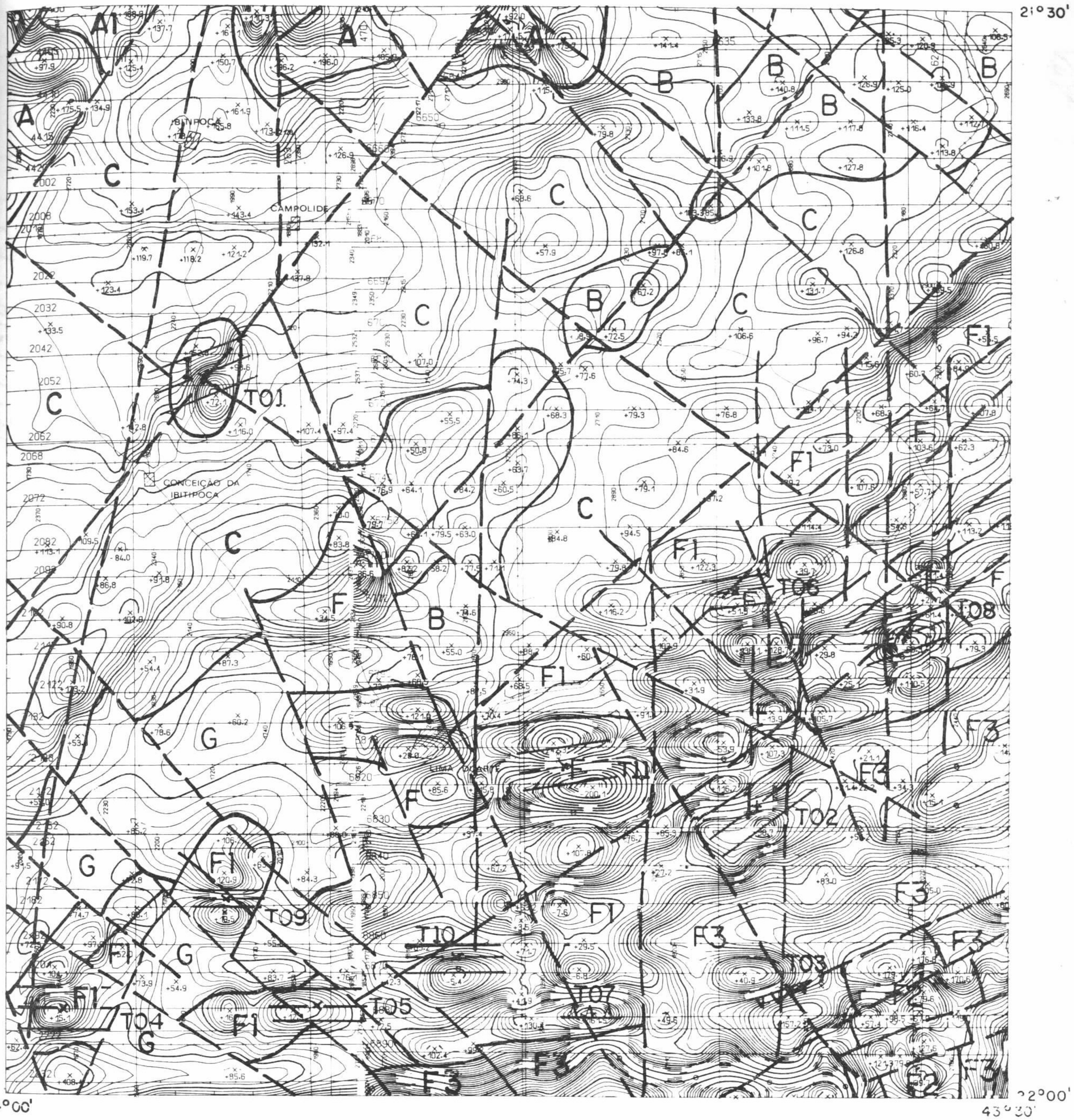


Fig. II.5.15 – Interpretação magnetométrica (folha Lima Duarte).

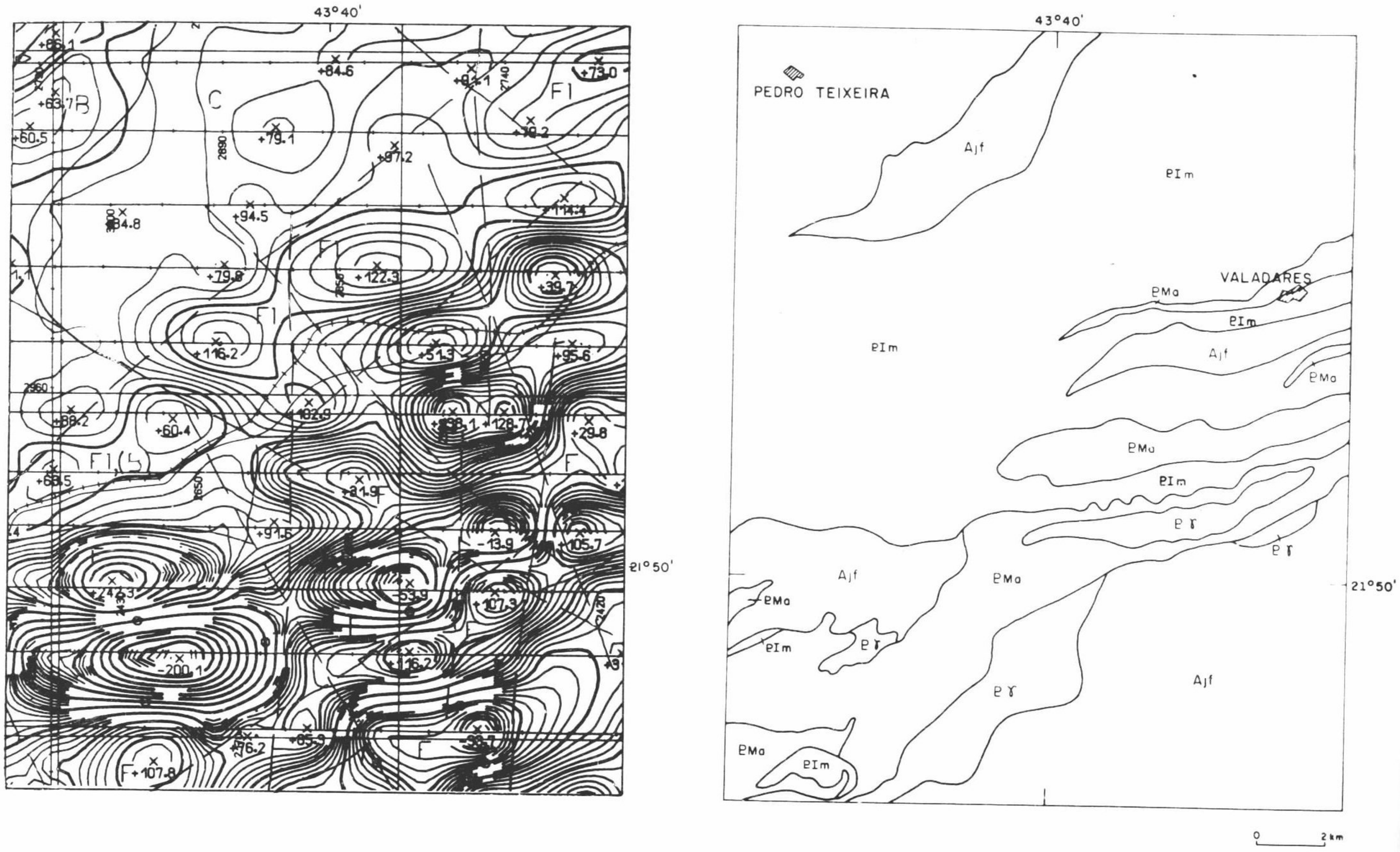


Fig. II. 5.16 – Correlação entre as feições magnéticas e a geologia em parte da folha Lima Duarte. (P) rochas granitóides; (PMa) grupo Andrelândia; (PIm) complexo Mantiqueira; (Ajf) complexo Juiz de Fora.

Tabela II.5.1 - Modelos Calculados

1 - DIQUE ESPESSO INFINITO

MODELO No.	DIREÇÃO DO MERGULHO (GRAUS)	MERGULHO (GRAUS)	PROF. TOPO (m)	SUSCETIBILIDADE (e.m.u.)	MEIA ESPESSURA APARENTE (m)	COORDENADAS UTM (m)	
T01	162	75	520	0,0011	1.000	7603050	613700
T02	339	73	730	0,0019	1.000	7580700	703900
T04	0	42	220	0,0014	1.100	7571050	682200
T05	0	47	520	0,0014	900	7571200	661400
T06	169	88	350	0,0012	1.000	7592100	668900
T08	160	67	270	0,0024	1.000	7590400	678400
T09	185	76	620	0,0034	500	7576550	661400
T10	180	87	670	0,0012	800	7573300	668900
T11	172	68	630	0,0074	1.100	7583500	678400

2 - DEGRAU INVERSO

MODELO No.	DIREÇÃO DO TOPO (GRAUS)	MERGULHO (GRAUS)	PROF. TOPO (m)	PROF. BASE (m)	SUSCETIBILIDADE (e.m.u.)	COORDENADAS UTM (m)	
T03	341	18	770	1.370	0,0100	7571650	642500
T07	180	66	440	2.810	0,0005	7570650	633500

Capítulo 6
Evolução Geológica

Autor
Atahualpa Valença Padilha, Ricardo Moacyr de Vasconccellos e Raimundo Dias Gomes (subitem 6.3)

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 estabelecem correlações entre as colunas das folhas do projeto Barbacena, escala 1:100.000. O quadro II.1.1, mostrado no capítulo 1 da parte II, sintetiza os resultados conseguidos e é apresentado como proposta de divisão estratigráfica para as seqüências litológicas desta parte da região sudeste do estado de Minas Gerais.

Os trabalhos de síntese analisados foram Ebert (1955, 1968), Ebert et al. (1958), Trouw et al. (1980, 1984, 1986), Machado Filho et al. (1983), Padilha et al. (1982), Padilha (1984), Padilha & Vasconcellos (in: Silva et al., 1988 e Baltazar et al., 1988).

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

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

Esse quadro complexo direcionou a opção por uma coluna litostratigráfica que justapõe níveis crustais e províncias geotectônicas diferentes, sem que isso implique 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 & Niggli (1924), Condie (1982) e Weber (1986), entre outros. A combinação desses 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 esses 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 cunharem-se denominações descritivamente adequadas para tais segmentos crustais, em caráter provisório: província geotectônica Mantiqueira e província geotectônica São Francisco, respectivamente (fig. 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 líticas do complexo Juiz de Fora e da suíte metamórfica São Bento dos Torres apresentam, caracteristicamente, evidências de deformações anteriores à grande fase de transposição regional que desenvolveu uma marcante foliação milonítica regional S_t, 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 (complexo Juiz de Fora), a

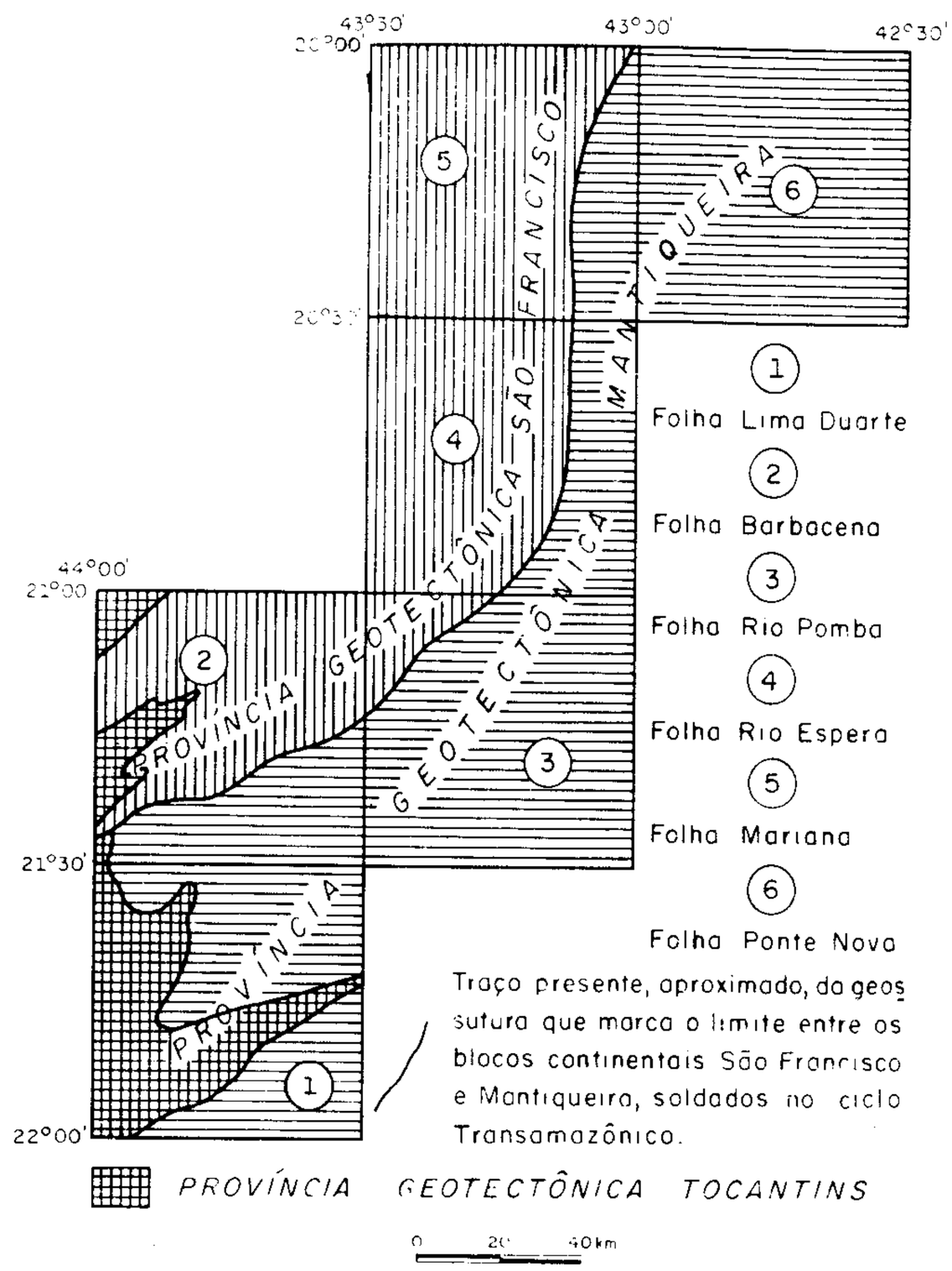


Fig. II.6.1 – Distribuição das províncias geotectônicas na área do projeto.

migmatização transposta de rochas granulíticas e tonalito-trondhjemíticas e as dobras sem raiz, transpostas ou redobradas, contidas nos fechamentos de dobras sin D_2, devem representar uma foliação S_{t-1}, provavelmente constituída pela deformação D_1, durante o evento tectonotermal arqueano superior (ciclo Jequié), que consolidou o grande cráton arqueano.

A geocronologia disponível na bibliografia (Cordani et al., 1973, Cordani & 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 3000m.a. para rochas da região de Juiz de Fora (ver: fig. II.6.2a e quadro II.2.2, na folha Lima Duarte) cuja razão inicial (RI) Sr_{87}/Sr_{86} 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 reconhecem-se restos preservados de mineralogia da fácies granulito, porém onde predomina um migmatito transposto gnaissificado na fácies anfibolito. Nessa estação, foram selecionadas quatro amostras para determinação geocronológica, com as quais definiu-se uma isócrona de 1483 æ 25m.a. e RI = 0,7026 (fig. II.6.2b). Este dado, coerente do ponto de vista geocronológico, implica adição de material infracrustal a essa porção da crosta. Em termos espaciais 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 tectonotermal Uruaçuano) sobrepôs-se, por cavalgamento, à seqüência do referido complexo, na região. Tal cavalgamento, com subseqüente espessamento crustal, pode ser o responsável pela mobilização de material subcrustal e refusão das rochas charnoquíticas e sua intermistura sincolisional, propiciando-lhes uma idade mista. Por outro lado, a estação CP-30 refere-se a um enderbito, microscopicamente mostrando os efeitos iniciais de retrometamorfização 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 essa rocha está em claro desequilíbrio ambiental com a fácies em que se encontra, pois ao mesmo tempo em que sua mineralogia se hidrata, ela cede CO_2 para as encaixantes. Este processo, é típico de intrusão diapírica granulítica (Weber & Behr, 1983). Na 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) Sr_{87}/Sr_{86} (fig. II.6.2c), construída com quatro pontos analíticos obtidos a partir de amostras da estação CP-30, é relativamente elevada: RI = 0,7093. Aparentemente, essas rochas sofreram influência do *front* de *nappes* uruaçuanas e foram aquecidas, pelo menos, no evento tectonotermal Brasiliano. Assim, a idade isocrônica obtida de 644 a ± 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 analíticos de amostras da estação HV-70, de granito a microclina com restitos de piroxênio-diorito (HV-70S). Tais amostras, à exceção da última, compõem a isócrona de 2684 a ± 110m.a. (fig. II.6.2d). O ponto analítico do piroxênio-diorito situa-se acima do traçado dessa isócrona. Esse fato, adicionado ao alto valor da razão inicial (RI = 0,7139), evidencia que a idade conseguida refere-se à idade de retrabalhamento de material com vida crustal mais antiga, possivelmente do Arqueano Inferior - a idade convencional do piroxênio diorito e o diagrama de evolução do Sr (fig. II.6.3) apontam uma idade de 3300m.a. para a diferenciação do protólito.

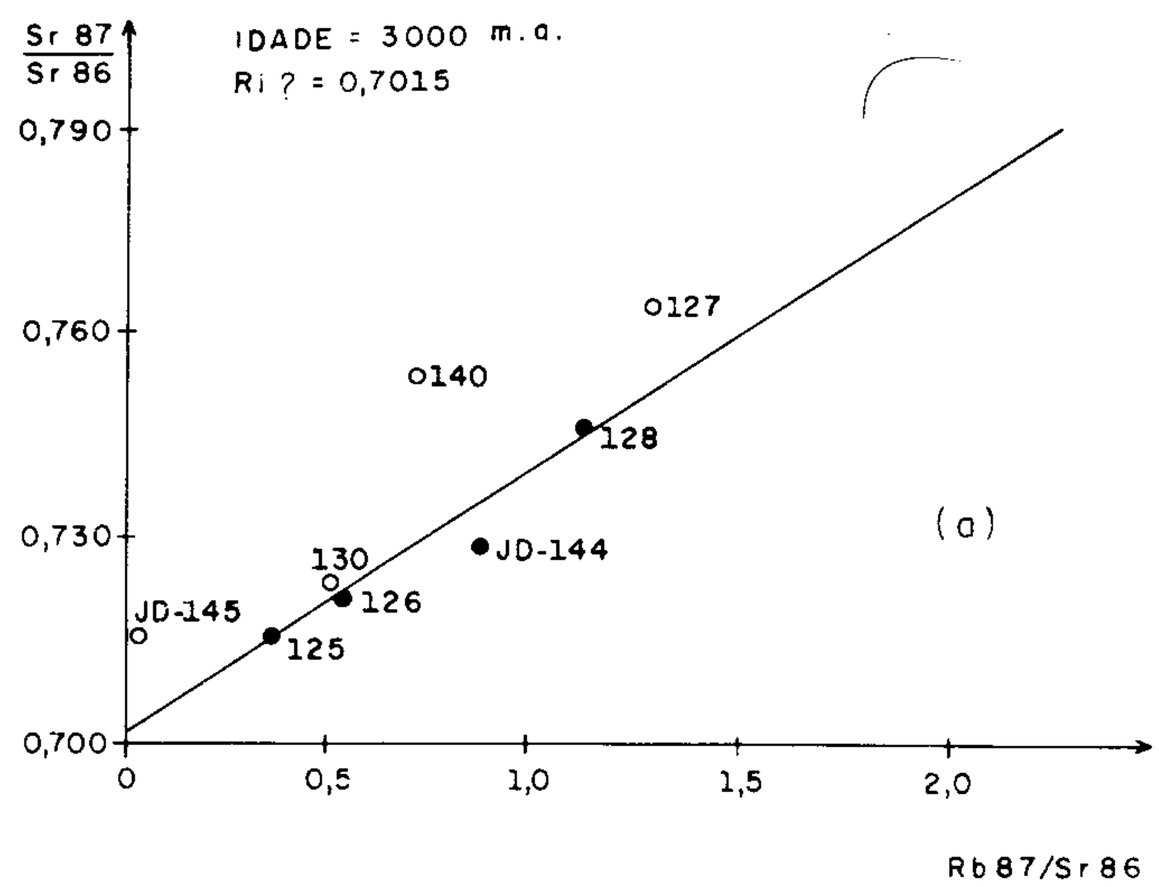
Em rochas da infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande (fig. II.6.21), foi analisado,

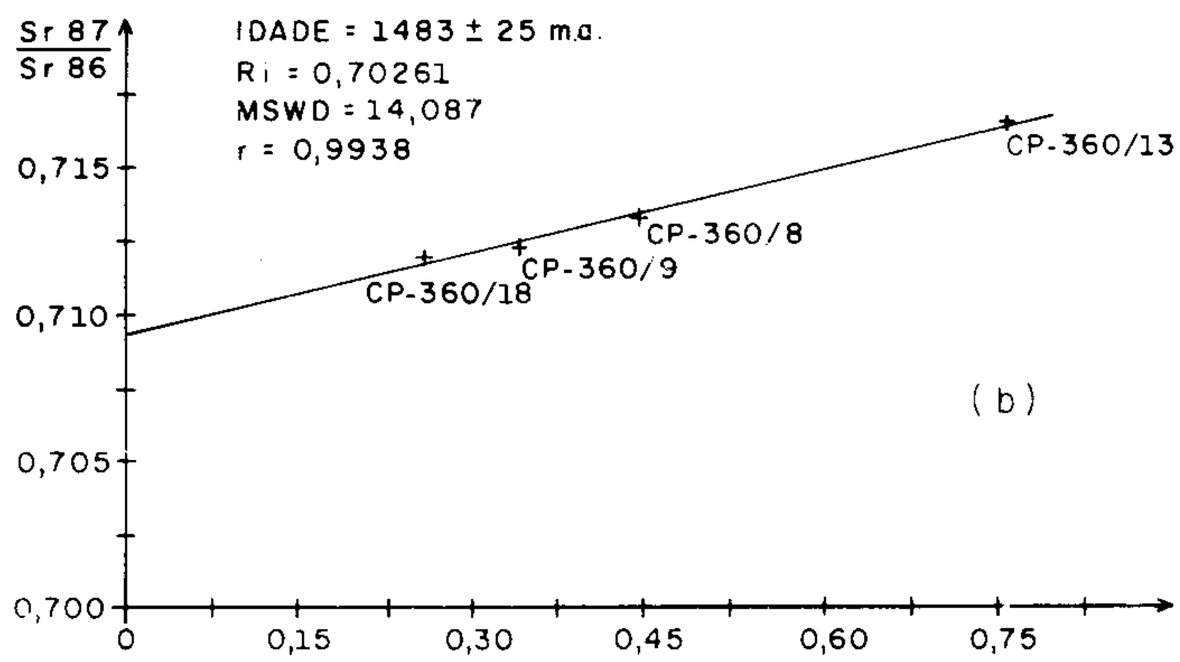
Tabela II.6.1 - Determinação Rb/Sr em Rochas da Infra-estrutura - Rocha Total

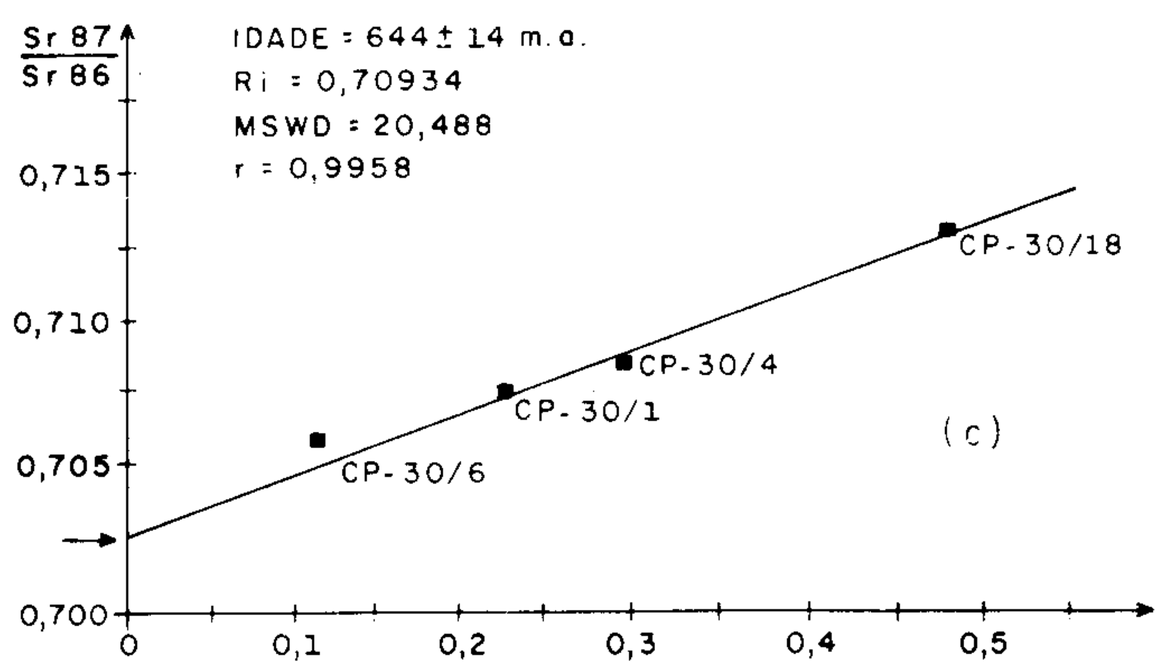
N. Campo	Rocha	Unidade	Rb(tot)	Sr(tot)	Rb87/Sr86	Erro	Sr87/Sr86	Erro	Idade/Iso (m.a.)	RI	Ref.	Observações
140	charnoquito	Ajf	54,9	222,0	0,7200	0,01	0,7530	0,0019	3675	0,7144	1	Sul de Juiz de Fora
127	charnoquito	Ajf	75,1	170,3	1,28	0,03	0,7631	0,0019		0,7139	1	
130	charnoquito	Ajf	65,2	371,6	0,51	0,01	0,7228	0,0018	3000	0,7000	1	Juiz de Fora
126	gn leucocrático	Ajf	86,3	465,5	0,54	0,01	0,7208	0,0018	3000	0,7000	1	
125	gn leucocrático	Ajf	63,2	503,6	0,36	0,01	0,7149	0,0018	3000	0,7000	1	
JD-145	charnoquito	Ajf	2,3	331,1	0,02	0,00	0,7155	0,0018	3675	0,7144	1	Juiz de Fora
JD-144	gn migmatítico	Ajf	83,43	274,7	0,8806	-	0,7285	-	2243	0,7000	1	Norte de Juiz de Fora
128	gn-gnaisse	Ajf	115,6	298,9	1,12	0,02	0,7458	0,0019	3000	0,7000	1	
147	gn migmatítico	Asb	99,3	225,9	1,28	0,03	0,7618	0,0019	2587	0,7139	1	Norte de Santos Dumont
149	gn pegmatóide	Asb	130,8	240,0	1,59	0,03	0,7712	0,0019	2493	0,7139	1	Folha Barbacena
HV-070B	gn granulítico	Asb	64,3	243,7	0,766	0,022	0,74457	0,00005	2683 +/-110	0,7139	2	
HV-070C	gn granulítico	Asb	88,6	134,8	1,918	0,054	0,79193	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	PIr			0,65	0,01	0,7223	0,0018	2093	0,7125	1	SE de Barbacena
152	gn granulítico	PIr			0,48	0,01	0,7269	0,0018	2093	0,7125	1	SE de Barbacena
153	gn granulítico	PIr			0,89	0,02	0,7393	0,0018	2093	0,7125	1	NNW de Barbacena
VR-10A	gn granulítico	PIr			2,69	0,05	0,8145	0,0036	2600	0,7106	3	Oeste de Mariana
VR-10B	gn granulítico	PIr			2,93	0,06	0,8184	0,0022	2600	0,7106	3	
VR-9	gn fitado	PIr			1,53	0,03	0,7533	0,0033	2100	0,7106	3	
VR-5	gn bandado	PIr			1,04	0,02	0,7184	0,0023	2600/2100	0,7106	3	
VR-5	anfibolito	PIr					0,7106	0,0034	2600/2100	0,7106	3	
1268A	gr-gnaisse	PIr	117,3	272,1	1,25	0,04	0,7441	0,0012			4	Pedreira Lebourg. Folha
1268B	gr-gnaisse	PIr	3,9	258,9	0,83	0,02	0,7326	0,0011			4	Barbacena
HV-053Q	gd-gnaisse	PIr	119,9	180,0	1,938	0,055	0,76305	0,00005	1975 +/-51	0,70848	2	Pedreira Lebourg. Folha
HV-053R	gd-gnaisse	PIr	132,4	163,6	2,357	0,066	0,77116	0,00006	1975 +/-51	0,70848	2	Barbacena
HV-053H	mgz-gr-gnaisse	PIr	74,8	293,9	0,738	0,021	0,73013	0,00005	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-053K	mgz-gr-gnaisse	PIr	52,0	285,5	0,528	0,015	0,72458	0,00012	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-053P	mgz-gr-gnaisse	PIr	86,0	278,7	0,895	0,025	0,73521	0,00007	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-053F	mgz-gr-gnaisse	PIr	71,5	421,0	0,492	0,014	0,72113	0,00003	1975 +/-51	0,70848	2	
HV-363P	mgz-gr-gnaisse	PIr	156,8	340,6	1,339	0,038	0,75554	0,00007	1998 +/-96,7	0,71568	2	Pedreira Campolide. Folha
HV-363G	mgz-gr-gnaisse	PIr	209,2	268,0	2,275	0,064	0,77976	0,00007	1998 +/-96,7	0,71568	2	Barbacena
HV-363I	mgz-gr-gnaisse	PIr	118,1	359,7	0,954	0,027	0,74329	0,00006	1998 +/-96,7	0,71568	2	
HV-363M	mgz-gr-gnaisse	PIr	142,9	329,2	1,262	0,036	0,75020	0,00015	1998 +/-96,7	0,71568	2	
HV-363Q	mgz-gr-gnaisse	PIr	52,0	285,5	1,577	0,044	0,76214	0,00007	1998 +/-96,7	0,71568	2	
HV-363S	fase rósea	PIr	86,0	278,7	2,358	0,066	0,78752	0,00007	não utilizadas no cálculo		2	Pedreira Campolide. Folha
HV-363R	pegmatito	PIr	49,5	243,2	0,590	0,003	0,00006	0,00006	da isócrona		2	Barbacena
HV-055F	mgz-gr-gnaisse	PIr	113,2	349,7	0,940	0,026	0,73656	0,00008	1814 +/-71,7	0,71217	2	Pedreira Franco. Folha
HV-055I	mgz-gr-gnaisse	PIr	120,3	217,1	1,611	0,045	0,75504	0,00005	1814 +/-71,7	0,71217	2	Barbacena
HV-055L	mgz-gr-gnaisse	PIr	159,2	201,3	2,303	0,065	0,76967	0,00005	1814 +/-71,7	0,71217	2	
HV-055P	mgz-gr-gnaisse	PIr	141,5	199,6	2,064	0,058	0,76745	0,00005	1814 +/-71,7	0,71217	2	
HV-075O	bt-gnaisse	PIm	68,9	303,9	0,658	0,019	0,73147	0,00005	680/2200	0,7266/0,7125	2	Pedreira de Santos Dumont
HV-075H	bt-gnaisse	PIm	82,0	267,2	0,891	0,025	0,74121	0,00005	680/2200	0,7266/0,7125	2	Grande dispersão. Não for
HV-075M	bt-gnaisse	PIm	103,2	259,1	1,156	0,033	0,73742	0,00012	680/2200	0,7266/0,7125	2	nece boa isócrona. Folha
HV-075O	bt-gnaisse	PIm	53,191	69,711	2,217	0,012	0,74727	0,00007			2	Barbacena.
HV-075L	bt-af-gnaisse	PIm	162,0	104,9	4,494	0,126	0,76383	0,00007	680	0,7266	2	
HV-075Q2	gra-gnaisse	PIm	56,6	206,8	0,798	0,022	0,78451	0,00005	680	0,7266	2	
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 Bárbara
CP-360/9	migmatito	Ajf	49,39	626,24	0,228	0,001	0,70742	0,00005	1482,6 +/-24,8	0,70261	2	do Monte Verde. Folha
CP-360/13	migmatito	Ajf	47,39	287,51	0,477	0,003	0,71290	0,00005	1482,6 +/-24,8	0,70261	2	Lima Duarte.
CP-360/18	migmatito	Ajf	9,26	232,60	0,115	0,002	0,70568	0,00013	1482,6 +/-24,8	0,70261	2	
CP-030/1	enderbito	Ajf	61,07	516,95	0,342	0,002	0,71241	0,00005	643,7 +/-13,6	0,70934	2	Próximo a Santa Bárbara
CP-030/4	enderbito	Ajf	76,54	496,97	0,446	0,003	0,71324	0,00004	643,7 +/-13,6	0,70934	2	do Monte Verde. Folha
CP-030/6	enderbito	Ajf	48,67	541,93	0,260	0,001	0,71192	0,00005	643,7 +/-13,6	0,70934	2	Lima Duarte.
CP-030/18	enderbito	Ajf	104,69	400,30	0,758	0,004	0,71656	0,00008	643,7 +/-13,6	0,70934	2	
AVP-047	tnl-gnaisse	PIm?	66,1	751,4	0,255	0,007	0,71051	0,00006	2353 +/-52	0,70201	5	
AVP-28	tnl-gnaisse	PIm?	71,6	126,1	1,65	0,05	0,7616	0,0015	2353 +/-52	0,70201	5	
AVP-054	tnl-gnaisse	PIm?	84,1	126,6	1,934	0,540	0,77043	0,00025	2353 +/-52	0,70201	5	
AMD-20	tnl-gnaisse	PIm?	85,1	98,9	2,51	0,07	0,7824	0,0032	2353 +/-52	0,70201	5	
AMD-26	tnl-gnaisse	PIm?	80,0	90,6	2,57	0,07	0,7834	0,0014	2353 +/-52	0,70201	5	
FR-210/10K	gn-bandado	PIr?	20,13	391,45	0,149	0,001	0,71347	0,00008	2550	0,70200	2	Próximo a Lamim. Folha
FR-210/10I	gn-bandado	PIr?	49,95	540,64	0,268	0,002	0,71097	0,00005	2550	0,70200	2	Rio Espera.
FR-210/10A	gn-bandado	PIr?	59,09	516,64	0,331	0,002	0,71367	0,00013	2550	0,70200	2	
FR-210/10F	gn-bandado	PIr?	79,47	412,04	0,559	0,003	0,72452	0,00006	2550	0,70200	2	
1839C1	charnoquito	Ajf	60,5	308,1	0,57	0,02	0,7412	0,0007	-	-	4	
1839C3	charnoquito	Ajf	73,6	326,1	0,65	0,02	0,7387	0,0015	-	-	4	
1839D2	fase rósea	Ajf	124,1	348,6	1,03	0,02	0,7393	0,0006	-	-	4	
1839E1	fase rósea	Ajf	157,7	267,5	1,71	0,05	0,7561	0,0011	-	-	4	
1811A	charnoquito	Ajf	100,2	274,5	1,06	0,03	0,7681	0,0015	-	-	4	
AIU-R4-B	gd-gnaisse	PIm?	86,5	465,9	0,54	0,02	0,7246	0,0002	2065 +/-73	0,7071	5	Pode tratar-se de intru-
AIU-R4-D	gd-gnaisse	PIm?	108,6	464,1	0,68	0,02	0,7269	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	sões sin- a tarditangen-
AIU-R4-C1	gd-gnaisse	PIm?	138,3	458,9	0,087	0,03	0,7298	0,0003	2065 +/-73	0,7071	5	ciais, relacionadas com
AIU-R4-C2	gd-gnaisse	PIm?	125,4	350,8	1,04	0,03	0,7316	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	a formação do cinturão de
AIU-R4-Q	gd-gnaisse	PIm?	166,9	383,8	1,26	0,04	0,7382	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	empurrão Mantiqueira.
AIU-R4-H	gd-gnaisse	PIm?	140,7	353,9	1,54	0,03	0,7375	0,0001	2065 +/-73	0,7071	5	
AIU-R4-N	gd-gnaisse	PIm?	130,7	262,2	1,45	0,04	0,7510	0,0004	2065 +/-73	0,7071	5	
AIU-R4-I	gd-gnaisse	PIm?	165,2	237,3	2,03	0,06	0,7682	0,0003	2065 +/-73	0,7071	5	
LAV-1E	gd-gnaisse	PIm?	55,5	527,5	0,30	0,01	0,7142	0,0018	1977 +/-134	0,70413	5	
LAV-1C	gd-gnaisse	PIm?	106,0	528,4	0,58	0,02	0,7200	0,0009	1977 +/-134	0,70413	5	
LAV-1B	gd-gnaisse	PIm?	148,7	430,6	1,00	0,03	0,7325	0,0011	1977 +/-134	0,70413	5	
LAV-1A	gd-gnaisse	PIm?	149,6	332,4	0,31	0,04	0,7420	0,0010	1977 +/-134	0,70413	5	
AP/NT-15C	granito	PIr?	96,8	392,3	0,716	0,020	0,72908	0,00011	1900 +/-108	0,70955	6/7	
AP/NT-15C	granito	PIr?	198,2	233,5	2,474	0,069	0,77997	0,00052	1900 +/-108	0,70955	6/7	
AP/NT-15A	granito	PIr?	220,8	282,2	0,187	0,009	0,79331	0,00013	1900 +/-108	0,70955	6/7	

- Referências: (1) Coroani, Delhal & Leonent (1973); (2) este Projeto; (3) Coroani et. al. (1980); (4) Machado Filho et. al. (1953); (5) Padilha & 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 das Torres, PIm - Complexo mantiqueira, PIr - Complexo Ressaquinha.







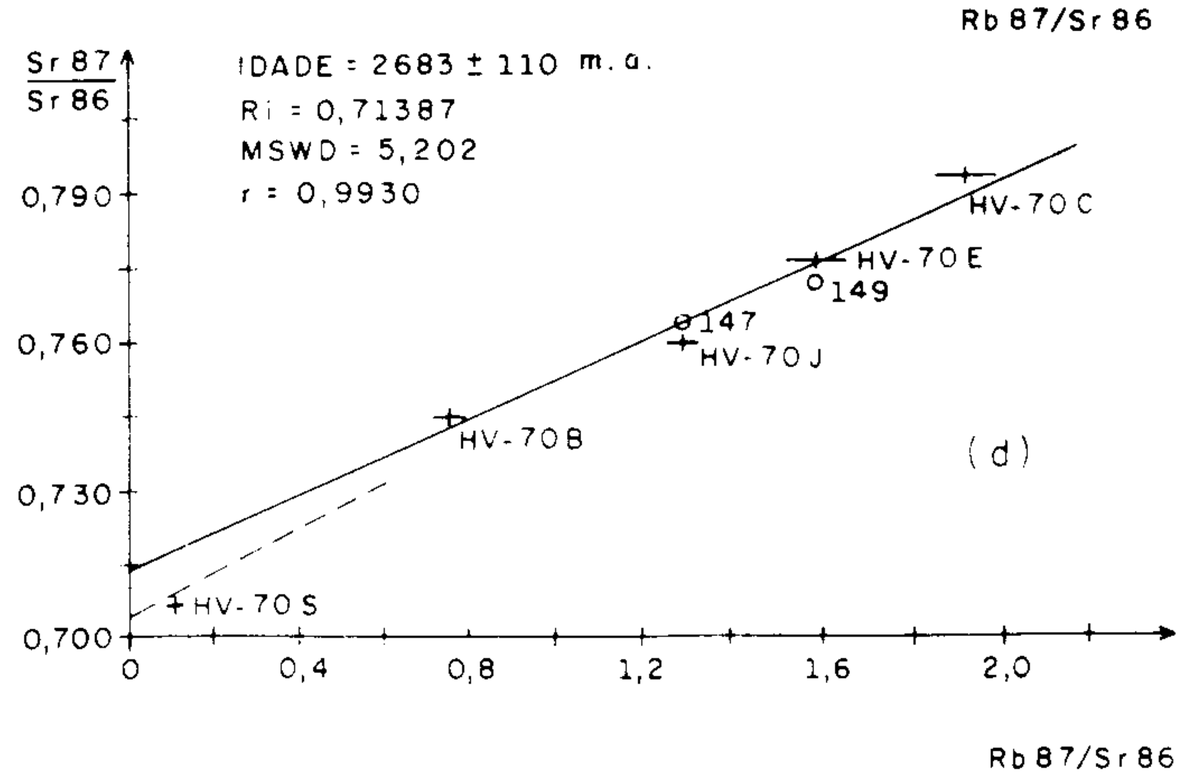
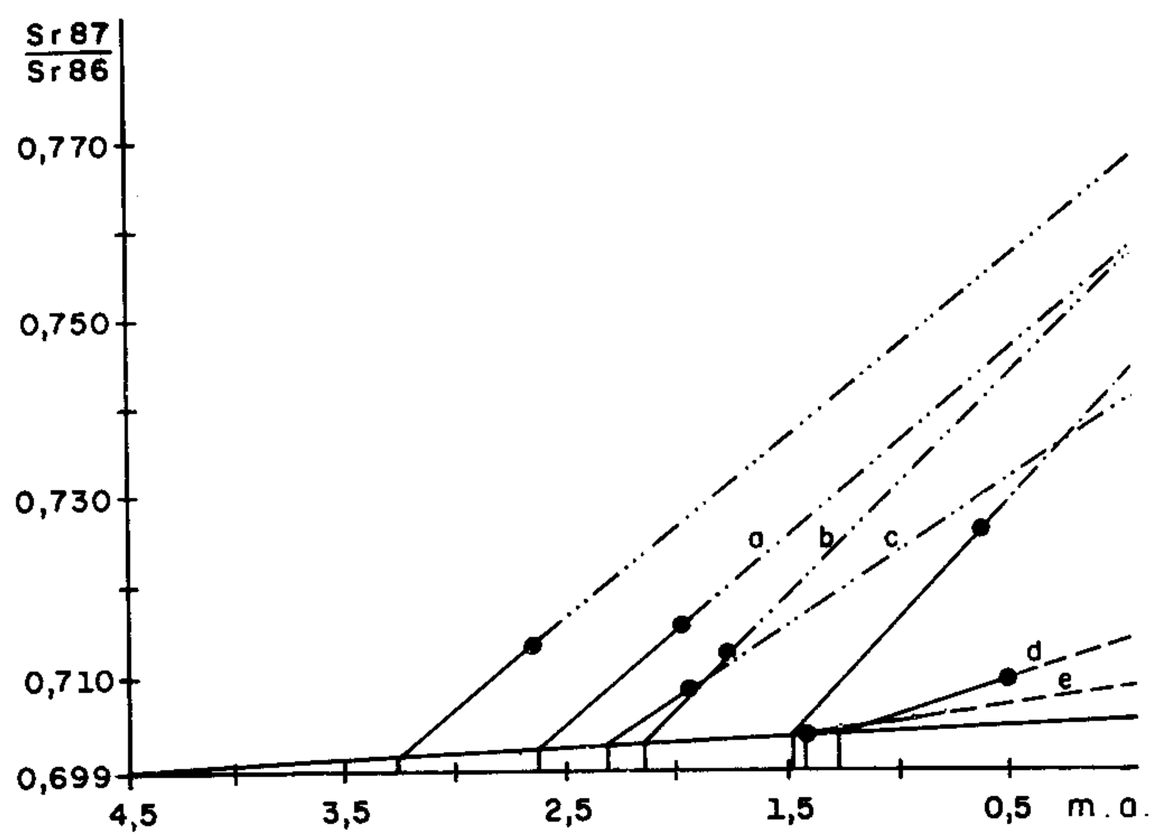


Fig. II.6.2 – Isócronas Rb/Sr em rocha total. Os dados, quando não-explicitados, são inéditos. **Isócrona a** – Isócrona de referência para a região em torno de Juiz de Fora. Os dados analíticos foram coligidos em Cordani et al. (1973). Granitos gnáissicos (•) ; charnoquitos (°) . **Isócrona b** – Afloramento CP–360 (folha Lima Duarte): migmatito de rochas charnoquíticas do complexo Juiz de Fora, a norte de Santa Bárbar 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 a microclina com megaenclaves de hiperstênio-diorito, da suíte metamórfica São Bento dos Torres (+). Foram também lançados pontos de Cordani et al. (1973) – (°).

geocronologicamente, um gnaisse de composição quartzodiorítica, 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). Essas rochas, consideradas como pertencentes ao complexo Mantiqueira, forneceram uma isócrona (fig. II.6.4a) com 2350m.a. e razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} baixa. Esta idade é considerada mista, talvez devido à reomogeneização parcial do sistema Rb/Sr, mas implica rocha mais antiga afetada por eventos termotectônicos posteriores, provavelmente transamazônicos.

