



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOLOGIA E POTENCIAL MINERAL  
DA REGIÃO DE ANICUNS, GOIÁS**

Dissertação de Mestrado  
Nº. 59

**NILO SÉRGIO DE VARGAS NUNES**

**Orientador: OTHON HENRY LEONARDOS**

**BRASÍLIA  
ABRIL, 1990**



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA  
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA E POTENCIAL MINERAL DA REGIÃO DE ANICUNS, GOIÁS

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Nº 59

NILO SÉRGIO DE VARGAS NUNES

ORIENTADOR: OTHON HENRY LEONARDOS

EXAMINADOR: REINHARDT ADOLFO FUCK

EXAMINADOR: JOSÉ CARUSO MORESCO DANNI

ABRIL 1990



A Margot e Estela por toda a compreensão e apoio durante a realização deste trabalho.



## SUMARIO

INDICE DE FIGURAS .....	vii
INDICE DE TABELAS .....	xiii
ABSTRACT .....	xiv
RESUMO .....	xvi
AGRADECIMENTOS .....	xviii
I - INTRODUÇÃO .....	1
1.1 - OBJETIVOS .....	1
1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ASPECTOS FISIOGRAFICOS .....	1
1.3 - TRABALHOS ANTERIORES .....	4
II - GEOLOGIA REGIONAL .....	8
2.1 - INTRODUÇÃO .....	8
2.2 - ARQUEANO .....	8
2.3 - PROTEROZOICO INFERIOR .....	11
2.4 - PROTEROZOICO MEDIO .....	12
2.5 - PROTEROZOICO SUPERIOR .....	12
2.6 - CONCLUSÕES .....	13
III - ESTRATIGRAFIA .....	14
3.1 - INTRODUÇÃO .....	14
3.2 - EMBASAMENTO GRANITO-GNAISSICO .....	15
X 3.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAI .....	17
* 3.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA .....	18
3.5 - COMPLEXO CORREGO SECO .....	19
3.6 - INTRUSÕES GRANITICAS .....	19
3.7 - CONCLUSÕES .....	20
IV - PETROGRAFIA .....	22
4.1 - INTRODUÇÃO .....	22
4.2 - EMBASAMENTO GRANITO-GNAISSICO .....	22



4.2.1 - Embasamento do Setor Sul .....	23
4.2.2 - Embasamento do Setor Nordeste .....	26
4.2.2.1 - Biotita Gnaissés .....	26
4.2.2.2 - Anfibolitos (meta-hornblenda gabros) .....	28
4.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ .....	29
X 4.3.1 - Rochas Ultramáficas e Máficas .....	30
X 4.3.1.1 - Anfibólio-clorita Xistos .....	31
X 4.3.1.2 - Talco-clorita Xistos .....	32
X 4.3.1.3 - <sup>Amfibólio-talco</sup> Talco-anfibólio Xistos .....	33
X 4.3.1.4 - Clorita-talco-anfibólio Xistos .....	33
X 4.3.1.5 - Anfibólio Xistos .....	33
X 4.3.1.6 - Anfibolitos .....	34
4.3.2 - Metavulcânicas Intermediárias e Ácidas .....	36
4.3.3 - Metassedimentos Químicos .....	38
4.3.4 - Mármorees .....	38
4.3.5 - Rochas Metassedimentares .....	40
4.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANCA .....	40
4.4.1 - Metassedimentos .....	41
4.4.2 - Anfibolitos .....	43
4.4.3 - Anfibólio Xistos .....	46
4.4.4 - Outros Tipos Petrográficos .....	48
4.5 - COMPLEXO CORREGO SECO .....	49
4.5.1 - Meta-quartzo Dioritos, Meta-dioritos e Microdioritos .....	51
4.5.2 - Quartzo-anfibolitos .....	53
4.5.3 - Hornblenda Gabros, Hornblenda Gabronoritos e Hornblenda Noritos .....	54
4.6 - GRANITOS .....	58
4.6.1 - Granitos Pré a Sin-tectônicos .....	59



4.6.1.1 - Granito da Fazenda Lavrinha .....	59
4.6.1.2 - Intrusões Menores .....	60
4.6.2 - Granitos Pós-tectônicos .....	62
4.6.2.1 - Granito <sup>Grande Mor</sup> Gota .....	62
V - METAMORFISMO .....	64
5.1 - INTRODUÇÃO .....	64
5.2 - ROCHAS GRANITO-GNAISSICAS .....	66
5.2.1 - Embasamento do Setor Sul .....	66.
5.2.2 - Embasamento do Setor Nordeste .....	66
5.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ .....	67
X 5.3.1 - Rochas Ultramáficas e Máficas .....	67
5.3.2 - Rochas Intermediárias e Ácidas .....	70
5.3.3 - Rochas Químicas .....	70
5.3.3.1 - Metachert Ferrífero .....	70
5.3.3.2 - Rochas Carbonatadas .....	72
5.3.4 - Conclusões .....	71
o 5.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA .....	72
5.4.1 - Metapelitos .....	73
5.4.1.1 - Paragêneses do Metamorfismo Pro-	
gressivo .....	73
5.4.1.2 - Paragêneses do Retrometamorfismo ...	76
5.4.2 - Anfibolitos .....	77
5.4.2.1 - Paragêneses do Metamorfismo Pro-	
gressivo .....	77
5.4.2.2 - Paragêneses do Retrometamorfismo ...	77
5.4.3 - Paragêneses do Metamorfismo de Contato ....	78
5.5 - COMPLEXO CORREGO SECO .....	79
VI - DEFORMAÇÃO .....	82
6.1 - INTRODUÇÃO .....	82
6.2 - EMBASAMENTO DO SETOR SUL .....	82
6.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ .....	82



6.3.1 - Deformação por Dobramento .....	83
6.3.2 - Deformação por Falhamentos .....	85
6.3.3 - Deformações Tardias .....	87
● 6.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANCA .....	87
6.4.1 - Deformação por Dobramento .....	88
6.4.2 - Deformação por Falhamento e por Intrusão e Implicações Relacionadas .....	89
6.5 - CONCLUSÕES .....	91
VII - PETROQUIMICA .....	97
7.1 - INTRODUÇÃO .....	97
7.2 - GNAISSES DO EMBASAMENTO DO SETOR SUL .....	103
X 7.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ .....	105
X 7.3.1 - Rochas Meta-máficas e Meta-ultramáficas ...	105
7.3.2 - Mármore e Rochas Calciossilicatadas .....	111
● 7.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANCA .....	111
7.4.1 - Anfibolitos .....	112
7.4.2 - Metassedimentos .....	119
7.5 - GABROS E DIORITOS DO COMPLEXO CORREGO SECO .....	120
7.6 - GRANITOS .....	124
VIII - GEOLOGIA ECONOMICA .....	126
8.1 - INTRODUÇÃO .....	126
8.2 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ .....	127
8.2.1 - Concentrações de Niquel .....	127
8.2.2 - Mineralizações Sulfetadas de Cobre e Zinco	128
8.2.3 - Depósitos de Ouro .....	129
● 8.3 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANCA .....	130
8.3.1 - Ocorrências Auríferas .....	132
8.3.1.1 - Ocorrência de Anicuns .....	132
8.4 - MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS A INTRUSÕES GRANITICAS	139
IX - CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES .....	140



BIBLIOGRAFIA ..... 143

ANEXOS

1 - Documentação Fotográfica ..... 153

2 - Mapa Geológico ..... 189

3 - Secções Geológicas ..... 191

4 - Mapa Estrutural ..... 193

5 - Mapa de Pontos ..... 195



## INDICE DE FIGURAS

Fig. 1.1 - Mapa de localização da área estudada .....	3
Fig. 2.1 - Mapa geológico regional .....	10
Fig. 3.1 - Coluna estratigráfica da Região de Anicuns - GO ..	16
Fig. 5.1 - Diagrama $PH_2O-T$ mostrando os limites de estabilidade dos minerais e as condições do metamorfismo regional .....	69
Fig. 5.2 - Curvas de equilíbrio isobárico de reações aplicadas às rochas ultramáficas .....	69
Fig. 6.1-A - Estereograma de polos de foliação milonítica - Embasamento do Setor Sul .....	93
Fig. 6.1-B - Estereograma dos polos de xistosidade $S_1$ e $S_2$ - Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	93
Fig. 6.1-C - Estereograma dos polos de xistosidade $S_1$ e $S_2$ - Seqüência do Córrego da Boa Esperança (Domínio da Porção Centro-oeste da área) .....	94
Fig. 6.1-D - Estereograma dos polos de xistosidade $S_1$ e $S_2$ - Seqüência do Córrego da Boa Esperança (Domínio Sul à Cidade de Anicuns) .....	94
Fig. 6.1-E - Estereograma dos polos de xistosidade $S_1$ e $S_2$ - Seqüência do Córrego da Boa Esperança (Domínio do Poço da Sociedade e arredores) .....	95
Fig. 6.1-F - Estereograma dos polos de xistosidade $S_1$ - Seqüência do Córrego da Boa Esperança (Domínio Sudeste) .....	95
Fig. 6.2-A - Estereograma de lineações $L_1$ , $L_2$ e $L_3$ - Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	96
Fig. 6.2-B - Estereograma de lineações $L_1$ , $L_2$ , $L_3$ e $L_4$ - Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	96



Fig. 7.1 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ de Garrels & Mackenzie (1971) para rochas do Embasamento do Setor Sul .....	104
Fig. 7.2 - Diagrama triangular $\text{K}_2\text{O}$ X $\text{MgO}$ X $\text{Na}_2\text{O}$ de La Roche (1965) para rochas do Embasamento do Setor Sul ...	104
Fig. 7.3 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O}$ X $\text{K}_2\text{O}$ de Condie & Hunter (1976) para rochas do Embasamento do Setor Sul .....	104
Fig. 7.4 - Diagrama triangular $\text{Na}_2\text{O}$ X $\text{CaO}$ X $\text{K}_2\text{O}$ de Condie & Hunter (1976) para rochas do Embasamento do Setor Sul .....	104
Fig. 7.5 - Diagrama AFM de Irvine & Baragar (1971) para rochas do Embasamento do Setor Sul .....	104
Fig. 7.6 - Diagrama $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ X $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$ de Miyashiro (1975) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	106
Fig. 7.7 - Diagrama de $\text{AlK}$ X $\text{SiO}_2$ de Cox et alii (1981) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	106
Fig. 7.8 - Diagrama $\text{K}_2\text{O}$ X $\text{Na}_2\text{O}$ in Teixeira et alii (1982) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	106
Fig. 7.9 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{F}/\text{F}+\text{M}$ de Arndt et alii (1977) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	106
Fig. 7.10 - Diagrama $\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{MgO}$ de Viljoen (1982) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	107
Fig. 7.11 - Diagrama triangular $\text{Al}_2\text{O}_3$ X $\text{FeO}_T+\text{TiO}_2$ X $\text{MgO}$ de Jensen (1976) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí .....	107



- Fig. 7.12 - Diagrama triangular  $\text{CaO} \times \text{MgO} \times \text{Al}_2\text{O}_3$  de Marston & Groves (1981) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí ... 107
- Fig. 7.13 - Diagrama  $\text{Ni} \times \text{Cr}$  de Sun & Nesbitt (1977) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí ..... 107
- Fig. 7.14 - Diagrama  $\text{Ti} \times \text{Cr}$  de Pearce & Cann (1973) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí ..... 110
- Fig. 7.15 - Diagrama  $\text{Cr} \times \text{FeO/MgO}$  de Miyashiro & Shido (1975) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí ..... 110
- Fig. 7.16 - Diagrama  $\text{Ni} \times \text{FeO/MgO}$  de Miyashiro & Shido (1975) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí ..... 110
- Fig. 7.17 - Diagrama triangular  $\text{K}_2\text{O} \times \text{TiO}_2 \times \text{P}_2\text{O}_5$  de Pearce et alii (1977) para rochas meta-máficas e meta-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí ..... 110
- Fig. 7.18 - Diagrama  $\text{MgO} \times \text{CaO}$  para rochas carbonatadas da Seqüência Anicuns-Itaberaí ..... 110
- Fig. 7.19 - Diagrama  $\text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O} \times \text{Na}_2\text{O/K}_2\text{O}$  de Miyashiro (1975) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança ..... 113
- Fig. 7.20 - Diagrama  $\text{Na}_2\text{O/Al}_2\text{O}_3 \times \text{K}_2\text{O/Al}_2\text{O}_3$  de Garrels & Mackenzie (1971) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança ..... 113
- Fig. 7.21 - Diagrama triangular  $\text{K}_2\text{O} \times \text{MgO} \times \text{Na}_2\text{O}$  de La Roche (1965) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança ..... 113
- Fig. 7.22 - Diagrama  $\text{CaO} \times \text{Na}_2\text{O}$  de Schuldiner et alii (1979) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego



go da Boa Esperança .....	113
Fig. 7.23 - Diagrama AlK X SiO <sub>2</sub> de Cox et alii (1981) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	113
Fig. 7.24 - Diagrama triangular Na <sub>2</sub> O X K <sub>2</sub> O X CaO de Tegye (1974) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	114
Fig. 7.25 - Diagrama FeO/MgO X SiO <sub>2</sub> de Miyashiro (1974) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	114
Fig. 7.26 - Diagrama K <sub>2</sub> O X Na <sub>2</sub> O de Kuno (1967) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	114
Fig. 7.27 - Diagrama triangular K <sub>2</sub> O X TiO <sub>2</sub> X P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> de Pearce et alii (1975) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	114
Fig. 7.28 - Diagrama K <sub>2</sub> O X SiO <sub>2</sub> de Jakes & Gill (1970) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	114
Fig. 7.29 - Diagrama AlK X SiO <sub>2</sub> in Carmichael et alii (1974) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	114
Fig. 7.30 - Diagrama Cr X FeO/MgO de Miyashiro & Shido (1975) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	117
Fig. 7.31 - Diagrama Ni X FeO/MgO de Miyashiro & Shido (1975) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	117
Fig. 7.32 - Diagrama Ti X Cr de Pearce & Cann (1973) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da	



Boa Esperança .....	117
Fig. 7.33 - Diagrama triangular MgO X FeO X Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de Schweitzer (1982) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	117
Fig. 7.34 - Diagrama triangular AlK X FeO X MgO de Irvine & Baragar (1971) para rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	117
Fig. 7.35 - Diagrama Na <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> X K <sub>2</sub> O/Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de Garrels & Mackenzie (1971) para metassedimentos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	118
Fig. 7.36 - Diagrama triangular K <sub>2</sub> O X MgO X Na <sub>2</sub> O de La Roche (1965) para metassedimentos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança .....	118
Fig. 7.37 - Diagrama triangular Na <sub>2</sub> O X K <sub>2</sub> O X CaO de Tegye (1974) para rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco .....	121
Fig. 7.38 - Diagrama Ni X Rb de Condie et alii (1970) para rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco .....	121
Fig. 7.39 - Diagrama triangular K <sub>2</sub> O X TiO <sub>2</sub> X P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> de Pearce et alii (1975) para rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco .....	121
Fig. 7.40 - Diagrama Cr X FeO/MgO de Miyashiro & Shido (1975) para rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco .....	121
Fig. 7.41 - Diagrama Ni X FeO/MgO de Miyashiro & Shido (1975) para rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco .....	121
Fig. 7.42 - Diagrama K <sub>2</sub> O X SiO <sub>2</sub> de Jakes & Gill (1970) para rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco .....	122



Fig. 7.43 - Diagrama triangular MgO X FeO X Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de Schweitzer (1982) para rochas gabróicas e dióriticas do Complexo Córrego Seco .....	122
Fig. 7.44 - Diagrama triangular AFM de Iryine & Baragar (1971) para rochas gabróicas e dióriticas do Complexo Córrego Seco .....	122
Fig. 7.45 - Diagrama K <sub>2</sub> O X MgO de Jamiesen & Clarke (1970) para rochas gabróicas e dióriticas do Complexo Córrego Seco .....	122
Fig. 7.46 - Diagrama Na <sub>2</sub> O X K <sub>2</sub> O de Condie & Hunter (1976) para rochas graníticas da região de Anicuns .....	125
Fig. 7.47 - Diagrama triangular Na <sub>2</sub> O X CaO X K <sub>2</sub> O de Condie & Hunter (1976) para rochas graníticas da região de Anicuns .....	125
Fig. 7.48 - Diagrama triangular AlK X CaO X Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> de Loisellete & Wones (1979) para rochas graníticas da região de Anicuns .....	125
Fig..8.1 - Gráfico de teores Au - Cu - As - Pb em perfil de furo de sondagem .....	134



## INDICE DE TABELAS

Tab. 7.I - Métodos analíticos para elementos dosados na petroquímica .....	98
Tab. 7.II - Dados analíticos das amostras estudadas .....	99
Tab. 8.I - Teores de As, Au, Cu e Pb em amostras de testemunho de sondagem .....	135



## ABSTRACT

The region of Anicuns, Goiás, Central Brazil, consists of granite-gneiss associations, supracrustal rocks, a large gabbro-dioritic and minor granitic intrusions. In the mapped area, granite-gneiss associations occur in two portions, south and northeast, and are considered as rocks belonging to an older basement. The former sustains a dome structure and consists of milonitized muscovite-biotite gneiss locally with lenses of aluminous schists and meta-ultramafic rocks. The latter is made up of biotite gneiss, locally with amphibolite and hornblende-biotite gneiss.

Supracrustal rocks are grouped into the Anicuns-Itaberaí and Córrego da Boa Esperança sequences. The Anicuns-Itaberaí Sequence comprises a narrow north-norhtwest belt of greenstone belt-type assemblage situated between the granite-gneiss block of the northeastern portion of the area and the Córrego da Boa Esperança Sequence, from which the unit is separated by  $N15^{\circ}-35^{\circ}W$  faults. The sequence comprises two subunits. One is made up of metakomatiite and metabasalt flows, with metagabbro, ferriferous meta-chert, marble and calcsilicate rock intercalations. The other comprises intermediate to acid, locally basic, metapiroclastics with marble, carbonaceous phyllite, aluminous phyllite and quartzite intercalations. As a whole, the unit has been submitted to low grade metamorphism, reaching at maximum the high temperature side of the greenschist facies. Its structures are parallel to the  $N15^{\circ}-35^{\circ}W$  faults of the area, they show a strong convergence in its northern part, and comprise four ductile deformation events. The observed prominent schistosity is related



to the first two events while the third formed a crenulation cleavage and undulations are related to the later event.

The Córrego da Boa Esperança Sequence may be correlated with the Araxá Group. It consists of pelitic and psamitic metasediments with amphibolite intercalations. Mineral assemblages show paragenesis of progressive metamorphism comprising the biotite and garnet zones of the greenschist facies and the staurolite and kyanite zones of the amphibolite facies. Its structures are parallel to those of the Anicuns-Itaberaí Sequence, but differ in intensity. Four deformational events are described, the first three being pervasive while the last is not pervasive and may be correlated to events with the Brasiliano Cycle.

The Córrego Seco Complex is a large, roughly circular, igneous body, differentiated into a dioritic rim and a gabbroic core, that intrudes the Córrego da Esperança Sequence.

Small granitic bodies intrude the fault zones of the area. A contact metamorphism rim is sometimes associated with these intrusions.

Gold is the main mineral potential in the studied area. It may occur within the Anicuns-Itaberaí Sequence as lodes related to the mafic-ultramafic assemblage or accompanying sulfides in the felsic-intermediary volcanic assemblage. In the Córrego da Boa Esperança Sequence, gold is known to have been panned from alluvial deposits and, locally, from within shear zones.



## RESUMO

A região de Anicuns, Goiás, compreende associações granito-gnáissicas, rochas supracrustais, uma intrusão cabro-diorítica e diversas intrusões graníticas menores. Na área mapeada, associações granito-gnáissicas ocorrem em dois segmentos, a sul e a nordeste, e são considerados como embasamento. O primeiro forma uma estrutura dômica e consiste de muscovita-biotita gnaisses milonitizados localmente com lentes de xistos aluminosos e metaultramáficas. O segundo compreende biotita gnaisses, localmente com faixas de anfibolitos e hornblenda-biotita gnaisses.

Rochas supracrustais foram agrupadas nas sequências Anicuns-Itaberaí e Córrego da Boa Esperança. A Sequência Anicuns-Itaberaí compreende uma estreita faixa de orientação nor-noroeste de rochas de uma associação do tipo **greenstone belt**, situada entre o bloco granito-gnaissico de nordeste e a Sequência Córrego da Boa Esperança e separada destes por falhamentos de direção N15-35°W. A Sequência compreende duas sub-unidades. Uma consiste de metavulcânicas komatiíticas, metabasaltos e metagabros com intercalações de metachert ferrífero, mármore e rochas calcio-silicáticas. A outra compreende metapiroclásticas de composição intermediária a ácida, localmente básica, com intercalações metassedimentares de mármore, filito carbonoso, filito aluminoso e quartzito. As rochas desta sequência apresentam paragêneses de baixo grau metamórfico, atingindo no máximo a temperatura mais elevada da facies xistos verdes. As estruturas secundárias da Sequência Anicuns-Itaberaí são paralelas aos falhamentos principais da área (N15°-35°W), com uma forte convergência tectônica na porção norte da á-



rea. Quatro eventos de deformação dúctil foram observados. As duas primeiras desenvolveram xistosidades de plano axial enquanto a terceira se manifesta como uma clivagem de crenulação e a última como uma ondulação suave.

A Sequência Córrego da Boa Esperança é correlacionável com o Grupo Araxá e consiste de metassedimentos pelíticos e psamíticos com intercalações de anfibolito. Associações minerais mostram paragéneses de metamorfismo progressivo abrangendo as zonas da biotita e granada da facies xistos verdes, e estauroлита e cianita da facies anfibolito. Sua estruturação é paralela com a da Sequência Anicuns-Itaberai, mas com variações para leste-oeste. Quatro eventos deformacionais são descritos. Os três primeiros geraram superfícies penetrativas. A última não é penetrativa e é possivelmente correlacionável a eventos de idade Brasileira.

O Complexo Córrego Seco constitui um corpo ígneo, de formato grosseiramente circular, diferenciado, com bordos dioríticos e núcleo gabrótico, e que intrude rochas da Sequência Córrego da Esperança.

Pequenos corpos graníticos intrudem em zonas de falhas da área. Uma auréola de metamorfismo de contato é às vezes observada nas proximidades destas intrusões.

O ouro é a principal potencialidade mineral da área, podendo ocorrer na Sequência Anicuns-Itaberai, em lodes associados com as rochas máfico-ultramáficas ou acompanhando sulfetos nas rochas metavulcânicas félsicas a intermediárias. Na Sequência Córrego da Boa Esperança há evidências de ouro em aluviões e em zonas de cisalhamento.



## AGRADECIMENTOS

O autor é grato a todas as pessoas e entidades que direta ou indiretamente contribuíram para que este trabalho fosse realizado, em especial:

A Metais de Goiás S.A. - METAGO, extensivo aos seus funcionários, pelo apoio financeiro e logístico nos trabalhos de campo e no laboratório nas confecções de lâminas delgadas e seções polidas, e análises químicas;

A CAPES pelo apoio financeiro;

Aos Profs. Othon H. Leonardos pela orientação e Hardy Jost pela co-orientação;

Aos professores, alunos e funcionários da Pós-graduação da Universidade de Brasília pelo apoio prestado e pelas discussões sempre enriquecedoras;

A COMINAS - Mineradora Conventos S.A., em especial ao geólogo Olavo C. Braz, pela liberação dos testemunhos de sondagem e auxílio no campo;

A Christiane Jost Brod pelo empenho na datilografia e montagem do texto.



## CAPÍTULO I

### INTRODUÇÃO

#### 1.1 - OBJETIVOS

Os restritos trabalhos geológicos desenvolvidos, sempre de cunho regional, bem como o conhecimento de ocorrências auríferas na região de Anicuns, aliados à possibilidade da existência de uma seqüência do tipo **greenstone belt** na região, idéia corroborada por Barbosa (1987), despertou-nos grande interesse, tanto sob o ponto de vista geológico regional como econômico. A grande potencialidade dos cinturões de rochas verdes para jazimentos de ouro e de outros metais, bem como os aspectos puramente científicos que estas áreas e adjacências despertam, foi o motivo da realização do presente trabalho.

Assim, os objetivos são o de estudar as unidades estratigráficas, a petrografia e petroquímica das rochas que ocorrem na área, as conseqüências do metamorfismo e da deformação que atuaram sobre estas rochas, comentar sobre as ocorrências auríferas conhecidas e sua potencialidade nos diversos grupos de rochas propícias a mineralização bem como de outros metais.

#### 1.2 - LOCALIZAÇÃO DA ÁREA E ASPECTOS FISIOGRAFICOS

A área estudada situa-se nos arredores da cidade de Anicuns no Estado de Goiás, distando cerca de 95 km a oeste de Goiânia pela rodovia asfaltada GO-060 e GO-236. A área é limitada por coordenadas  $49^{\circ}53'00''$  e  $50^{\circ}00'15''$  de longitude oeste e  $16^{\circ}21'35''$  e



16°32'30'' de latitude sul, compreendendo cerca de 300 km<sup>2</sup> (Fig. 1.1).

O relevo da área é caracterizado por pequenas serras paralelas alinhadas na direção da xistosidade e entalhadas por vales longitudinais estreitos. Destacam-se nestes terrenos cristas quartzíticas escarpadas, com direção N-S (Serra Pelada) e E-W (no extremo NW da área).

No domínio das rochas ígneas e demais rochas isotrópicas, o relevo é destacado por rochas resistentes (quartzosas como na Serra da Caieira, e por uma intrusão granítica, constituindo a Serra Quebrada), separadas por vales estreitos ou de fundo plano, localmente cársticos (domínio de mármore) e medianamente dissecados (foto 1).

Nos terrenos gnáissicos o relevo apresenta-se, em algumas partes, acidentado, com formas agregadas de topo contínuo, com drenagens separadas, geralmente por vales em "V", intensamente dissecados, como pode ser visualizado a sul da cidade de Anicuns. Outras elevações nos terrenos gnáissicos formam o Morro do Chapéu e uma pequena serra situada a sudeste da cidade de Anicuns, nas proximidades do Rio dos Bois (foto 2). Nos demais locais de domínio gnáissico o relevo é pouco acidentado.

Outra feição morfológica proeminente ocorre na porção oeste da área, correspondendo ao Complexo Intrusivo do Córrego Seco (foto 3). Constitui dois blocos com altitudes superiores a 900 metros, que contrasta com os 660 metros do Rio dos Bois. Este rio, afluente do Parnaíba, representa a principal drenagem da área para onde vertem todos os outros cursos d'água.



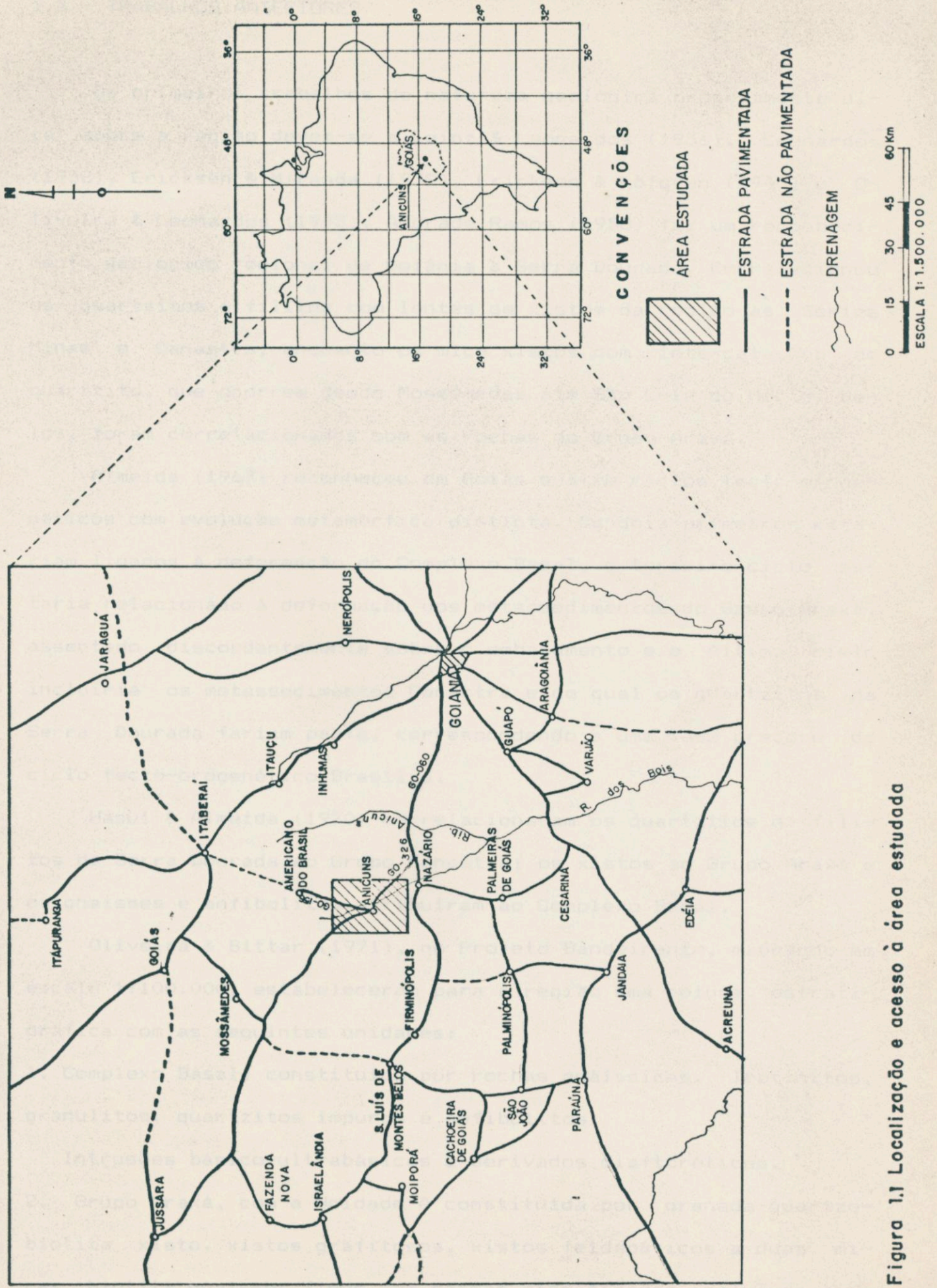


Figura 1.1 Localização e acesso à área estudada



### 1.3 - TRABALHOS ANTERIORES

Os primeiros trabalhos de natureza geológica propriamente dita sobre a região devem-se a Leinz & Leonardos (1936), Leonardos (1938), Ericksen & Miranda (1939), Ericksen & Löfgren (1940) e Oliveira & Leonardos (1943). Andrade Ramos (1958) fez um reconhecimento geológico regional de Goiânia à Serra Dourada. Correlacionou os quartzitos e filitos com lentes de xistos da região às Séries Minas e Canastra, enquanto os mica xistos com intercalações de quartzito, que ocorrem desde Mossâmedes até São Luiz de Montes Belos, foram correlacionados com as rochas do Grupo Araxá.

Almeida (1967) reconheceu em Goiás quatro ciclos tecto-orogênicos com evolução metamórfica distinta. Os dois primeiros estariam ligados à deformação do Complexo Basal, o terceiro ciclo estaria relacionado à deformação dos metassedimentos do Grupo Araxá, assentado discordantemente sobre o embasamento e o último ciclo incluiria os metassedimentos Canastra e do qual os quartzitos da Serra Dourada fariam parte, correspondendo a uma fase precoce do ciclo tecto-orogênético Brasília.

Hasui & Almeida (1970) correlacionaram os quartzitos e filitos da Serra Dourada ao Grupo Canastra; os xistos ao Grupo Araxá e os gnaisses e anfibolitos atribuíram ao Complexo Basal.

Oliveira & Bittar (1971), no Projeto Bandeirante, mapeando em escala 1:100.000, estabeleceram para a região uma coluna estratigráfica com as seguintes unidades:

1. Complexo Basal, constituído por rochas gnáissicas, leptinitos, granulitos, quartzitos impuros e anfibolitos.

Intrusões básico-ultrabásicas e derivados diaforéticos.

2. Grupo Araxá, com a Unidade A constituída por granada-quartzo-biotita xisto, xistos grafitosos, xistos feldspáticos a duas micas, biotita gnaisses finos com bandas migmatizadas incluindo ain-



da lentes de calcários e mármore.

A Unidade B é formada por calcários e mármore intercalados nos mica-xistos calcíferos, xistos ultramáficos envolvendo os mármore. Micaxistos finos com intercalações de quartzitos micáceos.

3. Intrusões básica-ultrabásicas parcial ou completamente serpentinizadas e corpos de granitos e granodioritos intrusivos com posição stratigráfica ainda não bem definida.

Danni et alii (1973), ao estudarem a geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada, descreveram aspectos do "Maciço do São João" (antiga denominação do Complexo de Americano do Brasil) e as características gerais do maciço de Mangaba. Consideraram-no Complexo de diferenciados de rochas básicas e ultrabásicas intrusivos em gnaisses e micaxistos do Grupo Araxá. No mesmo trabalho também fizeram uma tentativa de subdivisão do Grupo Araxá na mesma região.

Penna et alii (1975) na área do Projeto Goiânia II, descreveram gnaisses, granitos, migmatitos, metagabros, leptinitos, xistos, milonitos e cataclasitos, relacionando todas estas litologias ao Complexo Basal de Almeida (1967). Adotaram para o Grupo Araxá as mesmas unidades propostas por Oliveira & Bittar (1971). Apresentaram ainda características sucintas de alguns complexos básicos e ultrabásicos da região.

Schobbenhaus et alii (1975a) consideraram como Pré-Cambriano Indiferenciado uma faixa que se estende por toda a região leste, nordeste e centro-oeste da Folha Goiânia, onde as rochas desta unidade são formadas por biotita gnaisses, hornblenda gnaisses, gnaisses graníticos, sillimanita gnaisses, migmatitos, granulitos, leptinitos e lentes de anfibólito.

Baeta Jr. et alii (1977), visando levantar o potencial de manganês no centro-sul do Estado de Goiás, empreenderam na região



um reconhecimento geológico com esta finalidade.

Danni & Ribeiro (1978), Saboia (1979), Danni et alii (1981) individualizaram unidades vulcânicas até então incluídas como rochas básicas do Grupo Araxá, como seqüências do tipo greenstone belt.

Araújo et alii (1980), na área do Projeto Pontalina distinguiram três seqüências no Grupo Araxá, que da base para o topo foram denominadas de Seqüência Xistosa, Seqüência Quartzosa e Seqüência Rítmico-Carbonática. Em todas as três verificaram a presença de corpos intrusivos básico-ultrabásicos. Reconheceram também a atuação de pelo menos dois eventos termodinâmicos na área, um atuando sobre o embasamento e o outro, mais novo, seria responsável pela migmatização das rochas do Grupo Araxá.

Dardenne et alii (1981) apresentaram uma revisão estratigráfica do Grupo Araxá nos arredores da cidade de Goiás, onde reconheceram informalmente sete unidades estratigráficas.

Nilson (1981 e 1982) e Santos et al. (1982) revelaram particularidades geológicas e econômicas do Complexo Americano do Brasil. Pfrimer et al. (1981) elaboraram um mapa com a localização de 14 complexos máfico-ultramáficos, os quais foram por Danni & Teixeira (1981) englobados na "Província Básico-Ultrabásica toleítica a sul da Serra Dourada".

O Projeto Radambrasil (1983) descreveu uma síntese de trabalhos geológicos realizados até então dentro da folha SE-22 Goiânia sobre as unidades lito-estratigráficas, apresentando descrições petrográficas, resultados de análises químicas e dados geocronológicos.

Simões (1984), em trabalho realizado na região de Mossâmedes, definiu cinco unidades litoestratigráficas para as seqüências metassedimentares, pelito-vulcânicas e gnáissicas da região, além de definir quatro fases de deformação na seqüência, quatro eventos de



manifestações intrusivas distintas na área e a caracterização de três zonas metamórficas que se sucedem de norte para sul, evidenciando um aumento progressivo do metamorfismo nesse sentido.

Barbosa (1987), estudando as seqüências supracrustais a leste da cidade de Mossâmedes, revelou no seu trabalho que as rochas da região foram agrupadas em três seqüências de idades distintas. A mais antiga denominada informalmente de Seqüência Anicuns-Itaberaí que talvez corresponda a um prolongamento para sul do **greenstone belt** de Goiás Velho, uma seqüência mais jovem denominada de "Mossâmedes" e correspondendo ao Grupo Araxá e a seqüência superior denominada "Serra Dourada". Definiu três tipos de metamorfismo na área: regional, cataclástico e termal. Apontou também seis fases de deformação para a Seqüência Mossâmedes e três para a Seqüência Serra Dourada. Indicou também que as rochas vulcânicas da Seqüência Anicuns-Itaberaí possuem termos de composição calco-alcalina e lentes komatiíticas compatíveis com ambientes tipo **greenstone belt**.



## CAPITULO 2

### GEOLOGIA REGIONAL

#### 2.1 - INTRODUÇÃO

A região estudada está, geotectonicamente, inserida na Faixa de Dobramentos Uruaçu (Almeida et alii, 1976), que faz parte dos setores central e sudeste da Província Tocantins (Almeida et alii, 1977, 1981), e nesta Província, também é englobada a Faixa de Dobramentos Brasília e o Maciço Mediano de Goiás, conforme o esboço da Fig. 2.1.

#### 2.2 - ARQUEANO

As unidades aflorantes no Maciço Mediano de Goiás e no embasamento das faixas metamórficas são tentativamente atribuídas ao Arqueano, já que o controle geocronológico e geológico ainda não estão estabelecidos. São o Complexo Granítico-Gnáissico, as Sequências Vulcano-Sedimentares do tipo **greenstone belt** e o Cinturão Granulítico incluindo os complexos máfico-ultramáficos granulitizados.

O vasto Complexo Granito-Gnáissico (Marini et alii, 1984) é constituído de rochas granítico-gnáissicas de alto grau metamórfico que ocupam a maior parte das áreas arqueanas expostas em Goiás e oeste de Minas Gerais. Petrograficamente, predominam ortognais-ses quartzo-feldspáticos de composição tonalítica e granodiorítica. Ocorrem também restos de rochas supracrustais, diques e stocks básicos, rochas cataclásticas e granodioríticas intimamente rela-



cionados à evolução tectônica dos **greenstone belt** (Marini et alii, 1984).

As seqüências vulcano-sedimentares do tipo **greenstone belt** constituem faixas sinformais estreitas arrastadas em calhas alongadas sobre um antigo embasamento siálico polimetamórfico, onde são observadas nas regiões de Pilar de Goiás-Hidrolina e Guarinos (Danni & Ribeiro, 1978; Danni et alii, 1986), Crixás (Sabóia, 1979; Kuyumjian, 1981), Serra de Santa Rita nas proximidades da cidade de Goiás (Danni et alii, 1981) entre outras. Os mesmos autores caracterizaram-nos petrograficamente como uma seqüência de rochas verdes de baixo grau metamórfico, constituídas por derrames de rochas máfico-ultramáficas, frequentemente com estruturas e texturas originais tais como disjunções poliedrais, "pillow lavas" e "spinifex". Estas rochas são capeadas por uma sedimentação predominantemente química como metacherts ferríferos e calcários, havendo em direção ao topo uma mudança no magmatismo para intermediário-ácido e culminando com uma seqüência eminentemente sedimentar constituída por sedimentos quartzosos, pelíticos e grauvaqueanos.

O cinturão granulítico corresponde, segundo Wernick & Almeida (1979), há uma ampla, porém descontínua, faixa metamórfica com características litoestruturais análogas a muitos dos "mobile belts" de idade arqueana (Marini et alii, 1984). É constituído por uma ampla variedade de rochas plutônicas básicas-ultrabásicas e rochas supracrustais granulitizadas. Constituem os complexos de Porto Nacional, de Gameleira, NW de Porangatu, Cana Brava, Niquelândia, Barro-Alto e Anápolis-Itauçu (Marini et alii, 1984; Schobbenhaus et alii, 1984).



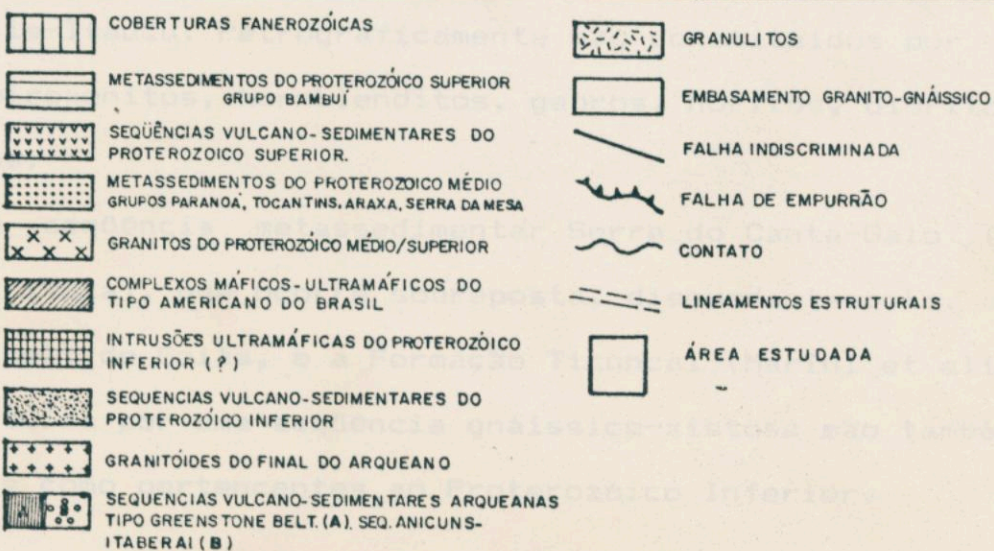
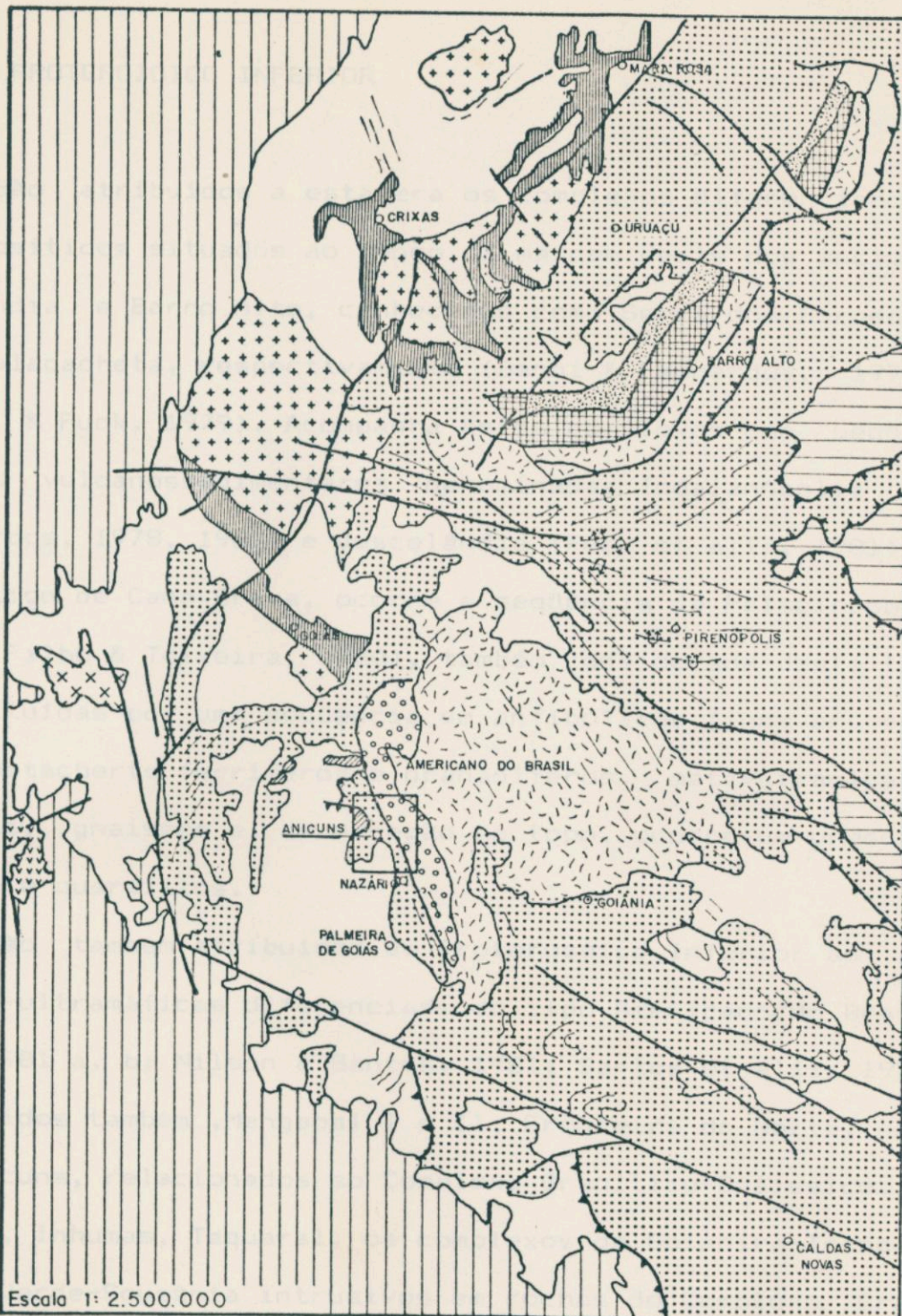


FIGURA 2.1 - ESBOÇO GEOLÓGICO DA BORDA OESTE DO CRATON SÃO FRANCISCO NA PORÇÃO SUDOESTE DE GOIÁS (Modificado de SCHOBENHAUS et al. 1981)



### 2.3 - PROTEROZOICO INFERIOR

São atribuídos a esta era os complexos diferenciados gabro-anortosíticos situados ao longo da margem oeste dos maciços de Niquelândia e Barro Alto, conhecidos como Serra dos Borges e Serra de Malacacheta, respectivamente (Danni & Leonardos, 1978, 1980; Danni & Fuck, 1979). Acompanha estes complexos uma seqüência de rochas vulcanossedimentares denominadas Indaianópolis (Danni & Leonardos, 1978, 1980) e Juscelândia (Fuck et alii, 1981). A oeste do Maciço de Cana Brava, ocorre a seqüência de Palmeirópolis (Ribeiro Filho & Teixeira, 1980), também considerada deste tipo. São constituídas por uma seqüência de anfibolitos finos em associação com metacherts ferríferos e granadíferos, metavulcânicas ácidas sílicas, gnaisses e, em direção ao topo, ocorre um predomínio de xistos e quartzitos.

São também atribuídos ao Proterozóico Inferior as intrusões máfico-ultramáficas diferenciadas do tipo Americano do Brasil (Nilson, 1981 a, b; Nilson & Santos, 1981; Santos et alii, 1981). São conhecidos também, Mangabal I e II, Fronteira do Norte, Adelândia e Anicuns, relacionados ao Complexo Granítico-Gnáissico, e Águas Claras, Inhumas, Taquaral, os complexos de Goianira-Trindade e de Duro Verde-Souzânia intrusivos em rochas do Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu. Petrograficamente são constituídos por peridotitos, piroxenitos, hornblenditos, gabros, noritos, dioritos e anfibolitos.

A seqüência metassedimentar Serra do Canta-Galo (Danni et alii, 1981a), que ocorre sobreposta, discordantemente, ao **greenstone belt** de Goiás, e a Formação Ticunzal (Marini et alii, 1978b) constituída por uma seqüência gnáissico-xistosa são também consideradas como pertencentes ao Proterozóico Inferior.



## 2.4 - PROTEROZOICO MEDIÓ

As unidades atribuídas ao Proterozóico Superior são os Grupos Araxá, Serra da Mesa, Araí, Natividade e Formação Canastra, onde constituem a Faixa Uruaçu (Schobbenhaus, 1975 a, b; Fuck & Marini, 1979), desenvolvida durante o Ciclo Uruaçuano, entre 1300 e 1000 m.a. (Almeida, 1968; Hasui & Almeida, 1970; Almeida et alii, 1976), sendo dividida, estrutural e litologicamente, em dois segmentos separados pela inflexão dos Pirineus (Fuck & Marini, 1979a; Marini et alii, 1979). Destacando-se os tipos litológicos mais comuns atribuídos ao Araxá, estes são, genericamente, paragnaisses, anfibolitos, metavulcânicas, mica-xistos, frequentemente com granada, estaurolita e cianita, xistos grafitosos, calcíferos, filititos, quartzitos, calcários, mármore e acompanhando alguns corpos graníticos intrusivos e vários corpos máfico-ultramáficos alpinos, de pequena dimensão, conforme diversos trabalhos publicados (Fuck & Marini, 1979a; Dardenne et alii, 1981; Teixeira & Danni, 1978) e outros. O embasamento do Grupo Araxá é constituído predominantemente por rochas granítico-gnássicas, localmente ocupada por **greenstone belts**.

## 2.5 - PROTEROZOICO SUPERIOR

Na passagem do Proterozóico Médio a Superior depositaram-se na Faixa Brasília os sedimentos detríticos do Grupo Paranoá (Dardenne, 1978b, 1979) e a seqüência pelito-carbonatada da Formação Minaçu (Marini & Fuck, 1981). Ao Proterozóico Superior são atribuídos os sedimentos argilosos e carbonatados do Grupo Bambuí (Rimann, 1917) e das Formações Vazante (Dardenne, 1978b, 1979; Campos



Neto, 1979) e Ibiá (Barbosa et alii, 1970). Também são considera-  
das desta idade as seqüências vulcano-sedimentares que ocorrem a  
oeste do lineamento Messianópolis-Novo Brasil, no extremo sudoeste  
da Província Tocantins (Pimentel, 1985). A estruturação regional  
de escamamento é Brasileira.

## 2.6 - CONCLUSÕES

Geotectonicamente, a área estudada encontra-se a sul da In-  
flexão dos Pirineus, no interior da faixa compreendida pelos do-  
bramentos uruaçuanos, sendo considerada anteriormente como domínio  
do Grupo Araxá e mais recentemente como uma seqüência vulcano-se-  
dimentar pré-Araxá.



## CAPITULO 3

### ESTRATIGRAFIA

#### 3.1 - INTRODUÇÃO

A primeira coluna geológica estabelecida para a região deve-se a Oliveira & Bittar (1971), no Projeto Bandeirante, como resultado de um mapeamento em escala 1:100.000. Posteriormente, Penna et alii (1975), na área do Projeto Goiânia II, fizeram algumas modificações no que se refere ao Complexo Basal, porém, adotaram para o Grupo Araxá as mesmas unidades propostas por Oliveira & Bittar (1971). Recentemente, Barbosa (1987), estudando as seqüências supracrustais a leste de Mossâmedes caracterizou duas unidades supracrustais de idades diferentes. A mais antiga, o autor denominou informalmente de Seqüência Anicuns-Itaberal como sendo, possivelmente, um prolongamento para sul do "greenstone belt" de Goiás, que cavalga de leste para oeste o Grupo Araxá. O autor subdividiu-a em duas unidades; uma pelito-tufácea, e outra química contendo metacherts, metarritmitos, lentes de metavulcânicas básicas-ultrabásicas de composição komatiítica e de mármore. A seqüência mais jovem, denominada Mossâmedes correlaciona-se ao Grupo Araxá, sendo dividida em quatro unidades com características litológicas distintas, sendo uma anfibolítica, outra caracterizada por gnaisses anfibolíticos e metatufos, uma unidade metapelítica e uma última metavulcânica de topo.

Os trabalhos agora realizados na região de Anicuns permitem reconhecer quatro unidades estratigráficas maiores para a área, além de uma série de intrusões graníticas. Compreendem o Embasamen-



to Granito-Gnáissico, a Seqüência Anicuns-Itaberaí, a Seqüência do Córrego da Boa Esperança, o Complexo Córrego Seco e vários corpos graníticos geralmente de pequeno porte intrudidos em épocas distintas, representados na figura 3.1, que representa a coluna estratigráfica da área.

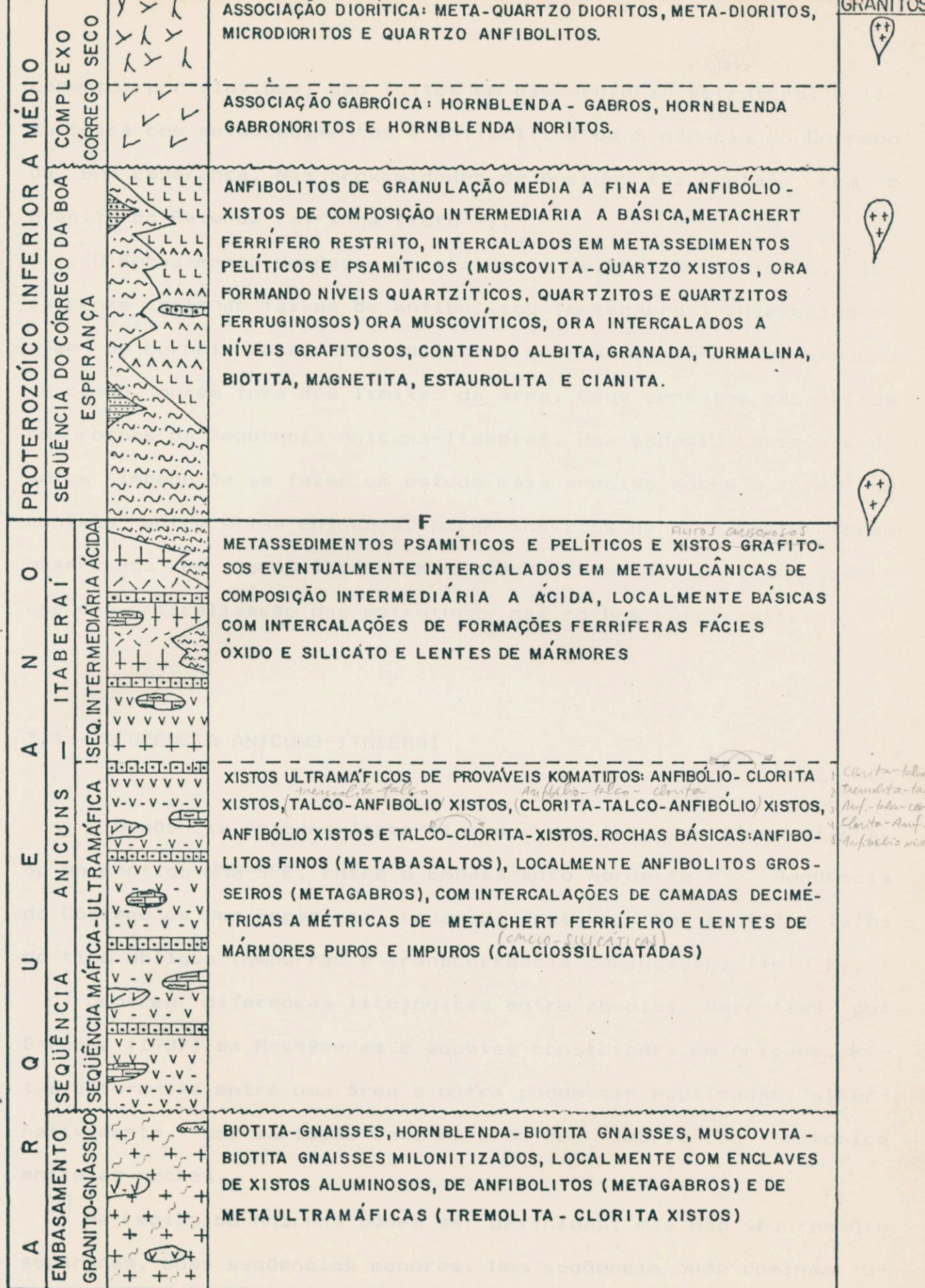
Neste capítulo, as unidades maiores serão apenas abordadas a subdivisão interna das mesmas, as relações de contato, fazendo-se menção aos tipos litológicos presentes, no entanto, caracterizações mais detalhadas foram reservadas aos capítulos posteriores.

### 3.2 - EMBASAMENTO GRANITO-GNAISSICO

Alguns dados geocronológicos para rochas do Embasamento Granito-Gnáissico correspondente ao Complexo Goiano ou Complexo Basal de Almeida (1968), na região estudada e adjacências, são apresentados no Relatório do Projeto RADAM, folha SE.22-Goiânia (1983). Na região de São Luiz de Montes Belos uma isócrona com quatro pontos analíticos indicou uma idade de  $1160 \pm 100$  MA, com razão inicial  $Sr^{87}/Sr^{86}$  de  $0,701 \pm 0,001$ , em hornblenda gnaisses, parcialmente migmatizados. Hasui e Almeida (1970), na região de Anicuns, obtiveram uma idade K-Ar com  $604 \pm 30$ , em anfibólito. Verifica-se através destes dados que as idades obtidas podem representar retrabalhamentos e arqueamentos de rochas mais antigas nos ciclos Urua-quano e Brasileiro.