Ainda no âmbito do complexo Mantiqueira, efetuou-se uma amostragem em pedreira, na cidade de Santos Dumont, onde se expõe uma razoável variedade litológica devida à presença de tipos neoformados e de outros preservados dos processos anatéticos. Isso ficou patente na dispersão dos pontos analíticos no diagrama da figura II.6.4b, que, no entanto, foi interpretado tentativamente. Utilizando-se os pontos HV-75D, H e M, obteve-se, precariamente, um alinhamento com a reta isocrônica de 2200m.a.; e, se a eles acrescentarem-se os pontos HV-75L e O, obtém-se um alinhamento com a reta isocrônica de 680m.a.. Uma interpretação provável para estes fatos é aquela que associa uma reomogeneização incompleta do sistema do estrôncio no ciclo tectonotermal Transamazônico (ver: ponto HV-75Q2, um silimanita-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 dessas análises estão sintetizados na tabela II.6.1. A plotagem dos resultados no diagrama isocrônico de referência da fig. II.6.5 mostra dois alinhamentos precários de três pontos, ambos usando como intersecção das ordenadas o resultado analítico de um anfibolito. Apesar dessa precariedade, os dois alinhamentos sugerem dois períodos de atividade termotectônica que atingiram as rochas do núcleo granito-*greenstone* da província geotectônica São Francisco (fig.



—·—·— SUÍTE METAMÓRFICA SÃO BENTO DOS TORRES: PEDREIRA DER/BR-040: 3 300 m.a.

—·— COMPLEXO RESSAQUINHA: PEDREIRA CAMPOLIDE: 2 680 m.a., (a). PEDREIRA FRANCO: 2 220 m.a. (b). PEDREIRA LEBOURG: 2.480m.a. (c).

—·— COMPLEXO MANTIQUEIRA: PEDREIRA DE SANTOS DUMONT: 1.520 m.a.

— — — COMPLEXO JUIZ DE FORA: SANTA BÁRBARA DO MONTE VERDE: 1.320 m.a. (d) e 1.480m.a. (e).

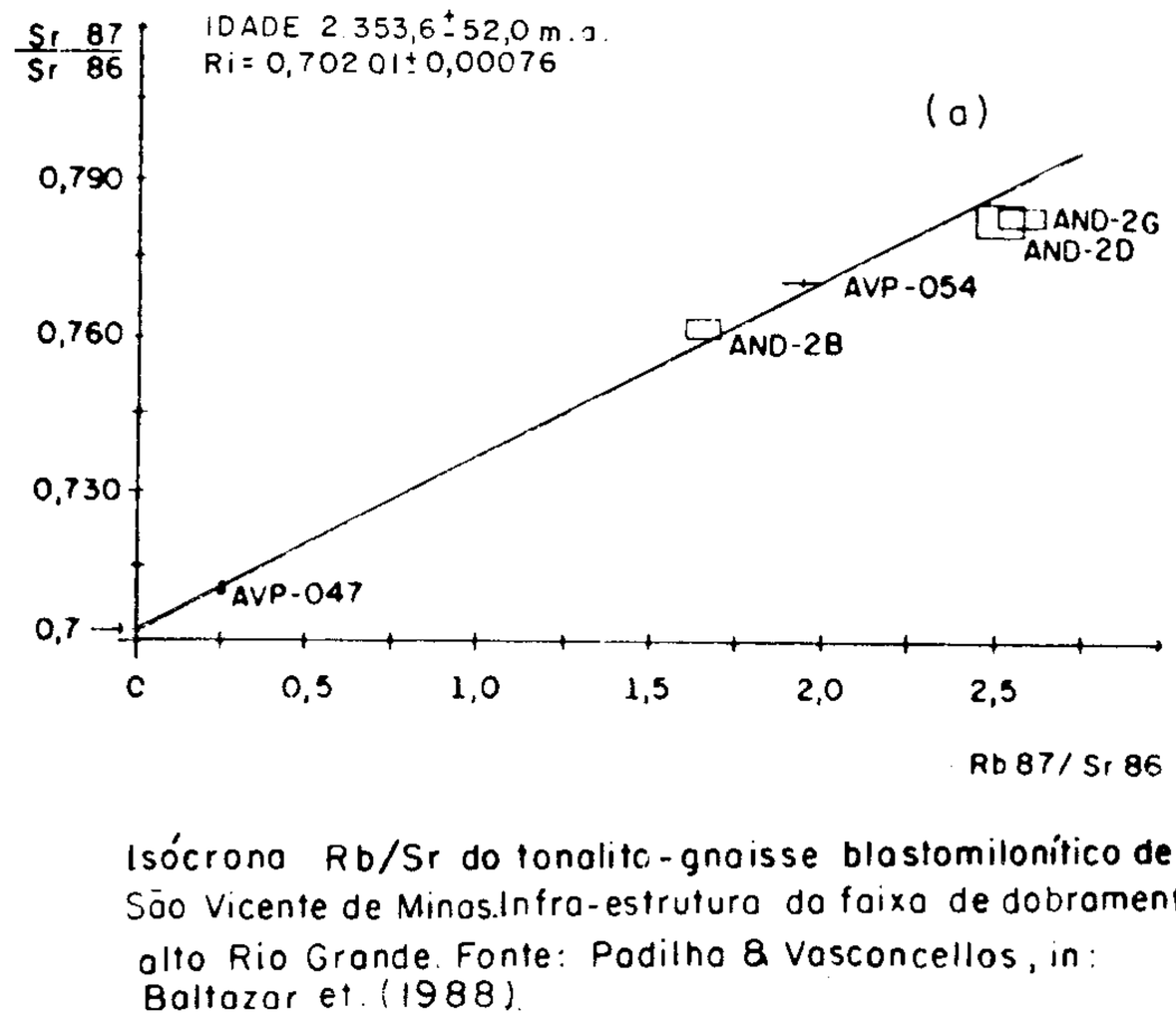
● RAZÕES INICIAIS ISOCRÔNICAS

Fig. 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 difernciação do protólito e seu posicionamento na crosta.

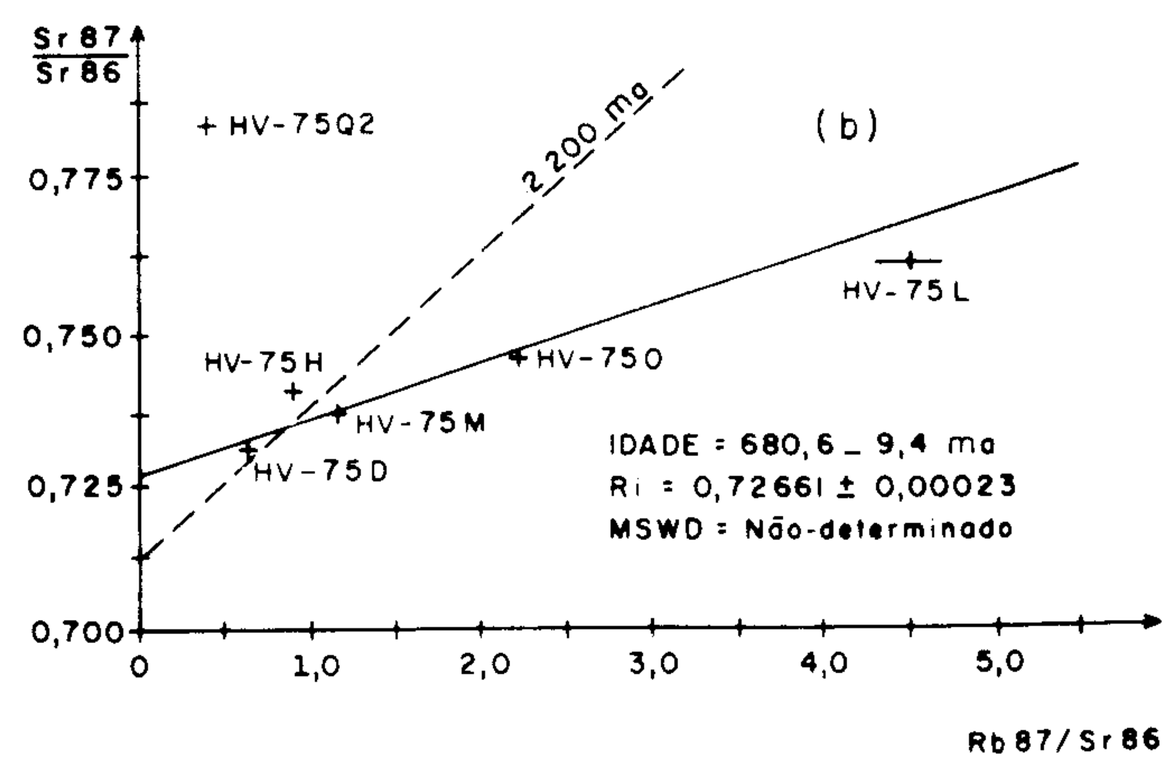
II.6.1): os eventos Jequié, do Arqueano Superior, e Transamazônico, do final do Proterozóico Inferior.

No âmbito deste projeto, o complexo Ressaquinha foi relativamente bem estudado geocronologicamente. Foram elaboradas cinco isócronas que estão representadas na fig. II.6.6. A isócrona da fig. II.6.6a foi construída com amostras de gnaisses bandados, mais ou menos migmatizados, coletados próximo à cidade de Lamin, na folha Rio Espera; mostra um fraco alinhamento dos pontos segundo uma isócrona de 2550m.a., utilizando como apoio o valor médio para a Terra (*Bulk Earth*) das relações Rb/Sr. Tal situação implica retrabalhamento de crosta mais antiga durante o ciclo tectonotermal 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 (figs. II.6.6b e II.6.6c, respectivamente) com idades variando em torno de 2000m.a.. A isócrona da pedreira Franco (a sudeste de Barbacena) apresentou idade em torno de 1800m.a. (fig. II.6.6d), significativamente mais nova que as anteriores. Todas estas isócronas apresentam razões Sr_{87}/Sr_{86} iniciais (RI) muito altas (0,70848, 0,71568 e 0,71217), corroborando a importância da regeneração crustal nesse evento termotectônico. É possivel que ambas as idades reflitam os episódios iniciais e terminais da granitogênese sincolisional 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 esse estudo, organizou-se uma isócrona de referência com os pontos analíticos das amostras 150, 152 e 153 de Cordani et al.,(1973), que confirmou as idades (fig. II.6.6e).

Determinações radiométricas (tabela II.6.2) efetuadas por Machado Filho et al. (op. cit.), permitiram a confecção de uma isócrona para as rochas de Ponte Nova (suíte



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).



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 silimanito-granada-biotita-xisto.

Fig. II.6.4 – Isócronas Rb/Sr em rochas do complexo Mantiqueira.

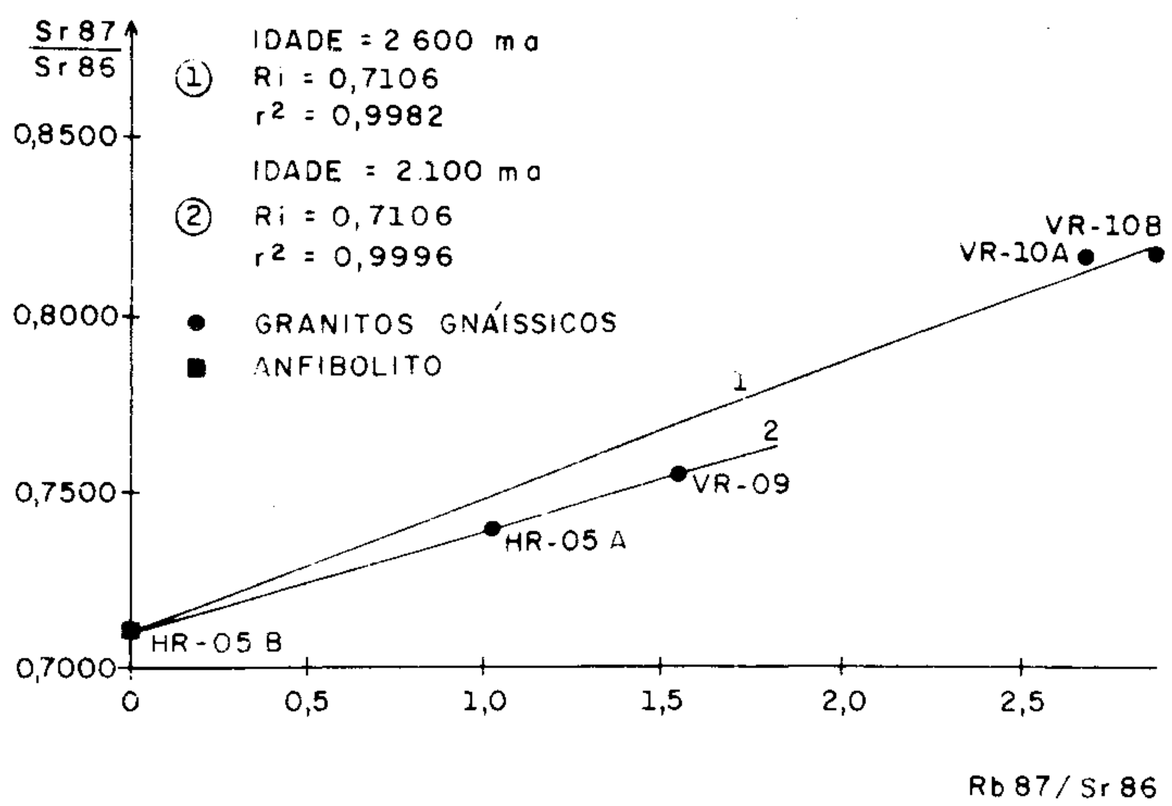


Fig. II.6.5 – Isócrona Rb/Sr de referência para a região a leste de Mariana, em rochas correlacionáveis aos granitóides do complexo Santo Antônio do Pirapetinga.

metamórfica São Sebastião do Soberbo) que produziram um alinhamento com 2160m.a. (fig. II.6.7) e razão inicial Sr_{87}/Sr_{86} de 0,715, muito alta para rochas tão antigas. Isso conduziu a se considerar a possibilidade de que o material datado tenha sido originado a partir de litótipos mais antigos. Em apoio a essa 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 2160m.a., enquanto 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 desse quadro geocronológico aponta para a existência de rochas de vida crustal mais antiga, retrabalhadas, sucessivamente, pelos eventos tectonotermais dos ciclos Jequié (2600 a 2400m.a.) e Transamazônico (2200 a 1800m.a.).

As isócronas apresentadas mostram o predomínio de idades transamazônicas para as rochas granitóides dos complexos Ressaquinha e Mantiqueira, com razões iniciais muito elevadas. Essa 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.

Essas rochas representam a infra-estrutura modificada do megacráton arqueano constituído, essencialmente, naquele momento da evolução da Terra: o ciclo tectonotermal Jequié. O protólito dessa crosta deve ter tido composição tonalito-trondhjemito-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 Swazilândia (Jackson, 1984).

Uma parte dessa 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, tonalito-granodiorito-graníticos (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 (fig. II.6.8A).

Esse 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 tectonotermal Jequié (fig. II.6.8A). Esse processo de rifteamento teve seu máximo no início do Eoproterozóico, constituindo o *locus* das faixas de dobramentos do Proterozóico Inferior. Acompanhando o rifteamento da litosfera continental, ocorreu a ascensão da astenosfera quente. Esses fatores incrementaram o metamorfismo de alto grau, que estava tendo lugar na crosta inferior sob deformação extensional (figs. II.6.8A e II.6.8B). Tal processo acomoda a geração extensiva de metamorfitos de fácies granulito e magmatitos cálcialcalinos a peralcalinos durante a constituição e preenchimento da bacia (Weber & Behr, 1983).

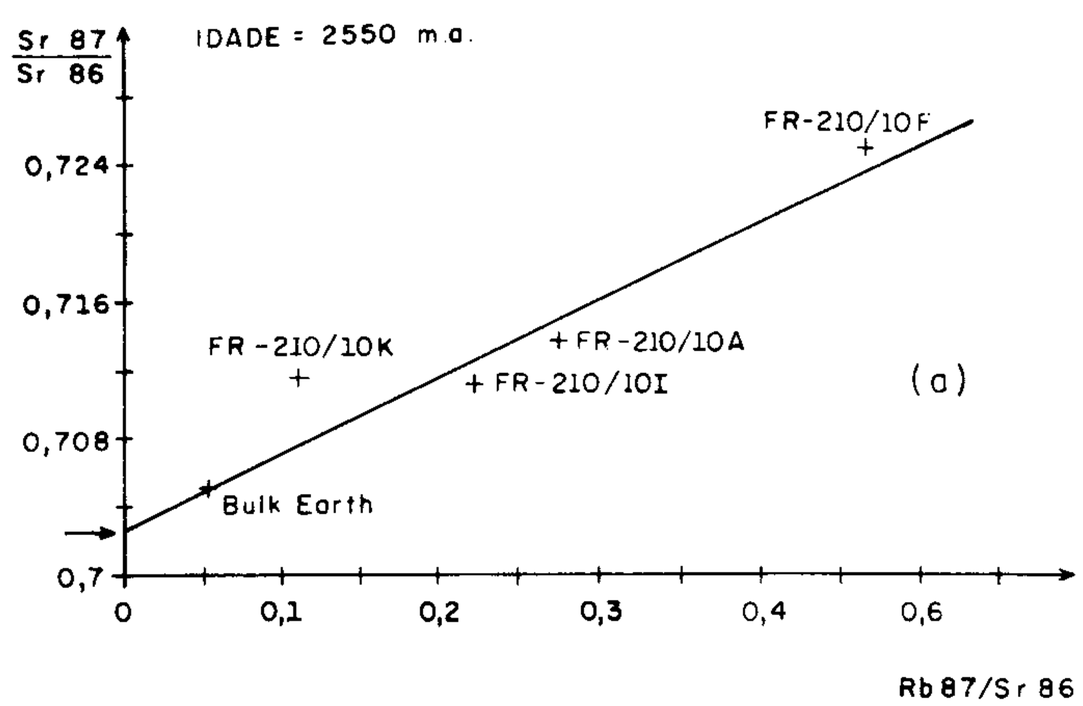
A subducção de grande volume de manto litosférico (=SIMA) dentro da astenosfera pode vir a requerer uma transferência compensatória de volume equivalente de material astenosférico para a base da crosta inferior; isso vem provocar aumento de temperatura, maior pressão e, decorrentemente, a formação de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

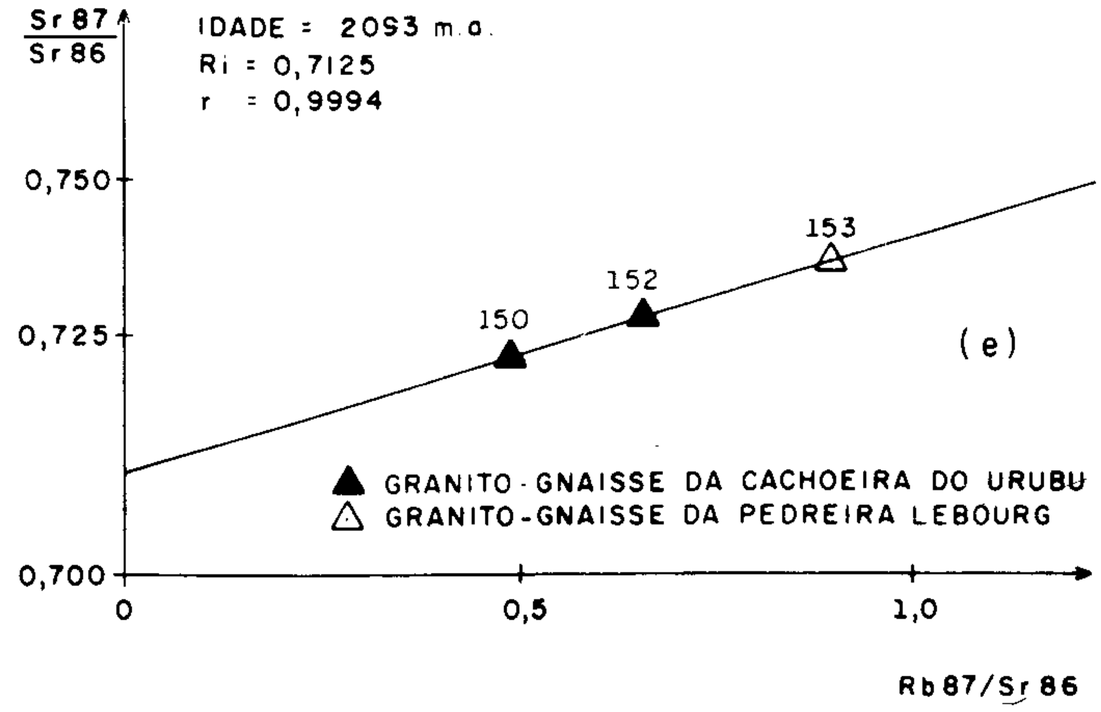
Cabe aqui ressaltar que, devido às propriedades reológicas das rochas da fácies granulito, estas formam uma camada de alta resistência interna na crosta inferior, a qual, quando do encurtamento crustal posterior, tende a formar dobras em grande escala, que encurvam a crosta sobrejacente e se desenvolvem até formarem uma estruturação imbricada de cunhas de empurrão, típicas das *nappes* de rochas de fácies granulito (Weber & Behr, op. cit.) (fig. II.6.9). O desequilíbrio termodinâmico proveniente da estruturação da crosta, nessa hípotese de

Tabela II.6.2 - Determinação Rb/Sr em Rochas da Supra-Estrutura - Rocha Total

N. Campo	Rocha	Unidade	Rb(tot)	Sr(tot)	Rb87/Sr86	Erro	Rr87/Sr86	Erro	Idade/Iso (m.a.)	RI	Ref.	Observações
2832A	bt-gnaisse	Piss	37,5	102,5	2,48	0,07	0,7529	0,0004	2160	0,715	1	
2832B	bt-gnaisse	Piss	94,4	240,0	1,14	0,03	0,7504	0,0011	2160	0,715	1	
2833B	bt-gnaisse	Piss	44,6	218,4	0,59	0,02	0,7339	0,0012	2160	0,715	1	
2833D	bt-gnaisse	Piss	40,7	164,6	0,72	0,01	0,7385	0,0009	2160	0,715	1	
ART-2F		PMas	36,3	255,3	0,98	0,03	0,7349	0,0008	942 +/-72	0,7222	2	gnaisse da região
AVP-06	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	125,2	277,3	1,311	0,037	0,74141	0,00114	942 +/-72	0,7222	2	ao sul de Arantina.
ART-2A	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	89,7	161,0	1,62	0,05	0,7442	0,0011	942 +/-72	0,7222	2	
ART-2D	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	106,5	185,3	1,67	0,05	0,7454	0,0011	942 +/-72	0,7222	2	
AVP-13	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	177,5	290,2	1,777	0,050	0,74632	0,00042	942 +/-72	0,7222	2	
AVP-14	ci-gra-bt-gnaisse	PMas	176,3	278,4	1,840	0,052	0,74636	0,00029	942 +/-72	0,7222	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	2,063	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 xistoso 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 & Vasconcellos, in: Baltaar et al. (1988).
- Rochas ver Apêndice II.
- PIss. Suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo; PMa: Grupo Andrelândia Indiviso; PMas: Grupo Andrelândia Superior; PMai: Grupo Andrelândia Inferior.





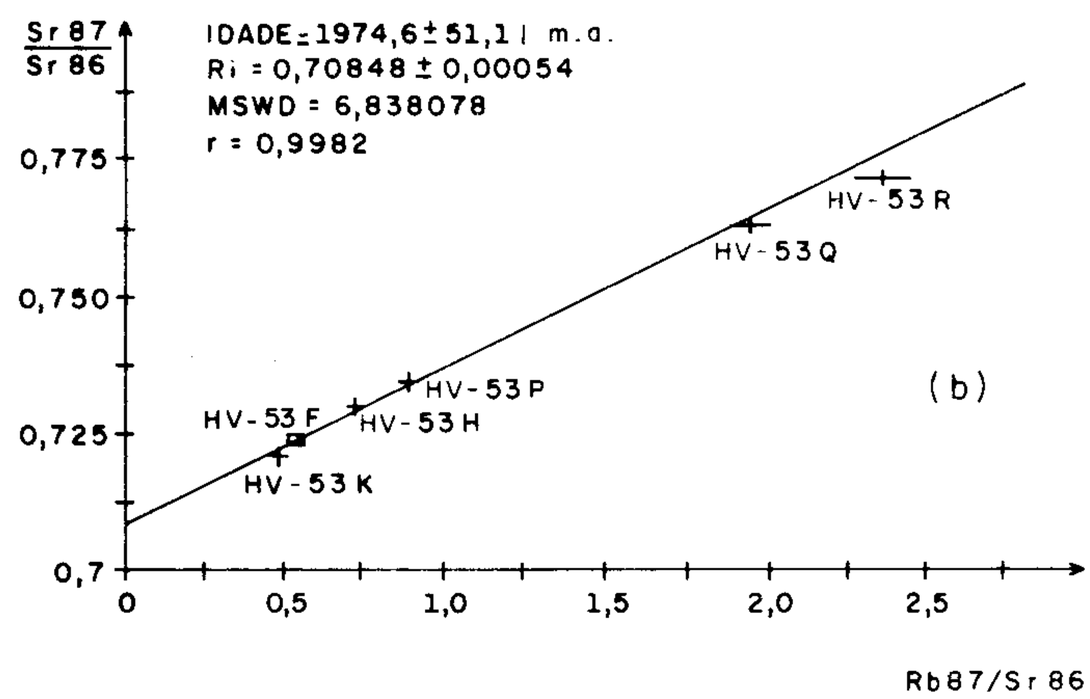
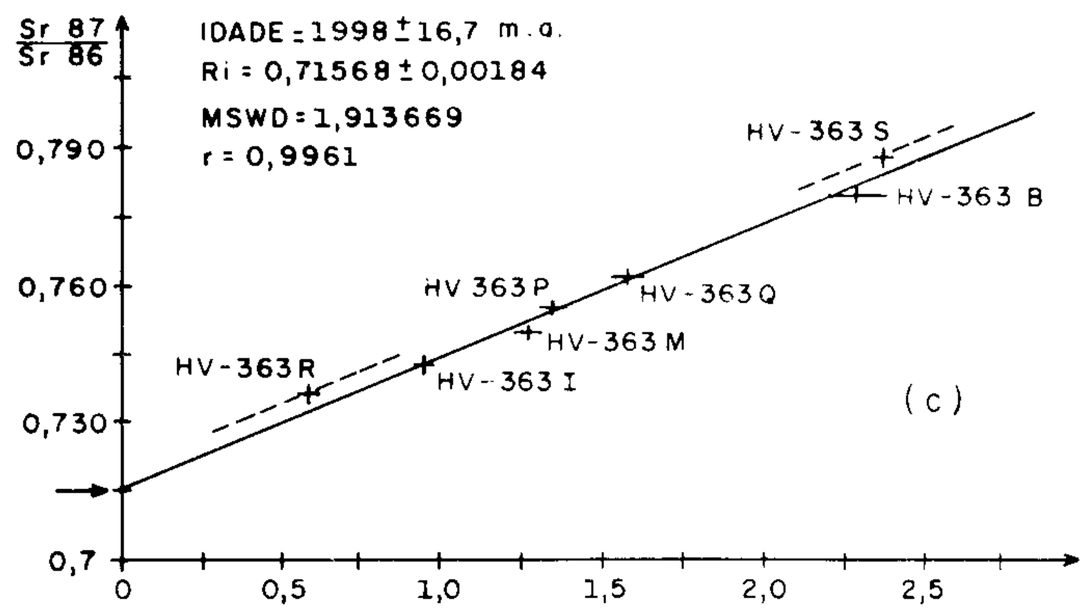
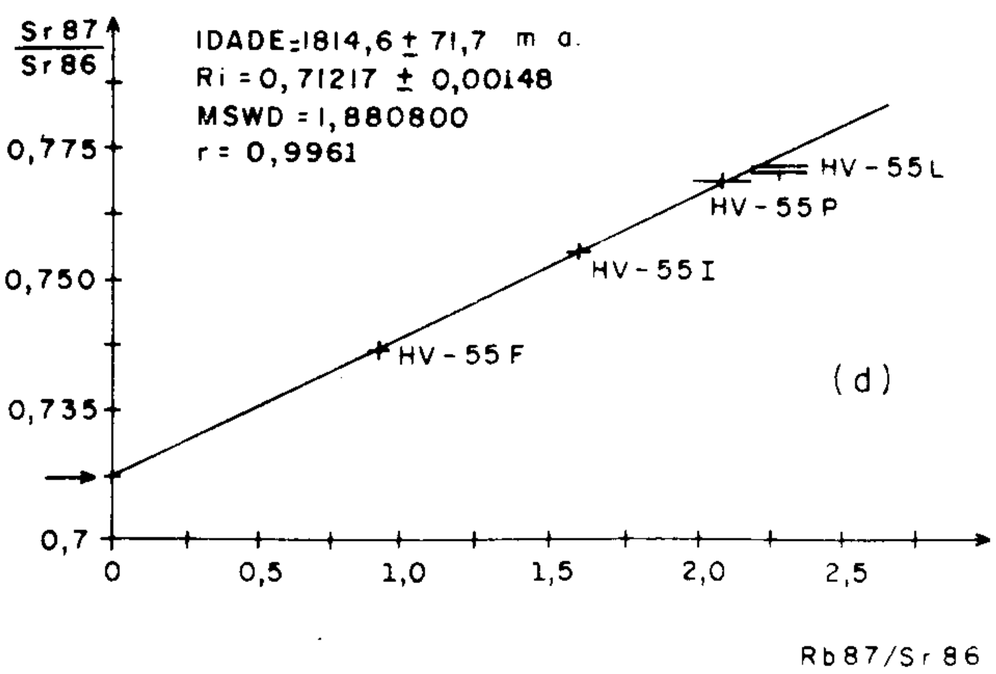


Fig. II.6.6 – Isócronas Rb/Sr em rochas graníticas diferenciadas do Complexo Ressaquinha (Plr). **Isócrona a** – Afloramento FR–210/10K não foi utilizado no cálculo da isócrona. **Isócrona b** – Pedreira Lebourg. Afloramento FR–53, próximo a Ressaquinha. **Isócrona c** – Pedreira Campolide. Afloramento HV–363, próximo a Campolide, a oeste de Barbacena. Os pontos HV–363R (pegmatito) e 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).





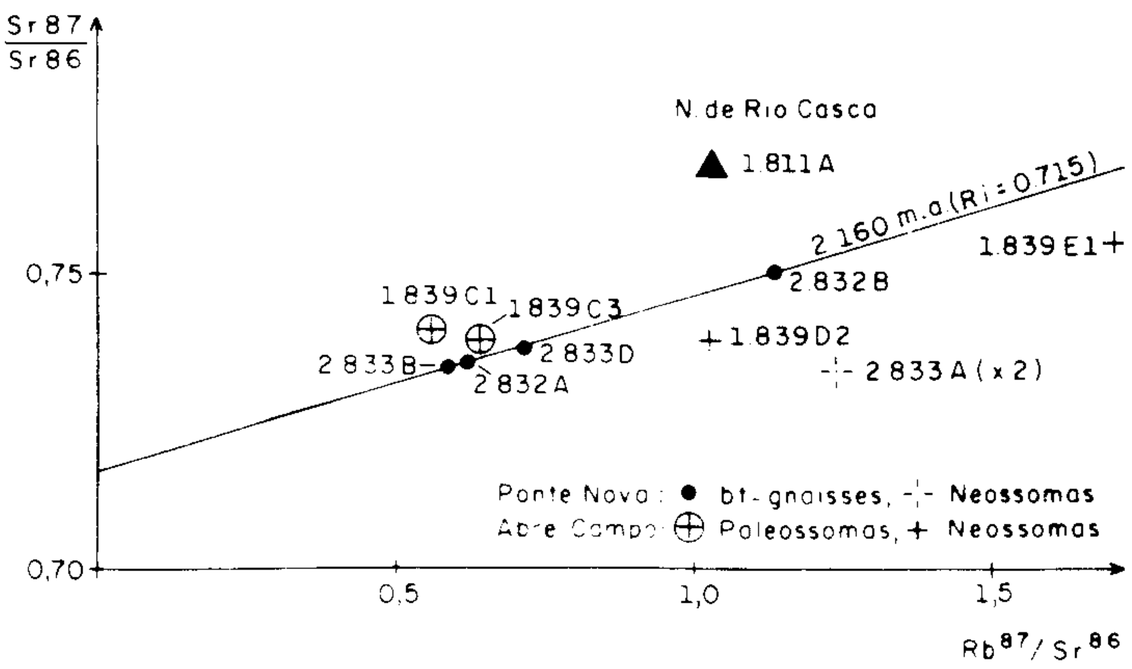


Fig. II.6.7 – Diagrama isocrônico Rb/Sr de referência para rochas das regiões de Ponte Nova (suíte metamórfica São Sebastião do Soberbo, tabela II.6.2) e Abre-Campo (complexo Juiz de Fora, tabela II.6.1). ( ) amostra isolada de rocha charnoquítica ao norte de Rio Casca. Fonte: Machado Filho et al., 1983.

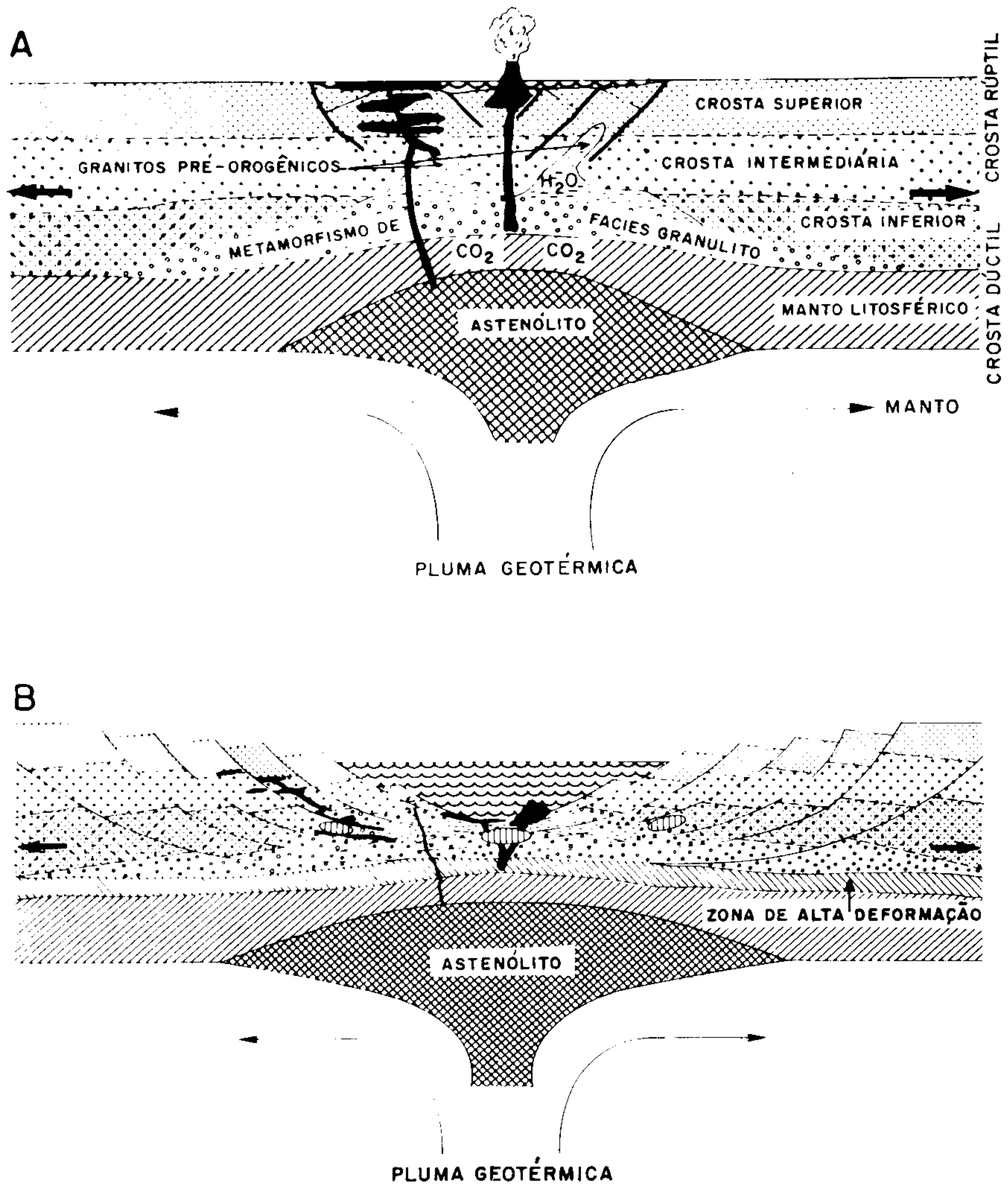


Fig. II.6.8 – Representação esquemática da formação do **rift** ensiálico arqueano superior–proterozóico inferior e conseqüente colisão continental. A – Início da distensão e adelgaçamento da crosta acima do centro de dispersão (pluma geotérmica p. ex.): desenvolvimento de falhas lístricas na crosta 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 deformação 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 Weber & Behr (1983). b) as escalas dos níveis crustais verticais de A, B e C estão muito exageradas em relação a D.

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 charnoquíticas, mais ou menos circunscrito, circundado de gnaisses aluminosos com corpos máficos, cuja aureóla externa encontra-se anfibolitizada, com indício de mineralização aurífera associada, refletindo a migração de fluidos causada pelo desequilíbrio retrocitado.

6.3 O Proterozóico Inferior: 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 desse mar relativamente estreito por pilhas de rochas supracrustais vulcânicas (complexo Lambari; parte inferior do grupo Dom Silvério; as faixas isoladas de metabasitos e metaultrabasitos ocorrentes na região do Campo das Vertentes; a faixa vulcanossedimentar de Bom Jesus da Penha-Jacuí) e as faixas metassedimentares (grupo Maquiné, supergrupo Rio das Velhas Superior, parte do grupo Dom Silvério, rochas arcozianas e quartzíticas da região de Furquim-Cláudio Manoel, grupo Itacolomi; supergrupo Minas) (fig. II.6.8B).

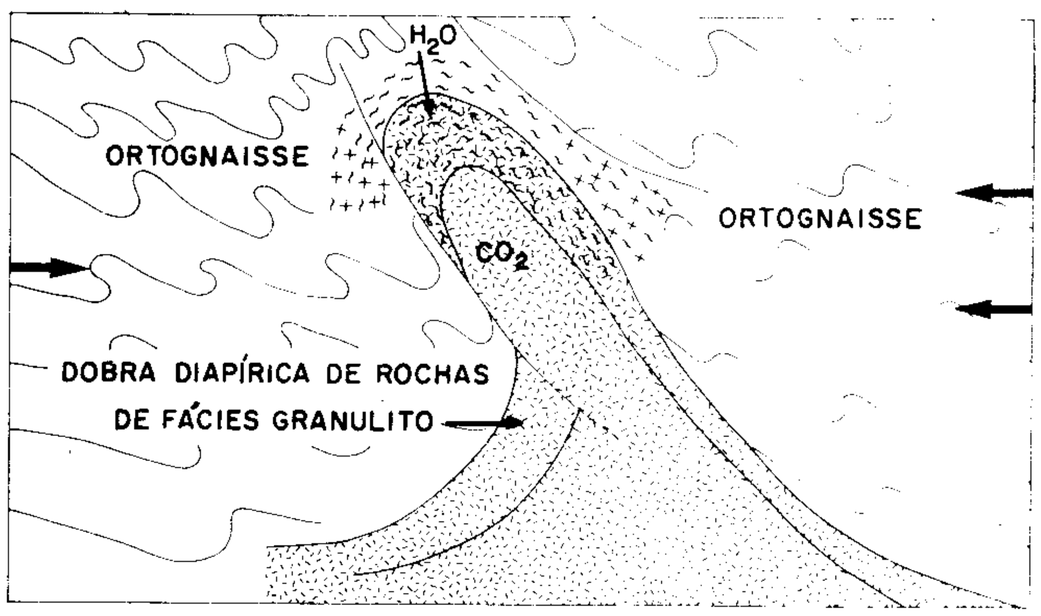


Fig. II.6.9 – Desenvolvimento de dobra diapírica, em rochas da fácies granulito, durante o encurtamento crustal.

O adelgaçamento da crosta, o espessamento da pilha de supracrustais e o movimento divergente infralitosférico provocado pela pluma térmica no manto superior devem ter provocado o desacoplamento da crosta inferior do manto litosférico, gerando, no nível da crosta inferior, espessas zonas de cisalhamento dúctil para compatibilizar o movimento diferencial causado, no 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 & Behr, op.cit.) (fig. II.6.8C).

Weber & Behr (op.cit.) sugerem que, devido à ausência de cadeia mesoceânica, para equilibrar-se totalmente a transferência de massa, é necessário que esse 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 (fig. II.6.8D), com base no modelo desenvolvido por Andrews & Sleeps (1974).

Esse é, possivelmente, o processo que, com a migração da pluma geotérmica desde o centro de divergência que provocou a formação do rift até a posição frontal ao segmento do manto litosférico subductado, originando a célula de convecção descrita por Andrews & 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; esse último é um elemento tectônico do cinturão móvel Atlântico (Fyfe & Leonardos, 1973, 1974; Leonardos & Fyfe, 1974), formado no Proterozóico Inferior, tendo sua consolidação ocorrido durante o ciclo tectonotermal Transamazônico (figs. II.6.4 a II.6.7).

Confirmando a época dessa inversão tectônica, existem inúmeras determinações geocronológicas (Teixeira, 1982, 1984, 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 desses dois segmentos crustais: a província geotectônica Mantiqueira e a província geotectônica São Francisco. A atividade granítica sintectônica transamazônica, ocorrente em ambas as províncias, tem idades variando em torno de 2000m.a. (figs. II.6.10 e II.6.11). Os granitos mais velhos (æ 2100m.a.) têm composição granodiorítica a tonalítica, enquanto que aqueles mais jovens, com cerca de 1.900 m.a. (fig. 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 a estabelecer as relações entre a composição, idade e posição espacial desses granitos deve ajudar muito no entendimento da evolução crustal dessa 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 2200m.a. considerada idade do metamorfismo catazonal.

Além da presença de *greenstone-belts* mais ou menos preservados, comuns na província geotectônica São Francisco e ausentes, no nível de conhecimento atual, na província geotectônica Mantiqueira, o que, fundamentalmente, diferencia as rochas infra-estruturais das duas províncias geotectônicas, é que a foliação de cisalhamento de baixo ângulo é muito mais intensa nas rochas da província geotectônica Mantiqueira, onde se desenvolveu nas condições dos níveis crustais intermediário e inferior,

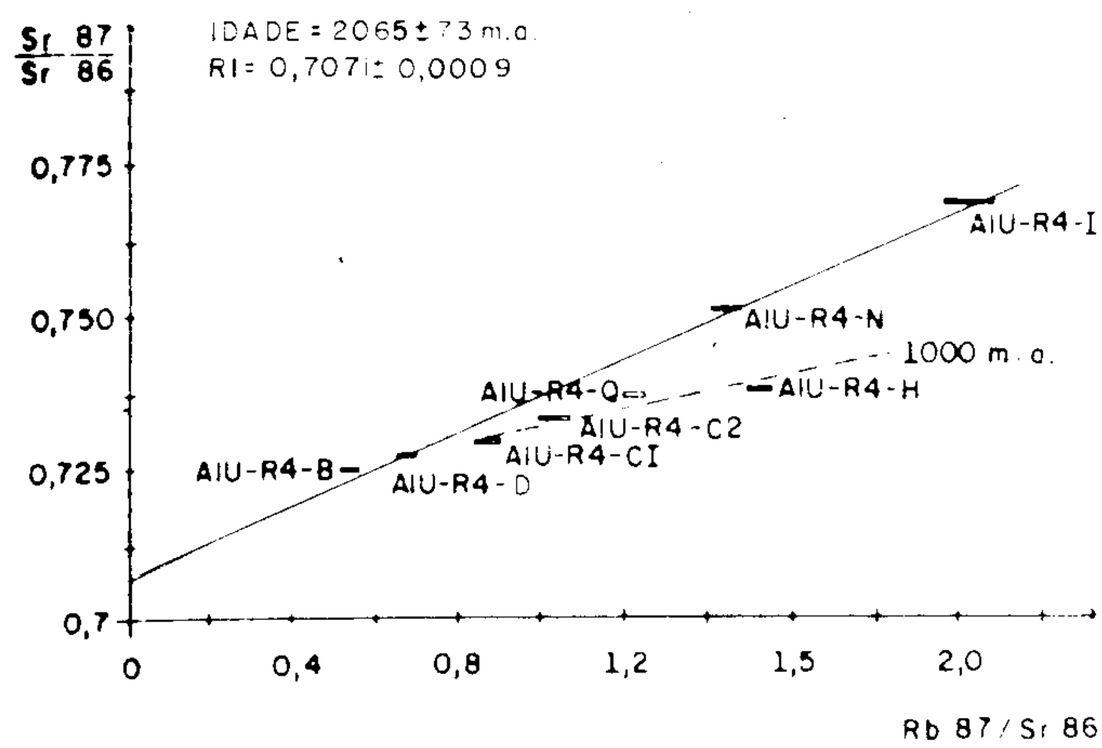


Fig. II.6.10 – Isócrona Rb/Sr de granodiorito-gnaisse (AIU–54), entre Seritinga e Carvalhos. Infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988.)

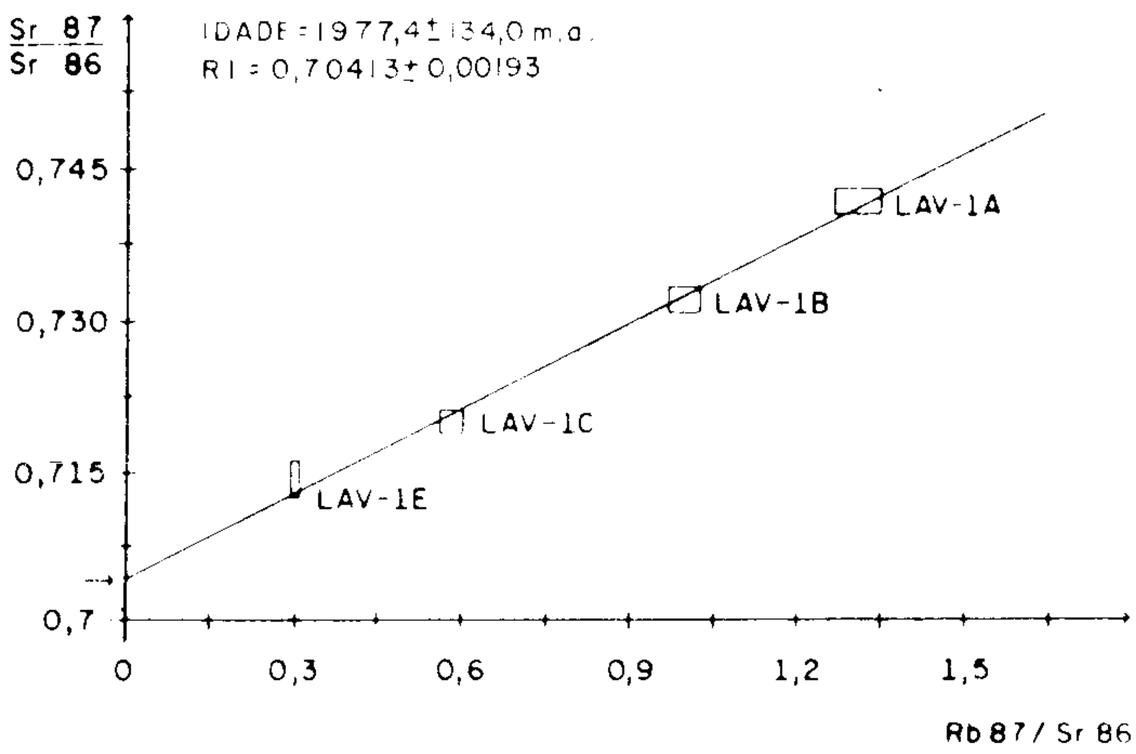
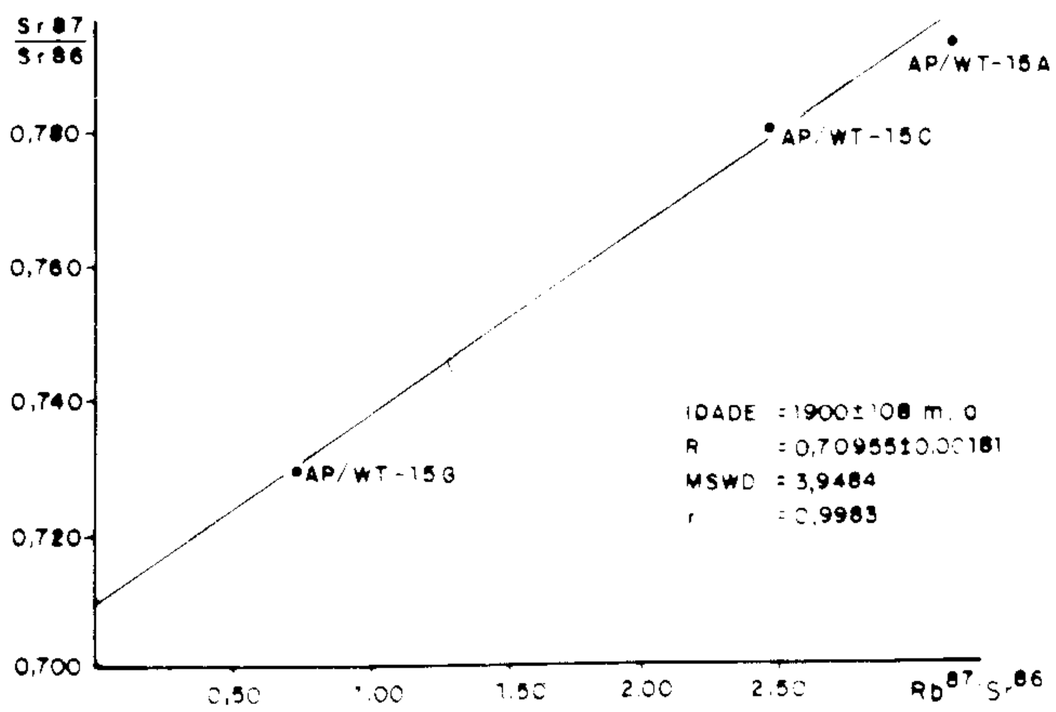


Fig. II.6.11 – Isócrona Rb/Sr de granodiorito-gnaisse de Lavras (Heilbron, 1984) intrusivo na infra-estrutura da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988.)



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 dessa colisão, aparentemente frontal, formou-se o cinturão de empurrões Mantiqueira e, no *front* das *nappes*, constituíram-se bacias grauvaqueanas frontais (fig. 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 essas relações de cavalgamento sindeposicionais, 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.

Nessa mesma ocasião, talvez como efeito compensatório de tal 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 (fig. II.6.14). A posição aparente do *front* de empurrões nesta fig., 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 a segunda, ao norte, evoluiu para construir o fulcro da sedimentação Espinhaço. As idades das sequências vulcanossedimentares que ocorrem na base dessas sedimentações apontam para o início do Proterozóico Médio a instalação desses 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, arqueo-proterozóicas inferiores e proterozóicas inferiores já haviam atingido seu clímax, e a sutura continental estava sendo obliterada pelo deslocamento do cinturão de empurrões. Desse 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 (figs. II.6.15 a II.6.18), relacionam-se com o pico do metamorfismo de fácies anfibolito sin-D_3, que mascarou profundamente o balanço geoquímico sin-D_2 e reomogeneizou o sistema Rb/Sr dessas rochas. Tais bacias grauvaqueanas evoluíram para uma sequência pelito-psamítica, que extravasou do fulcro principal da sedimentação para norte, em direção ao cráton do São

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

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 sequência 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 (fig. II.6.19)

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

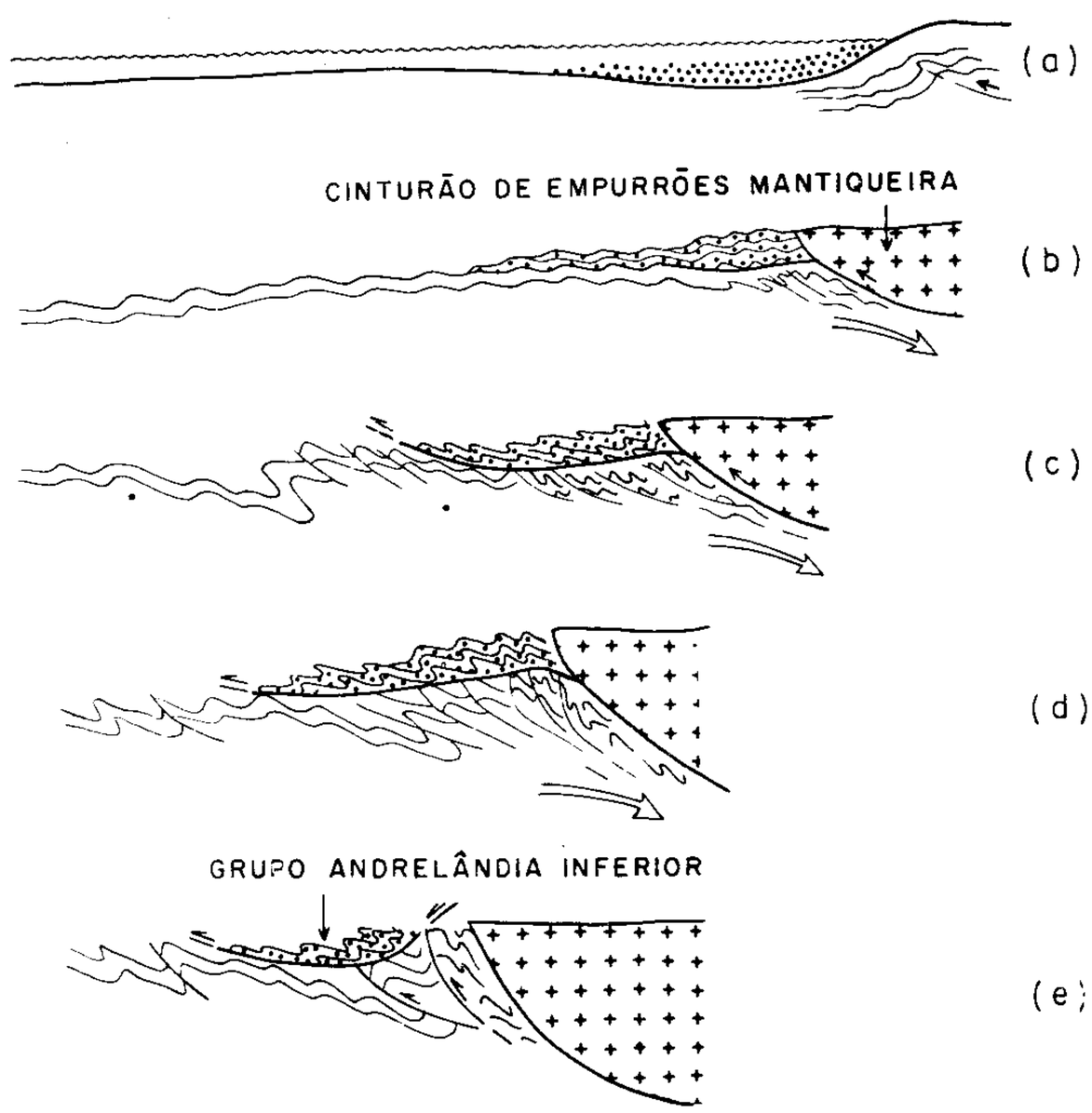


Fig. II.6.13 – Esquema do desenvolvimento das grauvacas do grupo Andrelândia, em estilo fore land basin. (a) Início de formação do cinturão de empurrões Mantiqueira com consituição de uma fore land basin, pelo rebaixamento isostático da zona frontal ao referido cinturão, formação de leques deltaicos 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 e afloramento da infra-estrutura da fore land basin entre as nappes Mantiqueira e as nappes Andrelândia Inferior.

A faixa de dobramentos alto Rio Grande, como aqui é concebida, localiza-se marginalmente ao sul da província geotectônica São Francisco (fig. 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 (fig. II.6.21). Nesse 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 balizadas 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, a 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.

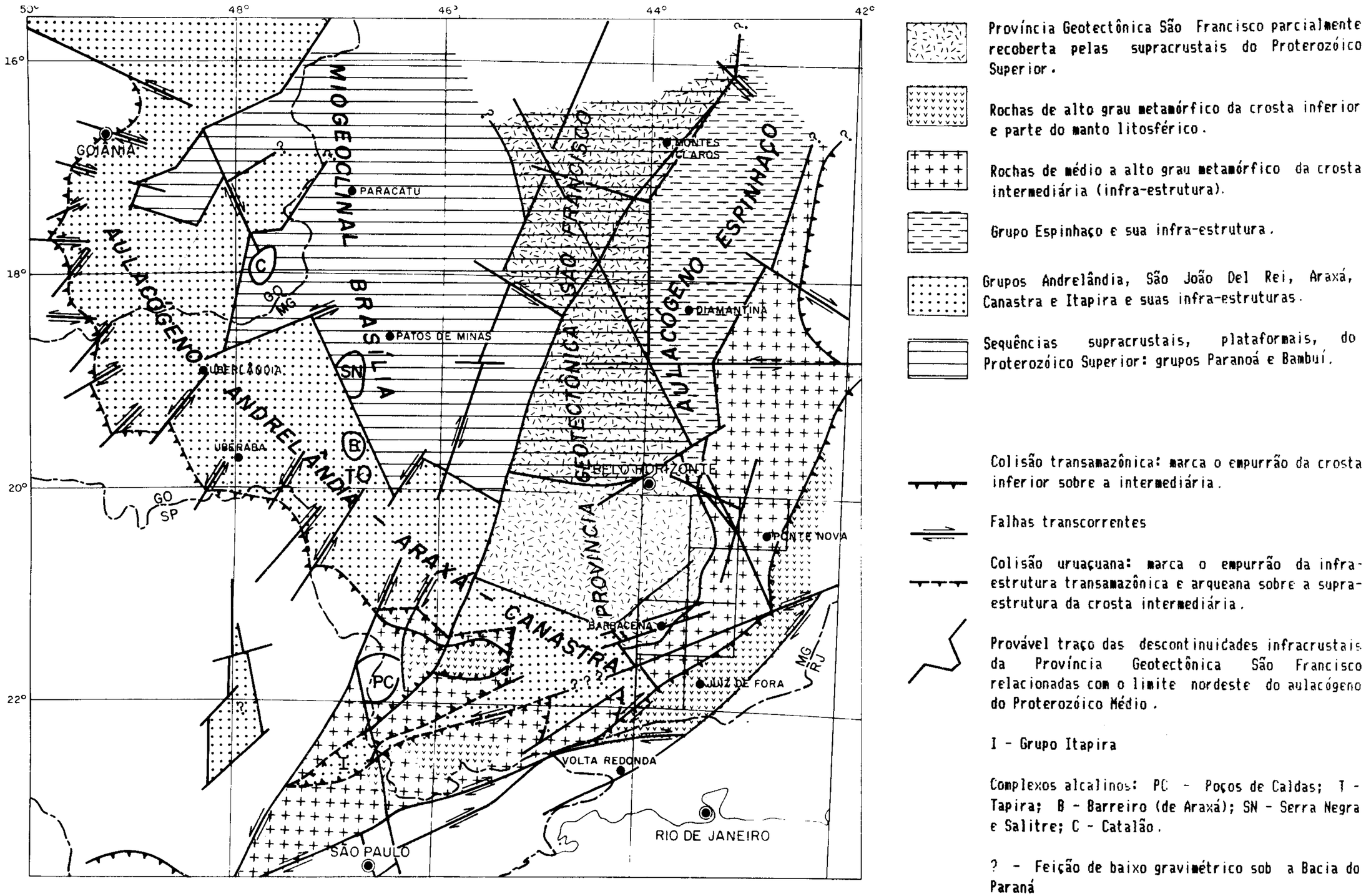
Padilha & Vasconcellos (in: Silva et al., op. cit. e Baltazar et al., op. cit.) apresentaram uma hipótese de evolução crustal para a região sudeste mineira, a qual corroborou-se com os presentes estudos. A esse modelamento acrescentam-se três elementos que supõem-se diagnósticos:

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.

Essa faixa de dobramentos tem como característica básica seu policiclismo e o envolvimento, em seus vários eventos tectonometamórficos, tanto das seqüências



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.

Fig. II.6.14 – Registro dos elementos estruturais profundos da região sudeste, a partir dos dados gravimétricos e sua possível interpretação geotectônica.

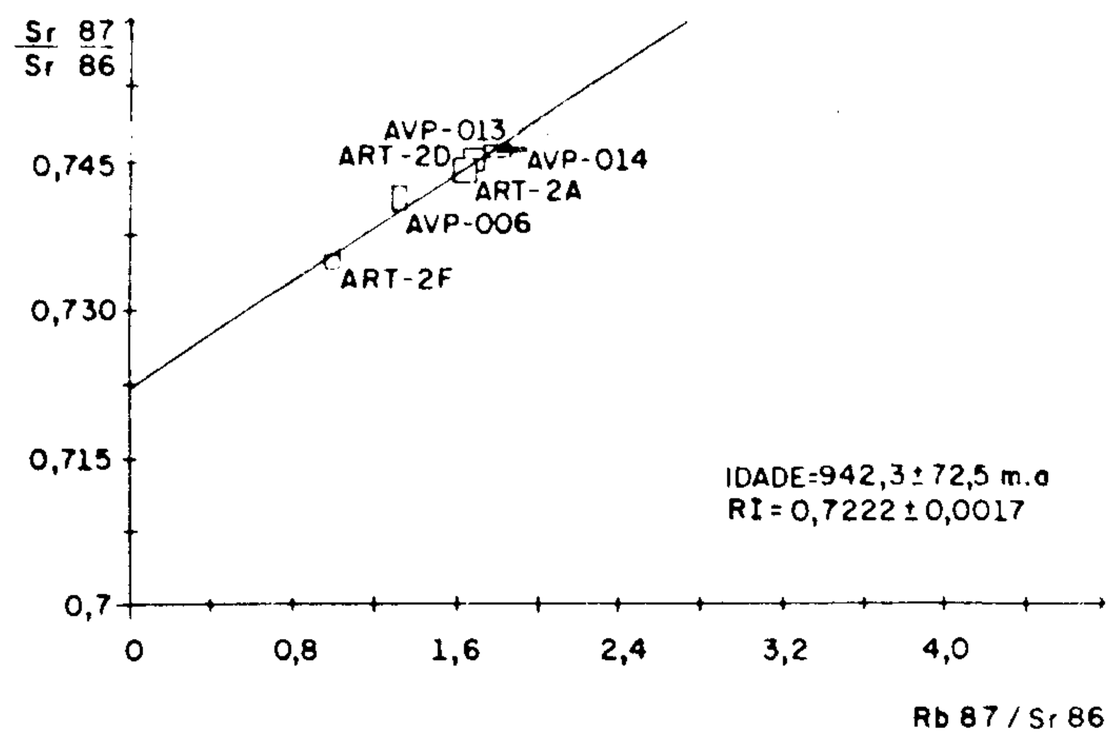


Fig. II.6.15 – Isócrona Rb/Sr para os cianita-silimanita-granada-biotita-gnaisses de Arantina: Pedreira 2km a SSw de Arantina – formação Cambuquira – grupo Andrelândia.

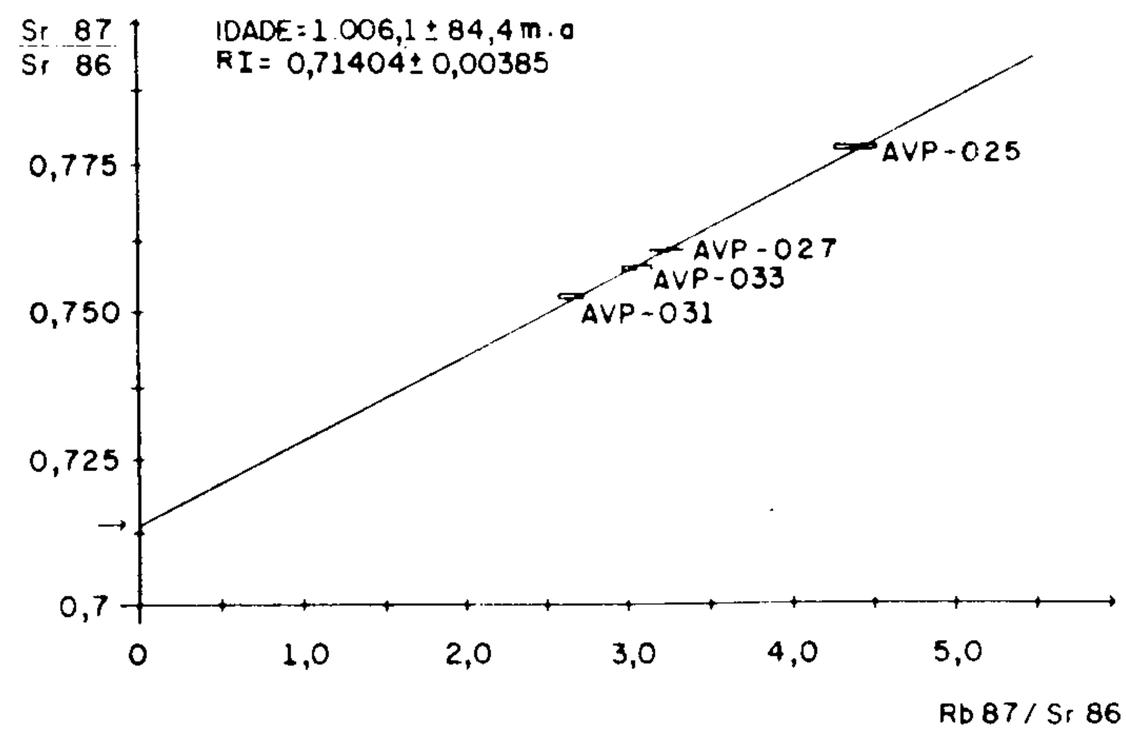


Fig. II.6.16 – Isócrona Rb/Sr para os cianita-silimanita-granada-moscvita-quartzoxistos de Arantina: Túnel da Ferrovia do Aço 5km SE de Arantina – formação São Tomé das Letras – grupo Andrelândia.

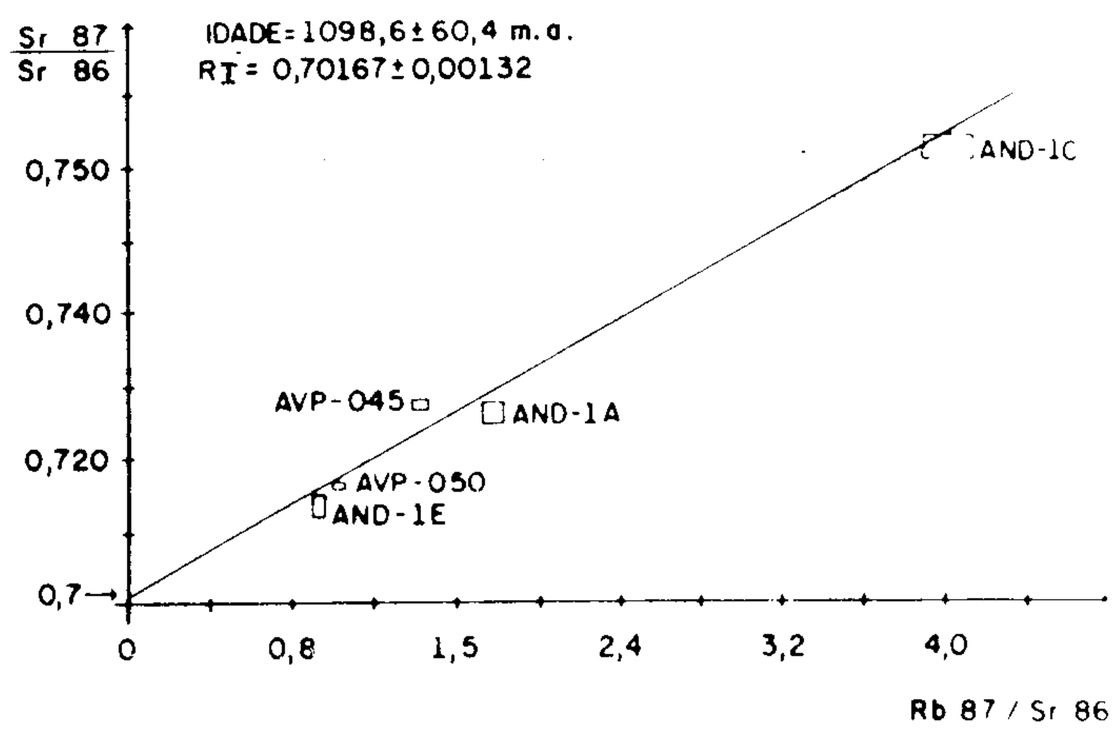


Fig. II.6.17 – Isócrona Rb/Sr de referência para os estaurolita-cianita-silimanita-granada-biotita-xistos feldspáticos dos arredores de Andrelândia – formação Cambuquira – grupo Andrelândia.

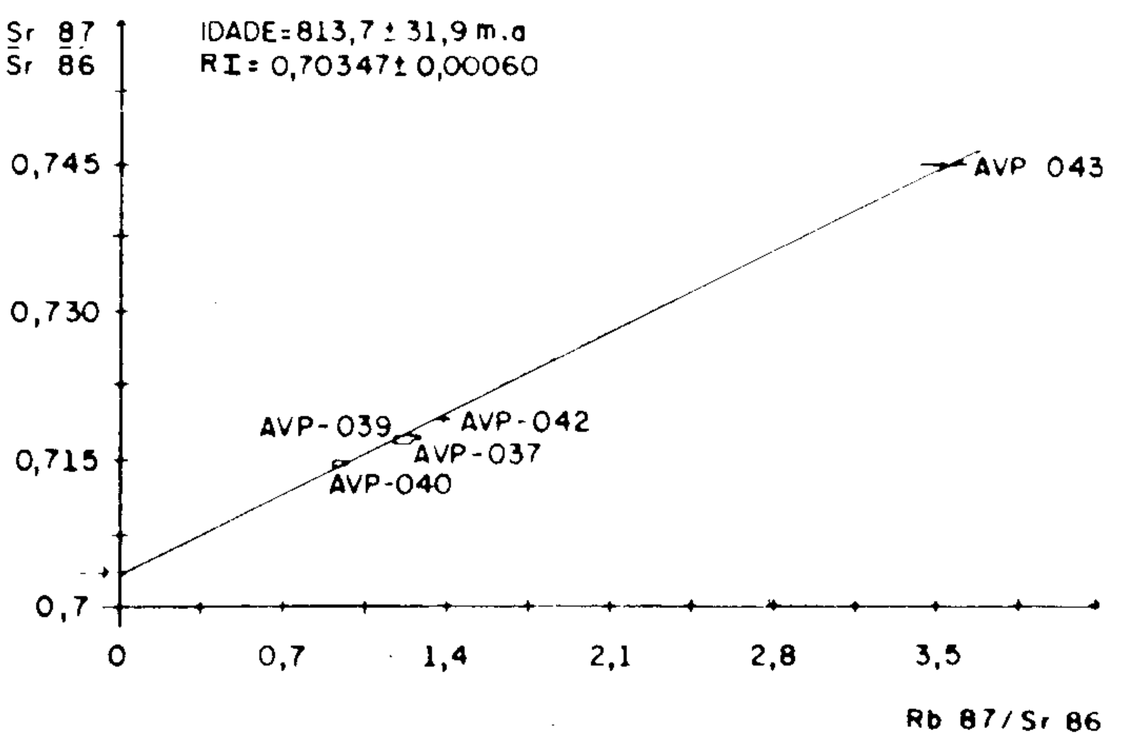


Fig. II.6.18 – Isócrona Rb/Sr de referência para os cianita-estaurolita-granada-biotita-xisos de Santana de Garambéu – formação Cambuquira – grupo Andrelândia

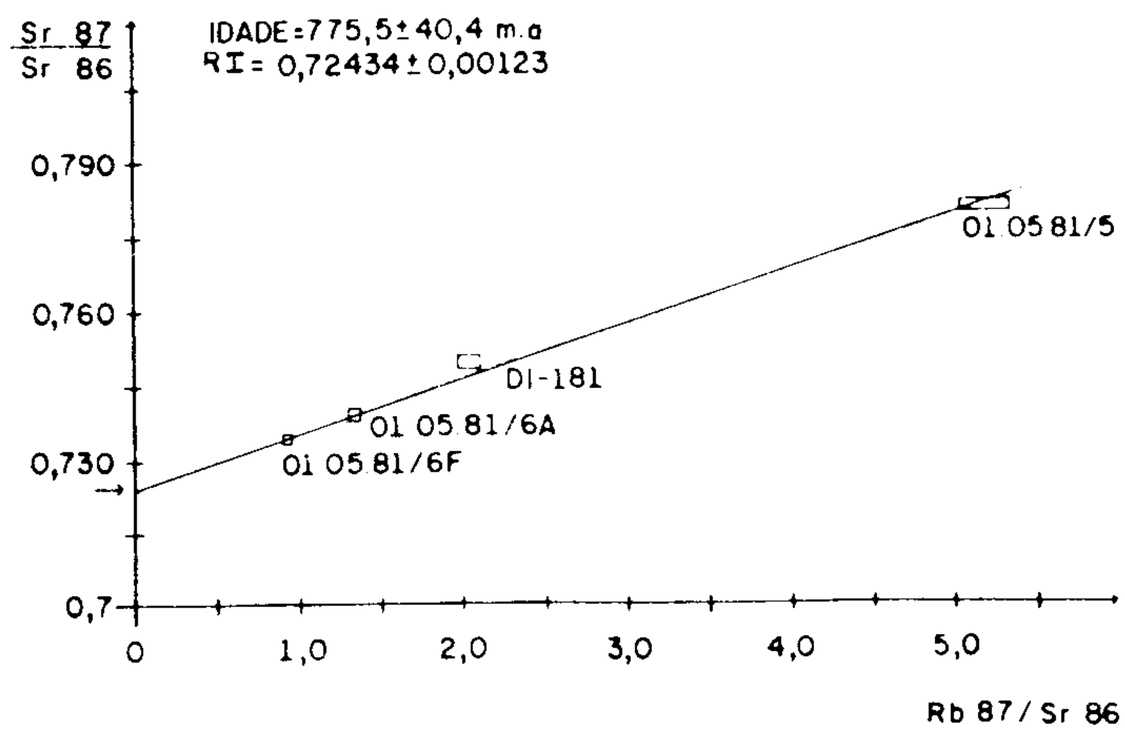


Fig. II.6.19 – Isócrona Rb/Sr de referência para os (granita)-biotita-xistos da região a sudoeste de Madre de Deus de Minas/sequüência de Madre de Deus de Minas/Grupo São João del Rei.

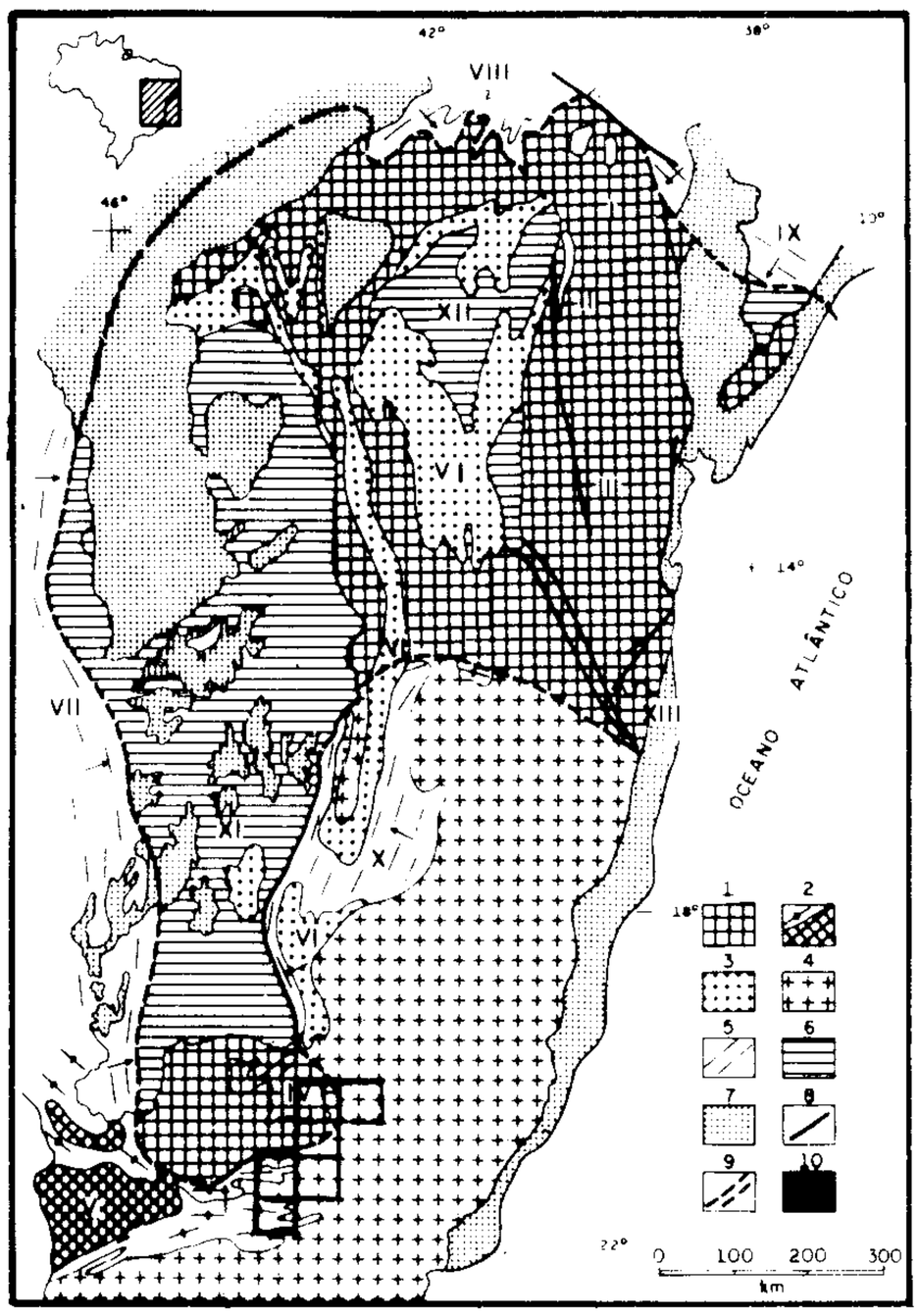


Fig. II.6.20 – Elementos tectônicos da região leste brasileira (modificado de Almeida et al., 1976). 1 – Áreas pré-transamazônicas e transamazônicas não-diferenciadas: complexo Caraíba (I), grupo Jacobina (II), complexo Jequié (III), Quadrilátero Ferrífero (IV). 2 – Faixa de dobramentos alto Rio Grande e maciço Guaxupé (V). 3 – Faixa Espinhaço e coberturas 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.

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 o Médio, no final do ciclo tectonotermal Transamazônico, sendo que o maior pico de metamorfismo ocorreu durante o ciclo tectonotermal Uruaçuano e no final da segunda fase de deformação (Heilbron, 1983, 1985) da supra-estrutura metassedimentar.

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 fig. II.6.22 mostra uma tentativa de síntese visual desses eventos, relativamente à supra-estrutura.

Assumindo a possível disposição original de deposição, no ramo aulacogênico, como NW-SE, reconheceram-se as seguintes divisões litoambientais nessa faixa de dobramentos:

a) zona pericratônica norte e noroeste (fácies psamito-pelito-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 Superior (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, gnaisse 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:

- essa zona contém os batólitos sin- e tarditranscorrentes do grupo Pinhal (Wernick & Penalva, 1978), ao norte, e granitóides tipo Morungaba e Socorro, ao sul da zona de cisalhamento Ouro Fino. Essa granitogênese envolve anatexia de parte da infra-estrutura granulítica e granodioríto-tonalítica da faixa de dobramentos.

A partir dessas conceituações, 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

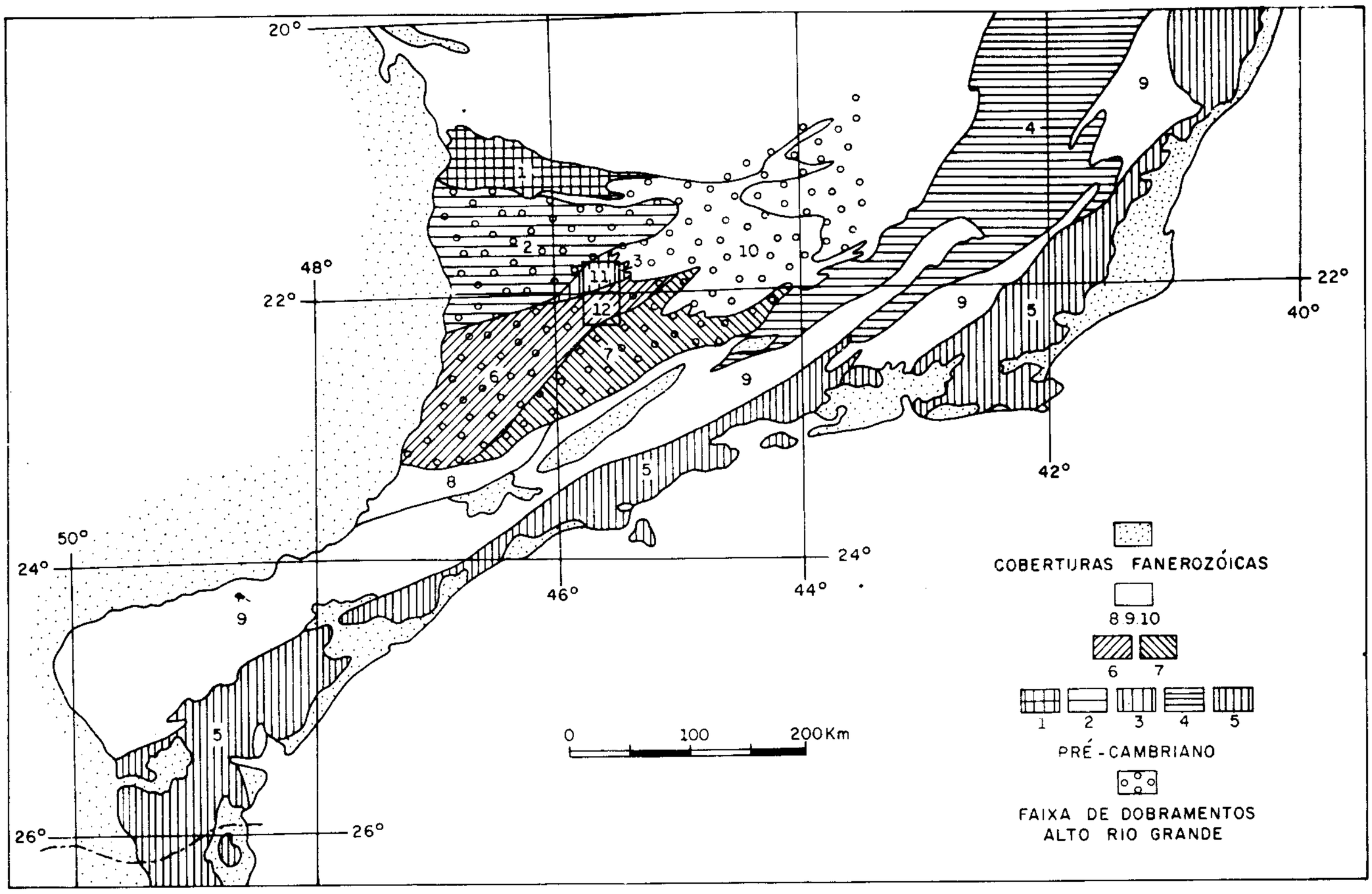


Fig. II.6.21 – Distribuição das unidades pré-cambrianas na região sudeste brasileira. 1 – Complexo Campos Gerais; 2 – Complexo Varginha-Guaxupé; 3 – Complexo Silvianópolis; 4 – Complexo Juiz de Fora; 5 – Complexo Costeiro; 6 – Grupo Amparo; 7 – Complexo Paraisópolis; 8 – Grupo São Roque; 9 – Grupo Açungui (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.

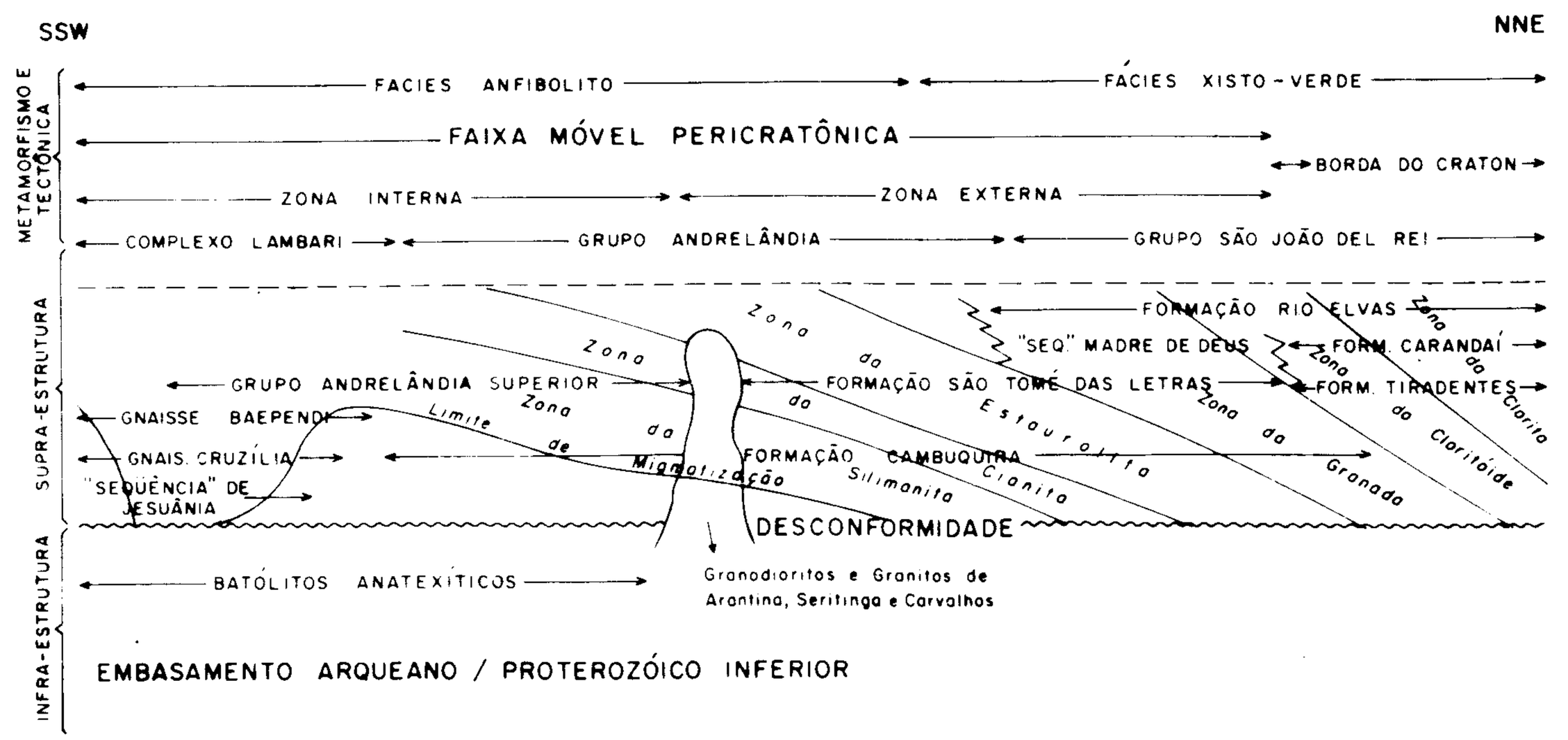


Fig. II.6.22 – Concepção livre da correlação tectonostratigráfica entre as unidades da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Fonte: modificado de Padilha & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988).

(seqüências supra-crustais 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, utilizaram-se informações de: Padilha (1984), Heilbron et al. (inédito), Heilbron (1984), Maciel & Gonçalves (dados inéditos utilizados com permissão dos autores), a partir das quais foram elaboradas cinco isócronas, somando 37 determinações Rb/Sr, além de cinco determinações isoladas e com 12 determinações K/Ar em fases minerais e rocha total (tabelas II.6.2 e II.6.3).

Essas 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 a seguir:

a) região de Arantina: nessa região, situada na zona da silimanita, 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-silimanita-biotita-gnaisses, com remobilizados quartzofeldspáticos 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 fig. 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-silimanita-moscovita- quartzoxistos muito transpostos, com raras vênulas remobilizadas de quartzo + feldspato (pontos AVP-025, AVP-027, AVP-031 e AVP-033) (fig. 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-plagioclasio-xisto, rocha 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, porém com continuidade física (raio de 3 km), 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) (fig. 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, próximas 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) (fig. 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 os grupos Andrelândia e São João del Rei e, neste trabalho, são inclusas na segunda unidade. Também elaborou-se uma isócrona de referência (fig. II.6.19) utilizando-se 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 dessa 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 moscovita.

Os resultados concentram-se no intervalo de 550 a ±50m.a. e mostram o zoneamento devido ao resfriamento regional, do mesmo modo que a infra-estrutura 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 1050 a ±50m.a e 800 a ±50m.a, enquanto as determinações K/Ar concentram-se no intervalo 550 a ±50m.a.