O Embasamento Granito-Gnáissico, na área, ocorre em dois segmentos distintos, constituindo os embasamentos do Setor Sul e Nordeste. [O primeiro, formando uma estrutura dômica, é constituído basicamente por muscovita-biotita gnaisses milonitizados, sendo localmente também registradas lentes de xistos aluminosos e restos de metaultramáficas (fotos 4, 5 e 6). Seus contatos, às vezes en-





**LEGENDA**

- CONTATO TRANSICIONAL
- F- CONTATO POR FALHA
- ~~~~~ DISCORDÂNCIA

SÍMBOLOS DAS LITOLOGIAS: VER SECÇÕES GEOLÓGICAS (ANEXO - 3)

FIGURA 3.1 - Coluna Estatigráfica da região de Anicuns-GO



cobertos por aluviões, são feitos em discordância estrutural e litológica com metassedimentos e anfibolitos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança. Nas proximidades de Anicuns faz contato com o Granito da Fazenda Lavrinha (foto 7). ]

O Embasamento Nordeste constitui-se de Biotita-gnaisses, localmente contendo faixas de anfibolitos (metagabros) intercalados, além de hornblenda-biotita gnaisses, que também foram observados em campo, porém fora dos limites da área. Seus contatos são feitos com rochas da Seqüência Anicuns-Itaberaí. Uma espessa cobertura de solos impede de se fazer um estudo mais preciso sobre a forma de contato entre estas unidades, porém indícios de falhamento foram observados em alguns locais. Nas proximidades do contato ocorre uma subverticalização das estruturas das rochas supracrustais.

### 3.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ

A Seqüência Anicuns-Itaberaí ocupa uma faixa contínua alinhada no sentido NNW-SSE, entre o Embasamento Nordeste e a Seqüência do Córrego da Boa Esperança, separada desta por uma contínua falha do tipo oblíqua (empurrão e transcorrência conjugadas) (foto 8).

Ocorrem diferenças litológicas entre aquelas descritas por Barbosa (1987) em Mossamedes e aquelas constatadas em Anicuns. Estas diferenças entre uma área e outra podem ser explicadas, alternativamente, por variação lateral e/ou por imbricação tectônica entre as rochas.

Na região de Anicuns podem ser definidas, mas não seguramente separadas, duas seqüências menores. Uma seqüência onde dominam rochas ultramáficas e máficas, outra intermediária e ácida, com metassedimentos associados. Vários dobramentos superimpostos, acompanhados de falhamentos, obliteraram e inverteram as camadas, di-



ficultando na ordenação dos estratos e conseqüentemente na caracterização mais precisa das unidades.

O domínio das rochas máficas e ultramáficas é constituído por uma seqüência de xistos vulcânicos e/ou subvulcânicos de filiação komatiítica, cujos tipos litológicos são anfibólio-clorita xistos, talco-clorita xistos, (talco-anfibólio) xistos, <sup>hornblite-bls</sup> clorita-talco-anfibólio xistos, anfibólio xistos, onde o anfibólio é tremolita ou actinolita. Também ocorrem anfibolitos finos e localmente anfibolitos grossos, cujos protolitos seriam respectivamente, basaltos e gabros (foto 9). Intercalados a estes xistos ocorrem camadas decimétricas a métricas de metachert ferrífero (foto 10), e também lentes de mármore calcíticos ou dolomíticos, puros ou impuros (calciossilicatadas) de dimensões variadas, muitas vezes descontínuas, desde pequenas ocorrências até lentes de dimensão quilométrica.

Outra seqüência compõe-se de metavulcânicas ou piroclásticas de composição intermediária a ácida, localmente básica, com intercalações de formações ferríferas fácies óxido e silicato, sendo também comuns intercalações de mármore e localmente xistos grafitosos. Quartzitos e xistos aluminosos, de pequena extensão, isentos de estruturas primárias, são provavelmente originários de rochas sedimentares.]

### 3.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA

A Seqüência do Córrego da Boa Esperança, correlacionável ao Grupo Araxá, é constituída por metassedimentos pelíticos e psamíticos com intercalação de anfibolitos. Os metassedimentos são muscovita-quartzo xistos ora formando níveis quartzíticos (quartzitos



e quartzitos ferruginosos), ora muscovíticos, ora intercalados a níveis grafitosos, contendo também albita, granada, turmalina, biotita, magnetita, estaurolita e cianita como constituintes minerais importantes.

Os anfibolitos e anfibólio xistos são de composição intermediária a básica, granulação média às vezes grosseira ou fina, provavelmente derivados de dioritos, gabros, andesitos e basaltos.

### 3.5 - COMPLEXO CORREGO SECO

Este Complexo constitui um corpo intrusivo, de forma grosseiramente circular, formando duas associações, encaixado em xistos e anfibolitos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança. Nas bordas do corpo predomina uma associação de rochas dioríticas (meta-quartzo-dioritos, meta-dioritos, microdioritos e quartzo-anfibolitos) e no núcleo, uma associação de rochas gabróicas (hornblenda-gabros, hornblenda-gabronoritos e hornblenda-noritos) (fotos 11 e 12). Este corpo foi denominado por Pfrimer et alii (1981) de Cavaco e Furnas (\*), como rochas máfico-ultramáficas metamorfizadas do tipo Americano do Brasil, porém rochas de composição ultramáfica não foram encontradas, limitando-se apenas a termos de composição intermediária e básica. A sua relação com outros complexos máficos-ultramáficos do tipo Americano do Brasil se diferencia pela falta dos termos ultramáficos.

### 3.6 - INTRUSOES GRANITICAS

Sete corpos graníticos, geralmente de pequenas dimensões foram reconhecidos na área, sendo quatro deles intrusivos na área o-

(\*) Obs.: Abandonamos esta denominação, em virtude do Complexo caracterizar um único corpo intrusivo e com características composicionais diferentes aludidas pelos referidos autores.



cupada por rochas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, outros dois na Seqüência do Córrego da Boa Esperança e um na área do Embasamento Sul. De acordo com as feições estruturais, texturais e também composicionais, verificamos que estes granitos intrudiram as supracrustais em épocas diferentes, normalmente ao longo de falhas, sendo que feições de metamorfismo termal muitas vezes são reconhecidos nas encaixantes, mesmo quando deformações superimpostas atuaram regionalmente.

### 3.7 - CONCLUSÕES

As seqüências supracrustais da região de Anicuns anteriormente atribuídas ao Grupo Araxá, foram divididas em duas grandes unidades, caracterizando dois compartimentos geotectonicamente distintos, separados por falhamento. A seqüência mais antiga é de baixo grau metamórfico, com associações do tipo **greenstone** e a outra mais jovem, seria correlacionável ao Grupo Araxá, na qual estão encaixadas as rochas gabro-dioríticas do Complexo Córrego Seco.

A seqüência arqueana foi tentativamente subdividida em duas seqüências menores na área:

- a) seqüência máfica-ultramáfica e
- b) seqüência intermediária-ácida

Somente trabalhos de maior reconhecimento e extensão regional (além dos limites da área), em direção a norte, sul e leste, poderão trazer a luz dos conhecimentos uma caracterização mais concreta sobre a subdivisão desta seqüência em unidades, desde a leste de Mossamedes até Anicuns, e em direção a Nazário. Tomazzoli (1985), trabalhando no segmento Sul do **greenstone** de Goiás, se-



guindo as propostas de Sabóia (1979) e Danni et alii (1981) adotou uma subdivisão do Grupo Goiás Velho em Unidade Basal ou Ultrabásica Inferior, Unidade Média ou Básico-Intermediária e Unidade do Topo ou Metassedimentar Superior. Os tipos litológicos e a estruturação da Seqüência Anicuns-Itaberaí na região de Anicuns se assemelham um pouco àquelas encontradas no Grupo Goiás Velho, faltando porém estruturas primárias de lavas komatiíticas, como pillow lavas e disjunção poliedral, bem como textura spinifex, possivelmente devido às deformações sucessivas e transformações químicas (talcificação dos serpentinitos) que sofreram as rochas ultramáficas, adulterando as feições primárias. Contudo, níveis de metachert ferrífero intercalados a estas rochas, bem como uma granulacão fina, sugerem um caráter vulcânico.

A Seqüência do Córrego da Boa Esperança de idade provavelmente Proterozóico Inferior a Médio, apresenta dois tipos litológicos distintos:

- a) rochas metassedimentares e
- b) rochas anfibolíticas,

que não podem ser estratigraficamente separadas, pois são comumente intercaladas, ocorrendo porém determinados locais na área onde predomina um ou outro grupo de rochas.

O Complexo Corrego Seco apresenta duas associações distintas:

- a) Associação diorítica, constituído por rochas de composição diorítica;
- b) Associação gabrótica, constituído por rochas de composição gabrótica.

A definição da coluna estratigráfica da área, além dos aspectos petrográficos, também levou em consideração os aspectos estruturais, metamórficos e petroquímicos das unidades, que serão detalhados nos capítulos posteriores.



## CAPITULO 4

### PETROGRAFIA

#### 4.1 - INTRODUÇÃO

As quatro unidades geológicas e suas subdivisões definidas durante o mapeamento geológico na região de Anicuns foram baseadas nos diferentes tipos e associações litológicas e respectivos protólitos. A seguir, cada unidade será descrita conforme as feições texturais e estruturais do conjunto e de cada tipo litológico observados no campo e posteriormente na lupa e microscópio, através da descrição detalhada dos minerais componentes das rochas, texturas particulares e diagnósticas.

#### 4.2 - EMBASAMENTO GRANITO-GNAISSICO

O Embasamento Granito-Gnáissico na área estudada é dividido em dois segmentos petrograficamente e estruturalmente distintos, constituindo os embasamentos Sul e Nordeste, entre os quais estão instaladas as seqüências supracrustais. A oeste, fora da área estudada, ocorre um outro segmento de um provável embasamento que não será tratado no presente trabalho. Porém, a partir de algumas incursões feitas foi observado que pelo menos petrograficamente, trata-se de uma outra unidade distinta das demais, sendo bastante heterogêneo. No campo foram observados hornblenda gnaisses, biotita gnaisses tonalíticos de granulação e estruturas variadas, biotita-muscovita gnaisses com estruturas migmatíticas e granitos, localmente pegmatíticos. Os contatos dos anfibolitos e xistos da



seqüência do Córrego de Boa Esperança e das rochas do Complexo Intrusivo do Córrego Seco, na porção oeste são feitos com estas rochas.

O Embasamento Sul é limitado a norte e a leste na altura do rio dos Bois e a sudeste ao Córrego dos Creoulos, estando em contato com os xistos da Seqüência do Córrego de Boa Esperança porém, quase sempre nestes locais há uma cobertura de solos e aluviões encobrindo os contatos. A oeste os seus limites são feitos em discordância estrutural e litológica com anfibolitos, localmente formando uma cunha adentrando os gnaisses, e com xistos da mesma seqüência, além do granito intrusivo da Fazenda Lavrinha. A oeste da cidade de Anicuns uma janela estrutural deste embasamento aflora em contato com as mesmas rochas citadas (foto 7).

Os contatos do Embasamento Nordeste são feitos com rochas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, porém uma ampla cobertura de solos impediu-nos de fazer um estudo mais preciso sobre a forma de contato, sendo os limites entre as duas unidades demarcados por inferência em alguns locais.

#### 4.2.1 - Embasamento do Setor Sul

O Embasamento Granito-Gnáissico Sul abrange cerca de 50 km<sup>2</sup> da área estudada, apresenta a forma de uma estrutura dômica, estendendo-se na direção sul. Uma pequena porção, cerca de 2 km<sup>2</sup> aflora, isolada do corpo maior, a oeste da cidade de Anicuns junto ao Córrego da Boa Esperança.

É constituído basicamente por biotita-muscovita gnaisses de coloração cinza-clara, às vezes rosada, leucocráticos a mesocráticos, granulação grossa a média, milonitizados, muitas vezes facoi-



dais ("augen gnaisses") (foto 13). São registrados também, localmente, lentes de xistos aluminosos (foto 5), um pequeno dique de anfibolito (foto 14), veios de quartzo e restos de metaultramáficas (foto 6).

Ao microscópio, os gnaisses apresentam textura cataclástica, gerados pela trituração periférica dos grãos de quartzo, plagioclásio e microclínio. A disposição dos minerais micáceos em um padrão anastomosado envolvendo os fenoblastos e a matriz periférica (dando a forma de "augens") caracterizam uma estrutura "flaser", que é uma feição comum destas rochas.

Os constituintes mineralógicos principais, com médias modais, são o plagioclásio (30%), quartzo (30%), microclínio (20%), muscovita (10%) e biotita (4,5%). Os acessórios são epidoto, grenada, sericita, calcita, titanita, opacos, turmalina e zircão.

Os feldspatos ocorrem como porfiroclastos, alguns exibindo extinção ondulante, e ao redor estão dispostos microgrãos (matriz) resultados de trituração periférica destes minerais, ou são ainda produtos de recristalização. Os grãos de plagioclásio sob a forma de oligoclásio estão às vezes zonados, encurvados e com texturas de exsolução (antipertita). A albita está representada por cristais de granulação mais fina, ocorrendo com freqüência na matriz. O feldspato potássico, representado pelo microclínio e sua macla característica, está com seus porfiroclastos geralmente pertitizados (microfoto 15).

O quartzo é intersticial em relação aos feldspatos, possuindo bordos saturados e extinção ondulante. Muitas vezes constituem fitas milimétricas na rocha formando comboios ou **ribbons** de grãos recristalizados com fraca ou nenhuma extinção ondulante, alongados segundo uma direção preferencial. A recristalização em grãos menores de quartzo produz, localmente, uma textura granoblástica poligonal.



A muscovita e a biotita ocorrem em finas palhetas, algumas vezes formando bandas orientadas na rocha, destacando a foliação milonítica. Além de ser um produto do processo de milonitização a muscovita é gerada por diaforese do feldspato potássico. A biotita ocorre em pequenas palhetas, algumas vezes encurvadas, disseminadas isoladamente ou em finíssimas lâminas entre as palhetas de muscovita, sugerindo que parte desta tenha se transformado neste mineral pela liberação do ferro e magnésio. As cores de pleocroísmo variam do amarelo-esverdeado ou amarronado (Np) ao marrom ou marrom-avermelhado (Nm, Ng).

Entre os minerais acessórios destacam-se o epidoto e a granada. O epidoto, representado pela clinzoisita, com formas subidiomórficas e xenomórficas, é gerado a partir da saussuritização dos plagioclásios; pistacita ocorre intercrescida com a biotita e a muscovita.

A granada (almandina) ocorre em grãos idiomórficos a subidiomórficos, por vezes poiquiloblástica, ôca ou esquelética, crescendo a partir da biotita, mas também foi observada em reação com o plagioclásio.

Outros tipos litológicos são encontrados em associação com os gnaisses. Uma lente de muscovita-biotita-quartzo xisto polideformado ocorre junto ao Córrego do Oleo, sendo provavelmente um resto de rochas supracrustais. Outra lente de granada-biotita-muscovita-feldspato-quartzo xisto ocorre a leste do Morro do Chapéu (foto 5), sendo constituído por granada poiquiloblástica de até 1 cm de diâmetro, idiomórfica a subidiomórfica, rotacionada e formando sombras de pressão com a foliação milonítica anastomosada envolvente composta por bandas de biotita e muscovita com textura lepidoblástica e mais plagioclásio, microclínio e quartzo recristalizados com textura granoblástica alongada (foto 16). Nas proxi-



midades ocorre um dique de anfibolito fino (meta-andesito) de composição intermediária (plagioclásio, hornblenda, biotita e quartzo), com cerca de 1 metro de espessura e de pequena extensão, falhado e metassomatizado no contato com o biotita-muscovita-gnaissse encaixante (foto 14).

Próximo ao Córrego da Boa Esperança em Anicuns, uma pequena lente polideformada de rocha ultramáfica recristalizada de coloração verde escura, com textura porfiroblástica ocorre embutida no muscovita-biotita-gnaissse (foto 6). É constituída por porfiroblastos de tremolita cloritizada fraturados e encurvados dispersos em uma matriz afanítica constituída por tremolite, clorita magnesiânica e opacos intercrescidos.

Veios de quartzo leitoso também aparecem cortando as rochas gnáissicas, alguns de espessura métrica, como o que ocorre próximo ao contato com anfibolitos no lado oeste dos domínios gnáissicos, concordante com a encaixante.

#### 4.2.2 - Embasamento do Setor Nordeste

O Embasamento Nordeste constitui-se de biotita gnaisses, localmente contendo faixas de anfibolitos (meta-hornblenda gabros) intercalados. Além dos limites da área, também foram observados no campo, hornblenda-biotita gnaisses.

##### 4.2.2.1 - Biotita Gnaisses

Estas rochas apresentam coloração cinza claro, granulação grossa, constituída por porfiroclastos irregulares de feldspato envolvidos por uma textura milonítica. Ao microscópio é marcante a textura cataclástica assinalada pela moagem periférica dos grãos de plagioclásio e quartzo. Os minerais principais são plagioclásio (45%), quartzo (35%), biotita (10%), minerais do grupo do epidoto



(7%) e muscovita, sericita, microclínio e titanita, os minerais acessórios (fotomicro 17).

O plagioclásio é oligoclásio, constituindo grandes porfiroclastos anedrais com tamanho, não raro, superior a 1 cm, saussuritizados, muito fraturados, extinção ondulante, mostrando uma trituração mecânica periférica caracterizando uma textura cataclástica. Na matriz é comum ocorrer, além do oligoclásio maclado, a albita límpida e sem maclas e extinção ondulante, nos bordos dos grãos.

O quartzo apresenta-se com forte extinção ondulante e lamelas de deformação nos grãos maiores, com bordos suturados (lobados), e quando recristalizados mostram uma textura granoblástica com tendência a poligonal.

A biotita constitui palhetas associadas ou isoladas sem orientação definida, às vezes encurvadas, mostrando intercrescimento com os minerais do grupo do epidoto (notadamente a pistacita), e às vezes, entre as palhetas de biotita, ocorrem finas lamelas de muscovita intercrescida, parecendo significar que esta tenha se formado a partir daquele mineral. Apresenta cores de pleocroísmo variando do amarelo esverdeado ao verde castanho.

Os minerais do grupo do epidoto estão representados aqui pela zoisita, clinozoisita e pistacita como grãos idiomórficos, subdiomórficos, mas também xenomórficos, derivados da saussuritização dos plagioclásios (zoisita e clinozoisita) ou intercrescidos com a biotita.

A titanita forma grãos xenomórficos, com fraturas características, cor castanha, ocorrendo intercrescidos com epidoto e biotita.

O microclínio é raro, ocorrendo em pequenos grãos xenomórficos.



#### 4.2.2.2 - Anfibolitos (meta-hornblenda gabros)

Estas rochas apresentam coloração verde escura, castanho avermelhada quando alterada, granulação média, caracterizadas pela presença de prismas de anfibólio orientados na rocha. Ocorrem em faixas, intercaladas no biotita gnaíse. Ao microscópio é observado a existência de texturas cataclásticas. Os minerais principais são hornblenda (50-60%), plagioclásio (20-25%) e os minerais do grupo do epidoto (5-15%). Ocorrem também como acessórios biotita, sericita, clinopiroxênio, titanita, rutilo, opacos, apatita e eventualmente granada.

A hornblenda ocorre como grãos poiquiloblásticos subidiomórficos e xenomórficos, contendo inclusões de quartzo, clinozoisita, opacos, rutilo e por vezes, ocorrem no seu interior relíquias de diminutos núcleos de piroxênio, podendo significar que ocorreu uma substituição pseudomórfica dos piroxênios por hornblenda. Este facto pode ser reafirmado pela presença nos cristais de anfibólio, de malhas reticuladas formadas por lamelas de minerais opacos e rutilo preteritamente exsolvidos do piroxênio (microfoto 18). As cores de pleocroísmo dos anfibólitos são o verde amarelado-verde-verde azulado ou então amarelo esverdeado claro-verde amarelado-verde.

O plagioclásio é andesina, ocorrendo em grãos anedrais, intergranulares em relação aos anfibólitos, bastante saussuritizado (clinzoisita e sericita), extinção ondulante e maclas de deformação. Ao redor dos fenoclastos ocorrem pequenos grãos de plagioclásio recristalizados ou resultantes de moagem periférica, observando-se aí a presença de albita. Entre os minerais do grupo do epidoto, a clinzoisita ocorre, principalmente, como produto de saussuritização dos plagioclásios ou então inclusa nos grãos de anfibólio, em grãos idiomórficos e subidiomórficos. A pistacita também ocorre mas em menor proporção.



A biotita é secundária e aparece como produto de alteração dos anfibólios, como finas lamelas pouco desenvolvidas no interior deste mineral. Apresenta cor de pleocroísmo variando do amarelo amarronado claro ao marrom.

De acordo com os constituintes mineralógicos das rochas aqui descritas como pertencentes ao embasamento nordeste, podemos inferir quanto aos protólitos que os biotita gnaisses possuíam uma composição tonalítica e os anfibólitos seriam derivados de rochas gabróticas.

#### 4.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ

As rochas da Seqüência Anicuns-Itaberai, definida por Barbosa (1987) ocupam cerca de 100 km<sup>2</sup> da área estudada, representando uma faixa contínua no sentido NNW-SSE, assentada entre o Embasamento Nordeste e a Seqüência do Córrego da Boa Esperança, separada desta última por uma falha do tipo oblíqua (empurrão e transcorrência conjugadas) (foto 8), prolongando-se para norte em direção à cidade de Americano do Brasil, e para sul no rumo da cidade de Nazário.

Barbosa (1987), estudando a região leste de Mossâmedes definiu duas unidades para esta seqüência separadas entre si por zonas de milonitos: unidade tufácea constituída por metatufos de composição andesítica a dacítica, formações ferríferas e metapelitos e uma unidade química, segundo o autor, estratigraficamente superior, constituída por metacherts e, subordinadamente, calcários, com intercalações de meta-ritmitos e lentes de rochas vulcânicas básicas a ultrabásicas. Os contatos entre as unidades são definidos por falhas de empurrão.



Na área do presente trabalho, estas unidades não são distintas. Da região de Mossâmedes até Anicuns as diferenças litológicas entre uma área e outra podem ser explicadas por:

a) uma variação lateral no interior de uma ou outra das unidades propostas por Barbosa (1987), ou

b) alternativamente as diferenças advirem de diferentes intensidades de deformação por tectônica dútil e consequentes imbricações entre os litotipos pertencentes às duas unidades.

Na área estudada, a Seqüência Anicuns-Itaberai é constituída essencialmente por rochas vulcânicas e/ou subvulcânicas de composição básica a ultrabásica com intercalações de metacherts ferríferos, lentes de mármore puros e impuros, e ocorrendo também, subordinadamente, rochas vulcânicas de composição intermediária a ácida com intercalações de formações ferríferas de facies óxido e facies silicato, rochas piroclásticas, bem como metassedimentos psamíticos e pelíticos. Trata-se de rochas complexamente dobradas, notadamente a sul do Ribeirão Anicunzinho, drenagem esta que coincide com uma falha de direção NE-SW que secciona a seqüência em dois segmentos.

#### X 4.3.1 - Rochas Ultramáficas e Máficas

As rochas vulcânicas desta série afloram em lentes com espessura variando de poucos metros a dezenas de metros. Ocorrem extensamente da região do Ribeirão Anicunzinho para sul, sobretudo nas cercanias da Serra da Caieira e Fazenda Caieira, tornando-se mais escassos em direção à Serra do Macacão. Ao norte do ribeirão Anicunzinho ocorrem apenas como lentes pouco espessas e de pequena extensão. Estruturas e texturas primárias de derrames tais como *pillow*, disjunção poliedral e *spinitex* não foram observadas em



campo, o que pode ser explicado pela ação do metamorfismo acompanhado por várias fases de deformação superimpostas e por alteração hidrotermal. Camadas decimétricas a métricas de meta-hert ferrífero e lentes de mármore intercalam-se a estas rochas.

As rochas ultramáficas são petrograficamente representadas por anfibólio-clorita xistos, talco-clorita xistos, talco-anfibólio xistos, <sup>talco-anfibólio</sup> clorita-talco-anfibólio xistos e anfibólio xistos. Anfibolitos de granulação fina e localmente grossa, representam os termos máficos.

As rochas ultramáficas, de composição komatiítica, foram submetidas a processos de cloritização e talcificação com intensidades variadas, resultando daí os diversos tipos petrográficos citados acima. Em alguns locais, como a leste do Córrego Salgado, estes processos foram posteriores à principal fase de deformação que afetou a seqüência, percebendo-se uma ausência de orientação no talco; na maioria dos casos, porém, os processos de alteração citados parecem ser contemporâneos à principal fase de deformação.

A mineralogia original destas rochas não se encontra preservada. Piroxênio, olivina ou serpentina foram transformados para anfibólio, clorita, talco, carbonato e outros minerais através de processos metamórficos e hidrotermais.

#### 4.3.1.1 - Clorita-Anfibólio Xistos

(TALCOCLORITA/ACTINOLITA)

São as rochas que prevalecem na seqüência. São de coloração verde e verde claro, às vezes, cinza-esverdeadas, com cores de alteração amarronadas, granulação fina a muito fina.

Os minerais essenciais são anfibólio (50-80%) e clorita (10-35%). Carbonato, talco, hematita, magnetita, quartzo, epidoto, plagioclásio, rutilo e titanita são minerais acessórios.

Ao microscópio apresentam uma foliação anastomosada miloníti-



ca, e texturas nematoblástica, caracterizada pela orientação dos prismas de anfibólio, granoblástica, devido à recristalização destes minerais e, porfiroblástica onde cristais maiores de anfibólio assentam em matriz muito fina (microfotos 19 e 20). Em algumas rochas os cristais de anfibólio estão dispersos sem orientação definida, lembrando uma textura reliquiar vulcânica (fotomicro 21).

O anfibólio é representado por agulhas milimétricas de actinolita ou tremolita. A clorita (clinocloro e algumas vezes penina) ocorre em finas lamelas fibrosas ou tabulares intercrescida com o anfibólio da matriz. Os carbonatos destacam-se formando pontuações amarronadas na rocha, sobretudo quando alterados. Formam cristais poiquiloblásticos, contendo inclusões finíssimas de anfibólio, clorita e talco. A hematita e a magnetita constituem cristais idiomórficos a subidiomórficos.

Os minerais do grupo do epidoto estão aqui representados por zoisita e clinozoisita, ocorrendo como grãos eudrais a subedrais muito finos entre as lamelas de clorita ou intersticiais aos grãos de anfibólio.

O plagioclásio (albita) é raro, ocorrendo em diminutos grãos subedrais.

#### 4.3.1.2 - Clorita-Talco Xistos

Estas rochas ocorrem em faixas e bolsões de dimensões métricas a dezenas de metros associadas aos anfibólio-clorita xistos. São rochas cinza claras de tonalidades esverdeadas e pontuações marrom escuras (carbonato) e negras (magnetita), brilho sedoso, granulação muito fina e foliação medianamente desenvolvida. São constituídas essencialmente por talco (até 80%) como lamelas orientadas e, secundariamente, ocorrendo em finíssimas lamelas fibrosas, ou em delgadas vênulas cortando a rocha. O carbonato é um



constituente intersticial comum, sempre alterado em cores marrom escuras. A magnetita e, secundariamente, hematita, ocorrem em quantidades de até 10% da rocha (microfoto 22).

*tremolita - talco*

#### 4.3.1.3 - Talco-Anfibólio Xistos

Estas rochas foram observadas no extremo norte da área próximas a uma extensa lente de mármore. Diferenciam-se das rochas anteriores pela ausência de clorita e de uma foliação marcante. Apresentam coloração cinza clara, granulação muito fina, onde se destacam cristais aciculares de tremolita, dispersos aleatoriamente na matriz constituída por finíssimas lamelas de talco sem orientação e por carbonato marrom escuro (siderita?) (fotomicro 23).

#### 4.3.1.4 - Anfibólio-Talco-Clorita Xistos

São rochas de coloração cinza esverdeado pálida com pontuações amarronadas (alteração do carbonato), granulação muito fina, foliação medianamente desenvolvida e maior quantidade de clorita, que nas outras rochas ultramáficas.

A mineralogia principal é clorita (50-60%), talco (20-25%) e anfibólio <sup>*tremolita/actinolita*</sup> (5-25%). Carbonato, magnetita, hematita, quartzo e epidoto (zoisita e clinozoisita) são minerais acessórios.

#### 4.3.1.5 - Anfibólio Xistos

Os anfibólio xistos são actinolititos, de coloração verde, granulação fina, maciços e coesos. Ao microscópio, apresentam texturas nematoblástica, granoblástica e milonítica mostrando uma foliação visivelmente anastomosada, pouco desenvolvida. A actinolita ocorre em forma de agulhas, constituindo porfiroclastos e porfiroblastos recristalizados com até 3 mm de tamanho em matriz anédrica



mais fina de actinolita. Clorita, talco, albita, magnetita, hematita são acessórios.

#### 4.3.1.6 - Anfibolitos

São representados por anfibolitos finos, provavelmente derivados de basaltos (metabasaltos) e anfibolitos grossos derivados de gabros (metagabros).

Os anfibolitos finos são rochas compactas de coloração verde com pequenas pontuações claras de plagioclásio ou de coloração marrom avermelhada quando alterados.

Ao microscópio apresentam texturas nematoporfiroblásticas, localmente milonítica.

A hornblenda (50-70%), plagioclásio (5-10%) e o quartzo (3-15%) são os minerais essenciais. O epidoto é localmente importante, podendo alcançar até 40% do total da rocha, porém normalmente é acessório, junto com rutilo, titanita, clorita, magnetita e biotita.

A hornblenda ocorre como porfiroblastos milimétricos ou submilimétricos, fraturados e fragmentados por efeitos de cataclase com moagem periférica, muitas vezes estirados. Na matriz ocorrem como diminutos grãos xenomórficos (fotomicro 24).

O plagioclásio varia de albita a oligoclásio, às vezes saussuritizado, ocorrendo como grãos xenomórficos na matriz, possivelmente recristalizados com quartzo e anfibólio.

O quartzo possui bordos suturados, extinção ondulante e lamelas de deformação. Os agregados de quartzo estão localmente fitados (estirados).

O epidoto é pistacita ou clinozoisita, constituindo pequenos cristais, como produto de alteração do anfibólio e do plagioclásio.

A clorita e a biotita ocorrem em finas lamelas no interior



dos porfiroblastos de hornblenda, como um provável produto de alteração.

Os metagabros são rochas compactas, esverdeadas, maciças, contendo cristais bem desenvolvidos, com orientação preferencial, granulação média a grossa (textura fanerítica).

Ocorrem como corpos ou lentes de dimensões reduzidas intercalados nas rochas ultramáficas contrastando com estas por possuírem maior granulometria. Observamos uma ocorrência a sul da Serra da Caieira e outra nas proximidades da confluência do Córrego Grande Mor com o Ribeirão Anicunzinho.

Ao microscópio apresentam textura granoblástica, frequentemente milonítica (fotomicro 25).

A hornblenda (50-65%) é representada por grãos arredondados de até 1 cm de diâmetro, ou por prismas milimétricos, estirados, ambos poiquiloblásticos contendo inclusões de titanita, rutilo, quartzo, clinozoisita e pistacita. Finas lamelas de tremolita ou actinolita ocorrem nos porfiroblastos arredondados. As cores de pleocroísmo variam desde o amarelo esverdeado pálido ao verde e ao verde azulado.

O plagioclásio, albita e/ou oligoclásio, ocorre como grãos geralmente límpidos, mas ocorrendo maclas de deformação e extinção ondulante. Constituem grãos anedrais, intersticiais, pouco desenvolvidos, parecendo ser produtos de recristalização.

O quartzo ocorre como grãos intersticiais, diminutos, recristalizados, bordos suturados a serrilhados, localmente com extinção fortemente ondulante e lamelas de deformação.

O epidoto (pistacita e clinozoisita) aparece como grãos idiomórficos a subdiomórficos, às vezes xenomórficos, diminutos, mostrando um crescimento epitáxico com o quartzo e com as finas lamelas de clorita. ]



#### 4.3.2 - Metavulcânicas Intermediárias e Ácidas

São rochas maciças de coloração cinza ou cinza esverdeado quando frescas e tonalidades amarronadas claro a escuro quando alteradas, granulação fina a muito fina, foliação incipiente a medianamente desenvolvida, derivadas de lavas ou rochas piroclásticas intermediárias e ácidas, ocorrendo intercaladas com metacherts ferríferos. Na área estudada a seqüência de rochas intermediárias a ácidas não foi separada como unidade independente das rochas máficas e ultramáficas, e dos mármorees por ocorrer muito próxima e associada a ela.

Estas rochas são encontradas, preferencialmente, nas proximidades do Córrego Grande-Mor e do Ribeirão Anicunzinho bem como ao norte da Fazenda Caieira. Além das rochas citadas ocorrem localmente associados às rochas vulcânicas intermediárias e ácidas, níveis de biotititos, no contato com rochas ultramáficas, e <sup>Filatos</sup> xistos <sup>Carbonosos</sup> grafitosos.

Processos de alteração hidrotermal como cloritização e sericitização afetaram toda a seqüência.

Ao microscópio, as rochas intermediárias e ácidas apresentam texturas granoblástica, lepidoblástica e milonítica. Em locais onde a deformação milonítica é mais pronunciada, os filossilicatos são sigmoidais, formando feições como arcos poligonais ou escamas de peixe (microfotos 26 e 27).

A mineralogia é formada por quantidades variáveis de quartzo, frequentemente recristalizados, mica branca, clorita, biotita e albita como minerais essenciais. Epidoto, carbonato, turmalina, rutilo e opacos são minerais acessórios.

O quartzo (15-60%) ocorre como grãos anedrais pequenos (0,1-



0,3 mm em média), muitas vezes estirados, bordos suturados, localmente serrilhados, geralmente com pouca ou nenhuma extinção ondulante, contudo alguns grãos maiores mostram extinção ondulante e lamelas de deformação.

A mica branca (12-30%) é representada por sericita e muscovita proveniente da alteração dos feldspatos em pequenas palhetas intercrescidas com a clorita e a biotita, marcando uma foliação irregular, e encurvada nas zonas de fechamento das microdobras.

A clorita (0-55%) ocorre nas variedades penina e clorita férrica. A penina ocorre em finas lamelas, sendo resultado de alteração de biotitas e de anfibólios e a clorita férrica de granada pré-existente (microfoto 28).

A biotita (5-15%) está comumente cloritizada, às vezes intercrescida com muscovita. Apresenta cores de pleocroísmo variando do marrom amarelado ao marrom avermelhado.

O plagioclásio é albita, sem macla e ocorre em grãos anedrais intercrescidos com o quartzo.

O epidoto ocorre como pequenos cristais de clinozoisita, associado com a albita ou como pistacita associada com a biotita.

A turmalina (schorlita) está presente como diminutos cristais idioblásticos, seu eixo c acompanhando a foliação. Suas cores de pleocroísmo variam do amarelo esverdeado ao verde escuro; amarelo pálido ao marrom amarelado; algumas vezes com cores verde oliva e azul.

O carbonato é poiquiloblástico e ocorre alterado em manchas castanhas amorfas, com até 3 mm de tamanho.

Os principais opacos são magnetita, hematita secundária e mais raramente pirita. A magnetita ocorre em grãos idiomórficos, às vezes poiquiloblásticos de até 0,6 mm.



#### 4.3.3 - Metassedimentos Químicos

São representadas por metacherts ferríferos, constituindo horizontes de espessuras decimétricas a métricas. Ocorrem em maiores extensões a sul do Ribeirão Anicunzinho, constituindo elevações no terreno. Estão intercalados em toda a seqüência vulcânica, e conjuntamente com esta foram afetadas pelos processos metamórficos e deformativos.

Os metacherts ferríferos são rochas maciças, apresentando pirita, magnetita ou hematita finamente disseminadas como pontuações amarelas e negras, às vezes, formando finas bandas milimétricas intercaladas com os níveis silicosos (fotos 29 e 30). Finas alterações de cor marrom avermelhada ocorrem como resultado da dissolução de carbonatos e/ou pirita.

Ao microscópio, apresentam textura granoblástica com tendência poligonal ou alongada demonstrado pelos pequenos grãos de quartzo estirado, contendo diminutas inclusões de magnetita (hematita) ou pirita de até 0,3 mm. Como acessórios estão presentes carbonatos, sericita, epidoto e clorita; sulfetos de cobre foram identificados localmente.