As idades obtidas devem ser consideradas idades mínimas, já que normalmente são idades de resfriamento ou refletem reomogeneização parcial do sistema Rb/Sr, relacionadas aos diversos eventos tectonotermais que atingiram a região.

Heilbron (1985) demonstrou que existiram dois pulsos metamórficos regionalmente importantes interessando às rochas que compõem a supra-estrutura e a infraestrutura 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 D_3. O pico máximo de metamorfismo ultrapassou temporalmente a época da deformação máxima. Assim, as idades registradas são tardi-D_3. Esse metamor-

Tabela II.6.3 - Determinação em Rochas da Região entre Lavras e Arantina (MG)

N. 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	anfobólio	0,946	24,30	17,02	564	17
ART-X-100A	gnaisse	anfobólio	0,654	166,3	11,33	558	17
AVP-62	anfibolito	anfobólio	0,399	10,83	10,92	591	18
AVP-60	anfibolito	anfobólio	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-1C	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 & Vasconcellos, in: Baltazar et al. (1988) e Silva et al. (1988).

fismo 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 reomogeneização 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 1050 a ±50m.a., datam esse evento.

A deformação da fase D_3 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 (S_t), reconhecida como a superfície de referência no âmbito da faixa de dobramentos alto Rio Grande. Assim, a história deformacional das rochas da supra-estrutura iniciou-se em data anterior a 1100m.a., possívelmente, durante a fase principal do ciclo tectonotermal 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 tratar-se de duas fases de um mesmo evento tectonotermal, que se sucederam no tempo (deformação progressiva). Entretanto, em alguns locais, principalmente próximo às extremidades das *nappes de charriage*, possivelmente D_3, nas folhas Lima Duarte e Barbacena, os estilos das dobras são muito diferentes e os eixos podem ser até ortogonais. Esse fato, antes de impor um hiato entre as fases D_3 e D_4, 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 a ±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 preexistente, sendo mais importante esse desequilíbrio naquelas rochas micáceas, predispostas à reomogeneização 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 a æ50m.a., como mostra a concentração das idades K/Ar nesse intervalo.

Associa-se esse pulso metamórfico à fase de deformação flexural D_5, devendo ser sin- a tardi-D_5. 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 esse evento gerou soleiras de aplitos e pegmatitos que penetram a foliação S_t até a sul da serra de Santo Antônio (Andrelândia) e São Gonçalo do Sapucaí (a oeste). Esses pegmatitos forneceram idades Rb/Sr convencionais de 668 a æ20m.a. e os aplitos, 603 a æ18m.a., enquanto uma idade K/Ar em biotita do afloramento anterior forneceu a idade de 510 a ±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 sul: 591m.a., a norte de Andrelândia; 558m.a., a sul de Andrelândia; 550m.a., 6km a 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., comprobatório do zoneamento. A biotita, nessa 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 1086m.a. (MIN-428). Essas duas últimas determinações apontam ou para a reomogeneização 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, pp.9 e 10).

Assim, julgou-se razoável sugerir que as idades isocrônicas obtidas para as rochas essencialmente quartzobiotíticas de Santana do Garambéu e Madre de Deus de Minas estão próximas da idade de resfriamento das fases D_3 e D_4 que, nessa região, deve ter ocorrido em época posterior às zonas mais internas da faixa de dobramentos. Além do mais, a fase D_5 provocou metamorfismo da fácies xisto-verde, que gerou clorita e sericita, de modo que tais isócronas devem ter influência parcial desse processo, isto é, as idades do intervalo 800 a æ50m.a. são mistas, pois envolvem relações isotópicas de resfriamento cristalizadas nas fases D_3 e D_4 (1050 a æ50m.a.) preservadas e relações isotópicas de resfriamento da fase D_5 (550 a æ50m.a.). As isócronas de Andrelândia e Arantina, provavelmente, representam idades mais aproximadas do resfriamento das fases D_3 e D_4, apesar de também mostrarem efeitos de superposição da fase tectonotermal D_5 (ciclo Brasiliano). Isso 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 essas idades de resfriamento (1050 a æ50m.a.) deve ser encarado como mínimo para a deformação e metamorfismo inerentes à fase D_3.

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 tectonotermais definidos pelas determinações geocronológicas referidas, as rochas constituintes da faixa de dobramentos alto Rio Grande, foram objeto de deformação progressiva dúctil no ciclo Uruaçuano (fases D_3 e D_4) e deformação flexural rúptil-dúctil no ciclo Brasiliano (fase D_5).

Quando do processo distensivo da fase *rift*, durante o qual se individualizou o aulacógeno Andrelândia-Araxá-Canastra (fig. 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 máfico-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 fluviolacustre e deltaica (?). Nesta ocasião, ou cessou o movimento colisional transamazônico, como parecem indicar as intrusões tardi- a pós-tectônicas (1900m.a.), ou seus efeitos sobre as rochas da seqüência grauvaqueana foram mascarados pelas deformações do Proterozóico Médio.

Durante essa fase de enchimento da bacia de sedimentação, houve o seu avanço o norte, sedimentando a seqüência psamopelitico-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 se desenvolveu a seqüência psamopelítica, superior às grauvacas do grupo Itapira.

Essa 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 tectonossedimentar, constituindo o cinturão de empurrões Canastra, com imensas *nappes* supracrustais.

Nessa 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.

Esse 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 S_{t+1} e uma paralelização dos contatos litológicos e interformacionais, isto é, $S_o//S_{t+1}$.

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. Esse metamorfismo teve seu máximo durante a etapa tardia da fase de deformação D_3.

A morfologia dos dobramentos da fase D_4 varia, de acordo com seus posicionamentos na faixa de dobramentos. A norte de Luminárias-Madre de Deus de Minas-Ibertioga são dobras em joelho, com foliação plano-axial pouco desenvolvida. Entre esse limite e a linha imaginária Monsenhor Paulo-Serranos-Arantina-Lima Duarte, essas dobras podem assumir a geometria de dobras similares invertidas com adelgaçamento do flanco invertido. Nessa situação, apresentam uma clivagem de crenulação na zona axial das dobras. Daí para o sul pode haver transposição sin-D_4 do flanco inverso dessas dobras. Adicionando-se o aumento do metamorfismo, que, ao sul dessa última linha, atinge o ponto mais alto da fácies anfibolito (cordierita + silimanita + K-feldspato), torna-se difícil, na maior parte dos casos, separar as duas fases de deformação (D_3 e D_4)desse pacote litológico, responsáveis pela sua evolução no Proterozóico Médio/ciclo tectonotermal 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 D_5, com uma possível subfase ou fase associada,que se manifesta em domínios a oeste da área do projeto.

Essa fase termodeformacional, considerada como parte do ciclo tectonotermal 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-D_5 sobre as rochas de fácies anfibolito tardi-D_3.

Em certas condições especiais de anisotropia crustal, essa 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 associados à constituição de zonas

de cisalhamento dúctil-rúptil de alto ângulo, cuja direção varia de WSW-ENE a SW-NE (D_6); nestes casos as dobras D_5 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

Essa síntese representa uma reavaliação mais completa, devido à aquisição de novos conhecimentos, daquela apresentada por Padilha & Vasconcelos (in: Silva et al., op. cit e Baltazar et al., op. cit).

A infra-estrutura dessa região deve ter-se constituído durante o Arqueano, com sua consolidação final ocorrendo no ciclo tectonotermal Jequié (2500 a æ100m.a.). Essa crosta arqueana sofreu deformações e metamorfismo intensos durante o ciclo tectonotermal Transamazônico (2000 a ±200m.a).

No final do ciclo Jequié, iniciou-se o processo de rifteamento ensiálico que constituiu o fulcro das atividades tectonotermais do ciclo Transamazônico – o grande responsável pelo quadro geológico atual da região. Esse 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, a sul e leste, respectivamente, e Brasília, a norte. A descontinuidade tem uma declividade faceando o sul e o leste, o que induz a propor-se o cavalgamento dos dois primeiros blocos sobre o último (Hasui & Oliveira, 1984; Haralyi & Hasui, 1982a, 1982b). Essa constatação geofísica tem coincidido com os dados geológicos mapeados na região. Com o objetivo de amarrar os dados geológicos no campo com os dados geofísicos gravimétricos, executaram-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 (fig. 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, do texto explicativo 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 (2600m.a. e 3000m.a., respectivamente (figs. II.6.2 e II.6.3) para essas rochas, em contraste com as várias isócronas transamazônicas dos complexos Mantiqueira e Ressaquinha. Tais rochas apresentam metamorfismo regional na fácies granulito.

Os complexos Mantiqueira e Ressaquinha mostram idades de retrabalhamento e/ou formação situadas no intervalo do ciclo tectonotermal Transamazônico 2000 a æ200m.a. (figs. 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 *versus* 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 plagioclásiognaisses do complexo Mantiqueira (para maiores detalhes ver texto e fig.s dos subitens 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 dessas rochas aproxima-se daquela dos granitos de *sintexis* (Keqin, 1982), dos granitos MS (Chaoqun, 1985) e dos granitos de transição (Jili & Jiayuan, 1985). Esses granitos desenvolvem-se em margens continentais ativas, em ambientes compressivos do tipo cordilheirano.

Convergentes com essa conclusão, alinham-se as observações a seguir:

a) os diagramas dos subitens 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 in-

dicado;

b) os metabasitos e os metaultrabasitos associados tectonicamente ao complexo Mantiqueira são (figs. II.2.41 e II.2.52, da folha Lima Durte) basaltos tholeíticos oceânicos de alta alumina, predominantemente tipo MORB-T (ver as figuras citadas, acrescidas da fig. II.2.55), 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.

oncluindo, essa 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 subitem II.2.2.2.5 - Litogeoquímica, folha Barbacena), por seu lado, mostra características essencialmente ígneas (Takahashi et al., 1980) de caráter metaluminoso (segundo Debon & Le Fort, 1983), derivando por diferenciação de um mesmo magma gabro-anortosítico, três *trends*: um *trend* toleítico, onde se encaixam as rochas básicas e intermediárias do complexo; outro calcialcalino, discriminando a maior parte das rochas intermediárias; e um terceiro subalcalino escuro, principalmente representado pelos corpos diferenciados de quartzomonzonito, monzogranitos e raros gabros (diques?). como mostra o diagrama Q-P de Debon & 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 reconhecerem-se duas unidades no complexo Ressaquinha: uma unidade trondhjemítica (unidade 1) e uma unidade calcialcalina (unidade 2). Nesta, é comum a presença de encraves, de dimensões variadas, de gnaisses e anfibolitos.

Os diagramas apresentados, utilizando terras raras (Eu x ID, Eu x Ca, TR x Yb/La), sugerem, para as rochas do complexo Ressaquinha, origem em ambiente transicional (Jili & Jiayuan, op. cit.), tendo sido cristalizadas a profundidades médias e altas – 2030km (diagrama logRb x logSr de Condie, 1973), caracteristicamente em condições tectônicas de soerguimento pós-colisional, com tendência a sincolisional (diagrama R_1-R_2 de La Roche, seguindo a interpretação de Batchelor & Bowden, 1985, apresentada na folha Barbacena). Duas amostras consideradas como desse complexo caíram no campo das intrusões pré-colisionais (sinconvergência de placas), na placa em subducção, representando eventos precoces ou escamas interdigitadas do complexo Mantiqueira, assumidas como do complexo Ressaquinha durante a colisão. Essa última hipótese é favorecida pela dúvida que ficou, quando do mapeamento, quanto à posição litostratigráfica das rochas granitóides gnáissicas bandadas, situadas na região que medeia Barbacena e Desterro do Melo, logo ao norte da zona de ocorrência da seqüência vulcanossedimentar do complexo Barbacena, e que pode estender-se até Lamim.

Avaliando-se o exposto, foi possível sugerir-se que:

a) as unidades, aqui denominadas complexos Mantiqueira e Ressaquinha, compõem complexos granitóides transpostos, interdigitados e com restos do soalho oceânico obductado, que obliteram antiga zona de sutura crustal tipo colisão continente *versus* 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 & 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 tardicolisional, 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 calcioalcalina, com menor impressão do tectonismo tangencial e posicionadas, principalmente, de acordo com o discriminante tectônico de Batchelor & Bowden (op. cit.), durante o soerguimento pós-colisional;

d) o complexo Barbacena, pelo seu caráter vulcanossedimentar 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 (figs. II.6.10, II.6.11 e II.6.12) forneceram idades em torno de 2000m.a. Assim, possivelmente um processo de colisão continental desenvolveu-se no ciclo tectonotermal 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. Essa bacia, ao ser preenchida e em regime de quiescência tectônica, deu origem à sedimentação pelitopsamítica (grupo Andrelândia Superior, da folha Lima Duarte; formação São Tomé das Letras) e a pelitocarbonatada 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 esse conjunto lítico, composto pelas seqüências

grauvaqueana, pelitopsamítica e pelitocarbonática, sofreu o efeito de uma tectônica tangencial, em regime de cisalhamento dúctil, com desenvolvimento de uma intensa foliação plano-axial com transposição (S_{t+1}), que também transpõe, em parte, o bandamento metamórfico/milonítico (S_{t-1}/S_t) da infra-estrutura. Esse 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. Essa é a hipótese mais provável, devido ao recobrimento das *nappes* transamazônicas, principalmente constituídas por rochas da infra-estrutura arqueana, pelas *nappes* uruaçuanas (D_3), essencialmente constituídas por seqüências supracrustais, particularmente evidente nas folhas Lima Duarte e Barbacena. Muitas vezes, o efeito desse 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 essa fase deformativa (D_4). Encerrando a evolução tectônica pré-cambriana dessa área, ela foi submetida a dobramentos amplos (fase D_5) – 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-D_5, provavelmente no ciclo tectonotermal Brasiliano (550 a æ50m.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 (fig. II.6.13). No final desse 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 ela ostenta.

Capítulo 7
Geologia Econômica

Por
Atahualpa Valença Padilha

7.1 Introdução

No domínio desta folha, as atividades minerárias estão restritas à extração de materiais destinados à construção (areia, pedra marroada e quartzito), caulim e micas (pegmatito) e areia quartzosa para uso industrial.

A presença de ouro está evidenciada por garimpos abandonados há várias décadas, encontrados principalmente nos quadrantes noroeste (região de Santa Rita de Ibitipoca-Conceição de Ibitipoca, no domínio do grupo Andrelândia) e sudeste da folha (região de Torreões-Monte Verde, domínio do complexo Juiz de Fora). O ouro foi explotado da aluvião e, em parte, do-colúvio, com registro nos dias atuais pelas pilhas de cascalho de quartzo e quartzito, lavado e depositado à beira dos córregos. Nos trabalhos desenvolvidos pelo projeto, esse metal foi identificado em concentrados de bateia (obtidos de sedimentos ativos) e em material residual de quartzitos do grupo Andrelândia e do complexo Juiz de Fora. Ocorrências de cobre são referidas em relatório interno da CPRM/SUREG-BH, em área objeto de pesquisa desta empresa no passado. Situam-se na porção sudeste da folha no domínio do complexo Juiz de Fora. A área enfocada não revelou ser de interesse econômico, segundo aquele relatório.

Nesta folha, até 29 de fevereiro de 1988, foram protocolizados no DNPM/Belo Horizonte 61 processos, dos quais nove tiveram seus alvarás outorgados, uma área possui concessão de lavra, duas apresentam licenciamento e 49 estão em fase de requerimento de pesquisa. Esses dados estão registrados no quadro II.7.1 e a distribuição das áreas correspondentes, na figura II.7.1.

7.1.1 Ouro

Em vários locais da porção noroeste da folha (região de Santa Rita de Ibitipoca-Conceição de Ibitipoca) existem evidências de garimpagem pretérita. Manifestam-se por pilhas de cascalho lavado, oriundo de material colúvio-aluvial, formado essencialmente por quartzo e quartzito. Nesses locais, não se formaram grandes depósitos aluviais. Os vales têm forma de V aberto, com as encostas quase sempre chegando até a drenagem, sem formarem planícies bem-desenvolvidas. A região onde houve a maior concentração de atividade garimpeira é constituída por um substrato de rochas do grupo Andrelândia, onde dominam quartzitos e moscovita-quartzoxisto.

Na localidade de Macacos, nesse mesmo domínio geológico (estação 1020-CP-175, UTM 7592050N/609850E), registrou-se a presença de um pequeno garimpo de ouro. Trabalhavam no local quatro homens. Estava sendo lavado um pequeno depósito de material detrítico, localizado em uma grota seca, com cerca de 500m de extensão, posicionada à margem esquerda do córrego do Cachoeirão. A água necessária à lavagem do material era bombeada desse córrego. A lavagem seguia os métodos tradicionais do garimpo, com uma calha para concentração dos minerais pesados e posterior apuração do ouro na bateia. A produção não foi informada, mas supõe-se que a

Quadro II.7.1 - Quadro Estatístico dos Direitos Minerários na Folha Lima Duarte

SUBSTÂNCIA	REQUERIMENTO PESQUISA	ALVARÁ PESQUISA	DECRETO LAVRA	REGISTRO DE LICENCIAMENTO
Ouro	8			
Feldspato	3			
Quartzo industrial	9	5		
Areia quartzosa		2		
Caulim	21		1	2
Cianita		1		
Mica	3			
Antimônio	1			
Níquel	3	1		
Lítio	1			
TOTAL	49	9	1	2

Fonte DNPM, até 29.02.88.

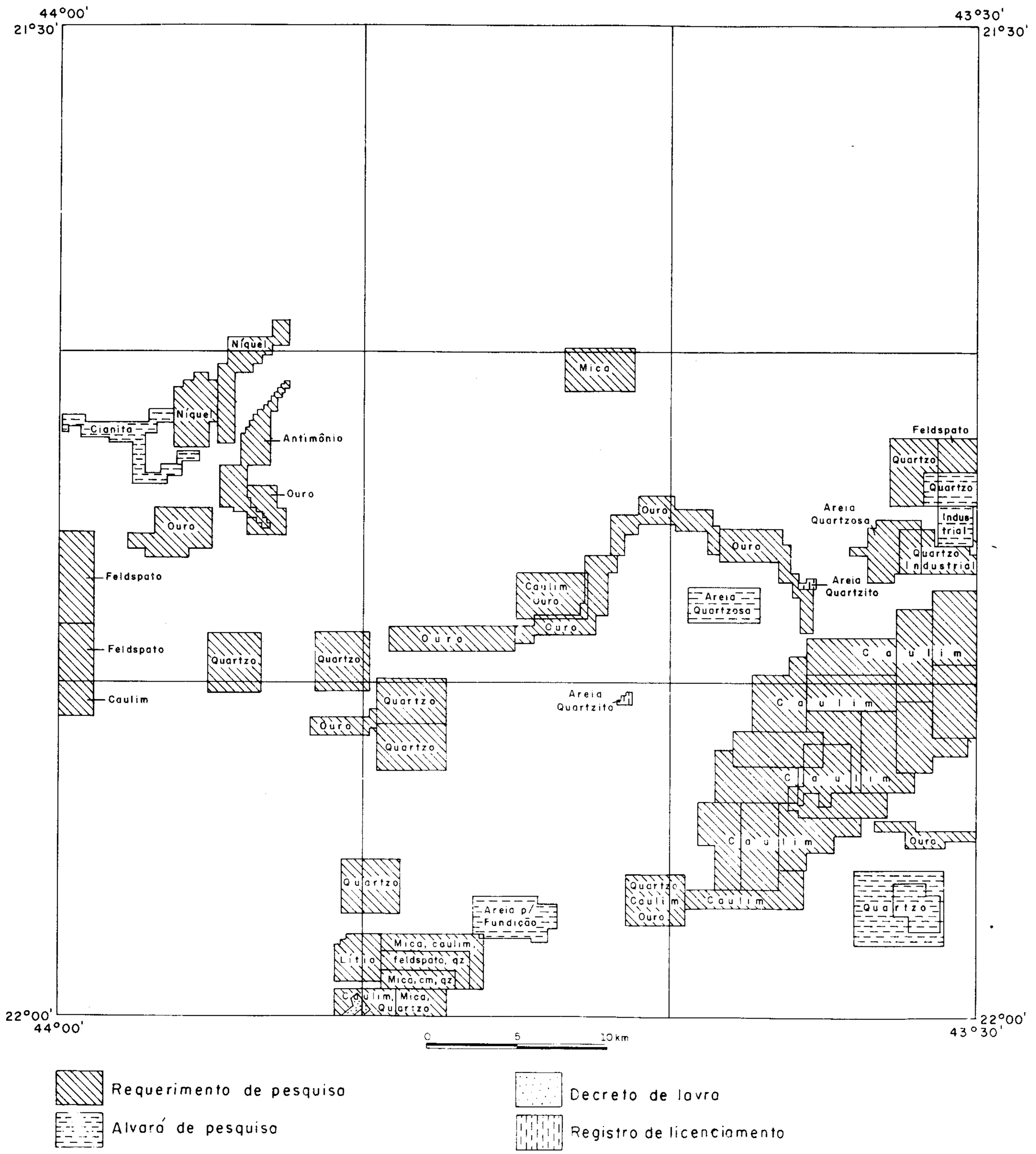


Fig. II.7.1 – Áreas protocolizadas junto ao DNPM, até 29.02.88, na folha Lima Duarte.

quantidade produzida dificilmente daria para pagar as despesas com o equipamento. Não é esperado encontrar-se aqui, ou em qualquer local desta região, concentrações de Au em aluviões ou em colúvios que permitam extração econômica por meios mecanizados.

Na porção sudeste da folha (domínio do complexo Juiz de Fora) foram encontradas evidências de garimpos abandonados na região da fazenda Jacutinga (município de Juiz de Fora). Trabalhou-se a aluvião do córrego homônimo, o qual, em grande parte, flui sobre piso rochoso.

Na porção sudeste da área, no local da estação 1020-CP-544 (UTM 7567500N/644050E), foram encontradas pintas de ouro em uma amostra (< 5kg) de material residual de quartzito (saprólito), coletada na forma de um canal irregular e descontínuo, feito num corte vertical de estrada com cerca de 2m de altura. Essa amostra foi tomada para estudos de minerais pesados em lupa binocular, sem cunho prospectivo. O material foi peneirado em malha de 0,5mm, e apenas uma pequena alíquota da fração fina pesada foi investigada. Nesta, constatou-se a existência de quatro pintas de ouro, submilimétricas, disformes, com superfícies bastante irregulares. Os outros minerais identificados foram: magnetita, ilmenita, zircão, moscovita, turmalina, monazita, biotita e silimanita, além do quartzo. O quartzito está associado a gnaisses do complexo Juiz de Fora.

Em áreas de ocorrências de xistos e quartzitos do grupo Andrelândia, adotou-se como norma de trabalho o estudo em lupa binocular de materiais residuais dessas rochas. Aqui, também, investigou-se apenas uma pequena alíquota da fração fina pesada, com separação em bromofórmio, sem concentração em bateia. Objetivou-se a identificação das associações minerais, sem cunho quantitativo ou prospectivo; 45 amostras foram estudadas e, destas, três apresentaram pintas de ouro (ver: tabela II.2.32). As pintas (máximo de quatro na amostra CP-498) têm formas irregulares a grosseiramente quadradas, são finas e ricas em rugosidades. Os minerais identificados nestas três amostras, não necessariamente em todas, são magnetita, ilmenita, zircão, moscovita, turmalina, silimanita, estaurolita, cianita, granada e rutilo, além de quartzo.

As observações feitas nos locais dos antigos garimpos, em associação com informações de cunho geológico, parecem indicar que o ouro está ligado a veios ou lentes de quartzo relacionados a xistos e quartzitos. Contudo, nenhum estudo específico foi dirigido no sentido de confirmar tal suspeita.

7.1.2 Caulim

No extremo-sul da folha (estação 1020-CP-620, UTM 7567000N/620450E) encontra-se um pegmatito, encaixado em rocha do grupo Andrelândia. Apresenta evidências de explotação intensa, estando ainda à mostra um expressivo núcleo de quartzo leitoso. São encontrados, também, rejeitos de quartzo, caulim e mica. A concessão de lavra tem o número 63/51945 (DNPM 57/000114) e foi dada à Mineração Industrial Rio Prêto, cobrindo uma superfície de 87ha. Segundo o Relatório Anual de Lavra apresentado ao DNPM/Belo Horizonte em 16.11.87, não houve produção neste ano. A partir dele, as reservas bloqueadas são mostradas no quadro II.7.2.

Quadro II.7.2 – Reservas Minerais Bloqueadas na Área do DNPM 57/000114.

Substância	Reserva Medida	Reserva Indicada	Reserva Inferida
Caulim	5.375t	12.000t	12.000t
Mica	307m³	500m³	500m³
Quartzo	3.500t	–	–

Fonte: Mineração Industrial Rio Preto, Relatório Anual de Lavra de 16.11.87.

Na porção centro-oeste da folha (estação 1020-CP-160, UTM 7592300N/604150E), expõe-se outro pegmatito, decomposto, encaixado em xisto granatífero do grupo Andrelândia. É formado por feldspato, quartzo, turmalina preta e moscovita. O quartzo ocorre preferencialmente nas bordas do pegmatito. Para o interior do corpo, mostra-se em cristais pequenos, associados aos outros minerais. O feldspato apresenta-se em exemplares centimétricos, caulinizados, ocupando a porção interna do corpo, onde também ocorre alguma moscovita. Esta foi vista na forma de livros com até 15cm de seção basal. A turmalina é negra, com alguns exemplares chegando a 3cm de diâmetro na seção basal. Esse mineral mostra-se também desenvolvido no xisto, próximo à zona de contato.

O pegmatito é verticalizado e tem direção N40°W. A espessura é variável, mas pode chegar a quase 5m na face melhor exposta, embora esse valor se modifique rapidamente. O comprimento é, no mínimo, de algumas dezenas de metros, estando parcialmente coberto por solo e rejeito de lavra. Foi trabalhado rudimentarmente até o final de 1986 e abandonado a seguir.

Nessa região, encontram-se evidências de outros corpos pegmatóides portadores de moscovita e turmalina, mas, aparentemente, são de pequena envergadura. Catas abandonadas, vez por outra, são encontradas.

A área está coberta pelos requerimentos de pesquisa 86/831030 e 86/831038 contidos na folha Lima Duarte (1:50.000) e 86/831018, 86/831036, 86/831035, 86/831037 contidos na folha contígua a oeste.

7.1.3 Material de construção

Areia Aluvial

Poucos depósitos de areia estão sendo explotados, todos na calha do rio do Peixe. Apesar do potencial que apresentam, em termos de volume de material disponível, são lavrados em pequena escala, por meio de bombas de sucção que depositam o material em caixas suspensas ou

diretamente sobre o terreno. Em nenhum dos locais de extração, a produção supera a marca dos dez caminhões/dia (cerca de 60m^3). A areia é vendida no mercado regional, tendo Juiz de Fora como o maior centro consumidor.

Os principais pontos de areia situam-se próximos uns aos outros e concentram-se no trecho entre os povoados de Valadares e Penido. A atividade em alguns desses locais é perene.

Areia quartzosa residual

Junto ao povoado de Toledo (a sudoeste da estação 1020-CP-287, UTM 7589900N/645450E), a Mineração Areia Branca Ltda. está lavrando um quartzito branco a hialino, grosseiro, friável e praticamente puro. O material é peneirado em meio aquoso, separando-se algumas frações granulométricas. O produto assim obtido é vendido, principalmente, para a indústria de construção civil de São Paulo, onde são produzidas lajotas.

O quartzo mais grosseiro é separado e vendido para a Siderúrgica Mendes Júnior, em Juiz de Fora, conforme informação verbal do minerador.

As reservas desse material são praticamente inesgotáveis, mesmo que o consumo venha a aumentar significativamente, tendo em vista a magnitude da faixa quartzítica em lavra.

Saibro de quartzito

As prefeituras municipais costumam utilizar-se de quartzito intemperizado para a pavimentação de suas estradas. Dessa maneira, qualquer exposição de quartzito friável é um depósito em potencial, bastando para ser explotado que esteja próximo do trecho rodoviário a ser recuperado.

Junto à localidade de Penido, encontra-se uma saibreira em quartzito friável, intemperizado, que é explorada comercialmente por um morador local. A produção é muito pequena e, apesar da envergadura da faixa de quartzito e da total facilidade para o desmonte, não é de se esperar que o quadro se modifique. Quartzito é um bem mineral abundante na região apresentando reservas praticamente irresgatáveis.

Granito industrial

Foram identificadas quatro pedreiras nesta folha. Destas, apenas uma encontra-se em atividade e não é explorada para fins comerciais. Pertence à Prefeitura de Lima Duarte. As outras três foram abertas por empresas construtoras para fornecimento de material a obras de engenharia pelas quais eram responsáveis.

a) Pedreira de Lima Duarte (estação 1020-CP-224, UTM 7585650N/ 626750E)

Situa-se na periferia da cidade homônima, à margem de uma estrada de ferro projetada, que teve suas obras paralisadas mesmo antes de seu piso ser concluído. Mostra-se em uma face com cerca de 15m de altura e 40m de comprimento, com pouco avanço em profundidade. Estima-se que já foram extraídos entre 1.500 e 2.000m^3 de rocha dessa pedreira, prevendo-se problemas para a continuidade da lavra a curto prazo devido à cobertura de solo. Trabalham na pedreira cinco homens, com uma produção diária de 10 a 15m^3 de pedra marroada. O material extraído é aproveitado no município, em obras de engenharia, de responsabilidade da Prefeitura.

b) Pedreira da Peroba (estação 1020-CP-233, UTM 7583300N/ 617650E)

Situa-se no município de Lima Duarte, na localidade de Peroba. Foi aberta para fornecer material para obras de arte ao longo da referida estrada de ferro inacabada. Tem uma face exposta de aproximadamente 15m de altura e 30m de comprimento, tendo avançado pouco morro adentro. Tem potencial para continuar a ser explotada e o acesso de veículos até a frente de lavra ainda é possível.

c) Pedreira do Pião (estação 1020-CP-115, UTM 7575850N/604050E)

Situa-se no município de Olaria, imediatamente ao sul da BR-267. Mostra-se em uma frente de lavra maior que aquelas das pedreiras anteriores, posicionada na porção mediana da encosta. O acesso está interrompido nos últimos 500m. Foi aberta à época da pavimentação asfáltica da BR-267. Tem potencial para ser retomada.

d) Pedreira de Chapéu d'Uvas (estação 1020-CP-137, UTM 7612500N/ 655050E)

Situa-se no município de Ewbank da Câmara, próximo ao povoado de Chapéu d'Uvas. É de menor porte que as anteriores. Foi aberta, ao que tudo indica, a fim de fornecer material para a construção da represa de Chapéu d'Uvas, no rio Paraibuna. O acesso à pedreira ainda é possível sem maiores dificuldades.

7.2 Aspectos ambientais

Como ficou demonstrado, a atividade minerária no domínio desta folha é inexpressiva. Os pontos de extração de bens minerais, mesmo aqueles diretamente ligados à rede hidrográfica, como é o caso da areia aluvial, não chegam a provocar desiquilíbrios ecológicos ou ambientais. A única pedreira em atividade só produz pedra marroada, apresentando método de lavra que não lança resíduos sólidos na atmosfera (pó-de-pedra) e ainda está relativamente afastada do centro urbano de Lima Duarte. Garimpos praticamente inexistem na atualidade e, quando surgem, são atribuídas a alguns poucos itinerantes que se encontram na região.

Capítulo 8
Metalogenia

Por
Carlos Alberto Heineck

8.1 Introdução

A apreciação e integração multidisciplinar das informações disponíveis sobre a folha Lima Duarte permitiram a preparação de uma carta metalogenético-previsional, na escala 1:100.000 e seguindo as diretrizes de elaboração, ainda em fase de aperfeiçoamento, do Sistema DNPM/CPRM (Delgado, 1987). Apesar de os dados relativos às mineralizações não serem considerados suficientes para uma completa visualização do panorama metalogenético em bases conceituais, são satisfatórios, quando integrados aos outros indícios geológicos, geoquímicos e geofísicos. Esse trabalho foi executado com base nas seguintes informações:

- cadastramento mineral;
- carta geológica na escala 1:100.000;
- carta geoquímica;
- mapa geofísico na escala 1:100.000;
- dados de litogeoquímica, relativos aos resultados de elementos maiores e elementos-traço (inclusive terras-raras).

Dentre os principais resultados alcançados, cabe destacar a delimitação e a especificação de algumas áreas de interesse à prospecção e/ou exploração mineral, com base na cartografia metalogenético-previsional em escalas de semidetalhe, conforme concepção exposta a seguir, bem como a expectativa metalogenética face à ambiência geológico-geotectônica. Através do cadastro dos recursos minerais, foram catalogadas 18 ocorrências minerais correspondentes a cinco substâncias minerais, conforme discriminado na legenda da carta metalogenético-previsional e sintetizado na tabela II.8.1.

8.2 Concepção e metodologia da carta metalogenético-previsional

Dados sobre mineralização, estratigrafia, petrologia, estrutura, geomorfologia, geoquímica e geofísica foram levantados, integrados e hierarquizados em uma única carta, provisoriamente denominada carta metalogenético-previsional, marcando um novo estágio no tratamento de informações multidisciplinares através do Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, com o objetivo de delimitar, na escala de 1:100.000, as áreas com indícios de mineralizações, prioritárias para a prospecção e a exploração minerais.

Tabela II.8.1 - Recursos Minerais da Folha Lima Duarte e Respectivos Contextos Geológicos.

Substância Mineral	Número de Ocorrências	Contexto Geológico
Ouro	4	Aluviões recentes em drenagens que dissecam gnaisses miloníticos do complexo Mantiqueira e as unidades basais do grupo Andrelândia.
	2	Aluviões recentes sobre gnaisses aluminosos e granulitos básicos a intermediários do complexo Juiz de Fora.
	1	Material colúvio-eluvial originário de veios de quartzo auríferos encaixados em quartzitos da unidade superior do grupo Andrelândia.
Cobre	2	Rochas calcissilicáticas associadas a gnaisses bandados e aluminosos, da fácies anfibolito a granulito, do complexo Juiz de Fora.
Caulim	2	Pegmatitos encaixados em xisto granatífero da unidade inferior do grupo Andrelândia.
	1	Pegmatito encaixado em silimanita-granada-biotita-gnaisse do complexo Juiz de Fora.
Granito industrial	2	Gnaisses do complexo Mantiqueira.
	2	Gnaisses e rochas granulíticas do complexo Juiz de Fora.
Areia	1	Aluviões recentes.
	1	Quartzito decomposto da unidade superior do grupo Andrelândia.

A metodologia aplicada, fundamentada nos princípios de Orlova & Shatalov (1960) e consolidada no conhecimento adquirido durante a execução do Projeto Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais, escala 1:250.000, através do Convênio DNPM/CPRM, implantado a partir de 1982, constitui a base para a elaboração das novas cartas, na escala 1:100.000.

A concepção da legenda resultou, em parte, de adaptações na simbologia gráfica, utilizada nacional e internacionalmente, segundo critérios de legibilidade e precedência e foi ajustada à escala 1:100.000, tendo em vista:

1) a necessidade de especialização do fundo geológico, a fim de torná-lo metalogeneticamente significativo;

2) a importância de ser representado o máximo de informações metalogenéticas sobre os jazimentos minerais individuais, de forma clara e legível;

3) a conveniência de se estabelecer a distinção entre os dados econômicos e metalogenéticos;

4) a valorização dos indícios indiretos de mineralização, visando à sua representação cartográfica.

Dentre as referências bibliográficas consultadas, merecem destaque: Carta Metalogenética e de Previsão de Recursos Minerais do Brasil, escala 1:250.000 (Siqueira & Souza, 1982 e Siqueira, 1984); Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972); Mapa Metalogenético da Austrália, escala 1:250.000 (Bowman & Stevens, 1978; Bowman, 1977; Gilligan, 1975; Matson, 1975); Carta Metalogenética da Europa, escala 1:250.000 (BRGM-Unesco, 1968-1970). Também foram examinadas as legendas do Mapa Metalogenético da Bahia, escala 1:1.000.000 (Sá, 1982), do Mapa Metalogenético do Brasil (Suszczynski, 1973) e o Mapa da América do Norte (Guild, 1981), escala 1:5.000.000.

As cartas metalogenético-previsionais são elaboradas sobre uma base geológica especializada dependente do nível de conhecimento da área. Essa especialização contempla a distinção cronológica e/ou espacial das unidades litostratigráficas de maior categoria como complexos, supergrupos e grupos, bem como associações magmáticas consangüíneas ou as séries toleíticas, calcialcalinas e alcalinas. São também realçados os litótipos especiais (metaloctetos prováveis e possíveis), enquanto as unidades de menor categoria, tais como formação, membro e seus equivalentes, sem realce metalogenético, são identificadas apenas pelo uso de letras-símbolo. Os elementos estruturais da carta geológica são integralmente preservados e eventualmente acrescidos de informações geofísicas, como lineamentos, profundidades e contorno do substrato das coberturas etc.

Na representação dos jazimentos minerais, estabeleceu-se uma distinção entre as características metalogenéticas e as econômicas. As primeiras constituem a parte interna do símbolo de dimensão constante e de forma geométrica variável em função da morfologia. Os dados econômicos são representados por uma circunferência independente, concêntrica ao símbolo morfológico, de acordo com a forma de representação adotada no Mapa Metalogenético da Espanha, escala 1:200.000 (Espanha-PNIM, 1972).

A simbologia representativa dos caracteres metalogenéticos abrange os dados factuais sobre os jazimentos minerais, como a textura do minério, morfologia, orientação do(s) corpo(s) mineralizado(s), quimismo e associação mineralógica. Adicionalmente, contém informações sobre a classe do jazimento, procurando-se adotar uma classificação para as concentrações minerais, mais geológica do que genética, adaptada das propostas por Wacrenier & Rouveyrol (1977), Stanton (1972) e Routhier (1963). Tal classificação aproxima-se da utilizada para os depósitos minerais do Brasil (Branco, 1984).

Os dados econômicos dos jazimentos que têm sido objeto de pesquisa e lavra mineral são representados por uma circunferência externa, onde constam informações quanto à situação atual: ativo, inativo ou intermitente. O diâmetro, graduado em três dimensões, expressa a importância econômica do jazimento em três categorias: pequeno, médio e grande. A base para o estabelecimento dos limites dessas categorias é a mesma utilizada no Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000 (Branco, 1984). Um traço, aposto acima, abaixo, à direita ou à esquerda dessa circunferência, indica a situação atual do jazimento: mina, garimpo, jazida ou depósito, respectivamente.

Os indícios indiretos de mineralizações, a partir de indicações geoquímicas, geofísicas ou zonas de alteração de origem exógena ou endógena, são submetidos a tratamento cartográfico específico, visando a um maior realce.

A integração dos dados multidisciplinares permite reconhecer os metaloctetos comprovados, prováveis e possíveis, dependendo de se as relações entre os mesmos e os indícios de mineralização foram obtidos por ligação direta, estatística ou de analogia a contexto geológico-metalogenético, propiciando a delimitação de áreas mineralizadas prováveis, possíveis e potenciais, de acordo com critérios explícitos na própria carta.

8.3 Panorama metalogenético

A análise da ambiência geológico-geotectônica de cada unidade estratigráfica distinguida no presente levantamento, numa abordagem interdisciplinar complementada pela apreciação dos dados geoquímicos, geofísicos, petrográficos, estruturais etc., permite estabelecer alguns parâmetros metalogenéticos gerais nem sempre tratados dentro das especificidades das áreas mineralizadas/previsionais. Pretende-se, com isto, realçar aspectos como a vocação metalogenética dos diferentes tratos crustais, respeitadas as suas individualidades, bem como fornecer uma visão mais ampla das diversas condicionantes dos processos de mineralização. No caso dos dados litogeoquímicos, além das interpretações petrotectônicas já exaradas no capítulo referente à estratigrafia, procurou-se também uma ava-

liação comparativa das rochas granitóides e básicas a ultrabásicas apoiada nos parâmetros consagrados em obras como as de Turekian & Wedepohl (1961), Tauson & Kozlov (1977), Olade (1980) e Ramsay (1986). Cabe ressaltar, ainda, a escala regional do trabalho ora apresentado, que limita as abstrações ao plano das **tendências**, no que se refere ao potencial mineral percebido no âmbito de cada unidade ou domínio metalogenético considerado, e não raro obrigando a inferências ou generalizações na identificação dos controles das mineralizações.

Os indícios diretos e indiretos das mineralizações, em ordem decrescente de prioridade, na folha Lima Duarte, com os respectivos contextos geológico-metalogenéticos, estão assinalados na tabela II.8.2 e serão apresentados a seguir nos tópicos referentes às respectivas unidades litostratigráficas.

Tabela II.8.2 - Relação das áreas mineralizadas da folha Lima Duarte

Áreas	Indícios Diretos e Indiretos de Mineralizações	Contexto Geológico/Metalogenético
I a,b	Ouro	Ouro em aluviões recentes e em material colúvio-eluvial derivado de veios de quartzo aurífero, encaixados em quartzitos da unidade superior do Grupo Andrelândia.
II a,b	(Au, Cu, Ni, Cr, S, Cl)	Zonas de cisalhamento de baixo ângulo no contato entre os complexos Mantiqueira e Juiz de Fora.
III a,b	Cobre, Ouro (Au, Co, Zn, S)	Ouro em aluviões e mineralização de cobre em gnaisses aluminosos do Complexo Juiz de Fora; anomalias geoquímicas na periferia de corpos de granulitos básicos a intermediários.

8.3.1 Suíte metamórfica São Bento dos Torres

Na região de ocorrência dessa unidade, nas porções setentrional e noroeste da área, foram percebidas rochas supracrustais vestigiais (magnetita-quartzitos a grunerita) e rochas ígneas ácidas a básicas (plutonitos?) transformadas sob condições de metamorfismo de alto grau e afetadas por uma tectônica tangencial.

As formações ferríferas do córrego Ponte Funda constituem corpos aparentemente descontínuos e encontram-se associadas a rochas metamáficas. A área é marcada pela presença de forte perturbação magnética (cerca de uma dezena de quilômetros, segundo o paralelo), mas não foram observados indícios geoquímicos de concentrações metálicas (além de magnetita). Apesar disso, e levando-se em consideração o nível ainda insuficiente de estudos na região, há expectativa metalogenética para depósitos estratiformes/venulares de Au, Cu, Ag e Pb, o segundo tipo talvez com fortes controles tectônicos nas possíveis mineralizações. Conforme exposto abaixo, um grande número de indícios indiretos, litogeoquímicos, favorece, no mínimo, hipóteses sobre intensas percolações de fluídos no interior da unidade.

Dentre os termos ígneo-ácidos dessa suíte, destaca-se um corpo de ortoclásio-granito da série magmática calcialcalina baixo-K (ver: QAP modal, figura II.8.1), com características metaluminosas e típica assinatura transicional (ou I), a julgar pelos valores da anomalia de Eu (1,32), somatório de terras-raras (145ppm), razões F/Cl (2,3) e Yb/La (0,03). A amostra de rocha coletada no córrego Alto do Pomba apresenta parâmetros que apontam no sentido de um baixo grau de diferenciação magmática (figura II.8.2), condizente com os granitóides ricos em cálcio de Turekian & Wedepohl (1961) ou com a associação monzogranítica de Ramsay (1986), aspecto ratificado pelo conteúdo de 2,80% de CaO. Outros parâmetros como as razões K/Rb (igual a 300) e Pb/Sr (0,32), aliados à forte depleção na série do Y (ver: diagrama de TR, figura II.2.18), permitem igualmente classificar tal litótipo como **precursor** (na acepção de Ramsay, op. cit.) de mineralizações de Au, Ag, Mo, Cu, Pb e Zn. O único dado com algum interesse prospectivo nesse corpo reside numa forte anomalia litogeoquímica de tório (160ppm), aliás um comportamento bastante comum desse metal no contexto da suíte em apreço, e que merece ser investigado a partir da própria representatividade dos resultados analíticos.

Os ortognaisses de alto grau, aparentemente predominantes na constituição da unidade, exibem uma marcante bimodalidade, com termos ácidos a intermediários da série calcialcalina baixo-K ao lado de granulitos básicos com quimismo de basaltos toleíticos tipo MORB-T. Ambas as séries encerram elevados conteúdos de Cl (380 a 670ppm), F (1.000 a 2.400ppm), Ba (1.380 a 1.450ppm), Sr (1.000ppm), S (1.500 a 1.900ppm), Li (50ppm) e Th (49 a 320ppm), conforme discriminados na tabela II.2.2. Esse grande número de valores anômalos pode significar uma particular intensidade de processos mais tardios na história da evolução do magmatismo na área, dando também um maior realce à anomalia de ouro (0,65ppm), detectada na fração pesada da drenagem local (córrego das Bicas); é igualmente plausível, para dados ainda tão preliminares, aventar-se a possibilidade de um vínculo genético com zonas de cisalhamento e percolação de fluidos.