Alguns metacherts encontrados a sul do granito <sup>Guada-Mn</sup> Gota apresentam além de óxidos e sulfetos, turmalina, sericita, biotita, clorita e epidoto; a turmalina chega até 30% do total da rocha e seus prismas de até 0,3 mm estão dispostos paralelamente em níveis que definem o bandamento da rocha.

#### 4.3.4 - Mármore

Os mármore constituem lentes de diversas dimensões, muitas



vezes descontínuas; desde simples ocorrências localizadas a dimensões quilométricas, comumente em contato com rochas ultramáficas e máficas. São finamente acamadados e bandados, devido à alternância de leitos milimétricos a centimétricos de coloração cinza claro e cinza escuro, geralmente deformados, microdobrados, de granulação variável de fina a média, a localmente grossa (foto 31). Os mármore são calcíticos a localmente dolomíticos, ocorrendo termos impuros com quartzo, clorita, micas, epidoto e mais raramente plagioclásio. A maior lente está situada nas proximidades do Córrego Salgado, e tem 4 km de extensão e até 500 metros de largura. Outras lentes de pequena dimensão ocorrem dentro na Seqüência Anicuns-Itaberaí, notadamente na região da Serra da Caieira.

Ao microscópio os mármore são formados por cristais milimétricos ou submilimétricos de carbonato recristalizado contendo, algumas vezes, finas inclusões de quartzo. A muscovita e a clorita (clinoclora) ocorrem como finas lamelas disseminadas. A composição dos raros grãos de plagioclásio, calculado pelo método Michell-Levy, é bytowita.

Os mármore impuros são localmente quartzosos, ou cloríticos, e outras vezes gradam a rochas calciossilicatadas, com cerca de 50% da rocha formada pelos silicatos mencionados.

Os termos cloríticos apresentam faixas ou pequenas bolsas preenchidas por clinoclora de coloração verde escura contrastando com o cinza claro da parte carbonática. Ao microscópio estas cloritas formam finos agregados lamelares em domínios separados das calcitas, estas como grãos finos recristalizados, xenomórficos, ou maiores subdiomórficos (microfoto 32).



#### 4.3.5 - Rochas Metassédimentares

Na Seqüência "Anicuns-Itaberaí" ocorrem quartzitos e xistos aluminosos sem relictos de quaisquer estruturas primárias, possivelmente de origem sedimentar ou ainda produtos associados a mio-nitização de rochas ígneas ácidas.

Os quartzitos são encontrados ao norte da área, na Serra do Macacão em contato com mármore e, nas proximidades do Ribeirão Anicunzinho.

Os xistos "pelíticos" são constituídos por muscovita, biotita, clorita e quartzo, muitas vezes granadíferos e eventualmente <sup>carbonosos</sup> grafiteses. Ocorrem nas proximidades ou junto às rochas vulcânicas e químicas da seqüência, diferenciando-se destes pela presença de granada ou <sup>filito carbonoso</sup> grafita.

#### 4.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA

Esta unidade é constituída por uma seqüência de metassedimentos pelíticos e psamíticos com intercalações de anfibolitos. Ocorrem ainda, localmente, anfibólio xistos, formações ferríferas e anfibólio-gnaisses restritos.

Representa uma faixa contínua disposta longitudinalmente na área, contornando o Complexo Plutônico Gabro-Diorítico, e o Embasamento Sul, prolongando-se a norte, sul e oeste além dos limites da área estudada. A leste, está separada da Seqüência Anicuns-Itaberaí por uma contínua falha do tipo oblíqua, com empurrão e transcorrência conjugados.



#### 4.4.1 - Metassedimentos

Os metassedimentos são muscovita-quartzo xistos contendo proporções variáveis destes minerais ora formando níveis quartzíticos ora muscovíticos, ora intercalados a níveis grafitosos. Nas zonas de maior deformação apresentam aspecto milonítico e formam-se pequenas cristas sustentadas por rochas quartzosas. Estas rochas possuem foliações bem desenvolvidas e são observadas na Serra Pelada alongada segundo NW-SE; mais a sul, nas proximidades do Córrego das Lajes, com alinhamento NNW-SSE e no extremo noroeste da área, segundo E-W.

As texturas presentes são lepidoblástica, granoblástica e milonítica. Além da muscovita e do quartzo, outros minerais são, eventualmente, constituintes importantes, como albita, granada, turmalina, biotita, magnetita, estauroilite e cianita. Epidoto, rutilo, carbonato, clorita, hematita, andaluzita, apatita, zircão e ilmenita são minerais acessórios.

O quartzo ocorre como pequenos cristais xenomórficos recrystalizados, sem extinção ondulante. Algumas vezes constituem vênulas paralelas ou oblíquas à foliação. Forma também uma geração de grãos mais grossos, pré-existentes, apresentando forte extinção ondulante e lamelas de deformação. Geralmente formam uma textura granoblástica alongada, localmente poligonal, em mosaico, como nos quartzo xistos com cianita das proximidades do Córrego do Cavalo (microfoto 33). Texturas **ribbon** e terminações tipo ponta de lança são comuns (microfotos 34 e 35).

A muscovita ocorre como finas palhetas disseminadas ou agregadas, orientadas, anastomosadas (sigmóides). É acompanhada por filmes de opacos e por grãos intersticiais de quartzo.

A magnetita apresenta-se em grãos xenomórficos, localmente poiquiloblástica, estirada, deformada e até encurvada, em certos



locais oxidada, transformando-se em hematita, como nos quartzitos ferruginosos cianitíferos.

A granada é comum na seqüência, constitui porfiroblastos atingindo vários milímetros de tamanho (foto 36). São poiquiloblásticos contendo inclusões finas de quartzo ou até mostrando uma textura *web* (microfoto 37). Comumente é helicítica, rotacionada, apresentando uma superfície interna pré e sin tectônica e superfície externa, pós tectônica, crescida sobre a foliação envolvente. Nas extremidades ocorrem sombras de pressão.

A albita ocorre em alguns xistos, notadamente ricos em muscovita, como grãos milimétricos, subidiomórficos, sem maclas, estirados, segundo a foliação, às vezes encurvados, com alterações sericiticas ou límpidos com extinção ondulante. Ocorrem também como grãos finos, recristalizados, intercrescidos com o quartzo, bordos corroídos, contendo algumas finíssimas inclusões de quartzo.

A turmalina ocorre como acessório em prismas poiquiloblásticos com finíssimas inclusões de quartzo, podendo apresentar-se encurvada e com orientação tanto nítida como difusa, mostrando que é anterior à última deformação.

A biotita é pouco comum, raramente atingindo 10% do total da rocha.. Apresenta-se em lamelas pouco desenvolvidas, intercrescidas com muscovita. Suas cores variam desde o amarelo pálido ao castanho.

A estaurolita ocorre em alguns xistos em paragênese com a granada como grãos subeudrais, poiquiloblásticos, pleocróicos, contendo finas inclusões de quartzo e magnetita. Pode estar fraturada, fragmentada e também com textura helicítica rotacionada (microfoto 38), mostrando ser um cristal pré-tectônico em relação à foliação envolvente, pós-tectônica.

A cianita está presente em prismas poiquiloblásticos orienta-



dos em xistos com quartzo, muscovita e biotita localizados ao sul do Córrego do Cavalo (fotomicro 33) e em quartzitos ferruginosos da Fazenda Serra Pelada e proximidades a noroeste da área (fotomicro 39), com quantidades de até 15% do total da rocha em prismas poiquiloblásticos orientados de tamanho milimétrico.

O rutilo é um mineral acessório comum em grande parte dos xistos, ocorrendo em pequenos grãos disseminados.

O carbonato quando presente é observado por sua alteração ou pequenas manchas amarronadas.

A clorita é rara em virtude do grau metamórfico mais alto do que em áreas vizinhas. Quando ocorre, aparece em finas lamelas intersticiais às lamelas de muscovita, estando muitas vezes deformadas, encurvadas ou desfiadas.

A hematita ocorre como produto de oxidação da magnetita, notadamente nos quartzitos ferruginosos do noroeste da área.

A andaluzita foi observada em xistos cianitíferos das proximidades do Córrego do Cavalo, como prismas subeudrais contendo finas inclusões de quartzo. Sua presença sugere efeito de metamorfismo de contato superimposto ao metamorfismo regional, nitidamente barroviiano.

#### 4.4.2 - Anfibolitos

Os anfibolitos são de granulação média, localmente grossa ou fina, sendo provavelmente derivados de dioritos, gabros, andesitos e basaltos. Os termos de granulação média predominam sobre os finos, refletindo a maior abundância de rochas plutônicas sobre vulcânicas. Estão frequentemente cortados por veios de quartzo leitoso, alguns possantes, notadamente em zonas de falha. Em um corte de estrada, nas proximidades do Córrego de Boa Esperança observamos veio de quartzo leitoso deformado portador de molibdenita



(foto 40). Ao longo do mesmo córrego sericita-quartzitos e quartzitos granadíferos portadores de sulfeto e ouro, possivelmente derivados de termos mais ácidos, intercalam-se a anfibolitos de grão médio e composição intermediária, caracterizam uma marcante zona de cisalhamento.

Além dos locais mencionados os anfibolitos ocorrem circundando a norte e sudeste o Complexo Plutônico Gabro-Diorítico. Ocorrem também em contato com a Intrusão Granítica da Fazenda Lavrinha, onde é marcado por epidotização, muscovitização e sulfetação, além do aparecimento da granada (foto 41). Quando mais deformado, transforma-se em anfibólio xisto (foto 42). Observa-se nestas rochas um crescimento anormal dos cristais de anfibólio, em forma de prismas alongados, de tamanho centimétrico (microfoto 43). Nas proximidades do Córrego da Limeira e nas cabeceiras do Córrego Lavrinha afloram anfibolitos finos, podendo ser originários de derrames basálticos.

Outras exposições de anfibolitos ocorrem nas proximidades do Córrego do Oleo e ao sul do Morro do Chapéu. A leste do granito da Fazenda Lavrinha, os anfibolitos adentram em forma de cunha nos gnaisses leucocráticos do Embasamento Sul. São de granulação média a fina, composição intermediária a básica, localmente bastante deformados, parecendo estar em contato por falha com os gnaisses.

Formações ferríferas de fácies óxido ocorrem raramente, associadas aos anfibolitos. São caracterizadas por bandas milimétricas de magnetita em metachert maciço.

Os anfibolitos são rochas maciças, compactas, foliação incipiente, um pouco mais desenvolvida nos termos mais xistosos. Estão frequentemente afetadas por processos de alteração hidrotermal com intensidade variável, como epidotização e muscovitização e mais raramente biotitização, seritização, cloritização e carbonatação.

Ao microscópio, os anfibolitos apresentam texturas granoblás-



tica, milonítica e nematoblástica.

Os termos de composição intermediária são constituídos essencialmente por anfibólio (20-50%), quartzo (20-25%), plagioclásio (até 20%) e epidoto com teores bastante variáveis. A muscovita e a biotita são minerais localmente comuns.

Nos anfibolitos mais básicos a quantidade de anfibólio aumenta (50-70%), plagioclásio (5-15%) e quartzo diminuem (5-15%), com o epidoto ocorrendo também em quantidades variáveis, com clorita, muscovita e biotita subordinados.

Os minerais acessórios encontrados nos anfibolitos são magnetita-ilmenita, rutilo, hematita, titanita, pirita e calcopirita.

O anfibólio é hornblenda ou actinolita, podendo algumas vezes ocorrer juntas, representando duas gerações minerais (foto micro 44). Constituem porfiroblastos milimétricos, fraturados, peiquiloblásticos, contendo inclusões de quartzo, magnetita e rutilo. Alteração para epidoto é comum e eventualmente para biotita e clorita. A hornblenda constitui porfiroblastos localmente bastante desenvolvidos como grãos subidiomórficos a xenomórficos, recristalizados, com cores variando do verde-amarelo claro ao verde ou verde azulado. A actinolita ocorre em prismas ou agulhas idioblásticas a subidioblásticas, muitas vezes orientadas, estiradas e até encurvadas. Suas cores vão desde o incolor ou verde-amarelo pálido até o verde azulado pálido.

Oligoclásio e albita muitas vezes ocorrem na mesma rocha como grãos pequenos intersticiais, xenomórficos a subidiomórficos, sericitizados ou límpidos, poucas vezes saussuritizados. Alguns cristais apresentam-se com extinção ondulante, maclas de deformação e encurvados.

O quartzo, intersticial, está recristalizado em grãos equigranulares, anedrais, com pouca ou nenhuma extinção ondulante. Em al-



guns cristais pré-existentes observa-se extinção ondulante e lamelas de deformação. Em alguns anfibólitos observa-se vênulas milimétricas de quartzo microcristalino.

Muscovita e biotita, comuns nos anfibólitos intermediários, são escassas nos termos básicos. A muscovita e a mica branca ocorrem em lamelas de dimensões variáveis.

Ankerita (ou siderita) foi observada em anfibólitos próximos a Anicuns e ocorre em grãos xenomórficos a subidiomórficos envolvidos por auréolas finas de óxidos de ferro, em associação com o epidoto.

A clorita (penina e clinocloro), apresenta-se em finas lamelas como produto de alteração dos anfibólios e da biotita, mais raramente de granada. Esta última é euédrica a subédrica, poiquiloblástica, com inclusões finas de quartzo, magnetita e epidoto.

Entre os minerais acessórios, o mais comum é a magnetita, às vezes alterada para hematita. Ocorre inclusa nos anfibólios ou disseminada na rocha, como grãos estirados, orientados, subedrais a anedrais.

O rutilo e, mais raramente, titanita, ocorrem inclusos nos anfibólios ou disseminados na rocha.

Pirita idiomórfica e mais raramente calcopirita são encontradas em anfibólitos das proximidades do Córrego de Boa Esperança e no contato leste com o Granito da Fazenda Lavrinha.

#### 4.4.3 - Anfibólio Xistos *(para-anfibólitos / BIFs fácies filicito)*

São rochas foliadas com cores cinza claro com brilho devido à presença de muscovita, e minerais félsicos, mesclado com cores verde escuras devido à presença de anfibólios e pontuações avermelhadas caracterizando a ocorrência de granada. Quando alteradas apresentam cores marrom avermelhadas.



Ocorrem em pequenas faixas localizadas no contato da intrusiva granítica da Fazenda Lavrinha com anfibolitos encaixantes (foto 42) e ao norte da área entre metapelitos da Seqüência do Córrego de Boa Esperança e rochas máficas/ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, sempre em zonas fortemente tectonizadas.

Ao microscópio apresentam texturas granoblástica, lepidoblástica e milonítica, com a foliação apresentando algumas vezes um padrão anastomosado.

Anfibólio (10-30%), muscovita (20-25%), quartzo (15-30%), granada (10-20%) e plagioclásio (5-15%) são os minerais principais. Epidoto, biotita e clorita são também comuns e magnetita e rutilo são acessórios. *(para anfibolito)*

Os anfibólios são hornblenda e actinolita, ocorrendo como cristais idioblásticos a subidioblásticos em prismas ou agulhas, estirados, orientados (fotomicro 45), às vezes encurvados e mostrando sombras de pressão (fotomicro 43). Constituem também, porfiroblastos milimétricos, bastante fraturados, encurvados ou estirados. É comum serem poiquiloblásticos contendo inclusões de quartzo, magnetita e rutilo.

A muscovita e subordinadamente biotita ocorrem em forma de palhetas agregadas, estiradas, orientadas, marcando a foliação da rocha.

O quartzo é o principal constituinte da matriz, ocorrendo como grãos xenomórficos, recristalizados, e intercrescidos com cristais de plagioclásio (geralmente albita), que pode ser alterado para sericita.

A granada constitui porfiroblastos de até 4 mm de tamanho. São idiomórficos ou subidiomórficos, poiquiloblásticos (inclusões finas de quartzo, epidoto e magnetita), zonadas (fotomicro 46), algumas helicíticas, com evidentes processos de rotação interna e crescimento externo pós-tectônico, acompanhados de sombras de



pressão (fotomicro 47).

O epidoto é representado pela pistacita e clinzoisita, ocorrendo em paragênese com a muscovita e clorita, em grãos finos idiomórficos a subidiomórficos.

A clorita (penina - cor de birrefringência muito baixa), ocorre em finas lamelas, sendo produto da alteração de minerais ferro-magnesianos.

#### 4.4.4 - Outros Tipos Petrográficos

Nas proximidades do Córrego do Salgado aflora um <sup>calussilicático</sup> gnaisses de dimensões reduzidas em contato com gabros do Complexo Intrusivo do Córrego Seco, podendo ser um relicto do embasamento pré-existente na borda da intrusão (foto 48).

Trata-se de uma rocha maciça, compacta de granulação fina a média, complexamente dobrada, caracterizada por bandas milimétricas a centimétricas constituídas ora por minerais félsicos (bandas de cores cinza-claro), ora por um predomínio de minerais máficos, biotita e anfibólio (bandas de cores escuras). Colorações verde amareladas indicam a presença de epidoto.

Ao microscópio, apresenta textura granoblástica e mostra uma intensa epidotização e biotitização. Mineralogicamente estes gnaisses são constituídos por quartzo, plagioclásio, biotita, epidoto e anfibólio. Carbonato e magnetita são acessórios.

O quartzo constitui grãos pequenos, recristalizados. Nas zonas epidotizadas da rocha ocorrem intersticialmente ao epidoto como grãos bem maiores, milimétricos, e também geralmente recristalizados, com pouca ou nenhuma extinção ondulante.

O plagioclásio ocorre como oligoclásio (maclado e às vezes saussuritizado) e albita (não maclada ou com maclas muito finas) em grãos diminutos, xenomórficos, frequentemente límpidos, inter-



crescidos com o quartzo, ocorrendo também como cristais de granulação maior nas zonas epidotizadas da rocha.

A biotita ocorre em finas lamelas disseminadas ou em contato com o epidoto e anfibólio, podendo ser neste caso produto de alteração deste último, constituindo duas gerações distintas.

Em zonas epidotizadas, o epidoto é representado essencialmente pela pistacita e menos clinzoisita. Constitui cristais ou relictos de anfibólio que não foram epidotizados. Podem ainda ocorrer como finos cristais idiomórficos-subidiomórficos, disseminados na rocha em paragénese com a biotita. Clinzoisita é observada como produto de alteração de alguns plagioclásios.

O anfibólio representa em torno de 5% dos minerais da rocha, ocorrendo em formas anedrais, como hornblenda, ou em prismas alongados com características de actinolita, em associação com epidoto e biotita.

O carbonato ocorre em pequenas formas xenomórficas, intersticiais, possivelmente ankerita.

A magnetita constitui finos grãos eudrais até aneudrais, disseminados na rocha.

#### 4.5 - COMPLEXO CORREGO SECO

Este complexo constitui um corpo intrusivo, sin a pós-tectónico, com 30 km<sup>2</sup>, de forma grosseiramente circular, seccionada por uma fratura <sup>(falha) diversa</sup> de sentido este-oeste com ramificação ao longo da qual se instalaram os córregos Seco e Salgado. Este corpo foi denominado por Pfrimer et alii (1981), Cavaco e Furnas como rochas máfico-ultramáficas metamorfizadas do tipo Americano do Brasil.



Constitui um complexo máfico diferenciado, cujas bordas são de composição predominantemente diorítica. O núcleo gabróico se destaca topograficamente do conjunto por ser o mais elevado (foto 3).

As rochas encaixantes do complexo são constituídas por quartzo-xistos e anfibolitos. Os contatos do Complexo são feitos a norte, leste e sul com rochas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança, e a oeste, fora da área estudada, com rochas do Complexo Granito-Gnáissico.

Na porção nordeste no contato com as rochas gabróicas, as rochas encaixantes estão deformadas domicamente, sendo constituídas por anfibólio quartzo xistos ou quartzitos ferruginosos e, localmente, por um anfibólio gnaisse epidotizado (\*) (foto 48), pertencentes à Seqüência do Córrego da Boa Esperança. Ao norte e a sudeste os contatos são feitos com rochas anfibolíticas milonitizadas e silicificadas, indicando que a intrusão foi acompanhada de falhamento. A sul uma falha subsequente à intrusão, na altura do Córrego do Cavalo, provocou uma deformação tanto dos anfibolitos encaixantes como, localmente, uma parte dos dioritos localizados na borda da intrusão. Os xistos, circulares à intrusão foram estruturalmente deformados, empurrados e localmente verticalizados, porém uma paragênese típica de metamorfismo termal não foi constatado. Detalhes serão tratados no Capítulo sobre metamorfismo.

As rochas do complexo não apresentam uma foliação desenvolvida, nem mesmo nas proximidades do contato com as encaixantes. Observa-se contudo em muitos locais da intrusão uma certa orientação preferencial de cristais prismáticos de anfibólio. Nas bordas da

-----  
(\* ) Obs.: O anfibólio gnaisse ; provavelmente, relicto de um embasamento pretérito que acompanhou a intrusão até os níveis superiores da crosta. Esta hipótese é fortalecida pela existência de feições deformativas nesta rocha não observadas nas rochas circunvizinhas, tanto no gabro como nos metassedimentos.



intrusão as palhetas de biotita apresentam uma leve orientação. Na extremidade sul do corpo, onde ocorre uma falha na altura do Córrego do Cavalo, há um bandamento composicional local contendo faixas distintas de anfibólios e minerais félsicos (plagioclásio e quartzo) imprimindo uma estruturação "gnáissica" à rocha (foto 49).

As rochas do complexo apresentam textura granular com o tamanho dos grãos variando de 1-10 mm, atingindo localmente granulação mais grossa.

As zonas ocupadas por rochas dioríticas apresentam estruturas em forma de faixas ou invólucros de tamanhos centimétricos a métricos cortando-as. Estas estruturas são preenchidas por minerais, predominantemente, ou félsicos ou máficos, dando um aspecto heterogêneo a rocha, em contraste com o restante, onde a distribuição dos minerais félsicos e máficos é mais ou menos homogênea e em proporção aproximadamente equivalente. Algumas vezes estes minerais possuem uma granulação menor (microdioritos) contrastando com o restante da rocha (foto 50 e 51).

Os tipos litológicos desta seqüência constituem meta-quartzo-dioritos, meta-dioritos-microdioritos e quartzo anfíbolitos como rochas de derivação diorítica e hornblenda gabros, hornblenda-gabronoritos e hornblenda noritos, de origem gabrótica.

#### 4.5.1 - Meta-quartzo dioritos, meta dioritos e microdioritos

Os minerais essenciais destas rochas são plagioclásio (30-40%) e hornblenda (10-50%). São também importantes o quartzo (<5-25%) e eventualmente a biotita (0-15%) e os minerais do grupo do epidoto (0-5%). Os minerais acessórios são muscovita, sericita, ilmenita, magnetita, granada, rutilo, apatita e calcita.

Texturalmente estas rochas são inequigranulares, de granulação grossa, média e fina. Apresentam texturas ígneas preservadas



como intergranular, ofítica e porfirítica, e texturas metamórficas superimpostas como granoblástica, poiquiloblástica e lineações. Ocorrem feições evidentes de ação mecânica (protoclase) atuantes sobre as rochas de forma fraca a moderada, mas localmente forte, em zonas de falha.

Os grãos de plagioclásio ( $An_{30-50}$ ), são normalmente subedrais. No microdiorito constituem porfiroclastos, mas também ocorrem na matriz formando textura intergranular ou ofítica com os anfibólios. Saussuritização é comum, alguns cristais são zonados (fotomicros 52 e 53), algumas vezes possuem extinção ondulante, ocorrem encurvamento dos cristais e maclas de deformação (fotomicro 54).

A hornblenda ocorre como indivíduos subedrais e anedrais, algumas vezes poiquilíticos, com inclusões de quartzo e plagioclásio. Processos de alteração para biotita são comuns e algumas vezes para epidoto (microfotos 52 e 54). As cores de pleocroísmo são o verde amarelo claro-verde-verde azulado. Em alguns grãos foi observada extinção ondulante com lamelas de deformação; há cristais encurvados, texturas de exsolução marcadas por inclusões orientadas de minerais opacos e rutilo, e a ocorrência de cristais geminados.

O quartzo, primário, ocorre como grãos anedrais, contatos normalmente encurvados, formas embaiadas, com extinção ondulante, observando-se em alguns grãos maiores lamelas de deformação. Os grãos finos são geralmente recristalizados, xenoblásticos, formando um mosaico equidimensional indicando uma textura granoblástica.

A biotita primária constitui lamelas subedrais, algumas vezes com extinção ondulante e lamelas de deformação. As formas secundárias constituem palhetas substituindo total ou parcialmente o anfibólio, ou sob a forma de chama, às vezes esboçando uma orienta-



ção preferencial na rocha. O pleocroísmo varia do marrom-amarelado ao marrom, algumas vezes com tinta avermelhada.

Os minerais do grupo do epidoto, aqui representados pela clinozoisita e pistacita, estão sob a forma de grãos eudrais e subeudrais em contato com os cristais de plagioclásio e anfibólio, desenvolvidos por processos secundários, ou como pequenos grãos anedrais inclusos no plagioclásio.

Os minerais secundários são: muscovita, sericita e calcita. Ilmenita e magnetita são intergranulares e também formam conjuntamente com o rutilo, texturas de exsolução orientadas dentro do anfibólio. Alguns cristais pequenos de apatita acessória ocorrem inclusos no plagioclásio e no quartzo. A granada, com características de almandina, ocorre sob a forma de poiquiloblastos anedrais, contendo inclusões de anfibólio, biotita, quartzo e plagioclásio saussuritizado.

#### 4.5.2 - Quartzo Anfibolito

Constitui uma rocha aproximadamente equigranular, de grão médio, textura nematoblástica, com bandamento composicional, ora com predomínio de anfibólios ora com predomínio de minerais félsicos (foto 49).

A hornblenda constitui 60-70% dos minerais da rocha, sendo o restante formado por quartzo e plagioclásio em proporções equivalentes.

O anfibólio é constituído por grãos recristalizados aciculares subidiomórficos, orientados (textura nematoblástica), às vezes poiquiloblásticos (inclusões de pequenos grãos de quartzo, alguns opacos e raramente plagioclásio), e contatos unilaterais com ângulos de aproximadamente  $120^{\circ}$  entre os microgrãos agregados. As cores de pleocroísmo são verde amarelado claro-verde-verde azulado.

O quartzo ocorre como grãos xenoblásticos com bordos sutura-



dos (lobados), formando agregados em contato com os grãos de plagioclásio, inclusos no anfibólio ou entre os grãos deste mineral.

O plagioclásio, andesina sódica, pouco alterado, ocorre como grãos subedrais, com extinção ondulante e maclas de deformação nos grãos maiores, que estão em contato com cristais de quartzo ou situados entre os cristais de anfibólio.

A ilmenita e a magnetita ocorrem entre os grãos minerais da rocha ou inclusos no anfibólio. A clinozoisita e a sericita são oriundos de alteração do plagioclásio.

#### 4.5.3 - Hornblenda gabros, hornblenda gabronoritos e hornblenda noritos

Os hornblenda gabros constituem dois tipos de rochas.

O primeiro tipo apresenta forma textura grossa em que se destacam grandes cristais poiquilíticos de hornblenda paragélica (foto 51), dispostos aleatoriamente, muitas vezes ultrapassando 1 cm de comprimento, entre os grãos também grossos de plagioclásio. Constituem texturas intergranular e ofítica. Contudo, nestas rochas, ocorrem algumas bandas centimétricas com grãos finos recristalizados, apresentando uma textura granoblástica com orientação e leve estiramento dos minerais.

Os minerais principais são a hornblenda e o plagioclásio labradorita, ocorrendo em proporções equivalentes na rocha (40-50%) cada um. Os outros minerais são acessórios, representados por ilmenita, magnetita, rutilo, quartzo, clinozoisita, granada, sericita e clinopiroxênio.

A hornblenda ocorre na forma de indivíduos subedrais, anedrais e menos comumente euedrais, poiquilíticos, com os cristais muitas vezes encurvados, com extinção ondulante e lamelas de deformação. Ocorrem geminados, e texturas de exsolução são caracte-



rísticas, representados por um arranjo reticulado de minerais opacos e rutilo. O reticulado pode guardar as antigas orientações cristalográficas do piroxênio, caracterizando uma substituição pseudomórfica deste por hornblenda. Relíquias de clinopiroxênio permanecem no interior do anfibólio (fotomicro 55). Grãos de quartzo e plagioclásio também ocorrem inclusos no anfibólio. As cores de pleocroísmo são o amarelo esverdeado-verde amarelado-verde em alguns grãos. Em outros aparecem as tonalidades verde azuladas (posição Ng).

O plagioclásio (An 50-70) ocorre como cristais milimétricos, zonados, encurvados, com extinção ondulante e macias de deformação, em formas subédricas e anédricas, algumas vezes com exsolução e alterações sericíticas.

Os minerais opacos ocorrem entre os grãos de plagioclásio e anfibólio ou inclusos neste conjuntamente com os relictos de clinopiroxênio, quartzo e algum plagioclásio. A granada com características de hidrogrossulária euédrica ou subédrica, ocorrendo sempre em contato com o plagioclásio e clinozoisita ou plagioclásio e hornblenda, está crescida em cima destes minerais.

A porção recristalizada da rocha apresenta uma textura grano-blástica, com os grãos de anfibólio e plagioclásio esboçando uma lineação; são levemente estirados, contatos encurvados e bordos suturados.

X O segundo tipo de hornblenda gabros é constituído por rochas retrometamorfizadas onde o anfibólio é hornblenda actinolítica alterada para clorita e o plagioclásio alterado para clinozoisita. Em amostra de mão estas rochas apresentam uma coloração cinza-esverdeada e nas partes alteradas cores marrom avermelhadas.

Ao microscópio apresenta prismas de hornblenda actinolítica em torno de 60%, minerais do grupo do epidoto cerca de 15%, clorita (5-8%) como minerais principais e calcita, muscovita, quartzo,



magnetita, ilmenita, rutilo, sulfetos de cobre e albita, como minerais acessórios.

O anfibólio constitui prismas subedrais, às vezes poligonais com contatos retos a  $120^{\circ}$  ou encurvados, milimétricos, alguns cristais esboçando uma orientação na rocha. As cores de pleocroísmo são verde amarelado claro-verde-verde azulado.

Os minerais do grupo do epidoto (clinozoisita e pistacita) são secundários, resultados de processos retrometamórficos. O plagioclásio do gabro original foi substituído pela clinozoisita e em combinação com o anfibólio ou piroxênio cálcico, gerou a pistacita. Constituem cristais eudrais e subedrais.

A clorita ferro-magnésiana representa aqui um produto de alteração do anfibólio (hornblenda). Constitui lamelas com cores de pleocroísmo nos tons verde claro.

Os minerais opacos e rutilo ocorrem formando finos retículos nos grãos de anfibólio ou são intergranulares, conjuntamente com alguns sulfetos de cobre (bornita e calcopirita).

X Os hornblenda gabronoritos são constituídos por labradorita (40%), hornblenda pargasítica (25%), ortopiroxênio (15%) e clinopiroxênio (10%) como minerais essenciais e rutilo, ilmenita, magnetita, quartzo, apatita, sulfetos e minerais do grupo do epidoto. Estas rochas apresentam cumulus de plagioclásio, ortopiroxênio e clinopiroxênio, e intercumulus de ilmenita e hornblenda com textura poiquilítica.

O plagioclásio (labradorita) representa cristais tabulares subédricos, orientados aleatoriamente na rocha; são zonados, sem deformação evidente, porém alguns cristais mostram uma leve extinção ondulante.

A hornblenda aparece como grandes cristais irregulares reabsorvendo os minerais primários da rocha, o plagioclásio e os dois



piroxênios (fotomicro 56). Ocorrem texturas de exsolução no anfibólio representadas pelo arranjo reticular de minerais opacos e rutilo. As cores de pleocroísmo são o verde pálido-verde amarelado-verde com tons acastanhados, provavelmente devido ao aumento do teor de  $TiO_2$  neste mineral.

O ortopiroxênio é representado por grãos irregulares com duas clivagens grosseiras e uma fina suplementar, cores de pleocroísmo rosa salmão, típica do hiperstênio ou incolor a levemente esverdeado (atribuídas à bronzita), envolvidos pelo anfibólio poiquilítico.

O clinopiroxênio é também representado por grãos irregulares incluídos no anfibólio, com clivagem subortogonal nas secções basais, e cores de pleocroísmo variando do incolor ao verde claro.

Entre os minerais acessórios destaca-se a presença de rutilo incluído nos grãos de anfibólio, formando uma textura de exsolução regular junto com os minerais opacos. O quartzo e os minerais do grupo do epidoto, clinozoisita e pistacita, são aqui pouco representativos e ocorrem em pequenos grãos incluídos na hornblenda.

Os hornblenda noritos são constituídos por labradorita (50%), ortopiroxênio (20%), hornblenda pargasítica (15%) como minerais principais e clinopiroxênio, clinozoisita, ilmenita, magnetita, rutilo, granada e quartzo como minerais acessórios. Estas rochas apresentam cumulus de plagioclásio e ortopiroxênio, clinopiroxênio como cumulus acessório, ilmenita intercumulus e hornblenda poiquilítica.

O plagioclásio (An 52-70) é zonado, com cristais subédricos encurvados, de extinção ondulante, apresentando maclas de deformação. Ocorrem alguns grãos pequenos recristalizados, anédricos, equigranulares, formando textura granoblástica. Os grãos dos piroxênios também estão encurvados, observando-se nesta rocha a presença de efeitos mecânicos. O ortopiroxênio está representado pelo



hiperstênio e pela bronzita, com as mesmas características observadas nos gabronoritos, assim como com o anfibólio. O clinopiroxênio constitui no máximo 5% em volume da rocha. Aqui ocorre granada com características da hidrogrossulária, euédrica, que cresce sobre o anfibólio e às vezes com a clinozoisita. O rutilo é escasso nesta rocha.

#### 4.6 - GRANITOS

Sete corpos graníticos intrusivos, a maior parte de pequenas dimensões, foram reconhecidos na área. Os corpos maiores são citados por Oliveira e Bittar (1971), no Projeto Bandeirante. O corpo localizado a sul da cidade de Anicuns foi considerado por estes autores como biotita gnáisses pertencentes ao Grupo Araxá enquanto o outro, na localidade Guarda-Mor, seria um corpo granítico intrusivo nesta mesma unidade, porém com posição estratigráfica ainda não bem definida.

São granitos leucocráticos, de cor cinza ou róseo, granulação média, com grau variável de deformação, sin-tectônicas às rochas encaixantes. As facies mais deformadas são caracterizadas por texturas miloníticas variando desde milonitos a ultramilonitos. São representados pelo Granito da Fazenda Lavrinha alojado entre a Seqüência do Córrego da Boa Esperança e o Embasamento Granito-Gnáissico, e outros quatro pequenos corpos intrudidos na Seqüência Anicuns-Itaberaí e na Seqüência do Córrego da Boa Esperança.

Outros corpos formam estruturas dômicas, deformadas localmente nas bordas, diminuindo a deformação em direção ao centro da intrusão. O granito Gota introduzido na Seqüência Anicuns-Itaberaí e um outro corpo de dimensões reduzidas situado no Embasamento Gra-



nito-Gnáissico, representam este grupo.

#### 4.6.1 - Granitos Pré e Sin-tectônicos

##### 4.6.1.1 - Granito da Fazenda Lavrinha

O Granito da Fazenda Lavrinha está localizado a sul da cidade de Anicuns apresentando uma forma grosseiramente retangular limitado por falhas e alongado segundo a direção Norte-Sul, possuindo cerca de 6 km de comprimento por 1 a 2 km de largura. Está alojado em anfibolitos e xistos da Seqüência do Córrego da Soa-Esperança e em gnaisses do Embasamento Granito-Gnáissico. Destaca-se por uma posição topograficamente elevada no terreno em relação às suas encaixantes. Localmente, os efeitos térmicos do granito sobre estas rochas ainda são preservados sendo constatados pelo desenvolvimento de grandes agulhas de actinolita dispersos caoticamente no anfibólico xisto, acompanhado em alguns locais por uma muscovitização da encaixante.

Este granito apresenta-se com coloração cinza a róseo, granulção média e intensamente deformado constituindo milonitos. Ao microscópio apresenta texturas cataclásticas com os porfiroclastos de feldspatos envolvidos por uma matriz mais fina constituída por quartzo e feldspatos, como resultados da trituração periférica destes grãos e/ou recristalização. Observa-se que o aumento da deformação destas rochas, ou seja, a quantidade de matriz, aumenta do centro para a borda do corpo, passando de protomilonitos/milonitos no centro a ultramilonitos no contato com as encaixantes (fotomicros 57 e 58).

Os constituintes mineralógicos principais, com a composição modal média são, o quartzo (40%), plagioclásio (25%), microclínio (15%), muscovita (10-15%) e a biotita (5%). Sericita, clinozoisita, calcita, titanita, opacos e turmalina são os minerais acessó-



rios.

O quartzo ocorre em grãos intersticiais localizados na matriz ou em vênulas cortando a rocha em comboios formados por grãos recristalizados, sem extinção ondulante. Formam também conjuntos de microgrãos em forma de olhos, representando protóritos porfiroclastos agora recristalizados, envolvidos pela foliação milonítica. Ocorre também como inclusões nos porfiroclastos de microclínio.

O plagioclásio (oligoclásio) ocorre em porfiroclastos anedrais com extinção ondulante, fraturados, localmente zonados e notadamente saussuritizados, ou então na matriz como albita maclada e límpida.

O microclínio ocorre como grãos anedrais a subedrais sob a forma de porfiroclastos parcialmente maclados ou então substituídos por albita, apresentando-se pertitizado. Na matriz ocorre sempre límpida, bem maclada e sem pertita.

As micas ocorrem isoladamente ou formando faixas, com uma orientação preferencial. A muscovita é a mica mais abundante sendo derivada de processo de milonitização sobre os feldspatos. Apresenta-se sob a forma de palhetas medianamente desenvolvidas, associadas a biotita. Esta última comumente ocorre sob a forma de finas lamelas englobadas pelas palhetas de muscovita, sugerindo que pode ter sido gerada às custas da biotita.

Clinozoisita é rara e resulta de saussuritização do plagioclásio, acompanhada de sericita e titanita e mais raramente carbonato.

#### 4.6.1.2 - Intrusões Menores

Cerca de 4 km a leste de Anicuns, cortado pela rodovia 60-326, aflora um pequeno corpo granítico com cerca de 1 km<sup>2</sup>, inten-



samente deformado, encaixado na Seqüência do Córrego da Boa Esperança e em contato, por falha inversa, com as rochas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, estando ligeiramente elevado no terreno. Trata-se de um granito de coloração cinza a rósea, granulação média, caracterizado por bandamento milonítico e marcado por um forte estiramento de seus minerais. Com o aumento da xistosidade tende a uma rocha filonítica contendo porfiroblastos milimétricos de granada, caracterizando zonas de cisalha. Em regiões de menos deformação o granito possui coloração rosada, granulação média a fina.

Ao microscópio, as rochas mais deformadas caracterizam-se como blastomilonitos, constituídos por grãos de quartzo, microclínio e plagioclásio, amplamente recristalizados e fortemente estirados caracterizando uma textura granoblástica alongada (Spry, 1969, p. 263), e por bandas de minerais micáceos dispostos paralelamente na rocha, mostrando textura lepidoblástica (fotomicro 59). O quartzo representa cerca de 30-35% da rocha, formando agregados lenticulares alongados na mesma direção, como **ribbons** ou como grãos recristalizados na matriz. Os fenoblastos mais grossos possuem extinção fortemente ondulante e lamelas de deformação. Os bordos dos grãos estão suturados, porém contatos retos a  $120^{\circ}$  são observados.

O plagioclásio (oligoclásio) ocorre em grãos xenomórficos, maclados, às vezes saussuritizados e a albita é em geral límpida e sem macla.

As micas são produtos de milonitização e ocorrem normalmente em bandas orientadas. Contribuem com até 30% da rocha, predominando a biotita sobre a muscovita. A biotita ocorre em duas gerações, a mais antiga formando palhetas isoladas e localmente arcos poligonais. A segunda geração, ortogonal à primeira, representa a foliação principal da rocha ocorrendo em bandas conjuntamente com a muscovita e também o epidoto. Apresenta cores de pleocroísmo, variando do amarelo amarronado claro ao escuro, localmente com tons



avermelhados. A muscovita aparece em finas palhetas acompanhando as biotitas e entre as duas, localmente, surgem filmes de minerais opacos.

Os epidotos (até 15% da rocha) são representados pela clinozoisita e secundariamente pela pistacita, formam grãos subdomórficos às vezes fraturados, crescidos sobre as micas ou intercrescidos com elas.

Outros corpos de dimensões ainda mais reduzidas ocorrem associados à Seqüência Anicuns-Itaberaí, constituindo pequenas massas graníticas introduzidas e deformadas junto com as rochas desta Unidade. Um corpo ocorre na Fazenda Caiçeira, outro na Cabeceira do Córrego Acury e um último na Cabeceira do Córrego Retirinho. Os dois primeiros são de natureza granidiorítica, constituindo rochas de coloração cinza claro, granulação média, apresentando texturas cataclásticas e granoblástica.

O corpo que ocorre na Cabeceira do Córrego Retirinho encontra-se bastante alterado, apresenta uma coloração rosada, granulação média, xistosidade proeminente e porfiroblastos de granada vermelha.

#### 4.6.2 - Granitos Pós-Tectônicos

##### 4.6.2.1 - Granito Guarda-Mor

Trata-se de um pequeno corpo granítico destacado no terreno, um pouco deformado, aflorante na parte centro-norte da área estudada, entre os Córregos da Laje e Guarda-Mor, intrusivo na Seqüência Anicuns-Itaberaí. Apresenta a forma aproximada de uma gota d'água com a ponta voltada para NNW. Suas dimensões são aproximadamente 2,5 km de comprimento e no máximo 1,5 km de largura. É observado que em partes dos contatos oeste e sul da intrusão, as ro-



chas encaixantes do granito, constituídas por metaultramáficas e formações ferríferas, apresentam uma disposição dômica. Na encaixante ocorre uma réordenação dos prismas de tremolita-actinolita, gerando uma nova foliação nas rochas ultramáficas, subparalela ao contato com o granito.

O Granito Guarda-Mor é uma rocha de coloração rosada, estrutura suborientada nas bordas, passando a isotrópica no centro. Ao microscópio fica evidenciada uma textura cataclástica com a presença de porfiroclastos de plagioclásio, microclínio e quartzo, envolvidos por grãos menores destes mesmos minerais, provenientes de moagem periférica. Os minerais essenciais são o quartzo (30%), microclínio (30%), plagioclásio (25%), além de biotita (7%), epidoto (5%) e muscovita (3%). Os acessórios são óxidos de titânio e granada (fotomicro 60).

O plagioclásio é oligoclásio passando para albita nos bordos e ocorre como porfiroclastos e como grãos matriciais.

A biotita ocorre em palhetas que imprimem uma leve orientação na rocha, com cores marrom amarelado a marrom escuro ou amarelo amarronado a marrom avermelhado. A muscovita ocorre em pequena quantidade, e finas lamelas de biotita são comumente encontradas entre suas palhetas.

A titanita ocorre intercrescida com a clinozoisita e a biotita, e a granada é anedral e poiquilítica, contendo inclusões de quartzo e mostrando contato com os demais minerais da rocha.

Nas proximidades do Rio dos Bois, no extremo leste dos terrenos ocupados por rochas do embasamento, ocorre um pequeno corpo de granito pouco deformado com textura ígnea preservada, granulação média, cor cinza claro com tons rosados, apresentando micas levemente orientadas.



## CAPITULO 5

### METAMORFISMO

#### 5.1 - INTRODUÇÃO

As rochas granito-gnáissicas do Embasamento dos Setores Sul e Nordeste apresentam grau metamórfico anfibolito alto, retrometamorfisadas para o fácies anfibolito baixo, zona da estauroлита (Embasamento Nordeste).

As rochas da Seqüência Anicuns-Itaberai na área estudada apresentam paragêneses típicas de baixo grau metamórfico, atingindo no máximo, a parte de temperatura mais elevada do fácies xisto verde. Assembléias mineralógicas retrometamórficas são observadas em rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas de composição intermediária e ácida e, em alguns anfibolitos (metagabros). Os xistos ultramáficos e máficos e as rochas químicas apresentam equivalência metamórfica às zonas da clorita-biotita. A entrada de  $H_2O$  e  $CO_2$  no sistema, notadamente nos termos ultramáficos, demonstrado por uma talcificação e cloritização irregular nestas rochas, pode ter suprimido as evidências da existência de minerais de mais alta temperatura.

Os metapelitos da Seqüência do Córrego da Roça Esperança apresentam assembléias metamórficas progressivas situadas nas zonas da biotita, granada, estauroлита e cianita. Os anfibolitos desta Seqüência foram metamorfisados no fácies xisto verde, zona da granada, e no fácies anfibolito, zona da estauroлита. Evidências de retrometamorfismo em rochas desta seqüência foram melhor observadas nos anfibolitos; correspondem às zonas de clorita e biotita.



Evidências de metamorfismo termal foram observadas em auréolas de pequena expressão ao redor do granito da Fazenda Lavrinha.

Em relação às rochas gabro-dioríticas do Complexo Córrego Seco, não há evidências claras de metamorfismo regional. Seguramente, é registrado uma paragênese metamórfica de baixo grau em gabros situados no extremo nordeste da intrusão.

### SIMBOLOGIA

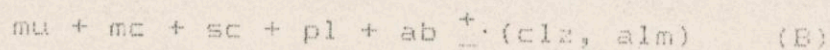
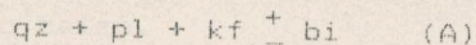
ab = albita	kf = k-feldspato
act = actinolita	mc = microclínio
alm = almandina	ms = magnetita
and = andaluzita	mt = magnetita
ank = ankerita	mu = muscovita
ap = apatita	ol = oligoclásio
bi = biotita	op = opaco
cb = carbonato	par = paragonita
cc = calcita	pir = pirofilita
ci = cianita	pis = pistacita
cl = clorita	pl = plagioclásio
clt = cloritóide	py = pirita
clz = clinozoisita	qz = quartzo
do = dolomita	rut = rutilo
esf = esfeno	sc = sericita
ep = epidoto	sil = silimanita
esp = espessartita	sp = serpentina
est = estaurolita	sti = estilpnomelano
fo = forsterita	ta = talco
hb = hornblenda	tr = tremolita
hem = hematita	tu = turmalina



## 5.2 - ROCHAS GRANITO-GNAISSICAS

### 5.2.1 - Embasamento do Setor Sul

As rochas granito-gnáissicas apresentam as paragéneses abaixo:



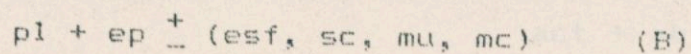
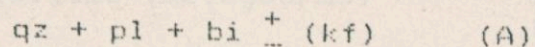
onde B representa uma associação retrometamórfica na fácies xisto verde superior.

A presença de dois plagioclásios (albita e oligoclásio cálcico) conjuntamente com a almandina indica condições de  $P_{H_2O}$  relativamente elevada, em torno de 7 Kb (Hyndmann, 1972, p. 313) (fig. 5.1) e temperatura em torno de 500°C. A granada parece ser derivada da transformação da biotita.

Na pequena porção do Embasamento Sul, a oeste da cidade de Anicuns, a paragénese retrometamórfica parece indicar condições de pressão e temperatura um pouco menores, indicadas pela ausência de granada, carbonato coexistindo com albita e oligoclásio sódico. A presença de rochas metaultramáficas nestes gnáisses com paragénese a base de tremolita/actinolita-clorita indica condições de fácies xisto verde.

### 5.2.2 - Embasamento do Setor Nordeste

Os biotita-gnáisses apresentam as seguintes paragéneses:



A paragénese (B), plagioclásio (oligoclásio) saussuritizado, epidoto, esfeno, sericita, muscovita e microclínio, indica uma as-



sembléia retrometamórfica de fácies xisto verde superior.

Os anfibolitos apresentam a seguinte paragênese:

hb + pl + bi + ep<sup>+</sup> (esf, ap)

A paragênese é constituída por hornblenda verde ou azul-verde com inclusões de rutilo, andesina (saussuritizado), biotita marrom, minerais do grupo do epidoto, além de esfeno e apatita, indicando efeitos do retrometamorfismo correspondente ao fácies anfibolito baixo.

### 5.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ

#### 5.3.1 - Rochas ultramáficas e máficas

Na seqüência Anicuns-Itaberaí foram identificadas sete paragêneses metamórficas referentes aos seguintes tipos litológicos:

Tipo litológico	Paragênese
talco-clorita xistos	tc + cl <sup>+</sup> (mt, hem) (1)
talco-anfibólio xistos	tc + tr <sup>+</sup> ms (2)
clorita-talco-anfibólio xistos	cl + tc + tr/act <sup>+</sup> (ms, mt, hem, qz, ep) (3)
anfibólio-clorita xistos	act/tr + cl <sup>+</sup> (do, ta, hem, mt, qz, ep, ab, rut, esf) (4)
anfibólio xistos	act <sup>+</sup> (cl, ta, ab, mt, hem, qz, rut) (5)
anfibolitos (metabasaltos)	hb + ol + ab <sup>+</sup> (qz, ep, rut, esf, cl, mt, bi) (6)
anfibolitos (metagabros)	hb + ol <sup>+</sup> (qz, ep <sub>1</sub> , esf, rut, bi) (7a)
	act + ab <sup>+</sup> (cl, ep <sub>2</sub> , bi <sub>2</sub> ) (7b)

- As paragêneses 1, 2 e 3 representam rochas de composição

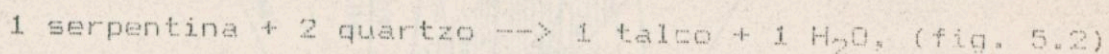


ultramáfica.

- As paragêneses 4 e 5, composicionalmente, correspondem a uma faixa de transição ultramáfica-máfica.

- As paragêneses 6 e 7, representam termos máficos.

As paragêneses 1, 2 e 3, à base de talco, segundo Winkler (1977), parecem estar relacionadas com a reação:



que marca os limites entre o grau incipiente e o fraco.

A presença de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  em serpentinitos geralmente dá origem a formação de clorita rica em Mg. Ela é estável em metamorfismo de grau médio e forte, não se restringindo ao metamorfismo de grau incipiente e fraco. Neste caso, pode ser considerada como uma fase aluminosa independente que não participa da reação mencionada.

A conversão de serpentina pode dar-se também pela adição de  $\text{CO}_2$ :



Isto significa que a fração molar de  $\text{CO}_2$  esteve presente em quantidade acima de 10% na fase fluida durante a alteração da rocha. A serpentina estável, não encontrada nas rochas ultramáficas da área estudada, poderia estar presente só ou associada a outro mineral em valores muito baixos de  $\text{CO}_2$ .

As rochas que contém as paragêneses 4 e 5 indicam um grau baixo, equivalente a parte de temperatura mais baixa do fácies xisto verde, zonas da clorita-biotita.

As paragêneses 6 e 7a diagnosticam anfibolitos de grau fraco, fácies epidoto-anfibolito de Eskola ou o limite metamórfico grau fraco-grau médio.

A paragênese 7b, indicativa de retrometamorfismo, é característica do fácies xisto verde, zona da biotita.

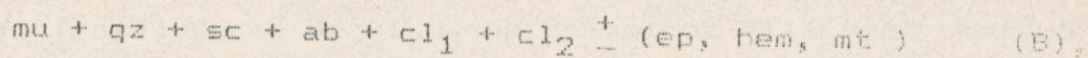
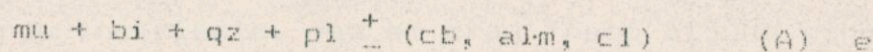






### 5.3.2 - Rochas Intermediárias e Ácidas

As rochas vulcânicas ou vulcanoclásticas de composição intermediária ou ácida, submetidas ao metamorfismo regional, originaram as seguintes associações minerais:



onde (B) representa uma nova associação retrometamórfica.

São, portanto, rochas caracterizadas por uma paragênese correspondendo à parte mais elevada do metamorfismo de grau fraco, zona da granada.

A paragênese retrometamórfica é demonstrada pela sericitização dos feldspatos, por uma nova geração de muscovita e quartzo, presença de albíta, transformação da biotita em clorita 1 (ferromagnésiana) e da granada almandina em clorita 2 (fêrrica), correspondendo a faixa de temperatura mais baixa do fácies xisto verde, ou zona da clorita.

### 5.3.3 - Rochas Químicas

#### 5.3.3.1 - Metachert Ferrífero

Apresenta a seguinte paragênese:

$\text{qz} + \text{mt/hem/py} \begin{matrix} + \\ - \end{matrix} (\text{mu}, \text{sc}, \text{cl-Fe}, \text{tu})$ , que diagnostica uma associação mineral típica da zona da clorita, fácies xisto verde. A turmalina ocorre eventualmente, provavelmente como produto do metassomatismo do boro ou como resultado da recristalização de grãos detríticos.



### 5.3.3.2 - Rochas Carbonatadas

Apresentam a seguinte paragênese:

ca/do  $\pm$  (qz, cl, mu, ank, ep, bi, tu, pl)

Segundo Winkler (1977), as rochas constituídas de quartzo, dolomita e calcita ou magnesita não são afetadas por metamorfismo de grau incipiente, mas em grau fraco alguns minerais começam a reagir. A influência de  $Al_2O_3$  em dolomitos silicosos metamórficos (bem como nas rochas ultramáficas) dá origem a formação de clinocloro (Mg-Al), presente na paragênese acima. Outros minerais de Al são muito frequentes, mas sempre em pequena quantidade, como a biotita, muscovita e plagioclásio, em grau baixo. Em graus médio a forte ocorre a escapolita, inexistente nas rochas carbonatadas.

A partir do exposto acima, o metamorfismo destas rochas limitou-se ao fácies xisto verde em zonas não bem definidas.

### 5.3.4 - Conclusões

Grande parte dos xistos ultramáficos e máficos apresenta paragêneses compatíveis com as zonas de clorita e biotita do fácies xisto verde, não sendo constatada nenhuma paragênese metamórfica segura que pudesse atribuir a estes xistos um metamorfismo de mais alta temperatura. Contudo, é constatado que ocorrem rochas anfibolíticas na seqüência, demonstrando paragêneses de temperaturas mais elevadas (fácies epidoto-anfíbolito). Porém, em anfíbolitos de grão grosso (metagabros) foi observado uma assembléia mineral de retrometamorfismo com temperatura equivalente àquela constatada nos xistos ultramáficos e máficos. Coincidência ou não, as rochas anfibolíticas estão concentradas, sobretudo, junto a zonas de falha, fato que pode ter contribuído para o aumento de temperatura



### 5.3.3.2 - Rochas Carbonatadas

Apresentam a seguinte paragênese:

ca/do  $^+$  (qz, cl, mu, ank, ep, bi, tu, pl)

Segundo Winkler (1977), as rochas constituídas de quartzo, dolomita e calcita ou magnesita não são afetadas por metamorfismo de grau incipiente, mas em grau fraco alguns minerais começam a reagir. A influência de  $Al_2O_3$  em dolomitos silicosos metamórficos (bem como nas rochas ultramáficas) dá origem a formação de clinocloro (Mg-Al), presente na paragênese acima. Outros minerais de Al são muito frequentes, mas sempre em pequena quantidade, como a biotita, muscovita e plagioclásio, em grau baixo. Em graus médio a forte ocorre a escapolita, inexistente nas rochas carbonatadas.

A partir do exposto acima, o metamorfismo destas rochas limitou-se ao fácies xisto verde em zonas não bem definidas.

### 5.3.4 - Conclusões

Grande parte dos xistos ultramáficos e máficos apresenta paragêneses compatíveis com as zonas de clorita e biotita do fácies xisto verde, não sendo constatada nenhuma paragênese metamórfica segura que pudesse atribuir a estes xistos um metamorfismo de mais alta temperatura. Contudo, é constatado que ocorrem rochas anfibolíticas na seqüência, demonstrando paragêneses de temperaturas mais elevadas (facies epidoto-enfibolito). Porém, em anfibolitos de grão grosso (metagabros) foi observado uma assembléia mineral de retrometamorfismo com temperatura equivalente àquela constatada nos xistos ultramáficos e máficos. Coincidência ou não, as rochas anfibolíticas estão concentradas, sobretudo, junto a zonas de falha, fato que pode ter contribuído para o aumento de temperatura



das rochas.

Caso semelhante ao registrado nos metagabros, ocorre com as rochas intermediárias e ácidas da seqüência, sendo constatadas duas assembléias minerais metamórficas distintas, ambas do facies xisto verde; uma de mais alta temperatura equivalente à zona da granada e a outra, retrometamórfica, compatível com a zona da clorita.

No caso das rochas de origem química, as paragêneses constatadas são restritas ao facies xisto verde.

Em resumo, nesta seqüência ocorreu um metamorfismo regional que atingiu o limite do facies xisto verde-anfibolito e outro retrógrado, em duas fases distintas, porém só registradas em metavulcânicas intermediárias-ácidas e em metagabros, não sendo observado nas outras rochas possivelmente devido à natureza química e composicional.

#### 5.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA

Metapelitos e anfibolitos desta unidade apresentam paragêneses tanto do metamorfismo progressivo como, em alguns locais, retrógradas.

Nos metassedimentos foi observado um aumento progressivo do grau metamórfico, do tipo Barroviano, correspondendo às zonas da biotita e da granada (facies xisto verde) e as zonas da estauroli-ta e da cianita (facies anfibolito). Nas metaigneas observaram-se paragêneses equivalentes às zonas da granada e da estauroлита (fig. 5.1).

Assembléias de retrometamorfismo, onde é possível constatar-se, são equivalentes às partes de temperatura baixa a média do facies xisto verde; zonas da clorita e da biotita.



Paragêneses de metamorfismo de contato do facies albita-epidoto-hornfels e hornblenda-hornfels também são registradas nas zonas de contato do granito da Fazenda Lavrinha e suas encaixantes.

#### 5.4.1 - Metapelitos

##### 5.4.1.1 - Paragêneses do Metamorfismo Progressivo

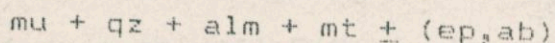
Paragênese da zona da biotita:



As reações químicas possíveis de ocorrerem nesta zona são as seguintes:

- (1)  $mc + cl = bi + mica\ branca + qz + H_2O$  \
- > Miyashiro, 1973
- (2)  $fengita + cl = mu + bi + qz + H_2O$  /
- (3)  $mu + cl + ab = bi + par + qz + H_2O$  \
- (4)  $mu + cl = bi + Al-Cl + qz + H_2O$  /
- > Hyndmann, 1972
- (5)  $mu + sti = bi + cl + qz$  > Turner, 1968
- (6)  $sti + fengita + act = bi + cl + ep + H_2O$  \
- (7)  $sti + fengita = bi + cl + qz + H_2O$  /
- > Winkler, 1977

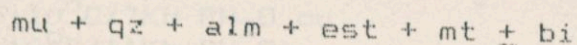
Paragênese da zona da granada almandina:



Segundo Winkler (1977), as duas possibilidades de gerar granada almandina compatível com a paragênese acima são as seguintes:

- (8)  $ctd + cl + qz = alm + H_2O$
- (9)  $3\ cl + par + qz = alm + ab + H_2O$

Paragênese da zona da estaurolita:



São registradas diversas reações químicas em rochas pelíticas na parte de mais baixa temperatura do facies anfíbolito que podem



gerar estauroлита:

- (10)  $ctd + O_2 = est + mt + qz + H_2O$  \
- (11)  $cl + mu = est + bi + qz + H_2O$  \
- (540±15°C/4Kb PH<sub>2</sub>O a  
560±15°C/7Kb PH<sub>2</sub>O) > Winkler, 1977
- (12)  $cl + mu + alm = est + bi + qz + H_2O$  \
- (13)  $cl + qz = est + Mg-Al + H_2O$  /
- (14)  $ctd + cl + mu = est + bi + alm + H_2O$  \
- (15)  $2 ctd + cl + qz + O_2 = alm + est + mt + H_2O$  / > Ehlers & Blatt, 1982
- (16)  $ctd + and/ci = est + qz + H_2O$  \
- (545±15°C entre  
4-7Kb PH<sub>2</sub>O) > Hoschek, 1967
- (17)  $Fe-Cl + mu = est + bi + qz + H_2O$  \
- (540±15°C/4Kb PH<sub>2</sub>O ou  
560±15°C/7Kb PH<sub>2</sub>O) /
- (18)  $5 ctd + 2 qz = 2 est + alm + 3H_2O$  \
- (19)  $ctd + pir = est + qz + H_2O$  / > Hyndmann, 1972
- (20)  $ctd + mu + qz = est + bi + H_2O$  \
- (540°C/4Kb PH<sub>2</sub>O) > Miyashiro, 1973
- (21)  $ctd + mu = est + bi + qz + H_2O$  \
- (565°C/7Kb PH<sub>2</sub>O) /

Paraquênese da zona da cianita:



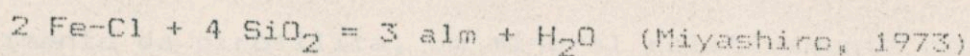
Cianita pode ser gerada a partir das seguintes reações:

- (22)  $Mg-Cl + mu + est + qz = bi + Al_2SiO_5 + H_2O$  \
- (23)  $est + mu + qz = Al_2SiO_5 + bi + H_2O$  \
- (24)  $est + mu + qz = Al_2SiO_5 + alm + bi + H_2O$  \
- (em pressão um pouco mais elevada) > Winkler, 1977
- (25)  $est + mu-sódica + qz = Al_2SiO_5$  \
- +  $bi + mu + ab + alm + H_2O$  \
- (26)  $est + qz = Al_2SiO_5 + alm + H_2O$  /
- (27)  $est + mu + bi_1 + qz = Al_2SiO_5 + Fe-bi + H_2O$  > Ehlers & Blatt, 1982
- (28)  $1 pir = 1 cianita + 2 qz + H_2O$  \
- (515±10°C/7Kb PH<sub>2</sub>O ou  
530±10°C/11Kb PH<sub>2</sub>O) > Althaus, 1966, 1967
- (29)  $cl + mu + qz = ci + bi + H_2O$  > Hyndmann, 1972



As reações químicas que podem ocorrer na zona da biotita indicam o aparecimento deste mineral em diversas situações, partindo de uma mineralogia pertencente à zona da clorita. A ocorrência de paragonita em alguns xistos desta zona não pode ser descartada visto que as propriedades óticas deste mineral e da muscovita são muito semelhantes, e sua formação pode dar-se pela reação (3). A presença de albita nestes pelitos sugere a ausência de pirofilita na paragénese original, pois estes minerais em contato reagiriam para formar paragonita e muscovita, respectivamente (Winkler, 1977). Por outro lado, segundo o mesmo autor, a paragonita não é compatível com o k-feldspato, pois reagem para formar muscovita+albita, podendo ser esta a origem do feldspato sódico na paragénese. A presença de epidoto em algumas rochas localizadas na zona da biotita, pode ser explicada através da reação (6).

As reações (8) e (9) são as únicas possíveis para explicar o aparecimento da granada almandina em ausência de biotita e clorita nos pelitos da zona da granada. Isto implicaria na presença de cloritóide e/ou paragonita na assembléia mineral pré-existente, apesar de haver possibilidade na geração de almandina através da reação:

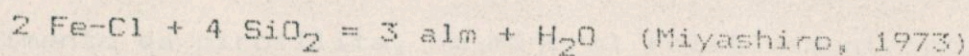


A formação da estaurolita representa o início do metamorfismo de grau médio. Segundo Winkler (1977), a composição química de mais ou menos 2/3 dos sedimentos pelíticos e psamíticos não permite a formação de estaurolita, em metamorfismo de grau médio e mais de 3/4 partes são inadequadas para cloritóide. Quando o cloritóide está presente em rochas de grau fraco, é ele o principal reagente em reações geradoras de estaurolita no começo do metamorfismo de grau médio. Entre as doze reações expostas por vários autores, (10) a (21), somente em quatro delas o cloritóide não está presen-



As reações químicas que podem ocorrer na zona da biotita indicam o aparecimento deste mineral em diversas situações, partindo de uma mineralogia pertencente à zona da clorita. A ocorrência de paragonita em alguns xistos desta zona não pode ser descartada visto que as propriedades óticas deste mineral e da muscovita são muito semelhantes, e sua formação pode dar-se pela reação (3). A presença de albita nestes pelitos sugere a ausência de pirofilita na paragénese original, pois estes minerais em contato reagiriam para formar paragonita e muscovita, respectivamente (Winkler, 1977). Por outro lado, segundo o mesmo autor, a paragonita não é compatível com o k-feldspato, pois reagem para formar muscovita+albita, podendo ser esta a origem do feldspato sódico na paragénese. A presença de epidoto em algumas rochas localizadas na zona da biotita, pode ser explicada através da reação (6).

As reações (8) e (9) são as únicas possíveis para explicar o aparecimento da granada almandina em ausência de biotita e clorita nos pelitos da zona da granada. Isto implicaria na presença de cloritóide e/ou paragonita na assembléia mineral pré-existente, apesar de haver possibilidade na geração de almandina através da reação:



A formação da estaurolita representa o início do metamorfismo de grau médio. Segundo Winkler (1977), a composição química de mais ou menos 2/3 dos sedimentos pelíticos e psamíticos não permite a formação de estaurolita, em metamorfismo de grau médio e mais de 3/4 partes são inadequadas para cloritóide. Quando o cloritóide está presente em rochas de grau fraco, é ele o principal reagente em reações geradoras de estaurolita no começo do metamorfismo de grau médio. Entre as doze reações expostas por vários autores, (10) a (21), somente em quatro delas o cloritóide não está presen-



te, dando lugar à clorita. Afirma o mesmo autor que a razão  $Mg/(Fe+Mg)$  da clorita é de particular importância. Se a razão é maior que 0,25, forma-se cordierita em vez de estaurolita. A granada almandina (presente na paragênese), que também se forma em rochas de baixa razão  $Mg/(Fe+Mg)$ , pode coexistir com a estaurolita em metamorfismo de grau médio se a pressão for suficientemente alta para estabilizar a granada.

A elevação da temperatura leva ao desaparecimento da estaurolita em rochas pelíticas e formação da cianita, exemplificada pelas reações (23), (24) e (25). A reação (23) que envolve muscovita e quartzo ocorre em temperatura mais baixa, que vai decrescendo acentuadamente à medida que a pressão cai. Quando  $MgO/(MgO+FeO) = 0,4-0,2$ , a estaurolita se decompõe sob condições de 2Kb  $PH_2O$  e  $575 \pm 15^\circ C$  ou 5,5 Kb  $PH_2O$  e  $675 \pm 15^\circ C$ , demonstrado por Roschek (1969) in Winkler (1977); reação (23). A granada almandina não foi observada em paragênese com a cianita, indicando com isto, condições P-T não superiores às citadas acima. Isto pode significar que as reações (22), (23), (27) e (29) melhor representam a paragênese encontrada nas rochas com cianita. A reação (28) demonstrada por Althaus (1966, 1967) ocorre em temperatura mais baixa (zona de mais alta temperatura do facies xisto verde), gerada a partir do desaparecimento da pirofilita, um mineral relativamente pouco frequente. Assim acreditamos que a assembléia  $qz + mu + bi + ci + 1$  (mt, pl) seja representativa da zona da cianita; facies anfibolito.

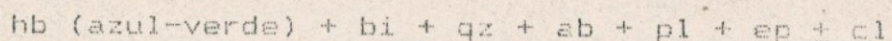
5.4.1.2 - Paragêneses de Retrometamorfismo: Podem ser observadas em alguns metapelitos e são evidenciadas pela decomposição de minerais metamórficos de mais alta temperatura, como granada e estaurolita. A primeira, transformada em Fe-clorita ou óxidos de ferro e a segunda em sericita ou clorita.



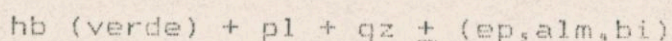
## 5.4.2 - Anfibolitos

### 5.4.2.1 - Paragêneses do Metamorfismo Progressivo

Paragênese referente à zona da granada:



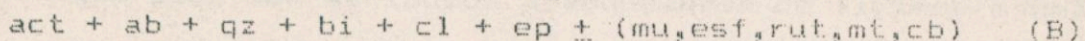
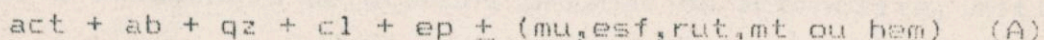
Paragênese referente à zona de estaurolita:



As rochas anfibolíticas, de composição intermediária a básica, da Seqüência do Córrego da Boa Esperança, apresentam uma paragênese compatível com a zona de mais alta temperatura do facies xisto verde ou facies epidoto-anfibolito de Eskola, composta por hornblenda actinolítica de cores azul-verde, biotita marrom, quartzo, albita e oligoclásio coexistindo, minerais do grupo do epidoto e um pouco de clorita magnésiana. Os metapelitos desta zona apresentam a paragênese  $\text{mu} + \text{qz} + \text{alm} + \text{mt} \pm (\text{ep,ab})$ .

A assembléia mineral referente à zona da estaurolita, ou a parte de baixa temperatura do facies anfibolito é formada por hornblenda verde, plagioclásio (oligoclásio cálcico ou andesina sódica), quartzo e um pouco de epidoto, granada almandina e biotita marrom-avermelhada. Os metapelitos correspondentes a esta zona apresentam a paragênese  $\text{mu} + \text{qz} + \text{alm} + \text{est} + \text{mt} \pm \text{bi}$ .

### 5.4.2.2 - Paragêneses do Retrometamorfismo:



(A) e (B) representam duas paragêneses encontradas em algumas rochas anfibolíticas (anfíbólio xistos) da Seqüência do Córrego da Boa Esperança, retrometamórficas, de baixo grau. A paragênese (A) é composta basicamente por actinolita, albita, quartzo, clorita e por minerais do grupo do epidoto, e a outra (B) é formada pelos mesmos minerais acrescentados de biotita. Estas duas assembléias



minerais indicam a parte de temperatura mais baixa do metamorfismo de grau fraco.

#### 5.4.3 - Paragêneses do Metamorfismo de Contato

Anfibolitos e anfibólio xistos encaixantes do granito intrusivo da Fazenda Lavrinha apresentam algumas feições de hornfels preservadas junto ao contato e conservam, provavelmente, a paragênese impressa pelo metamorfismo térmico:

act + ab + ol + qz + ep + cl, típica do facies albita-epidoto-hornfels.

Cristais idiomórficos e subidiomórficos de granada zonada e níveis de muscovita, dispostos em planos, são observados nestas rochas, originados possivelmente através de processos metassomáticos (foto 41 e fotomicros 46 e 47). Porém, na maior parte ao longo da extensão da zona de contato, as rochas mostram-se deformadas por processos tectônicos de caráter regional, afetando tanto o granito como as suas encaixantes, provavelmente remobilizando antigas zonas de fraqueza e favorecendo as percolações deutéricas, transformando os hornfels maciços em rochas xistosas (foto 42). Mesmo assim ainda é constatada em alguns locais, ao longo da zona de contato, a existência de grandes prismas de actinolita, estirados, cuja origem pode ser atribuída à abundância de fluidos magmáticos emitidos pelo corpo granítico durante o processo intrusivo atuando na encaixante, onde o anfibólio é um constituinte importante, provocando o crescimento dos grãos (fotomicros 43 e 45).



## 5.5 - COMPLEXO CORREGO SECO

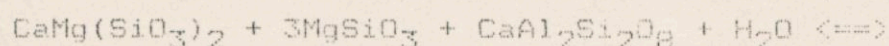
As rochas deste complexo intrusivo, sobretudo nas bordas, apresentam comumente feições texturais cataclásticas de forma fraca a moderada e localmente forte quando afetadas por falhamento. As texturas primárias destas rochas, na maior parte das vezes, são facilmente reconhecidas, mas geralmente são acompanhadas por porções com minerais moídos e/ou recristalizados, notadamente grãos de quartzo possivelmente relacionados a planos de fraturas. Foliação secundária ou xistosidade não são desenvolvidas nas rochas do complexo, com exceção dos gabros situados na porção nordeste da intrusão, próximos ao contato com os metassedimentos da seqüência do Córrego da Boa Esperança, onde são observadas uma leve orientação de origem metamórfica na rocha e uma paragênese de retrometamorfismo formada à base de hornblenda actinolítica, minerais do grupo do epidoto, clorita e secundariamente por calcita, muscovita, quartzo, albita e opacos, atribuída ao facies xisto verde. Os metassedimentos da seqüência encaixante, situados próximos a estes gabros, apresentam paragêneses minerais compatíveis com as zonas de biotita e de clorita. Atribuímos a isto, um metamorfismo regional tardio à intrusão, que afetou a parte nordeste do complexo. Tectonicamente, foi constatado que houve deslocamento e deformação das rochas situadas a noroeste da área estudada, assinalados por uma falha de rejeito direcional (aparentemente inferior a 1 km) no local onde estão instalados os córregos Seco e Salgado, com direção W-E-NE, e por um outro falhamento, de empurrão com direção W-E-NW (vide mapa geológico).

Em toda a área do complexo, a entrada de água no sistema é reconhecida através da existência de uma mineralogia secundária (acessória), formada a base de muscovita, sericita e epidoto, es-

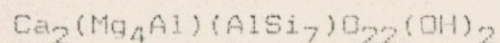


tes dois últimos, produtos de alteração hidrotermal dos plagioclásios (saussuritização), notadamente nas rochas situadas próximo à borda da intrusão. A presença de granada com características de hidrogrossularita em alguns gabros pode estar relacionada com a introdução de água no conjunto, alterando o plagioclásio cálcico e liberando cálcio e alumina para a formação da granada, como um processo metamórfico.

Especificamente nos hornblenda gabronoritos e hornblenda noritos é característica a presença de grandes cristais porfiríticos de hornblenda poiquilítica reabsorvendo o clinopiroxênio, mas também o ortopiroxênio e o plagioclásio (fotomicro 56). A formação de anfibólio poiquilítico nos cumulos a base de plagioclásio pode ser exemplificada pela reação (Nockolds et al., 1978, em Nilson, 1981):



(diopsídio) (enstatita) (anortita) (fluido)



(hornblenda tschermackítica)

Segundo Nilson (1981), estudando rochas semelhantes no Complexo Máfico-Ultramáfico de Americano do Brasil, ... "as características texturais dos megacristais de anfibólio dado a falta comum de orientação cristalográfica do clinopiroxênio com a hornblenda pargasítica, o grande tamanho dos grãos de anfibólio poiquilítico em comparação com os minerais de cumulus e sua semelhança com a pargasita pós-cumulus do hornblenda-harzburgito, podem sugerir uma origem deutérica. Contudo, o desenvolvimento de anfibólio poiquilítico ao longo de bandas rítmicas ricas em piroxênio nas rochas gabróicas, e a falta aparente de espaço intersticial no piroxenito à base de plagioclásio, é sugestivo de uma origem metamórfica".

Contudo, a falta de uma paragênese típica de metamorfismo re-



gional para as rochas gabróicas contendo hornblenda poiquilitica, nos leva a supor que a origem deste mineral (cristalização) seja tardi-magmática e não metamórfica.

Paragêneses típicas do metamorfismo de contato não foram observados nas rochas encaixantes à intrusão; se existiram foram alterados por evento termodinâmico posterior, como aquele identificado na porção noroeste da área. Também ao sul do complexo plutônico, uma falha de direção E-W, onde se aloja o córrego do Cavalo (vide mapa geológico), deforma tanto as rochas encaixantes (anfibolitos e metapelitos da Sequência do Córrego da Boa Esperança) como os dioritos da borda da intrusão.



## CAPITULO 6

### DEFORMAÇÃO

#### 6.1 - INTRODUÇÃO

As rochas supracrustais da região de Anicuns foram agrupadas em dois compartimentos tectonicamente distintos, que correspondem aos domínios das Seqüências Anicuns-Itaberaí e do Corrego da Boa Esperança, deformados em épocas diferentes por várias fases de dobramentos e falhamentos, e por algumas intrusões graníticas e uma gabro-diorítica. Estereogramas contendo medidas de foliações e lineações para cada Unidade estudada estão representados no final deste capítulo.

#### 6.2 - EMBASAMENTO DO SETOR SUL

As rochas gnáissicas que constituem o Embasamento Sul, dentro dos limites da área, apresentam em conjunto uma estruturação aparentemente dômica, onde as atitudes dos polos da foliação milonítica representados no estereograma (fig. 6.1-A) mostram mergulhos com caimento notadamente para este e oeste, fechando para norte, conforme a disposição das isolinhas. Foliações com atitudes mergulhando para norte são justamente observadas na porção setentrional desta unidade (vide mapa estrutural). É possível que em direção ao sul, fora dos limites da área, o caimento das xistosidades aponte para sul, caracterizando a feição dômica deste conjunto granito-gnáissico.