Com respeito às litologias básicas (noritos), há que se destacar as razões S/Ni normalmente baixas e, em apenas uma amostra, observa-se uma maior disponibilidade de enxôfre (1.900ppm), o que restringe sobremaneira a expectativa quanto à presença de depósitos sulfetados. Além disso, a inexistência de rochas ultrabásicas constitui um fator restritivo para depósitos de metais do grupo da platina.

8.3.2 Complexo Juiz de Fora

Esse complexo reúne rochas charnoquíticas, gnaisses aluminosos, rochas calcissilicáticas, anfibolitos e granitóides, com evidências predominantes de um metamorfismo regional de alto grau. Os termos integrantes do plutonismo granitóide (arqueano?) que se manifestou nesse domínio são aqui classificados como ortoderivados com base num variado conjunto de critérios e encontram-se distribuídos mormente nas unidades cartografadas como Ajf3 e Ajf5. Correspondem a (alanita)-(hornblenda)-biotita-gnaisses de composição quartzodiorítica a tonalítica, raramente sienogranítica (ver: figura II.8.1), portanto com tendência a se posicionarem na série calcialcalina baixo-K, e supostamente gerados em ambiente intraplaca ou de arco vulcânico. Os protólitos desses gnaisses seriam granitóides transicionais (MS) ou do tipo I, com um baixo grau de diferenciação (figura II.8.2), denotado também pelas baixas razões Rb/Ba, Rb/Sr e Rb/Zr, elevadas relações K/Rb e discretos somatórios de TR + Y. Assim, essa importante população de granitóides é classificada como **precursora** de mineralizações de Au, Ag, Cu, Mo, Pb e Zn, mas os

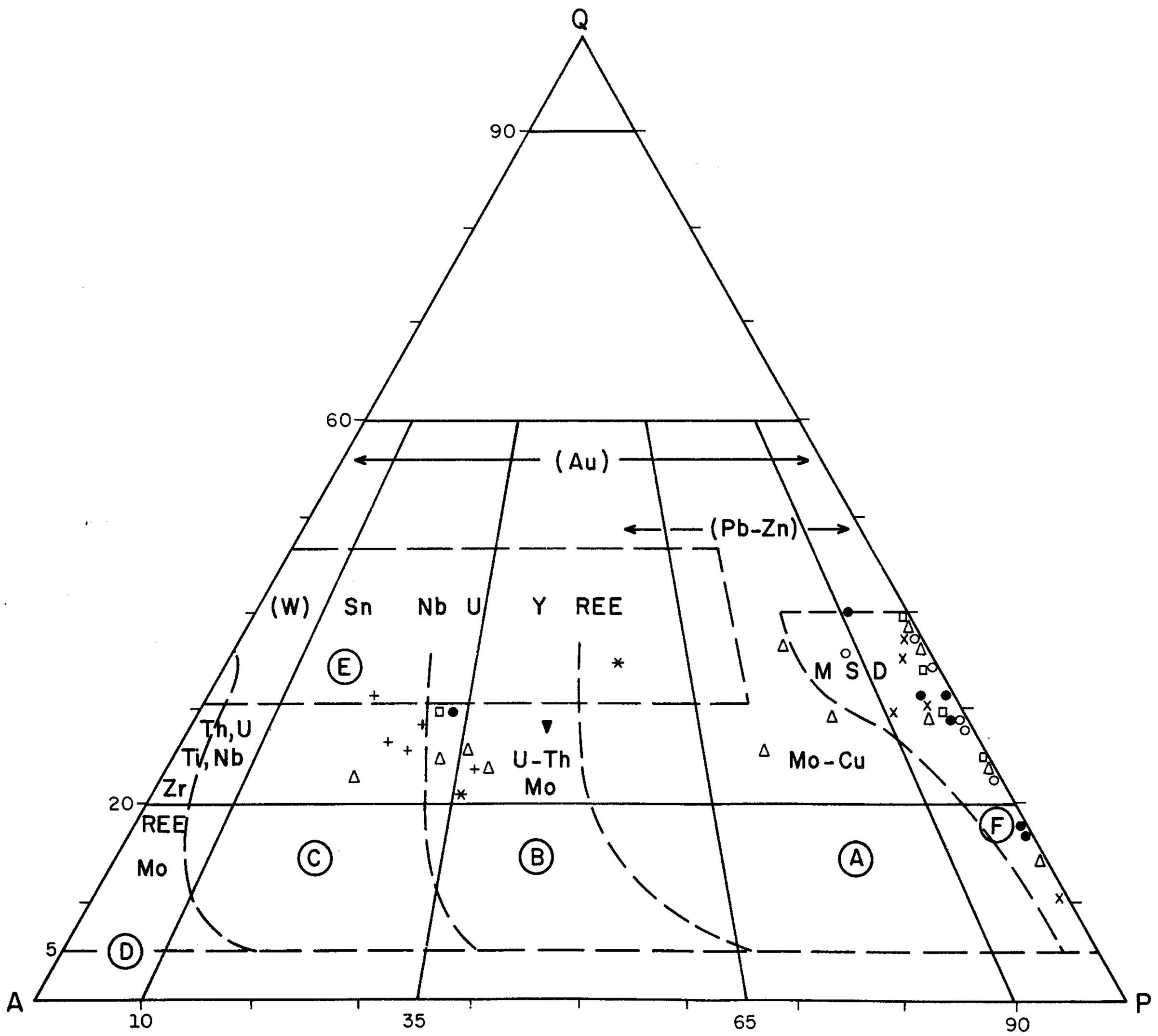


Fig. II.8.1 – Diagrama modal QAP com as principais séries plutônicas e mineralização associadas, segundo Lameyre et al. (1983), aplicado a granitos e rochas gnáissicas da folha Lima Duarte.
Campos: (A) série calcialcalina; (B) série monzonítica; (C) série alcalina aluminosa; (D) série alcalina supersaturada; (E) granitóides de fusão crustal ou mobilizados leucograníticos; (F) série toleítica. (MSD) depósitos de sulfetos maciços.
Granitos pós-tectônicos (*) bt-granitos. Granito Ribeirão dos Cavalos: (+) all-bt-granitos. Tonalito-gnaisse Pirapetinga: (x) (all)-(anf)-bt-gnaisses tonalíticos e sienograníticos. Complexo Mantiqueira: (Δ) all-(hb)-bt-gnaisses. Complexo Juiz de Fora: (●) (all)-(hb)-bt-gnaisses; (o) suíte chamoquítica. Suíte Metamórfica São Bento dos Torres: (▼) ortoclásio-granito.

indícios verificados ainda se limitam a escassas e pouco inteligíveis anomalias de Ba (1.730ppm) e Sr (820ppm) em rocha, bem como de Au (1,5ppm) em um concentrado de bateia.

No quadrante SE da região trabalhada foram definidas duas áreas mineralizadas/previsionais (IIIa e IIIb) para **ouro** e **cobre** em domínios de granulitos ácidos e básicos (unidade Ajf1) e gnaisses aluminosos (unidade Ajf3), marcados por fortes anomalias magnéticas e zonas de cisalhamento. O conjunto das informações recolhidas engloba, com relação ao ouro, dois garimpos em aluviões quaternárias (ocorrências 6 e 7 do mapa metalogenético), indícios indiretos correspondentes a concentrações anômalas (1,5 a 5ppm) em concentrados de bateia e outras quatro anomalias menores nesse mesmo tipo de material. Espacialmente associados ao ouro foram detectados enriquecimentos de enxôfre (1.900 a 6.400ppm) em rocha, presença de grafita disseminada e anomalias em sedimentos de corrente para os metais Cu (50ppm), Zn (110 a 130ppm) e Co (85 a 130ppm). Tais evidências encontram-se relacionadas à periferia de terrenos charnoquíticos básicos a intermediários (unidade Ajf1) que ocorrem no interior de gnaisses bandados aluminosos, sugerindo a intrusão dos charnoquitos nos gnaisses supracrustais de alto grau. Esses últimos podem representar os equivalentes metamórficos de uma seqüência originalmente sedimentar contendo níveis de rochas pelitocarbonáticas, embora a presença de grafita possa também ter sido introduzida pelo aporte de CO_2 nos terrenos granulíticos. Dependendo da origem da grafita ou da natureza dos protólitos, várias hipóteses podem ser formuladas para esclarecer as relações entre as mineralizações e o contexto geológico. A primeira hipótese implica no aporte de fluidos hidrotermais contendo CO_2 e S como componentes, responsáveis pelo transporte do ouro e sua precipitação, na reação com as rochas básicas ricas em ferro, pela formação de sulfetos de Fe-Cu-Zn no processo de sulfurização, e pela cristalização da grafita a partir do carbono livre. Outra hipótese, de uso mais clássico, é a presença de mineralizações de Fe-Cu-Zn($\pm$Au) associados a gnaisses de alto grau, aluminosos e grafitosos, paraderivados, similares aos depósitos australianos, dos quais os sulfetos de Pb-Zn-Ag(Cu) de Broken Hill constituem o depósito-tipo.

A apreciação dos dados litogeoquímicos mostra que as rochas charnoquíticas ácidas a intermediárias do complexo Juiz de Fora têm características metalogenéticas bastante semelhantes aos ortognaisses acima descritos, quais sejam, de precursores de mineralizações de Au-Mo-Cu-Pb-Zn.

Merecem destaque, ainda, várias outras concentrações geoquímicas detectadas no contexto desse complexo: cinco anomalias litogeoquímicas de enxôfre, com 1.900 a 6.400ppm, com os máximos observados em noritos e gnaisses aluminosos; três anomalias de cloro (330 a 610ppm) em rochas charnoquíticas e calcissilicáticas da unidade Ajf1; quatro anomalias de ouro em concentrado de bateia, com máximos de 1,5ppm, bem como a presença de grãos desse metal em quartzitos da unidade Ajf4. A maioria desses indícios é compatível com os conceitos genéticos anteriormente emitidos sobre uma interveniência de fenômenos de percolação de fluídos hidrotermais. Nos terrenos correspondentes aos granulitos básicos, cujo quimismo é compatível com o de basaltos toleíticos de ambiente de arco-de-ilha a retroarco e gerados a partir de magmas dioríticos a gabroidais, foram assinaladas anomalias de Co (80 a 130ppm) em sedimentos de corrente, Cr (570ppm) em concentrado de bateia e Cu (144ppm) em norito. O cobre também está presente com 181ppm em anfibolito da unidade Ajf5. De certa forma em oposição às hipóteses hidrotermais, um número razoável de análises petrográficas pôs em evidência o fato de que as alterações (carbonatação, sericitização e epidotização, com freqüência decrescente nessa ordem) são pouco intensas num cômputo geral, concentrando-se talvez nas zonas submetidas a maiores taxas de deformação, nem sempre percebidas durante a cartografia regional.

8.3.3 Complexo Mantiqueira

Os gnaisses bandados, integrantes dessa unidade, principalmente aqueles posicionados no pólo composicional ácido (a intermediário), têm sido objeto de freqüentes dualidades no que tange à interpretação da sua derivação. Com base na apreciação do acervo petrográfico e petroquímico, os alanita-(hornblenda)-biotita-gnaisses que compõem parte do complexo, ora aqui tomados como petrogeneticamente ortoderivados, exibem um amplo espectro composicional, conforme pode ser observado no diagrama modal da figura II.8.1, e encontram-se distribuídos em dois agrupamentos bem-distintos, um calcialcalino (baixo a médio-K) e o outro subalcalino a alcalino. Além do quimismo francamente calcialcalino dos espécimes analisados, são preponderantes também as suas características metaluminosas e transicionais (ou tipo I), o ambiente tectônico intraplaca e o baixo grau de diferenciação (figura II.8.2). Diversos parâmetros metalogenéticos são indicativos de uma ausência de especialização no que se refere aos litótipos granitóides de ambas as populações em consideração, em especial quando se observam as baixas razões Rb/Ba (0,09 a 0,16), Rb/Sr (0,11 a 0,48), Y/Ba (0,01 a 0,04), Rb/Zr (0,15 a 0,57) e mesmo K/Rb (211 a 304). Os somatórios de TR, que chegam a atingir 358ppm, são insuficientes para, isoladamente, introduzir modificações na generalizada classificação de precursores (no sentido conferido por Ramsay, 1986) para esses granitóides. Para os termos mais alcalinos, seriam expectáveis mineralizações de U-Th-Mo, ao passo que às séries mais plagioclásicas (cálcicas) podem associar-se mineralizações de Au-(Ag)-Cu-Mo-Pb-Zn. Os resultados da prospecção geoquímica e das análises litogeoquímicas tendem a confirmar essas suposições, conforme abordado mais adiante.

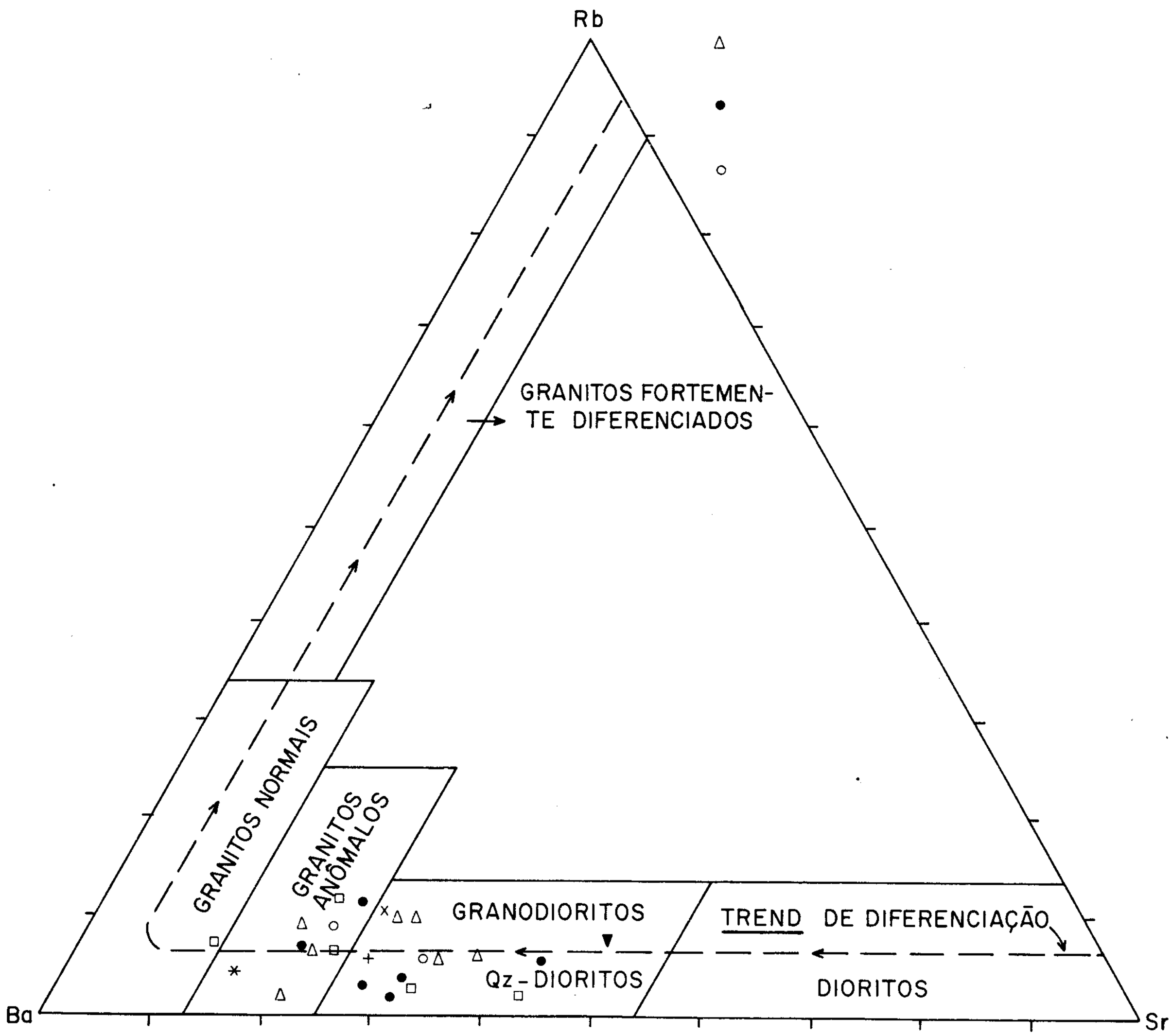


Fig. II.8.2 – Diagrama Rb-Ba-Sr de El Bouseily & Sokkary (1975) mostrando os **trends** de direfenciação em rochas graníticas e gnáissicas da folha Lima Duarte.
Granitos pós-tectônicos (*) bt-granitos. Granito Ribeirão dos Cavalos: (+) all-bt-granitos. Tonalito-gnaisse Pirapetinga: (x) (all)-(anf)-bt-gnaisse. Grupo Andrelândia: (□) all-bt-gnaisses tonalíticos a sienograníticos. Complexo Mantiqueira: (△) all-(hb)-bt-gnaisses. Complexo Juis de Fora: (●) (all)-(hb)-bt-gnaisses; (○) suíte charnoquítica. Suíte metamórfica São Bento dos Torres: (▼) ortoclásio-granito.

As áreas mineralizadas/previsionais IIa e IIb, delimitadas na porção central da folha Lima Duarte e por onde se estendem com uma direção NE-SW por mais de 30 km, envolvem também duas outras unidades estratigráficas, a saber: o complexo Juiz de Fora e o grupo Andrelândia, esse último de uma forma bem mais restrita. Cabe ressaltar, nessa faixa, a existência de uma proeminente tectônica de escamas cristalinas de empurrão, responsável pelas fortes imbricações estratigráficas e associada ao desenvolvimento da zona de cisalhamento contracional de baixo ângulo de Chapéu d'Uvas, um provável e importante metalotecto estrutural para mineralizações epigenéticas auríferas. Nessas áreas, encontra-se distribuída uma série de indícios de ouro em concentrados de bateia, situando-se os valores mais importantes na faixa de 2,5 a 10ppm. Abrangem, também, anomalias geoquímicas isoladas de Cu, Ni (55ppm) e Cr (130ppm) em sedimentos de corrente, além de altos teores de S (1.900ppm) e Cl (330ppm) em rocha calcissilicática. Fenômenos de epidotização são relativamente comuns na região e as análises petrográficas indicam ainda a presença de concentrações de apatita (5%) e opacos (10%) em algumas poucas amostras. Dessa forma,

pode ser aventada a hipótese de que na zona de cisalhamento de baixo ângulo que imbricou os gnaisses de várias unidades, foram criadas condições favoráveis à circulação de fluidos hidrotermais, localmente evidenciados por processos de carbonatação e epidotização e, mais generalizadamente, por retrometamorfismo hidrotermal dos referidos gnaisses. O ouro possivelmente associa-se com o hidrotermalismo e potencialmente pode concentrar-se em filões (sistemas extensionais?) nas rochas básicas alteradas e cisalhadas. O registro de altos teores de voláteis (enxofre e cloro) em uma amostra constitui uma indicação da presença desses elementos na composição dos fluidos hidrotermais responsáveis pelo transporte do ouro. Através do processo de sulfurização, é possível a formação de sulfetos de Fe, Cu e Ni pela reação do S com os elementos metálicos contidos na estrutura dos silicatos ferromagnesianos.

Os resultados da prospecção geoquímica regional revelam ainda outras concentrações importantes no contexto do complexo Mantiqueira: o Pb foi percebido com 130ppm em sedimento de corrente coletado em área afetada por deformação cisalhante, e o ouro apresenta outras seis anomalias (máximo de 2ppm) em concentrados de bateia, fornecendo uma clara noção sobre a intensidade dos fenômenos mineralizantes e a sua ocorrência generalizada.

Também os dados litogeoquímicos encerram uma grande quantidade de concentrações metálicas e de elementos voláteis. Nos ortognaisses básicos desse complexo, de quimismo equivalente a basaltos toleíticos oceânicos, tem-se enxôfre (1.200 a 2.900ppm), cobre (144 a 226ppm) e cloro (470ppm), e uma amostra de tremolitito forneceu elevados conteúdos de Cu (150ppm), Ni (1.800ppm), S (3.100ppm) e Nb (240ppm), esse último aparentemente estabelecendo uma paragênese anômala. Em alguns casos, as altas razões S/Ni apontam para a possibilidade de ocorrências de sulfetos metálicos. Com relação aos ortognaisses ácidos a intermediários, observa-se um panorama similar de dispersão espacial e suítes variáveis, cabendo destacar elementos geoquimicamente anômalos como o Cl (420ppm), Cu (42ppm), Th (41, 48ppm), F (1.950ppm) e La (100ppm), e, particularmente, a amostra CP-224A, de composição tonalítica/quartzodiorítica e rica em Pb, (Zn), Nb, Ba, Sr, Zr, (F) e TR.

As análises petrográficas mostram que as alterações do tipo sericitização e cloritização são mais freqüentes; entretanto a epidotização, quando ocorre, costuma ser mais intensa, sendo então comuns teores de 2 a 5%.

8.3.4 Grupo Andrelândia

Essa unidade é constituída por um domínio vulcanos-sedimentar basal (anfibolitos, micaxistos e gnaisses aluminosos), que transiciona através de gnaisses quartzosos para uma seqüência psamopelítica no topo (xistos aluminosos e quartzitos). No presente tratamento metalogenético, foram distinguidas do conjunto inferior várias amostras de (hornblenda)-(alanita)-biotita-gnaisses de composição petrográfica predominantemente tonalítica (figura II.8.1), blastomiliníticos, e que compõem o pavimento de empurrão sobre o qual se deu o transporte da massa sobrejacente de rochas supracrustais no sentido NNW. Junto com os parâmetros indicativos de uma ortoderivação para eles, foram também definidas características calcialcalinas, meta- a peraluminosas, transicionais ou do tipo I, além de um baixo grau de diferenciação (ver: diagrama Rb-Ba-Sr da figura II.8.2) e uma aparente geração num ambiente de intrapalaca (a sincolisional) e crosta continental espessada. Dentro dos preceitos estipulados por Ramsay (1986), todas as razões metálicas (por exemplo, Rb/Ba, K/Rb etc.) e valores absolutos de elementos-traço classificam-nos como precursores de mineralizações de Au-Cu-Mo, ou, no caso da amostra da série calcialcalina alto-K, de mineralizações de U-Th-Mo.

Na região da serra da Mantiqueira, a sul e a leste da localidade de Santa Rita de Ibitipoca, foram definidas as áreas mineralizadas/previsionais Ia e Ib, respectivamente, ambas situadas em terrenos onde também afloram litótipos do complexo Mantiqueira. Na área Ia, foram cadastrados cinco garimpos de **ouro** em aluviões e materiais colúvio-eluviais derivados de veios de quartzo aurífero. Outros 15 indícios de Au em concentrados de bateia foram registrados sistematicamente nas duas áreas, com teores variáveis até o máximo de 12ppm. Também foram registrados indícios de ouro em xistos e quartzitos do grupo Andrelândia, em amostras coletadas nas proximidades do contato com os gnaisses do complexo Mantiqueira, demonstrando que as mineralizações e indícios de ouro estão espacialmente relacionados à zona de *decollement* das rochas supracrustais em relação ao seu embasamento local. É possível que as unidades inferiores do grupo Andrelândia tenham tido uma efetiva participação de rochas vulcânicas, como basaltos e tufos máficos, atualmente identificadas como anfibolitos, cujo quimismo é de basaltos toleíticos oceânicos do tipo *low*-K. O ouro primariamente contido nesses litótipos pode ter sido reciclado para a zona de cisalhamento de baixo ângulo através de fluidos hidrotermais silicosos, formando os veios de quartzo aurífero. Há, ainda, a possibilidade de que esses veios de quartzo encontrem-se alojados em charneiras das dobras dos eventos D_3 e D_4. Os metalotectos estratigráfico estruturais supostos para as áreas em questão guardam grandes semelhanças com os da área IIb; contudo, deve ser referido que a faciologia metamórfica mais baixa distingue favoravelmente as primeiras.

Em termos geoquímicos, é válido salientar também duas anomalias menores de ouro em concentrados da bateia, aparentemente em contextos com as mesmas condicionantes de mineralização aventadas para as áreas Ia e Ib. Nos anfibolitos basais, ocorrem concentrações anômalas e bastante sugestivas de enxofre (1.800ppm) e cloro (280ppm). Já nos gnaisses tonalíticos da unidade inferior, portadores de intensos processos de alteração, com destaque para algumas altas proporções de clorita (5%), carbonato (8%)

e epídoto (5%), somente foram percebidos discretos valores de Th (33ppm), Ba (1.060ppm) e Sr (770ppm).

8.3.5 Tonalito-gnaisse Pirapetinga

Os corpos estratóides de rochas tonalíticas aflorantes nas porções SE e E da área coincidem com zonas de forte magnetização e encontram-se deformados por várias zonas de cisalhamento de baixo ângulo, participando de uma típica tectônica de escamas cristalinas. Apesar dessa situação favorável à percolação de fluídos hidrotermais, apenas uma anomalia de ouro (1,5ppm) em concentrado de bateia na córrego da Olaria foi detectada na periferia desses granitóides. É possível que tal indício reflita mineralizações auríferas associadas a um sistema eficiente de percolação de soluções, devido ao aporte de energia durante a colocação dos plutonitos; mas, ao que tudo indica, esse processo ocorreu de uma forma bastante localizada.

O processamento da única amostra estudada petrograficamente no diagrama idealizado por Lameyre et al. (1983), na figura II.8.1, coincide com o campo da série calcialcalina baixo-K, à qual freqüentemente se ligam mineralizações de Au, (Ag), Mo e Cu. As demais características desse ortognaisse, com autólitos quartzo-dioríticos e xenólitos de supracrustais, são o quimismo calcialcalino e peraluminoso, diferenciação moderada (figura II.8.2), assinatura do tipo I-MC a I-SC, ausência de parâmetros metalogenéticos reveladores de especialização e uma acentuada depleção nas terras-raras do grupo do ítrio.

8.3.6 Granito Ribeirão dos Cavalos

Nesse *stock* de alanita-biotita-sienogranitos a monzogranitos, fortemente milonitizados, não foram encontradas quaisquer evidências de concentrações metálicas no ambiente secundário, aspecto este válido também para as drenagens amostradas na sua zona periférica.

Os parâmetros litogeoquímicos mostram um caráter calcialcalino (a subalcalino), peraluminoso, transicional (ou I), pouco diferenciado (figura II.8.2) e do tipo precursor de mineralizações de U-Th-Mo-Nb-Zr-TR. A ausência de especialização nesses granitóides é ratificada pelos valores muito baixos das razões Rb/Ba (0,1), Rb/Sr (0,3), Y/Ba e Rb/Zr (1,1). A relação K/Rb (igual a 220) denota um possível enriquecimento de Rb (fase tardia?), enquanto a razão Na/K (0,7) mostra que não houve lixiviação do sódio. Dentre os valores absolutos apresentados pelos elementos-traço analisados, destacam-se os de Ba (2.020ppm), Sr (200ppm) e Rb (200ppm).

8.3.7 Granitos pós-tectônicos

Diversos pequenos corpos de biotita-monzogranitos porfiríticos, intrusivos em gnaisses aluminosos do complexo Juiz de Fora na região de Santa Bárbara do Monte Verde, no sul da área, apresentam uma composição calcialcalina, metaluminosa e compatível com a dos granitóides do tipo I. No diagrama da figura II.8.2 incidem no campo dos granitos que sofreram alguma metassomatose pós-magmática. A expectativa metologenética para mineralizações de U-Th-Mo (associação monzogranítica) é reforçada pela anomalia litogeoquímica de Th (97ppm), junto com altos conteúdos de TR (somatório de 442ppm) e Ba (2.160ppm). A prospecção geoquímica não revelou concentrações significantes no ambiente secundário.

8.3.8 Aluviões quaternárias

Os garimpos de ouro existentes nas aluviões dos córregos Cachoeira dos Infernos e Jacutinga, citados quando da abordagem realizada, respectivamente, sobre as áreas mineralizadas Ia e IIIa, exemplificam a potencialidade da região em termos de jazimentos de minerais detríticos. Devido à grande freqüência de concentrações anômalas nas drenagens menores amostradas através de concentrados de bateia, aliada aos indícios diretos cadastrais, é plenamente justificada uma expectativa de ocorrências significativas de ouro aluvionar nas drenagens maiores como o rio do Peixe. Além do ouro, há boas perspectivas também para outros minerais resistatos, como zircão, rutilo, ilmenita, monazita etc., percebidos nas análises mineralométricas de saprólitos de diversas unidades litológicas.

PARTE III

CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Capítulo 1
Conclusões

Por
Claiton Piva Pinto

O Projeto Barbacena representa um significativo avanço no conhecimento geológico de parte da região sul-sudeste do estado de Minas Gerais.

A folha Lima Duarte foi cartografada de modo integrado com as demais folhas do projeto, de maneira que algumas das conclusões ora emitidas estão apoiadas, também, em dados regionais. As principais conclusões são:

1) Na porção oeste da folha Lima Duarte, está o encontro de dois sistemas de dobramentos, pertencentes às províncias geotectônicas Mantiqueira e Tocantins, as quais bordejam pelo sul e a oeste, respectivamente, a província geotectônica São Francisco, exposta ao norte na folha Barbacena.
2) As datações geocronológicas disponíveis na bibliografia, à época da execução do projeto, não se mostraram satisfatórias, tendo em vista que, freqüentemente, amostras de domínios estratigráficos ou crustais distintos foram utilizadas para a obtenção de uma mesma isócrona Rb/Sr de referência. Desse modo, fez-se necessária a reinterpretação dos dados. Duas novas isócronas Rb/Sr foram estabelecidas nesta folha, em rochas do complexo Juiz de Fora, com idades de 148 ±225m.a. (migmatito) e 644 ±14m.a. (enderbito).
3) Manteve-se a nomenclatura estratigráfica atualmente em uso, introduzindo-se modificações quando necessário, tudo em estreita obediência ao Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. Definiu-se, no Projeto, a suíte metamórfica São Bento dos Torres, além de corpos granitóides diversos e de menor expressão, todos integrantes da província geotectônica Mantiqueira.
4) Constatou-se, no domínio desta folha, um número máximo de cinco fases deformacionais (em parte deformação progressiva?), sendo que três delas são comuns às demais folhas do projeto. A fase de maior destaque e que atuou nas rochas do embasamento é de caráter compressivo e está relacionada à foliação/bandamento milonítico, resultando de transposição regional de baixo ângulo, associada às zonas de cisalhamento dúctil. Para a seqüência supracrustal grupo Andrelândia, advoga-se a presença de uma estrutura tipo *nappe* que a teria colocado em discordância sobre as rochas granulíticas ou granito-gnáissicas do embasamento.
5) Os dados litogeoquímicos permitiram as seguintes considerações de cunho litoambiental:
   5.a) as rochas da suíte metamórfica São Bento dos Torres derivam de basaltos toleíticos do tipo MORB-T; os materiais intermediários e ácidos podem ter origem a partir de fusão parcial do material básico;
   5.b) as rochas do complexo Juiz de Fora estão divididas em dois grupamentos:
      5.b.1) rochas charnoquíticas e derivadas (Ajf1, Ajf2 e Ajf5):

      rochas básicas e intermediárias dioríticas: derivaram de basaltos toleíticos (em parte calcialcalinos nas rochas dioríticas), possivelmente de ambiente de retroarco ou de arco-de-ilha; são fêmicos a semifêmicos com magmas tipo diorítico, gabro-diorítico e gabroidal;

      rochas intermediárias tonalíticas e ácidas: derivaram de protolito ígneo, metassomático (?), e injetaram-se nos tipos mais básicos; são calcialcalinas, semifêmicas a sálicas, com magmas tipo granodiorítico a granítico;

      plagioclásio-gnaisses: têm quimismo compatível com granodiorito-tonalito e são metaluminosos; comportam-se, aparentemente, como granitóides do tipo *sintexis*, de fonte mista, com contribuição dominante do manto superior (MS) ou como granito tipo I. Têm padrões de ETR semelhantes aos das rochas charnoquíticas para os mesmos teores de SiO_2 e, certamente, delas derivam;

      O material protolítico da seqüência charnoquítica é rocha basáltica continental, granatífera com plagioclásio, com *trend* de diferenciação em sistema aberto.

Os materiais ácidos podem ter derivação a partir de fusão parcial dos materiais básicos, injetando-se, então, nestes, a exemplo de um processo de migmatização (granulitização). Não se exclui, para o material ácido, uma origem por colisão arco-continente.

5.b.2) gnaisses kinzigíticos: (Ajf3) têm quimismo compatível com granodioritos, plotam no campo das grauvacas e são peraluminosos. Derivam de fonte mista com crosta continental dominante correspondendo aos granitóides metamorfometassomáticos (MM) ou granitos tipo S; teriam origem em depósitos sedimentares geossinclinais contaminados por fluidos metassomáticos oriundos do manto superior.

5.c) as rochas do complexo Mantiqueira estão divididas em:

5.c.1) metabasitos: comportam-se como basaltos toleíticos oceânicos, do tipo MORB-T, derivados de fonte mantélica, com cristalização em sistema aberto de alta pressão e fonte equivalente a granada-lherzolito; são fêmicos, pobres em álcalis, correspondendo a um magma tipo gabroidal havaiítico.

5.c.2) plagioclásio-gnaisses (PIm1 a PIm4): comportam-se como rochas de associação cafêmica ou aluminocafêmica, com subtipo calcialcalino (ou granodiorítico, ou granito-trondhjemítico), correspondendo a material metaluminoso com incursão pelo domínio peraluminoso. Pelo menos em parte, trata-se de pararochas, com sugestão de pares grauvaquiano-siltosos com provável contribuição clastoquímica adicional. Derivaram de materiais preferencialmente granitóides ácidos, com padrão de ETR semelhante ao da crosta superior pré-cambriana.

5.c.3) tremolitito: rocha originalmente peridotítica, de assoalho oceânico, derivada do manto, envolvendo magma alcalino. Não se associa às rochas básicas do tipo MORB-T.

5.d) as rochas do grupo Andrelândia subdividem-se em :

5.d.1) anfibolitos: basaltos toleíticos de baixo potássio, pobres em álcalis, fêmicos, oceânicos, provavelmente do tipo MORB-T, derivados de fonte mantélica a partir de um magma gabroidal havaiítico, consideravelmente mais pobre em ETR que os metabasitos do complexo Mantiqueira.

5.d.2) biotita-plagioclásio-gnaisses (PMai3): rochas de gênese incerta, provavelmente ortoderivadas, com variação composicional ampla de ETR e acentuada relaçao ETRL/ETRP para a média dos teores. Ocupam a base da seqüência.

5.d.3) gnaisses/xistos granatíferos (PMai1 e PMai2): rochas metassedimentares correspondendo a grauvacas (ou folhelhos) derivados de fonte granítica (baixo conteúdo de Na_2O) ou genericamente ácida, de composição homogênea, com conteúdos moderados de ETR e acentuado fracionamento ETRL/ETRP. Assemelham-se aos gnaisses kinzigíticos do complexo Juiz de Fora.

5.d.4) rochas calcissilicáticas: rochas metassedimentares com padrão ETR semelhante ao dos gnaisses granatíferos.

6) As anomalias geoquímicas em sedimentos de corrente e em concentrados de bateia, identificadas neste programa, estão registradas na Carta Metalogenético-Previsional. As conclusões que podem ser extraídas do levantamento geoquímico são as seguintes:

6.a) parece existir um controle, tanto litológico, quanto tectonostrutural, para as anomalias de ouro da região; restringem-se às áreas de exposição dos quartzitos e xistos da unidade superior do grupo Andrelândia e da unidade Ajf1 do complexo Juiz de Fora, bem como de suas zonas de contato;

6.b) a distribuição geoquímica aparentemente anômala dos elementos Cu, Ni, Co e Cr restringe-se, quase que em sua totalidade, ao complexo Juiz de Fora, sendo o caráter básico de parte de seus litótipos o principal responsável pela elevação dos teores;

6.c) os efeitos de coprecipitação com óxidos e hidróxidos de Fe e Mn sobre os elementos-traço, fazem-se atuantes na rede de drenagem, de modo genérico na área prospectada;

6.d) a dispersão do Cu, Ni, Co e Cr é predominantemente singenético-clástica;

6.e) os resultados analíticos obtidos não evidenciaram contrastes signifitivos para o Pb e Zn;

6.f) o Sn não apresentou resultados geoquímicos significativos nas amostras selecionadas para análise.

7) Não foram identificados depósitos primários de minerais metálicos no domínio desta folha. Indícios secundários estão representados por ouro em aluviões. Jazimentos não-metálicos restringem-se a micas e feldspato (caulim), em raros pegmatitos dispersos pela área, e a materiais de construção.

A integração multidisciplinar de dados geológicos e geoquímicos permitiu a delimitação de seis áreas mineralizadas/previsionais para ouro, uma das quais contendo também indícios de cobre.

Em termos de potencialidade para mineralizações auríferas, destacam-se as unidades estratigráficas correspondentes ao grupo Andrelândia e ao complexo Juiz de Fora e, particularmente, os metalotectos estruturais traduzidos pelas zonas de cisalhamento contracional de baixo ângulo. A influência dos granitóides na evolução desse processo é ainda desconhecida.

A granitogênese que se desenvolveu na área é preponderantemente calcialcalina e transicional, teoricamente com potencialidade metalogenética para mineralizações de Au-(Ag)-Mo-Cu-Pb-Zn. Alguns plutonitos granitóides subalcalinos a alcalinos, aparentemente denotando já uma maior cratonização da área, apresentam expectativa para U-Th-Mo. Os níveis crustais das intrusões e sua posterior erosão são considerados profundos, e os parâmetros petroquímicos das rochas graníticas demonstram sempre graus de diferenciação baixos a moderados e uma marcante ausência de especialização, levando a classificá-los como sendo precursores de mineralizações.

Vários outros indícios geoquímicos salientam-se no contexto regional, como a presença de elevadas concentrações de Th em rochas ácidas a intermediárias da suíte metamórfica São Bento dos Torres, Co associado a gabronorito do complexo Juiz de Fora e Pb na proximidade de zona de cisalhamento que deforma o complexo Mantiqueira.

Mesmo não alcançada pela malha geoquímica, merece investigação uma formação ferrífera bandada que aflora no vale do córrego Ponte Funda (cabeceira do rio Paraibuna), no domínio da suíte metamórfica São Bento dos Torres. A melhor exposição visitada está junto à fazenda do Barro.

Capítulo 2
Recomendações

Por
Claiton Piva Pinto

A evolução do conhecimento sobre a geologia da folha Lima Duarte permite que se façam algumas proposições visando a trabalhos futuros. A necessidade de se aprofundar o conhecimento sobre os metalotectos ora identificados implica em uma análise acurada de suas características e potencialidades, o que passa obrigatoriamente por etapas de prospecção detalhada dos terrenos geoquimicamente anômalos, incluindo-se aí as zonas de cisalhamento. Algumas questões de cunho estratigráfico, petroquímico e estrutural também merecem ser investigadas em maior profundidade. Nesse sentido, recomenda-se:

1) Estudo detalhado da suíte metamórfica São Bento dos Torres. São pontos importantes: a) o posicionamento no contexto geotectônico; b) a aparente associação com rochas alcalinas (Matola, Mercês, Ubari); c) comparação com termos equivalentes dos complexos Juiz de Fora e Acaiaca; d) a investigação, do ponto de vista metalogenético, para uma adequada caracterização do seu potencial mineral.

2) Investigação petrográfica, petroquímica e estrutural detalhada sobre os gnaisses granatíferos (kinzigíticos) do complexo Juiz de Fora e do grupo Andrelândia, de modo a compará-los entre si e também com rochas semelhantes atribuídas a estas ou outras unidades, expostas fora do domínio da folha.

3) Investigações detalhadas ao longo da faixa Lima Duarte (entre as zonas de cisalhamento Chapéu d'Uvas e Pirapetinga) visando à definição de parâmetros petrográficos, petroquímicos e estruturais das unidades PIm2, PIm3, PIm4, Ajf5 que permitam o estabelecimento de critérios distintivos mais seguros dessas unidades entre si e delas com outras unidades líticas dos complexos Mantiqueira (PIm1) e Juiz de Fora (Ajf2) aflorantes fora desse domínio, em áreas menos deformadas. Tais dados contribuirão, também, para o entendimento do modelo evolutivo dessa faixa e de outras áreas.

4) Estudo litogeoquímico do plagioclásio-gnaisse (unidade PMai4) e dos anfibolitos do grupo Andrelândia, visando a uma melhor definição da ambiência geotectônica em que se inserem e de seu potencial metalogenético.

5) Investigações nas zonas de contato entre as unidades Ajf1 e Ajf3, do complexo Juiz de Fora, com vistas à identificação de processos hidrotermais favoráveis a mineralizações auríferas.

6) Investigações geoquímicas detalhadas ao longo da zona de cisalhamento Chapéu d'Uvas.

7) Mapeamento geológico e geoquímica de detalhe ao longo do vale do córrego Ponte Funda (cabeceira do rio Paraibuna) visando a estudar a formação ferrífera ali exposta.

8) Investigação do peridotito de Lima Duarte (P*v*) exposto no bairro Poço da Pedra.

9) Datações radiométricas Rb/Sr, U/Pb ou Sm/Nd em litótipos selecionados das unidades cartografadas, apoiadas em um rígido controle petrográfico e estrutural, a fim de se reunirem dados que permitam um melhor entendimento do modelo evolutivo das províncias geotectônicas São Francisco e Mantiqueira.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICA

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. de. O cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1, Salvador, 1981. *Anais*, Salvador, SBG, 1981. pp. 1-10.

ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. *O Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgard Blucher, 1984.

ALMEIDA, F.F.M. de et al. The upper Precambrian of South America. Inst. de Geociências-USP, São Paulo, 1976. (Boletim, 7).

ALMEIDA, F.F.M. de et al. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 8, Campina Grande, PB, 1977. *Atas*, Campina Grande, SBG, 1977. pp. 363-91.

ALMEIDA, F.F.M. de et al. Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado geotectônico. *An. Academia Brasileira de Ciências, 52*(1):49-60, 1980.

AMPFERER, O. Über des Bewegungsbild von Faltengebirgen. *Jb. Geol. Ro. Inst., 56*:539-622, 1906.

ANDREWS, D.J. & SLEEP, N.H. Numerical modelling of tectonic flow behind island arcs. *Geophys. J. R. Astr. Soc., 38*:237-51, 1974.

BALTAZAR, O.F et al. Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metalogenética/previsional – escala 1:50000 (Folha SF.23-Y-B-II-2 Heliodora) Estado de Minas Gerais. Brasília, DNPM/CPRM, 1988.

BANCO DE DESENVOLVIMENTO DE MINAS GERAIS – BDMG. Economia Mineira – 1989: Diagnóstico e Perspectivas; Agropecuária; Regionalização da Produção. Belo Horizonte, 1989. 5 v. v. 3, t. 2.

BANCO DE DESENVOLVIMENTO DE MINAS GERAIS – BDMG. Economia Mineira – 1989: Diagnóstico e Perspectivas; Energia e Transporte, Aspectos Sociais e Regionais. Belo Horizonte, 1989. 5 v. v. 3, t. 2.

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. Reinterpretação das Séries Juiz de Fora e Paraíba, em Minas Gerais e Rio de Janeiro. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983a. pp. 1-15. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. Petrografia dos charnockitos e rochas afins ao longo da divisa Minas Gerais-Rio de Janeiro.In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983b. pp. 63-74. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

BARBOSA, A.L.M. & GROSSI SAD, J.H. Geoquímica e petrologia dos charnockitos e rochas afins do complexo Juiz de Foras, MG-RJ. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983c. pp.75-84. (B. SBG-Núcleo Minas Gerais, 3).

BARBOSA, A.L.M. et al. *Projeto Carta Geológica do Estado do Rio de Janeiro. Folhas Rio Preto, Valença, Barra do Piraí e Vassouras; relatório final.* Niterói, DRM/GEOSOL, 1983a. Inédito.

BARBOSA, O. Contribuição à geologia do centro de Minas Gerais. *Mineração Metalurgia,* Rio de Janeiro, *14*(79):3-19, maio/jun. 1949.

BARBOSA, O. Evolution du Geossinclinal Espinhaço. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 18, Alger, 1952. *Sect. 13*, 1954. pp. 2-37.

BASTOS, A.A. & ERICHSEN, A.I. *Geologia da folha Barbacena.* Rio de Janeiro, SGBM, 1927. 17 p. (Boletim, 27).

BATCHELOR, R.A. & BOWDEN, P. Petrogenetic interpretation of granitoid rocks series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, Amsterdam, *48*:43-55, 1985.

BESWICK, A.E. & SOUCIE, G. A correction procedure for metasomatism in an archean greenstone belt. *Precambrian Research, 6*:235-48, 1978.

BOHLEN, S.R. Pressure-temperature-time pahts in a tectonic model for the Evolution of Granulites. *Journal of Geology, 95*:619-32, 1987.

BOWMAN, H.N. *Mine data sheets and metallogenic study; Forbes 1:250.000 Metallogenic Map*. S.l., Geological Survey of New South Wales, 1977. Mapa anexo. BOWMAN, H.N. & STEVENS, B.P.O. The philosophy, design and applications of the New South Wales Geological Survey's Metallogenic Mapping Programs. *Journal of the Geological Survey of Australia, 25*(3):121-40, jun. 1978. Il.