As fases de deformação pré-existentes que atuaram nestas rochas não puderam ser estudadas com precisão pois a foliação milonítica, fortemente penetrativa, obliterou-as.

### 6.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ

A estruturação da Seqüência Anicuns-Itaberaí possibilitou observar quatro eventos de deformação dúctil, relacionados, provavelmente, a eventos pré-uruaquanos, acompanhados por algumas falhas contemporâneas ou tardias. Os dados estruturais estão representados pelos estereogramas de foliações (fig. 6.1-B) e de lineações discriminadas (fig. 6.2-A).

#### 6.3.1 - Deformação por Dobramento

A primeira fase de deformação ( $D_1$ ) é caracterizada por dobras ( $F_1$ ) de dimensão milimétrica a centimétrica em forma de isoclinais assimétricas, fechadas, inclinadas a recumbentes e intrafoliais, com o eixo de direção aproximadamente N20-35W e caimento médio de 15° para NW, resultando no desenvolvimento da primeira foliação de plano axial ( $S_1$ ), com atitudes médias em torno de N0°-50W, 25-45°SW, geralmente transposta a  $S_0$ , com exceção das zonas de charneira das dobras  $F_1$  (fotos 61 e 62). Ao microscópio, observa-se que a foliação gerada apresenta um caráter milonítico em regime de cisalhamento, mostrando cristais estirados, quartzo com textura **ribbon** e grãos de plagioclásio contendo sombras de pressão. A textura nematoblástica é marcante nas rochas ricas em anfibólio (fotomicro 20). No campo, as dobras  $F_1$ , impressas em anfibolitos ou xistos máficos, são bem marcadas por um bandamento composicional



constituído por minerais félsicos em cores claras, contrastando com o restante da rocha, de cor verde-escura, devido aos cristais de anfibólio (fotos 61 e 62), mostrando os constituintes da superfície  $S_0$  transpostos para a xistosidade  $S_1$ .

As dobras  $F_2$  geradas na fase  $D_2$  também são isoclinais assimétricas inclinadas a recumbentes, porém com dimensões muito variáveis, desde centimétricas até quilométricas, sendo observadas a sul do Ribeirão Anicunzinho (Segmento Sul) em imagens de satélite (LANDSAT), de radar e em fotografias aéreas, constituindo sinformes e antiformes contendo eixos  $E_2$  com baixo caimento e vergência para E-NE (foto 63). Os eixos  $E_2$  apresentam uma direção bastante variável, desde N30E até N60W, com caimentos de 15 e 20° também variando ora para NE ou NW ora para SW ou SE, fato causado por deformações superimpostas (redobramento dos eixos  $E_2$ ), atribuídas à fase  $D_4$ . As dobras  $F_1$  são aproximadamente coaxiais às dobras  $F_2$ . A xistosidade de plano axial ( $S_2$ ) é geralmente transposta e paralelizada a  $S_1$  e por conseguinte a  $S_0$ , observada, principalmente, nas rochas menos competentes como xistos e mármore (fotomicro 27 e fotos 64 e 65). Em camadas mais espessas constituídas por meta-cherts, nas zonas de charneira, o espessamento apical das dobras  $F_2$  é menor, sendo possível diferenciar a superfície  $S_1$  dobrada por  $F_2$  e o desenvolvimento de uma lineação mineral  $L_2$  paralela ao plano axial  $E_2$  (foto 66). Os aspectos geométricos das dobras  $F_2$  sugerem uma deformação por deslizamento.

A terceira fase de deformação ( $D_3$ ) é marcada por uma crenulação das superfícies anteriores e geração de uma clivagem de crenulação  $S_3$  ou de uma lineação de eixo de crenulação  $L_3$  (comumente observado em talco-xistos e mármore) na charneira das dobras  $F_3$ . São reconhecidas em campo como mesodobras centimétricas apertadas ou suaves, com caimento médio dos seus eixos  $E_3$  de cerca de 40°



para sul e vergência para leste, estando oblíquas a  $F_1$  e  $F_2$  (fotos 31, 65 e fotomicro 22).

A quarta fase de deformação ( $D_4$ ) é marcada por ondulações suaves nas xistosidades pré-existentes, significando que o regime deformativo nesta fase foi menos enérgico que o das fases anteriores. Estas ondulações são observadas no segmento ao sul do ribeirão Anicunzinho, alterando visivelmente a orientação dos eixos das dobras  $F_2$  provocando ondulações e inflexões dos seus eixos, ou seja, redobramentos de formas suaves, cruzados e subseqüentes a  $F_2$ .

#### 6.3.2 - Deformação por Falhamentos

Algumas falhas relacionadas à Seqüência Anicuns-Itaberaí foram identificadas na área. É possível que esta Seqüência tenha sido empurrada sobre os gnaisses do Embasamento Nordeste. Zonas de milonitização foram observadas nas cabeceiras do Córrego Acury e Ribeirão Anicunzinho, na porção nordeste da área, ocorrendo aí uma tendência à verticalização das estruturas. A espessa cobertura de solo, muito frequente ao longo do contato entre as duas unidades, impossibilitou-nos de um melhor estudo sobre a natureza e continuidade desta falha, estando em alguns locais, com posicionamento inferido. Sua direção é N35W com vergência para NE.

Na altura do Ribeirão Anicunzinho uma falha de direção N50E com alto ângulo, de idade provavelmente pré-uruaçuana, separa em dois segmentos na área, a Seqüência Anicuns-Itaberaí. Ela é bem marcada por um truncamento estrutural, mostrando uma descontinuidade das estruturas observadas nas rochas daquele local. A falha do ribeirão Anicunzinho é truncada por outra de idade mais jovem de direção N15-35W, sendo sua continuidade encoberta por metapelitos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança. Provavelmente a fa-



lha N50E, originalmente, se estendia para SW bordejando os gnais-  
ses do Embasamento Sul, onde através de zonas de fraqueza intrudiu  
mais tarde o granito da Fazenda Lavrinha (vide mapa geológico).

O falhamento de direção N15-35W, possivelmente de Idade Urua-  
guana (foto 8) atravessa toda a área continuando, seguramente, pa-  
ra norte em direção à cidade de Americano do Brasil, sendo que ao  
sul da área, no local denominado Serra do Macacão, é desfiada em  
várias falhas menores podendo estar aí a sua terminação. Esta fa-  
lha, de grande importância geotectônica, coloca lado a lado as ro-  
chas vulcânicas e químicas da Seqüência Anicuns-Itaberai, provar-  
velmente de idade arqueana, com metassedimentos da Seqüência do  
Córrego da Boa Esperança, de idade proterozóica, correlacionada ao  
Grupo Araxá. A falha N15-35W representa planos geralmente de baixo  
a médio ângulo de mergulho em torno de 35-45SW. Em alguns locais,  
este ângulo é maior atingindo até 70°, como é constatado na região  
do Salgado, ao norte. Observou-se também, localmente, os metasse-  
dimentos da seqüência mais jovem, dobrados, com mergulhos baixos  
para NE, sotopostos às rochas da seqüência Arqueana, estas com  
mergulhos para SW. As feições estruturais das rochas na zona da  
falha são bastante afetadas, observando-se ao longo de toda esta  
zona a existência de uma foliação fortemente milonítica nas ro-  
chas de ambas as seqüências e uma paralelização das foliações se-  
gundo a direção da falha. Lineações de estiramento segundo N0-20W  
de baixo caimento com tendência horizontal, medidas em boudins de  
quartzo leitoso ao longo da falha indicam um movimento transcor-  
rente bem como lineações mostrando movimentos e feições de empur-  
rão, segundo S30-60W com caimento de 30-70 para SW, podem signifi-  
car um carreamento oblíquo entre os dois blocos.



### 6.3.3 - Deformações Tardias

No local denominado Serra Pelada, extremo norte da área, a falha N15-35W é deslocada por outras mais jovens, de direção oblíqua a perpendicular à ela, provavelmente ligadas a eventos brasilianos, com esforços vindos de oeste, provocando uma reorientação localizada das estruturas anteriores das rochas atribuídas à Seqüência Anicuns-Itaberaí.

Uma outra forma de deformação tardia, ocorrida nas rochas desta seqüência foi propiciada pela intrusão do Granito Guardamór, de idade possivelmente brasiliana, que intrudiu aproveitando zonas de fraqueza crustal nas proximidades da falha N15-35W, provocando uma reorientação das xistosidades pré-existentes nas rochas encaixantes circulares à intrusão.

### 6.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA

Quatro fases de dobramentos foram observados nesta Seqüência, independentes daquelas constatadas na Seqüência Anicuns-Itaberaí, representando eventos uruaquanos e, possivelmente, também brasilianos. Destacam-se também alguns falhamentos e algumas intrusões importantes que afetam estas unidades. O estudo dos dados estruturais para as rochas desta seqüência foram feitos em vários domínios, com a finalidade de se obter maior precisão e compreensão dos resultados. Os resultados mais representativos são mostrados em 4 estereogramas de polos de xistosidade, cada qual indicando um domínio selecionado (figs. 6.1-C a 6.1-F), e um estereograma o total, discriminado, de lineações (fig. 6.2-B).



#### 6.4.1 - Deformação por Dobramento

A primeira fase de deformação dúctil ( $D_1$ ) observada em rochas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança é caracterizada por microdobras ( $F_1$ ) isoclinais simétricas a assimétricas, fechadas, recumbentes, com caimento médio do eixo de  $20^\circ$  para N5-35W e vergência para NE, gerando uma primeira foliação de plano axial ( $S_1$ ), transpondo  $S_0$ , com atitudes médias variando de N20E a N35W; 45-75°NW a SW. É comum esta xistosidade apresentar uma forte feição milonítica, gerado por cisalhamento, fato observado tanto ao microscópio como no campo. Boudins de quartzo quando aparecem geralmente indicam a superfície  $S_1$  (foto 67).

A segunda fase de dobramento ( $D_2$ ) é constituída por dobras ( $F_2$ ) cruzadas e subsequentes a  $F_1$ ), isoclinais, geralmente simétricas, fechadas, inclinadas, algumas vezes verticalizadas, com forte espessamento apical e atitude do eixo ( $E_2$ ) variando de N70W a S70W, com caimento médio de  $20^\circ$  para NW a SW e vergência para sul (fotos 67 e 40). Porém, caimentos para NE e SE de baixo ângulo também são observados. Isto é provocado por dobramentos superimpostos da fase  $D_4$  que afetaram os eixos de  $E_2$ . O resultado de  $F_2$  é o desenvolvimento de uma xistosidade de plano axial ( $S_2$ ) com atitudes médias N70E-N90E; 60-70 NW-N, observando-se também uma lineação de boudin ( $L_2$ ) de quartzo paralela ao plano axial. As dobras  $F_2$  são comumente observadas nas cercanias da cidade de Anicuns, nas proximidades do Córrego da Boa Esperança e na localidade do Cavaco. Dobras desta fase também foram constatadas a noroeste da área, na Fazenda Serra Pelada. Estão acompanhadas por falhamentos de empurrão.

As dobras ( $F_3$ ) da fase ( $D_3$ ) são isoclinais assimétricas, relativamente apertadas, com os eixos ( $E_3$ ) apresentando caimento médio de cerca de  $50^\circ$  para N35-70W, desenvolvendo uma clivagem de



crenulação ( $S_3$ ) ou uma lineação de eixo de crenulação ( $L_3$ ). As dobras  $F_3$  de tamanho centimétrico a decimétrico com vergência para NE, mostram estruturas de crenulação notadamente melhor observadas nos metassedimentos do que nos anfibolitos devido às diferenças de competência (foto 68 e microfotos 34 e 35).

As dobras ( $F_4$ ) da fase ( $D_4$ ) são abertas e não desenvolvem superfícies de xistosidade, tratando-se de uma deformação pouco energética, podendo estar relacionadas a eventos brasileiros. Caracterizam esta fase, dobramentos suaves, simétricos ou assimétricos, com eixos de direção variando de N20E e N20W e caimento médio de  $50^\circ$  para NE a NW e com uma leve vergência para este. O plano axial destas dobras costuma estar, algumas vezes, subverticalizado (foto 69).

#### 6.4.2 - Deformação por Falhamento e por Intrusão e Implicações Relacionadas

Várias falhas foram observadas na Seqüência do Córrego da Boa Esperança, algumas vezes estendendo-se a unidades vizinhas. Apresentam movimentos transcorrentes e de empurrão sempre com médio a alto ângulo ( $40-70^\circ$ ).

Na altura do Córrego da Boa Esperança uma falha de direção aproximada E-W corta metassedimentos e anfibolitos da seqüência do mesmo nome, e também gnaisses de uma fração do Embasamento Sul. Lineações de boudins de quartzo com caimentos de  $50-80$  para N70-90E, indicam deslocamentos de empurrão, sendo constatados em alguns locais ao longo desta falha. Em outros locais, também pudemos observar lineações minerais de estiramento segundo  $0-10^\circ$ ; N50-80E paralelos à foliação milonítica, denunciando movimentos transcor-



rentes (cisalhamento), como na altura da cidade de Anicuns, no local denominado "Poço da Sociedade", um antigo garimpo de ouro, onde também pudemos estudar alguns testemunhos de furo de sonda, prospectados por uma empresa de pesquisa mineral. Conforme dados obtidos, acreditamos que a fase de empurrão corresponderia a fase de deformação  $D_2$ , denunciada pela presença de dobras  $F_2$  junto à falha (foto 40). O movimento transcorrente corresponderia a uma fase de reativação tardia afetando a mesma falha ou partes dela, só que com outro tipo de esforço aplicado em direções diferentes. Um segmento desta falha se estende para SW onde está encaixado o Córrego da Limeira.

Nas proximidades do mesmo sistema de falhas encontra-se o granito da Fazenda Lavrinha intrudido, provavelmente, durante a fase  $D_1$ , aproveitando zonas de fraqueza crustal (falhas antigas ou fraturas). Foliações  $S_1$  estão impressas nas bordas do granito, assim como feições de hornfels são reconhecidas em suas encaixantes.

De idade incerta são os gabros e dioritos do Complexo Diferenciado do Córrego Seco. A não observação de foliações penetrativas nestas rochas bem como de feições de hornfels em suas encaixantes, se deve talvez ao embutimento deste complexo intrusivo em um nível crustal bem mais profundo que o granito. A fase de empurrão  $D_2$  poderia ser consequência desta intrusão. Porém, a intrusão é afetada por falhamentos de direção E-W mostrando deslocamentos de transcorrência, possivelmente contemporâneas àquelas de mesma natureza na altura dos córregos da Boa Esperança e Limeira. Estas falhas E-W ocorrem nas proximidades dos Córregos Seco-Salgado e do Cavalo, apresentando uma inflexão para NE afetando e até deslocando, parcialmente, a falha N15-35W, sendo portanto mais jovens.

O deslocamento da parte noroeste da área no sentido E-NE, através da falha dos Córregos Seco-Salgado e de outra menor, na região onde afloram rochas gabróicas e dioríticas da porção norte do



complexo máfico e rochas anfibolíticas e metassedimentares da seqüência correlacionada ao Grupo Araxá, é acompanhada por uma falha de empurrão de direção NW a E-W, de médio a alto ângulo ( $45-75^{\circ}$ ), provavelmente reativada, pois dobras  $F_2$  da fase  $D_2$  são observadas ao longo desta falha, da mesma forma que aquelas encontradas junto ao Córrego da Boa Esperança.

#### 6.5 - CONCLUSÕES

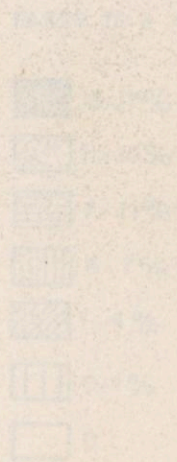
A Seqüência Anicuns-Itaberaí constitui uma faixa alongada, estreitando em direção ao norte, situada entre o Embasamento Nordeste e a Seqüência do Córrego da Boa Esperança, separada destas unidades por falhamentos de direção  $N15-35W$ , apresentando uma estruturação marcante nesta direção, com uma forte convergência tectônica na porção norte. Foram observados nesta unidade quatro eventos de deformação dúctil, sendo que os dois primeiros desenvolvem uma xistosidade penetrativa nas rochas. A terceira fase de dobramento é responsável pela geração de uma clivagem de eixo de crenulação e o último evento constitui uma deformação menos energética, em níveis crustais mais rasos, não desenvolvendo nenhuma superfície penetrativa. As paragéneses dos minerais metamórficos em relação à deformação, que estão controladas pelas foliações  $S_1$  e  $S_2$  são compatíveis com as zonas da granada e da biotita (foto 20). A fase de crenulação  $D_3$  parece representar um evento de retrometamorfismo das rochas da seqüência, em que minerais de mais alta temperatura são transformados em outros de temperatura mais baixa, como a granada almandina  $\Rightarrow$  clorita férrica (foto 2B).

A Seqüência do Córrego da Boa Esperança representa também uma faixa com forte estruturação N-NW, paralelamente à Seqüência Su-

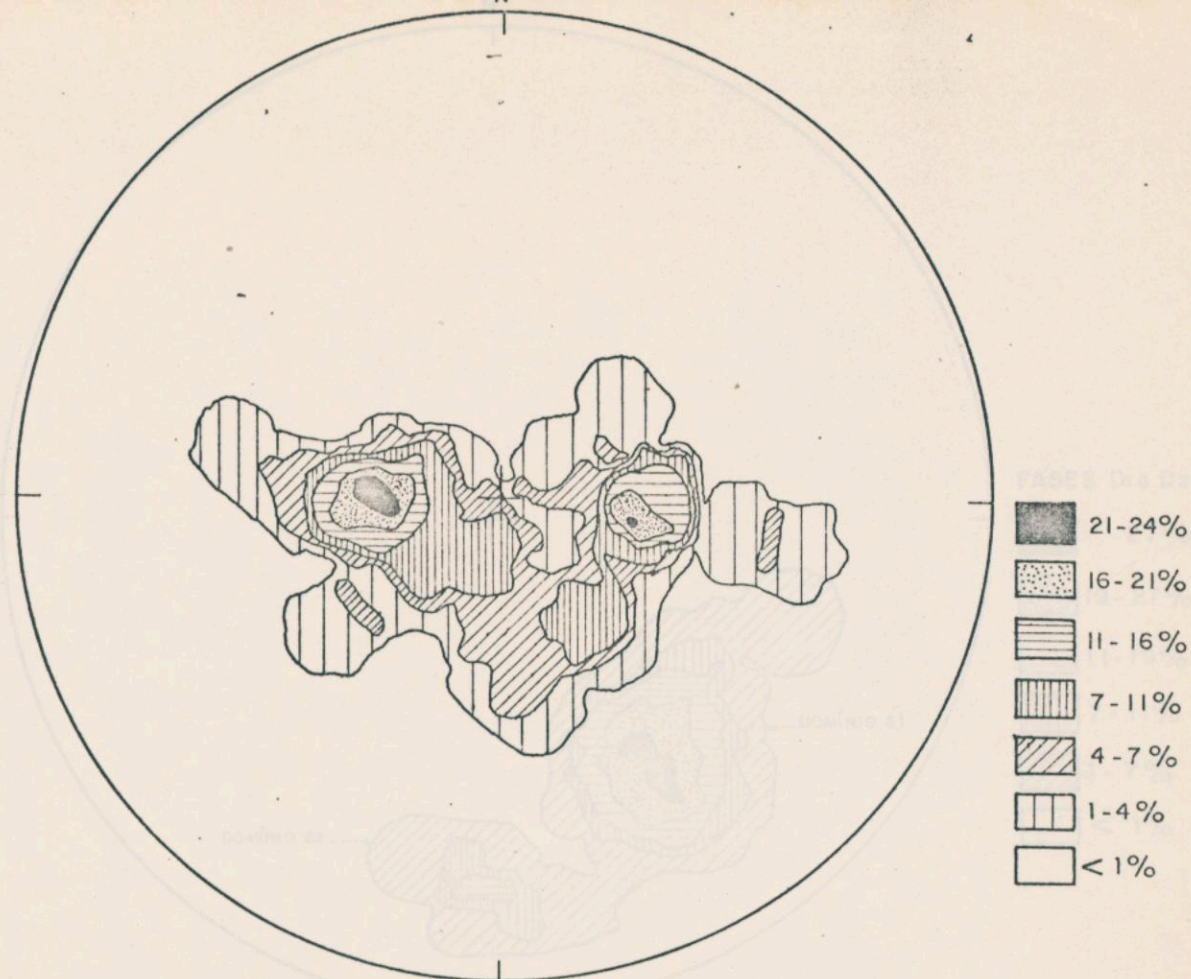


pracrustal mais antiga, mas com variações para E-W, a sul e a norte da Intrusão Gabro-Diorítica. Apresenta também, quatro fases de deformação distintas daquelas da seqüência arqueana, em condições geotectônicas diferentes. Os três primeiros eventos deformativos geram superfícies penetrativas, notadamente as fases  $D_1$  e  $D_2$ , observados tanto nos metassedimentos como em anfibolitos. A última fase, tardia e pouco energética, pode ser relacionada a eventos de idade brasileira.

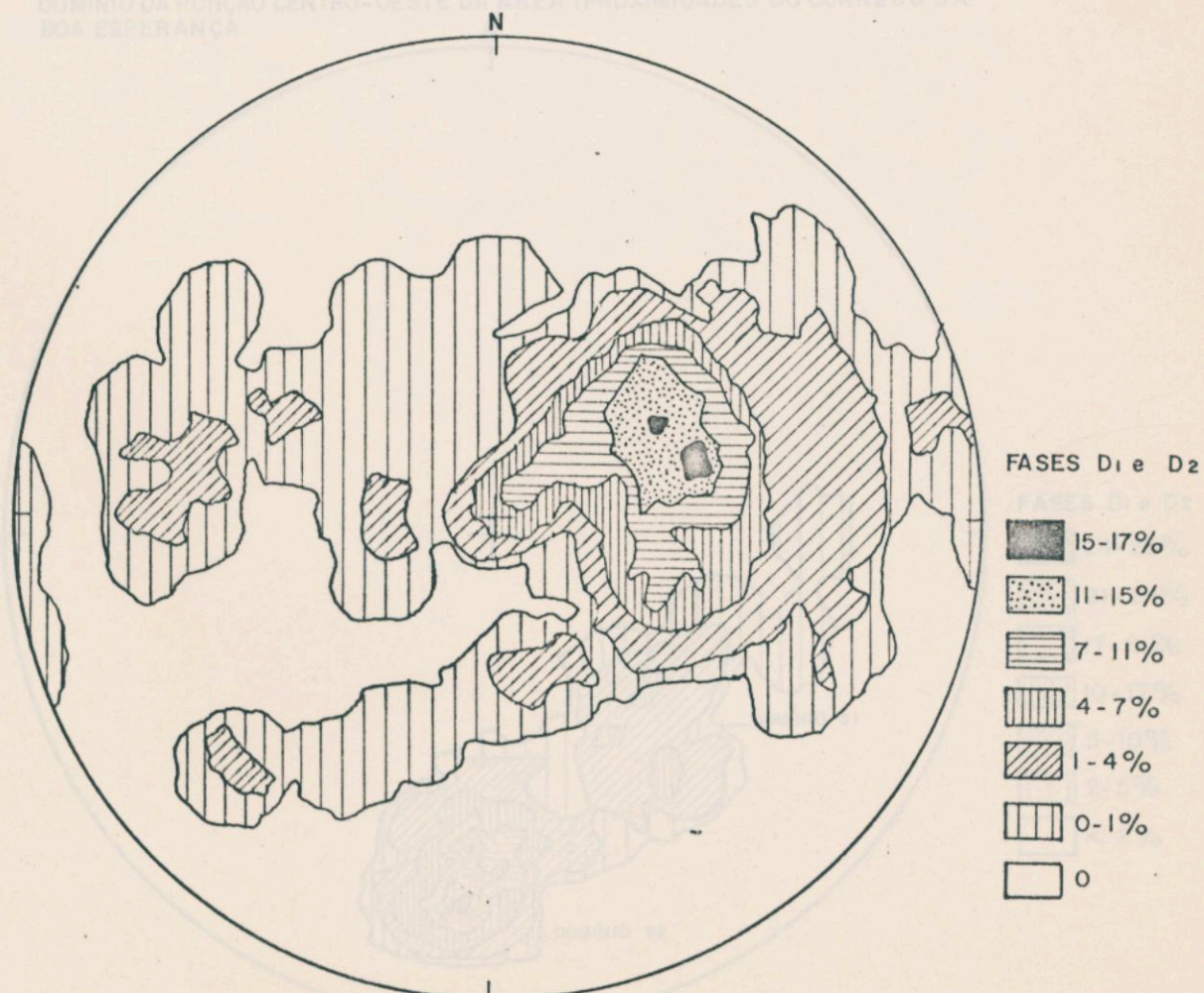
Fazendo uma comparação entre as paraquêneses minerais geradas por processos metamórficos em relação às fases de deformação, tanto as rochas metaigneas como as metassedimentares apresentam rochas com minerais de mais alta temperatura, zonas de estaurolita e cianita relacionadas a foliação  $S_1$ , sendo afetadas por  $S_2$  e às vezes por  $S_3$  (foto 38). Paraquêneses com minerais retro metamórficos são observadas em rochas onde a foliação de crenulação  $S_3$  é marcante (foto 70).





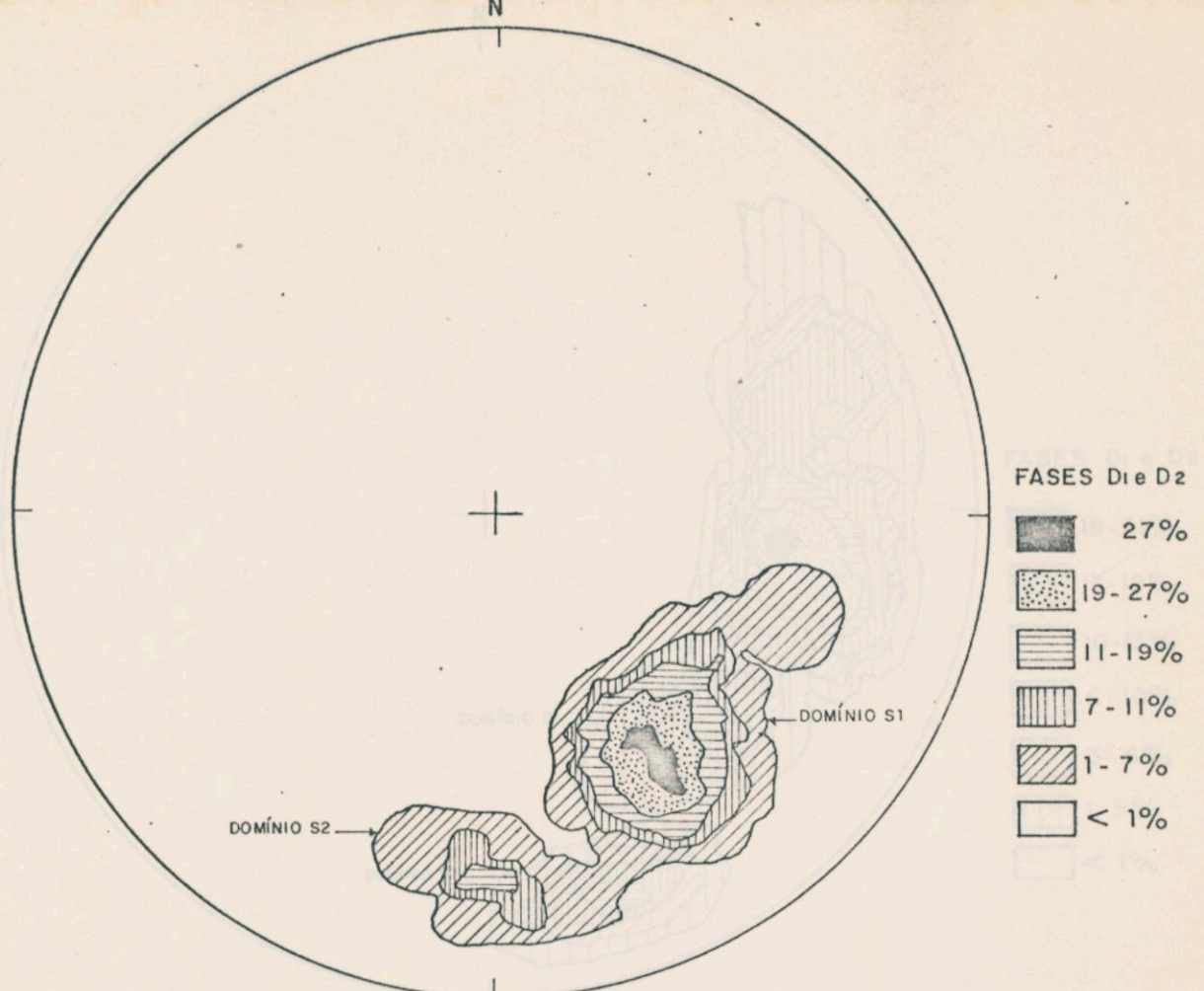


(FIG. 6.1-A) ESTEREOGRAMA DOS POLOS DE FOLIAÇÃO MILONÍTICA (41 med.)  
GNAISSES DO EMBASAMENTO SUL

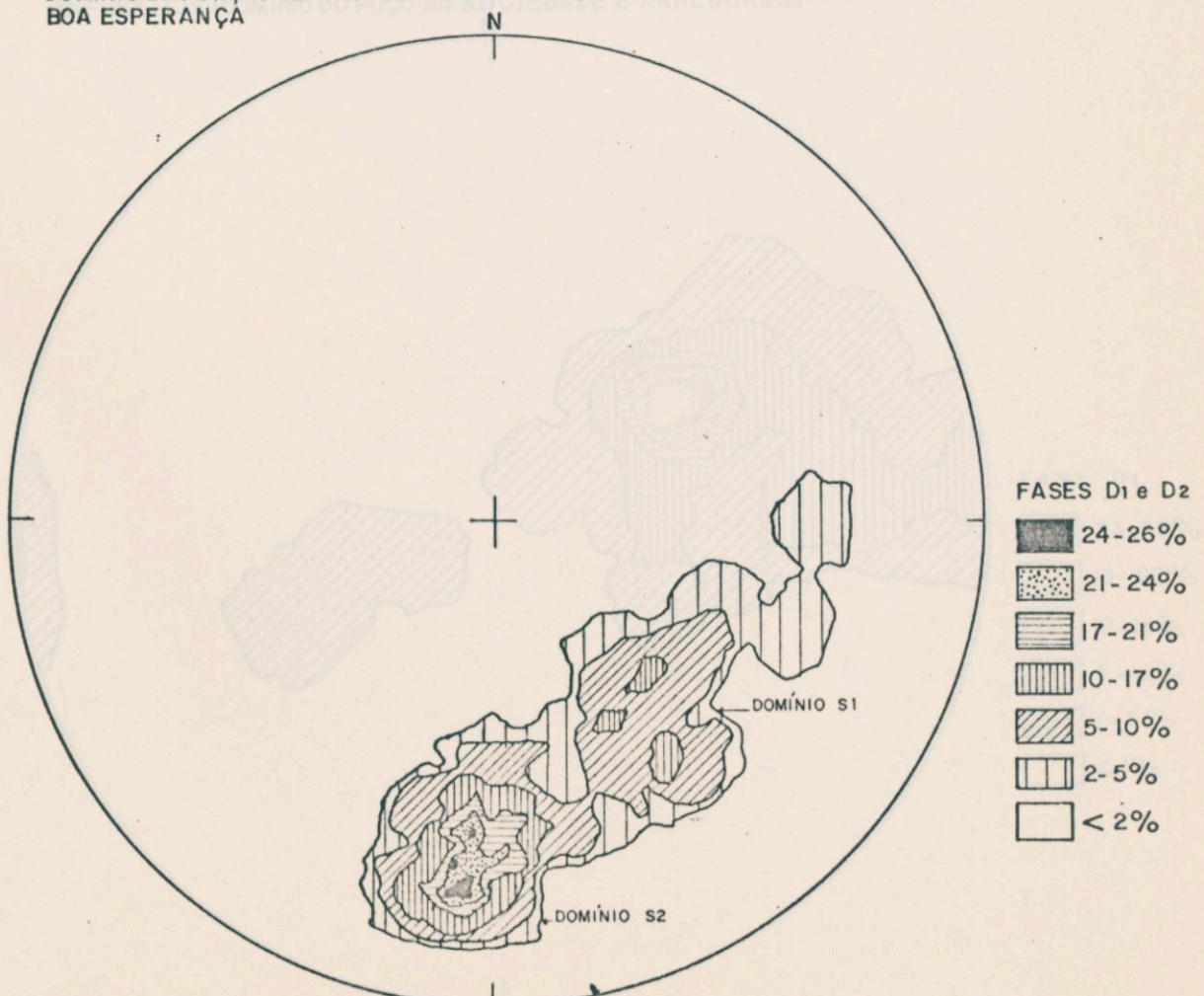


(FIG. 6.1-B) ESTEREOGRAMA DOS POLOS DE XISTOSIDADE S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> (183 med.)  
SEQÜÊNCIA ANICUNS - ITABERAI ( SEGMENTO SUL )



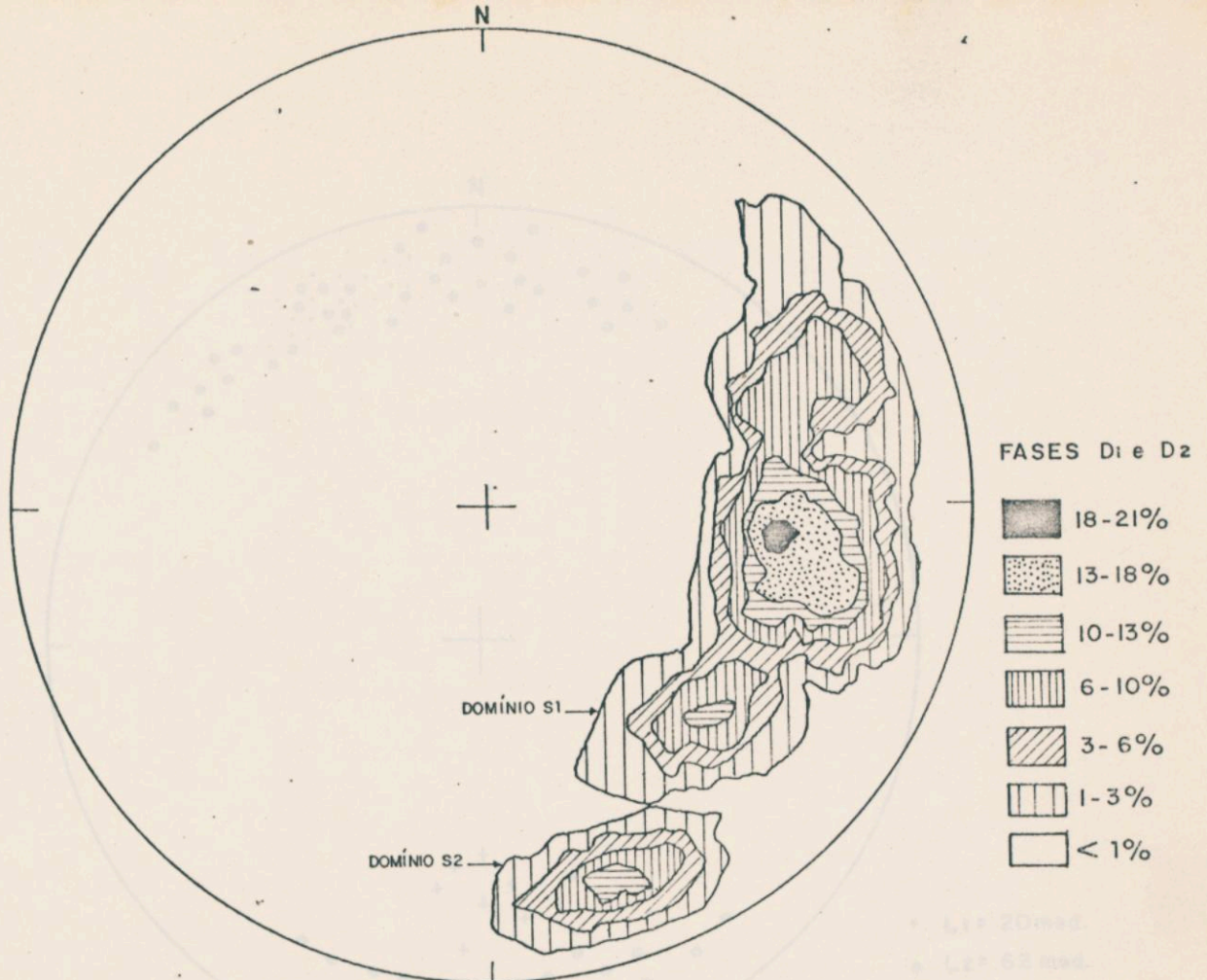


(FIG. 6.1-C) ESTEREOGRAMA DOS POLOS DE XISTOSIDADE S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> (37 med.)  
 SEQÜÊNCIA DO CÓRREGO DA BOA ESPERANÇA-METASSEDIMENTOS E ANFIBOLITOS-  
 DOMÍNIO DA PORÇÃO CENTRO-OESTE DA ÁREA (PROXIMIDADES DO CÓRREGO DA  
 BOA ESPERANÇA

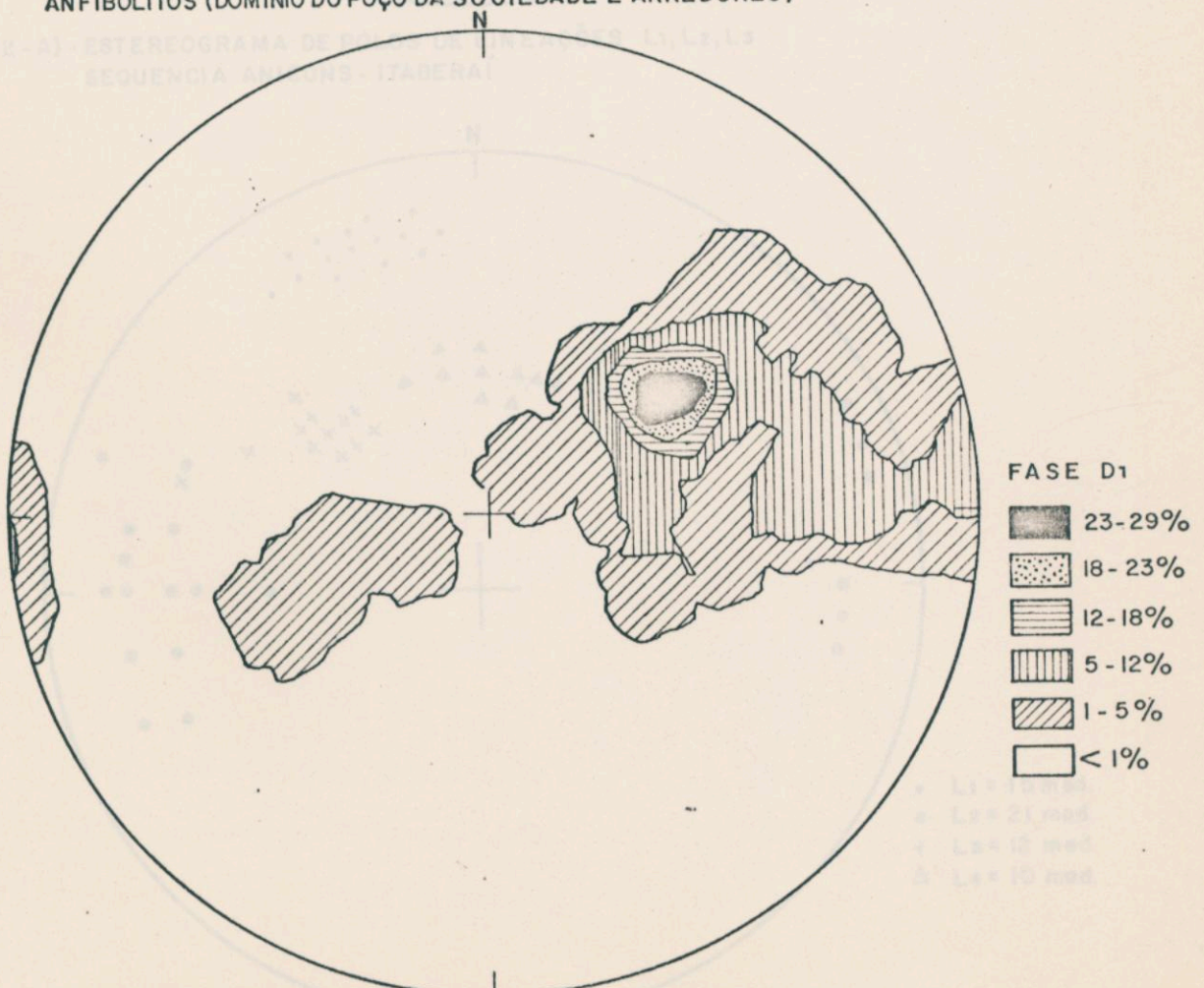


(FIG. 6.1-D) ESTEREOGRAMA DOS POLOS DE XISTOSIDADE S<sub>1</sub> e S<sub>2</sub> (37 med.)  
 SEQÜÊNCIA DO CÓRREGO DA BOA ESPERANÇA-METASSEDIMENTOS E  
 ANFIBOLITOS-(DOMÍNIO SUL À CIDADE DE ANICUNS)



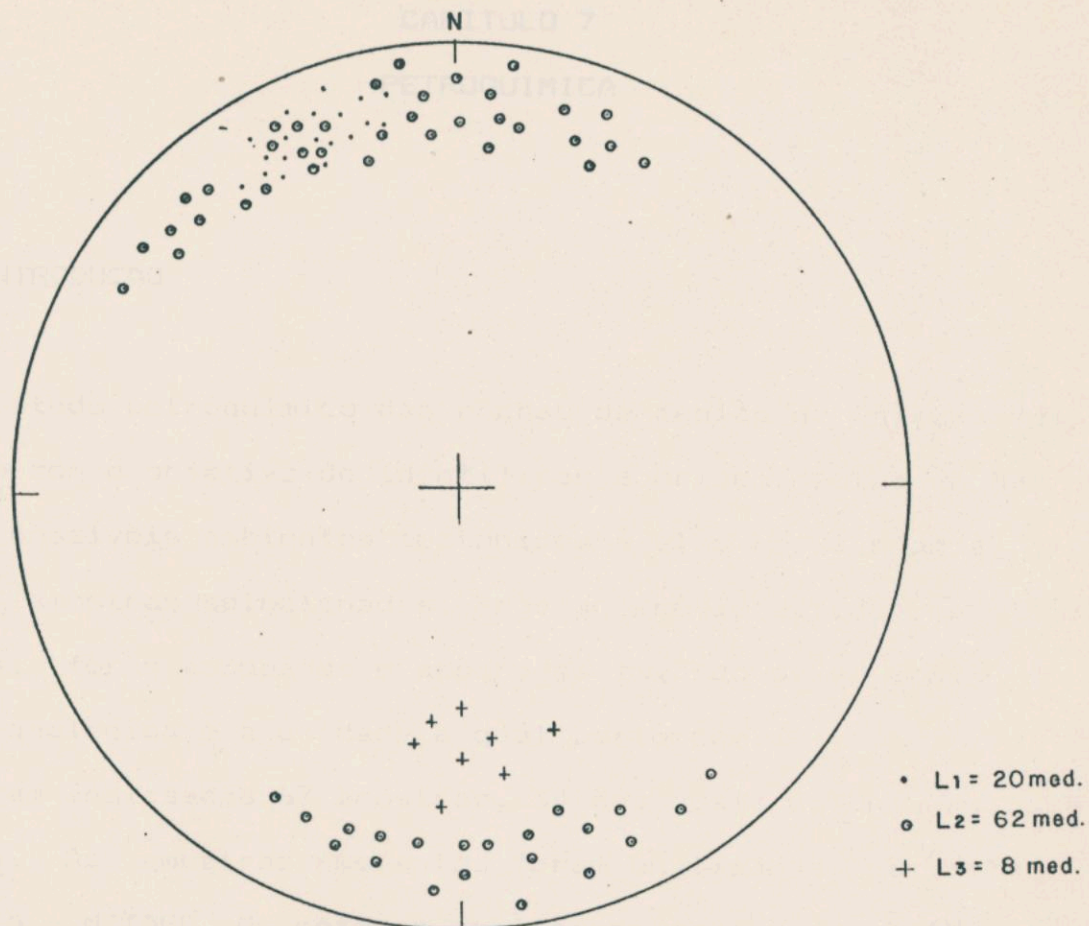


(FIG. 6.1-E) ESTEREOGRAMA DOS POLOS DE XISTOSIDADE  $S_1$  e  $S_2$  (71 med.)  
 SEQUÊNCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA-METASSEDIMENTOS E  
 ANFIBOLITOS (DOMÍNIO DO POÇO DA SOCIEDADE E ARREDORES)

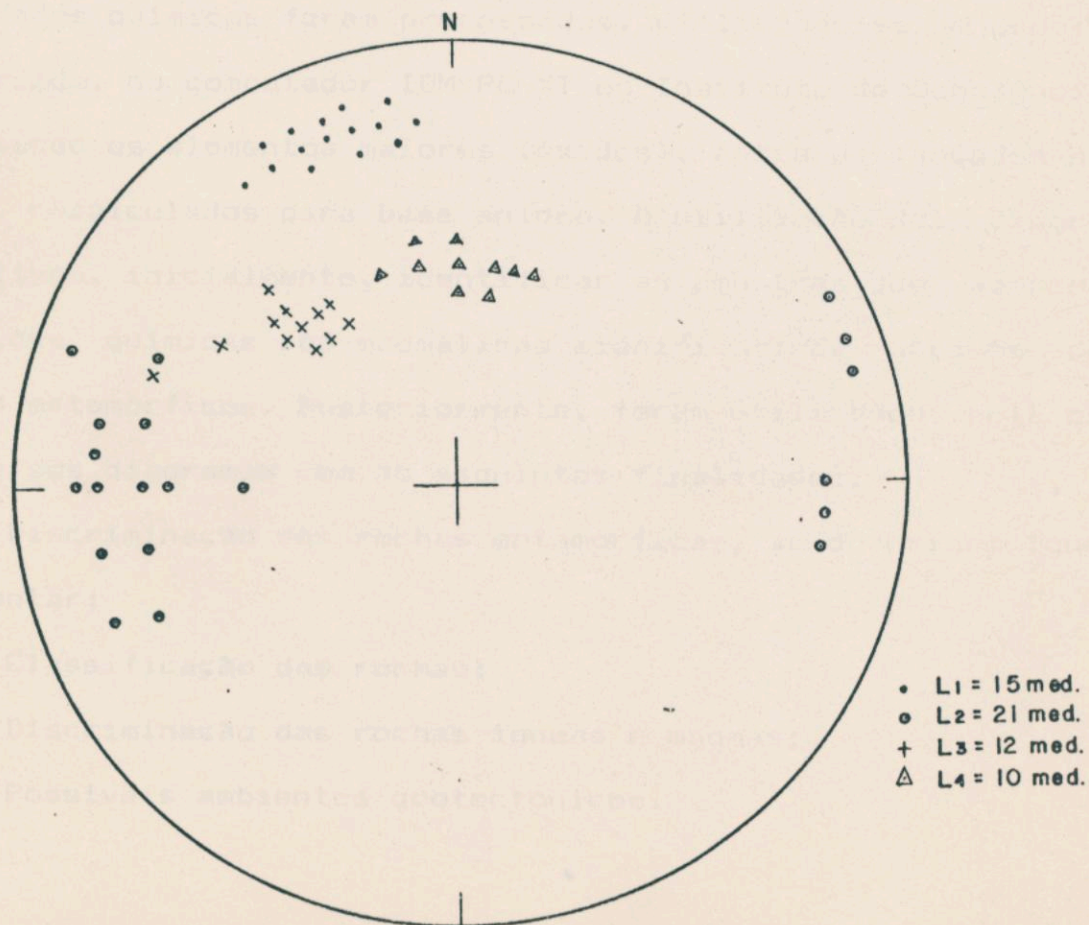


(FIG. 6.1-F) ESTEREOGRAMA DOS POLOS DE XISTOSIDADE  $S_1$  (85 med.)  
 SEQUÊNCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA. METASSEDIMENTOS  
 (DOMÍNIO SUDESTE DA ÁREA)





(FIG. 6.2 - A) - ESTEREOGRAMA DE POLOS DE LINEAÇÕES L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, L<sub>3</sub>  
 SEQUENCIA ANICUNS - ITABERAÍ



(FIG. 6.2 - B) - ESTEREOGRAMA DE POLOS DE LINEAÇÕES L<sub>1</sub>, L<sub>2</sub>, L<sub>3</sub>, L<sub>4</sub>. - SEQ. COR. DA BOA ESPERANÇA



## CAPITULO 7

### PETROQUIMICA

#### 7.1 - INTRODUÇÃO

O estudo petroquímico das rochas da região de Anicuns foi efetivado com o objetivo de identificar a origem destas rochas bem como os possíveis ambientes tectônicos a elas relacionados.

As amostras selecionadas, após um prévio estudo em lâminas delgadas, foram agrupadas e separadas levando-se em conta a seqüência geológica e a unidade a qual pertencem.

Foram analisadas 67 amostras, 34 das quais na Universidade de Brasília. As amostras restantes foram analisadas na Metais de Goiás S/A - METAGÓ. Os métodos analíticos empregados estão listados na Tabela 7.1.

Os dados químicos foram processados, utilizando-se de programa apropriado, no computador ICM-PC-XT do Instituto de Geociências da UnB, sendo os elementos maiores (óxidos), antes de lançados nos gráficos, recalculados para base anidra. A utilização dos diagramas objetivou, inicialmente, identificar as amostras que sofreram modificações químicas pós-magmáticas significativas através dos processos metamórficos. Posteriormente, foram utilizados, pela ordem, diversos diagramas com as seguintes finalidades:

- 1 - Discriminação das rochas metamórficas, se de origem ígnea ou sedimentar;
- 2 - Classificação das rochas;
- 3 - Discriminação das rochas ígneas e magmas;
- 4 - Possíveis ambientes geotectônicos.



TABELA 7.1

Métodos analíticos para elementos maiores e traços dosados nas amostras da região de Anicuns

	Volumetria	Fe-ferroso, Ca, Mg
U	Espectrometria molecular (colorimetria)	Si, Al, P, Ti
n	Absorção atômica	Fe-total, Mn, Cu, Pb, Zn, Ni, Cr, Co, Li
B	Emissão com chama	Na, K
	Gravimetria	P.F.
	Fluorescência - Raio X	Fe-total, SiO <sub>2</sub> , Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub> , CaO, MgO, MnO, P <sub>2</sub> O <sub>5</sub> , TiO <sub>2</sub>
M	Absorção atômica	Na <sub>2</sub> O, K <sub>2</sub> O, Cu, Pb, Zn, Ni, Co, Cr, Rb
E		
T	Emissão ótica	Be, La, Sc, Sr, V, W, Y, Zr
A		
G	Via úmida	FeO
D		
	Gravimetria	P.F.



Tabela 7.II

Dados analíticos das amostras estudadas

	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	CaO	MgO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	MnO	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	TiO <sub>2</sub>	P.F.	TOTAL
Monte Sul - gnaisses													
	71,79	15,43	1,08	1,64	0,78	0,31	3,40	4,70	0,08	0,01	0,10	1,00	100,32
A	71,61	14,84	0,55	1,13	0,70	0,45	4,39	4,35	0,05	0,06	<0,10	1,12	99,55
C	66,95	16,80	1,29	2,20	2,03	0,73	4,00	4,14	0,02	0,03	0,24	1,36	99,79
	72,49	14,23	1,03	1,98	0,41	0,58	3,93	4,52	0,16	0,06	0,10	0,75	100,24
	72,67	13,73	0,65	1,57	0,10	0,59	4,14	4,79	0,01	0,01	0,31	1,54	100,11
Açucena-Itaberai - xistos máficos e ultramáficos													
	48,60	8,36	3,24	7,33	11,20	17,80	1,16	0,20	0,13	0,16	<0,10	1,45	99,73
	50,30	5,22	2,50	7,97	11,40	18,80	0,57	0,03	0,11	0,16	<0,10	3,50	100,76
	49,90	8,61	2,67	8,45	14,40	12,40	1,86	0,26	0,13	0,22	1,00	1,00	100,90
	43,70	8,36	4,59	9,10	7,85	19,50	0,46	0,01	<0,10	0,19	0,53	5,65	100,04
	50,88	9,54	2,95	5,93	10,32	12,90	1,54	0,40	0,20	0,23	1,24	3,90	100,03
	44,30	9,98	4,67	8,60	4,80	21,40	0,33	0,05	0,13	0,24	0,40	5,00	99,90
	43,10	7,80	5,45	11,80	9,20	16,10	1,10	0,13	0,19	0,20	1,94	3,05	100,06
	49,60	6,27	2,26	11,10	11,90	14,80	1,10	0,05	0,26	0,24	0,32	2,70	100,60
	50,00	9,91	1,30	4,43	8,76	19,36	0,87	0,15	0,15	<0,10	0,79	4,50	100,32
	48,96	9,14	1,68	5,84	6,70	20,28	0,36	0,03	0,14	<0,10	0,36	5,60	99,18
	54,02	2,81	2,73	6,06	0,56	27,22	0,12	0,03	<0,10	<0,10	<0,10	5,85	99,70
	53,70	10,60	3,89	5,40	9,12	13,07	0,76	0,15	0,26	<0,10	0,67	2,80	100,72
	46,70	8,34	3,77	8,05	9,90	16,54	1,00	0,07	0,19	<0,10	0,73	4,45	99,84
	48,22	8,04	3,42	6,38	8,34	18,78	0,83	0,11	0,16	0,03	0,19	4,88	99,38
	53,86	13,23	4,89	7,32	8,10	5,95	3,38	0,63	0,22	0,08	1,21	1,66	100,53
	36,72	15,85	2,88	5,73	0,64	23,87	0,31	0,03	0,12	0,07	<0,10	11,48	99,70
	51,30	4,83	2,06	8,08	10,64	17,14	0,89	0,13	0,20	0,14	1,12	1,51	98,04
	45,47	8,46	2,19	9,66	8,53	17,87	0,47	0,13	0,17	0,05	1,06	5,19	99,25
	48,00	10,11	1,27	9,24	8,75	17,00	0,78	0,09	0,24	0,15	0,60	3,31	99,55
	49,76	14,66	4,98	7,25	7,86	6,42	3,56	0,38	0,18	0,05	0,86	3,20	99,16
02	54,36	3,27	3,32	5,71	11,47	18,58	0,98	0,08	<0,10	<0,10	<0,10	1,85	99,62
11-B	56,53	3,31	2,17	2,96	0,10	28,43	0,09	0,02	<0,10	<0,10	<0,10	5,40	99,01
11-C	46,84	9,54	4,67	7,08	9,00	15,10	1,30	0,45	<0,10	0,22	1,71	3,10	99,95
29	55,86	2,32	4,10	6,75	<0,10	25,00	0,24	0,02	<0,10	<0,10	<0,10	5,30	99,59
35	52,87	6,39	3,30	5,04	10,60	18,32	0,62	0,09	<0,10	<0,10	0,15	1,40	98,98
38	46,87	9,68	4,51	8,51	9,56	14,04	1,60	0,34	0,21	0,19	1,99	1,50	99,00
e calciossilicatadas:													
	0,85	0,18	<0,10	0,10	53,38	1,85	1,54	0,16	0,10	0,17	0,10	41,20	99,73
	1,46	<1	<0,20	0,53	31,94	15,84	0,89	0,14	0,18	<0,01	0,03	45,59	99,81
	54,00	4,80	0,29	0,16	20,75	1,00	0,07	0,08	<0,10	0,01	<0,10	18,59	99,95
A	19,67	6,10	0,30	3,50	32,03	7,61	0,14	0,02	0,13	0,24	0,33	30,25	100,32
B	30,85	7,01	2,89	1,84	26,53	2,16	0,82	1,28	0,80	0,26	0,66	24,47	99,57
	1,11	0,33	<0,20	0,33	50,91	1,97	0,63	0,73	0,04	0,01	<0,10	42,95	99,31



EMISSÃO ÓTICA

Mostra : Cu : Pb : Zn : Ni : Cr : Co : Li : Rb : Ba : Be : La : Sc : Sr : V : W : Y : Zr

Paraná Sul - gnaisses

105	<5	15	---	<5	<10	---	---	---	700	1,5	50	5	100	10	150	20	70
109-A	<1	30	20	7	<1	<5	22	165	---	3	30	<5	100	10	<50	20	70
109-C	7	45	46	19	2	---	64	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
115	1	31	40	7	<1	<5	16	165	---	5	30	<5	100	10	<50	10	50
122	1	2	65	7	<1	---	16	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---

Formação Anicuns-Itaberai - xistos máficos e ultramáficos (26)

19-A	30	10	---	200	2000	70	---	---	30	---	20	50	<100	150	---	<10	<10
19-B	5	10	---	300	3000	70	---	---	30	---	20	10	<100	100	---	15	<10
28-A	70	10	---	150	1000	30	---	---	100	---	<20	70	300	200	---	20	10
28-B	50	10	---	1000	3000	70	---	---	<20	---	<20	20	<100	150	---	15	50
32	100	5	35	100	235	20	5	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
35	15	10	---	500	2000	70	---	---	<20	---	<20	30	150	200	---	15	15
37-A	15	10	---	500	3000	70	---	---	20	---	<20	20	<100	2000	---	15	20
37-B	5	10	---	700	3000	10	---	---	<20	---	<20	15	<100	100	---	10	10
48-A	5	10	40	405	1060	30	9	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
48-B	5	11	59	770	2780	83	21	15	---	---	---	---	---	---	---	---	---
55	50	10	---	2000	1500	30	---	---	<20	---	30	7	<100	10	---	<10	<20
56	50	10	---	500	1500	70	---	---	<20	---	20	20	<100	150	---	30	70
58	70	10	---	700	1000	70	---	---	<20	---	20	15	<100	150	---	15	70
70-A	24	12	56	750	1420	70	---	15	---	---	---	---	---	---	---	---	---
83-C	40	13	80	68	89	---	14	39	---	---	---	---	---	---	---	---	---
85	37	20	56	2690	3100	151	10	15	---	---	---	---	---	---	---	---	---
130	15	11	65	760	1150	76	9	20	50	---	<20	20	<100	150	---	10	15
132	52	13	87	910	1090	85	9	20	---	---	---	---	---	---	---	---	---
216	31	24	93	455	1650	77	18	20	---	---	<20	30	150	100	---	15	15
229	24	9	90	90	122	---	16	20	---	---	---	---	---	---	---	---	---
AC 02	---	---	---	300	1500	50	---	---	<20	---	---	---	<100	---	---	10	<10
AC 11-B	---	---	---	700	1500	50	---	---	<20	---	---	---	<100	---	---	<10	10
AC 11-C	---	---	---	300	300	30	---	---	50	---	---	---	<100	---	---	10	30
AC 29	---	---	---	300	1500	50	---	---	<20	---	---	---	<100	---	---	<10	10
AC 35	---	---	---	300	2000	50	---	---	<20	---	---	---	<100	---	---	<10	10
AC 38	---	---	---	30	70	15	---	---	200	---	---	---	<100	---	---	<10	<10

Basaltos e calciossilicatados:

40	5	45	20	30	15	15	0,1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
78-D	4	36	28	18	1	15	3	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
90	<5	<10	---	7	70	<5	---	---	70	---	30	<5	700	10	---	10	300
230-A	8	37	60	37	30	23	15	---	<20	---	<20	<5	150	150	---	10	50
230-B	51	35	66	68	100	41	16	---	1500	---	<20	10	150	100	---	10	30
231	6	58	16	24	2	39	1	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---



Mostra	SiO2	Al2O3	Fe2O3	FeO	CaO	MgO	Na2O	K2O	MnO	P2O5	TiO2	P.F.	TOTAL
--------	------	-------	-------	-----	-----	-----	------	-----	-----	------	------	------	-------

Área do Córrego da Boa Esperança - Anfibólitos e Anfibólitos xistos

01	55,86	11,05	6,06	4,84	8,35	5,73	2,34	1,32	0,19	0,22	1,52	2,50	99,98
143	55,43	15,95	7,15	2,77	13,39	1,67	0,57	0,08	0,13	0,18	0,90	1,45	99,67
144	51,54	16,77	1,98	6,72	8,97	7,70	2,82	0,83	0,18	0,22	1,14	1,14	100,01
148	57,07	18,09	1,70	6,08	5,83	4,01	4,85	0,46	0,12	0,26	0,79	1,37	100,63
157	58,44	18,07	1,40	5,34	5,67	3,95	3,43	0,61	0,09	0,06	0,54	2,13	99,73
183	68,51	13,33	0,73	4,09	3,28	2,34	3,71	2,04	0,13	0,24	0,86	0,78	100,04
203	56,10	17,85	2,16	6,29	9,81	5,04	1,85	0,37	0,21	0,07	1,34	0,45	101,54
225	54,33	15,24	3,59	6,22	7,17	5,74	3,16	0,47	0,14	0,26	1,35	2,51	100,18
AC 224-A	47,71	9,23	3,87	6,45	16,76	9,15	2,47	0,55	---	0,31	0,65	1,00	98,15
AC 224-B	49,03	14,84	3,61	9,09	9,41	6,37	4,52	0,66	---	0,34	0,80	1,05	99,72

Amostras de Sondagem: Anfibólitos

-23	56,11	15,33	3,33	5,64	4,43	4,30	3,60	1,77	0,19	0,08	0,91	3,31	99,00
-5	55,52	17,01	2,00	6,48	4,20	5,27	3,52	1,73	0,14	0,10	1,65	1,94	98,96
-11	53,84	15,36	2,63	3,48	11,58	2,89	2,70	1,38	0,20	0,09	0,90	3,52	98,57
-12	48,29	17,74	3,42	4,31	8,64	3,93	3,71	1,81	0,25	0,10	0,93	5,91	99,04
-18	62,95	14,91	1,49	5,52	2,86	3,32	3,35	1,82	0,14	0,06	0,55	2,02	99,30
3	56,90	17,01	3,90	4,39	5,04	4,43	3,50	1,50	0,19	0,04	1,06	3,07	101,03

Amfíbólitos:

155-A	40,65	32,19	10,26	0,40	0,10	0,68	1,77	9,34	0,01	0,02	0,80	4,58	99,70
166	73,29	12,57	1,05	0,33	0,10	1,29	0,85	4,60	0,00	<0,01	0,07	2,31	99,47

Área do Córrego Seco - dioritos e gabros

145	66,05	16,17	1,95	2,88	4,12	1,46	4,76	1,27	0,10	0,08	0,39	1,11	100,34
146-B	59,49	17,48	2,11	5,46	6,60	3,13	3,83	0,86	0,14	0,23	0,69	0,50	100,52
169	55,15	17,63	2,85	6,39	7,32	4,17	3,74	0,69	0,14	0,04	0,89	1,41	100,42
169-A	50,25	18,72	3,76	7,44	8,67	4,24	3,18	0,14	0,15	0,11	1,52	1,26	99,14
174	51,16	18,36	2,66	6,88	8,30	6,60	3,85	0,33	0,14	0,11	1,19	0,31	99,86
184	51,76	12,61	3,40	8,49	9,45	6,44	1,86	0,18	0,14	0,06	1,02	4,20	99,61
204	47,25	16,45	3,91	7,75	11,20	8,06	3,00	0,20	0,19	0,05	1,17	1,35	100,58

Amfíbólitos - granito da Fazenda Lavrinha

94-D	75,12	13,21	0,74	1,07	0,26	0,35	3,34	4,03	0,02	0,03	0,30	0,96	99,43
94-HX	74,27	15,60	0,40	0,51	0,28	0,21	3,40	3,70	0,03	0,01	<0,10	1,50	100,01
227	73,47	13,96	0,66	1,39	0,28	0,39	3,00	5,25	0,02	0,01	0,16	1,00	99,59

Amfíbólito Guarda Mor

09-A	71,17	14,95	1,03	0,84	1,78	0,18	3,60	4,70	0,07	0,12	0,09	0,78	99,31
------	-------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	-------

Amfíbólito Cabeceira do Acury

217	68,72	15,80	1,88	1,70	3,32	0,96	3,87	2,61	0,04	0,16	0,44	0,89	100,39
-----	-------	-------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	------	--------



EMISSAO OTICA

Mostra : Cu : Pb : Zn : Ni : Cr : Co : Li : Rb : Ba : Be : La : Sc : Sr : V : W : Y : Zr

Área do Córrego da Boa Esperança - Anfibolitos e Anfibólitos

01	300	10	---	50	100	15	---	---	500	---	20	70	500	500	---	20	100
143	22	32	68	43	137	50	4	15	50	---	<20	50	300	300	---	10	15
144	75	23	83	135	230	50	24	20	200	---	<20	15	200	100	---	15	30
148	81	25	90	30	12	20	30	20	70	---	20	15	200	200	---	<10	15
157	93	10	79	30	32	---	41	39	---	---	---	---	---	---	---	---	---
183	47	24	83	15	6	15	12	35	500	---	20	15	150	150	---	30	150
203	100	10	---	30	150	---	---	---	150	---	30	15	200	300	300	20	70
225	30	20	80	100	233	25	25	20	150	---	<20	30	150	150	---	30	50
AC 224-A	---	---	---	100	200	30	---	---	50	---	---	---	200	---	---	10	20
AC 224-B	---	---	---	70	70	50	---	---	100	---	---	---	300	---	---	15	30

Amostras de Sondagem:

-2P	395	15	105	20	5	25	11	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
-5	380	10	95	20	5	30	12	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
-11	240	15	65	20	5	20	12	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
-12	170	15	60	15	5	20	6	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
-18	145	15	95	15	5	15	8	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
3	150	10	---	7	20	15	---	---	150	---	20	15	150	150	---	15	70

Amostras:

155-A	22	13	67	40	21	20	10	---	3000	1	50	15	100	150	---	30	70
166	1	4	68	4	1	<5	28	---	70	2	30	<5	<100	10	---	30	200

Área do Córrego Seco - dioritos e gabros

145	60	6	73	15	16	---	14	74	---	---	---	---	---	---	---	---	---
146-B	33	25	83	32	70	30	12	25	30	---	<20	15	200	200	---	10	15
169	129	13	77	33	40	---	9	48	---	---	---	---	---	---	---	---	---
169-A	6	13	76	25	18	---	10	20	---	---	---	---	---	---	---	---	---
174	42	15	86	33	20	---	3	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
184	4	16	55	50	44	---	4	15	---	---	---	---	---	---	---	---	---
204	50	10	---	15	30	---	---	---	70	---	20	15	700	200	300	15	10

Amostras - granito da Fazenda Lavrinha

94-D	4	12	38	6	<1	<5	18	120	700	1,5	50	<5	100	15	---	50	150
94-HX	10	10	---	<5	<10	---	---	---	500	2	70	7	100	20	150	30	150
227	<5	15	---	<5	<10	---	---	---	700	1	30	7	100	30	300	30	300

Amostras Guarda Mor

05-A	<5	50	---	7	15	<5	---	---	300	5	200	<5	150	30	---	30	70
------	----	----	-----	---	----	----	-----	-----	-----	---	-----	----	-----	----	-----	----	----

Amostras Cabeceira do Acury

217	3	30	94	15	<1	7	35	80	700	1	30	<5	200	30	---	<10	150
-----	---	----	----	----	----	---	----	----	-----	---	----	----	-----	----	-----	-----	-----



Os resultados petroquímicos serão discutidos individualmente por seqüências e dentro destas por unidades, sendo abordadas as rochas gnáissicas pertencentes ao Embasamento Sul, as rochas metagêneas e químicas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, as rochas amphibolíticas e metassedimentares da Seqüência do Córrego da Boa Esperança, os gabros e dioritos do Complexo Córrego Seco e os corpos graníticos intrusivos nas Seqüências Supracrustais.

## 7.2 - GNAISSES DO EMBASAMENTO DO SETOR SUL

Os gnaisses constituintes desta unidade são milonitizados, muitas vezes facoidais ("augen gnaisses"). Os dados químicos obtidos de amostras destas rochas constam na Tabela 7.II.

Para melhor elucidar a origem dos protolitos destas rochas, os dados foram lançados no diagrama de Garrels e Mckenzie (1971) (Fig. 7.1) e no diagrama triangular de La Roche (1965) (Fig. 7.2). No primeiro, com exceção de uma amostra, todas estão plotadas no campo das rochas ígneas. No segundo, todas as amostras acompanham o "trend ígneo", não estando incluídas em nenhum campo de rochas sedimentares. Os mesmos dados, lançados nos diagramas de nomenclatura das rochas graníticas ( $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}$ ) (fig. 7.3) e ( $\text{Na}_2\text{O}-\text{CaO}-\text{K}_2\text{O}$ ) (fig. 7.4) de Condie e Hunter (1976, in Condie, 1981) mostram que os gnaisses se distribuem no campo dos quartzo-monzonitos, mostrando um **trend** de diferenciação cálcio-alcálico. Por outro lado, quando os dados são lançados no diagrama AFM de Irvine e Baragar (1971, in Condie, 1981) (fig. 7.5), mostrando os principais **trends** ígneos, as amostras se distribuem no campo da série cálcio-alcálica, ao longo dos **trends** ali plotados: **trend** do batólito de Rainy Lake, Canadá (Suttcliffe, 1978) e **trend** trondhjemitico da Finlân-



## LEGENDA UTILIZADA NOS DIAGRAMAS

Símbolos das médias composicionais das rochas utilizadas nas comparações:

- P = peridotitos
- STPK = komatiitos peridotíticos com textura "spinifex"
- BK = komatiitos basálticos
- TH = basaltos toleíticos
- MORB = basaltos de cadeia meso-oceânica
- CA = andesitos calco-alcálicos
- IAA = andesitos de arco de ilha
- FV = vulcânicas félsicas
- IAV = vulcânicas félsicas de arco de ilha

Figura 7.1 - Diagrama empregado para elucidar a origem dos protolitos das rochas gnáissicas do Embasamento do Setor Sul. Com exceção de uma amostra, o restante está plotado no campo das rochas ígneas.

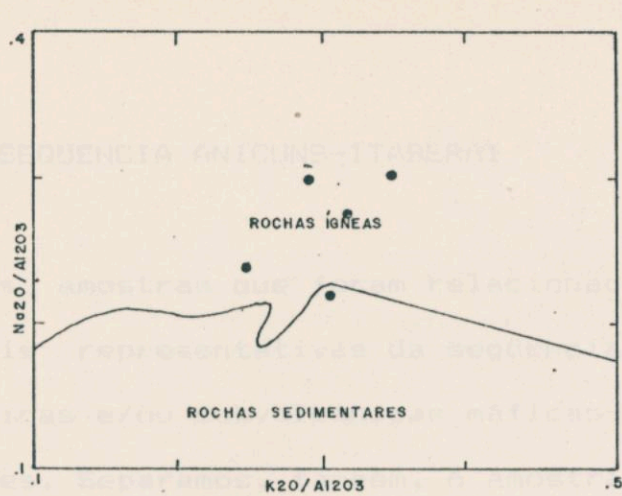
Figura 7.2 - Diagrama utilizado para discriminar rochas ígneas de sedimentares. Os valores obtidos para as rochas gnáissicas do Embasamento do Setor Sul acompanham o "trend" de diferenciação ígnea.

Figura 7.3 - Diagrama de nomenclatura das rochas graníticas, mostrando que os gnaisses do Embasamento do Setor Sul situam-se no campo dos quartzo-monzonitos.

Figura 7.4 - Diagrama triangular empregado para classificação de rochas plutônicas ácidas, relacionando-as aos "trends" de diferenciação tonalito-trondhjemitico e calco-alcálico. Os gnaisses do Embasamento do Setor Sul situam-se no campo dos quartzo-monzonitos (confirmando o diagrama anterior), mostrando um "trend" de diferenciação calco-alcálica.

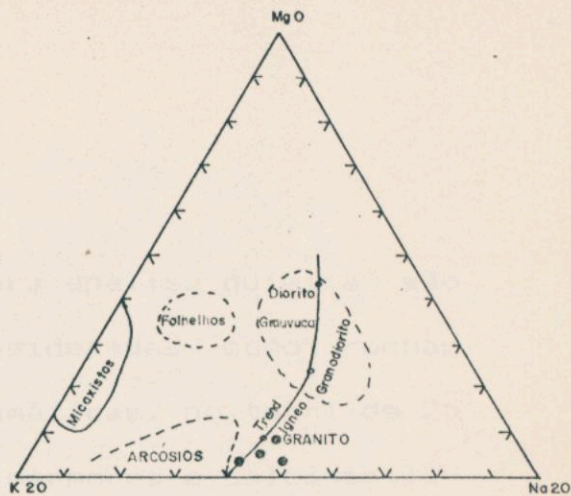
Figura 7.5 - Diagrama AFM utilizado para separar termos toleíticos de calco-alcálicos e apresentando dois trends de rochas granito-gnáissicas de idade Arqueana: o trend trondhjemitico da Finlândia e o trend do Batólito de Rayne Lake, Canadá. Os gnaisses do Embasamento do Setor Sul se distribuem no campo da série calco-alcálica ao longo de ambos os "trends" plotados.





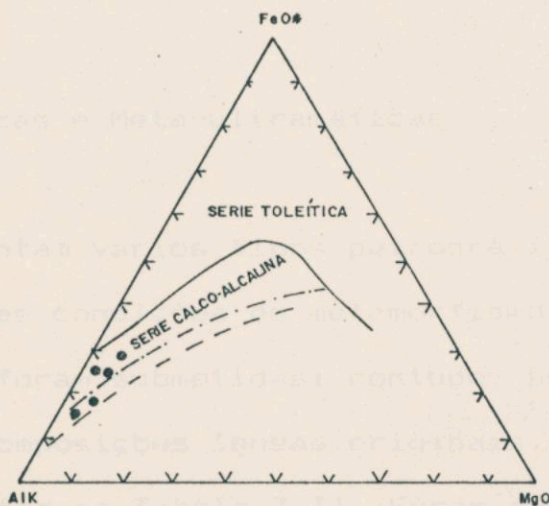
(GARRELS & MACKENZIE, 1971)

FIG. 7.1



(LA ROCHE, 1965)

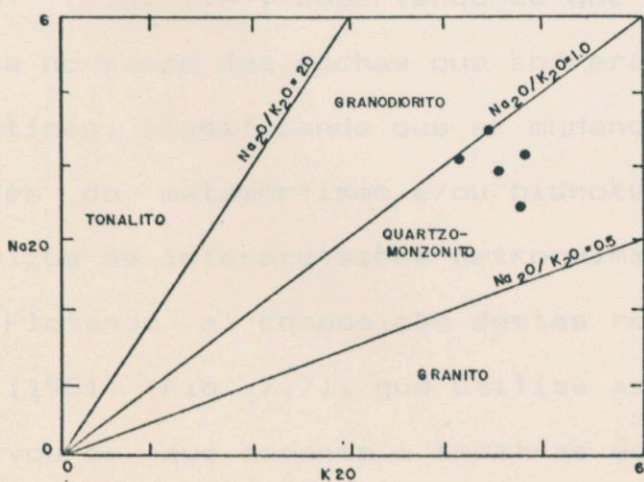
FIG. 7.2



(IRVINE & BARAGAR, 1971)

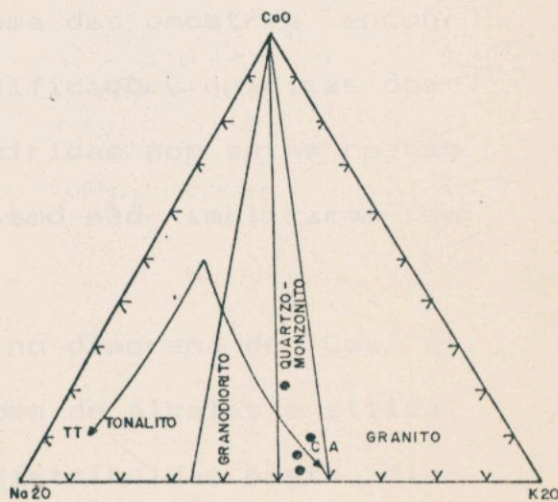
(—) TREND TRONDHJEMITICO DA FINLÂNDIA (BARKER & ARTH, 1976)  
 (---) TREND DO BATOLITO DE RAYNELAKE, CANADA (SUTICLIFFE, 1978)

FIG. 7.5



(CONDIE & HUNTER, 1976)

FIG. 7.3



(CONDIE & HUNTER, 1976)

TREND DE DIFERENCIAÇÃO (BARKER & ARTH, 1976)  
 TT- TONALITO-TRONDHJEMITO  
 CA-CALCO ALCALINO

FIG. 7.4



dia (Barker & Arth, 1976).

### 7.3 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ

As amostras que foram relacionadas para análise química são as mais representativas da seqüência, consideradas como rochas vulcânicas e/ou subvulcânicas máficas-ultramáficas, no total de 25 análises. Separamos, também, 6 amostras de mármore e calciossilicatados, que também foram analisadas.

#### 7.3.1 - Rochas Meta-máficas e Meta-ultramáficas

Estas rochas apresentam vários tipos petrográficos, provavelmente devido às diferentes condições de metamorfismo e/ou alterações hidrotermais a que foram submetidas; contudo, podendo também refletir as diferentes composições ígneas originais. Os dados químicos destas rochas constam na Tabela 7.II. Foram avaliadas em 12 diagramas. O primeiro passo foi o de identificar o grau de modificações químicas pós-magmáticas através do diagrama de Miyashiro (1975) (Fig. 7.6), observando-se que nenhuma das amostras encontra-se no campo das rochas que sofreram modificações químicas pós-magmáticas, significando que as mudanças sofridas por estas rochas através do metamorfismo e/ou hidrotermalismo não implicaram em prejuízos às interpretações petroquímicas.

Plotando a composição destas rochas no diagrama de Cox et alii (1981) (Fig. 7.7), que utiliza as razões de álcalis e sílica, observou-se que somente 6 amostras estão distribuídas neste diagrama, estando 4 destas situadas no campo dos basaltos e 2 no cam-



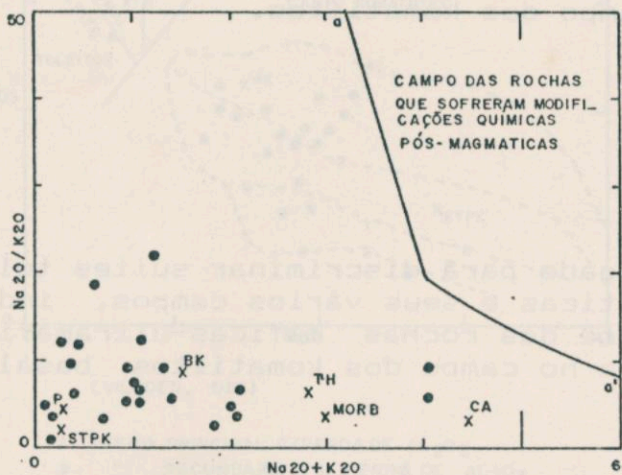
Figura 7.6 - Diagrama empregado para discriminação de rochas que sofreram modificações químicas pós-magmáticas. Observa-se que nenhuma amostra das rochas máficas-ultramáficas sofre modificações químicas significativas, não implicando em prejuízos às interpretações petroquímicas nos diagramas seguintes.

Figura 7.7 - Diagrama utilizado para a classificação de rochas vulcânicas. Apenas 6 amostras das rochas máficas-ultramáficas estão relacionadas aos termos basálticos, sendo que a maior parte das amostras situam-se fora do diagrama.

Figura 7.8 - Diagrama discriminante das principais séries de rochas ígneas. Constatou-se que as rochas máficas-ultramáficas estão distribuídas no campo da série toleítica.

Figura 7.9 - Diagrama com discriminação dos campos dos toleitos, komatiitos e basaltos de alta alumina, para caracterizar rochas de Munro - Canadá. A maioria dos termos máfico-ultramáficos da Seqüência Anicuns-Itaperai está plotada no campo dos komatiitos.

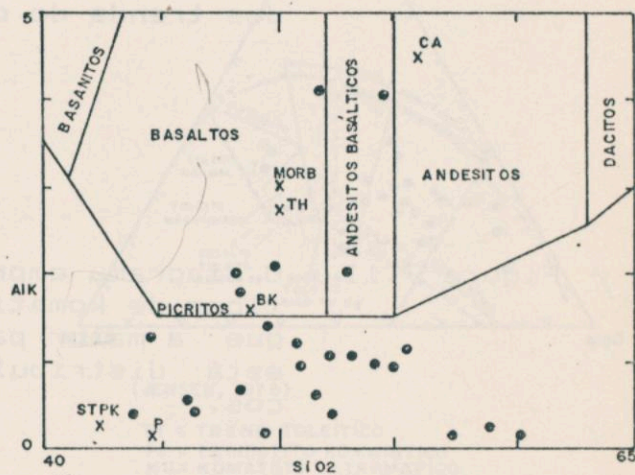




(MIYASHIRO, 1975)

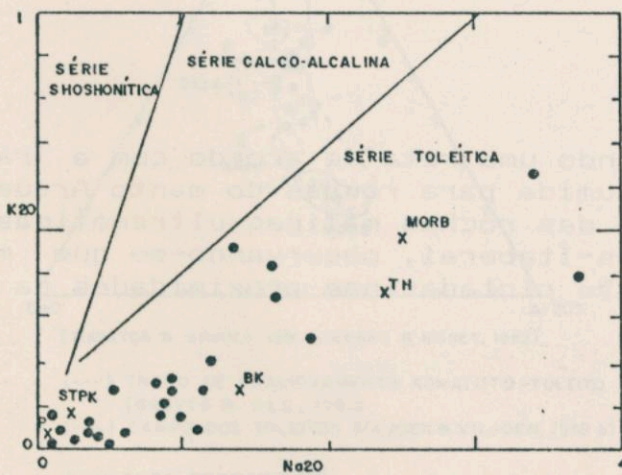
a - a' = REPRESENTA O LIMITE SUPERIOR DAS ROCHAS VULCANICAS QUE NÃO SOFRERAM ALTERAÇÕES SECUNDARIAS

FIG. 7.6



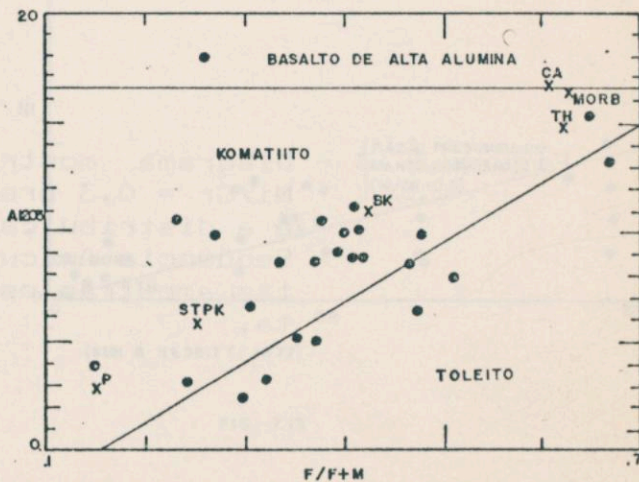
(COX et alii, 1981) Parcial

FIG. 7.7



in (TEIXEIRA et alii, 1982)

FIG. 7.8



(ARNDT et alii, 1977)

X FIG. 7.9 (4)

FeO<sub>2</sub>/FeO<sub>2</sub>+MgO



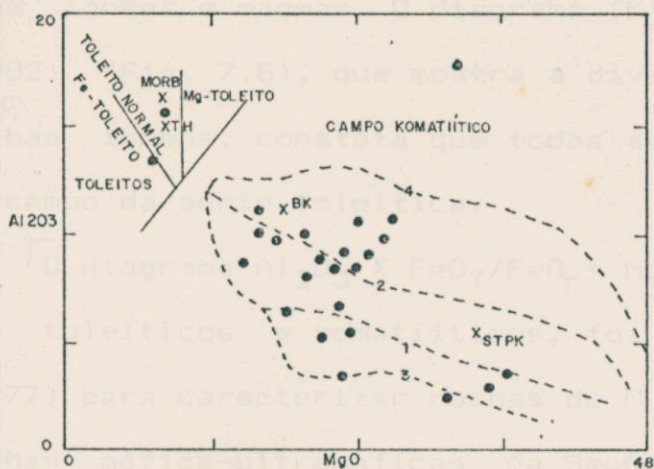
Figura 7.10 - Diagrama utilizado para discriminar vulcânicas toleíticas de komatiíticas da África do Sul. A quase totalidade das rochas máficas-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí está distribuída ao longo dos **trends** do campo dos komatiitos.

Figura 7.11 - O diagrama empregado para discriminar suites toleíticas de komatiíticas e seus vários campos, indica que a maior parte das rochas máficas-ultramáficas está distribuída no campo dos komatiitos basálticos.

Figura 7.12 - Diagrama utilizado para mostrar a distribuição das rochas máficas-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí mostrando os campos de alguns tipos de komatiitos africanos e o **trend** de fracionamento komatiito-toleito.

Figura 7.13 - Diagrama mostrando uma reta de acordo com a razão  $Ni/Cr = 0,3$  presumida para rochas do manto Arqueano e a distribuição das rochas máficas-ultramáficas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, observando-se que muitas amostras estão plotadas nas proximidades da reta.

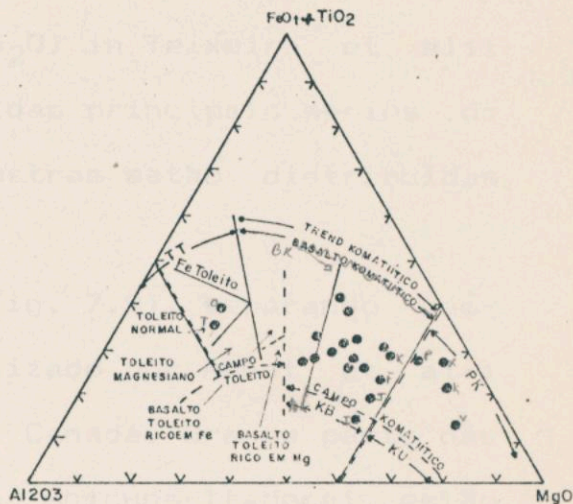




(VILJOEN, 1982)

- 1- TREND PRINCIPAL C/PERDA DE  $Al_2O_3$
- 2- " SECUNDARIO S/ PERDA DE  $Al_2O_3$
- 3- " POSSIVEL C/ PRONUNCIADA PERDA DE  $Al_2O_3$
- 4- " POSSIVEL C/ ENRIQUECIMENTO DE  $Al_2O_3$

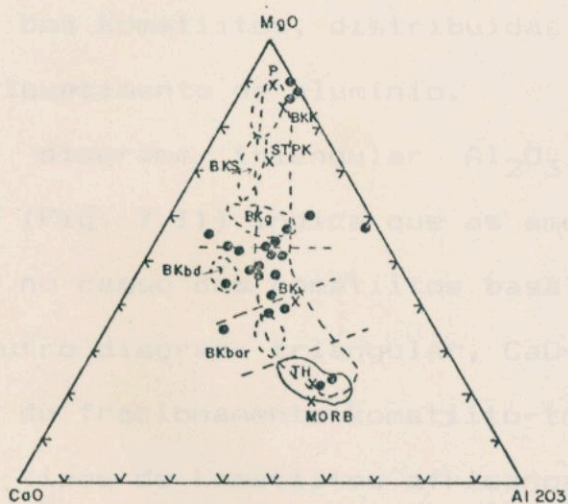
× FIG. 7.10 (3)



(JENSEN, 1976)

- TT = TREND TOLEÍTICO  
 PK = PERIDOTITO KOMATIITICO  
 KU = KOMATIITO ULTRAMÁFICO  
 KB = KOMATIITO BASÁLTICO  
 BK = *BÁSICO KOMATIITICO*

× FIG. 7.11 (1)

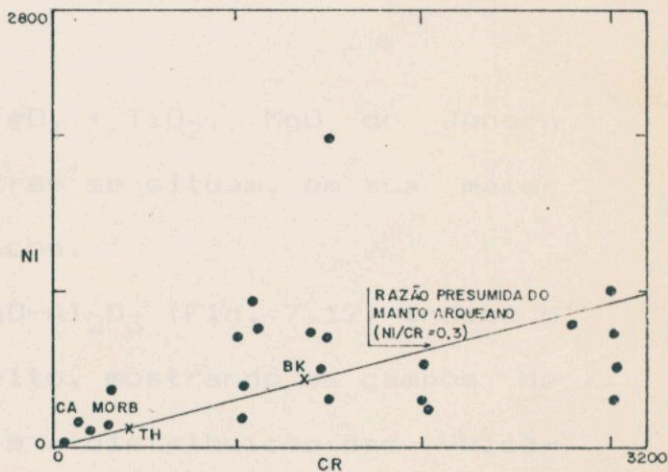


(MARSTON & GROVES, 1981 in ARNDT & NISBET, 1982)

- (---) TREND DE FRACIONAMENTO KOMATIITICO-TOLEITO (GROVES & GEE, 1980)  
 (—) CAMPO DOS TOLEITOS (VILJOEN & VILJOEN, 1969 b)

- |                        |                       |
|------------------------|-----------------------|
| KOMATIITO PERIDOTITICO | } KOMATIITO           |
| BKK - TIPO KOMATI      |                       |
| BKS - TIPO SANDSPRUIT  |                       |
| KOMATIITO BASÁLTICO    |                       |
| Bkg - TIPO GELUK       | } BASALTO KOMATIITICO |
| Bkbd - TIPO BADPLAAS   |                       |
| BKbar - TIPO BARBERTON |                       |

× FIG. 7.12 (2)



(SUN & NESBITT, 1977)

FIG. 7.13



po dos andesitos basálticos. A maior parte das amostras situa-se abaixo destes campos.

A seguir, utilizamos alguns diagramas discriminantes para rochas ígneas e magmas. O diagrama ( $K_2O-Na_2O$ ) in Teixeira et alii (1982) (Fig. 7.8), que mostra a divisão das principais séries de rochas ígneas, constata que todas as amostras estão distribuídas no campo da série toleítica.

O diagrama  $Al_2O_3$  X  $FeO_T/FeO_T + MgO$  (Fig. 7.9), separando campos toleíticos e komatiíticos, foi utilizado por Arndt et alii (1977) para caracterizar rochas de Munro, Canadá. Grande parte das rochas máfica-ultramáficas da Sequência Anicuns-Itaberai estão plotadas no campo dos komatiitos.

O diagrama  $Al_2O_3$  X  $MgO$  (Fig. 7.10), com a mesma finalidade do diagrama anterior, foi utilizado por Viljoen (1982), para discriminar vulcânicas toleíticas e komatiíticas arqueanas da África do Sul. Ele mostra que a quase totalidade das amostras se situa no campo dos komatiitos, distribuídas do longo dos trends com perda ou enriquecimento de alumínio.

O diagrama triangular  $Al_2O_3$ ,  $FeO_T + TiO_2$ ,  $MgO$  de Jensen (1976) (Fig. 7.11) indica que as amostras se situam, em sua maior parte, no campo dos komatiitos basálticos.

Outro diagrama triangular,  $CaO-MgO-Al_2O_3$  (Fig. 7.12) indica o trend de fracionamento komatiito-toleito, mostrando os campos de alguns tipos de komatiitos africanos, e a distribuição das vulcânicas máficas-ultramáficas da Sequência Anicuns-Itaberai.

Outros dois diagramas foram utilizados para estas rochas utilizando elementos traços. O primeiro  $Ni$  X  $Cr$  (Fig. 7.13), mostra uma linha média reta relativa à razão presumida do manto Arqueano, onde  $Ni/Cr = 0,3$ . Pelo menos 9 amostras, situam-se junto a esta reta. O segundo  $Ti$  X  $Cr$  (Fig. 7.14) é utilizado para discriminar



séries de rochas vulcânicas, em dois campos, basaltos de assoalho oceânico e toleitos de arco de ilha. Os dados químicos conferem que quase a totalidade das amostras está distribuída no primeiro campo, com menor influência a uma origem relacionada a arcos de ilha para estas rochas, o que veremos a seguir.

Os diagramas que se seguem são utilizados para a determinação de ambientes geotectônicos.

O diagrama Cr X  $\text{FeO}_T/\text{MgO}$  (Fig. 7.15), mostra a separação de dois campos relacionados a rochas vulcânicas de arcos de ilha e margens continentais ativas e aos toleitos abissais. Somente 4 amostras são plotadas dentro destes campos, indicando uma relação muito restrita a ambientes de consumo de placa.

O diagrama Ni X  $\text{FeO}_T/\text{MgO}$  (Fig. 7.16) indica que a maior parte das rochas máficas e ultramáficas está distribuída exclusivamente dentro do campo das rochas vulcânicas e intrusivas em continentes estáveis e ilhas oceânicas, confirmando as conclusões obtidas no diagrama anterior.

Por último, as amostras plotadas no diagrama triangular de Pearce et alii (1977) (Fig. 7.17), onde estão demonstrados domínios (ambientes) oceânicos e não oceânicos através da relação  $\text{K}_2\text{O} - \text{TiO}_2 - \text{P}_2\text{O}_5$ , mostra uma divisão equitativa na distribuição destas amostras em ambos os campos, indicando que houve um enriquecimento relativo de  $\text{P}_2\text{O}_5$  em algumas amostras analisadas.

Concluindo, a maior parte das amostras representativas analisadas seriam de origem ultramáfica relacionada a termos komatiíticos, o que foi observado através dos diagramas, indicando rochas com baixo teor em álcalis, geralmente baixo titânio, alumínio com alguns valores elevados, bem como a relação  $\text{CaO}/\text{Al}_2\text{O}_3$ . A relação  $\text{Fe}_T/\text{Mg}$  é em geral baixa. Os valores de  $\text{MgO}$ , Cr e Ni são relativamente elevados.

A determinação dos ambientes geotectônicos para as amostras



Figura 7.14 - Diagrama utilizado para discriminar séries de rochas vulcânicas, mostrando que a maior parte das rochas máficas-ultramáficas está distribuída no campo dos basaltos de assoalho oceânico com menor influência de uma origem relacionada a ambientes de arco de ilha.

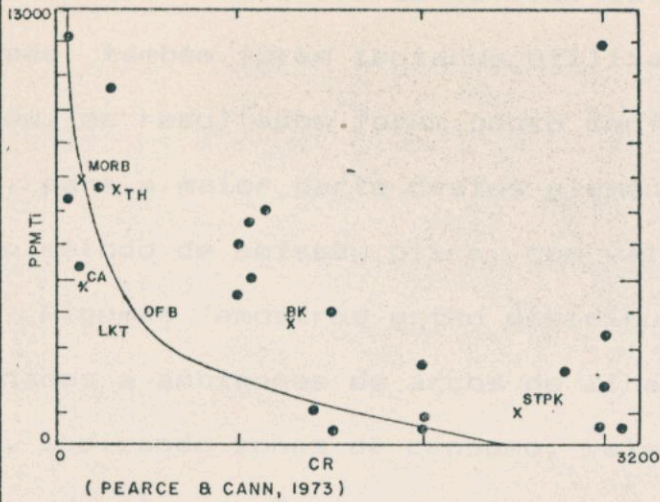
Figura 7.15 - Diagrama empregado para determinação do ambiente geotectônico gerador de rochas vulcânicas, mostrando que poucas amostras estão plotadas no campo relacionado às rochas vulcânicas de arcos de ilha e margens continentais ativas, indicando uma relação muito restrita a ambientes de consumo de placas.

Figura 7.16 - Diagrama utilizado para determinar o ambiente geotectônico, indicando que a maior parte das rochas máficas-ultramáficas está distribuída exclusivamente no campo das rochas vulcânicas e intrusivas em continentes estáveis e ilhas oceânicas, confirmando as conclusões obtidas no diagrama anterior.

Figura 7.17 - Diagrama empregado para determinação do ambiente geotectônico gerador de rochas vulcânicas indicando uma distribuição equitativa das rochas máficas-ultramáficas entre os campos oceânico e não oceânico, indicando que ocorreu um enriquecimento relativo de  $P_2O_5$  em algumas amostras analisadas.

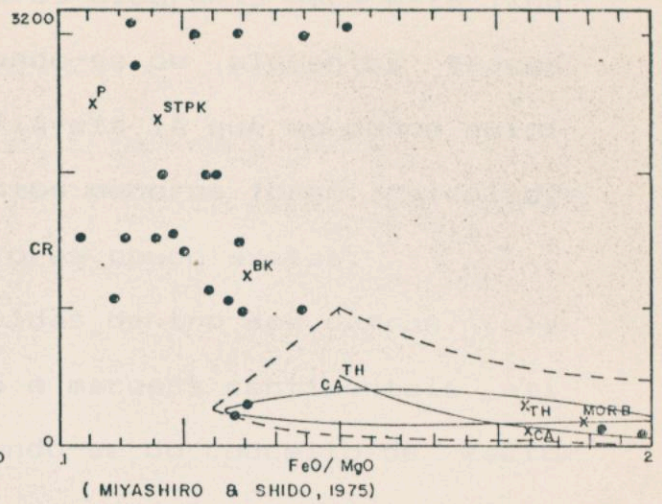
Figura 7.18 - Diagrama utilizando a relação  $MgO/CaO$  empregado para as rochas carbonáticas da Sequência Anicuns-Itaberai, indicando uma forte tendência cálcica.





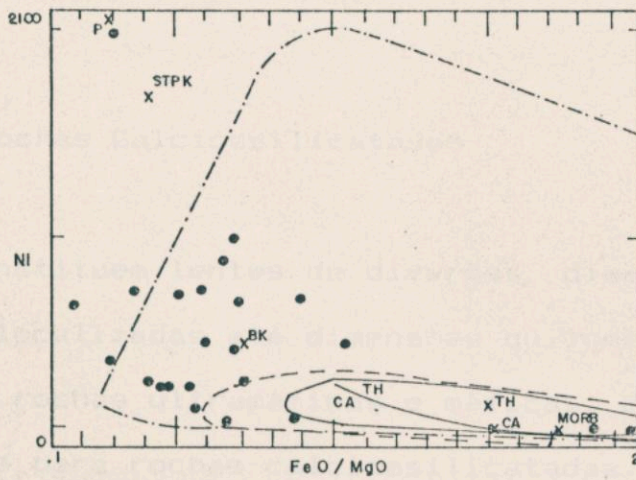
LKT - TOLEITO DE ARCO DE ILHA (BAIXO K)  
 OFB - BASALTOS DE ASSOALHO OCEÂNICO

FIG. 7.14



(---) CAMPO DE ROCHAS VULCÂNICAS DE ARCOS DE ILHA  
 E MARGENS CONTINENTAIS ATIVAS  
 (---) CAMPO DE TOLEITO ABISSAIS

FIG. 7.15



(---) CAMPO DAS ROCHAS VULCÂNICAS E INTRUSIVAS EM  
 CONTINENTES ESTAVEIS E ILHAS OCEÂNICAS  
 (---) CAMPO DE ROCHAS VULCÂNICAS DE ARCOS DE ILHA  
 E MARGENS CONTINENTAIS ATIVAS  
 (---) CAMPO DE TOLEITO ABISSAIS

FIG. 7.16

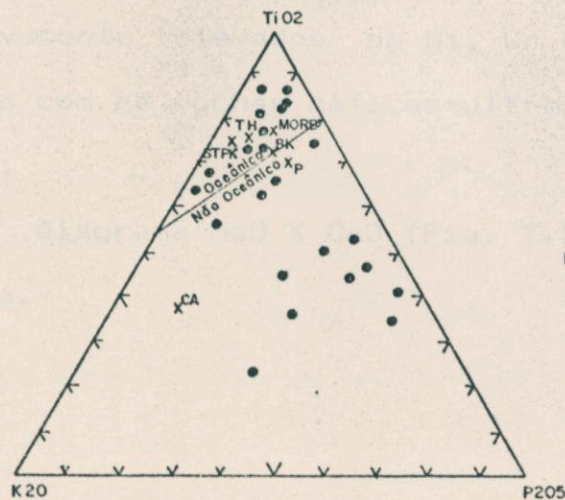


FIG. 7.17

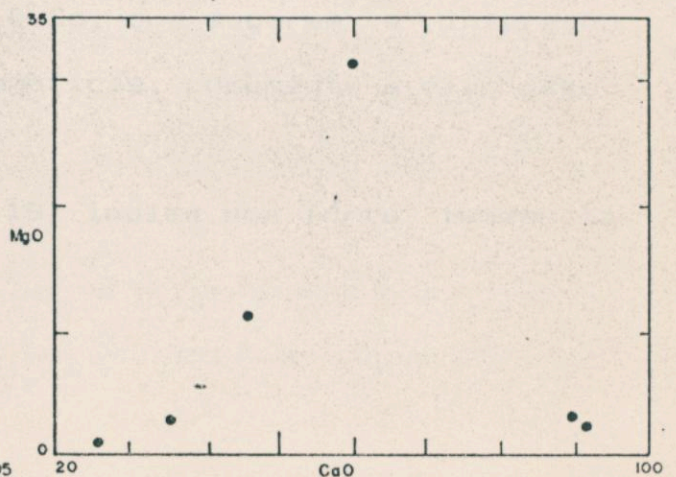


FIG. 7.18



analisadas foi tentativamente aplicado e limitado aos diagramas de Miyashiro (1975) e Pearce (1977). Outros diagramas para esta finalidade também foram tentados utilizando-se de elementos traços. Porém, os resultados foram pouco confiáveis já que os dados químicos, para a maior parte destes elementos menores foram calculados pelo método de emissão ótica, com valores pouco exatos.

Algumas amostras estão distribuídas dentro dos campos relacionados a ambientes de arcos de ilha e margens continentais ativas, indicando zonas de consumo, valendo-se do conceito de tectônica de placas. Porém, a maior parte das amostras indica um ambiente geotectônico de continentes estáveis e ilhas oceânicas, característico dos **greenstone belts** arqueanos.

### 7.3.2 - Mármore e Rochas Calciossilicatadas

Os mármore constituem lentes de diversas dimensões, desde simples ocorrências localizadas até dimensões quilométricas, comumente em contato com rochas ultramáficas e máficas. Estes mármore gradam, algumas vezes para rochas calciossilicatadas ou mármore impuros (Tabela 7.II).

Observam-se nestas rochas valores muito variáveis, indicando uma forte heterogeneidade química. Estas rochas apresentam teores relativamente elevados de Ni, Cr e Co, que sugerem a interação química com as rochas máficas-ultramáficas, comumente a elas associadas.

O diagrama MgO X CaO (Fig. 7.18) indica uma forte tendência cálcica.



## 7.4 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA

Esta seqüência é constituída basicamente por metassedimentos pelíticos e psamíticos com intercalações de anfibolitos. Para os estudos petroquímicos nos detivemos prioritariamente nas rochas anfibolíticas pois estas rochas se prestam melhor que aquelas metassedimentares no que se refere à determinação dos ambientes geotectônicos.

As 16 amostras de anfibolitos que foram separadas são as mais representativas para se submeterem a análise química. Seis destas amostras são testemunhos provenientes de furos de sondagem. Separamos, também, 2 amostras de possíveis metassedimentos para reconhecer sua origem.

### 7.4.1 - Anfibolitos

As amostras são provenientes de rochas de granulação média a fina, e algumas grossas, sendo provavelmente derivadas de dioritos, gabros, andesitos e basaltos. Os dados químicos das amostras estão listados na Tabela 7.II, e avaliados em 16 diagramas.

O primeiro diagrama utilizado foi o de Miyashiro (1975) (Fig. 7.19), com a finalidade de avaliar o grau de modificações químicas pós-magmáticas. Nenhuma amostra mostrou-se modificada a ponto de acarretar prejuízos às interpretações petroquímicas.

Os três diagramas que se seguem objetivam o conhecimento sobre a origem ígnea ou sedimentar dos anfibolitos.

O diagrama de Garrels e Mackenzie (1971), indica que todas as amostras de anfibolitos estão distribuídas no campo das rochas ígneas (Fig. 7.20).

O diagrama triangular de La Roche (1965) mostra que a maior



Figura 7.19 - Diagrama empregado para discriminação de rochas que sofreram modificações químicas pós-magmáticas, indicando que as modificações químicas sofridas pelas rochas anfibolíticas analisadas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança não acarretaram prejuízos às interpretações petroquímicas, podendo-se passar aos diagramas seguintes.

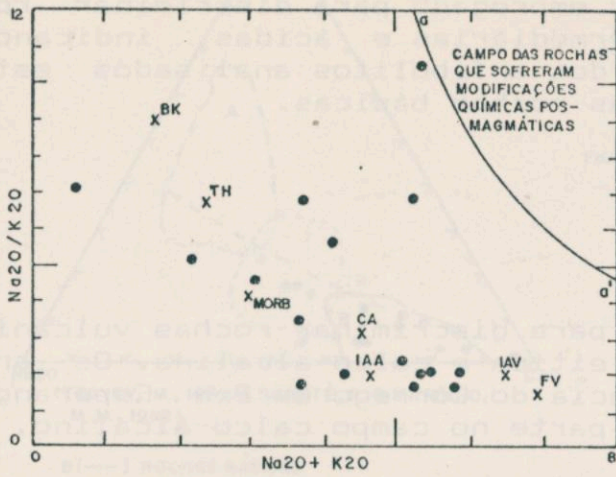
Figura 7.20 - Diagrama empregado para elucidar a origem dos protolitos das rochas anfibolíticas. Indica que todas as amostras estão distribuídas no campo das rochas ígneas.

Figura 7.21 - Diagrama utilizado para discriminar rochas ígneas de sedimentares. A maior parte dos anfibolitos analisados distribui-se nas proximidades do **trend** ígneo, não encontrando-se nenhuma no campo de rochas sedimentares.

Figura 7.22 - Diagrama empregado com a finalidade de reconhecer a composição original das rochas vulcânicas metamorfisadas. A maior parte dos anfibolitos analisados está distribuído dentro do campo das rochas vulcânicas, e nenhuma dentro do campo dos pelitos.

Figura 7.23 - Diagrama utilizado para a classificação de rochas vulcânicas, indicando que a maior parte dos valores obtidos para os anfibolitos situa-se no campo dos andesitos.

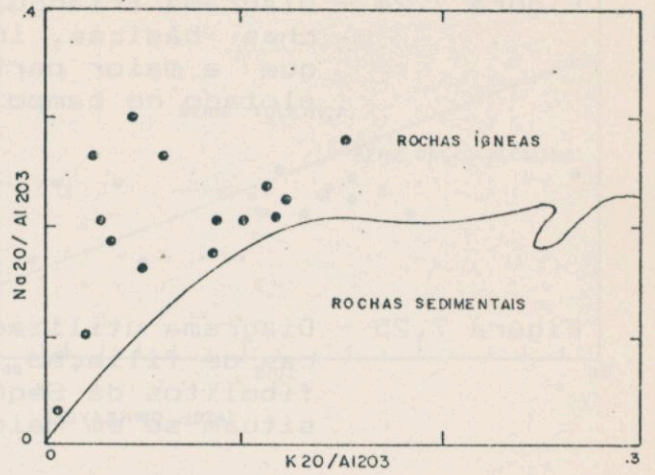




(MIYASHIRO, 1975)

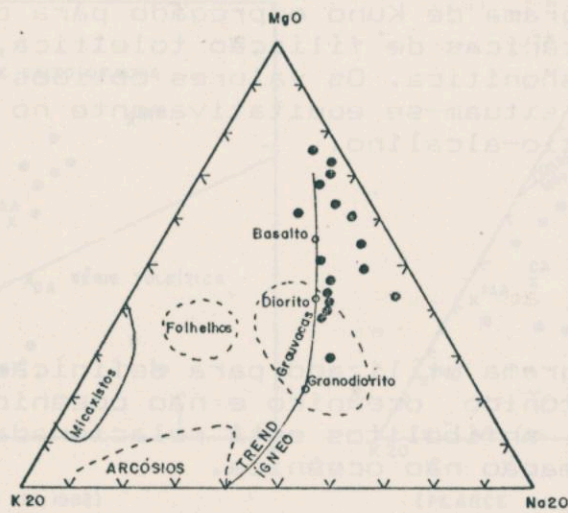
LINHA a-a' REPRESENTA OLIMITE SUPERIOR DAS ROCHAS VULCÂNICAS QUE NÃO SOFRERAM ALTERAÇÃO SECUNDÁRIA

FIG. 7.19



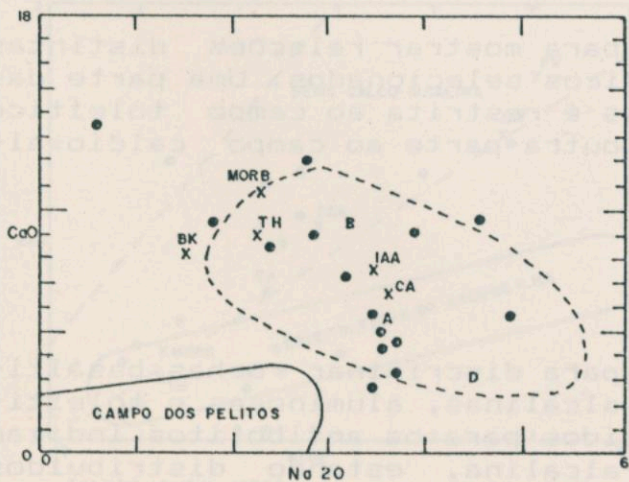
(GARRELS & MACKENZIE, 1971)

FIG. 7.20



(LA ROCHE, 1965)

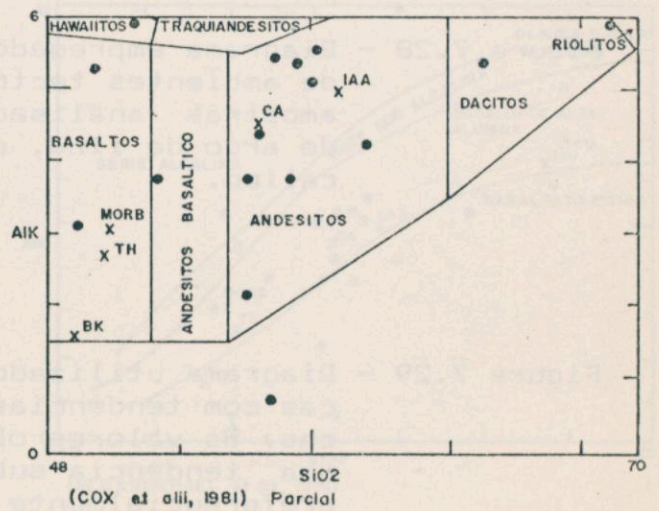
FIG. 7.21



(SCHULDINER et alii, 1979, in SCHULDINER, 1982)

- A - ANDESITO
- B - BASALTO
- D - DALITO
- PELITOS
- VULCÂNICAS INCLUINDO MÉDIAS DE DALY (1933)

FIG. 7.22



(COX et alii, 1981) Parcial

FIG. 7.23



Figura 7.24 - Diagrama triangular empregado para discriminar rochas básicas, intermediárias e ácidas, indicando que a maior parte dos anfibolitos analisados está plotado no campo das rochas básicas.

Figura 7.25 - Diagrama utilizado para discriminar rochas vulcânicas de filiação toleítica e calco-alcalina. Os anfibolitos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança situam-se em maior parte no campo calco-alcalino.

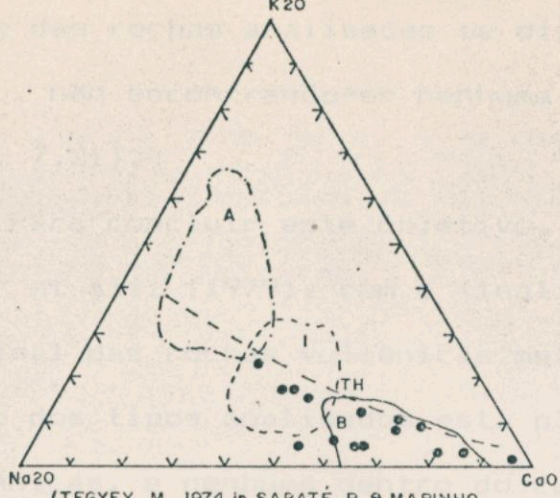
Figura 7.26 - Diagrama de Kuno empregado para discriminar rochas vulcânicas de filiação toleítica, calco-alcalina e shoshonítica. Os valores obtidos para os anfibolitos situam-se equitativamente no campo toleítico e calcio-alcalino.

Figura 7.27 - Diagrama utilizado para definição do ambiente geotectônico oceânico e não oceânico. A maior parte dos anfibolitos está relacionada a um ambiente de formação não oceânica.

Figura 7.28 - Diagrama empregado para mostrar relações distintas de ambientes tectônicos selecionados. Uma parte das amostras analisadas é restrita ao campo toleítico de arco de ilha, e outra parte ao campo calcio-alcalino.

Figura 7.29 - Diagrama utilizado para discriminar rochas basálticas com tendências alcalinas, aluminosas e toleíticas. Os valores obtidos para os anfibolitos indicam uma tendência sub-alcalina, estando distribuídos preferencialmente nos campos de alta alumina e toleítico.





B(—) ROCHAS BÁSICAS  
 I(---) ROCHAS INTERMEDIARIAS  
 A(---) ROCHAS ÁCIDAS  
 TH(---) LIMITE DO DOMÍNIO TOLEÍTICO

FIG. 7.24

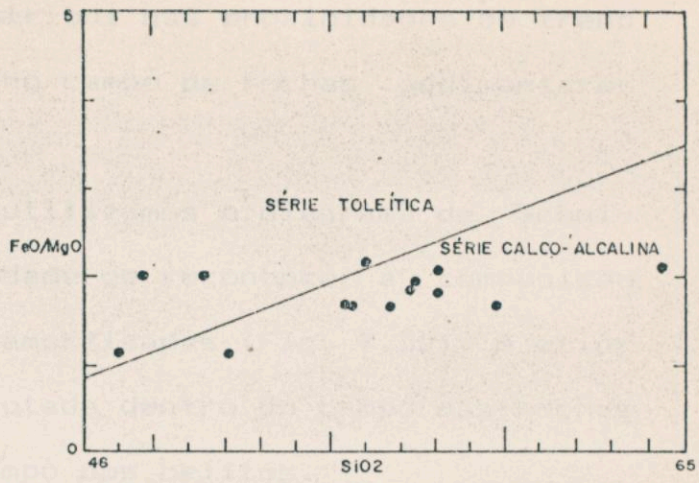


FIG. 7.25

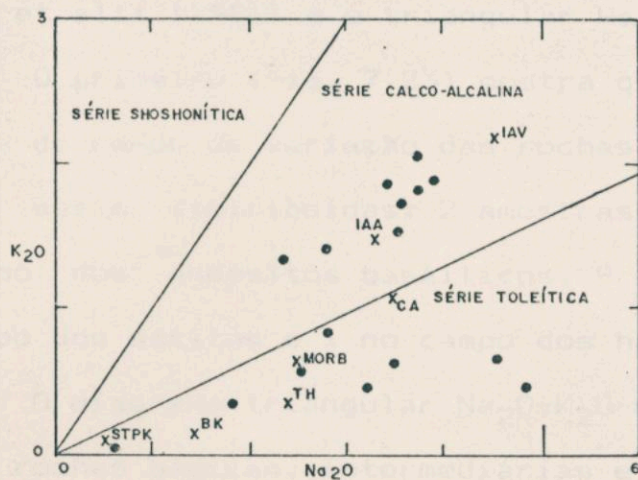


FIG. 7.26

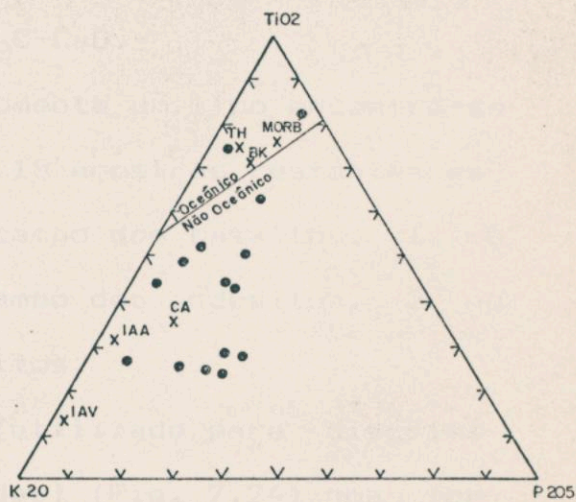


FIG. 7.27

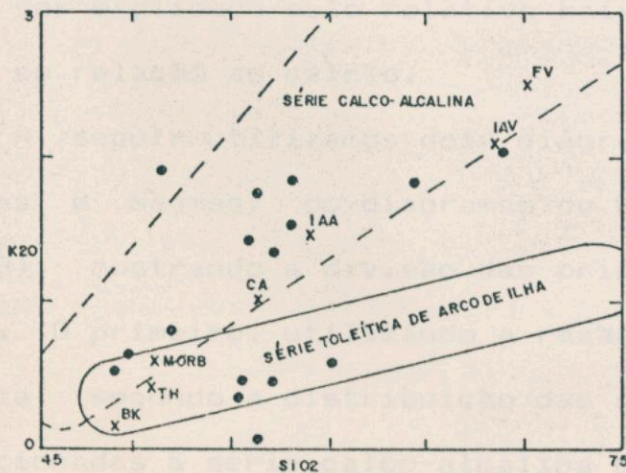
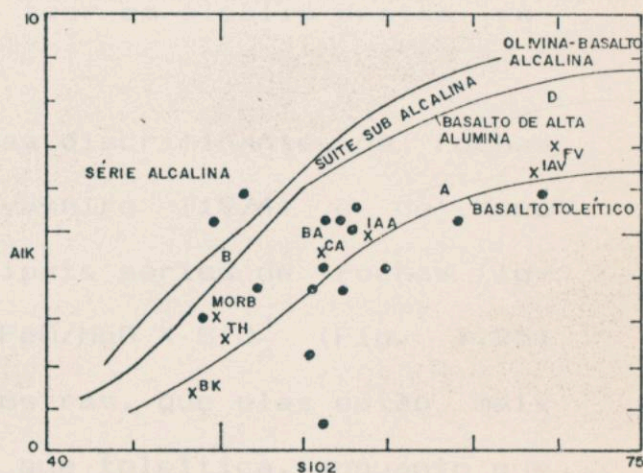


FIG. 7.28



(—) DIVISÃO POR KUNO (1967)  
 (---) DIVISÃO POR IRVING & DARAGAR, 1971

MEDIAS DAS ROCHAS-TIPO DE DALY (1933) {  
 B - BASALTO  
 BA - ANDESITO BASALTO  
 A - ANDESITO  
 D - DACITO

FIG. 7.29



parte das rochas analisadas se distribui nas proximidades do trend ígneo, não encontrando-se nenhuma no campo de rochas sedimentares (Fig. 7.21).

Para concluir este objetivo, utilizamos o diagrama de Schuldiner et alii (1979), com a finalidade de reconhecer a composição original das rochas vulcânicas metamorfisadas (Fig. 7.22). A maior parte dos tipos analisados está plotada dentro do campo das rochas vulcânicas, e nenhuma dentro do campo dos pelitos.

Pode-se afirmar que as amostras de anfibolitos analisadas são provenientes de termos ígneos.

Para a classificação destas rochas utilizamos os diagramas de Cox et alii (1981) e o triangular  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$ .

O primeiro (Fig. 7.23) mostra que somente um tipo encontra-se fora do campo de variação das rochas. As 15 amostras restantes estão assim distribuídas: 2 amostras no campo dos basaltos, 1 no campo dos andesitos basálticos, 9 no campo dos andesitos, 2 no campo dos dacitos e 1 no campo dos hawaiitos.

O diagrama triangular  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (utilizado para discriminar rochas básicas, intermediárias e ácidas) (Fig. 7.24) nos fornece resultados um pouco diferentes, já que a maior parte dos tipos analisados está distribuída no campo das rochas básicas. Isto pode ser explicado pelo relativo baixo teor em álcalis destas rochas em relação ao cálcio.

A seguir utilizamos dois diagramas discriminantes de rochas ígneas e magmas: os diagramas de Miyashiro (1974) e de Kuno (1968), mostrando a divisão das principais séries de rochas ígneas. O primeiro, utilizando a razão  $\text{FeO}/\text{MgO} \times \text{SiO}_2$  (Fig. 7.25) indica, segundo a distribuição das amostras, que elas estão mais relacionadas a série calco-alcalina do que toleítica, enquanto que no diagrama de Kuno (Fig. 7.26), com razões  $\text{K}_2\text{O} \times \text{Na}_2\text{O}$ , ocorre uma separação equitativa dos tipos analisados distribuídos nos campos



pertencentes às séries toleítica e calcio-alcalina, sendo que nenhuma amostra pode ser relacionada à série shoshonítica.

Com vistas à definição do ambiente geotectônico para os anfíbolitos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança, vários diagramas podem ser utilizados.

O diagrama triangular de Pearce et alii (1977) (Fig. 7.27) mostra que a grande maioria dos tipos analisados está plotada no campo que indica um ambiente de formação não oceânico para estas rochas.

O diagrama de Jakes e Gill (1970), mostrando relações distintas de ambientes tectônicos selecionados, indica que 9 amostras analisadas estão incluídas no campo da série calcio-alcalina, sendo 5 amostras distribuídas no campo da série toleítica de arco de ilha (Fig. 7.28).

O diagrama  $AlK \times SiO_2$  mostra a divisão das principais séries de rochas ígneas (Kuno, 1968; Irvine e Baragar, 1971), compreendendo uma suite alcalina e outra sub-alcalina, sendo que esta última abrange quase todas as amostras analisadas. Este gráfico também fornece dois **trends** ígneos, referentes aos basaltos de alta alumina e basaltos toleíticos (Fig. 7.29).

Utilizando elementos traços submetemos os tipos analisados aos diagramas de Miyashiro e Shido (1975),  $Cr \times FeO_T/MgO$  e  $Ni \times FeO_T/MgO$  (Figs. 7.30 e 7.31). O diagrama em que utilizamos os teores de cromo obtidos, indicou que somente duas amostras não se encontram no campo referente às rochas vulcânicas de arcos de ilha e margens continentais ativas, sendo estas caracterizadas bem mais como tipos calcio-alcalinos do que toleitos. O outro diagrama fornece a existência de outro campo relativo às rochas vulcânicas e intrusivas em continentes estáveis e ilhas oceânicas que praticamente abrange o campo das rochas vulcânicas de arcos de ilha e de



Figura 7.30 - Diagrama empregado para definição de ambiente geotectônico. A maior parte dos anfibolitos está restrita ao campo das rochas vulcânicas de arco de ilha e margens continentais ativas.

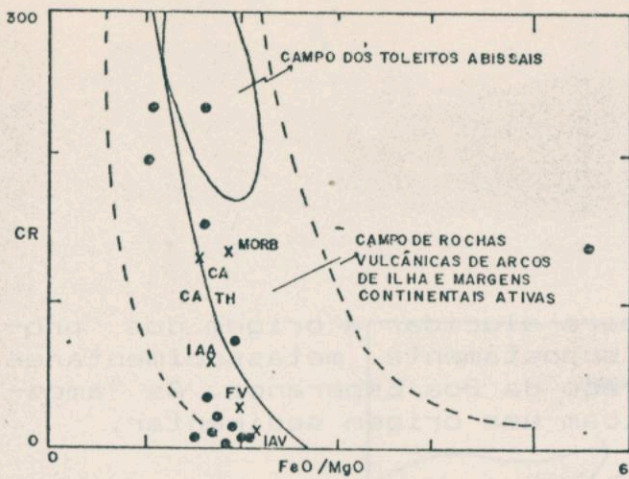
Figura 7.31 - Diagrama empregado para definição de ambiente geotectônico. Observa-se que o campo das rochas vulcânicas e intrusivas em ambientes estáveis e ilhas oceânicas praticamente abrange o campo referente às rochas vulcânicas de arcos de ilha e margens continentais ativas, dificultando uma interpretação segura sobre o ambiente de formação.

Figura 7.32 - Diagrama utilizado para determinar a natureza do vulcanismo. A maior parte dos anfibolitos está distribuída no campo dos toleitos de arco de ilha.

Figura 7.33 - Diagrama empregado para definição de ambiente geotectônico. Verifica-se que grande parte dos anfibolitos analisados está plotada no campo dos basaltos relacionados a ambientes de arco de ilha.

Figura 7.34 - Diagrama AFM utilizado para diferenciar séries toleítica de calcio-alcalina, mostrando os principais trends ígneos de rochas intrusivas e a distribuição dos valores obtidos para os anfibolitos.

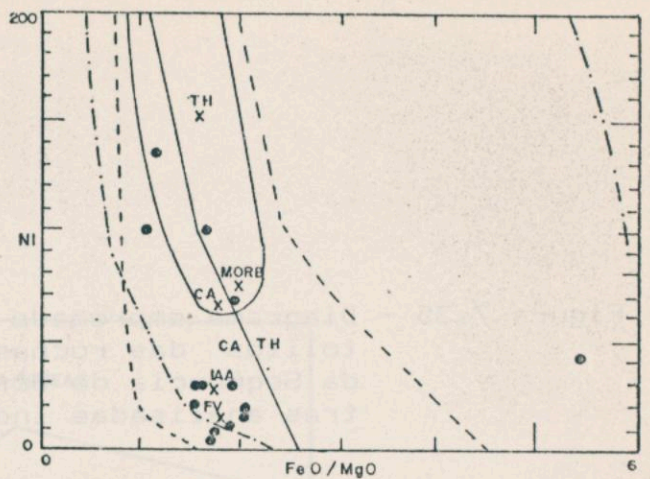




(MIYASHIRO & SHIDO, 1975)

CA - CALCO-ALCALINAS  
TH - TOLEITOS ABISSAIS

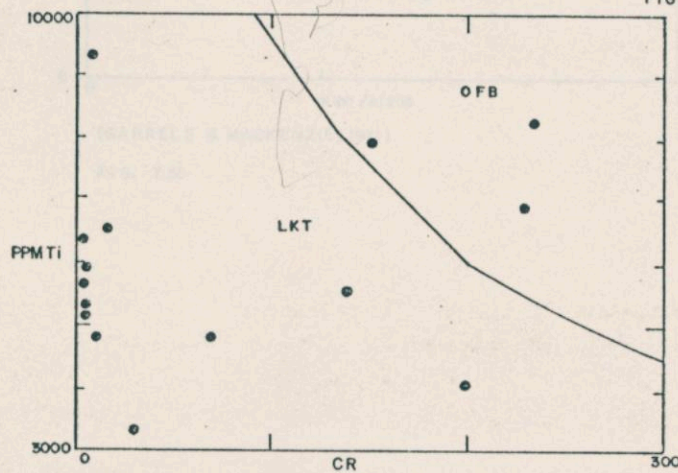
FIG. 7.30



(MIYASHIRO & SHIDO, 1975)

--- CAMPO DAS ROCHAS VULCÂNICAS E INTRUSIVAS EM CONTINENTES ESTAVEIS E ILHAS OCEÂNICAS  
--- CAMPO DE ROCHAS VULCÂNICAS DE ARCOS DE ILHA E MARGENS CONTINENTAIS ATIVAS  
--- CAMPO DOS TOLEITOS ABISSAIS  
TH - ROCHAS DA SÉRIE TOLEITICA  
CA - ROCHAS DA SÉRIE CALCO-ALCALINA

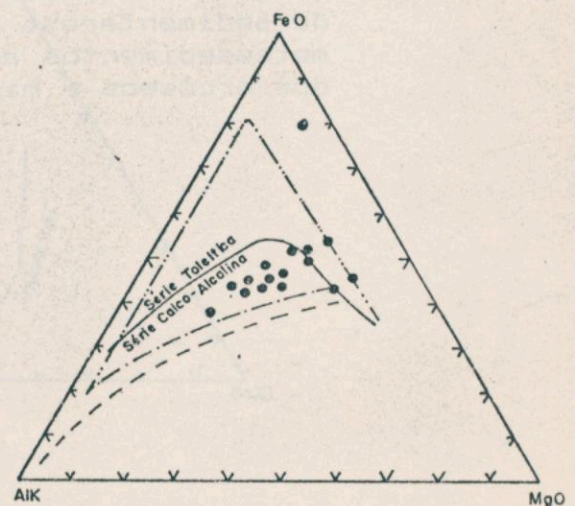
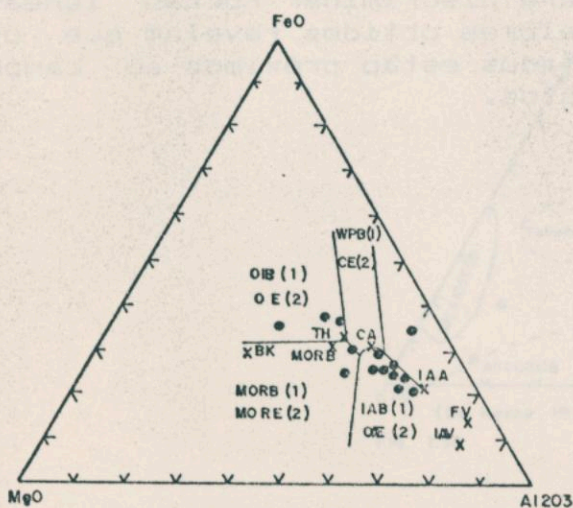
FIG. 7.31



(PEARCE & CANN, 1973)

OFB - BASALTOS DE FUNDO OCEÂNICO  
LKT - TOLEITOS DE ARCO DE ILHA (BAIXO K)

FIG. 7.32



(IRVINE & BARAGAR, 1971)

SCHWEITZER, 1982  
IN KRONER, 1982 (1) MORB - BASALTOS DE CADEIA MESO-OCEÂNICA  
IAB - " DE ARCO DE ILHA  
WPB - " DE PLACA INTERIOR  
OIB - " DE ILHA OCEÂNICA

PEARCE et al (2) 1977 MORE - AMBIENTES DE CADEIA MESO-OCEÂNICA  
OE - " OROGENICOS  
CE - " CONTINENTAIS  
OIE - " ARCO DE ILHA

(---) TREND TRONDHJEMÍTICO DA FINLÂNDIA (BARKER & ARTH, 1976)  
(----) TREND DO BATÓLITO DE RAYNE LAKE, CANADA (SUTICLIFFE, 1978)  
(---) TREND DE DIFERENCIAÇÃO INTRUSÃO DE SKAERGAARD (WAGER & DEER, 1939)

FIG. 7.33

FIG. 7.34



Figura 7.35 - Diagrama empregado para elucidar a origem dos protolitos das rochas supostamente metassedimentares da Seqüência do Córrego da Boa Esperança. As amostras analisadas indicam uma origem sedimentar.

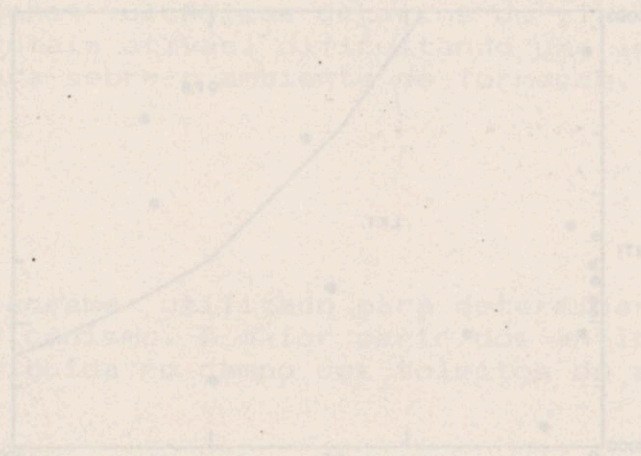
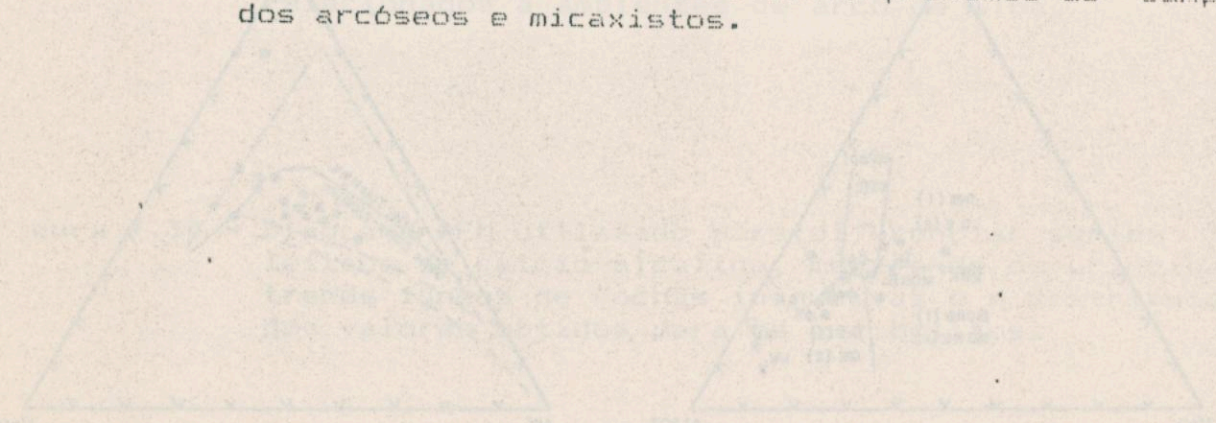
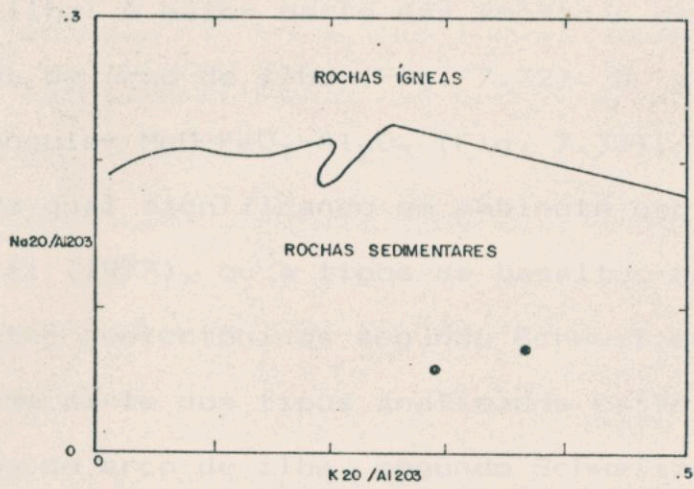


Figura 7.36 - Diagrama utilizado para discriminar rochas ígneas de sedimentares. Os valores obtidos revelam que os metassedimentos analisados estão próximos ao campo dos arcóseos e micaxistos.







(GARRELS & MACKENZIE, 1971)

FIG. 7.35

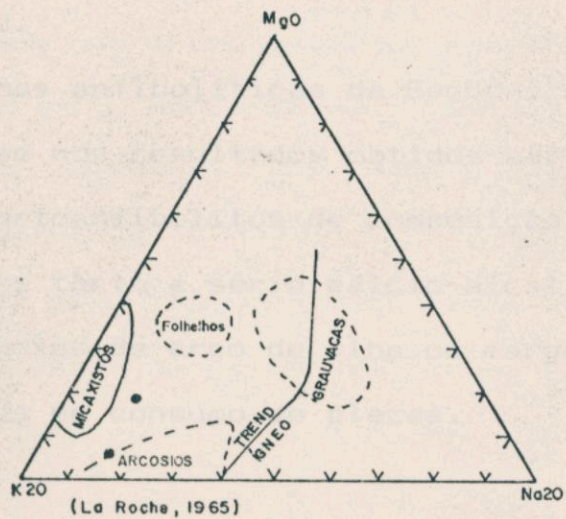


FIG. 7.36



margens continentais ativas, dificultando uma definição quanto ao ambiente geotectônico destas rochas, obrigando a lançar mão de outros diagramas, o de Pearce e Cann (1973), e os de Pearce et alii (1977) e Schweitzer (1982) conjugados. O primeiro utiliza a razão  $Ti / X Cr$  para separar campos de basaltos de fundo oceânico de basaltos de arco de ilha. A maior parte das amostras está plotada no campo dos basaltos de arco de ilha (Fig. 7.32). O segundo, mais complexo, é triangular  $MgO-FeO_T-Al_2O_3$  (Fig. 7.33), dividido em quatro campos, cada qual significando um ambiente geotectônico segundo Pearce et alii (1977), ou a tipos de basaltos relacionados a cada um dos ambientes geotectônicos segundo Schweitzer (1982). Verifica-se que grande parte dos tipos analisados estão plotados no campo dos basaltos de arco de ilha, segundo Schweitzer e em ambientes de arco de ilha, segundo Pearce et al.

Por último, apresentamos o diagrama AFM separando séries toleítica e calcio-alcalina e mostrando os principais trends igneos (Fig. 7.34). A maior parte dos tipos analisados está relacionada à série calcio-alcalina e algumas amostras estão plotadas próximas ao trend trondhjemítico da Finlândia e ao trend de diferenciação da intrusão de Skaergaard.

Concluindo, as rochas anfibolíticas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança, com base nos resultados obtidos através da análise dos diagramas, são ortoanfibolitos de composição intermediária a básica, relacionados tanto a série calcio-alcalina como toleítica, gerados em ambientes de arco de ilha ou margem continental ativa, indicando zonas de consumo de placas.

#### 7.4.2 - Metassedimentos

Duas amostras de xistos representativos da Seqüência do Cór-



regio da Boa Esperança, as quais suspeitávamos que poderiam ter alguma filiação magmática ou tufácea, foram submetidas aos diagramas de Garrels e Mackenzie (1971) e de La Roche (1965) que discriminam rochas metamórficas de origem ígnea e sedimentar (Figs. 7.35 e 7.36). Os resultados obtidos mostram que as rochas analisadas estão plotadas no campo das rochas sedimentares, sendo que no diagrama de La Roche estão localizados nas proximidades dos campos dos arcóseos e dos micaxistos.

Os dados químicos destas amostras estão listados na Tabela 7.II.

#### 7.5 - GABROS E DIORITOS DO COMPLEXO CORREGO SECO

As rochas deste complexo são predominantemente de composição diorítica nas bordas e gabróica no núcleo. As 7 amostras relacionadas para a análise química são representativas dos tipos litológicos desta unidade. São de granulação grossa a média, sendo 4 amostras reconhecidas como dioritos e 3 amostras como gabros. Os dados químicos destas amostras estão listados na Tabela 7.II, e foram avaliadas em 9 diagramas, dando-se maior ênfase aos diagramas que tratam do ambiente tectônico, que possa nos indicar o possível controlador deste Complexo.

O diagrama triangular  $\text{Na}_2\text{O}-\text{K}_2\text{O}-\text{CaO}$  (fig. 7.37) mostra que os tipos analisados estão plotados no campo das rochas básicas, sendo que somente uma amostra está no campo das rochas intermediárias. Percebe-se que ocorre um baixo teor de álcalis nestas rochas, sobretudo em potássio, em relação ao cálcio.

O diagrama de Condie et alii (1970) (fig. 7.38), utilizando a razão  $\text{Ni} \times \text{Rb}$ , mostra que a maior parte dos tipos analisados en-



Figura 7.37 - Diagrama utilizado para discriminar rochas básicas, intermediárias e ácidas. A maior parte das rochas do Complexo Córrego Seco está distribuída no campo das rochas básicas, indicando um baixo teor em álcalis.

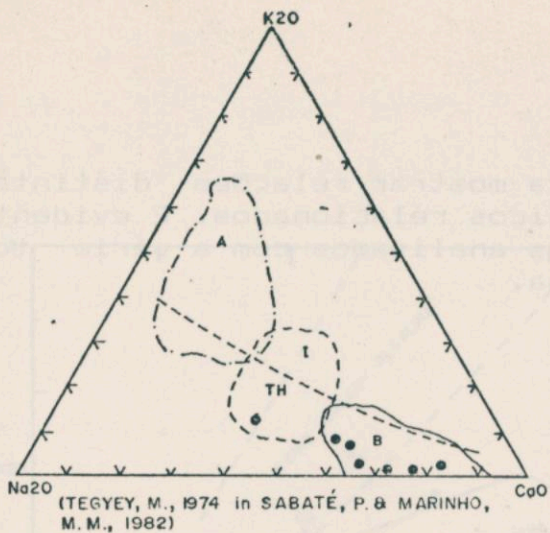
Figura 7.38 - Diagrama empregado para discriminar rochas ígneas utilizando elementos traços. A maior parte das rochas analisadas está relacionada ao campo dos andesitos (composição intermediária).

Figura 7.39 - Diagrama utilizado para a definição do ambiente geotectônico oceânico e não oceânico. Uma parte das rochas diorítico-gabróicas analisadas é enriquecida em titânio, relacionadas pelo gráfico ao domínio oceânico, enquanto outra parte, relativamente mais enriquecida em potássio, está relacionada ao domínio não oceânico.

Figura 7.40 - Diagrama empregado para definição de ambiente geotectônico. As rochas analisadas distribuem-se dentro do campo relacionado às rochas vulcânicas de arco de ilha e margens continentais ativas mostrando uma divisão entre os domínios calcio-alcalino e calcio-ácido.

Figura 7.41 - Diagrama utilizado para definição de ambiente geotectônico. Observa-se que os valores obtidos indicam neste gráfico que as rochas dioríticas e gabróicas podem ter uma origem relacionada tanto a ambientes continentais estáveis e ilhas oceânicas como a arcos de ilha e margens continentais ativas.





B — ROCHAS BÁSICAS  
 I --- ROCHAS INTERMEDIARIAS  
 A --- ROCHAS ÁCIDAS  
 TH --- LIMITE DO DOMINIO TOLEÍTICO

FIG. 7.37

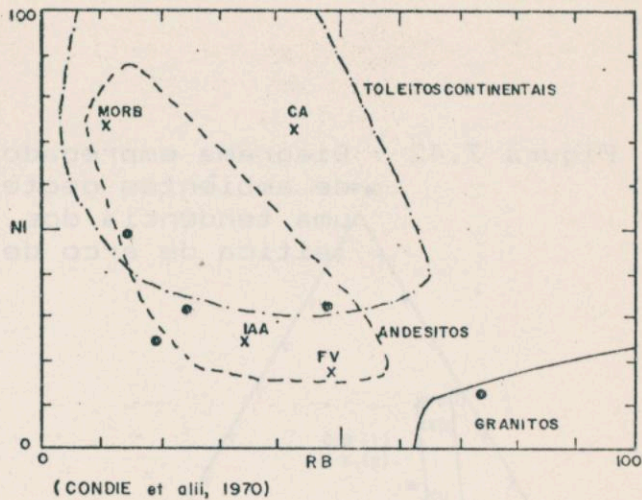


FIG. 7.38

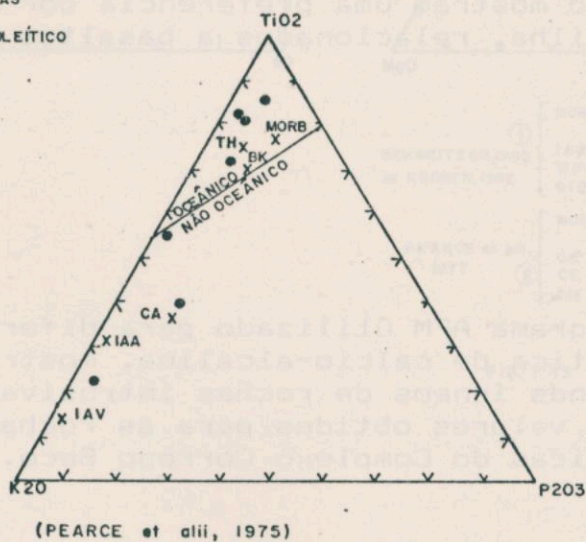
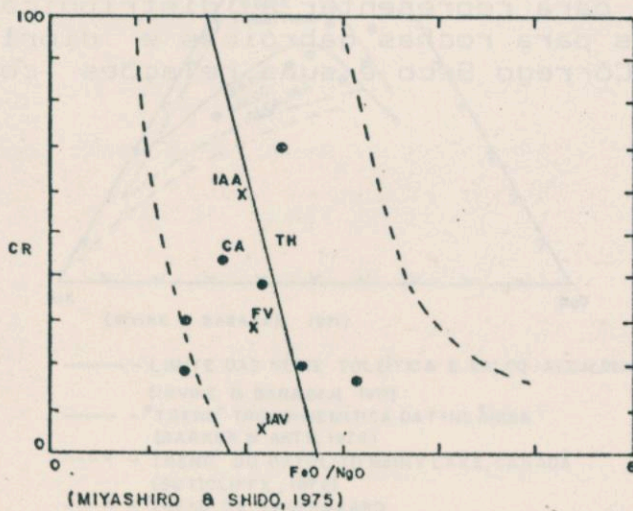


FIG. 7.39



--- CAMPO DE ROCHAS VULCÂNICAS DE ARCOS DE ILHA E MARGENS CONTINENTAIS ATIVAS

FIG. 7.40

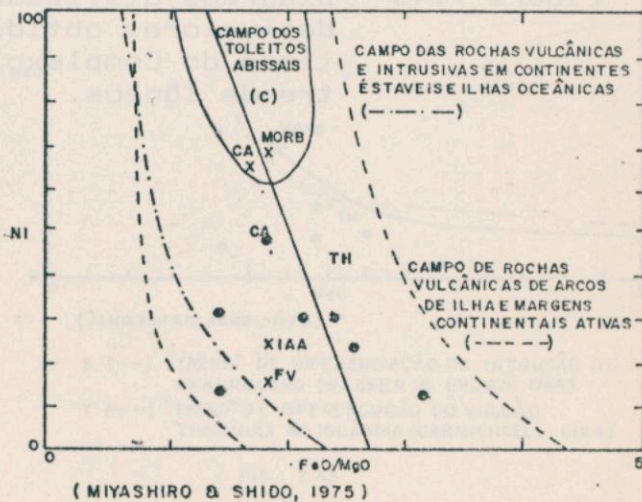


FIG. 7.41



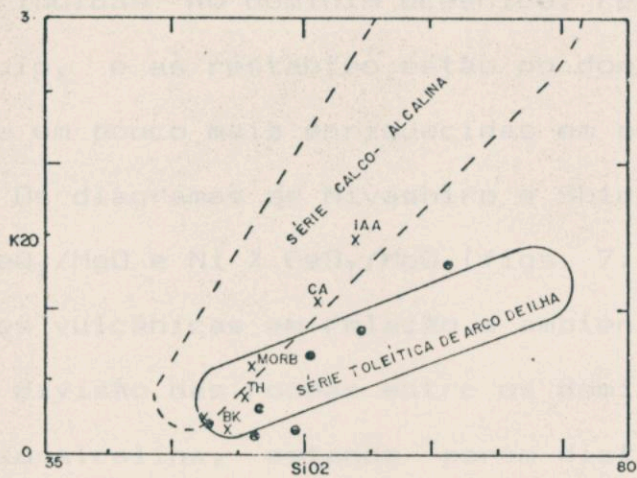
Figura 7.42 - Diagrama empregado para mostrar relações distintas de ambientes geotectônicos relacionados. É evidente uma tendência dos tipos analisados com a série toleítica de arco de ilha.

Figura 7.43 - Diagrama utilizado para definição de ambiente geotectônico. Os gabros e dioritos do Complexo Córrego Seco mostram uma preferência por ambientes de arco de ilha, relacionados a basaltos de arco de ilha.

Figura 7.44 - Diagrama AFM utilizado para diferenciar séries toleítica de calcio-alcalina, mostrando os principais trends ígneos de rochas intrusivas e a distribuição dos valores obtidos para as rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco.

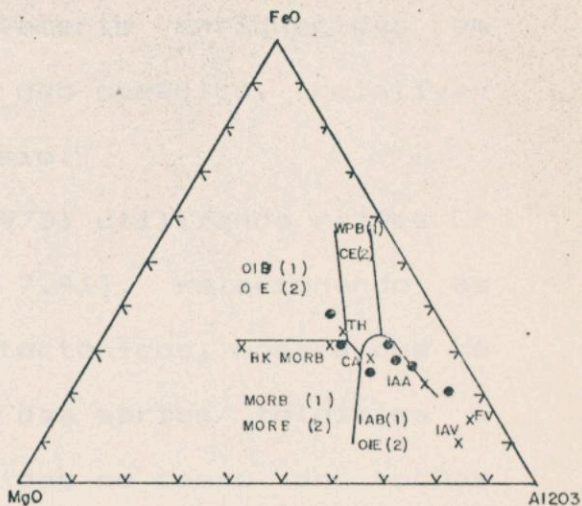
Figura 7.45 - Diagrama utilizado para representar a distribuição dos valores obtidos para rochas gabróicas e dioríticas do Complexo Córrego Seco e suas relações com trends ígneos.





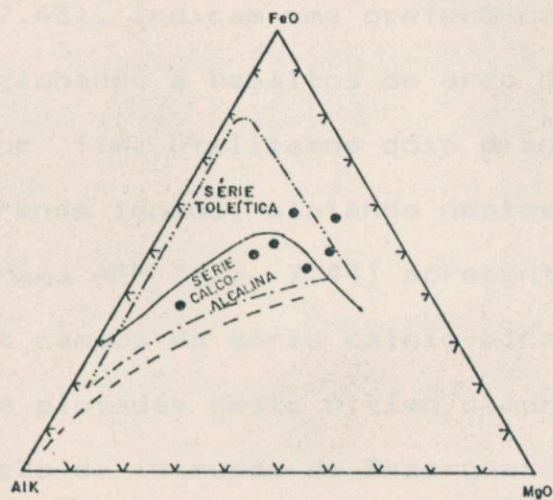
(JAKES & GILL, 1970)

FIG. 7.42



- SCHWEITZER, 1982  
in KRONER, 1982
- ① MORB - BASALTOS DE CORDILHEIRA MÉDIO-OCEÂNICA
  - IAB - BASALTOS DE ARCO DE ILHA
  - WPB - BASALTOS DO INTERIOR DE PLACAS
  - OIB - BASALTOS DE ILHA OCEÂNICA
- PEARCE et alii, 1977
- MORE - AMBIENTES DE CORDILHEIRA MÉDIO-OCEÂNICA
  - O E - AMBIENTES OROGÊNICOS
  - CE - AMBIENTES CONTINENTAIS
  - OIE - AMBIENTES DE ARCO DE ILHA

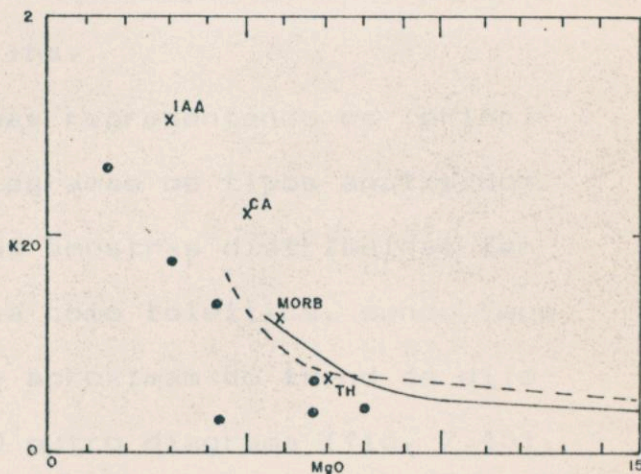
FIG. 7.43



(IRVINE & BARAGAR, 1971)

- LIMITE DAS SÉRIE TOLEÍTICA E CALCO-ALCALINA (IRVINE & BARAGAR, 1971)
- - - "TREND" TRONDHJEMÍTICA DA FINLÂNDIA (BARKER & ARTH, 1976)
- - - "TREND" DO BATÓLITO RAINY LAKE, CANADÁ (SUTICLIFFE, 1978)
- - - "TREND" DE SKAERGAARD (WAGER & DEER, 1939)

FIG. 7.44



(JAMIESON & CLARKE, 1970)

- S (—) "TREND" DE DIFERENCIAÇÃO DA INTRUSÃO DE SKAERGAARD (WAGNER & BROWN, 1968)
- T (---) "TREND" DE DIFERENCIAÇÃO DO VULÇÃO THINGMULI NA ISLÂNDIA (CARMICHAEL, 1964)

FIG. 7.45



contra-se no campo dos andesitos, e uma amostra situa-se nas proximidades do campo dos granitos.

Das 7 amostras plotadas no diagrama triangular de Pearce et alii (1977) utilizando razões  $K_2O-TiO_2-P_2O_5$  (Fig. 7.39), 4 estão distribuídas no domínio oceânico, relativamente enriquecidas em titânio, e as restantes estão no domínio não oceânico, relativamente um pouco mais enriquecidas em potássio.

Os diagramas de Miyashiro e Shido (1975) utilizando razões  $Cr \times FeO_T/MgO$  e  $Ni \times FeO_T/MgO$  (figs. 7.40 e 7.41), relacionando as séries vulcânicas em relação a ambientes tectônicos, mostra que há uma divisão das rochas entre os domínios das séries toleítica e calcio-alcalina, estando porém distribuídas no campo de rochas vulcânicas de arcos de ilha e margens continentais ativas.

O diagrama composto de Jakes e Gill (1970), mostrando relações distintas de ambientes tectônicos selecionados (fig. 7.42), indica que os tipos analisados estão praticamente distribuídos no campo da série toleítica de arco de ilha.

As amostras plotadas no diagrama triangular  $MgO-FeO_T-Al_2O_3$ , discriminante de rochas vulcânicas e seus respectivos ambientes (fig. 7.43), indicam uma preferência por ambientes de arco de ilha e relacionados a basaltos de arco de ilha.

Por fim, utilizamos dois diagramas representando os principais trends ígneos, plotando nestes diagramas os tipos analisados. O diagrama AFM (fig. 7.44) apresenta as amostras distribuídas tanto nos campos da série calcio-alcalina como toleítica, sendo que aquelas plotadas neste último campo se aproximam do trend de diferenciação da intrusão de Skaergaard. O outro diagrama (fig. 7.45), elaborado por Jamieson e Clarke (1970) apresenta as mesmas amostras e sua distribuição em relação a trends ígneos.

As amostras analisadas apresentam afinidades tanto com as séries toleítica como calcio-alcalina e mostram-se fortemente rela-



cionadas a ambientes de arco de ilha ou margens continentais ativas. Apresentam teores relativamente baixos em álcalis, principalmente em  $K_2O$ , assim como em Cr e Ni (possivelmente pelo método de análise), e teores relativamente normais de Ti, razões  $Fe_T/Mg$  geralmente altas, e altos teores de  $CaO$ .

## 7.6 - GRANITOS

Alguns corpos graníticos, geralmente de pequena dimensão, ocorrem intrusivos nas seqüências supracrustais da região de Anicuns, diferindo entre si através de propriedades cronológicas, estruturais, petrográficas e texturais, afetando conseqüentemente os aspectos petroquímicos.

Algumas amostras de corpos mais representativos foram selecionadas e submetidas a análise química (Tabela 7.II); trata-se de amostras do Granito da Fazenda Lavrinha, intrusivo na seqüência do Córrego da Boa Esperança, do granito Guarda-Mor e de uma intrusão menor da cabeceira do Córrego Acury, intrusivos na Seqüência Anicuns-Itaberai.

Os diagramas de Condie e Hunter, de nomenclatura das rochas graníticas (fig. 7.46 e 7.47), indicam uma composição equivalente ao quartzo-monzonito para as amostras dos granitos da Fazenda Lavrinha e Guarda-Mor e granodiorítica para o corpo da cabeceira do Córrego Acury, todos relacionados ao trend de diferenciação calcio-alkalina. O diagrama triangular  $AlK, CaO, Al_2O_3$  que determina o índice de aluminosidade das rochas plutônicas ácidas (fig. 7.48), mostra que os granitos da região de Anicuns são peraluminosos, o que pode ser explicado pela presença de muscovita secundária formada às custas dos feldspatos durante o metamorfismo regional.

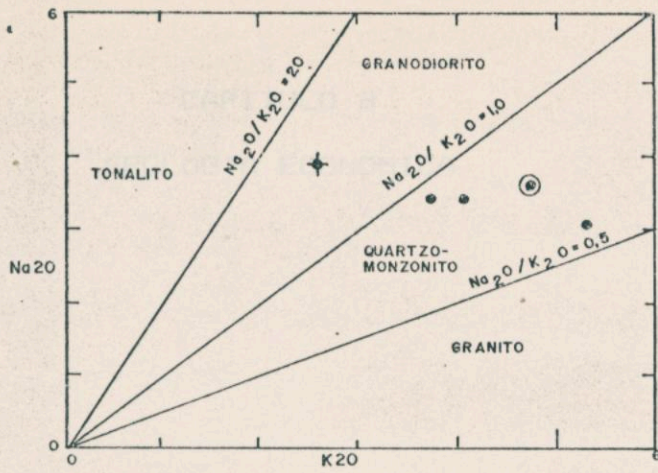


Figura 7.46 - Diagrama de nomenclatura das rochas graníticas, indicando uma composição quartzo-monzonítica para os granitos da Fazenda Lavrinha e Guarda-Mor e granodiorítica para o corpo da cabeceira do Ácurey.

Figura 7.47 - Diagrama triangular empregado para classificação de rochas plutônicas ácidas, relacionando-as aos trends de diferenciação tonalito-trondhjemito e calcio-alcalino. Os valores obtidos para os granitos praticamente confirmam os resultados obtidos no diagrama anterior, e acompanham o trend de diferenciação calcio-alcalina.

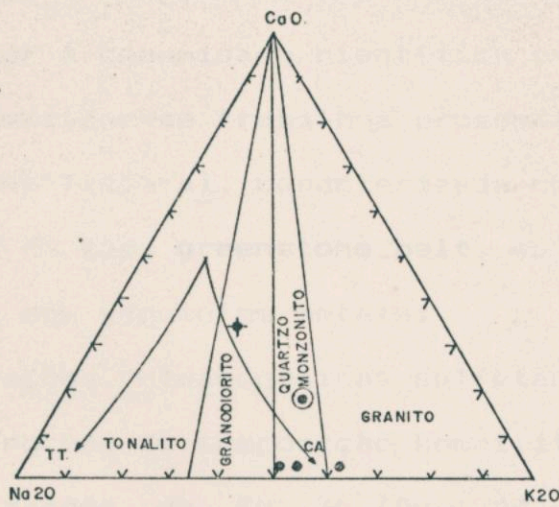
Figura 7.48 - Diagrama utilizado para a determinação do índice de aluminosidade de rochas plutônicas ácidas. Os dados obtidos para os granitos revelam uma composição peraluminosa.





(CONDIE & HUNTER, 1976)

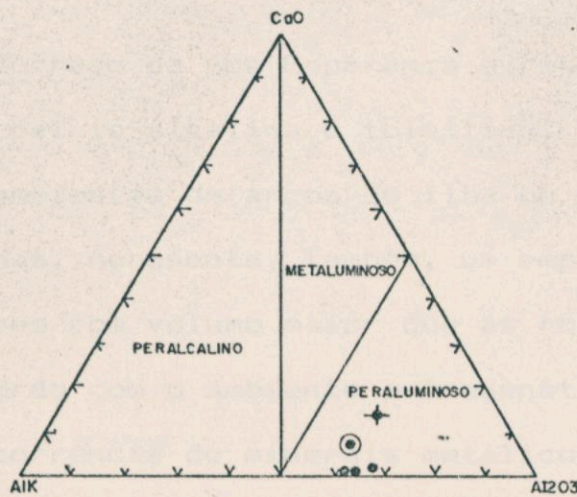
FIG. 7.46



(CONDIE & HUNTER, 1976)

TRENDS DE DIFERENCIAÇÃO  
(BARKER & ARTH, 1976)  
TT - TONALITO-TRONDHEMITO  
CA - CALCO ALCALINO

FIG. 7.47



(LOISELLE & WONES, 1979)

FIG. 7.48

LEGENDA

- GRANITO DA FAZENDA LAVRINHA
- ⊙ GRANITO GUARDA-MOR
- ✦ GRANITO DA CABECEIRA DO ACURY



CAPITULO 8  
GEOLOGIA ECONOMICA

8.1 - INTRODUÇÃO