BRANCO, P.C. de A. Principais depósitos minerais: conceitos, metodologia e listagem. In: SCHOBBENHAUS, C. (Coord.) *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, 1984. 501 p. Il.

BRANDALISE, L.A. et al. *Projeto folha do Rio de Janeiro; geologia preliminar da região meridional de Minas Gerais na escala 1:250.000.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1971. Inédito.

BRANDALISE, L.A. et al. *Projeto Vale do Paraíba do Sul; relatório final.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1976. 411 p. Il., mapa geol. (Arq. Téc. DGM n. 2595).

BRAUN, O.P.G. & BAPTISTA, M.B. Considerações sobre a geologia pré-cambriana da região sudoeste e parte da região centro-oeste. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 29, Ouro Preto, 1976. *Resumo dos Trabalhos*, Belo Horizonte, SBG, 1976. pp. 27-8.

BUREAU DE RECHERCHES GEOLOGIQUES ET MINIERES - BRGM & ORGANIZATION DES NATIONS UNIES POUR L'EDUCATION, LA SCIENCE ET LA CULTURE - UNESCO. *Carte Metallogenique de l'Europe*. 1968/70. Escala 1:2.500.000.

BURRI, C. & NIGGLI, P. Die jungen Eruptivgesteine des mediterranen Orogens I. *Publ. Herausgeg.* v.d. Stiftung, Zurich, Vulkaninstitut Immanuel Friedlander, *3*, 1945.

CAVALCANTE, J.C. et al. *Projeto Sapucaí; relatório final - geologia.* São Paulo, DNPM/CPRM, 1977. Inédito.

CAVALCANTE, J.C. et alii. *Projeto Sapucai, estados de São Paulo, Rio de Janeiro e Minas Gerais; Relatório Final de Geologia.* Brasília, DNPM/CPRM, 1979. 299 p. (Série Geologia, 4; Seção Geologia Básica, 2).

CHAOQUN, Y. On specialization of granitoids of different genetic types of South China. In: *THE CRUST - the significance of granites gneisses in the lithosfere.* Athens, Theophrastus Publication, 1985. pp. 365-87.

CONDIE, K.C. The Wyoming Archean Province in the western United States. In: WINDLEY, B.F. (Ed.) *The Early History of the Earth.* New York, J.Wiley & Sons, 1976. pp. 499-510.

CONDIE, K.C. *Archaean greenstone belts*. Amsterdam, Elsevier, 1981. 443 p.

CONDIE, K.C. *Plate tectonics and Crustal Evolution*. New York, Pergamon Press, 1982. 310 p.

CONDIE, K.C. et al. Petrology and geochemistry of early precambrian graywackes from the Fig Tree Group, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, *64*:75-89, 1970.

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 alii. *Carta geológica do Brasil ao milionésimo; folhas Rio de Janeiro (SF.23), Vitória (SF.24) e Iguape (SG.23).* Brasília, DNPM, 1979. 240 p. pp. 175-207.

CORDANI, U.G. et al. Orogeneses superposées dans le Précambrien du Brésil Sud-Oriental (États de Rio de Janeiro et de Minas Gerais). *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, *3*(1):1-22, 1973.

CORDANI, U.G. et al. O estado atual do conhecimento geocronologico de Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1985. pp. 338-47 (B. SBG - Núcleo de Minas Gerais, 5).

CORRADO, G. et al. Deep Curie temperature computed from aeromagnetic anomalies in Southeastern Minas Gerais, Brazil. *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, *9*(1):33-38, 1979.

DALY, R.A. *Igneous rocks and the depths of the Earth*. New York, McGraw-Hill, 1933.

DAVINO, A. 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.

DELGADO, I. de M. *Diretrizes para representação litológica em mapas "Metalogenéticos-Previsionais" na escala 1:100.000; versão 001.* Salvador, Convênio DNPM/CPRM, 1987. 50 p. Relatório interno.

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. The Serra do Espinhaço, Brasil. *J. Geol.*, Chicago, *14*(5):374-401, jul./ago/ 1906.

DORR II, J.V.N. et al. Contato basal da série de Minas na parte ocidental do Quadrilátero Ferrífero, Minas Gerais, Brasil. Rio de Janeiro, DNPM, 1954. 18 p. (Avulso DGM, 34).

DORR II, J.V.N. et al. *Revisão da estratigrafia pré-cambriana do Quadrilátero Ferrífero*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, 1957. 31 p. (Avulso, 81).

DRURY, S.A. The geochemistry of precambrien granulite facies rocks from the Lewisian Complex of Tiree, Inner Hebrides, Scotland. *Chemical Geology*, Amasterdan, *11*:167-87, 1973.

DUTRA, C.V. & GUIMARÃES, D. *Ainda sobre a gênese dos charnockitos*. Belo Horizonte, Instituto Tecnológico Industrial, 1961. 12 p. (Boletim, 22).

EADE, R.E. & FAHRING, W.F. Geochemical evolutionary trends of continental abundances of some trace elements in the Canadian Shield. *Geol. Surv. Can. Paper*, *72*, 1971.

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. Pesquisas geológicas na parte sudeste do estado de Minas Gerais. In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia, *Relatório Anual do Diretor, 1955.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956a. pp. 62-81.

EBERT, H. Seção de Petrografia. In: BRASIL. Divisão de Geologia e Mineralogia, *Relatório Anual do Diretor, 1956.* Rio de Janeiro, DNPM/DGM, 1956b. pp. 97-107

EBERT, H. Discordâncias pré-cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Rio de Janeiro, 1957. 48 p. (Boletim DGM, 183).

EBERT, H. A estrutura pré-cambriana do sudoeste de Minas Gerais e áreas adjacentes. *B. Paranaense Geociências*, Curitiba, *26*:42-4, 1967.

EBERT, H. Ocorrências de facies granulíticas no Sul de Minas Gerais e em áreas adjacentes, em dependências da estrutura orogênica; hipótese sobre sua origem. *An. Academia Brasileira de Ciências,* Rio de Janeiro, *40*:215-29, 1968. Suplemento.

EBERT, H. Os Paraibides entre São João del Rei, Minas Gerais e Araxaídes. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25, São Paulo, 1971. *Resumo das Comunicações,* São Paulo, SBG, 1971. pp. 177-78.

EBERT, H. *Aspectos da geologia da região de São João del Rei – os Paraibides entre São João Del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraibides e Araxaídes.* São Paulo, SBG, 1984. (Publ. Especial SBG-SP, 12) *In memoriam.*

EBERT, H. et. al. *Levantamento geológico-geofísico da região de São João del Rei, estado de Minas Gerais, Brasil.* Rio de Janeiro, PROSPEC, 1958. 144 p.

ESCHWEGE, W.L. von. *Pluto Brasiliensis.* Berlin, 1833. Tradução de Domício de Fiqueiredo Murta. Belo Horizonte, Itatiaia; São Paulo, EDUSP, 1979. 2 v. (Reconquista do Brasil, 59).

ESKOLA, P. On the granulites of Lapland. *Amer. Jour. Sci.*, Bowen Vol., Part 1, p. 133-71, 1952. NOVA ESPANHA. Ministério de Indústria. Plan Nacional de la Mineria. *Programa Nacional de Investigación Minera; mapa metalogenético.* s.l., 1972. 157 p. Il.

EVANGELISTA, H.J. *Petrologische Untersuchungen im Gebiete zwischen Mariana und Ponte Nova, Minas Gerais, Brasilien.* Clausthal-Zellerfeld, 1984. 183 p. Tese de doutorado.

EVANGELISTA, H.J. Petrologia de fases, geotermometria e geobarometria do complexo granulítico de Acaiaca, sudeste do Quadrilátero Ferrífero, MG. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 3, Belo Horizonte, 1985. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1985. pp. 165-79. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 5).

EVENSEN, N.M. et al. Rare Earth Abundances in Chondritic Meteorites. *Geochim. Cosmoch. Acta, 42*:1199-212, 1978.

FLOYD, P.A. & WINCHESTER, J.A. Magma type and tectonic setting discrimination using immobile elements. *Earth Plan. Sci. Letters*, Amsterdan, *27*:211-18, 1975.

FONTES, C.Q. et al. *Projeto Jequitinhonha; relatório final.* Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1978. 12 v.

FREY, F.A. Rare earth abundances in upper mantle rocks. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Geochemistry.* Amsterdan, Elsevier, 1984. pp. 153-204.

FREYBERG, B. von. Ergebnisse Geologischer Forschungen in Minas Gerais, Brazilien. *Neus Jahrb. Mineral. Geol. Paleontl. 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 de Geociências,* São Paulo, *4*(4):247-51, 1974.

GILLIGAN, L.B. *Part 1: Mine data sheets to accompany metallogenic map Camberra 1:250.000 sheet.* s.l., Geological Survey of New South Wales, 1975. 297 p. Mapa anexo.

GLYKSON, A.Y. Primitive Archean element distribution patterns: chemical evidence and geotectonic significance. *Earth Planet. Sci. Lett., 12*:309-20, 1971.

GREEN, D.H. et al. Petrogenesis of mid-ocean ridge basalts. In: McELHINNY, M.W. (Ed.) *The Earth: its Origins, Structure and Evolution*. New York, Academic Press, 1979. pp. 265-9.

GROSSI SAD, J.H. & BARBOSA, A.L.M. A origem dos charnockitos e rochas afins da região do médio Paraíba do Sul, estado do Rio de Janeiro. In: *Contrituições à Geologia e à Petrologia,* SBG/CBMM, 1985. pp. 15-27. (Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais SBG).

GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. Fracionamento dos elementos de terras-raras e suas aplicações em metalogênese. parte I: princípios gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 1, Porto Alegre, 1987. *Anais*, Porto Alegre, SBG, 1987.

GROSSI SAD, J.H. & DUTRA, C.V. Chemical composition of supracrustal rocks from the Paraíba do Sul group, Rio de Janeiro State, Brazil. *Geochi. Brasil., 2*(2):143-65, 1988.

GROSSI SAD, J.H. & PINTO, C.P. Evidências de dobramento não cilíndrico no Quadrilátero Ferrífero: exemplo da Mina do Germano, Mariana, MG. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais,* SBG, Goiânia, 1986, v. 3. pp. 1296-310.

GROSSI SAD, J.H. et al. Geologia do distrito manganesífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1983. p. 259-70. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

GRUBENMANN, U. & NIGGLI, P. *Die Gesteinsmetamorphose – I.* Gebruder Borntrager, Berlin, 1924.

GUILD, P.W. *Geologia e recursos minerais do distrito de Congonhas, Estado de Minas Gerais.* Rio de Janeiro, DNPM, 1960. 217 p. (Mem. 1).

GUILD, P.W. *Preliminary metallogenic map of North America: a numerical listing of deposits.* s.l., US Geological Survey, 1981. 12 p. (Geological Survey Circular, 858-A).

GUIMARÃES, D. Contribuição à geologia do estado de Minas Gerais. Rio de Janeiro, SGMB, 1931. 36 p. (Boletim, 55).

GUIMARÃES, D. Contribuição à metalogênese do maciço brasileiro. Rio de Janeiro, SGMB, 1937. 86 p. (Boletim, 16).

HARALYI, N.L.E. Mapa Bouguer Provisório do Brasil; escala 1:2.500.000. 1985. Inédito.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, Goiânia, 1981. *Atas*, Goiânia, SBG. 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, pp. 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. et al. Ensaio sobre a estruturação crustal do estado de Minas Gerais com base na informação geofísica e geológica. In: *Contribuições 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,* 1915. p. 492-543.

HARTMANN, L.A. Geoquímica de terras raras e geotermobarometria de granulitos de Dom Pedrito e Luis Alves, no extremo sul do Brasil. *Geochi. Brasil.*, *2*:1-14, 1988.

HASKIN, L.A. Petrogenetic modelling – use of rare earth elements. In: HENDERSON, P., (Ed.). *Rare Earth Geochemistry*. Amsterdan, Elsevier, 1984. pp. 115-52.

HASKIN, L.A. & HASKIN, M.M. *Geochim. Cosmochim Acta*, 32, 433, 1968.

HASUI, Y. The Mantiqueira province: Archean structure and Proterozoic Evolution. In: ISAP, Salvador, 1982. *R. Brasileira de Geociências*, São Paulo, *12*(1/3):167-71, mar./set. 1982.

HASUI, Y. & OLIVEIRA, M.A.F. Província Mantiqueira – Setor Central. In: ALMEIDA, F.F.M. de & HASUI, Y. (Coord.). O *Pré-Cambriano do Brasil.* São Paulo, Edgard Blucher, 1984. pp. 308-34.

HASUI, Y. *et al. A zona marginal sul do cráton São Francisco.* In: REUNIÃO PREPARATÓRIA PARA O SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, Salvador, ago. 1977. *Anais,* Salvador, SBG, 1978. pp. 205-24 (Publ. Especial n. 3, SBG - Núcleo da Bahia).

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. pp. 387-401. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 5).

HEILBRON, M. *Evolução metamórfico-estrutural da área entre Itutinga e Madre de Deus de Minas, MG*. Rio de Janeiro, s.e., 1984. 151 p. Tese de Mestrado, UFRJ.

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.

HEILBRON, M. et al. *Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu*. Inédito, a ser apresentado à Academia Brasileira de Ciências .

HUMPHRIS, S.E. The mobility of rare earth elements in the crust. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Geochemistry*. Amsterdan, Elsevier, 1984. pp. 317-42.

IRVINE, T.N. & BARRAGAR, W.R.A. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, Ottawa, *8*:523-48, 1971.

JACKSON, M.P.A. Archean structural styles in the Ancient Gnaiss Complex of Swaziland, Southern Africa. In: KRONER, A. & GREILING, R. (Ed.). *Archean Tectonics Illustrated*, E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung (Nagele u. Obermiller), Stutgart, 1984. pp. 1-18.

JAGER, E. Introduction to geochronology. In: JAGER, E. & HUNZIKER, V.C., (Ed.). *Lectures in Isotope Geology*, Springer Verlag, Berlin, 1979. pp. 1-12.

JARDIM DE SÁ, E.F. & HACKSPACHER, P.C. Revisão sobre análise estrutural; parte I. *Ciências da Terra,* São Paulo, *5*:24-36, jul./ago. 1982.

JARDIM DE SÁ, E.F. & HACKSPACHER, P.C. Revisão sobre análise estrutural; parte II. *Ciências da Terra,* São Paulo, *8*:7-18, jan./fev. 1983.

JILI, S. & JIAYUAN, L. Ree geochemical characteristics of the two types of granitoid in Jiangxi Province and their metallogenic implication. In: *THE CRUST – The Significance of Granites Gneisses in the Lithosphere.* Athens, Theophrastus Publ., 1985. 714p. pp. 345-64.

KARFUNKEL, J. & NOCE, C.M. Desenvolvimento faciológico do Pré-Cambriano Superior da região de Carandaí – São João del Rei; Minas Gerais. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 2, Belo Horizonte, 1983. *Anais*, SBG, Belo Horizonte, 1983. pp. 16-29. (B. SBG – Núcleo Minas Gerais, 3).

KEQIN, X. et al. Chacracteristics of petrology of the different genetic granites of two kinds in South China. Yan Kuang Ze Shi, 1982. v. 2.

KRUMBEIN, W.C. & SLACK, H.A. Statistical analysis of low-level radioactivity of Pennsylvania black fissile shale in Illinois. *Bull. Geological Society America, 67*(6):739-962. jun. 1956.

KUNO, H. Differentiation of basaltic magmas. In: HESS, H.H. & POLDERVAART, A. (Ed.). *Basalts*. New York, Wiley, *2*:265-88, 1968.

LADEIRA, E.A. *Metallogenesis of gold of the Morro Velho Mine and in the Nova Lima District, Quadrilátero Ferrifero, Minas Gerais, Brazil*. s.e., 1980. 272 p. Tese de doutorado, University of Western Ontario.

LADEIRA, E.A. et al. 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. pp. 149-65. (B. SBG - Núcleo Minas Gerais, 3).

LAMEYRE, J.G. et al. Les provinces magmatiques de l'Est Américain, de l'Ouest Africain et des Kerguelen. Indications d'un contrôle tectonique et d'une initiations superficielle du magmatism intraplaque et des processus associés. Extrait des annales de la Société Geologique du Nord, *103*:101-114, 1983.

LA ROCHE, H. de et al. Etudes géochimiques associéss à la cartographie: Essai de reconstitution des séries antémétamorphiques dans le domaine des feuilles 1/50.000 Bourganeuf el Ambazac (Massif Central Français). *Bull. BRGM*, *2*:109-24, 1974. (Série 2, sect.4).

LEONARDOS, O.H. Filito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. *An. Academia Brasileira de Ciências,* Rio de Janeiro, *12*:243-49, 1940.

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.

LEONARDOS, JR., O.H. et al. Nota sobre a formação Pouso Alegre *An. Academia Brasileira de Ciências*, Rio de Janeiro, *43*(1):131-4, 1971.

LEPELTIER, C. A simplified statistical treatment of geochemical data by graphical representation. *Economic Geology, 64*:538-50, 1969.

LESQUIER, A. et al. Signification structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du Craton de São Francisco (Brésil). *Tectonophysics, 76*:273-93, 1981.

LIMA, J.O.A. *et al. Relatório do mapeamento do setor G da geotransversal E-W. Conv. DNPM/UFOP, 1974.*

MACHADO FILHO, L. et al. Levantamento de recursos minerais. In: BRASIL. Ministério das Minas e Energia. *Projeto RADAMBRASIL; Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória*. Rio de Janeiro, 1983. pp. 27-304. (Levantamento Recursos Naturais, 32).

MCLENNAN, S.M. & TAYLOR, S.R. Archean sedimentary rocks and their relation to the composition of the archaean continental crust. In: KRONER, G.N. et al. (Ed.). *Archaean Geochemistry*. Berlin, Springer-Verlag, 1984. pp. 47-72.

MIYASHIRO, A. *Metamorphism and metamorphic belts*. japonês. Trad. A. Miyashiro. London, George Allen & Unwin, 1973. 429 p. Original.

MIYASHIRO, A. Volcanic rock series and tectonic setting. *Ann. Rev. Earth Sci.*, pp. 251-59, 1975.

MORAES REGO, L.F. *Contribuição ao estudo das formações pré-devonianas de São Paulo*. São Paulo, Inst. Astr. Geogr., 1933. 43 p.

NEWTON, R.C. & SMITH, O. Carbonic metamorphism, granulites and crustal growth. *Nature*, London, *288*:45-9, 1980.

NIGGLI, P. Die Magmentypen. *Schweiz. Min. Petr. Mitt.*, *16*:335-99, 1936.

NOCE, C.M. *Estudo geológico-estrutural do grupo São João del Rei na região de Tiradentes-Barroso-Barbacena (Minas Gerais), e considerações sobre seu embasamento*. Belo Horizonte, UFMG-IGC, 1987. 156 p. Dissertação de mestrado.

OLADE, M.A. Geochemical Characteristics of Tin-bearing and Tin-barren Granites, Northern Nigeria. *Econ. Geol.*, Lancaster, *75*:71-82, 1980.

ORLOVA, A.V. & SHATALOV, C.T. *Principes Methodiques de l'établissement des Cartes Metallogeniques et des Cartes de Prevision des Regions Miniéres*. Tradução de M. Markovic. Paris, BRGM, 1960. 24 p.

PADILHA, A.V. et al. Geologia e recursos minerais. In: IGA/SECT. *Atlas da Microregião do Circuíto das Águas*. Belo Horizonte, 1982.

PADILHA, A.V. *Geologia do Pré-Cambriano do Sul de Minas Gerais; uma retrospectiva crítica*. São Paulo, s. ed., 1984. 400 p. il. relatório inédito – IGEO/USP.

PARK, R.G. Origin of horizontal structure in high grade archean terrains. In: GLOVER, L.E. & GROVES, D.I. (Ed.). *Archean Geology*, Geological Society of Australia, 1981. pp. 481-90. (Sp. Publ., 7).

PEARCE, J.A. & CANN, J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace elements analysis. *Earth Plain. Sci. Letters, 19*:290-300, 1973.

PEARCE, J.A. et al. The Oman ophiolite as a Cretaceous arc-basin complex: evidence and implications. *Phil. Trans. R. Soc. Lond.*, A300:299-317, 1981.

PEARCE, J.A. et al. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *J. Petrology*, *25*(4):956-83, 1984.

PEARCE, T.H. et al. 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.

RAMSAY, J.G. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar types. *Journal of Geology, 70*(4):466-81, 1962.

RAMSAY, J.G. *Folding and Fracturing of Rocks*. McGraw/Hill, 1967. 568 p.

RAMSAY, C. R. Specialized felsic plutonic rocks of the Arabian Shield and their precursors. *Journal of African Earth Sciences*, *4*:153-68, 1986.

RIMANN, E.T. Para o conhecimento da "Série Minas" no estado de Minas Geraes. (Zur Kenntnis der Minas - Serie im Staat Minas Geraes, Brazilien). *R. Sciências*, Rio de Janeiro, *4*(4/6):185-7, jul. - dez. 1920.

ROSIER, G.F. Estado do Rio de Janeiro. In: BRASIL. DNPM/DGM. Relatório Anual do Diretor, *1951*. Rio de Janeiro, DNPM, 1952. pp. 28-30.

ROSIER, G.F. A geologia da Serra do Mar entre os picos de Maria Comprida e do Desengano (estado do Rio de Janeiro). *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, *166*:1-58, 1957.

ROSIER, G.F. Pesquisas geológicas na parte oriental do estado do Rio de Janeiro e na parte vizinha do estado de Minas Gerais. *B. Div. Geol. Mineral.*, Rio de Janeiro, *222*:1-40, 1965.

ROUTHIER, P. *Les gisements metalliferes*. Paris, Masson, 1963. T. I, II.

RYNEARSON, G.A. et al. 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.

SÁ, J.H.S. *Mapa Metalogenético do estado da Bahia; escala 1:100.000*. Salvador, Secretaria das Minas e Energia, C.P.M., 1982. Mapa.

SAUNDERS, A.D. The rare earth element characteristics of igneous rocks from the ocean basins. In: HENDERSON, P. (Ed.). *Rare Earth Geochemistry*. Amsterdan, Elsevier, 1984. pp. 205-36.

SBG. SOCIEDADE BRASILEIRA DE GEOLOGIA. Código Brasileiro de Nomenclatura Estratigráfica. *R. Brasileira Geociências*, São Paulo, *16*(4):370-415, 1986.

SCHILLING, J.G. Iceland mantle plume: geochemical study of Reykjanes Ridge. *Nature*, London, *242*:565-71, 1973.

SCHILLING, J.G. Rare-earth variations across "normal segments" of the Reykjanes Ridge, 60-5 3N, Mid-Atlantic Ridge, 29 S and East Pacific Ridge, 2-19 S, and evidence of the composition underlying low-velocity layer. *J. Geophys. Res.*, *80*:1459-73, 1975.

SCHOBBENHAUS, C. (Coord.). *Geologia do Brasil; texto explicativo do mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais; escala 1:2.500.000*. Brasília, DNPM, 1984. 501 p. Il.

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.

SHAND, S.J. *Eruptive rocks. Their genesis, composition, classification and their relations to ore-deposits*. London, Murby, 1927.

SILVA, J.N. da et al. *Projeto Mantiqueira-Furnas; relatório final*. Belo Horizonte, DNPM/CPRM, 1978. v. 1.

SILVA, S.L. da et al. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil; carta geológica, carta metelogenética/previsional – escala 1:50.000 (Folha SF.23-V-D-V-4, São Gonçalo do Sapucaí) Estado de Minas Gerais*. Brasilia, DNPM/CPRM, 1988. 101 p.

SINCLAIR, A.J. Applications of probability graphs in mineral exploration. *The Assoc. Explor. Geochem.*, 1976. v. 4.

SIQUEIRA, L.P. de. A legenda das cartas metalogenéticas regionais do Brasil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33 Rio de Janeiro, 1984. Anais, Rio de Janeiro, SBG, 1984. v. 2, pp. 3458-70.

SIQUEIRA, L.P. de & SOUZA, J.D. de. *Legenda parcial para uso nas cartas metalogenéticas 1:250.000*. Salvador, CPRM, 1982. 13 p. Relatório interno.

STANTON, R.L. *Ore Petrology*. New York, McGraw Hill, 1972. 713 p. Il.

STRECKEISEN, A. How should charnockitic rocks be named? In: *Geologie des Domines Cristallins*. Liége, Soc. Geol. Bel., 1974. pp. 349-60.

SUSZCYNSKI, E.F. *Mapa metalogenético do Brasil; notícia explicativa da legenda*. Brasília, DNPM, 1973. 17 p.

TAKAHASHI, M. et al. Magnetite-series/Ilmenite-series vs I-type/S-type granitoids. Granitic magmatism and related mineralization. *Mining Geology Special Issue*, Toquio, *8*:13-28, 1980.

TALWANI, M. & HEIRTZLER, J.R. *Computation of manetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape appendix A*. Contribution n. 621, 1962.

TAUSON, L.V. & KOZLOV, V.D. Distribution functions and ratios of trace-element concentrations as estimators of the ore bearing potential of granites. In: *Geochemical Exploration*. London, Inst. Mining Metallurgy, 1977. pp. 37-44.

TEGYEY, M. *Essai d' informatique pétrographie: constitution d'un fichier et application à l'étude des roches volcaniques des zones orogéniques*. These 3eme. Cycle Orléans, 1974. 2 tomes

TEIXEIRA, W. Geochronology of the Southern part of the São Francisco Cráton. In: ISAP, Salvador, 1982. *R. Brasileira de 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*. São Paulo, 1985. 207p. Tese de Doutorado, IG-USP.

TEIXEIRA, W. *Relatório Técnico*. Relatório preparado pelo CPGeo-USP para CPRM/SUREG-BH, 1989. Documento interno.

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. et al. Complexo granulítico de Acaiaca, MG: idade, petrogênese e implicações tectônicas. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DE MINAS GERAIS, 4, Belo Horizonte, 1987. *Anais*, Belo Horizonte, SBG, 1987a. pp. 58-71. (B. SBG - Núcleo Minas Gerais, 7).

TROUW, R.A.J. et al. Evolução estrutural e metamórfica de uma área a SE de Lavras, Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31, Balneário de Camboriú, SC, 1980. Anais, Camboriú, SBG, 1980. v. 5, pp. 2773-84.

TROUW, R.A.J. et al. Os grupos São João del Rei, Carrancas e Andrelândia, interpretados como a continuação dos grupos Araxá e Canastra. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, Rio de Janeiro, 1984. *Anais*, Rio de Janeiro, SBG, 1984. v. 7, pp. 3227-40.

TROUW, R.A.J. et al. Contribuição à geologia da folha Barbacena 1:250.000. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34, Goiânia, 1986. *Anais*, Goiânia, SBG, 1986. v. 2, pp. 974-86.

TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. Distribution of the elements in some major units of the Earth's crust. *Geol. Soc. America Bull.*, *72*:175-92, 1961.

TURNER, F.J. *Metamorphic Petrology*. New York, McGraw Hill, 1968.

WACRENIER, P.R. & ROUVEYROL, P.T. Thémes de recherche liés à la prospection des gisements, 1er. partie: Chronique de la Recherche Miniére. *BRGM*, *473*:3,10, maio/jun. 1977.

WEAVER, B.L. & TARNEY, J. Rare earth geochemistry of Lewisian granulite facies gneisses, NW Scotland: implications for the petrogenesis of the archean lower continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.*, *55*:279-96, 1980.

WEAVER, B.L. & TARNEY, J. Elemental Depletion in Archean Granulite Facies Rocks. In: ATHERTON, M.P. & GRIBBLE, C.D. (Ed.). *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Cheshire, Shiva Publ. Ltd., 1983. pp. 250-63.

WEBER, K. Metamorphism and crustal rheology implications for the structural 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 n. 24, 1986. pp. 95-106.

WEBER, K. & BEHR, H.J. Geodynamic interpretation of the Mid-European Variscides. In: MARTIN, H.& EDER, F.W. (Eds.). *Intracontinental Fold Belts*. Springer-Verlag, Berlin- 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.

WILDEMAN, T.R. & HASKIN, L.A. Rare Earth in Precambrian Sediments. *Geochim. Cosmochim. Acta*, *37*:419-38, 1973.

WINCKLER, H.G.F. *Petrogênese das rochas metamórficas*. São Paulo, Edgard Blucher, 1977. 254 p.

WOOD, D.A. Major and trace element variations in the terciary lavas of eastern Iceland with respect to the Iceland geochemical anomaly. *J. Petrol.*, *19*:393-436, 1979.

APÊNDICES

SÚMULA DE DADOS DE PRODUÇÃO

1. Mapeamento Geológico

Caminhamento geológico (km) 2.066
Afloramentos estudado 750
Amostras coletadas 732
Cadastramento mineral 18
Análises petrográficas 174
Análises geocronológicas 08
Reconhecimento mineralógico de pesados 48

2. Geofísica

Gravimetria (km) 626
Interpretação de dados aeromagnetométricos(km^2) 2.900
Densidade de rochas 41

3. Geoquímica

3.1. Amostragem

Sedimento de corrente 277
Concentrado de minerais pesados 81
Rocha 72

3.2. Análises de sedimento de corrente

Espectrografia 8.250
Absorção atômica 1.987

3.3. Análises de rocha

Elementos-traço 72
Óxidos 72
Terras-raras 72
Fluorescência de raios X 81

MEIOS PARA OBTENÇÃO DE INFORMAÇÕES COMPLEMENTARES

Documentação Técnica

Todos os documentos originais utilizados para a confecção deste trabalho, tais como cadernetas de campo, boletins de análises, mapas de serviço e relatórios parciais de desenvolvimento, encontram-se arquivados na Superintendência Regional de Belo Horizonte – SUREG-BH/CPRM.

Encontram-se armazenadas, em meio magnético, todas as fichas de descrição de afloramentos, bem como as análises petrográficas, químicas e geoquímicas efetuadas. Esses podem ser consultados através do Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA, utilizando-se do Serviço de Atendimento aos Usuários da DIDOTE/Rio ou através da DGM/DNPM/Brasília.

A reprodução desses originais poderá ser obtida através de cópias xerográficas, microfichas, listagens ou mesmo em disquetes para computadores compatíveis com o IBM-PC, mediante solicitação escrita à Divisão de Geologia e Mineralogia – DGM/DNPM/Brasília (DF).

Dados Geoquímicos

As informações de campo de cada estação amostrada, os resultados analíticos de cada amostra coletada e analisada, estão arquivados no Sistema Estatístico de Amostragem Geoquímica – SEAG da CPRM.

Os mapas geoquímicos de serviço, manuscritos ou desenhados, contendo as estações de amostragem, distribuição dos elementos, bem como os gráficos e tabelas resultantes do processamento/ interpretação do Sistema de Geologia Quantitativa – GEOQUANT, encontram-se arquivados na SUREG-BH/CPRM

ABREVIATURAS UTILIZADAS NAS TABELAS

af – anfibólio kfd feldspato potássico
agl – argila lx leucoxênio
all – alanita mcr microclina
ap – apatita mg magnetita
Au – ouro mo moscovita
bt – biotita mz monazita
ci – cianita op opaco
cl – clorita or ortoclásio
cpx – clinopiroxênio pi pirita
crb – carbonato
pl – plagioclásio
ea – estaurolita px piroxênio
ec – escapolita qz quartzo
ep – epídoto rt rutilo
fd – feldspato se sericita
fu – fuchsita sil silimanita
gf – grafita tit titanita
gra – granada
tl – talco
hi – hiperstênio
tu – turmalinaim ilmenita
zr – zircão

ILUSTRAÇÕES FOTOGRÁFICAS

Foto 1
Estação: 1020-CP-137 (UTM 7612500N/655050E)
Unidade Estratigráfica: Ajf1
Rocha: piroxênio-diorito injetado de maneira estromática por material enderbítico e granítico (os pontos escuros são pingos de chuva). A escala tem 20cm de comprimento.

Foto 2
Estação: 1020-CP-137 (UTM 7612500N/655050E
Unidade Estratigráfica: Ajf1
Rocha: leucogranito injetado em material enderbito-diorítico (os pontos escuros são pingos de chuva)

Foto 3
Estação: 1020-CP-515 (UTM 7584600N/640250E)
Unidade Estratigráfica: Ajf2
Rocha: migmatito dobrado e transposto, indicando que a migmatização é pré-S_1, gerada na deformação D_2.

Foto 4
Estação: 1020-CP-557 (UTM 7577250N/639650E)
Unidade Estratigráfica: Ajf3
Rocha: gnaisse kinzigítico migmatítico, mostrando dobramentos em "bainha" dos quais os leitos félsicos, mobilizados, também participam. Esta migmatização é pré-S_t.

Foto 5
Estação: 1020-CP-557 (UTM 7577250N/639650E)
Unidade Estratigráfica: Ajf3
Rocha: gnaisse kinzigito-migmatítico, cisalhado e injetado por material félsico.

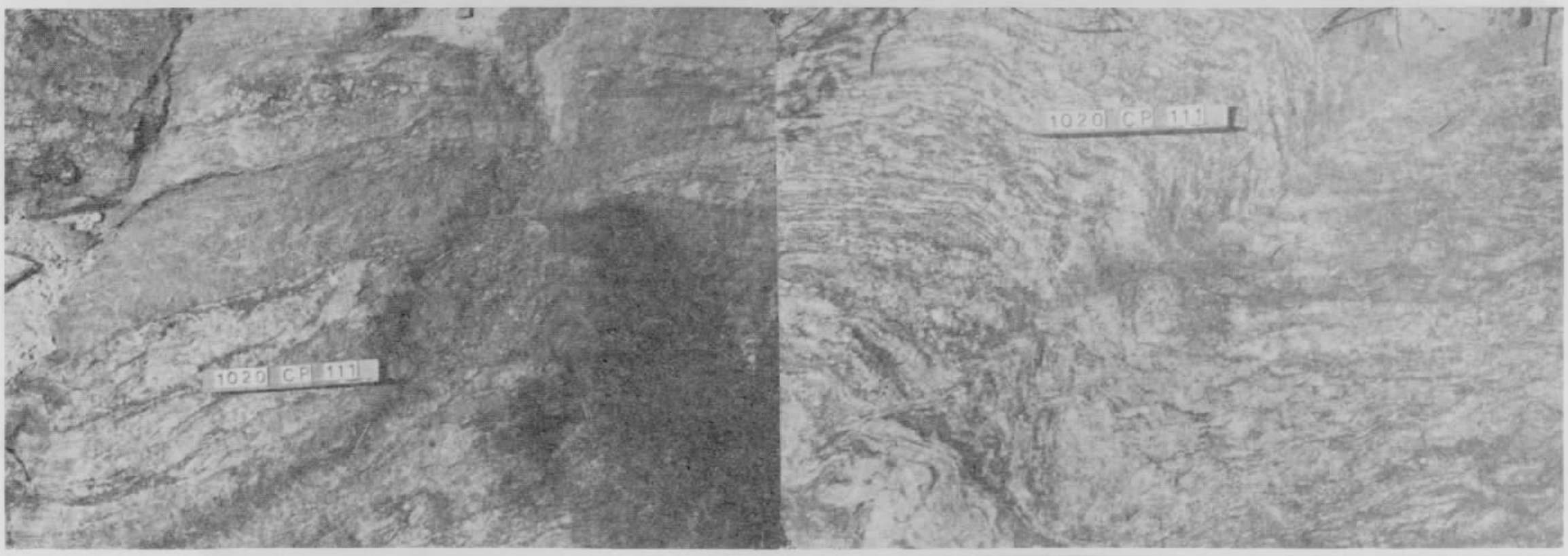


Foto 6
Estação: 1020-CP-111 (UTM 7586550N/645650E)
Unidade Estratigráfica: Ajf3
Rocha: gnaisse kinzigítico, migmatítico e milonitizado. Na foto 6a, percebem-se restos máficos que ainda guardam caracteres das rochas charnoquíticas.

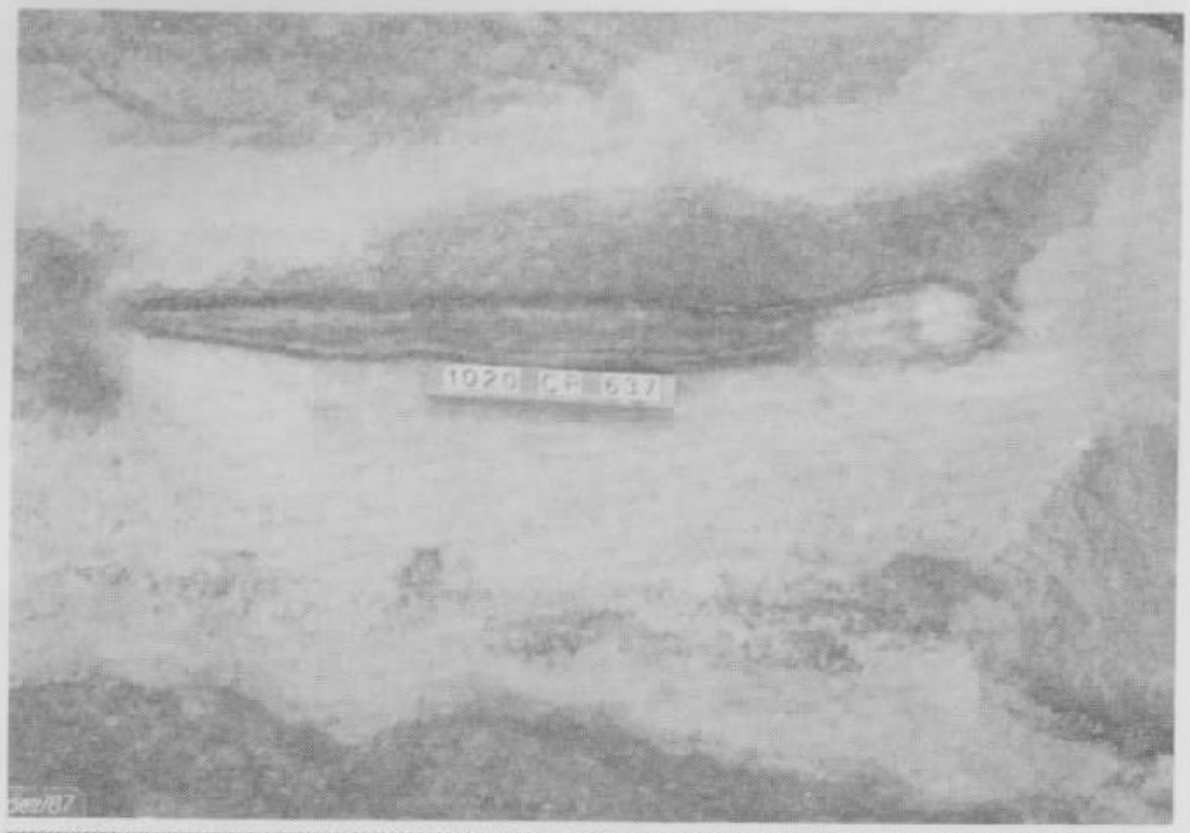


Foto 7
Estação: 1020-CP-637 (UTM 7583900N/645900E)
Unidade Estratigráfica: Ajf3
Rocha: lente de granulito máfico em meio a gnaisse kinzigítico. Lentes idênticas ocorrem na estação 1020-CP-557.

Foto 8
Estação: 1020-CP-122 (UTM 7568950N/631950E)
Unidade Estratigráfica: Ajf4
Rocha: quartzito impuro com intercalação de leito xistoso segundo falha contracional de baixo ângulo, cujo plano mergulha no sentido do olhar do observador.

Foto 9
Estação: 1020-CP-228 (UTM 7583750N/632300E)
Unidade Estratigráfica: Ajf5
Rocha: anfibolito migmatizado mostrando dobras intrafoliais e venulações quartzofeldspáticas que truncam uma foliação milonítica S_t.

Foto 10
Estação: 1020-CP-233 (UTM 7593300N/617650E)
Unidade Estratigráfica: Ajf5
Rocha: migmatito cisalhado e transposto. As porções negras são anfibolitos, as porções cinzas são gnaisses tonalíticos ou trondhjemíticos e as porções brancas são mobilizados quartzofeldspáticos, alguns nitidamente pré-tectônicos à S_t.

Foto 11
Estação: 1020-CP-339 (UTM 7569150N/603950E)
Unidade Estratigráfica: Plm3
Rocha: migmatito com paleossoma de biotita-gnaisse e neossoma quartzofeldspático sin- a pós-foliação de transposição S_t.

Foto 12
Estação: 1020-CP-224 (UTM 7585650N/626750E) – Pedreira de Lima Duarte.
Unidade Estratigráfica: Plm4
Rocha: gnaisse trondhjemítico, cisalhado, cortado por dique de metadiorito, também deformado.

Foto 13
Estação: 1020-CP-224 (UTM 7585650N/626750E) – Pedreira de Lima Duarte.
Unidade Estratigráfica: Plm4
Rocha: gnaisse trondhjemítico, laminado, cortado por dique de metadiorito, dobrados conjuntamente. Mobilizatos a quartzofeldspato cortam o conjunto. Salbandas de anfibólio ocorrem no contato dos mobilizatos com o metadiorito.

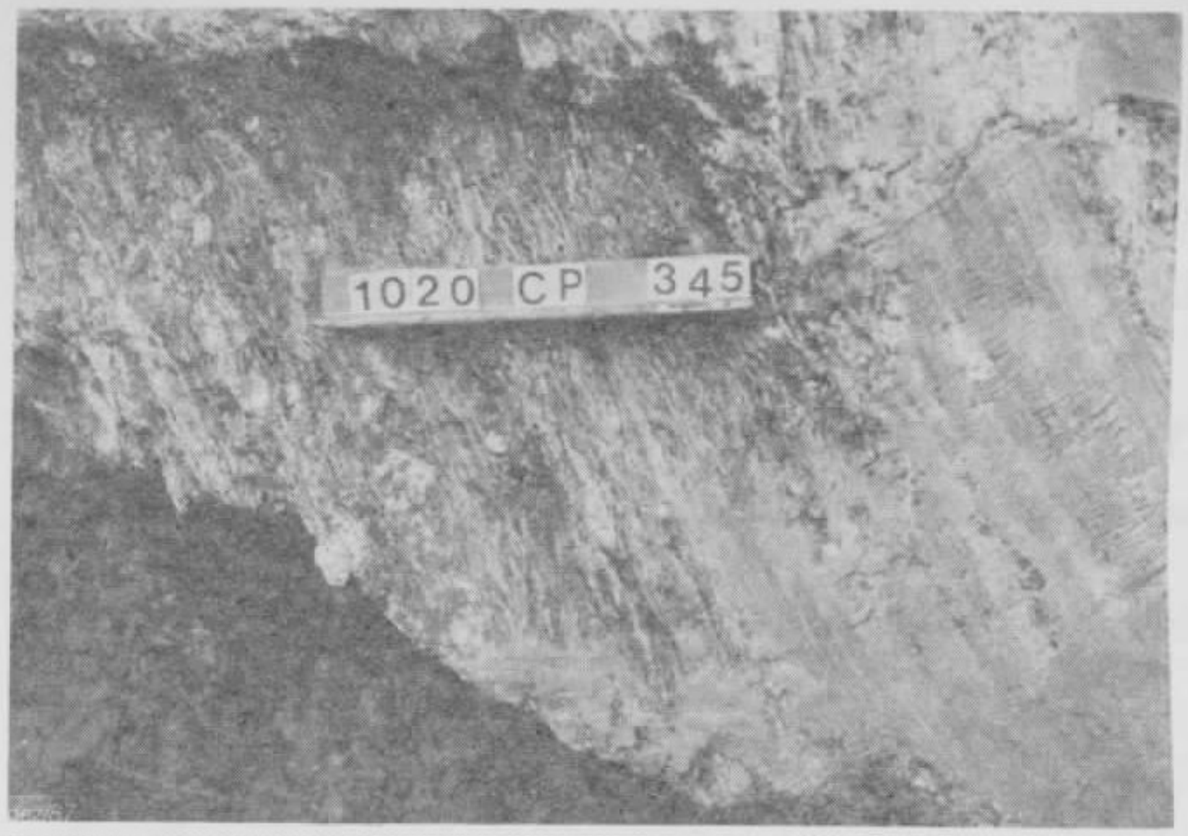


Foto 14
Estação: 1020-CP-345 (UTM 7573650N/603700E)
Unidade Estratigráfica: PMai1
Rocha: regolito de xisto granatífero da unidade Inferior, mostrando o desenvolvimento de agregados quartzo-feldspáticos.

Foto 15
Estação: 1020-CP-36 (UTM 7587900N/638500E)
Unidade Estratigráfica: Plas1
Rocha: quartzito grosseiro, bandado, com leitos recristalizados a exemplo de veios de quartzo.

Foto 16
Estação: 1020-CP-458 (UTM 7616250N/604750E)
Unidade Estratigráfica: Plas2
Rocha: moscovita quartzito com intercalações lenticulares de micaxisto prateado. Assinala-se uma foliação milonítica e uma lineação de estiramento paralela à X.