Este capítulo visa avaliar a potencialidade econômica da área estudada, conforme os dados obtidos a partir do conhecimento petroquímico, petrográfico e estrutural dos tipos e conjuntos litológicos e com isto expor à comunidade científica e empresarial sobre a viabilidade de realizar-se trabalhos prospectivos na região.

A Seqüência Anicuns-Itaberai, caracterizada como vulcano-sedimentar provavelmente do tipo **greenstone belt**, apresenta uma potencialidade econômica nos seguintes metais:

- a) concentrações vulcanogênicas sulfetadas de Ni (Cu, Co, EGP), associado a rochas de composição komatiítica;
- b) mineralizações de Cu, Zn (Au, Ag, Fe), do tipo Millenbach, associado a rochas vulcânicas de composição ácida e intermediária;
- c) depósitos de ouro tipo lode associados a zonas de cisalhamento.

A Seqüência do Córrego da Boa Esperança apresenta rochas metaígneas de filiação calcio-alcálica e toleítica, correlacionadas petroquimicamente a ambientes de arcos de ilha ou a margens continentais ativas modernas. Apresenta, também, um empilhamento de rochas metassedimentares com volume maior que as rochas metaígneas intercaladas. De acordo com o ambiente petrogenético, as maiores potencialidades de ocorrência de minerais metálicos nesta seqüência são as seguintes:

- a) depósitos disseminados apicais nos pórfiros, Cu (Au +



Ag) modelo diorito e Cu + Mo modelo Lowell e Guilbert;

b) depósitos sulfetados Cu, Zn (Co, Au, Ag) do tipo Besshi, associado a rochas vulcânicas de composição básica.

O Complexo Córrego Seco, ao contrário dos complexos de Americano do Brasil e Mangabal I e II não apresenta termos ultramáficos, restringindo-se a rochas de composição intermediária a máfica, reduzindo com isso as possibilidades de conter mineralizações econômicas de Cu, Ni e Co, que não serão aqui discutidas.

Algumas intrusões graníticas classificadas como peraluminosas ocorrem na área podendo associar-se principalmente a depósitos de Sn e W.

## 8.2 - SEQUENCIA ANICUNS-ITABERAÍ

Esta seqüência é reconhecida na área por um empilhamento de xistos máficos e ultramáficos de prováveis vulcânicas com composição komatiítica, localmente anfibolitos, intercalados com camadas de metachert ferrífero e lentes de mármore e/ou calciossilicatadas. Acompanham metavulcânicas de composição intermediária a ácida com intercalações de formações ferríferas de fácies óxido e silicato, lentes de mármore e grafita xistos. Metassedimentos pelíticos e psamíticos completam a seqüência.

A partir dos tipos petrográficos reconhecidos na área, descreveremos a seguir as potencialidades dos bens minerais possíveis de ocorrerem nesta unidade.

### 8.2.1 - Concentrações de Níquel

Os depósitos vulcanogênicos de níquel estão invariavelmente



situados na base ou próximos à base de derrames komatiíticos, normalmente em contato com seqüências basálticas também com afinidade komatiítica. Intercalações com sedimentos (cherts, folhelhos e formações ferríferas) são comuns. Normalmente acompanham o níquel, o cobre, o cobalto e minerais do grupo da platina. O exemplo brasileiro ocorre no **greenstone belt** de Fortaleza de Minas, sendo comuns no oeste australiano.

Apesar de ocorrerem na área rochas com volumes significativos propícias à concentração de depósitos niquelíferos, e algumas amostras conterem teores significativos deste metal, não constatamos, durante o trabalho de campo, nenhuma ocorrência mineral que pudesse merecer atenção.

#### 8.2.2 - Mineralizações Sulfetadas de Cobre e Zinco

As rochas diretamente associadas a estas mineralizações são brechas vulcânicas ácidas, riolitos, andesitos e tufo ácidos e intermediários, próximas a formações ferríferas óxido e silicato. O exemplo típico é o depósito de Millenbach (Simmons, 1973), localizado no cinturão de rochas verdes do Abitibi, Canadá. Além do cobre e do zinco, podem ocorrer teores significativos de ouro e prata associados aos sulfetos. A seqüência intermediária-ácida da Seqüência Anicuns-Itaberaí representa um bom prospecto para mineralizações sulfetadas, se bem que as observações feitas no campo apontaram ocorrências restritas de sulfetos.

#### 8.2.3 - Depósitos de Ouro

Nos **greenstone belts** arqueanos o ouro frequentemente é depo-



sitado com teores econômicos em rochas metassedimentares, principalmente formações ferríferas e em rochas metavulcânicas, ou em veios de quartzo alojados em quaisquer destas rochas. Nestes ambientes destacam-se os depósitos tipo lode. Constituem corpos de pequena dimensão e variada morfologia, tanto concordantes como discordantes. Segundo Hutchinson e Burlington (1984), as rochas hospedeiras desses depósitos são seqüências vulcano-sedimentares, cuja parte vulcânica é representada principalmente por rochas de filiação máfico-ultramáfica, enquanto que o conjunto sedimentar é constituído por rochas químicas, com pelitos subordinados.

As mineralizações primárias de ouro podem ocorrer em zonas de cisalhamento cortando quaisquer de suas rochas, preferencialmente em milonitos alterados hidrotermalmente provenientes de rochas básicas ou em formações ferríferas cataclásadas. Mineralizações deste tipo têm sido estudadas em detalhe em outras regiões semelhantes por Oliveira (1987) e Oliveira e Leonardos (em impressão, submetido ao Economic Geology).

Outra forma de ocorrência primária de ouro em ambientes relacionados a greenstone belts seria associado a sulfetos maciços vulcanogênicos, com rochas vulcânicas de composição félsica ou intermediária. A concentração de metais básicos (Cu, Zn, Pb) é bem maior que aquela dos depósitos tipo lode, porém a concentração do ouro é bem menor, aparecendo como subproduto dos metais básicos.

Embora até o momento não se tenha notícia de nenhuma ocorrência aurífera economicamente explorável na Seqüência Anicuns-Itaberai, as associações de rochas desta unidade são favoráveis à existência de depósitos auríferos tanto do tipo lode, junto a seqüência máfico-ultramáfica, como a do tipo associado a sulfetos maciços, dentro da seqüência intermediária-ácida.



### 8.3 - SEQUENCIA DO CORREGO DA BOA ESPERANÇA

A análise petroquímica e petrográfica das rochas vulcânicas e plutônicas desta seqüência indicou semelhanças com as rochas geradas em ambientes tectônicos relacionados a consumo de placas, em particular a ambientes de margem continental ativa do tipo Andina ou arco de ilhas. Estes ambientes são caracterizados por compreenderem zonas de subducção ou, algumas vezes, de superposição. As séries calcio-alcálicas são diagnósticas das zonas de subducção, notadamente nos ambientes de margem continental ativa, onde ocorre uma maior quantidade de dacitos e riolitos. Nos ambientes de arco de ilha também ocorrem com freqüência séries tefeíticas aluminosas e shoshoníticas ou alcalinas.

Sillitoe (1977) reconhece na atividade magmática das margens continentais e dos arcos de ilha um dos principais vulcanismos responsáveis pela gênese dos depósitos de minerais metálicos associados ao vulcanismo aéreo. Esta opinião é corroborada, no que concerne aos depósitos subaquáticos, por inúmeros autores, conforme sínteses feitas por Garson e Mitchell (1977) e por Hutchinson (1973). Este ambiente geotectônico tem capacidade mineralizadora comprovada e reconhecida em todas as épocas. Assim, no Arqueano, são conhecidos todos os depósitos canadenses do Cinturão Abitibi (Goodwin & Ridler, 1970). No modelo proposto este vulcanismo seria de composição calcio-alcálica, idêntica à dos ambientes de arco de ilha hoje conhecidos.

A Seqüência do Córrego de Boa Esperança é formada por uma sucessão de rochas metassedimentares de origem pelítica e psamítica com intercalações de anfibolitos e anfibólio-xistos de composição intermediária a básica, cujos protolitos foram provavelmente dioritos e gabros (anfibolitos de granulação média a grossa) e ande-



sitos e basaltos (anfíbolitos de granulação fina). A presença de rochas metaígneas é mais constante na porção oeste da Seqüência e as metassedimentares na porção leste, ao longo do contato e proximidades com a Seqüência Anicuns-Itaberaí.

Ocorrências de minerais metálicos são reconhecidas na área ocupada por rochas da Seqüência do Córrego da Boa Esperança. Várias empresas de mineração vêm atuando nesta área há vários anos, realizando trabalhos de prospecção com vistas ao potencial aurífero, notadamente ao longo do Córrego da Boa Esperança, afluente do Rio dos Bois. Na altura da cidade de Anicuns um garimpo de ouro desativado, datado do início do século passado, foi fonte de trabalhos de sondagem nos anos de 1987 e 1988 pelas empresas Cominas Mineradora S.A. e Unigeo Mineração, cujo objetivo foi o de avaliar o potencial aurífero do garimpo abandonado denominado Poço da Sociedade, onde tivemos a oportunidade de estudar os testemunhos e ter a posse de dados petroquímicos por gentileza da Cominas Mineradora.

Durante o trabalho de campo, nos arredores de Anicuns (Ponto 01) foram observados veios de quartzo leitoso portadores de molibdenita associada a sulfetos de cobre, cortando rochas quartzo-anfibolíticas (protólito possivelmente diorito ou quartzo-gabro), portanto não típica deste modelo de mineralização. Porém, este tipo de mineralização poderia estar associado a depósitos epicais disseminados do tipo Cu-Mo nos pórfiros, modelo de Lovell e Guilbert, relacionado a granitos do tipo I cordilherano, de composição intermediária a ácida, típicos de ambientes de margem continental ativa do tipo Andina.



### 8.3.1 - Ocorrências Auríferas

Evidências de ouro são encontradas em aluviões ao longo do Córrego da Boa Esperança e do Rio dos Bois e afluentes, como no Córrego Lavrinha, a sudoeste da área, e em outro afluente, onde na altura do ponto 249 foram identificadas anomalias de ouro pela Cominas Mineradora nas zonas de contato dos gnaisses do Embasamento Sul com anfibolitos da Sequência do Córrego da Boa Esperança. Na altura do ponto 142 no extremo oeste da área, junto ao Córrego da Boa Esperança a Unangen Mineração, prestando serviços para terceiros, encontrou uma ocorrência aurífera, utilizando-se da prospecção geoquímica. Os dados não nos foram fornecidos, porém no local observamos veios de quartzo leitoso turmaliníferos cortando o muscovita-xisto (milonitos derivados de granitóide?) com epidoto e pontuações de granada almandina intercalados em anfibolito fino, e onde se observa processos de alteração hidrotermal como albitização e carbonatação, além de sulfetação. Uma falha de empurrão atribuída à fase D<sub>2</sub> parece estar diretamente relacionada à ocorrência.

#### 8.3.1.1 - Ocorrência de Anicuns

A ocorrência de ouro de Anicuns é conhecida desde o início do Século XIX, quando começou a ser explorada por meio de garimpagem, no local conhecido como Poço da Sociedade.

Durante os trabalhos de campo o poço, encontrava-se carregado por detritos fluviais provenientes do Córrego da Boa Esperança e de outros locais mais elevados. Informações obtidas através do relatório final de pesquisa do DNPM datado de 1969, indicavam que o poço tinha uma forma de um cone invertido tendo como vértice o li-



mite econômico, quando foi abandonado.

Em 1987 a empresa Cominas realizou 4 furos de sondagem no local, com vistas à determinação da potencialidade e do controle da ocorrência. Por gentileza desta empresa, tivemos a oportunidade de descrever e estudar os testemunhos, bem como tomar conhecimento das análises químicas obtidas em dois furos. As amostras foram analisadas de metro em metro, pulverizadas e quarteadas, no Laboratório de Geoquímica da METABO. O método analítico utilizado foi absorção atômica, para os elementos Au, As, Cu, Pb e Ni, sendo os limites inferiores de detecção para Au e As de 0,10 ppm. As relações para os quatro primeiros elementos são mostradas na figura 8.1, na qual se observa uma certa relação entre os elementos Au e Cu, até a cota 32 metros, pois a partir daí o ouro detectável pelo método analítico torna-se escasso (Tabela 8.1).

As rochas observadas na área mineralizada são quartzo-anfibolitos, que seria a encaixante, cortada por veios de quartzo leitoso. Ocorrem ainda quartzo-milonitos concordantes com a rocha anfíbolítica, que caracterizam a zona de cisalhamento hospedeira da mineralização.

De acordo com os dados obtidos, o minério ocorre na rocha alterada (Zona de oxidação), afetada pelo lençol freático e nos veios de quartzo que cortam a rocha posteriormente intemperizada. Esta é de coloração castanho-avermelhada até atingir a rocha sã de coloração verde-escura (anfíbolito) com pontuações claras (minerais félsicos), ou vice-versa, com coloração clara e pontuações verde escuras e de granulação média (foto 71). Segundo o relatório de pesquisa do DNPM, o Au de forma fina, estaria também presente no quartzo-milonito que denominaram sericita-quartzito.

Observou-se com a descrição dos testemunhos que a rocha não apresenta características uniformes no perfil do furo, ocorrendo uma variação dos seus constituintes mineralógicos. Faixas com in-



Nº amostra	As	Au	Cu	Pb
	ppm	ppm	ppm	ppm
PA-F8-03				
1,00-2,00 m	<10	0,18	70	20
2,00-3,00 m	<10	0,23	80	15
3,00-4,00 m	<10	0,10	65	10
4,00-5,00 m	<10	0,10	75	10
5,00-6,00 m	<10	<0,10	90	15
6,00-7,00 m	<10	<0,10	75	15
7,00-8,00 m	<10	<0,10	105	10
8,00-9,00 m	<10	<0,10	100	5
9,00-10,00 m	<10	<0,10	75	10
10,00-11,00 m	<10	<0,10	100	10
11,00-12,00 m	<10	0,18	75	10
12,00-13,00 m	<10	<0,10	100	10
13,00-14,00 m	<10	<0,10	90	10
14,00-15,00 m	<10	<0,10	115	10
15,00-16,00 m	<10	0,15	130	10
16,00-17,00 m	<10	0,43	610	15
17,00-18,00 m	<10	2,90	950	15
18,00-19,00 m	<10	0,22	690	20
19,00-20,00 m	<10	0,17	505	20
20,00-21,00 m	<10	0,17	350	30
21,00-22,00 m	<10	0,20	320	30
22,00-23,00 m	<10	0,20	230	25
23,00-24,00 m	<10	0,20	200	25
24,00-25,00 m	<10	<0,10	25	10
25,00-26,00 m	<10	<0,10	25	10
26,00-27,00 m	<10	0,27	60	10
27,00-28,00 m	<10	<0,10	90	15
28,00-29,00 m	<10	<0,10	40	15
29,00-30,00 m	<10	0,28	70	10
30,00-31,00 m	<10	0,28	70	10
31,00-32,00 m	<10	<0,10	70	10

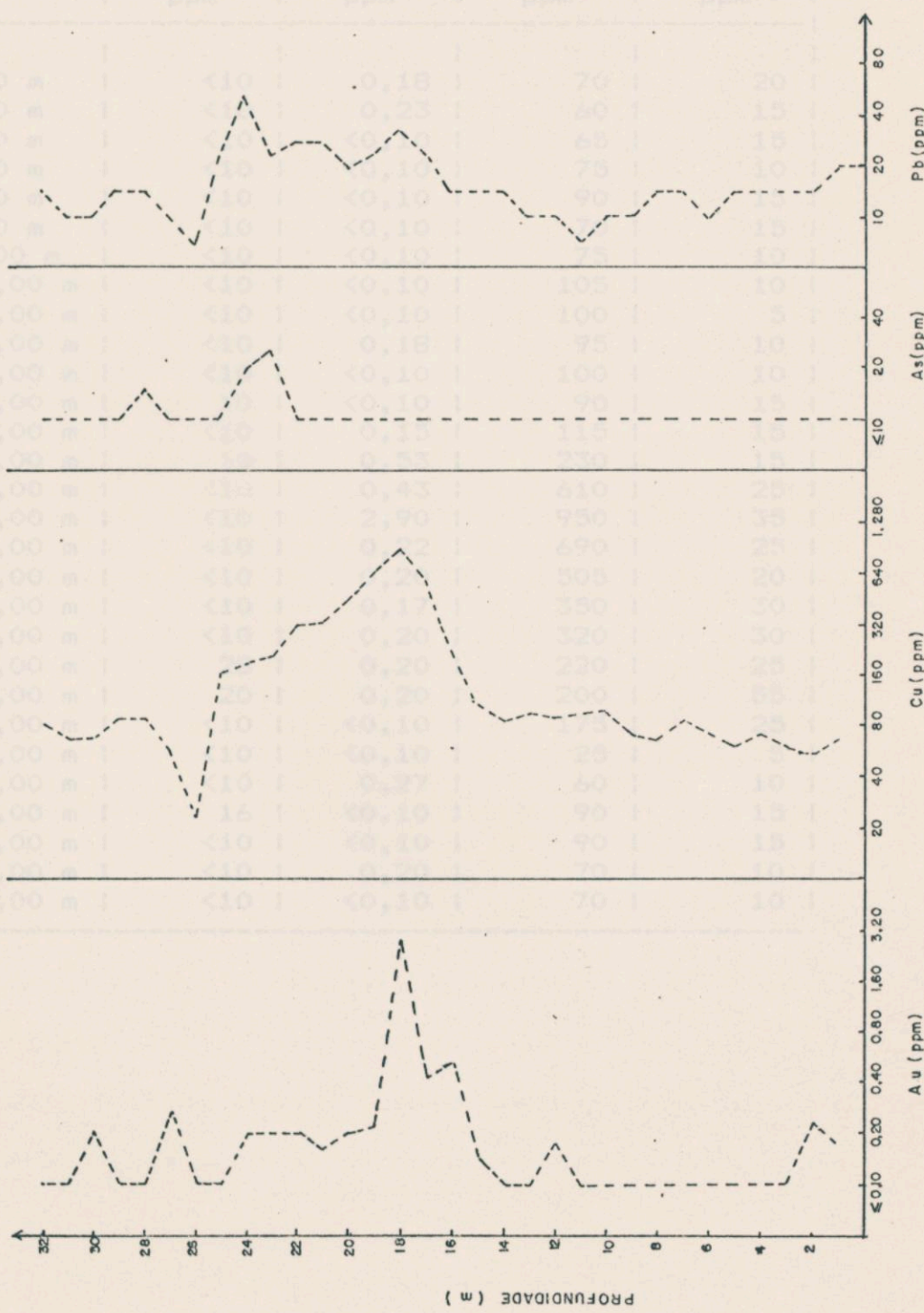


FIG. 8.1 - RELAÇÕES ENTRE OS TEORES DE Au, Cu, As e Pb COM A PROFUNDIDADE EM PERFIL DE SONDAJEM

Tabella 8.1 - Teores de As, Au, Cu e Pb, obtidos por absorção atômica em amostras de testemunho de sondagem até a cota 32 m, pulverizadas e quarteadas de metro em metro, pelo laboratório de geoquímica de METAG. Proximidade do Poço de Sondagem de Anicura, Cantileira de COINAB - Mineradora Conventos S/A.



N.º amostra	As	Au	Cu	Pb
	ppm	ppm	ppm	ppm
PA-FS-03				
1,00-2,00 m	<10	0,18	70	20
2,00-3,00 m	<10	0,23	60	15
5,60-6,00 m	<10	<0,10	65	15
6,00-7,00 m	<10	<0,10	75	10
7,00-8,00 m	<10	<0,10	90	15
8,00-9,00 m	<10	<0,10	70	15
9,00-10,00 m	<10	<0,10	75	10
10,00-11,00 m	<10	<0,10	105	10
11,00-12,00 m	<10	<0,10	100	5
12,00-13,00 m	<10	0,18	95	10
13,00-14,00 m	<10	<0,10	100	10
14,00-15,00 m	10	<0,10	90	15
15,00-16,00 m	<10	0,15	115	15
16,00-17,00 m	10	0,53	230	15
17,00-18,00 m	<10	0,43	610	25
18,00-19,00 m	<10	2,90	950	35
19,00-20,00 m	<10	0,22	690	25
20,00-21,00 m	<10	0,20	505	20
21,00-22,00 m	<10	0,17	350	30
22,00-23,00 m	<10	0,20	320	30
23,00-24,00 m	28	0,20	220	25
24,00-25,00 m	20	0,20	200	55
25,00-26,00 m	<10	<0,10	175	25
26,00-27,00 m	<10	<0,10	25	5
27,00-28,00 m	<10	0,27	60	10
28,00-29,00 m	16	<0,10	90	15
29,00-30,00 m	<10	<0,10	90	15
30,00-31,00 m	<10	0,20	70	10
31,00-32,00 m	<10	<0,10	70	10

Tabela 8.I - Teores de As, Au, Cu e Pb, obtidos por absorção atômica em amostras de testemunho de sondagem até a cota 32 m, pulverizadas e quarteadas de metro em metro, pelo laboratório de geoquímica da METAGO. Proximidades do Poço da Sociedade em Anicuns. Gentileza de COMINAS - Mineradora Conventos S/A.



tensa alteração hidrotermal como epidotização e carbonatação são registradas até o final dos furos.

Ao microscópio a composição da rocha anfibolitizada, com base na descrição de 16 lâminas delgadas e 6 polidas, relativa a 3 furos de sondagem, é a seguinte:

Quartzo (20-45%), biotita (15-30%), plagioclásio (0-30%), epidoto (8-35%), hornblenda (0-20%), carbonato (0-17%), constituem os minerais mais comuns, e mica branca, clorita, granada almandina, sulfetos e magnetita são acessórios.

O quartzo é geralmente recristalizado, com pouca ou nenhuma extinção ondulante, bordos suturados são comuns.

A biotita ocorre como lamelas mais ou menos desenvolvidas, contendo, às vezes, alterações cloríticas.

O plagioclásio, frequentemente saussuritizado, é oligoclásio e albita, determinados na platina universal e em raio X.

O epidoto é um produto de alteração muito comum nestas rochas, ocorrendo, localmente, em grande quantidade, principalmente como clinozoisita e pistacita, e menos zoisita.

A hornblenda verde-azul, ou verde, ocorre em quantidade variável na rocha, em cristais muitas vezes grossos. Alterações de clorita, carbonato e epidoto são comuns de ocorrerem no anfibólio, mais raramente biotita.

O carbonato é calcita e ankerita, constituindo um produto de alteração importante. Indica uma fase fluida rica em  $\text{CO}_2$ .

A mica branca é fina, possivelmente sericita, originada como produto de alteração dos feldspatos e raras lamelas maiores (muscovita).

A clorita, geralmente rica em ferro, ocorre como produto de alteração de biotita, hornblenda e localmente da granada almandina. Esta última constitui grãos poiquiloblásticos de formas e tamanhos variados, sendo um acessório comum em determinadas zonas,



enquanto que em outras é rara e até mesmo ausente (foto 71 e fotomicro 72).

Os sulfetos reconhecidos são pirita, calcopirita e pirrotita. Os óxidos são magnetita, hematita e ilmenita (microfoto 73).

Segundo os dados obtidos na análise química para 6 amostras (tabela. 7.1), é uma rocha de composição intermediária. Os dados petrográficos indicam um quartzo-anfibolito cujo protolito seria possivelmente um diorito ou quartzo-diorito.

No local também ocorre uma rocha bastante quartzosa em concordância com o quartzo-anfibolito, interpretada como quartzo-milonito. É formada a base de quartzo (2/3 dos minerais da rocha) e mica branca fina (15-20%). Ocorre também carbonato (calcita ou ankerita), epidoto (zoisita e clinozoisita), plagioclásio (oligoclásio e/ou albita), clorita férrica, sulfetos (pirita, calcopirita) e magnetita, em proporções menores.

Os veios de quartzo são fraturados, de coloração cinzenta-leitosa com pontuações verde-escuras (hornblenda), rosa-avermelhadas (granada almandina) e finas pontuações amareladas (sulfetos). A mica fina também está presente. As cores de alteração amarelo-amarronzadas indicam a existência de carbonato.

Estudando os testemunhos de sondagem, observamos que a rocha com anfibólito apresenta-se com um grau de alteração variável até o horizonte 35-40 m, que corresponde a zona de oxidação. A partir desta cota não se observa nenhum tipo de alteração por intemperismo, somente hidrotermalismo como epidotização e carbonatação.

O boletim de análise química referente ao furo 03 (Tabela 8.1) mostra até a cota 31 m a presença quase constante do Au, desaparecendo, praticamente, nas análises feitas na rocha sã. Entre as cotas 26,60 e 27,30 m, ocorre um horizonte composto por quartzo e sericita contendo vênulos de quartzo leitoso, também acusando a



presença de Au. O gráfico de correlação dos elementos analisados está representado na figura 8.1. Observa-se uma forte correlação entre o Au e o Cu nos limites máximos de detecção destes elementos, o que não é acompanhado pelo As e Pb.

Os dados químicos obtidos nas amostras do furo 02 não apresentam ouro detectável, apesar de apresentarem alguns horizontes enriquecidos em cobre.

Estruturalmente, no local, as rochas apresentam a foliação principal segundo N40-50E;45-60NW. Esta foliação é marcadamente cisalhante observada em feições como foliação sigmoidal, rotação de porfiroclastos, dobras intrafoliais, foliação de shear band, etc... (foto 71), com características de transcorrência. Identificamos uma falha de direção aproximadamente E-W, junto ao Córrego da Boa Esperança cortando o jazimento, em conjunto com outras falhas menores e/ou fraturas que se inter cruzam. Nas proximidades, lineações minerais segundo 70<sup>0</sup>;N10-20W indicam movimentos de empurrão de alto ângulo. As rochas neste local apresentam atitudes N70-80E;70-75NW. Dobras decimétricas com pouco espessamento apical são observadas, destacando-se em veios de quartzo, indicando vergência para SSE, atribuídas a fase D<sub>2</sub>. Um fato a constatar nestes veios é a presença de molibdenita (foto 40).

A presença do granito da Fazenda Lavrinha localizado a cerca de 1 km da zona mineralizada, intrudido durante a fase D<sub>1</sub>, pode ter contribuído através de remobilizações térmicas ou da interação de fluidos pneumatolíticos com as encaixantes, acompanhados de um intenso cisalhamento frágil-dúctil nos metassedimentos, anfibólitos e anfibólio-xistos, encaixantes dos granitos.

A relação da ocorrência aurífera com depósitos disseminados apicais do tipo Cu-Au nos pórfiros, associados a zonas de cisalhamento não pode ser descartada, já que a rocha encaixante pode representar um protolito diorítico de pequena dimensão, que posteriormente



foi deformado e metamorfoisado. A presença de ouro nesta rocha pode indicar ser ela a fonte do minério, remobilizado para os veios de quartzo.

#### 8.4 - MINERALIZAÇÕES ASSOCIADAS A INTRUSÕES GRANÍTICAS

Os granitos sin a pós-tectônicos intrusivos nas supracrustais da área parecem representar granitos do tipo S (Chappel & White, 1974, in White & Chappel, 1977), onde o índice de aluminosidade, moles de  $Al_2O_3 / (Na_2O + K_2O + CaO)$  é maior que 1,1. São representados por monzogranitos leucocráticos com altos teores de  $SiO_2$ . Constituem stocks diapíricos, laminares. Segundo os autores, estes granitos seriam derivados de rochas sedimentares, por isso, são mais aluminosos. Muscovita e granada são minerais comuns, não ocorrendo hornblenda.

Algumas fases mais diferenciadas destes granitos contêm depósitos de Sn e W. A maioria dos granitos associados a depósitos de Sn são granitos a duas micas, das quais pelo menos uma é de origem metassomática. Dessa maneira, a característica peraluminosa dessas rochas pode simplesmente resultar da adição de componentes durante o metassomatismo.

Análises químicas realizadas em algumas amostras destes granitos, para Sn e W, registraram anomalias para W em 2 amostras do granito da Fazenda Lavrinha (tabela 7.1).



## CONCLUSÕES E RECOMENDAÇÕES

Na região de Anicuns foram reconhecidas duas seqüências vulcano-sedimentares distintas, uma mais antiga, com associações do tipo *greenstone belt* denominada informalmente de Seqüência Anicuns-Itaberaí por Barbosa (1987), e outra mais jovem, denominada Seqüência do Córrego da Boa Esperança, constituindo dois terrenos geotectonicamente distintos separados por um contínuo falhamento do tipo oblíquo (empurrão e transcorrência conjugados). A seqüência mais antiga, de baixo grau metamórfico, apresenta afinidades petrológicas, petroquímicas e estruturais com aquela do Grupo Goiás Velho. Ocorre em uma faixa estreita e alongada de direção geral NNW-SSE, como a maioria das rochas vulcanossedimentares arqueanas do Brasil Central. A seqüência mais jovem, por sua vez, mostra-se correlacionável às litologias do Grupo Araxá; apresenta um metamorfismo progressivo que atinge o facies anfibolito. A acumulação de sedimentos acompanhados por vulcanismo e plutonismo ocorreu em um ambiente geotectonicamente instável. Na porção sul da área rochas granito-gnáissicas formam em conjunto uma estrutura dômica, servindo como embasamento das rochas pertencentes à Seqüência do Córrego da Boa Esperança. Em épocas mais remotas, antes da deposição desta seqüência, possivelmente e localmente, pode ter servido como embasamento da seqüência de rochas verdes. Sobre estes domos gnáissicos, Eskola (1948) in Condie (1981) propôs que as rochas supracrustais foram depositadas sobre um embasamento granito-gnáissico o qual foi mais tarde reativado e se moveu para cima intrudindo as rochas supracrustais. MacGregor (1951) in Condie (1981) sugeriu que os batólitos *gregorious* ovóides da Rodésia que



intrudiram os *greenstone belts*, serviram uma vez como embasamento daqueles cinturões, que foram mais tarde reativados e intrudidos. Na porção nordeste da área um outro conjunto de rochas granito-gnáissicas serve como embasamento siálico às rochas da Seqüência Anicuns-Itaberaí. A ocorrência de inclusões de supracrustais em ambos os conjuntos de rochas siálicas mais antigas da Região de Anicuns, podem representar, em parte, fragmentos de *greenstone belts* ainda mais antigos, o que é um fato constatado em terrenos granito-*greenstones* de outras regiões de Goiás. O Complexo gabro-diorítico Córrego Seco constitui um corpo intrusivo diferenciado, embora faltando os termos ultramáficos, pode estar correlacionado àquelas intrusões acamadadas do tipo Americano do Brasil, contudo, o posicionamento estratigráfico destes corpos ainda gera dúvidas. Na área estudada, as rochas do Complexo Córrego Seco parecem intrudir a Seqüência do Córrego da Boa Esperança, porém uma paragênese típica do metamorfismo termal não foi constatada nas encaixantes. Entre os corpos de granitóides na área destaca-se o da Fazenda Lavrinha, intrusivo na Seqüência Proterozóica, provavelmente durante a fase  $D_1$ , porém, algumas feições de hornfels ainda podem ser identificadas nas rochas encaixantes.

Um fato a considerar é a falta de dados geocronológicos para as rochas da área estudada. Um trabalho neste sentido, utilizando as rochas graníticas menos deformadas intrusivas nas seqüências supracrustais e das rochas dioríticas do Complexo Córrego Seco, poderá trazer dados importantes para um melhor entendimento sobre a evolução geotectônica regional.

No âmbito da geologia econômica pudemos reconhecer durante os trabalhos de campo prospectos favoráveis à concentração de ouro relacionados às rochas da Seqüência Anicuns-Itaberaí, preferencialmente em milonitos alterados hidrotermalmente provenientes de



rochas básicas ou em formações ferríferas cataclasadas. Na Seqdên-  
cia do Córrego da Boa Esperança destaca-se uma ocorrência aurífera  
(Poço da Sociedade) atualmente em fase de pesquisa. Verificamos  
que as rochas hospedeiras da mineralização são quartzo-anfibolitos  
cortadas por veios de quartzo leitoso, ocorrendo ainda quartzo-mi-  
lonitos concordantes com a rocha anfibolítica, caracterizando uma  
zona de cisalhamento, associada a movimentos de transcorrência e,  
talvez, também a uma outra fase agora de empurrão relacionada à  
fase de deformação D<sub>2</sub>.



## BIBLIOGRAFIA

- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967a - Origem e evolução da Plataforma Brasileira. Bol. 241, Div. Geol. Min., Dep. Nac. Prod. Min., Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1967b - Nota sobre o Pré-Cambriano na região central de Goiás. Bol. Paran. de Geoc., (26):19-22. Curitiba.
- ALMEIDA, F.F.M. de - 1968 - Evolução Tectônica do Centro-Oeste Brasileiro no Proterozóico Superior. An. Acad. Bras. Cienc., 40:285-293 (Suplemento). Rio de Janeiro.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y. e NEVES, B.B. de B. - 1976 - The Upper Precambrian of South America. Bol. IG., 7:45-60, Inst. Geoc., Univ. S. Paulo. São Paulo.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B. e FUCK, R.A. - 1977 - Províncias Estruturais Brasileiras. Atas VIII Simp. Geol. Nordeste, pp. 363-391. Campina Grande.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; NEVES, B.B. de B. e FUCK, R.A. - 1981 - Brazilian Structural Provinces: an introduction. Earth Sci. Review, 17:1-29.
- ALMEIDA, F.F.M. e HASUI, Y. - 1984 - O Pré-Cambriano do Brasil. Ed. Edgard Blücher Ltda., 378 p., São Paulo.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1973 - The evolution of the early Precambrian crust of southern Africa. Phil. Trans. Royal Soc. London, A-273, 359-388.
- ANHAEUSSER, C.R. - 1982 - Archaean greenstone terranes: Geologic evolution and Metallogenesis. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):1-6.
- ANHAEUSSER, C.R.; MASON, R.; VOLJOEN, M.J. and VILJOEN, R.P. - 1969 - A reappraisal of some aspects of Precambrian Shield Geology. Bull., 80:2175-2200, Geol. Soc. Am..
- ANHAEUSSER, C.R. and WILSON, J.F. - 1981 - The granitic-gneiss greenstone shield. In: D.R. Hunter, editor., Ch. 8:423-499, Precambrian of the Southern Hemisphere.
- ARAÚJO, V.A. et alii - 1980 - Projeto Pontalina, Rel. Fase I, Conv. DNPM/CPRM. Goiânia (inédito).
- ARCHIBALD, N.J.; BETTENAY, R.A.; BINNS, R.A.; GROVES, D.I. and CUNTHORPE, R.J. - 1978 - The evolution of Archean greenstone terrains, eastern Goldfields Province, Western Australia, Precambrian Res., 6:103-131.



- ARNDT, N.T. and NISBETT, E.G. - 1982 - Komatiites - George Allen & Unwin - 526 p., London.
- ARNDT, N.T.; NALDRETT, A.J. and PIKE, D.R. - 1977 - Komatiitic and Iron-rich toleitic lavas of Munro Township, Northeast Ontario - J. of Petrology, 18(2):319-369.
- BAETA Jr., J.D.A. et alii - 1978 - Projeto Manganês no Centro-sul de Goiás. Rel. Final, Conv. DNPM-CPRM. Goiânia (inédito).
- BARBOSA, P.A.R. - 1987<sup>X</sup> - Geologia e Recursos Minerais das Sequências Supracrustais a Leste de Mossamedes - GO.tese de Mestrado, Universidade de Brasília. 226 p.
- BARBOSA, O. et alii - 1970 - Projeto Goiânia. Rel. Preliminar. DNPM/PROSPEC. Petrópolis (inédito).
- BARKER, F. and ARTH, S.G. - 1976 - Generation of trondhjemitic-tonalitic liquids and Archean bimodal trondhjemitic-basalt suites. Geology, 4:596-600.
- BEST, M.G. - 1982 - Igneous and metamorphic petrology. San Francisco, W.H. Freeman and Company, 630 p.
- BIONDI, J.C. - 1986 - Depósitos de minerais metálicos de filiação magmática. São Paulo. T.A. Queiroz e CBMM, 602 p.
- BOSSIÈRE, G. - 1987 - Petrology and high-temperature mylonitic evolution of a S-type granite genetically linked to a deep crustal shear zone. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralization. Rev. Bras. Geoc., 17(4):633-635.
- BUTTON, A. - 1976 - Iron-formation as an End Member in Carbonate Sedimentary Cycles in the Transvaal Supergroup, South Africa. Econ. Geology, 71:193-201.
- CAMPOS NETO, M.C. - 1979 - Contribution à l'étude des Brasilides. Litostratigraphie et structure des groupes Canastra, Paranoá et Bambuí dans l'ouest-nord-ouest de l'Etat de Minas Gerais, Brésil. Thèse, Université Paris VI.
- CARMICHAEL, I.A.E.; TURNER, F.J. and VERHOGEN, J. - 1974 - Igneous petrology. McGraw-Hill Book Co., New York, 570 p.
- CHAPPEL, B.W. and WHITE, A.J.R. - 1974 - Two contrasting granite types. Pacific Geol., 8:173-174.
- CONDIE, K.C. - 1973 - Archean magmatism and crustal thickening. Geol. Soc. Am. Bull., 84(9):2981-2992.
- CONDIE, K.C. - 1981 - Archean Greenstone belts. Elsevier Sci. Publ. Comp., New York, 434 p.
- CONDIE, K.C. and HUNTER, D.R. - 1976 - Trace element geochemistry of archean granitic rocks from the Barberton region, South Africa. Earth and Planetary Science Letters, 29:389-400.
- CONDIE, K.C.; MACKLE, J.E. and REINER, T.O. - 1970 - Petrology and geochemistry of early Pre-cambrian gneisses from the Fig Tree Group, South Africa. Geol. Soc. Am. Bull., 81:2759-2776.



- COSTA, U.R.; FYFE, W.S.; KERRICH, R. and NESBITT, H.W. - 1980 - Archaean Hydrothermal talc evidence for high ocean temperatures. *Chemical Geol.*, 30:341-349.
- COX, K.G.; BELL, J.D.; PANKHAURST, R.J. - 1981 - The interpretation of igneous rocks. George Allen and Unwin, London, 450 p.
- CREVOLA, G. - 1987 - Les orthomicaschistes, produits de la déformation cisailante ductile synmétamorphe de granites avec transfer de matière; principaux caractères et exemples dans la chaîne varisque du sud de la France. *Geodin. Acta*, 1:207-221.
- DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A. e FUCK, R.A. - 1981 - Geologia da região de Goiás: o greenstone belt Serra de Santa Rita e a Seqüência Serra Cantagalo. Ata 1.<sup>o</sup> Simp. Geol. Centro-Oeste, pp. 265-280, Soc. Bras. Geol. Goiânia.
- DANNI, J.C.M.; DARDENNE, M.A.; FUCK, R.A. e RIBEIRO, M.J. - 1983 - Geologia da extremidade sudoeste da Serra Dourada, Goiás, Brasil. *Rev. Bras. Geoc.*, 3(3):160-180. São Paulo.
- DANNI, J.C.M. e FUCK, R.A. - 1979 - Unidades tectono-estratigráficas do embasamento das faixas dobradas da faixa ocidental do Cráton do São Francisco. *Publ. Esp., Soc. Bras. Geol. Núcleo da Bahia*. Salvador.
- DANNI, J.C.M.; JOST, H.; WINGE, M.; ANDRADE, G.F. - 1986 - Aspectos da evolução de terrenos granito-"greenstones" - Exemplo da região de Hidrolina-GO. *Congr. Bras. Geol.*, 34, Goiânia.
- DANNI, J.C.M. e LEONARDOS, O.H. - 1978 - As seqüências granulítica-anortosítica-anfibolítica e ultramáfica da região de Niquelândia. *Bol. Esp.*, 1:45; *Congr. Bras. Geol.*, 30, Recife.
- DANNI, J.C.M. e LEONARDOS, O.H. - 1980 - The Niquelândia mafic-ultramafic granulites and gabbro-anortosites-metavolcanic associations (inédito).
- DANNI, J.C.M. e RIBEIRO, C.C. - 1978 - Caracterização estratigráfica da Seqüência Vulcano-Sedimentar de Pilar de Goiás e de Guaripos, Goiás. *Congr. Bras. Geol.*, 30, 2:582-596. Recife.
- DANNI, J.C.M. e TEIXEIRA, N.A. - 1981 - Características e sistematizações das associações de rochas máficas-ultramáficas Pré-cambrianas do Estado de Goiás. 1.<sup>o</sup> Simp. Geol. Centro-Oeste, 376-401. Goiânia.
- DARDENNE, M.A. - 1978 - Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *Congr. Bras. Geol.*, 30, 2:597-610. Recife.
- DARDENNE, M.A. - 1979 - Os grupos Paranoá e Bambuí na Faixa de Dobramentos Brasília. *Publ. Esp., Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia*, Salvador.



- DARDENNE, M.A.; DANNI, J.C.M. e FUCK, R.A. - 1981 - Revisão estratigráfica do Grupo Araxá na região da Serra Dourada - 60. Ata 1<sup>o</sup> Simp. Geol. Centro-Oeste, Soc. Bras. Geol., pp. 664-681. Goiânia.
- DE LA ROCHE, H. - 1972 - Revue sommaire de quelques diagrammes chimico-minéralogiques pour l'étude des associations ignées ou sédimentaires et de leurs dérivés métamorphiques. Science de la terre, tome XVII, n<sup>o</sup> 1-2:31-46.
- EHLERS, E.G. and BLATT, H. - 1982 - Petrology: igneous, sedimentary and metamorphic. W.H. Freeman, 732 p.
- ERICHSEN, A.I. e LOFGREN, F.H. - 1940 - Geologia de Goiás e Cuiabá - Div. de Geol. e Miner., Bol. n<sup>o</sup> 102 - Rio de Janeiro - 40 p.
- ERICHSEN, A.I. e MIRANDA, J. - 1939 - Geologia do Sul de Goiás - Serv. de Geol. e Miner., Bol. n<sup>o</sup> 94 - Rio de Janeiro - 60 p.
- EVANS, A.M. - 1980 - An introduction to ore geology - Oxford Blackwell Sci. Publ., 231 p.
- FUCK, R.A. et alii - 1981 - Geologia da região de Goianésia-60. Ata 1<sup>o</sup> Simp. Geol. Centro-Oeste, pp. 447-469. Goiânia.
- FUCK, R.A. e MARINI, O.J. - 1979 - O grupo Araxá e unidades homotaxiais. Publ. Esp., Soc. Bras. Geol., Núcleo da Bahia, Salvador.
- FLOYD, P.A. - 1976 - Geochemical variation in the greenstones of SW England. Journ. of Petrol., 17(4):525-545.
- FISHER, R.V. and SCHMINKE, H.U. - 1984 - Pyroclastic rocks. Springer-Verlag, Berlin, 472 p.
- GARRELS, R.M. and MACKENZIE, P.T. - 1971 - Evolution of sedimentary rocks. W.W. Norton, New York, 394 p.
- GARSON, M.S. and MITCHELL, A.H.G. - 1977 - Mineralization at destructive plate boundaries: a brief review. Inst. Metallurgy, Geol. Soc. London, Special Pub., 7:81-97.
- GOODWIN, A.N. and RIDLER, R.H. - 1970 - The Abitibi orogenic belt. Symp. Basins Geosynclines Canadian Shield, A.J. Baer (org.), Geol. Surv. Canadá, 124 p.
- GREEN, D.H. - 1975 - Genesis of Archean peridotitic magmas and constrains of constraints on Archean geothermal gradients and tectonics. Geology, vol. 3, n<sup>o</sup> 1, p. 15-18.
- GUILBERT, J.M. and PARK Jr., C.F. - 1986 - The geology of ore deposits. W.H. Freeman and Company, New York, 985 p.
- HALLBERG, J.A. and GLIKSON, A.Y. - 1981 - Archean granite greenstone terranes of Western Australia. In: D.R. Hunter (ed.). Precamb. South. Hem., Elsevier Sci. Publ. CO., 2:33-103.
- HASUI, Y. e ALMEIDA, F.F.M. de - 1970 - Geocronologia do Centro-Oeste brasileiro. Bol. Soc. Bras. Geol., 19:5-26. São Paulo.



- HIGGINS, M.W. - 1971 - Cataclastic rocks. Geol. Surv. Prof. Pap, 687, Washington, 97 p.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. and WILLIAMS, P.F. - 1976 - An outline of structural geology. John Wiley & Sons Editor. New York. 571 p.
- HODGSON, C.J. - 1985 - Precambrian lode gold deposits. Dep. of Geol. Sci. Queen's university. Kingston, Ontario. 316 p.
- HUNTER, D.R. - 1970 - The ancient gneiss complex in Swaziland. Geol. Soc. S. Afr. Trans. 73(3):107-150.