Foto 17
Estação: 1020-CP-547 (UTM 7573400N/647250E)
Unidade Estratigráfica: Plas1
Rocha: quartzito. Dobra intrafolial gerada durante a deformação D_3. O perfil da dobra é cônico, com os eixos convergindo para um ponto comum.

Foto 18
Estação: 1020-CP-130 (UTM 7598150N/651150E)
Unidade Estratigráfica: Plas1
Rocha: quartzito. Falha de empurrão, com movimento de sudeste para noroeste.

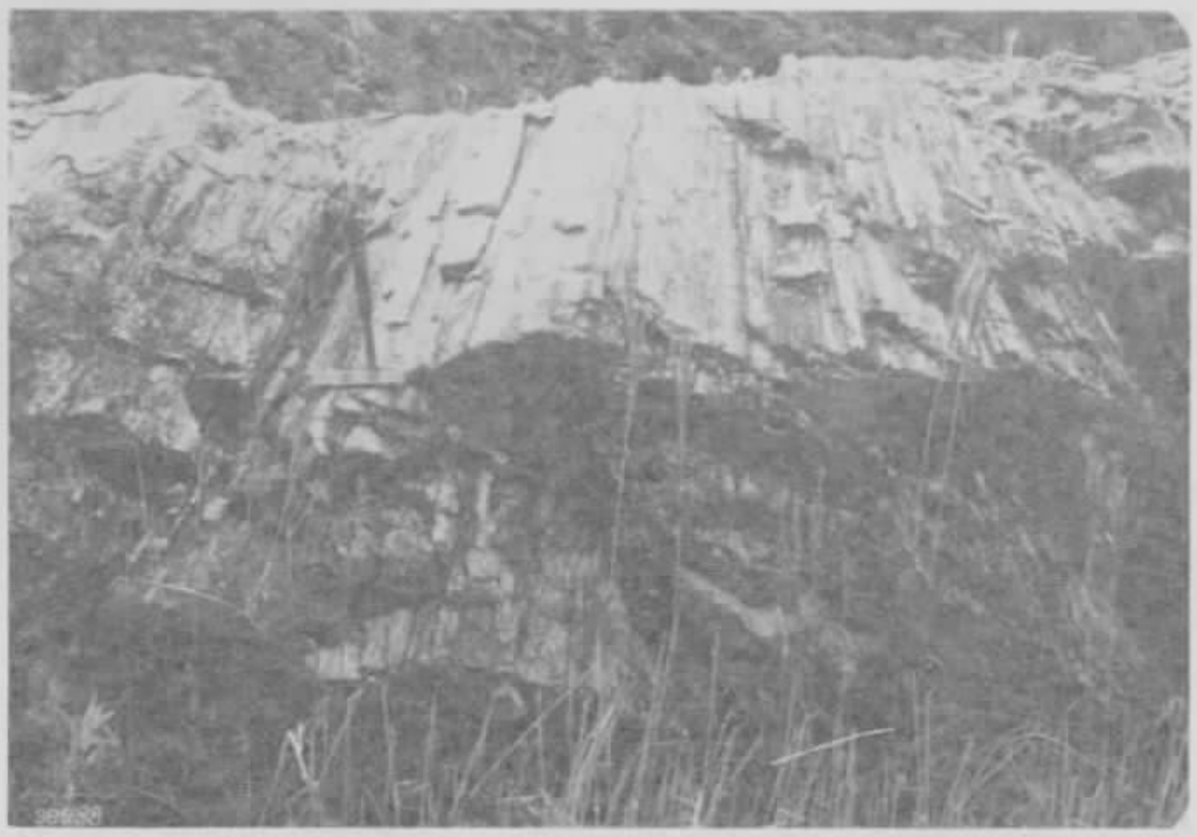
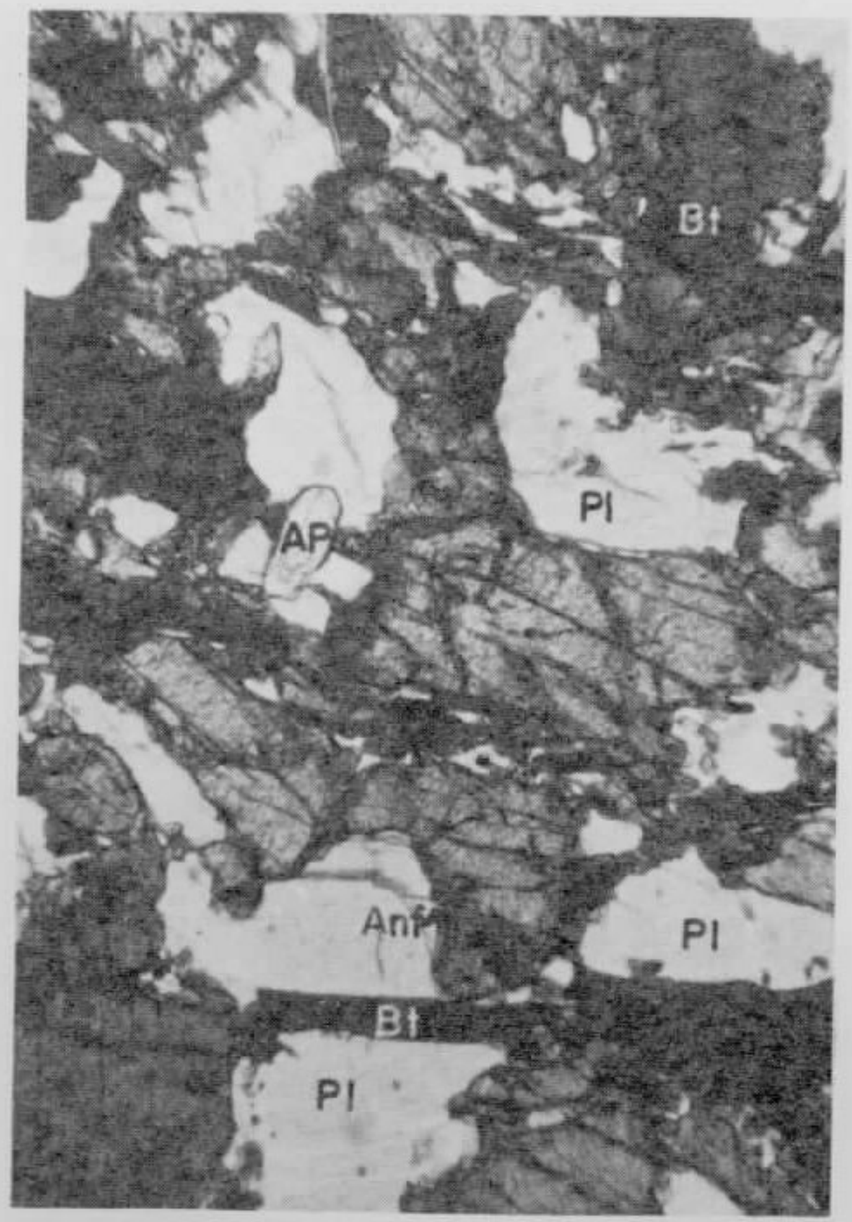


Foto 19
Estação: 1020-CP-186 (UTM 7576750N/606800E)
Unidade Estratigráfica: Plas1
Rocha: quartzito. Lineação de estiramento mineral (**pencil structure** = fibrosidade).

Foto 20
Estação: 1020-CP-670 (UTM 7616250N/639600E)
Unidade Estratigráfica: Plm1
Rocha: biotita-gnaisse. Dobramentos isoclinais e dobras intrafoliais rompidas pela foliação de transposição S_t.

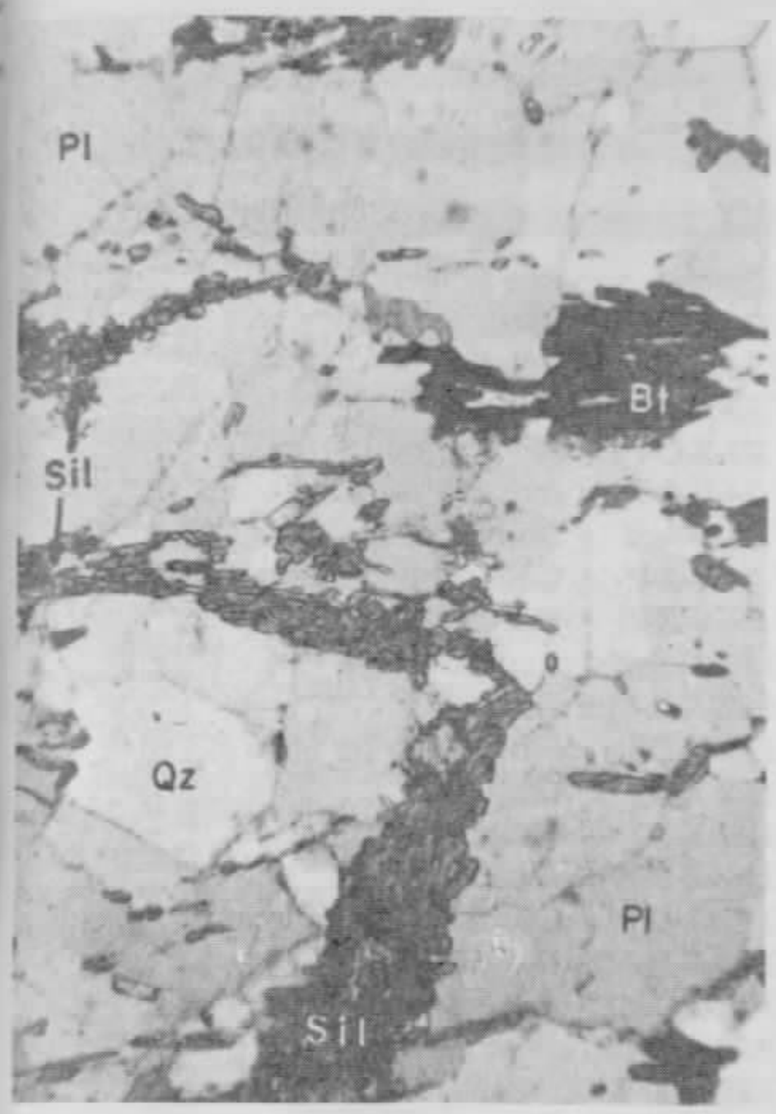
Foto 21
Estação: 1020-CP-670 (UTM 7616250N/639600E)
Unidade Estratigráfica: Plm1
Rocha: biotita-gnaisse. Padrões complexos de dobramentos junto à superfície de transposição S_t.

Foto 22
Estação: 1020-CP-37 (UTM 7589150N/638150E)
Unidade Estratigráfica: Ajf5
Rocha: (anfibólio)-biotita-plagioclásio-gnaisse, dobrado em padrão assimétrico. O S mostrado corresponde a um eixo da deformação D_2 redobrado por D_4.

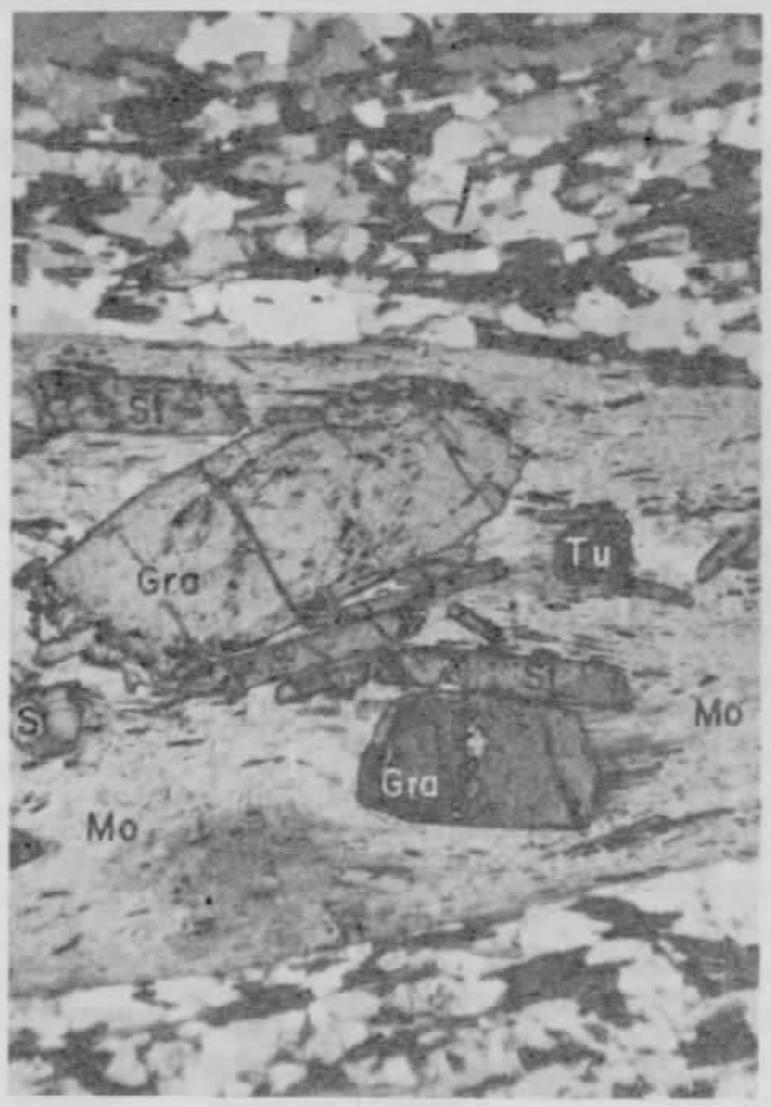


Fotomicrografia 1
Estação: 1020-CP-23 (UTM 7567500N/635150E)
Unidade Estratigráfica: Ajf1
Nicóis: //, 80X
Rocha: enderbito. Rocha de textura granoblástica com cristais de piroxênio uralitizados nos bordos.

Fotomicrografia 2
Estação: 1020-CP-486 (UTM 7612800N/609550E)
Unidade Estratigráfica: P rc
Nicóis: //, 30X
Rocha: granito. Milonito de granito, mostrando porfiroclastos de microclina (negro) e de plagioclásio (branco) em uma matriz recristalizada.

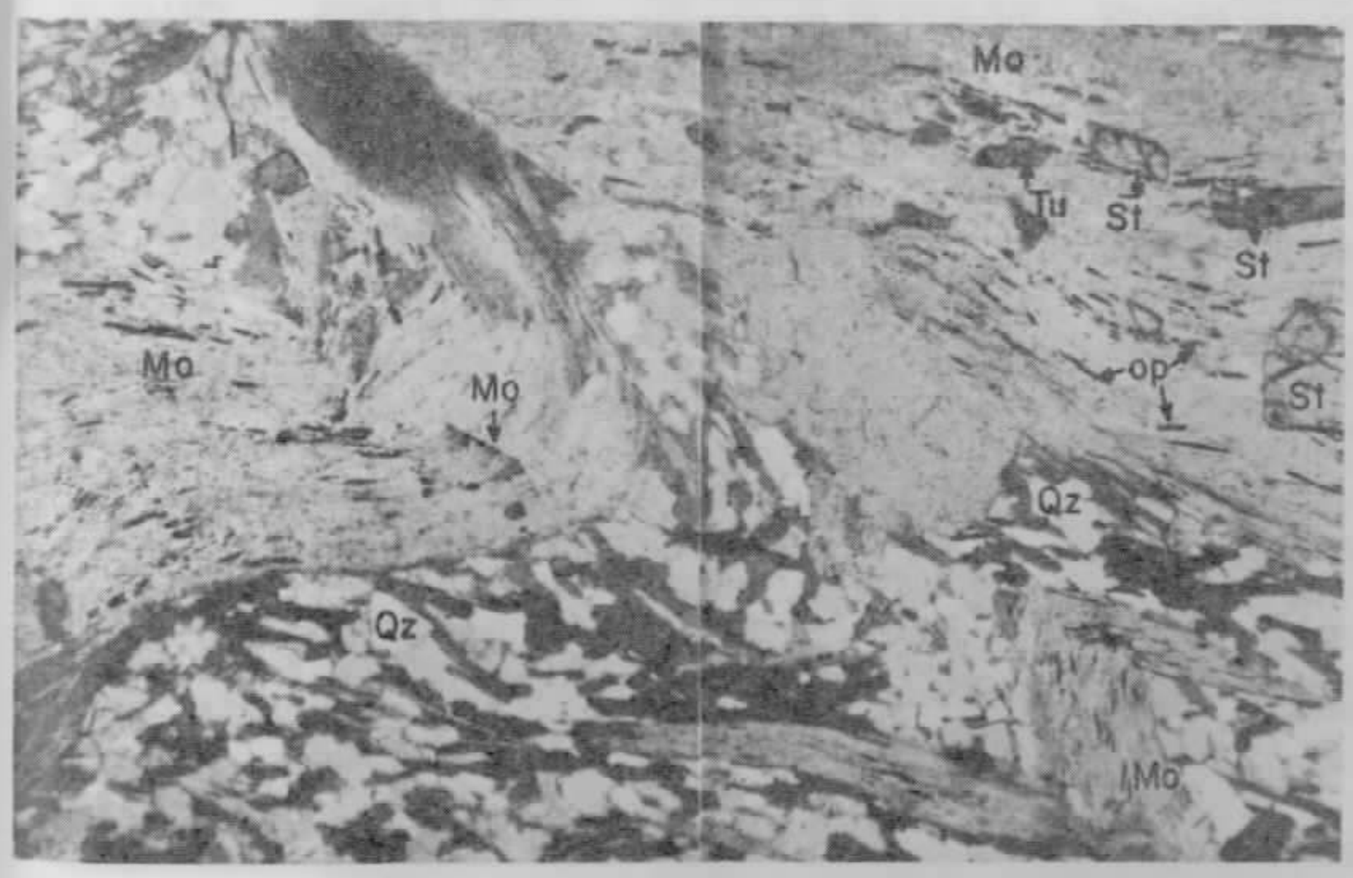


Fotomicrografia 3
Estação: 1020-CP-615 (UTM 7569450N/621900E)
Unidade Estratigráfica: PMai1
Rocha: silimanita-biotita gnaisse. Agregados de silimanita associados à biotita, contornando cristais de quartzo e plagioclásio.

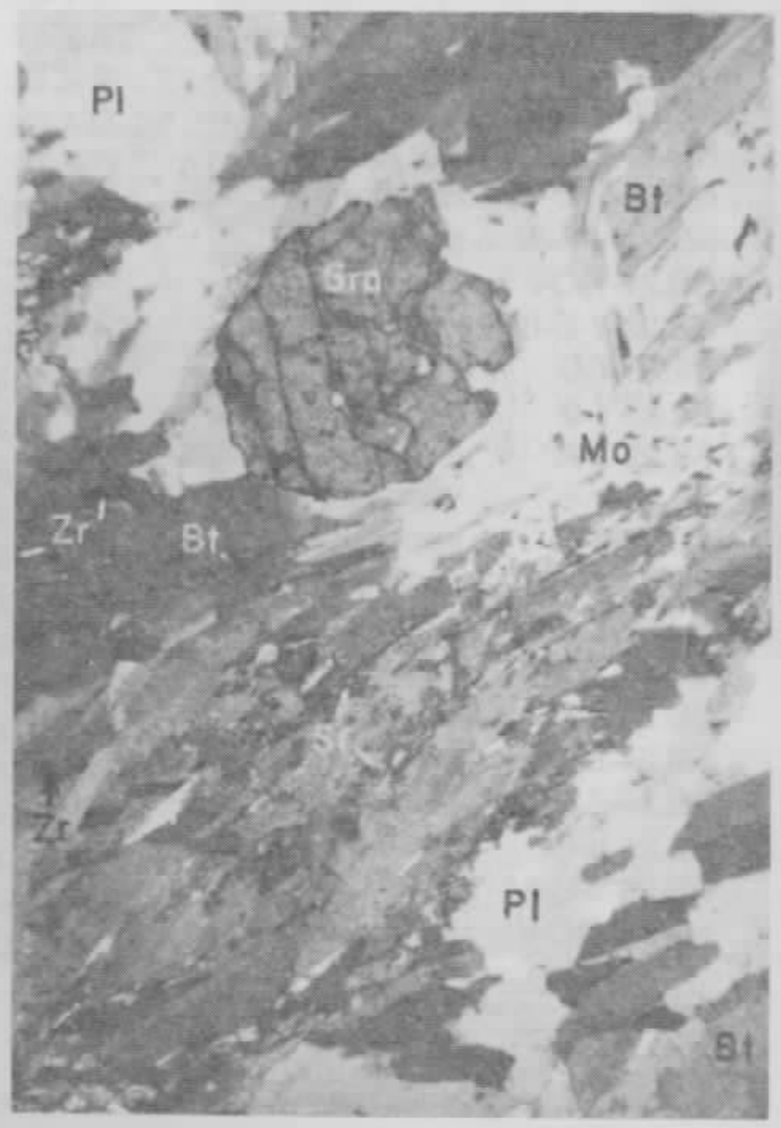


Fotomicrografia 4
Estação: 1020-CP-490 (UTM 7611300N/610900E)
Unidade Estratigráfica: Plai1
Nicóis: //, 30x
Rocha: xisto.

Fotomicrografia 5
Estação: 1020-CP-669 (UTM 7617600N/635300E)
Unidade Estratigráfica: Plai1
Nicóis: //, 30X
Rocha: xisto.



Fotomicrografia 7
Estação: 1020-CP-490 (UTM 7611300N/610900E)
Unidade Estratigráfica: Plai1
Rocha: moscovita-xisto. Dobra assimétrica com crescimento de moscovita em posição planoaxial.



Fotomicrografia 6
Estação: 1020-CP-330 (UTM 7573500N/628250E)
Unidade Estratigráfica: Plai1
Nicóis: //, 30X
Rocha: gnaisse.
Fotomicrografias 4, 5 e 6:
Cristais peciloblásticos de granada com diferentes taxas de deformação. Notar o crescimento do cristal após a deformação, na foto 5. O aumento do conteúdo em biotita implica redução da quantidade de moscovita.

Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil
(período 1985 – 1989)

Folhas em Execução

NA.19-X-C	-[1]
NA.19-X-D	-[1]
NA.19-Y-B	Rio Aiari [1]
NA.19-Y-D	Iauarete [1]
NA.19-Z-A	Rio Icana [1]
NA.19-Z-B	Cucuí [1]
NA.19-Z-C	Ric Uaupés [1]
NA.19-Z-D	Pico da Neblina [1]
NA.20-X-C-III	Paredão [1]
NA.20-X-C-VI	Serra do Ajarani [1]
SA.19-V-B	-[1]
SA.19-X-A	Rio Curicuriari [1]
SA.19-X-B	São Gabriel da Cachoeira [1]
SA.23-V-D/	Turiaçu/ [4]
SA.23-Y-B	Pinheiro [4]
SA.23-X-C/	Cururupu/ [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-D	Araguaína [4]
SC.22-X-B	Conceição do Araguaia [4]
SB.23-V-A	Rio Cajuapará [4]
SB.24-V-D-V	Mombaça [1]
SB.24-Y-B-II	Catarina [1]
SC.22-X-A	Redenção [4]
SC.22-Z-C	Xinguara [4]
SC.24-X-D-V	Arapiraca [1]
SD.21-Y-C-II	Pontes e Lacerda [1]
SD.22-Z-C-VI	Itaguaru [1]
SD.22-Z-D-IV	Jaraguá [1]
SD.22-Z-D-V	Pirenópolis [1]
SD.23-Y-D	Buritis [2]
SD-23-Z-D-II	Monte Azul [3]
SD.23-Z-D-V	Rio Pardo de Minas [3]
SD.24-Y-B-V	Ibicaraí [1]
SD.24-Y-B-VI	Itabuna [1]
SE.22-X-A-III	Itaberaí [1]
SE.22-X-A-VI	Nazário [1]
SE.22-X-B-I	Nerópolis [1]
SE.22-X-B-II	Anápolis [1]
SE.22-X-B-IV	Goiânia [1]
SE.22-X-B-V	Leopoldo Bulhões [1]
SE.22-X-B-VI	Caraíba [1]
SE.23-V-B	São Romão [2]
SE.24-Y-C-V	Baixo Guandu [1]
SE.24-Y-C-VI	Colatina [1]
SF.23-X-B-I	Mariana [1]
SF.23-X-D-I	Rio Pomba [1]
SF.24-V-A-II	Afonso Cláudio [1]
SF.24-V-A-III	Domingos Martins [1]
SF.24-V-A-V	Cachoeiro Itapemirim [1]
SF.24-V-A-VI	Piuma [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-I.2/	Botuverá/ [1]
SG.22-Z-D-II.1	Brusque [1]
SG.22-Z-D-V	Florianópolis [1]
SH.22-V-C-IV	Santa Maria [3]
SH.22-Y-A-I.4	Passo do Salsinho [1]
SH.22-Y-C-II	Piratini [1]

Folhas Concluídas

Impressas

NB.20-Z-B-V	- [1]
NB.20-Z-B-VI	- [1]
NB.20-Z-D-II	Rio Quino [1]
NB.20-Z-D-III	- [1]
NB.20-Z-D-V	Vila Pereira [1]
NB-20-Z-D-VI	Rio Viruquim [1]
NB.21-Y-A-IV	- [1]
NB.21-Y-C-I	- [1]
NB.21-Y-C-IV	- [1]
SA.22-Y-D	Altamira [4]
SA.23-Y-D	Santa Inês [4]
SB.22-Z-A	Serra dos Carajás [4]
SB.23-V-B	Vitorino Freire [4]
SB.23-V-C	Imperatriz [4]
SB.24-X-B/D	Areia Branca/Mossoró [2]
SB.24-Z-B-II	Currais Novos [3]
SB.24-Z-B-V	Jardim do Seridó [3]
SB.24-Z-C	Serra Talhada [2]
SB.24-Z-C-VI	Afogados da Ingazeira [1]
SB.24-Z-D-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.24-V-A-III	Santa Filomena [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-Z-A-II	Jeremoabo [1]
SC.24-Z-A-III	Carira [1]
SC.25-V-A-II	Vitória de Sto. Antão [1]
SD.21-Z-A	Rosário do Oeste [2]
SD.21-Z-C	Cuiabá [2]
SD.22-X-D	Porangatu [2]
SD.22-Z-B	Uruaçu [2]
SD.22-Z-C	Ceres [2]
SD.22-Z-D	Goianésia [2]
SD.23-X-B	Ibotirama [2]
SD.23-X-D	Bom Jesus da Lapa [2]
SD.23-Y-C	Brasília [2]
SD.23-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]
SE.22-V-B	Iporá [2]
SE.22-X-A	S. Luís de Montes Belos [2]
SE.22-X-B	Goiânia [2]
SE.22-X-D	Morrinhos [2]
SE.23-Z-B	Guanhães [2]
SE.23-Z-C	Belo Horizonte [2]
SE.23-Z-D	Ipatinga [2]
SF.23-V-D-V.4	São Gonçalo do Sapucaí [1]
SF.23-X-B-II	Ponte Nova [1]
SF.23-X-B-IV	Rio Espera [1]
SF.23-X-C-III	Barbacena [1]
SF.23-X-C-IV	Lima Duarte [1]

Em editoração

SB.24-Y-C-V	Patos [1]
SB.24-Y-C-VI	Simões [1]
SB.24-Z-D-I	Patos [1]
SB.24-Z-D-II	Juazeirinho [1]
SC.24-V-A-II	Paulistana [1]
SC.24-V-A-IV	Barra do Bonito [1]
SC.24-V-A-V	Afrânio [1]
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]

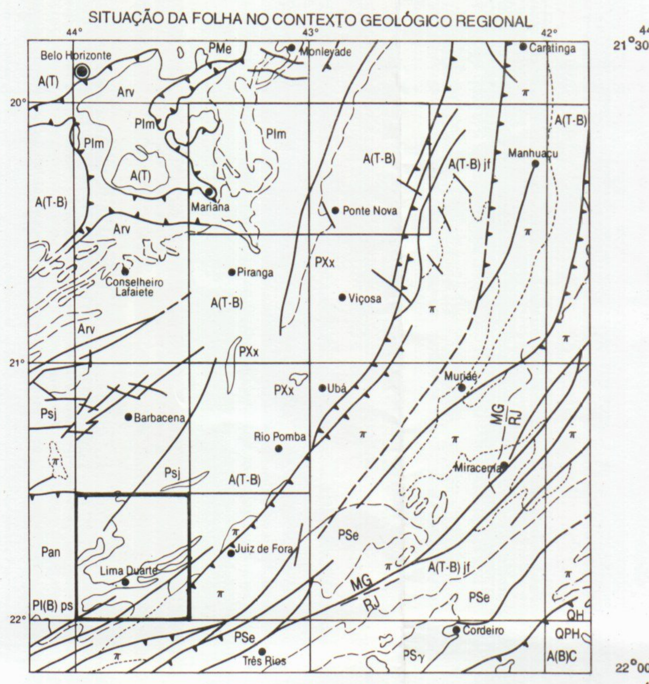
[1] Levantamento Geológico/Geoquímico/Metalogenético na escala 1:250.000, 1:100.000, 1:50.000; [2] Mapas Metalogenéticos e de Previsão de Recursos Minerais escala 1:250.000; [3] Mapas de Previsão de Recursos Hídricos Subterrâneos escala 1:100.000; [4] Projeto Especial Mapas de Recursos Minerais, de Solos 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.

MINISTÉRIO DA INFRA-ESTRUTURA
SECRETARIA NACIONAL DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

LIMA DUARTE

SF.23-X-C-VI

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

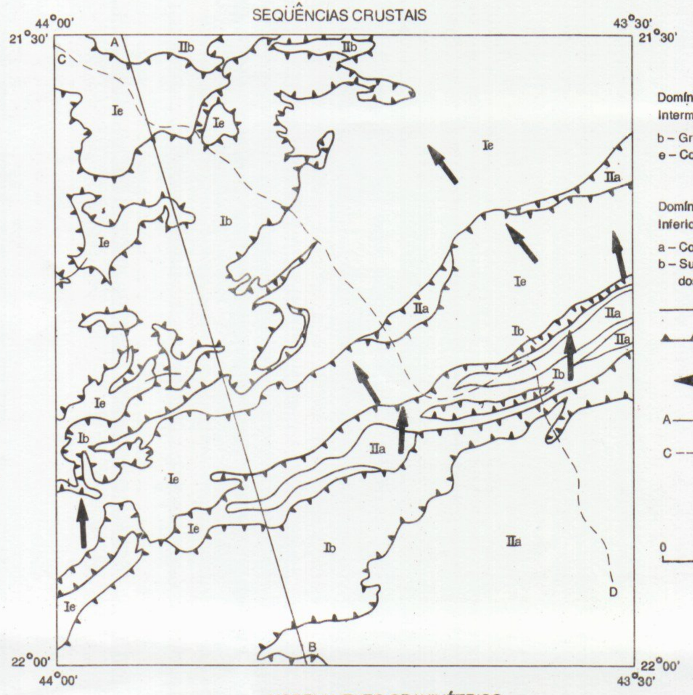


Fonte: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981.

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
QPH – Quaternário: Pleistoceno a Holoceno
QH – Quaternário: 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

Contato
Contato aproximado
Contato litológico
Falha definida
Falha aproximada
Falha de empurrão

SEQÜÊNCIAS CRUSTAIS

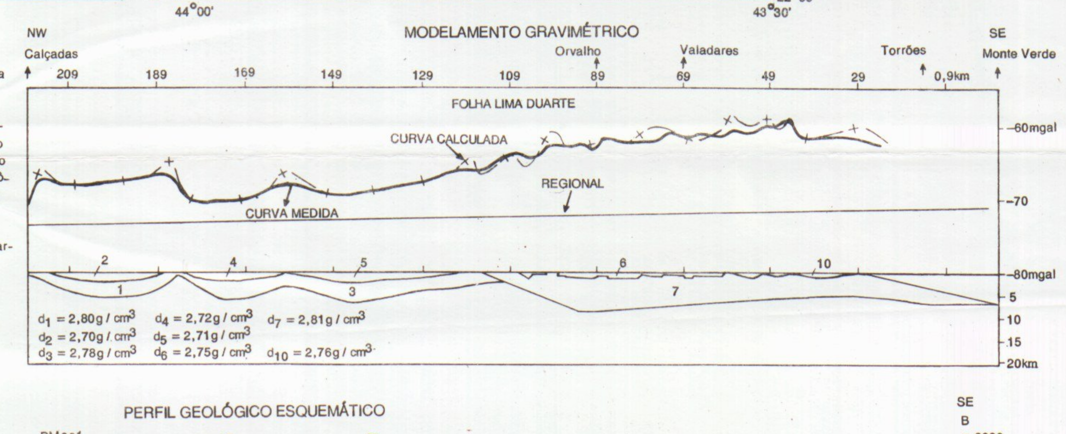


I
Domínio das Seqüências da Crosta Intermediária
b – Grupo Andrelândia
e – Complexo Mantiqueira

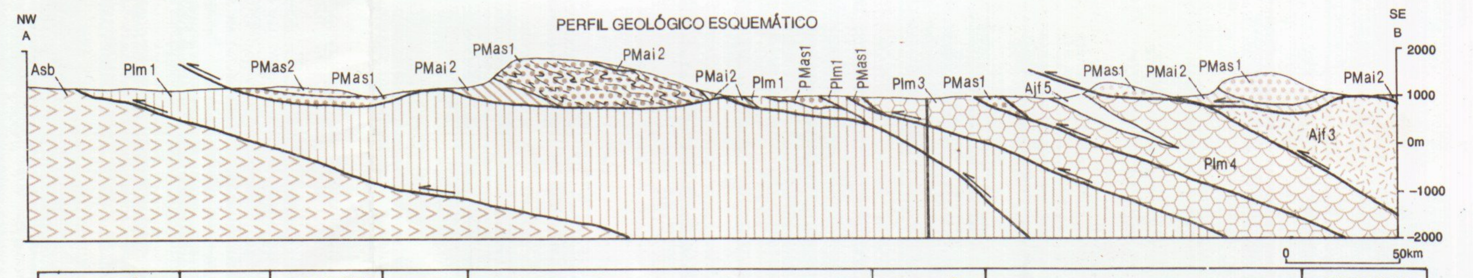
II
Domínio das Seqüências da Crosta Inferior
a – Complexo Juiz de Fora
b – Suíte Metamórfica São Bento dos Torres

Contato
Falha contracional de baixo ângulo
Sentido de transporte tectônico
A —— B Perfil geológico esquemático
C ---- D Perfil gravimétrico

MODELAMENTO GRAVIMÉTRICO



PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



	GRUPO / SUÍTE / COMPLEXO UNIDADE	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	PLUTONISMO	ROCHAS	DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA	EXPECTATIVAS METALOGENÉTICAS
MESOZÓICO		Qa			Depósitos aluvionares; areia, silte, argila e níveis de cascalho pouco freqüentes.		Continental.	
		Qc			Depósitos coluvionares.			
	INTRUSIVA BÁSICA	Mz gb			Gabro hipidiomórfico e piroxênio-andesito.	Indeformado e não-metamórfico.		
	PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA TOCANTINS – DOMÍNIO DA SUPRA-ESTRUTURA DA CROSTA INTERMEDIÁRIA							
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	INTRUSIVAS ÁCIDAS MAIS NOVAS QUE O TRANSAMAZÔNICO	Ppg			Pegmatito granítico.	Indeformado e não-metamórfico.		
		Granitos pós-tectônicos Pγ			Biotita-granito cinza, de grã média exibindo xenólitos das encaixantes.	Indeformado e não-metamórfico.		U, Th, Mo.
	INTRUSIVA ULTRABÁSICA MAIS NOVA QUE O TRANSAMAZÔNICO	Peridotito Lima Duarte Pυlm			Peridotito serpentinizado, com evidência de metamorfismo marcada pela presença de tremolita.	D_3		
PROTEROZÓICO MÉDIO	GRUPO ANDRELÂNDIA – SUPERIOR – UNIDADE 1 / UNIDADE 2	PMas1, PMas2	Rb/Sr 1.098 ± 50m.a. Ri = 0,70167		as1: Quartzito grosseiro, pobre em muscovita e em minerais coloridos, com intercalações subordinadas e delgadas de quartzitos finos. as2: Muscovita-quartzito, muscovita-quartzoxisto e muscovita-xisto, localmente granadíferos, de grãos finos a médios, em arranjo estratificado, com predomínio de um dos tipos sobre os demais.	$D_3 + D_4 + D_5$	1. Anfibolitos: basaltos toleíticos pobres em álcalis, fêmicos, provavelmente do tipo MORB–T, derivados de fonte mantélica a partir de um magma gabroidal hawaiítico, consideravelmente mais pobre em ETR do que os metabasitos Mantiqueira.	Unidade inferior: Au, Cu, Mo, U e Th.
	GRUPO ANDRELÂNDIA – INFERIOR – UNIDADE 1 / UNIDADE 2 / UNIDADE 3	PMai2, af, PMai3, PMai1	1.006 ± 84m.a. Ri = 0,71404; 942 ± 72m.a. Ri = 0,72221; 813 ± 32m.a. Ri = 0,70347; 775 ± 40m.a. Ri = 0,72434; K/Ar 550 ± 50m.a.		al1: (Estaurolita-cianita)-granada-muscovita-biotita-xisto, (muscovita-grafita)-granada-biotita-xisto e (granada-grafita)-silimanita-muscovita-biotita-xisto, de grãos finos a médios, cinza transicionando para os gnaisses de PMai1. Associam-se lentes de rochas calcissilicáticas (rc). al2: (Grafita)-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, e (muscovita-grafita)-silimanita-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, de grãos médios, cinza, não-bandados, com lentículas de quartzo deformadas. Associam-se lentes de rocha calcissilicática (rc). al3: Biotita-plagioclásio-gnaisse e granada-biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse, finamente bandados, com estruturas blastomiloníticas predominantes. Corpos de anfibolito ocorrem em domínios das unidades al1, al2 e al3.	Fácies anfibolito.	2. Gnaisses granadíferos: rochas metassedimentares correspondendo a gravaucas (ou folhelhos) derivadas de fonte granítica (baixo conteúdo de Na_2O) ou, genericamente ácida, de composição homogênea, com conteúdos moderados de ETR e acentuado fracionamento ETRL / ETRP. 3. Biotita-plagioclásio-gnaisses: rocha de gênese incerta, provavelmente derivada de material tonalítico-granodiorítico-granítico, com variação composicional ampla de ETR e acentuada relação ETRL / ETRP para a média dos teores. 4. Rochas calcissilicáticas e rochas metassedimentares, com padrão de ETR semelhante ao dos gnaisses granadíferos.	
	PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA MANTIQUEIRA							
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	INTRUSIVAS ÁCIDAS A INTERMEDIÁRIAS TRANSAMAZÔNICAS OU MAIS NOVAS	Granito Ribeirão dos Cavalos Pγrc			Biotita-granito leucocrático a mesocrático facóide a blastomilonítico.	D_3		Precursor para U, Th, Mo, Nb, Zr e TR.
		Tonalito-gnaisse Pirapetinga Pγp			Metatonalito porfiroblástico milonitizado, rico em magnetita.	D_3		Au, (Ag), Mo e Cu.
	NÃO-CONFORMIDADE – DOMÍNIO DA INFRA-ESTRUTURA DA CROSTA INTERMEDIÁRIA							
PROTEROZÓICO INFERIOR	COMPLEXO MANTIQUEIRA – UNIDADE 1 / UNIDADE 2 / UNIDADE 3 / UNIDADE 4 / UNIDADE 5	Plm5, mtb, Plm4, Plm2, Plm1, xm, Plm3	Rb/Sr 2.353 ± 52m.a. Ri = 0,70201; 2.160m.a. Ri = 0,713; K/Ar 666 ± 14m.a.; 525 ± 06m.a.		m1: Biotita-plagioclásio-gnaisse trondhjemítico a tonalítico, com domínios granadíferos e/ou anfibólicos, geralmente de grã fina, bandado tectonicamente e parcialmente migmatizado. Intercalam-se lentes de rocha calcissilicática (rc), de xistos magnesianos (tremolitito) (xm) e corpos de metabasito (mtb). Associam-se porções graníticas. m2: anfibolobiotita-plagioclásio-gnaisse tonalítico, de grã média, migmatizado em grau variado, localmente guardando relíquias de texturas ígneas. Intercalam-se corpos de metabasito (mtb). m3: Biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse granítico a granodiorítico, de grã fina a média, bandado tectonicamente, guardando domínios com texturas granitóides. São freqüentes corpos de metabasitos (mtb) na porção nordeste da unidade. m4: Gnaisse-trondhjemítico, cinza-claro, de grã fina, cisalhado, com intercalações de leitos delgados ricos em biotita e/ou anfibólio. m5: Granada-biotita-gnaisse migmatizado, cinza, grã média, com migmatização marcada por venulações a quartzo e feldspato, que evoluem para corpos pegmatóides.	$D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5$ Fácies anfibolito.	1. Metabasitos: comportam-se como basaltos toleíticos do tipo MORB–T, derivados de fonte mantélica, com cristalização em sistema aberto de alta pressão e fonte equivalente a granada-lherzolito. São fêmicos, pobres em álcalis, correspondendo a um magma tipo gabroidal hawaiítico. 2. Plagioclásio-gnaisses: rochas de associação calcêmica ou aluminocalfêmica, com subtipo granito-trondhjemítico, correspondendo a material metaluminoso com incursão pelo domínio peraluminoso. Aparentemente trata-se de pararochas, correspondendo a gravaucas derivadas de materiais preferencialmente granitóides ácidos, com padrão de ETR semelhante ao da crosta superior pré-cambriana. 3. Tremolititos: rochas originalmente peridotíticas, de assoalho oceânico, derivadas do manto, envolvendo magma alcalino. Não se associam às rochas básicas, que são do tipo MORB–T.	Granitóides mais alcalinos: U, Th e Mo. Granitóides cálcicos: Au, (Ag), Cu, Mo, Pb e Zn.
	NÃO-CONFORMIDADE – DOMÍNIO DA INFRA-ESTRUTURA DA CROSTA INFERIOR							
ARQUEANO	COMPLEXO JUIZ DE FORA – UNIDADE 1 / UNIDADE 2 / UNIDADE 3 / UNIDADE 4 / UNIDADE 5	Ajf5, Ajf1, Ajf2, Ajf4, Ajf3, mdr	Rb/Sr 3.675m.a. Ri = 0,7144; 3.177 ± 169m.a. Ri = 0,705; 3.000m.a. Ri = 0,7000; 2.511 ± 182m.a. Ri = 0,705; 2.243m.a. Ri = 0,7000; 1.483 ± 25m.a.* Ri = 0,7026; 644 ± 14m.a.* Ri = 0,709; K/Ar 1.100 a 400m.a.		jf1: Enderbito, hiperstênio-diorito e norito, de cor acastanhada a negra, grãos finos a médios, com estrutura "lit-par-lit", quase homófana nos tipos mais máficos. Mostram processos diaftoréticos, com geração de anfibolitos e anfibolo-biotita-plagioclásio-gnaisses. Ocasionalmente ocorrem "boudins" de rocha calcissilicática. Granada-biotita-gnaisse migmatítico. jf2: Migmatito com paleossoma de (anfibólio)-biotita-gnaisse, cinza a cinza-escuro, grão fino e neossoma de material granitóide de grão médio a grosso. Localmente, o feldspato mostra-se com coloração esverdeada. jf3: (Silimatita-grafita-anfibólio)-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse migmatizado e milonitizado, de cor escura, com abundantes corpos charnoquíticos, com os quais mostra limites difusos; metadiorito biotitizado (mdr). jf4: Quartzito grosseiro, impuro, feldspático e muscovítico, com freqüentes intercalações de gnaisses porfiroclásticos. jf5: Anfibolito, biotita-anfibólio-plagioclásio-gnaisses bandados e migmatitos, em íntima associação com tipos da unidade Plm4.	$D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5$ Fácies anfibolito a granulito.	1. Rochas charnoquíticas e derivadas. . Rochas básicas e intermediárias dioríticas: derivam de basaltos toleíticos, em parte calcialcalinos nas rochas dioríticas, continentais de bacia de retroarco ou de "arco-de-ilhas"; fêmicos a semifêmicos com magmas tipo diorítico, gabrodiorítico e gabroidal. . Rochas intermediárias tonalíticas e ácidas: derivam de protolito ígneo metassomático (?) e injetam-se nos tipos mais básicos; são calcialcalinas, semifêmicas a sálicas com magmas tipo granodiorítico a granítico. . Plagioclásio-gnaisses: têm quimismo compatível com granodiorito-tonalito e são metaluminosos; comportam-se, aparentemente, como granitóides do tipo MS ou como granitos tipo I. Têm padrões de ETR semelhantes aos das rochas charnoquíticas para os mesmos teores de SiO_2 e, certamente, delas derivam. 2. Gnaisses kinzigíticos: têm quimismo compatível com granodioritos, ocupam o campo das gravaucas e são peraluminosos. Correspondem a granitóides tipo MM ou granitos tipo S, com origem em depósitos sedimentares geossinclinais contaminados por fluidos metassomáticos oriundos do manto superior.	Unidades Ajf3 e Ajf5: precursoras para Au, Ag, Cu, Mo, Pb e Zn. Unidade Ajf1: precursora para Au, Mo, Cu, Pb e Zn.
	SUÍTE METAMÓRFICA SÃO BENTO DOS TORRES	Asb	Rb/Sr 2.683 ± 110m.a.* Ri = 0,7139		Ortoclásio granito de grã grossa, discretamente rosado e foliado; charnoenderbito, hiperstênio-diorito e norito, de cores negro-acastanhada a negro-esverdeada e de grãos finos a médios; formação ferrífera com magnetita.	$D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5$ Fácies anfibolito a granulito.	Basaltos toleíticos do tipo MORB–T: os materiais intermediários e ácidos podem ter origem a partir de fusão parcial do material básico.	Formação ferrífera: Au, Cu, Ag, Pb. Ortoclásio-granito: precursor para Au, Ag, Mo, Cu, Pb e Zn.

* Dados inéditos deste Projeto. Os demais são dados da bibliografia, ou baseados neles.

Contato definido
Contato aproximado
Contato transicional
Zona de cisalhamento dúctil, contracional, de baixo ângulo
Zona de cisalhamento dúctil, contracional, de baixo ângulo, aproximada
Falha indiscriminada, definida
Falha indiscriminada aproximada
Fratura fotointerpretada
Lineamentos estruturais fotointerpretados
Feições estruturais encobertas (contatos, falhas)
Antiforme, fotointerpretada, com caimento indicado
Sinforme, fotointerpretada, com caimento indicado
Antiforme invertida, fotointerpretada, com caimento indicado
Sinforme aproximada, da fase D_2, com caimento indicado
Antiforme aproximada, da fase D_5, com caimento indicado
Sinforme aproximada, da fase D_5, com caimento indicado
Foliação/bandamento gnáissico com mergulho medido
Foliação/bandamento gnáissico vertical
Foliação/bandamento gnáissico horizontal
Foliação milonítica com mergulho medido
Foliação milonítica vertical
Lineação de estiramento mineral (Lx), com caimento medido
Lineação de estiramento mineral (Lx), horizontal
Lineação de estiramento mineral (Lx), com caimento medido e indicação do sentido de transporte
Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_2
Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_3
Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_4
Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_5
Eixo horizontal de minidobra (LB) da fase D_2
Eixo horizontal de minidobra (LB) da fase D_4
Eixo horizontal de minidobra (LB) da fase D_5
Dique verticalizado (gb-gabro, db-diabásio)
Estação geológica
Mina em atividade
Mina paralisada
Garimpo em atividade
Garimpo abandonado
Ocorrência Mineral
Au – Ouro

ar – Areia
gri – Granito industrial

Estação com indicação do tipo de rocha
af – Anfibolito
ck – Rocha charnoquítica "Lato sensu"
ff – Formação ferrífera bandada
gb – Gabro
kzg – Gnáisse kinzigítico
mtb – Metabasito
qt – Quartzito
qtg – Quartzito granadífero
rc – Rocha calcissilicática
xtm – Xisto magnesiano (cloritaxisto, tremolitito etc.)
xt – Xisto

CIDADE
Vila
Povoado
Fazenda
Estrada pavimentada
Estrada sem pavimentação, tráfego permanente
Estrada sem pavimentação, tráfego periódico
Caminho
Estrada de ferro
Oleoduto subterrâneo
Curso de água permanente
Barragem

PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA GEOLÓGICA
FOLHA LIMA DUARTE

ESCALA 1: 100.000

2 km 0 2 4 6 km

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1991

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 escala 1:100.000 das folhas SF.23-X-C-VI-1 – Bias Forte, SF.23-X-C-VI-2 – Ewbank Câmara, SF.23-X-C-VI-3 – Lima Duarte e SF.23-X-C-VI-4 – Santa Bárbara do Monte Verde, escala 1:50.000, 1ª ed., 1ª imp., IBGE, 1976.
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 1991: 20°14'W. Cresce 8', anualmente.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BH, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia – CECAR / CPRM.
Chefia: Célio Lima de Macedo.
Planejamento cartográfico geral: Célio Lima de Macedo e Milton Brand Baptista.
Preparo da base para digitalização: Henrique André Lepsch e Manoel Leite de Sá.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho e Elizabeth de Almeida Cadete.
Especificações e revisão da execução cartográfica: Wilhelm Petter de Freire Bernard e Carlos Alberto da Silva Copolillo.
Digitalização da base planimétrica: COMPLASA Computação e Planejamento S/A.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

ARTICULAÇÃO DA FOLHA

	44°30'	44°00'	43°30' – 43°00'
21°00' – 21°30'	SF.23-X-C-II	BARBACENA SF.23-X-C-III	RIO POMBA SF.23-X-D-I
21°30' – 22°00'	SF.23-X-C-V	LIMA DUARTE SF.23-X-C-VI	SF.23-X-D-IV
22°00' – 22°30'	SF.23-Z-A-II	SF.23-Z-A-III	SF.23-Z-B-I

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, desde setembro de 1985.
Esta folha foi executada pela Superintendência Regional de Belo Horizonte, tendo sido concluída em 25 de abril de 1989.
Responsável técnico: Claiton Piva Pinto.
Supervisor: Atahualpa Valença Padilha.
Coordenador regional: Carlos Alberto Heineck
As informações cartográficas e demais dados gerados e utilizados para execução deste documento estão disponíveis em meios convencionais e magnéticos, no Sistema de Cartografia Digital – SCD e no Sistema de Informações Geológicas do Brasil – SIGA, ambos concebidos e implantados pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM.

CARTA METALOGENÉTICA / PREVISIONAL
FOLHA LIMA DUARTE, SF.23-X-C-VI
ESCALA 1:100.000 – DNPM, 1991

MINISTÉRIO DA INFRA-ESTRUTURA
SECRETARIA NACIONAL DE MINAS E METALURGIA
DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL

LIMA DUARTE

SF.23–X–C–VI

CONVENÇÕES METALOGENÉTICAS

CARACTERES DOS JAZIMENTOS

SUBSTÂNCIA MINERAL

Au – ouro; cm – caulim; ar – areia; Cu – cobre; gr – granito

QUIMISMO

Não-sublinhado: óxidos, hidróxidos e metais nativos (ex.: Au, U)

Sublinhado duplo: carbonatos, fosfatos, sulfatos, halóides, tungstatos (ex.: Mg)

Sublinhado simples: sulfetos, arsenietos, sulfossais (ex.: Pb, Zn)

Sublinhado com traços: silicatos (ex.: Zr)

ASSOCIAÇÃO MINERALÓGICA (mineral – minério sublinhado)

Au: ouro + quartzo

Cu: calcopirita + bornita + calcosina + malaquita + quartzo + feldspato + biotita ± granada ± silimanita ± grafita

cm: caulim + feldspato ± quartzo ± turmalina ± muscovita

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

bandada, laminada, xistosa; nodular, pisolítica, oolítica; disseminada, rede; maciça, granular, brechóide; multivenulada, "stockwork", "stringer"; "boxwork", pulverulenta, terrosa

CLASSE DO JAZIMENTO

- detríticos em pláceres
- de alteração superficial
- sedimentares e/ou associados a seqüências sedimentares
- vulcanogênicos e/ou associados a seqüências vulcanossedimentares
- ligados a rochas básico-ultrabásicas
- ligados a rochas alcalinas, carbonatitos e quimberlitos
- associados a rochas granitóides
- ligados a pegmatitos
- filonianos-hidrotermais
- metamórfico-metassomáticos

INDÍCIOS INDIRETOS DE MINERALIZAÇÕES

INDÍCIOS GEOQUÍMICOS

Anomalias de 1ª ordem: > X + 3DP (Zn1)

Anomalias de 2ª ordem: > X + 2DP (Ni2)

Anomalias de 3ª ordem: > X + DP (Cu3)

Valores em destaque: em ppm (Au 12)

Registro de ouro na bateia: Au

Zonas Anômalas

- em concentrado de bateia para ouro (Au).
- em sedimento de corrente para níquel (Ni) e cromo (Cr).

Estações Anômalas

- em concentrado de bateia para ouro (Au), zinco (Zn), chumbo (Pb).
- em sedimento de corrente para zinco (Zn), cobalto (Co), níquel (Ni), cobre (Cu), cromo (Cr).
- em rocha para ouro (Au), níquel (Ni), cobre (Cu), enxofre (S), flúor (F), cloro (Cl).

INDÍCIOS GEOFÍSICOS

Anomalia magnética, circular, não-modelada.

Lineamento magnético (provável falha).

OUTROS INDÍCIOS

Alterações: (c) carbonatação; (ep) epidotização; (m) muscovitização

Petrográficos: x qz – veio de quartzo; x Fe – rocha rica em ferro

MINERALÓGICOS (valor em porcentagem): x op 10 – 10% de minerais opacos; x ap 5 – 5% de apatita; x gf – presença de grafita

DADOS ECONÔMICOS

TAMANHO: pequeno; médio; grande

CATEGORIAS

SUBSTÂNCIA	PEQUENO	MÉDIO	GRANDE	UNIDADE
granito - gr	<	10^4	5×10^4 >	m^3/mês
areia/quartzo - ar	< 2×10^5		10^6 >	t/ano
caulim - cm	< 5×10^5		2×10^6 >	t

SITUAÇÃO ATUAL: mina; jazida; ativo; garimpo (lavra rudimentar); depósito; inativo; intermitente

UNIDADES E/OU LITÓTIPOS E ESTRUTURAS ESPECIAIS

Unidades Inferior (PMai) e Superior (PMas) do Grupo Andrelândia

Unidade Ajf1 e Ajf5 do complexo Juiz de Fora

Zonas de cisalhamento de baixo ângulo que afetam as unidades realçadas

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 prováveis e possíveis; raridade de indícios diretos de mineralizações e presença de indícios indiretos.

POTENCIAL: contexto geológico favorável; identificação e/ou continuidade de metalotectos possíveis; presença de indícios indiretos de mineralização e ausência de indícios diretos.

CARACTERÍSTICAS

ÁREAS Ia, Ib – Garimpos de ouro, abandonados, ocorrem na área Ia em aluviões e material colúvio-eluvial derivados e veios auríferos. Indícios de ouro em concentrado de bateia foram registrados sistematicamente em ambas as áreas (Ia e Ib), com teor variável até, no máximo, 12ppm de Au. Indícios de ouro também foram registrados em gnaisses, xistos e quartzitos do grupo Andrelândia, em amostras coletadas no seio desse grupo na proximidade de seu contato com os gnaisses do complexo Mantiqueira. É possível que as unidades inferiores do grupo Andrelândia tenham uma efetiva participação de rochas vulcânicas e/ou vulcanogênicas, como metabasaltos e metatufos básicos, atualmente identificados como anfibolitos ou gnaisses finos derivados de tufos félsicos, e que o ouro, primariamente associado a esses litótipos, tenha sido reciclado para a zona de cisalhamento de baixo ângulo através de fluidos hidrotermais silicosos, formando os veios de quartzo auríferos. Há também possibilidade de que esses veios de quartzo alojem-se nas charneiras e planos axiais das dobras dos eventos D_3 e D_4 (S_{t+1} e S_{t+2}).

ÁREAS IIa, IIb – Abrangem uma série de indícios de ouro em concentrado de bateia, que se distribuem ao longo de uma faixa com extensão superior a 30km. Adicionalmente, há registros isolados de anomalias geoquímicas de Cu, Ni e Cr em sedimento de corrente e de altos teores de S e Cl em amostra de rocha calcossilicática. Todos esses indícios estão claramente relacionados a ortognaisses básicos a intermediários, anfibolíticos, pertencentes às unidades Ajf1 e Ajf5 do complexo Juiz de Fora, tectonicamente colocados entre gnaisses do complexo Mantiqueira. A zona de cisalhamento de baixo ângulo, que imbricou os ortognaisses do complexo Juiz de Fora, criou condições para circulação dos fluidos hidrotermais, localmente evidenciados por processos de carbonatação e epidotização e, mais generalizadamente, por retrometamorfismo hidrotermal dos referido ortognaisses. O ouro, possivelmente, associa-se com o hidrotermalismo,a potencialmente, pode-se concentrar em filões associados às rochas básicas alteradas e cisalhadas. O registro de altos teores de S (1900ppm) e Cl (330ppm) em uma amostra analisada, é indicação da presença desses elementos na composição dos fluidos hidrotermais responsáveis pelo transporte do Au. Através do processo de sulfurização, é possível a formação de sulfetos de Fe, Cu e Ni pela reação do S com os elementos metálicos liberados da estrutura dos silicatos ferromagnesianos.

ÁREAS IIIa, IIIb – Dois garimpos de ouro em aluviões e duas ocorrências de cobre em gnaisses são os indícios diretos da mineralização que ocorre na área IIIa. Além disso há registros de ouro em concentrados de bateia (áreas IIIa e IIIb) e anomalias geoquímicas de zinco, cobalto e enxofre na área IIIa. Todos esses indícios estão espacialmente relacionados à periferia de corpos de charnoquitos básicos a intermediários que ocorrem no interior de gnaisses bandados, aluminosos, sugerindo a intrusão de charnoquitos nos gnaisses supracrustais de alto grau. Esses gnaisses bandados, aluminosos, contendo granada, silimanita e grafita, podem representar os equivalentes metamórficos de alto grau de uma seqüência originalmente sedimentar contendo níveis de rochas pelito-carbonosas, embora a presença de grafita possa também ser interpretada pelo aporte de CO_2 nos terrenos granulíticos. Dependendo da origem da grafita ou natureza dos protólitos, várias hipóteses podem ser formuladas para esclarecer as relações entre as mineralizações e o contexto geológico. A primeira hipótese é similar à comentada para as áreas IIa e IIb, implicando o aporte de fluidos hidrotermais contendo CO_2 e S como componentes, responsáveis pelo transporte do Au e sua precipitação, na reação com as rochas básicas ricas em ferro, pela formação de sulfetos de Fe-Cu-Zn, no processo de sulfurização, e pela cristalização da grafita a partir do carbono livre. Outra hipótese, de uso mais clássico, é a presença de mineralizações estratiformes de sulfetos de Fe+Cu+Zn(+Au) associados a gnaisses de alto grau, aluminosos e grafitosos, paraderivados, similares aos depósitos australianos, dos quais os sulfetos de Pb-Zn-Ag(Cu) de Broken Hill constituem depósitos tipo.

DISCRIMINAÇÃO DOS METALOTECTOS

ÁREAS	INDÍCIOS DE MINERALIZAÇÕES	METALOTECTOS – COMPROVADOS	METALOTECTOS – PROVÁVEIS	METALOTECTOS – POSSÍVEIS
Ia, b	Ouro	Ouro em aluviões e em colúvios-elúvios de veios de quartzo.	Concentração de ouro na zona de "decollement" da seqüência do grupo Andrelândia com o seu embasamento, representado pelos gnaisses do complexo Mantiqueira.	Concentração de ouro em veios de quartzo ao longo das charneiras das dobras e zonas de cisalhamento de baixo ângulo, dentro do grupo Andrelândia.
IIa, b	(Au, Cu, Ni, Cr, S, Cl)		Concentração de ouro na zona de cisalhamento de baixo ângulo que afeta os ortognaisses básicos a intermediários, anfibolíticos, das unidades Ajf1 e Ajf5 do complexo Juiz de Fora.	Associação do ouro com as zonas de alteração hidrotermal evidenciadas localmente por processos de carbonatação, epidotização e retrometamorfismo sobre os ortognaisses do complexo Juiz de Fora.
IIIa, b	Cobre, ouro (Au, Co, Zn, S)	Ouro em aluviões e mineralização de cobre em gnaisses aluminosos da unidade Ajf3 do complexo Juiz de Fora.	Concentração de ouro e metais básicos na periferia dos corpos de charnoquitos básicos a intermediários da unidade Ajf1 do complexo Juiz de Fora, no âmbito dos gnaisses aluminosos do mesmo complexo.	Associação do ouro e metais básicos com zonas grafitosas dos gnaisses aluminosos, possivelmente paraderivados.

LISTAGEM DE JAZIMENTOS MINERAIS

Nº DE REFERÊNCIA	SUBSTÂNCIA MINERAL	LOCAL	ROCHA ENCAIXANTE / HOSPEDEIRA / ENCAIXANTE E/OU ASSOCIADAS:	DADOS ECONÔMICOS
01	Ouro	Capoeirão	Veios de quartzo em quartzitos/qz-xistos	Garimpo no colúvio-elúvio
02	Ouro	Várzea do Brumado	Aluvião	
03	Ouro	Andorinhas	Aluvião	
04	Ouro	Moreiras	Aluvião	
05	Ouro	Moreiras	Aluvião	
06	Ouro	Fazenda Jacutinga	Aluvião	
07	Ouro	Fazenda Jacutinga	Aluvião	
08	Cobre	Margem esquerda do córr. Mundo Novo, 5km W de Monte Verde	Gnaisses bandados, aluminoso	
09	Cobre	Margem esquerda do córr. Mundo Novo, 4km W de Monte Verde	Gnaisses bandados, aluminosos	
10	Caulim	2,7km NW de Palmital	Pegmatito encaixado em xisto granadífero	
11	Caulim	1,5km W da fazenda das Três Cruzes	Pegmatito encaixado em sil-gra-bt-xisto	Caulim: RM=5.375t; RI=12.000t; RF=12.000t; Mica: RM=307m^3, RI=500m^3; RM=500m^3 Quartzo: RM=3.500t.
12	Caulim	Sul da serra das Três Cruzes	Pegmatito encaixado em sil-gra-bt-xisto	
13	Granito industrial	Pedreira de Lima Duarte	Gnaisse	Produção: 375m^3/mês
14	Granito industrial	Pedreira da Peroba	Gnaisse	
15	Granito industrial	Pedreira do Pião	Gnaisse	
16	Granito industrial	Pedreira de Chapéu d'Uvas	Granulito	
17	Areia	Toledo	Quartzito decomposto	
18	Areia	Lima Duarte	Quartzito decomposto	Produção: 1.800m^3/mês
19	Areia	Penido	Aluvião	
20	Areia	Manejo	Aluvião	
21	Areia	Valadares	Aluvião	
22	Areia	Valadares	Aluvião	

RM = reserva medida; RI = reserva indicada; Rf = reserva inferida;

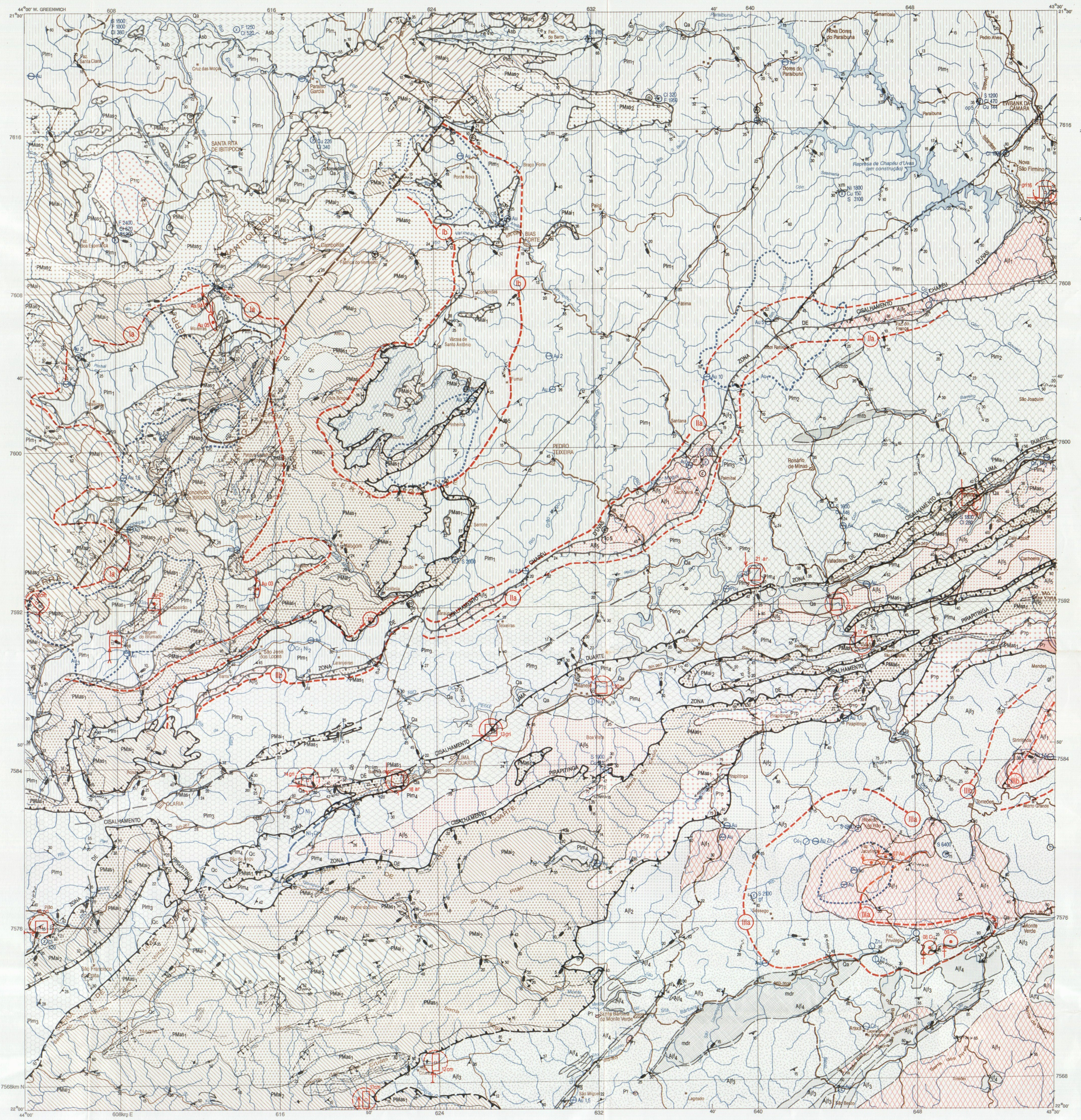
As informações relativas a esta folha formam um conjunto constituído por:

Carta Geológica, escala 1:100.000
Carta Metalogenética / Previsional, escala 1:100.000
Texto Explicativo
Mapas de Serviço, escala 1:100.000
Mapas de Caminhamento e Amostragem
Mapas Geoquímicos
Mapas Geofísicos

Arquivos Magnéticos: Fichas de descrição de afloramentos; Fichas de ocorrências minerais; Fichas de análises petrográficas; Boletins de análises químicas; Boletins de análises geoquímicas; Boletins de análises mineralógicas; Mapas digitalizados

Arquivos em Microfichas, Sistema COM

Informações sobre aquisição ou consulta destes documentos poderão ser obtidas no Departamento de Ciências Geológicas – DECIG / CPRM.



PROGRAMA LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS BÁSICOS DO BRASIL

CARTA METALOGENÉTICA/PREVISIONAL
FOLHA LIMA DUARTE

ESCALA 1: 100.000

PROJEÇÃO TRANSVERSA DE MERCATOR

1991

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 escala 1:100.000 das folhas SF.23-X-C-VI-1 – Bias Forte, SF.23-X-C-VI-2 – Ewbank Câmara, SF.23-X-C-VI-3 – Lima Duarte e SF.23-X-C-VI-4 – Santa Bárbara do Monte Verde, escala 1:50.000, 1ª ed., 1ª imp., IBGE, 1976.
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 1991: 20°14'W. Cresce 8', anualmente.
Dados temáticos e atualização da base planimétrica foram transferidos pelos técnicos da SUREG/BH, responsáveis pelos trabalhos de campo, visualmente, a partir da interpretação de aerofotos e imagens de satélite.
Tratamento cartográfico dos elementos da base e do tema sob a responsabilidade do Centro de Cartografia – CECAR / CPRM.
Chefia: Célio Lima de Macedo.
Planejamento cartográfico geral: Célio Lima de Macedo e Milton Brand Baptista.
Preparo da base para digitalização: Henrique André Lepsch e Manoel Leite de Sá.
Orientação e preparo dos originais de compilação: Alba Martinho Coelho e Elizabeth de Almeida Cadete.
Especificações e revisão da execução cartográfica: Wilhelm Petter de Freire Bernard e Carlos Alberto da Silva Copolillo.
Digitalização da base planimétrica: COMPLASA Computação e Planejamento S/A.

LOCALIZAÇÃO DA FOLHA

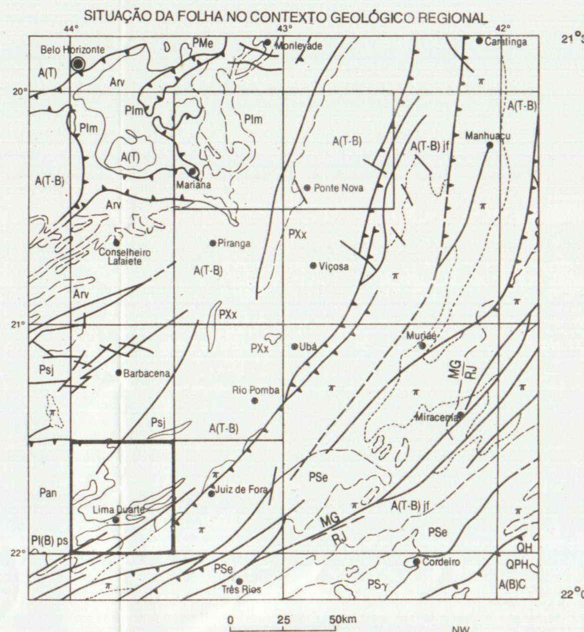
ARTICULAÇÃO DA FOLHA

	44°30'	44°00'	43°30'	43°00'
21°00'	SF.23-X-C-II	BARBACENA SF.23-X-C-III	RIO POMBA SF.23-X-D-I	21°00'
21°30'	SF.23-X-C-V	LIMA DUARTE SF.23-X-C-VI	SF.23-X-D-IV	21°30'
22°00'	SF.23-Z-A-II	SF.23-Z-A-III	SF.23-Z-B-I	22°00'
22°30'	44°30'	44°00'	43°30'	43°00'

CPRM

O Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil – PLGB, sob a coordenação geral de Valter José Marques, é executado pela Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais – CPRM, desde setembro de 1985.
Coordenação na Superintendência Regional de Belo Horizonte: Oswaldo Castanheira.
Técnicos responsáveis por esta folha:
Metalogenia: Carlos Alberto Heineck.
Geoquímica: Hélio Antônio de Souza.
Geofísica: Ricardo Moacyr de Vasconcellos, Edson Lopes Barreto e Raimundo Antônio Alves Dias Gomes.
Cadastramento Mineral: Claiton Piva Pinto.
Para a compilação deste tema foi utilizado, como base, o mapa geológico desta folha.

SITUAÇÃO DA FOLHA NO CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

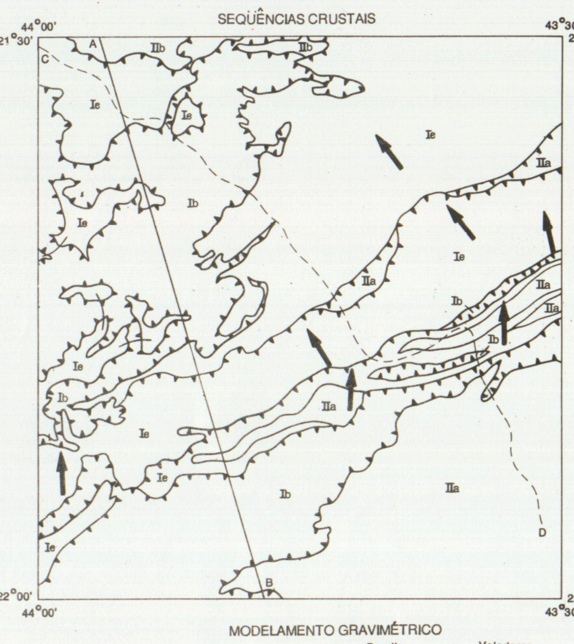


Fonte: Mapa Geológico do Brasil, escala 1:2.500.000, DNPM, 1981.

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
QPH – Quaternário: Pleistoceno a Holoceno
QH – Quaternário: 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

Contato; Contato aproximado; Contato litológico; Falha definida; Falha aproximada; Falha de empurrão

SEQÜÊNCIAS CRUSTAIS



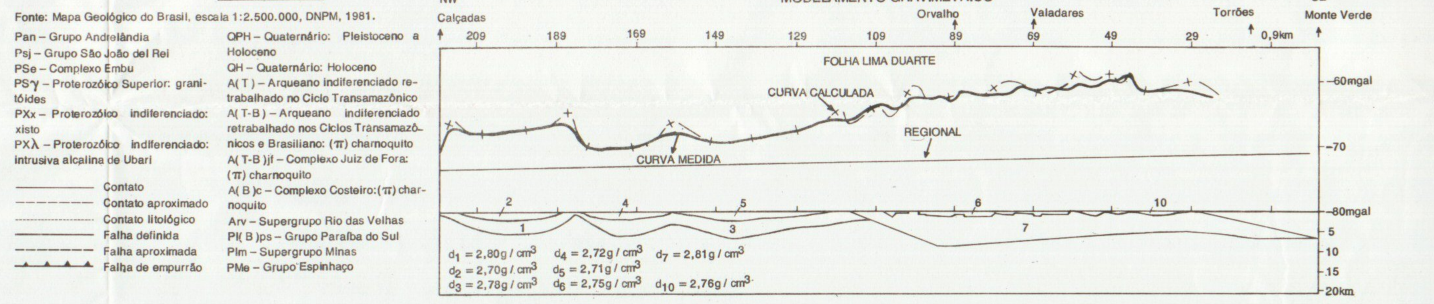
I
Domínio das Seqüências da Crosta Intermediária
b – Grupo Andrelândia
e – Complexo Mantiqueira

II
Domínio das Seqüências da Crosta Inferior
a – Complexo Juiz de Fora
b – Suíte Metamórfica São Bento dos Torres

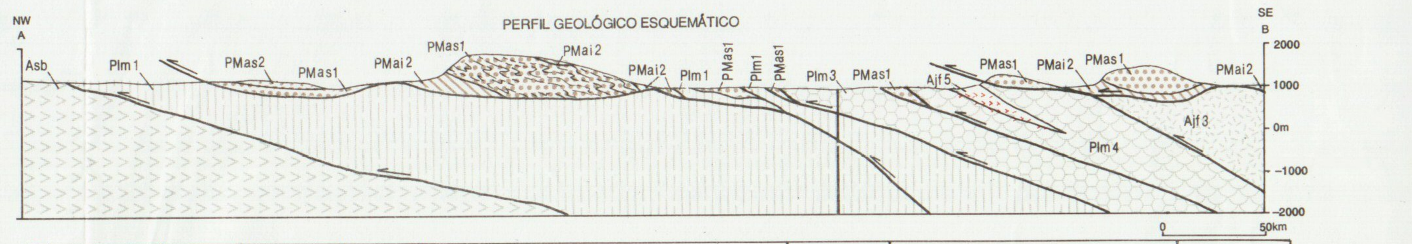
Contato
Falha contracional de baixo ângulo
Sentido de transporte tectônico
A——B Perfil geológico esquemático
C----D Perfil gravimétrico

0 5 10 15km

MODELAMENTO GRAVIMÉTRICO



PERFIL GEOLÓGICO ESQUEMÁTICO



	GRUPO / SUÍTE / COMPLEXO UNIDADE	SIMBOLOGIA	DADOS GEOCRONOLÓGICOS	PLUTONISMO	ROCHAS	DEFORMAÇÃO E METAMORFISMO	LITOAMBIÊNCIA	EXPECTATIVAS METALOGENÉTICAS
MESOZÓICO		Qa			Depósitos aluvionares; areia, silte, argila e níveis de cascalho pouco freqüentes.		Continental.	
MESOZÓICO		Qc			Depósitos coluvionares.			
MESOZÓICO	INTRUSIVA BÁSICA	Mz gb			Gabro hipidiomórfico e piroxênio-andesito.	Indeformado e não-metamórfico.		
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA TOCANTINS – DOMÍNIO DA SUPRA-ESTRUTURA DA CROSTA INTERMEDIÁRIA								
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	INTRUSIVAS ÁCIDAS MAIS NOVAS QUE O TRANSAMAZÔNICO	Ppg			Pegmatito granítico.	Indeformado e não-metamórfico.		
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	INTRUSIVAS ÁCIDAS MAIS NOVAS QUE O TRANSAMAZÔNICO	Granitos pós-tectônicos Pγ			Biotita-granito cinza, de grã média exibindo xenólitos das encaixantes.	Indeformado e não-metamórfico.		U, Th, Mo.
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	INTRUSIVA ULTRABÁSICA MAIS NOVA QUE O TRANSAMAZÔNICO	Peridotito Lima Duarte Pℓlm			Peridotito serpentinizado, com evidência de metamorfismo marcada pela presença de tremolita.	D_3		
PROTEROZÓICO MÉDIO	GRUPO ANDRELÂNDIA – SUPERIOR (UNIDADE 1, UNIDADE 2)	PMas1, PMas2	Rb/Sr 1.098 ± 50m.a. RI = 0,70167; 1.006 ± 84m.a. RI = 0,71404		as1: Quartzito grosseiro, pobre em muscovita e em minerais coloridos, com intercalações subordinadas e delgadas de quartzitos finos. as2: Muscovita-quartzito, muscovita-quartzoxisto e muscovita-xisto, localmente granadíferos, de grãos finos a médios, em arranjo estratificado, com predomínio de um dos tipos sobre os demais.	$D_3 + D_4 + D_5$	1. Anfibolitos: basaltos toleíticos pobres em álcalis, fêmicos, provavelmente do tipo MORB–T, derivados de fonte mantélica a partir de um magma gabroidal hawaiítico, consideravelmente mais pobre em ETR do que os metabasitos Mantiqueira. 2. Gnaisses granadíferos: rochas metassedimentares correspondendo a gravaucas (ou folhelhos) derivadas de fonte granítica (baixo conteúdo de Na_2O) ou, genericamente ácida, de composição homogênea, com conteúdos moderados de ETR e acentuado fracionamento ETRL / ETRP.	Unidade inferior: Au, Cu, Mo, U e Th.
PROTEROZÓICO MÉDIO	GRUPO ANDRELÂNDIA – INFERIOR (UNIDADE 1, UNIDADE 2, UNIDADE 3)	PMai1, PMai2, PMai3, af	942 ± 72m.a. RI = 0,72221; 813 ± 32m.a. RI = 0,70347; 775 ± 40m.a. RI = 0,72434; K/Ar 550 ± 50m.a.		ai1: (Estaurolita-cianita)-granada-muscovita-biotita-xisto, (muscovita-grafita)-granada-biotita-xisto e (granada-grafita)-silimanita-muscovita-biotita-xisto, de grãos finos a médios, cinza transicionando para os gnaisses de PMai1. Associam-se lentes de rochas calcissilicáticas (rc). ai2: (Grafita)-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, e (muscovita-grafita)-silimanita-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse, de grãos médios, cinza, não-bandados, com lentículas de quartzo deformadas. Associam-se lentes de rocha calcissilicáticas (rc). ai3: Biotita-plagioclásio-gnaisse e granada-biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse, finamente bandados, com estruturas blastomiloníticas predominantes. Corpos de anfibolito ocorrem em domínios das unidades ai1, ai2 e ai3.	Fácies anfibolito.	3. Biotita-plagioclásio-gnaisses: rocha de gênese incerta, provavelmente derivada de material tonalítico-granodiorítico-granítico, com variação composicional ampla de ETR e acentuada relação ETRL / ETRP para a média dos teores. 4. Rochas calcissilicáticas e rochas metassedimentares, com padrão de ETR semelhante ao dos gnaisses granadíferos.	
PROVÍNCIA GEOTECTÔNICA MANTIQUEIRA								
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	INTRUSIVAS ÁCIDAS A INTERMEDIÁRIAS TRANSAMAZÔNICAS OU MAIS NOVAS	Granito Ribeirão dos Cavalos Pγrc			Biotita-granito leucocrático a mesocrático facóide a blastomilonítico.	D_3		Precursor para U, Th, Mo, Nb, Zr e TR.
PROTEROZÓICO INDIFERENCIADO	INTRUSIVAS ÁCIDAS A INTERMEDIÁRIAS TRANSAMAZÔNICAS OU MAIS NOVAS	Tonalito-gnaisse Pirapetinga Pγp			Metatonalito porfiroblástico milonitizado, rico em magnetita.	D_3		Au, (Ag), Mo e Cu.
NÃO-CONFORMIDADE – DOMÍNIO DA INFRA-ESTRUTURA DA CROSTA INTERMEDIÁRIA								
PROTEROZÓICO INFERIOR	COMPLEXO MANTIQUEIRA (UNIDADE 1 a UNIDADE 5)	Plm1, Plm2, Plm3, Plm4, Plm5, mtb, xm	Rb/Sr 2.353 ± 52m.a. RI = 0,70201; 2.160m.a. RI = 0,713; K/Ar 666 ± 14m.a.; 525 ± 06m.a.		m1: Biotita-plagioclásio-gnaisse trondhjemítico a tonalítico, com domínios granadíferos e/ou anfibólicos, geralmente de grã fina, bandado tectonicamente e parcialmente migmatizado. Intercalam-se lentes de rocha calcissilicática (rc), de xistos magnesianos (tremolitito) (xm) e corpos de metabasito (mtb). Associam-se porções graníticas. m2: anfibolobiotita-plagioclásio-gnaisse tonalítico, de grã média, migmatizado em grau variado, localmente guardando relíquias de texturas ígneas. Intercalam-se corpos de metabasito (mtb). m3: Biotita-plagioclásio-microclina-gnaisse granítico a granodiorítico, de grã fina a média, bandado tectonicamente, guardando domínios com texturas granitóides. São freqüentes corpos de metabasitos (mtb) na porção nordeste da unidade. m4: Gnaisse-trondhjemítico, cinza-claro, de grã fina, cisalhado, com intercalações de leitos delgados ricos em biotita e/ou anfibólio. m5: Granada-biotita-gnaisse migmatizado, cinza, grã média, com migmatização marcada por venulações a quartzo e feldspato, que evoluem para corpos pegmatóides.	$D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5$; Fácies anfibolito.	1. Metabasitos: comportam-se como basaltos toleíticos do tipo MORB–T, derivados de fonte mantélica, com cristalização em sistema aberto de alta pressão e fonte equivalente a granada-lherzolito. São fêmicos, pobres em álcalis, correspondendo a um magma tipo gabroidal hawaiítico. 2. Plagioclásio-gnaisses: rochas de associação calcêmica ou aluminocalcêmica, com subtipo granito-trondhjemítico, correspondendo a material metaluminoso com incursão pelo domínio peraluminoso. Aparentemente trata-se de pararochas, correspondendo a gravaucas derivadas de materiais preferencialmente granitóides ácidos, com padrão de ETR semelhante ao da crosta superior pré-cambriana. 3. Tremolititos: rochas originalmente peridotíticas, de assoalho oceânico, derivadas do manto, envolvendo magma alcalino. Não se associam às rochas básicas, que são do tipo MORB–T.	Granitóides mais alcalinos: U, Th e Mo. Granitóides cálcicos: Au, (Ag), Cu, Mo, Pb e Zn.
NÃO-CONFORMIDADE – DOMÍNIO DA INFRA-ESTRUTURA DA CROSTA INFERIOR								
ARQUEANO	COMPLEXO JUIZ DE FORA (UNIDADE 1 a UNIDADE 5)	Ajf1, Ajf2, Ajf3, Ajf4, Ajf5, mdr	Rb/Sr 3.675m.a. RI = 0,7144; 3.177 ± 169m.a. RI = 0,705; 3.000m.a. RI = 0,7000; 2.511 ± 182m.a. RI = 0,705; 2.243m.a. RI = 0,7000; 1.483 ± 25m.a.* RI = 0,7026; 644 ± 14m.a.* RI = 0,709; K/Ar 1.100 a 400m.a.		jf1: Enderbito, hiperstênio-diorito e norito, de cor acastanhada a negra, grãos finos a médios, com estrutura "lit-par-lit", quase homófana nos tipos mais máficos. Mostram processos diaftoréticos, com geração de anfibolitos e anfibólio-biotita-plagioclásio-gnaisses. Ocasionalmente ocorrem "boudins" de rocha calcissilicática. Granada-biotita-gnaisse migmatítico. jf2: Migmatito com paleossoma de (anfibólio)-biotita-gnaisse, cinza a cinza-escuro, grão fino e neossoma de material granitóide de grão médio a grosso. Localmente, o feldspato mostra-se com coloração esverdeada. jf3: (Silimanita-grafita-anfibólio)-granada-biotita-plagioclásio-gnaisse migmatizado e milonitizado, de cor escura, com abundantes corpos charnoquíticos, com os quais mostra limites difusos; metadiorito biotitizado (mdr). jf4: Quartzito grosseiro, impuro, feldspático e muscovítico, com freqüentes intercalações de gnaisses porfiroclásticos. jf5: Anfibolito, biotita-anfibólio-plagioclásio-gnaisses bandados e migmatitos, em íntima associação com tipos da unidade Plm4.	$D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5$; Fácies anfibolito a granulito.	1. Rochas charnoquíticas e derivadas. . Rochas básicas e intermediárias dioríticas: derivam de basaltos toleíticos, em parte calcialcalinos nas rochas dioríticas, continentais de bacia de retroarco ou de "arco-de-ilhas"; fêmicos a semifêmicos com magmas tipo diorítico, gabrodiorítico e gabroidal. . Rochas intermediárias tonalíticas e ácidas: derivam de protolito ígneo metassomático (?) e injetam-se nos tipos mais básicos; são calcialcalinas, semifêmicas a sálicas com magmas tipo granodiorítico a granítico. . Plagioclásio-gnaisses: têm quimismo compatível com granodiorito-tonalito e são metaluminosos; comportam-se, aparentemente, como granitóides do tipo MS ou como granitos tipo I. Têm padrões de ETR semelhantes aos das rochas charnoquíticas para os mesmos teores de SiO_2 e, certamente, deles derivam. 2. Gnaisses kinzigíticos: têm quimismo compatível com granodioritos, ocupam o campo das gravaucas e são peraluminosos. Correspondem a granitóides tipo MM ou granitos tipo S, com origem em depósitos sedimentares geossinclinais contaminados por fluidos metassomáticos oriundos do manto superior.	Unidades Ajf3 e Ajf5: precursoras para Au, Ag, Cu, Mo, Pb e Zn. Unidade Ajf1: precursora para Au, Mo, Cu, Pb e Zn.
ARQUEANO	SUÍTE METAMÓRFICA SÃO BENTO DOS TORRES	Asb	Rb/Sr 2.683 ± 110m.a.* RI = 0,7139		Ortoclásio granito de grã grossa, discretamente rosado e foliado; charnoenderbito, hiperstênio-diorito e norito, de cores negro-acastanhada a negro-esverdeada e de grãos finos a médios; formação ferrífera com magnetita.	$D_1 + D_2 + D_3 + D_4 + D_5$; Fácies anfibolito a granulito.	Basaltos toleíticos do tipo MORB–T: os materiais intermediários e ácidos podem ter origem a partir de fusão parcial do material básico.	Formação ferrífera: Au, Cu, Ag, Pb. Ortoclásio-granito: precursor para Au, Ag, Mo, Cu, Pb e Zn.

Contato definido; Contato aproximado; Contato transicional; Zona de cisalhamento dúctil, contracional, de baixo ângulo; Zona de cisalhamento dúctil, contracional, de baixo ângulo, aproximada; Falha indiscriminada, definida; Falha indiscriminada aproximada; Fratura fotointerpretada; Lineamentos estruturais fotointerpretados; Feições estruturais encobertas (contatos, falhas)

Antiforme, fotointerpretada, com caimento indicado; Sinforme, fotointerpretada, com caimento indicado; Antiforme invertida, fotointerpretada, com caimento indicado; Sinforme aproximada, da fase D_2, com caimento indicado; Antiforme aproximada, da fase D_5, com caimento indicado; Sinforme aproximada, da fase D_5, com caimento indicado; Foliação/bandamento gnáissico com mergulho medido; Foliação/bandamento gnáissico vertical

Foliação/bandamento gnáissico horizontal; Foliação milonítica com mergulho medido; Foliação milonítica vertical; Lineação de estiramento mineral (Lx), com caimento medido; Lineação de estiramento mineral (Lx), horizontal; Lineação de estiramento mineral (Lx), com caimento medido e indicação do sentido de transporte; Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_2

Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_3; Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_4; Eixo de minidobra (LB) com caimento medido, da fase D_5; Eixo horizontal de minidobra (LB) da fase D_2; Eixo horizontal de minidobra (LB) da fase D_4; Eixo horizontal de minidobra (LB) da fase D_5; Dique verticalizado (gb-gabro, db-diabásio)

CIDADE; Vila; Povoado; Fazenda; Estrada pavimentada; Estrada sem pavimentação, tráfego permanente; Estrada sem pavimentação, tráfego periódico; Caminho; Estrada de ferro; Oleoduto subterrâneo; Curso de água permanente; Barragem