- HUTCHINSON, R.W. - 1973 - Vulcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance. Econ. Geol., 68:1223-1246.
- HUTCHINSON, R.W. - 1980 - Massive base metal sulphide deposits, as guides to tectonic evolution. Geol. Assoc. Can. Spec. Pap., 20:659-684.
- HUTCHINSON, R.W. and BURLINGTON, J.L. - 1984 - Some broad characteristics of greenstone belt gold lodes. In: Foster, R.P.(ed.). Gold'82: The Geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits. A.A. Balkema, Rotterdam, p. 339-371.
- HYNDMAN, D.W. - 1972 - Petrology of igneous and metamorphic rocks. McGraw Hill Book Co., 533 p.
- IRVINE, I.N. and BARAGAR, W.R.A. - 1971 - A guide to chemical classification of common volcanic rocks. Can. Jour. Sci., 8(5):523-548.
- JAKES, P. and GILL, J. - 1970 - Rare-earth element and the island arc and tholeiites series. Earth Planet. Sci. Lett., 9(1):17-28.
- JAMIESON, B.G. and CLARKE, D.B. - 1970 - Potassium and associated elements in tholeiitic basalts. Jour. Petrol., 11(2):183-204.
- JENSEN, L.S. - 1976 - A new cation plot for classifying sub-alkalic volcanic rock. Ontario Division of Miner. Miscellaneous Paper 66.
- KLEIN Jr., C. - 1973 - Changes in mineral assemblages with metamorphism of some banded Precambrian iron-formations. Econ. Geol., 68:1075-1088.
- KLEIN Jr., C. and FINK, R.P. - 1976 - Petrology of the Sokoman iron formation in the Howels River area, at the Western Edge of the Labrador trough.
- KRONNER, A. - 1982 - Archean to Early Proterozoic tectonics and crustal evolution: a review. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogensis. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):15-31.
- KUND, H. - 1968 - Differentiation of basalts magmas. In: Hess, H.H. & Poldervaart, A. (eds.). Basalts. Interscience Publishers, 2:623-688.



- KUYUMIJIAN, R.M. - 1981 - Geologia e mineralizações auríferas do "greenstone belt" da Faixa Crixás, Goiás. Tese de Mestrado, Univ. de Brasília, Brasília, 67 p.
- LAMEYRE, J. - 1987 - Granites and evolution of the crust. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralization. Rev. Bras. Geoc., 17(4):349-359.
- LEAKE, B.E. - 1964 - The chemical distinction between ortho- and para-amphibolites. Jour. Petrol., 5(2):238-254.
- LE BAS, M.J.; LE MAITRE, R.W.; STRECKEISEN, A. and ZANETTIN, B. - 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. Jour. Petrol., 27(3):745-750.
- LEINZ, V. e LEONARDOS, D.H. - 1936 - Notas sobre as esmeraldas da fazenda das Lajes, Itaberaí, Goiás. DNPM/SFPM, Avulso n.º 13.
- LEONARDOS, D.H. - 1938 - Rutilo em Goiás. DNPM/SFPM, Avulso n.º 30.
- LOCZY, L. de e LADEIRA, E.A. - 1976 - Geologia estrutural e introdução à geotectônica. Rio de Janeiro, Edgard Blücher, 528 p.
- LOISELLE, M.C. and WONES, P.R. - 1979 - Characteristics and origin of anarogenic granites. Geol. Soc. Amer. Abstr., 11:468.
- LOWELL, J.D. and GUILBERT, J.M. - 1970 - Lateral and vertical alteration - mineralization zoning in porphyry ore deposits. Econ. Geol., 65:373-408.
- MARTIN, H. - 1987 - Archaean and modern granitoids as indicators of changes in geodynamic process. In: International Symposium on Granites and Associated Mineralization. Rev. Bras. Geoc., 17(4):360-365.
- MARINI, D.J. e FUCK, R.A. - 1981 - A Formação Minas: estratigrafia, tectônica e metamorfismo. Ata 1.º Simp. Geol. Centro-Oeste, pp. 716-744. Goiânia.
- MARINI, D.J.; FUCK, R.A.; DANNI, J.C.M. e DARDENNE, M.A. - 1979 - Evolução geotectônica da Faixa Brasília e de seu embasamento. Publ. Esp., Núcleo Bahia, Soc. Bras. Geol. Salvador.
- MARINI, D.J.; LIBERAL, C.S.; REIS, L.T.; TRINDADE, C.A.H. e SOUZA, S.L. - 1978b - Nova unidade litoestratigráfica do Pré-Cambriano do Estado de Goiás. Congr. Bras. Geol., 30, Bol. Esp. 1:126-127. Recife.
- MARINI, D.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A. e DANNI, J.C.M. - 1984 - Província Tocantins, Setores Central e Sudeste. In: Almeida, F.F.M. e Hasui, Y. O Pré-Cambriano do Brasil. 205-258 pp.
- MARSTON, R.J. and GROVES, D.I. - 1981 - The metallogenesis of Archean base-metal deposits in Western Australia. In: J.E. Glover & D.I. Groves (eds.). Symposium on Archean Geology. Geol. Soc. Austr. Spec., 7:409-420.
- MALZOUKI, F.; KERRICH, R. and FYFE, W.S. - 1979 - Epidotization of diorites at Al Kadah, Saudi Arabia: fluid influx into cooling plutons. Contrib. Mineral. Petrol., 68:281-284.



- MEL'NIK, Y.P. - 1982 - Precambrian banded iron-formations. Physicochemical conditions of formation. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, \_\_\_\_\_ p.
- MIYASHIRO, A. - 1973 - Metamorphism and metamorphic belts. George Allen and Unwin. London. 492 p.
- MIYASHIRO, A. - 1974 - Volcanic rock series in island arcs and active continental margins. Am. Jour. Sci., 274:321-355.
- MIYASHIRO, A. - 1975 - Volcanic rock series and tectonic setting. Am. Rev. Earth Plan. Sci., 251-269.
- MIYASHIRO, A. and SHIDO, F. - 1975 - Tholeiitic and calc-alkalic series in relation to the behaviors of titanium, vanadium, chromium and nickel. Am. Jour. Sci., 275(1):265-277.
- NALDRETT, J. and GOODWIN, A.M. - 1977 - Volcanic rocks of the Black River Group, Abitibi greenstone belt, Ontario, and their content. Can. J. Earth Sci., 14:539-550.
- NESBITT, R.W. and SUN, S.S. - 1976 - Geochemistry of Archean spinifex-textural peridotites and magnesium and low-magnesium tholeiites. Earth Planet. Sci. Lett., 31:433-453.
- NILSON, A.A. - 1981a - The nature of the Americano do Brasil mafic-ultramafic complex and associated sulphide mineralization, Goiás, Brasil. Western Ontario University.
- NILSON, A.A. - 1981b - Geologia e petrologia dos cumalatos do complexo máfico-ultramáfico de Americano do Brasil, Goiás, Brasil. Resumos, pp. 18-19, 1<sup>o</sup> Simp. Geol. Centro-Oeste, Goiânia.
- NILSON, A.A. - 1984 - O atual estágio de conhecimento dos complexos máfico-ultramáficos Pré-Cambrianos do Brasil - uma avaliação preliminar. Congr. Bras. Geol., 33:4166-4202. Rio de Janeiro.
- NILSON, A.A. e SANTOS, M.M. - 1981 - Mineralogia, geoquímica e gênese dos sulfetos de cobre e níquel do depósito de Americano do Brasil, Goiás, Brasil, p. 19, 1<sup>o</sup> Simp. Geol. Centro-Oeste. Goiânia.
- OLIVEIRA, A.I. e LEONARDOS, D.H. - 1943 - Geologia do Brasil. Serv. Inf. Agric., Série Didática, 2<sup>a</sup> ed., Rio de Janeiro.
- OLIVEIRA, C.C. e BATTAR, N. X - 1971 - Projeto Bandeirante; Geologia das Folhas de Itansu, Palmeiras de Goiás e Cesarina e cadastramento, materiais de construção da área Goiânia-Trindade. Goiânia, DNPM/CPRM, 63 p.
- OLIVEIRA, C.G. - 1987 - Mineralização Aurífera da Anomalia de Diadema, Pará. Tese de Mestrado, Universidade de Brasília, 112 p.
- OLIVEIRA, C.G. & LEONARDOS, D.H. - Transtension and Transpressure Mineral Paragenesis and Gold Deposition: The Case of the Diadema Shear Belt, Northern Brazil. (Em impressão, submetido ao Economic Geology).



- PEARCE, J.A. - 1975 - Basalt geochemistry used to investigate past tectonic environments on Cyprus. *Tectonophysics*, 25(1-2):41-67.
- PEARCE, J.A. - 1976 - Statistical analysis of major element patterns in basalts. *Jour. Petrol.*, 17(1):15-43.
- PEARCE, J.A. and CANN, J.R. - 1973 - Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analysis. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 19:290-300.
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B.E. and BIRKETT, T.C. - 1977 - The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Plan. Sci. Lett.*, 36:121-132.
- PENA, G.S. - 1974 - Geologia da área do Projeto Goiânia II, Sudoeste de Goiás. *Congr. Bras. Geol.*, 28, pp. 37-50. Porto Alegre.
- PENA, G.S.<sup>X</sup> et alii - 1975 - Projeto Goiânia II. *Rel. Final, DNPM/CPRM*, 5 v.
- PFRIMER, A.A.; CANDIA, M.A.F. e TEIXEIRA, N.A. - 1981 - Geologia e mineralizações de níquel-cobre e cobalto dos complexos máfico-ultramáficos de Mangabal I e II. *Ata 1<sup>o</sup> Simp. Geol. Centro-Oeste*, pp. 495-518.
- PIMENTEL, M.M. - 1985 - A seqüência vulcano-sedimentar de Arenópolis-GO: Petrologia ígnea e metamórfica e considerações metalogenéticas preliminares. *Tese de Mestrado. Universidade de Brasília, Brasília.*
- PROJETO RADAMBRASIL - 1983 - Folha SE-22 Goiânia (Levantamento de Recursos Naturais; 31). Rio de Janeiro.
- RAMOS, J.R.A. - 1958 - Reconhecimento geológico da Serra Dourada. *Relat. Anual Div. Geol. Miner., DNPM*, p. 70-72, Rio de Janeiro.
- RAMSAY, J.G. - 1967 - Folding and fracturing of rocks. McGraw Hill, 569 p., New York.
- RANDSEPP, M. and AYRES, L.D. - 1982 - Emplacement and differentiation of an Archean subvolcanic metapyroxenite-metagabre sill in the Favourable Lake area, northwestern Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, 19:837-858.
- RIBEIRO FILHO, W. e TEIXEIRA, N.A. - 1980 - Seqüência Vulcano-sedimentar da borda oeste dos complexos de Niquelândia e Canabrava. *Bol. Núcleo Centro-Oeste, Soc. Bras. Geol. Goiânia*, (10):33-38.
- RIBEIRO, P.A.B. - 1987 - Geologia e Recursos minerais das seqüências supracrustais a leste de Mossâmedes-GO. *Tese de Mestrado. UnB*. 226 p.
- RIMANN, E. - 1917 - A kimberlita no Brasil. *An. Esc. Minas*, 15:27-32. Ouro Preto.



- ROESER, H. - 1987 - Metassomatismo de rochas ultramáficas - A tentativa de uma quantificação. 1.<sup>o</sup> CBQq, (1):217-232.
- SABATE, P. e MARINHO, M.M. - 1982 - Chemical affinities of low-grade metamorphic formations of the Contendas-Mirante Proterozoic Complex. (Bahia). In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic eologic Evolution and Metallogenesis. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):392-402.
- SABOIA, L.A. - 1979 - Os "greenstone belts" de Crixás e Goiás (GO). Bol. Inform., 9:43-72. Núcleo Centro-Oeste, Soc. Bras. Geol. Goiânia.
- SANGSTER, D.F. - 1972 - Precambrian volcanogenic massive sulphide deposits in Canada: a review. Geol. Surv. Canada, paper 72-22:1-36.
- SANTOS, M.M.; CUBA, E.A. e SA, C.M.G. - 1981 - Jazida de níquel, cobre e cobalto de Americano do Brasil, Goiás. In: Os principais depósitos minerais da região Centro-Oeste. W.H. Schwartz (ed.), pp. 1-31. DNPM, 6.<sup>o</sup> Distr. Goiânia.
- SCHOBENHAUS F.<sup>o</sup>, c.; OGUINO, K.; RIBEIRO, C.L.; OLIVA, A. e TAKANOHASHI, J.T. - 1975 - Carta Geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Goiânia (SE-22), 25 p. DNPM, Brasília.
- SCHOBENHAUS F.<sup>o</sup>, C.; CAMPOS, D.A.; ASMUS, H.E.; DERZE, G.R. - 1982 - Mapa geológico do Brasil e da área oceânica adjacente incluindo depósitos minerais e texto explicativo, 501 p., MME-DNPM.
- SHULDINER, V.I. - 1982 - The oldest high-grade terranes: possible relicts of primeval earth crust. In: International Symposium on Archean and Early Proterozoic Geologic Evolution and Metallogenesis. Rev. Bras. Geoc., 12(1-3):45-52.
- SILLITOE, R.H. - 1977 - Metallic mineralization affiliated to subaerial volcanism: a review. In: Volcanic Process in Ore Genesis, Inst. Mining and Metal. Geol. Soc. London, Spec. Publ., 7:99-116.
- SIMMONS, B.D. - 1973 - Geology of the Millenbach massive sulfide deposit, Noranda, Quebec, Canada. Anais do 75th Annual Gen. Meeting of the CIM, Vancouver, 1-20.
- SIMÕES, C.S.A. - 1984 - Geologia do Grupo Araxá na região de Mossamedes, Goiás, e as ocorrências minerais associadas. Tese de Mestrado. UnB. 219 p.
- SPRY, A. - 1969 - Metamorphic textures. Pergamon Press Ltd., Oxford - England, 350 p.
- SUK, M. - 1983 - Petrology of metamorphic rocks. Elsevier Sci. Publ. Co., New York.
- SUN, S.S. and NESBITT, R.W. - 1977 - Chemical heterogeneity of the Archean mantle composition of the earth and mantle evolution. Earth Planet. Sci. Lett., 35:429-448.
- SUTCLIFFE, R.H. - 1978 - Geology of the Rainy Lake granitoid



- complex, northwestern Ontario. In: I.E.M. Smith and J.F. Williams (eds.), Archean Geochemistry Conference, Toronto, 235-244.
- TEGYEY, M. - 1980 - Utilization de la Géochimie - majeurs pour la cartographie des terrains cristalline - Possibilités de traitement automatique des analyses. B.R.E.M. (inédito).
- TEIXEIRA, N.A.; POLI, A.J.C. e FERREIRA, M.C.B. - 1982 - Contribuição a geologia e petrologia da região de São Domingos, GO. Rev. Bras. Geoc., 12(4):562-571.
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. - 1978 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. Congr. Bras. Geol., 30(3):700-711. Recife.
- TOMAZZOLI, E.R. - 1985 - Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do "Greenstone Belt" de Goiás-GO. Tese de Mestrado. UnB. 206 p.
- TRENDALL, A.F. and MORRIS, R.C. - 1983 - Iron formation: facts and problems. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 558 p.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology. McGraw Hill Book Co., New York.
- TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Co., New York.
- VILJOEN, M.J. and VILJOEN, R.P. - 1969a - An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrane. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 2:9-28.
- VILJOEN, M.J. and VILJOEN, R.P. - 1969b - The effects of metamorphism and serpentization on the volcanic and associated rocks of the Barberton region. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 2:29-54.
- VILJOEN, M.J. and VILJOEN, R.P. - 1969c - The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 2:55-86.
- WERNICK, E. e ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - The geotectonic environment of Early Precambrian granulites in Brazil. Prec. Res., 8:1-17.
- WHITE, A.J.R. and CHAPPEL, B.W. - 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43:7-22.
- WILSON, J.F. et alii - 1978 - Granite-greenstone terrains of the Rodesian Archaean Craton. Nature, 271:23-27.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - The evolving continents. John Wiley & Sons, New York, 385 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Edgard Blücher/UFRGS, Porto Alegre, 254 p.



ANEXO 1 - DOCUMENTAÇÃO FOTOGRÁFICA

Fig. 1 - Local denominado Serra da Chelva onde se registou uma  
proeminente e destacada por rochas calcárias, situadas  
nas encostas e nos vales dominados pelas montanhas ultra-  
sábidas.



- complex, northwestern Ontario. In: I.E.M. Smith and J.F. Williams (eds.), Archean Geochemistry Conference, Toronto, 235-244.
- TEGYEY, M. - 1980 - Utilization de la Géochimie - majeurs pour la cartographie des terrains cristalline - Possibilités de traitement automatisé des analyses. B.R.E.M. (inédito).
- TEIXEIRA, N.A.; POLI, A.J.C. e FERREIRA, M.C.B. - 1982 - Contribuição a geologia e petrologia da região de São Domingos, GO. Rev. Bras. Geoc., 12(4):562-571.
- TEIXEIRA, N.A. e DANNI, J.C.M. - 1978 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos, MG. Congr. Bras. Geol., 30(3):700-711. Recife.
- TOMAZZOLI, E.R. - 1985 - Geologia, petrologia, deformação e potencial aurífero do "Greenstone Belt" de Goiás-GO. Tese de Mestrado. UnB. 206 p.
- TRENDALL, A.F. and MORRIS, R.C. - 1983 - Iron formation: facts and problems. Elsevier Sci. Publ. Co., Amsterdam, 558 p.
- TURNER, F.J. - 1968 - Metamorphic petrology. McGraw Hill Book Co., New York.
- TURNER, F.J. and VERHOOGEN, J. - 1960 - Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Co., New York.
- VILJOEN, M.J. and VILJOEN, R.P. - 1969a - An introduction to the geology of the Barberton granite-greenstone terrane. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 2:9-28.
- VILJOEN, M.J. and VILJOEN, R.P. - 1969b - The effects of metamorphism and serpentization on the volcanic and associated rocks of the Barberton region. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 2:29-54.
- VILJOEN, M.J. and VILJOEN, R.P. - 1969c - The geology and geochemistry of the lower ultramafic unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock. Geol. Soc. S. Afr., Spec. Publ., 2:55-86.
- WERNICK, E. e ALMEIDA, F.F.M. de - 1979 - The geotectonic environment of Early Precambrian granulites in Brazil. Prec. Res., 8:1-17.
- WHITE, A.J.R. and CHAPPEL, B.W. - 1977 - Ultrametamorphism and granitoid genesis. Tectonophysics, 43:7-22.
- WILSON, J.F. et alii - 1978 - Granite-greenstone terrains of the Rodesian Archaean Craton. Nature, 271:23-27.
- WINDLEY, B.F. - 1977 - The evolving continents. John Wiley & Sons, New York, 385 p.
- WINKLER, H.G.F. - 1977 - Petrogênese das rochas metamórficas. Edgard Blücher/UFRGS, Porto Alegre, 254 p.



ANEXO 1 - DOCUMENTAÇÃO FOTOGRAFICA

Local: Município Serra da Caldeira, P.M. do Rio de Janeiro, RJ. O local é caracterizado por rochas quartzíticas, sendo que nas encostas e nos vales existem depósitos de sedimentos.





FOTO 1 - Local denominado Serra da Caieira onde o relevo mais proeminente é destacado por rochas quartzosas, sendo que nas encostas e nos vales dominam xistos máficos e ultramáficos.



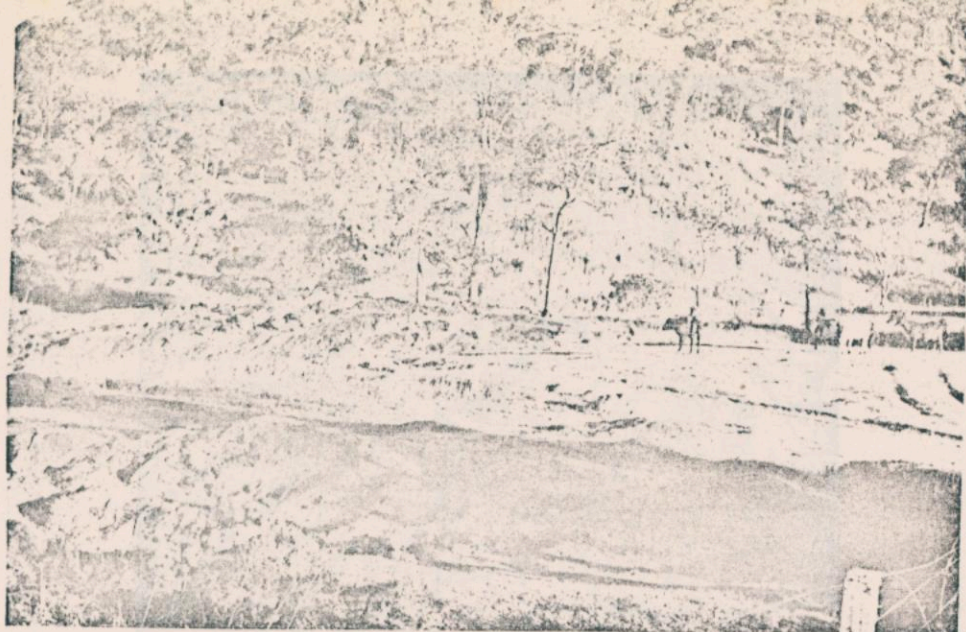


FOTO 2 - Rochas gnáissicas, constituindo terrenos localmente acidentados nas proximidades do Rio dos Bois.



FOTO 3 - O relevo é destacado por uma intrusão gabr6ica. A porção pediplanizada é domínio de rochas dioríticas.



FOTO 4 - Afloramento de muscovita-biotita gnaisse com foliação proeminente. Rocha típica do Embasamento do Setor Sul.





FOTO 5 - Lente de xisto aluminoso polideformado encaixado nos gnaisses do Embasamento do Setor Sul (detalhe, vide FOTO 16).

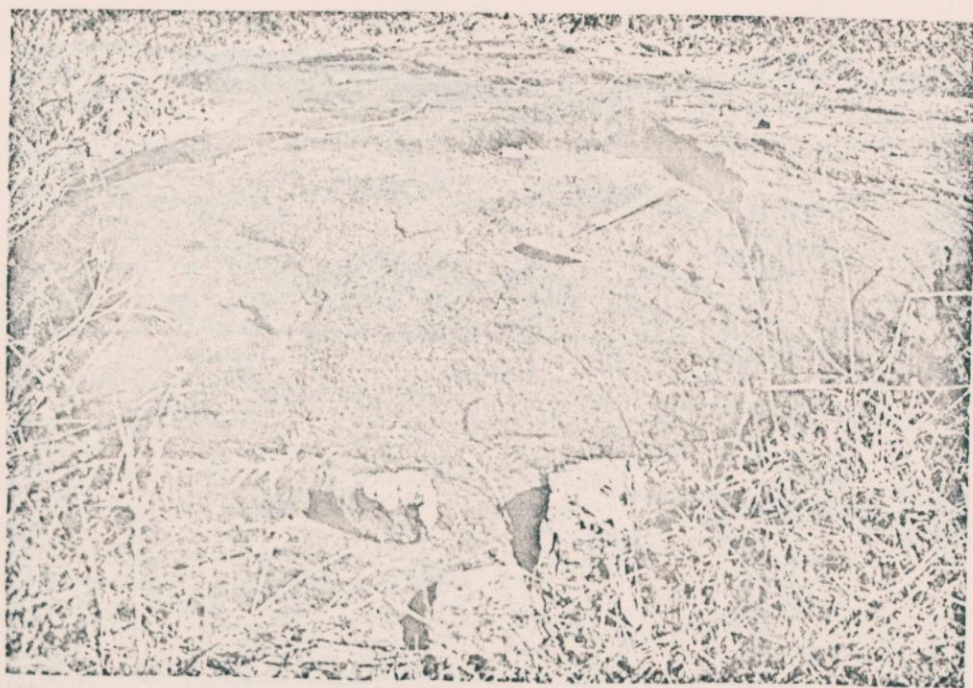


FOTO 6 - Enclave de rocha metaultramáfica polideformada constituída basicamente por tremolita e clorita, embutida em muscovita-biotita gnaisses - Embasamento do Setor Sul.



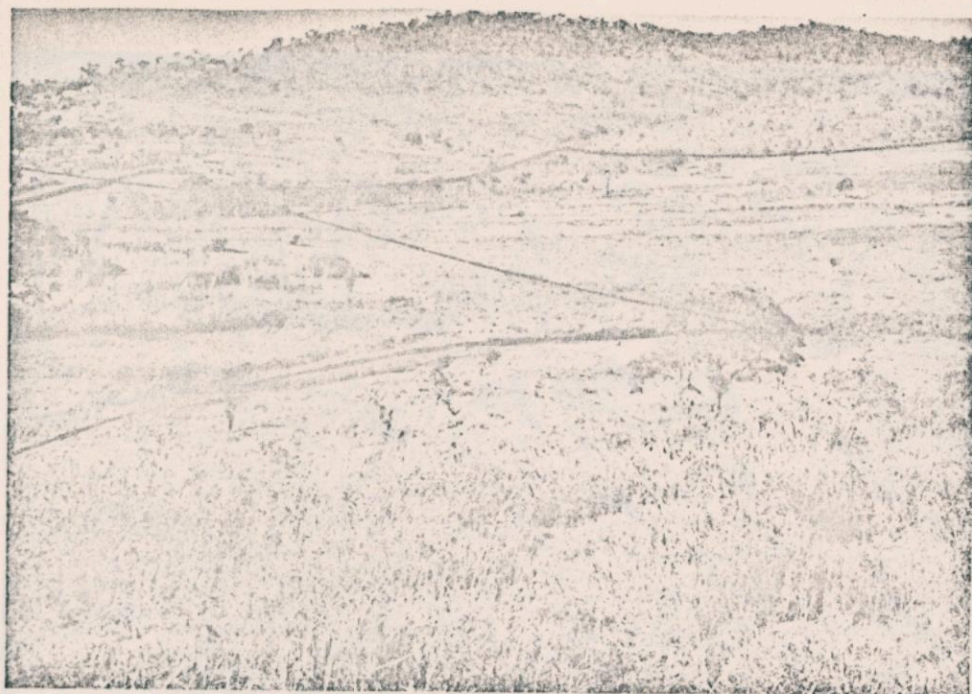


FOTO 7 - Terrenos gnáissicos do Embasamento do Setor Sul em contato litológico discordante com metassedimentos da Sequência do Córrego da Boa Esperança e com o Granito da Fazenda Lavrinha.



*Seq. Cm. B. Esp.*

*Seq. Anicuns-Itaberaí*

FOTO 8 - Contato litológico, por falha, entre as rochas das Sequências Anicuns-Itaberaí e do Córrego da Boa Esperança.





FOTO 9 - Lente de anfibolito grosseiro (metagabro) intercalado em xistos máficos-ultramáficos - Seqüência Anicuns-Itaberai.



*metachert ferrífero*

*Anf.-clorita xisto*

FOTO 10 - Camada com espessura métrica de metachert ferrífero (no alto) em contato concordante com anfibólio-clorita xistos contendo bolsões de talco-xisto.





FOTO 11 - Afloramento de diorito localizado na borda leste do Complexo Córrego Seco.



FOTO 12 - Afloramento de gabro localizado na porção central do Complexo Córrego Seco.



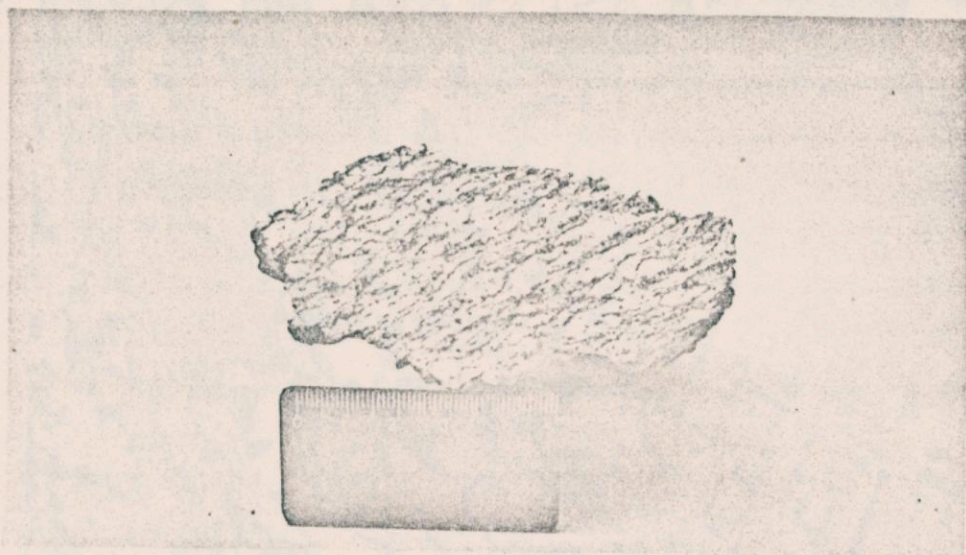


FOTO 13 - Fenoblastos ("augens") constituídos por minerais félsicos e envolvidos por minerais micáceos, mostrando um padrão anastomosado (estrutura "flaser"). Feição comum nos muscovitã-biotita gnaisses do Embasamento do Setor Sul.



FOTO 14 - Dique de meta-andesito, fraturado e falhado, cortando gnaisses do Embasamento do Setor Sul.





FOTO 15 - (Fotomicrografia) Porfiroclasto de microclínio pertiti-  
zado envolvido por microgrãos resultados de trituração  
periférica. Observa-se grãos de quartzo com bordos su-  
turados e palhetas de biotita e muscovita que marcam a  
foliação milonítica do gnaiss - Embasamento do Setor  
Sul - 30X (L.P.).

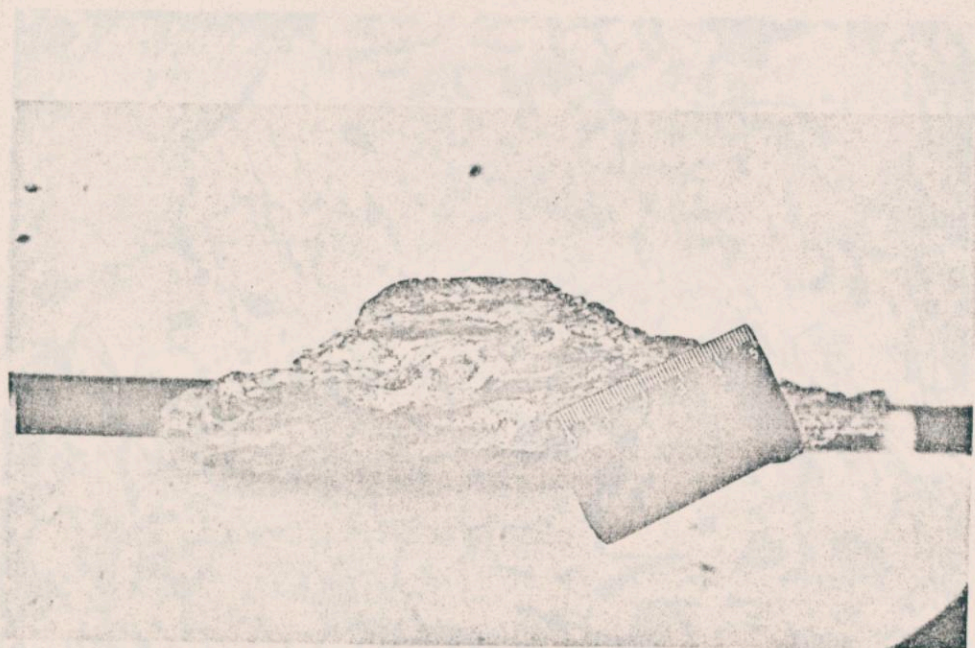


FOTO 16 - Granada poiquiloblástica rotacionada formando sombras  
de pressão, envolvida pela foliação milonítica formada  
por bandas de biotita e muscovita, além de feldspato e  
quartzo. Amostra de xisto aluminoso - Embasamento do  
Setor Sul.





FOTO 17 - (Fotomicrografia) Grãos de plagioclásio saussuritizados com moagem periférica, grãos de quartzo recristalizados com bordos suturados, palhetas de biotita, epidoto e óxidos de titânio. Mineralogia e texturas típicas dos biotita gnaisses - Embasamento do Setor Nordeste - 12X (L.P.).

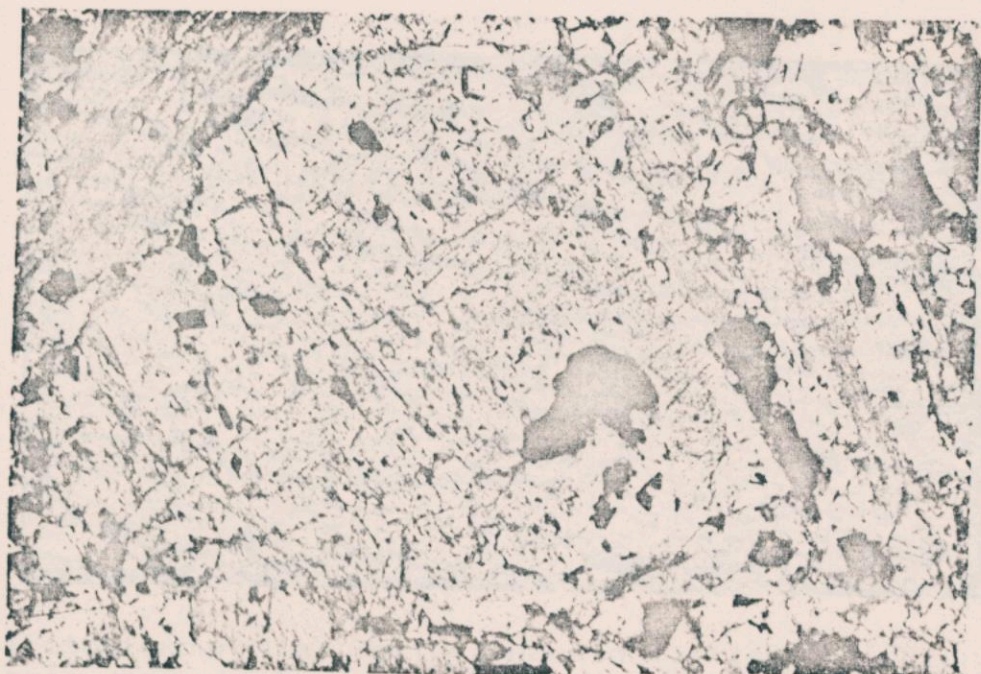


FOTO 18 - (Fotomicrografia) Cristal de hornblenda onde se observa a existência de uma malha reticulada formada por lamelas de minerais opacos e rutilo. Meta-hornblenda gabros - Embasamento do Setor Nordeste - 30X (L.P.).



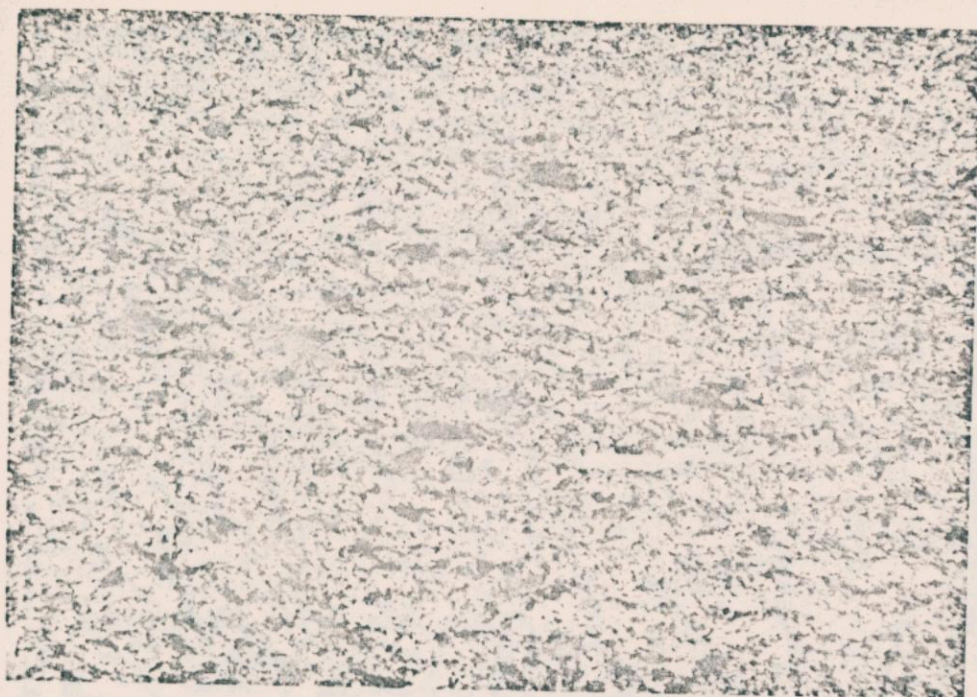


FOTO 19 - (Fotomicrografia) Foliação anastomosada milonítica demonstrada pela disposição dos porfiroclastos de actinolita orientados em matriz muito fina constituída por finos grãos intercrescidos de clorita e anfibólio em anfibólio-clorita xistos. Seqüência Anicuns-Itaberai - 6X (L.P.).

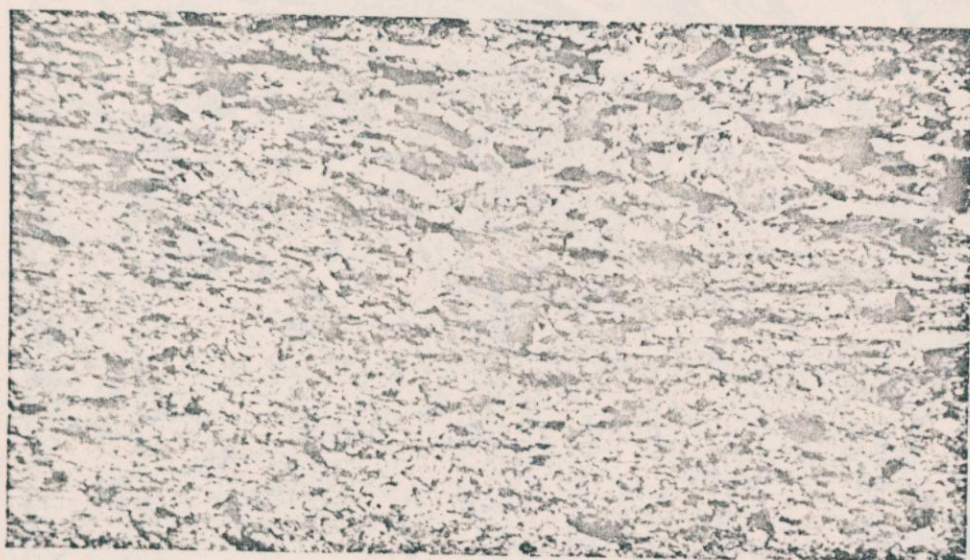


FOTO 20 - (Fotomicrografia) Textura nematoblástica caracterizada pela orientação dos porfiroclastos de anfibólio. Na parte superior observa-se uma outra geração de anfibólio mais jovem (porfiroblastos), crescidos sobre a foliação principal. Anfibólio-clorita xistos. Seqüência Anicuns-Itaberai - 6X (L.P.).





FOTO 21 - (Fotomicrografia) Finos cristais de tremolita acicular, dispersos em matriz fina sem orientação definida, lembram uma textura reliquiar vulcânica - Tremolita xisto - Seqüência Anicuns-Itaberaí - 30X (L.P.).



FOTO 22 - (Fotomicrografia) Vênula de clorita, acompanhada por óxidos de ferro, representando uma superfície  $S_2$  crenulada (fase  $D_3$ ), em matriz composta por talco. Talco-clorita xisto. Seqüência Anicuns-Itaberaí - 30X (L.P.).





FOTO 23 - (Fotomicrografia) Cristal acicular de tremolita crescido em matriz fina composta por talco e carbonato - Talco-tremolita xisto - Seqüência Anicuns-Itaberaí - 30X (L.P.).



FOTO 24 - (Fotomicrografia) Prismas de hornblenda orientados, fraturados, fragmentados, sob a forma de porfiroblastos. Na matriz constituem diminutos grãos xenomórficos acompanhados por albita e quartzo com maclas de deformação - Anfibolito fino - Seqüência Anicuns-Itaberaí - 30X (L.P.).





FOTO 25 - (Fotomicrografia) Texturas granoblástica e milonítica, com prismas irregulares de hornblenda poiquiloblástica, finos grãos anedrais de albita intersticial, cristais de quartzo com bordos suturados e até serrilhados, e epidoto, caracterizam os anfibolitos grossos - Seqüência Anicuns-Itaberai - 6X (L.P.).

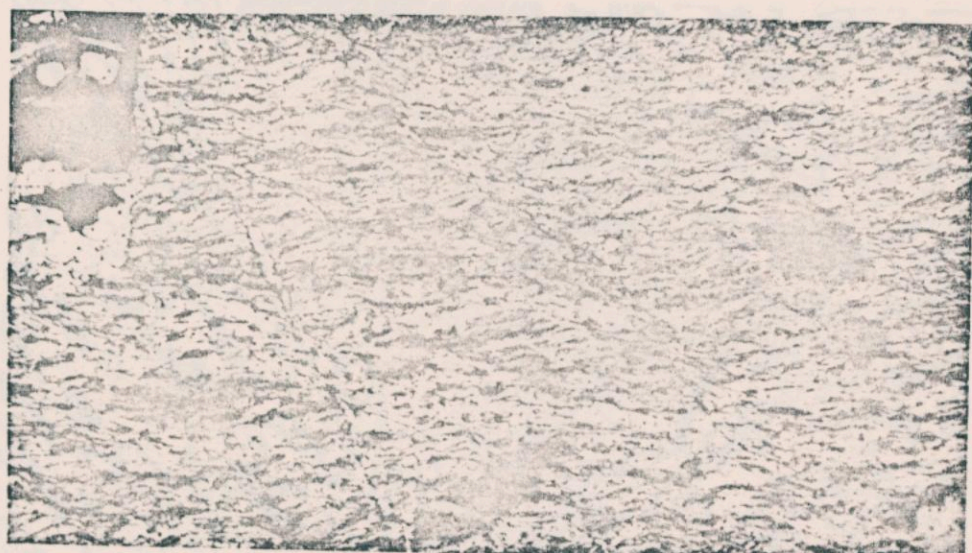


FOTO 26 - (Fotomicrografia) Estruturas sigmoidais, onde se observam as superfícies S e os planos C e SB (shear band). Os tons escuros são devidos à clorita. Os tons claros são representadas por quartzo e albita (grãos estirados) e sericita. No canto superior esquerdo se destaca um cristal subeudral, pós-tectônico, de martita - Rocha de composição intermediária - Seqüência Anicuns-Itaberai - 6X (L.N.).





FOTO 27 - (Fotomicrografia) Feições tipo escama de peixe ou arcos poligonais em biotitas parcialmente cloritizadas (cor escura). No conjunto formam micro a mesodobras da fase D<sub>2</sub> (vide foto 64). Os minerais claros são principalmente quartzo, um pouco de sericita e raramente albita (metachert de facies silicato associado às metavulcânicas intermediárias-ácidas) - Seqüência Anicuns-Itaberai - 6X (L.N.).

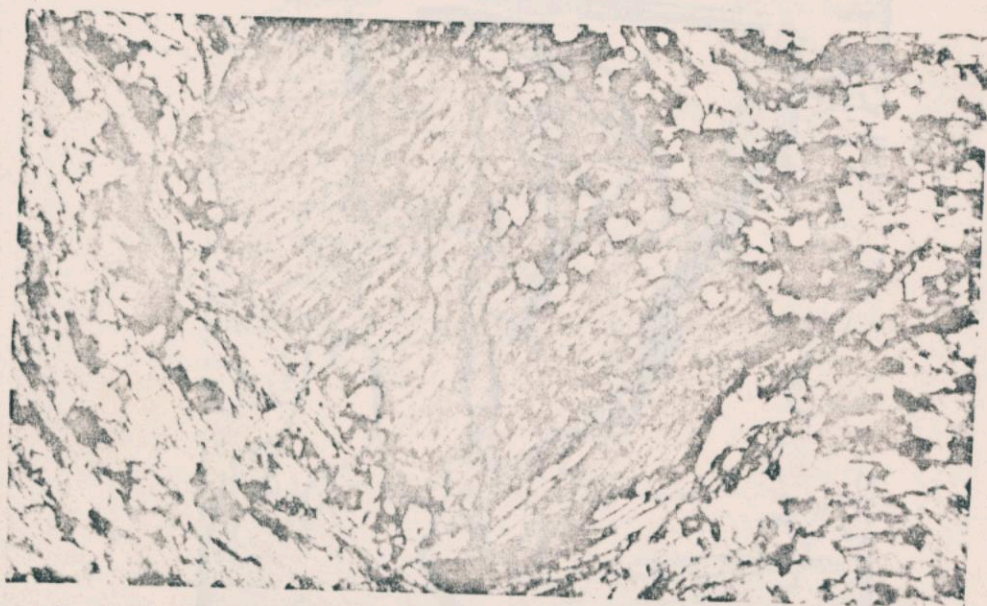


FOTO 28 - (Fotomicrografia) Clorita férrica possivelmente pseudomorfizando um cristal de granada pré-existente, envolvida, levemente deformada e rotacionada pela foliação S<sub>2</sub> crenulada (fase D<sub>3</sub>). Finas lamelas de clorita verde pálida ocorrem no interior e nas bordas do mineral, provavelmente como produto de alteração de minerais ferro-magnesianos - Metavulcânica da Seqüência Intermediária-Ácida - Seqüência Anicuns-Itaberai - 30X (L.P.).



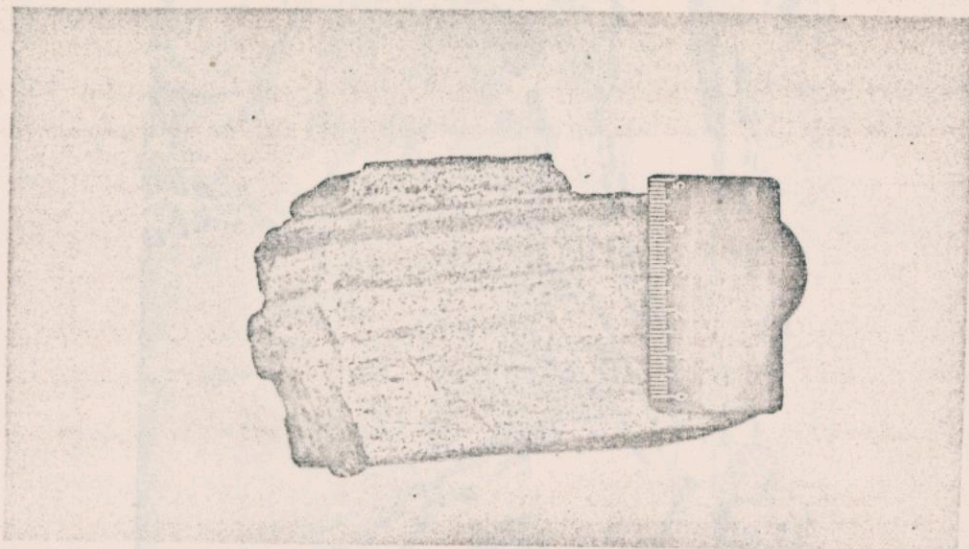


FOTO 29 - Metachert ferrífero, formando finas bandas milimétricas de magnetita intercaladas com níveis silicosos - Seqüência Anicuns-Itaberaí.



FOTO 30 - Delgadas bandas de metachert contendo finas pontuações de minerais ferríferos - Seqüência Anicuns-Itaberaí.





FOTO 31 - Mármore mostrando um bandamento fino de leitos alternado de coloração cinza claro e cinza escuro, deformados; a lapiseira aponta o eixo de crenulação  $E_3$  (fase  $D_3$ ) - Seqüência Anicuns-Itaberá.



FOTO 32 - (Fotomicrografia) Alternância de domínios carbonáticos (cores amarronadas) e cloríticos (cores cinzentas). O carbonato ocorre como grãos finos recristalizados e clorita (características de clinocloro) é fibrosa. Seqüência Anicuns-Itaberá - 6X (L.P.).





FOTO 33 - (Fotomicrografia) Prismas orientados de cianita poiquiloblástica (finas inclusões de quartzo) em paragénese com a biotita e a muscovita. Observa-se a textura poligonal, em mosaico, em grãos de quartzo - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 30X (L.P.).



FOTO 34 - (Fotomicrografia) Sigmóides, onde a crenulação (fase  $D_3$ ) marca as superfícies S e os finos grãos de quartzo recristalizados, agregados, formando comboios (textura ribbon) entre as finas palhetas de muscovita indicam as superfícies ou planos C - Metapelito da Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 12X (L.P.).





FOTO 35 - (Fotomicrografia) Muscovita-quartzo xisto fortemente crenulado (fase D<sub>3</sub>) desenvolvendo uma superfície S<sub>3</sub>. Finos grãos de quartzo, agregados, com textura ribbon e terminação em ponta de lança - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 6X (L.P.).



FOTO 36 - Porfiroblastos de granada (oxidada), poiquiloblástica, pré a sin-tectônica em relação às superfícies fortemente crenuladas. Metapelito da Seqüência do Córrego da Boa Esperança.

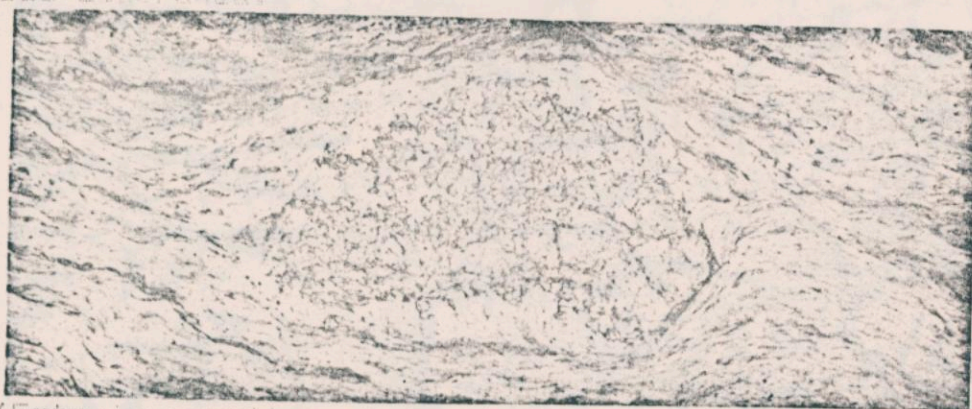


FOTO 37 - (Fotomicrografia) Cristal de granada com textura web (porções corroídas) mostrando que o mineral parou de crescer antes da foliação terminar seu desenvolvimento. Porém, a porção não corroída da granada é pré-tectônica (é envolvida pela foliação). Nas extremidades das cristas observam-se sombras de pressão indicando que houve rotação - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 6X (L.N.).



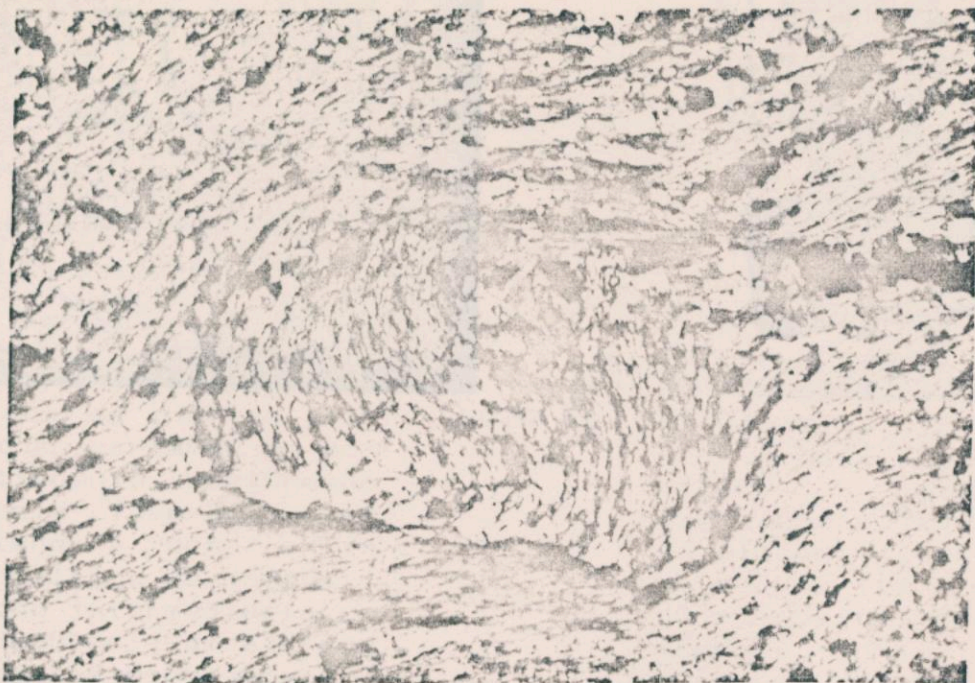


FOTO 38 - (Fotomicrografia) Estaurolita com textura helicoidal, fragmentada com desenvolvimento marcante de sombras de pressão nas extremidades do cristal - Metapelito da Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 30X (L.P.).

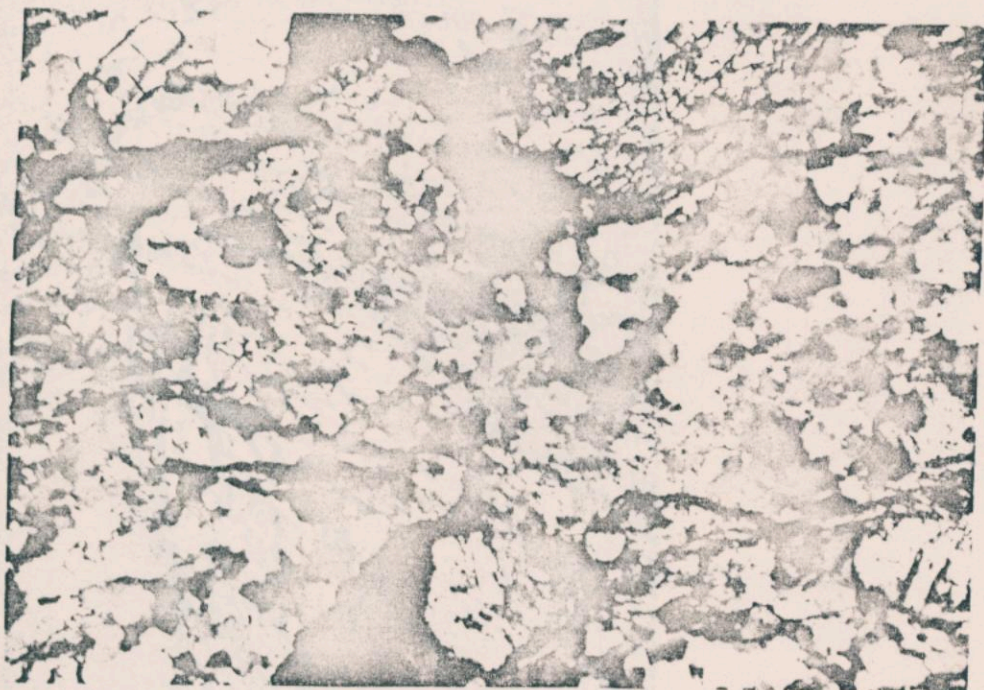


FOTO 39 - (Fotomicrografia) Cristais de cianita fraturados em quartzitos ferruginosos, com finos grãos de quartzo apresentando bordos serrilhados, consequência de um forte cisalhamento sofrido pela rocha - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 30X (L.P.).



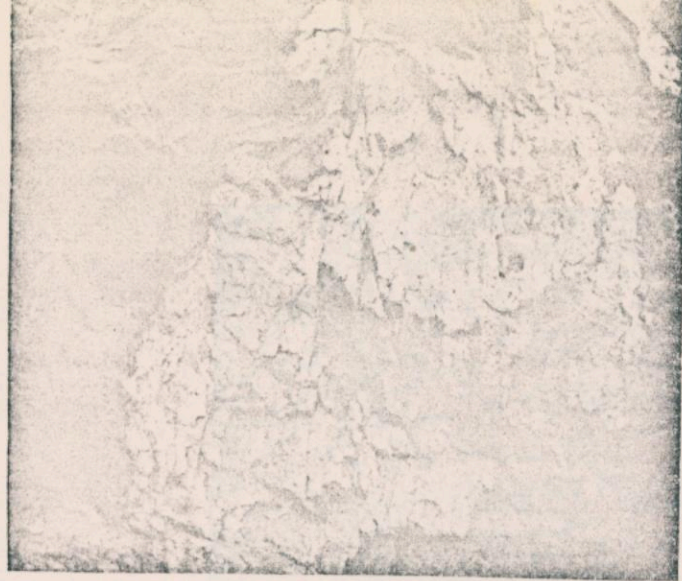


FOTO 40 - Veio de quartzo leitoso portador de molibdênio, deformado pela fase D<sub>2</sub>, cortando a rocha anfibolítica de composição intermediária - Sequência do Córrego da Boa Esperança.

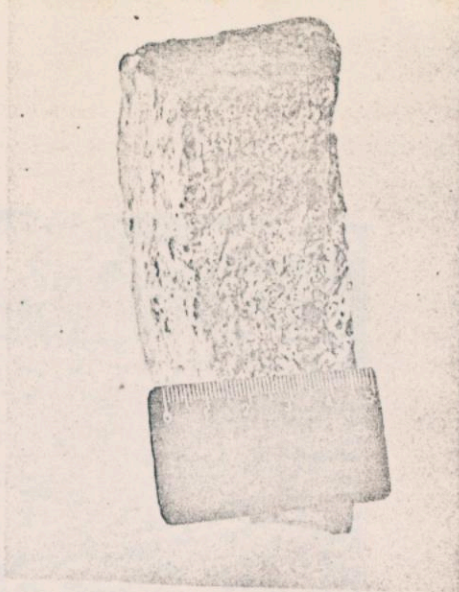


FOTO 41 - Hornfels maciço formado a base de anfíbólio, epidoto, quartzo e pontuações de almandina. Observa-se uma fina capa de muscovita envolvendo a rocha - Sequência do Córrego da Boa Esperança.



FOTO 42 - Afloramento de anfíbólio xisto bastante deformado na zona de contato com o granito da Fazenda Lavrinha (no alto da foto) - Sequência do Córrego da Boa Esperança.





FOTO 43 - (Fotomicrografia) Prismas desenvolvidos de Fe-actinolita, estirados e até rompidos, com sombras de pressão nas extremidades, constatando-se uma foliação fortemente milonítica - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 6X (L.P.).



FOTO 44 - (Fotomicrografia) Cristais de actinolita em forma de agulhas ou bastões representando uma nova geração mineral no anfibolito gerados a partir de hornblenda em transformação na rocha (formas anedrais). O epidoto (pistacita e clinozoisita) ocorre como produto de alteração da hornblenda e plagioclásio - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 30X (L.P.).





FOTO 45 - (Fotomicrografia) Agulhas de actinolita orientadas (cor verde) em uma matriz constituída por grãos finos de plagioclásio, quartzo e epidoto (cores claras) - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 6X (L.N.).

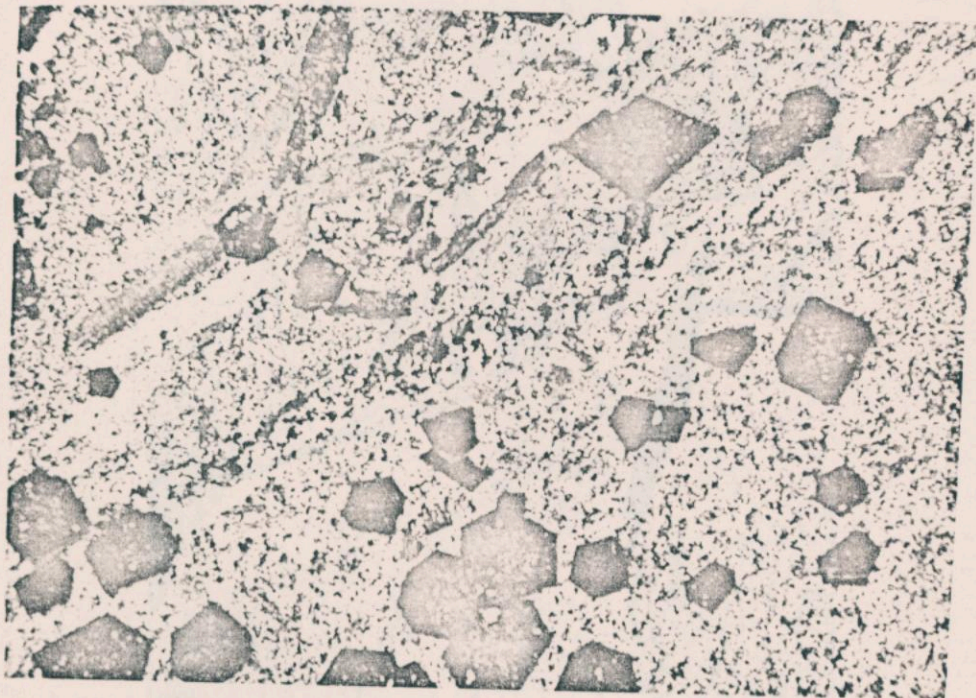


FOTO 46 - (Fotomicrografia) Porfiroblastos idiomórficos de grana-da, poiquiloblásticos, zonados, indicando um crescimen-to tardio (finas inclusões, notadamente no núcleo e ra-ras nas bordas) - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 6X (L.P.).



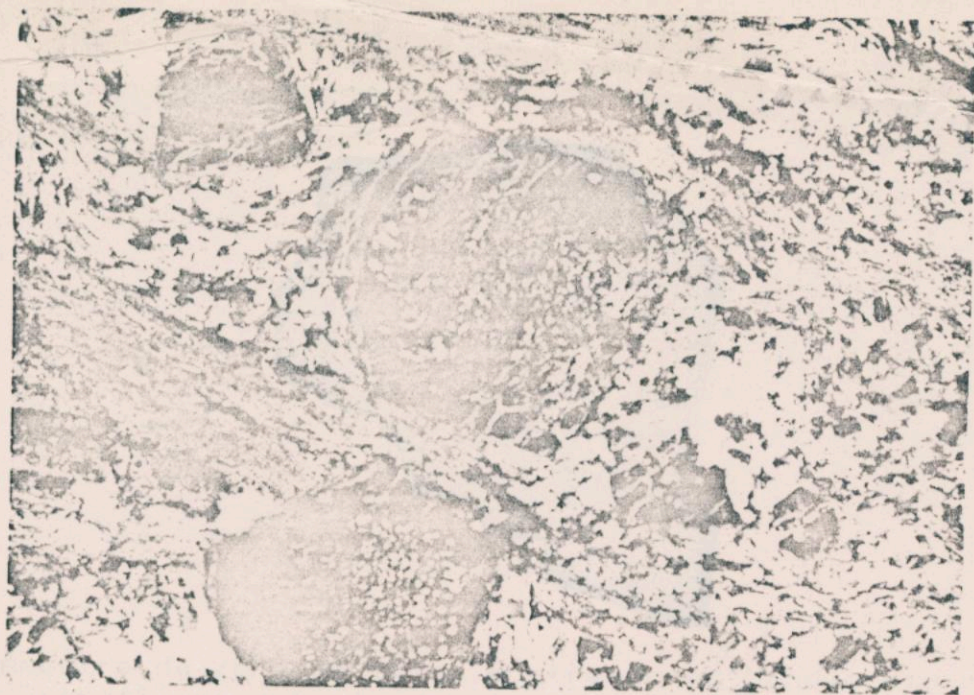


FOTO 47 - (Fotomicrografia) Porfiroblasto de granada helicítica, zonada, com crescimento tardio, onde a superfície interna do cristal é anterior à foliação que a envolve e a superfície externa é sin a pós-tectônica - São João do Corrego da Boa Esperança - 9X (L.P.).



FOTO 48 - Afloramento de gnaisses complexamente dobrado, onde as bandas claras são constituídas por minerais félsicos (quartzo e plagioclásio) e as bandas escuras por uma predominância de minerais máficos (biotita e anfibólio). As tonalidades amarelo-esverdeadas são indicativas da presença de epidoto.



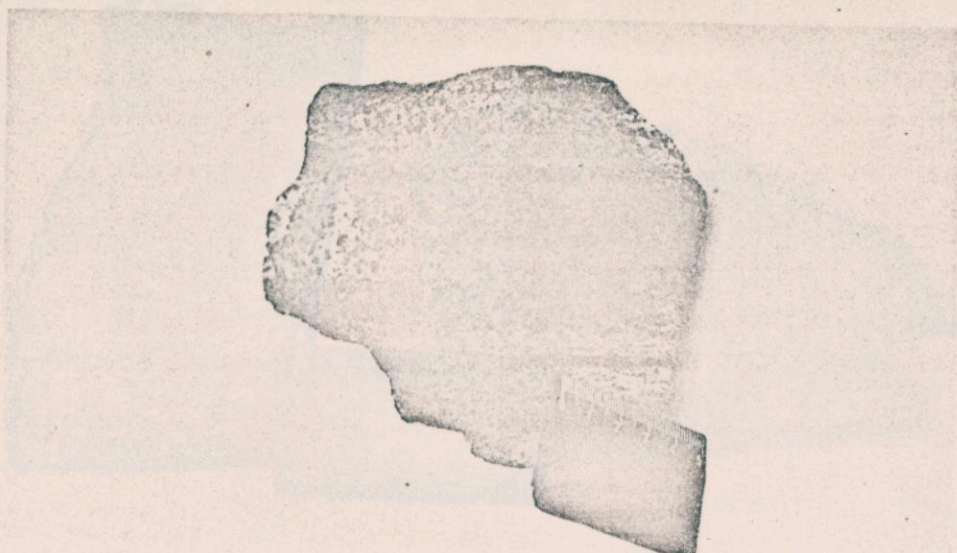


FOTO 49 - Amostra da zona de falha mostrando um bandamento composicional caracterizado por bandas de cor verde-escura (constituídas essencialmente por hornblenda) e bandas com cor clara (domínio de plagioclásio e quartzo) - Complexo Córrego Seco.



FOTO 50 - Afloramento de rocha diorítica localizada na borda leste do Complexo Córrego Seco.



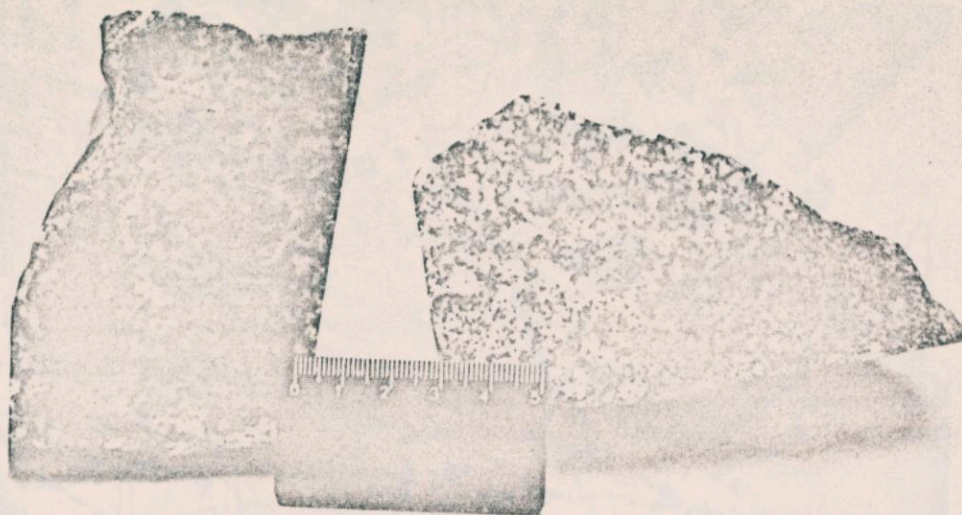


FOTO 51 - Dois tipos litológicos pertencentes ao Complexo Córrego Seco. A amostra da esquerda representa um hornblenda gabro, onde se destacam grandes cristais poiquilíticos de hornblenda pargasítica, dispostos aleatoriamente entre os grãos também grossos de plagioclásio. A amostra da direita indica uma variação granulométrica e composicional de algumas rochas dioríticas do Complexo, mostrando uma porção constituída por grãos grossos com maior quantidade de minerais félsicos e outra por grãos finos com o predomínio de minerais máficos.



FOTO 52 - (Fotomicrografia) Cristal de plagioclásio mostrando um núcleo mais cálcico (indícios de saussuritização) que o bordo. Processos de alteração para biotita e lamelas de deformação são feições comuns nos cristais de hornblenda dos quartzo-dioritos localizados nas extremidades do Complexo Córrego Seco - 30X (L.P.).





FOTO 53 - (Fotomicrografia) Variação composicional (zonação), na relação cálcio X sódio em plagioclásios. Observa-se a existência de uma matriz na rocha, constituída por grãos finos intergranulares de hornblenda e plagioclásio. Diorito - Complexo Córrego Seco - 30X (L.P.).



FOTO 54 - (Fotomicrografia) Macla de deformação devido ao encurvamento do cristal de plagioclásio e processos de alteração para biotita e epidoto afetando o cristal de hornblenda. Quartzo-diorito - Complexo Córrego Seco - 30X (L.P.).





FOTO 55 - (Fotomicrografia) Cristal encurvado de hornblenda contendo texturas de exsolução representadas por minerais opacos e rutilo, e reliquias de piroxênio. Observar-se grãos menores de hornblenda com maclas de deformação percebidas pela variação contrastante de tonalidade no mesmo cristal. Hornblenda gabro - Complexo Córrego Seco - 6X (L.N.).



FOTO 56 - (Fotomicrografia) Grandes cristais irregulares de hornblenda reabsorvendo os minerais primários de rocha, o plagioclásio e os dois piroxênios (hiperstênio e clinopiroxênio). Hornblenda gabronorito - Complexo Córrego Seco - 12X (L.P.).





FOTO 57 - (Fotomicrografia) Textura milonítica com grãos de plagioclásio fraturados e até com maclas de deformação, e matriz constituída por grãos finos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino - Granito da Fazenda Lavrinha - 30X (L.P.).



FOTO 58 - (Fotomicrografia) Grãos de microclínio, pertitizado no quadrante superior esquerdo, frequentemente alterados, e grãos de plagioclásio com finas maclas de deformação - Granito da Fazenda Lavrinha - 30X (L.P.).





FOTO 57 - (Fotomicrografia) Textura milonítica com grãos de plagioclásio fraturados e até com maclas de deformação, e matriz constituída por grãos finos de quartzo, plagioclásio e feldspato alcalino - Granito da Fazenda Lavrinha - 30X (L.P.).



FOTO 58 - (Fotomicrografia) Grãos de microclínio, pertitizado no quadrante superior esquerdo, frequentemente alterados, e grãos de plagioclásio com finas maclas de deformação - Granito da Fazenda Lavrinha - 30X (L.P.).





FOTO 59 - (Fotomicrografia) Blastomilonito de granito, constituído por grãos de quartzo, microclínio e plagioclásio, recristalizados e fortemente estirados, e por bandas de minerais micáceos (biotita e muscovita) dispostos paralelamente na rocha mostrando uma textura lepidoblástica - 12X (L.P.).



FOTO 60 - (Fotomicrografia) Feldspato pertitizado, microclínio, plagioclásio, biotita, epidoto, muscovita e óxido de titânio (quadrante superior direito) e quartzo - Granito Guarda-Mor - 30X (L.P.).





FOTO 61 - Afloramento mostrando dobras  $F_1$  de dimensão milimétrica a centimétrica, em forma de isoclinais assimétricas, fechadas, recumbentes e intrafoliais atribuídas à fase  $D_1$  (gerando a foliação de plano axial  $S_1$ ) bem marcadas por um bandamento composicional constituído por minerais félsicos (cores claras) e por anfibólios (cores verdes), em anfibolitos da Seqüência Anicuns-Itaberai.

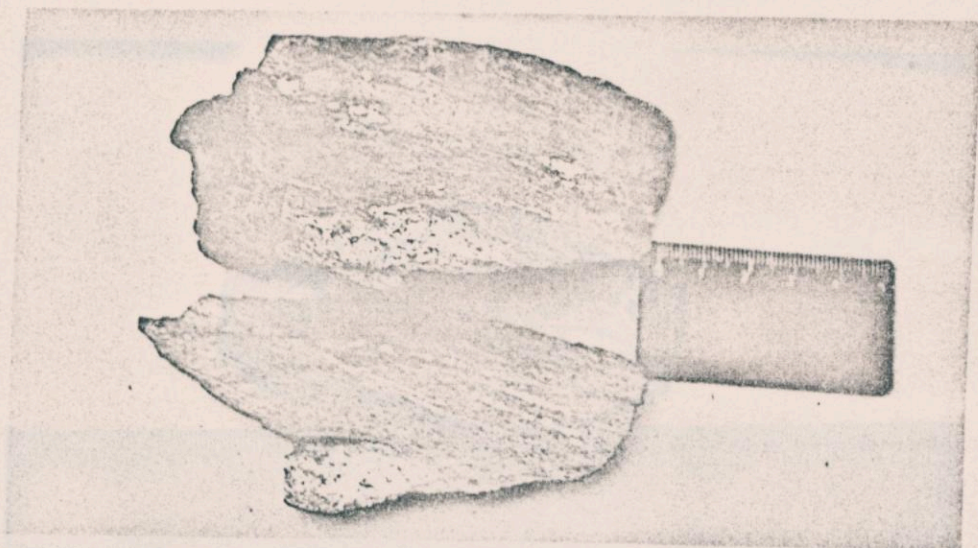


FOTO 62 - Amostra seccionada de anfibolito, mostrando deformações da fase  $D_1$ . O regime de cisalhamento é demonstrado pelo rompimento dos flancos das microdobras e estiramento dos minerais félsicos (cores claras) - Seqüência Anicuns-Itaberai.





FOTO 63 - Dobra  $F_2$  assimétrica, inclinada, em metachert ferrífero, gerada na fase  $D_2$ . Seqüência Anicuns-Itaberai.



FOTO 64 - Superfície  $S_1$  dobrada pela fase  $D_2$ , destacada pela presença de minerais verdes (biotita cloritizada), gerando uma nova foliação de plano axial ( $S_2$ ) - Seqüência Anicuns-Itaberai.



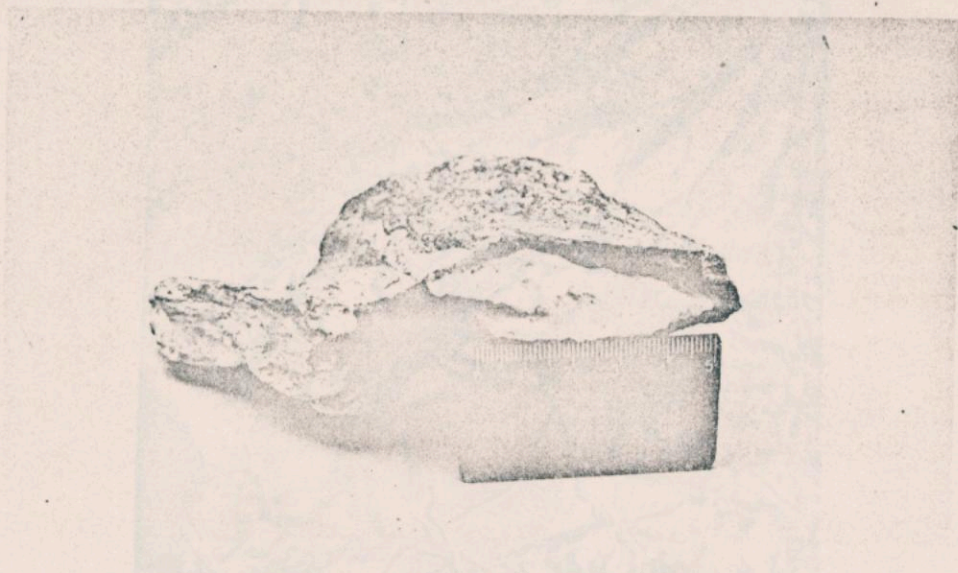


FOTO 65 - Pequena dobra fechada da fase  $D_2$  atuando sobre o nível de quartzo em mármore com interferência da dobra aberta da fase  $D_3$  - Seqüência Anicuns-Itaberaí.

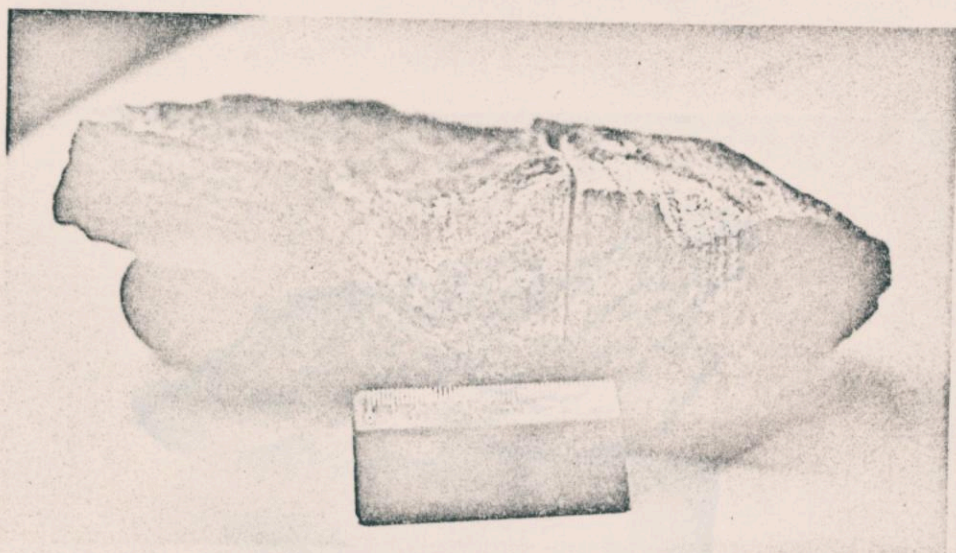


FOTO 66 - Superfície  $S_1$  dobrada por  $F_2$  ( $D_2$ ), gerando uma lineação mineral  $L_2$  paralela ao plano axial, em zona de charneira. Metachert ferrífero bandado - Seqüência Anicuns-Itaberaí.





FOTO 67 - Superfície  $S_1$  marcada por boudins de quartzo dobradas durante a fase  $D_2$  gerando dobras  $F_2$ , isoclinais, com forte espessamento apical e uma superfície de plano axial  $S_2$ . Microdobras  $S_2$ , assimétricas, fechadas, podem ser observadas - Sequência do Córrego da Boa Esperança.

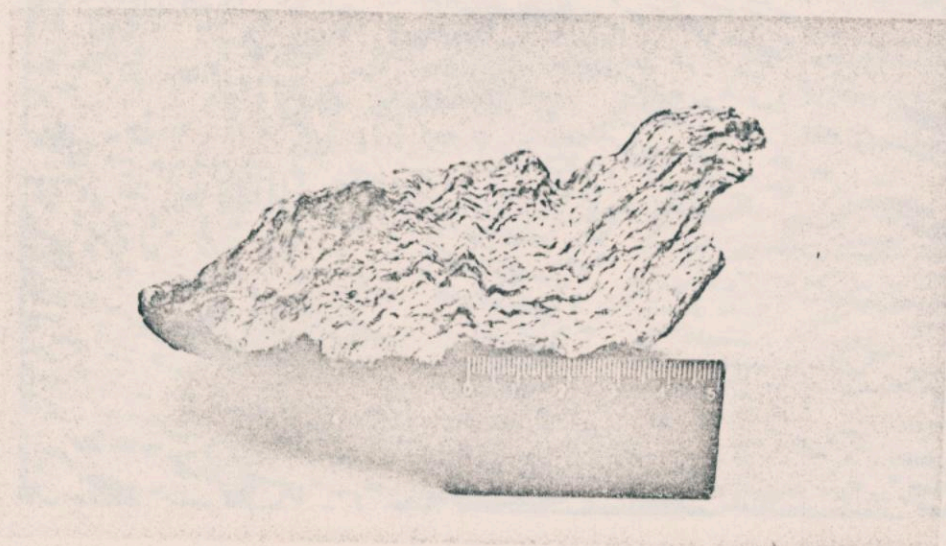


FOTO 68 - Crenulações da fase  $D_3$  em quartzo-muscovita xisto - Sequência do Córrego da Boa Esperança.



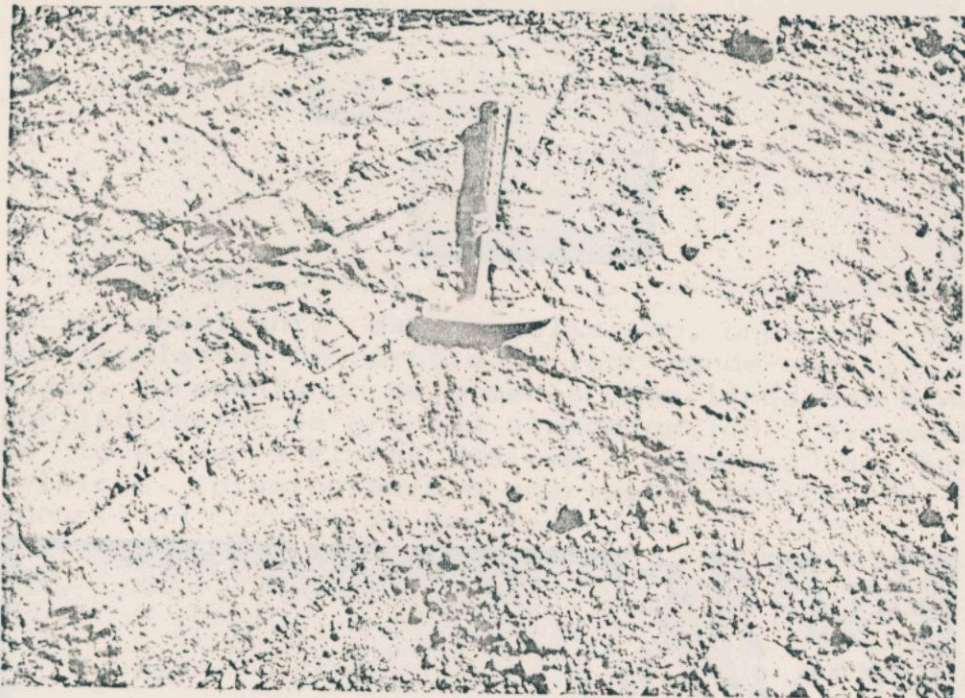


FOTO 69 - Dobra aberta da fase  $D_4$ , simétrica, em metassedimentos da Seqüência do Córrego da Boa Esperança.

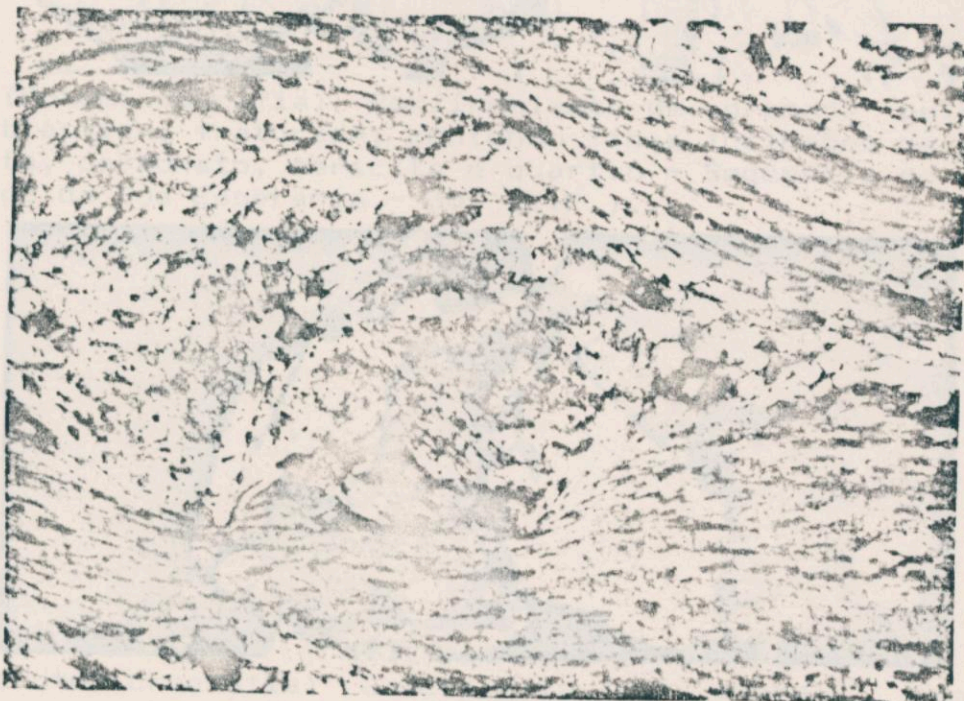


FOTO 70 - (Fotomicrografia) Clorita gerada por retrometamorfismo a partir da estaurolita, durante a fase de crenulação  $D_3$ . 30X (L.P.)



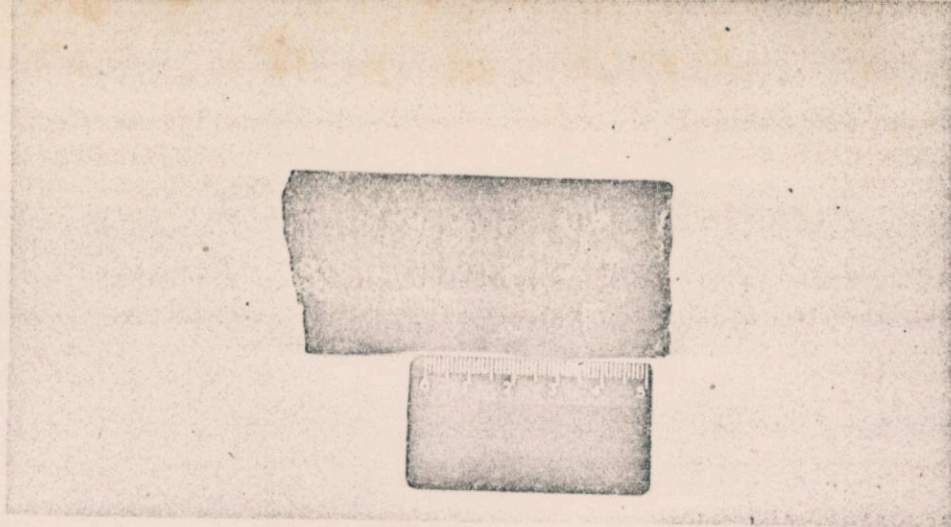


FOTO 71 - Rocha encaixante da mineralização, onde se destacam porfiroclastos de hornblenda (cor verde-escuro), deformados, apresentando pelo menos duas lineações minerais, porfiroblastos de granada almandina (cor avermelhada). As tonalidades claras indicam a presença de minerais félsicos (plagioclásio e quartzo) - Amphibolito - Seqüência do Córrego da Boa Esperança.



FOTO 72 - (Fotomicrografia) Porfiroblasto de granada poiquiloblástica, fraturada, contendo finas inclusões de zoisita, carbonato, sericita e quartzo - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - 30X (L.P.).

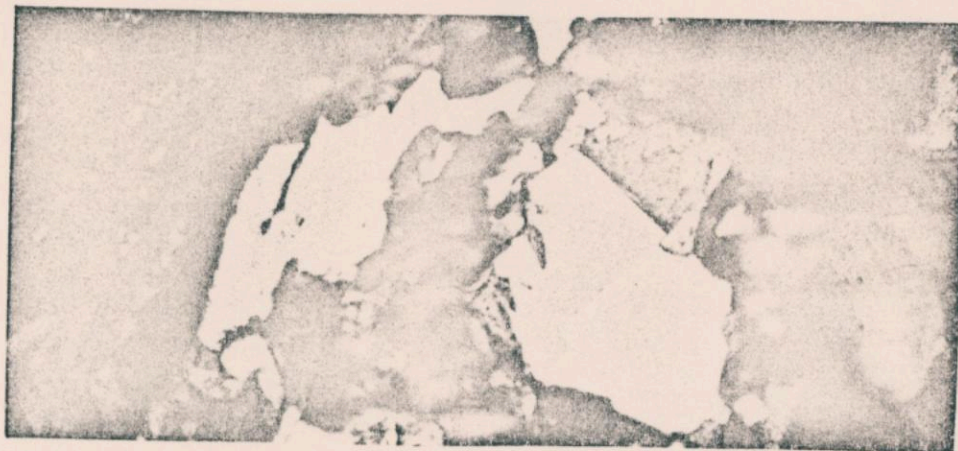


FOTO 73 - (Fotomicrografia) Calcopirita (cor amarela) geminada com a ilmenita (cor cinza-azulado). Exsoluções de magnetita (cor marrom-rosado) são observadas na ilmenita. Amphibolito - Seqüência do Córrego da Boa Esperança - Seção polida 100X (L.P.).



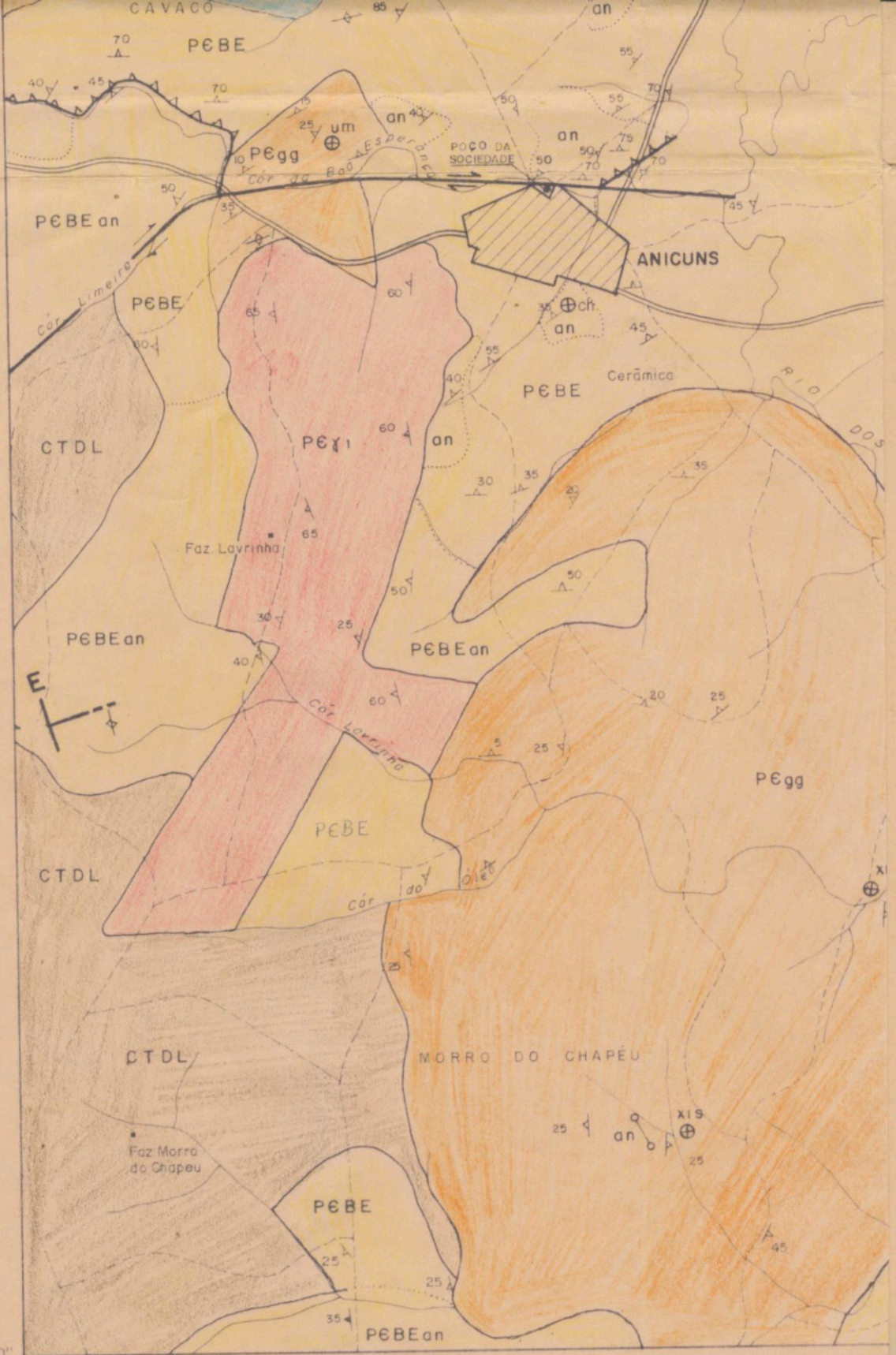
ANEXO 2 - MAPA GEOLOGICO



16° 21' 35" 50° 00' 15"



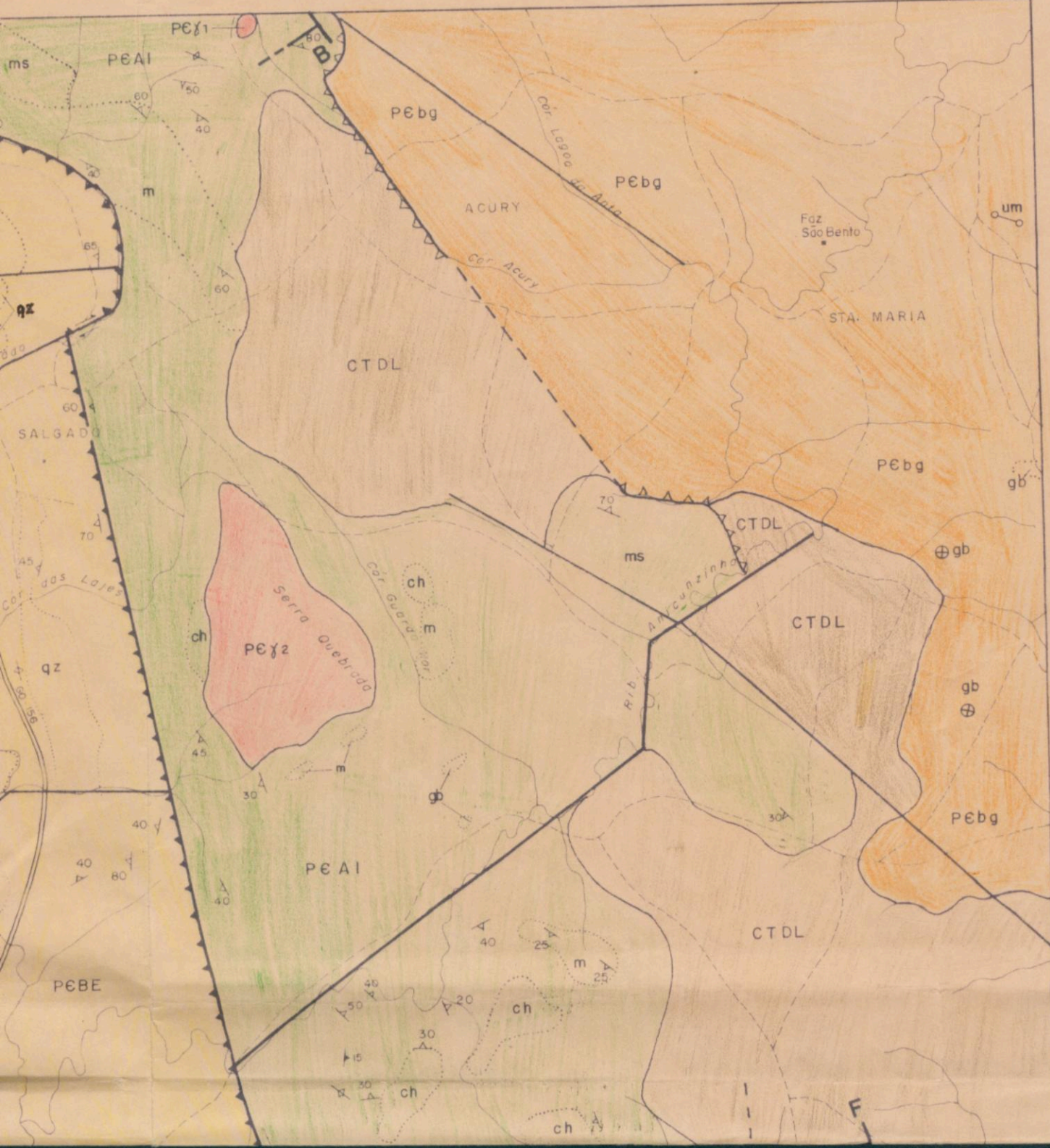




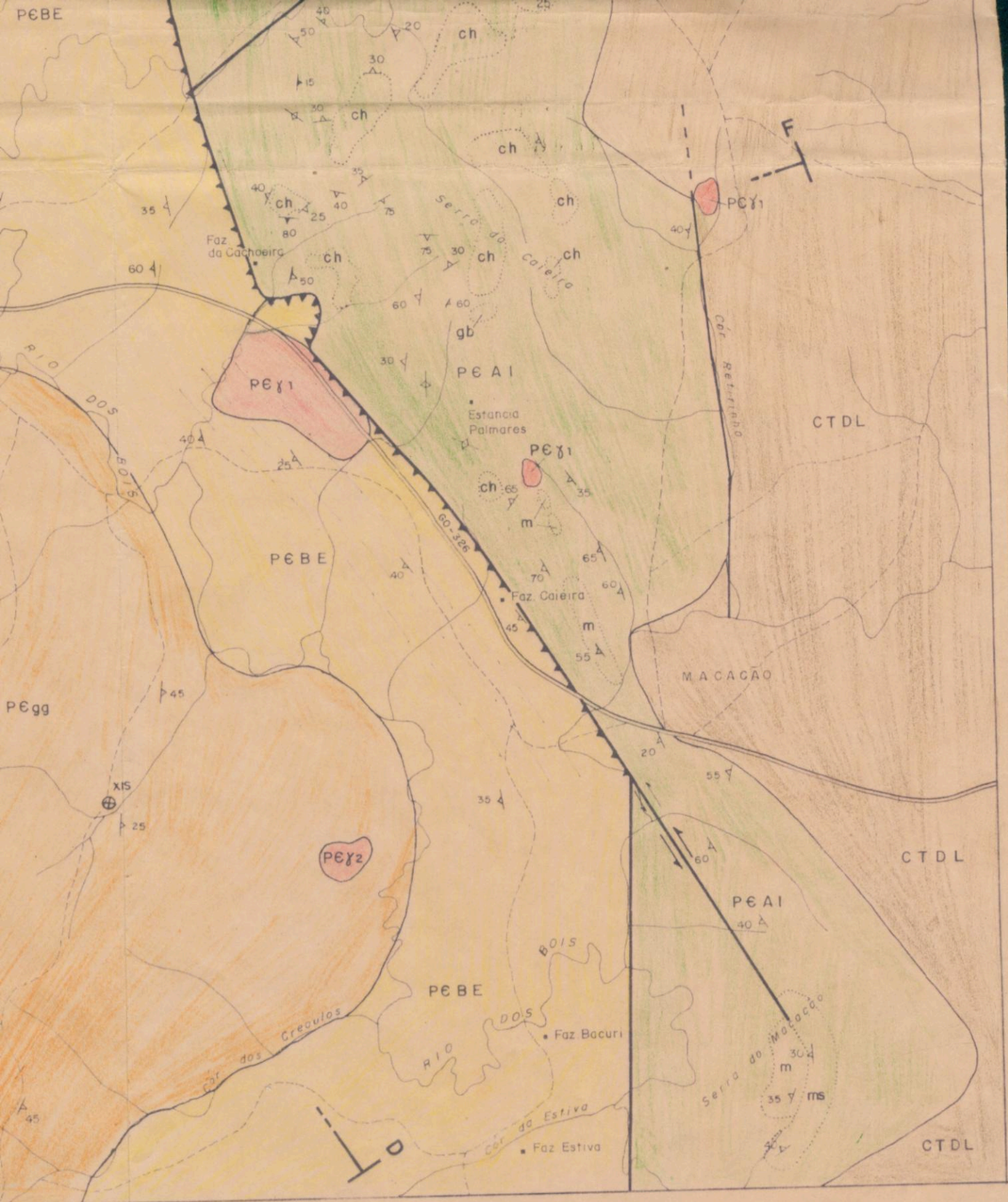
Base planimétrica obtida por ampliação da cartografia em 1:100.000 (IBGE) e detalhada à partir da interpretação de fotos aéreas 1:60.000

MAPA GEOL  
(WUNKS, 1990)









MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO ANICUNS-GO - ANEXO 2  
 (UNKS, 1990 - TESE MESTRADO)



49° 35' 00"

# LEGENDA

A R Q U E A N O	SEQUÊNCIA ANICUNS-ITABERAÍ	<table border="1"> <tr> <td rowspan="3">PEAI<sub>1</sub></td> <td>gb</td> </tr> <tr> <td>ch</td> </tr> <tr> <td>m</td> </tr> </table>	PEAI <sub>1</sub>	gb	ch	m	<p>XISTOS ULTRAMÁFICOS DE PROVÁVEIS KOMATITOS, METABASALTOS, LOCALMENTE METAGABROS (gb), COM INTERCALAÇÕES DE METACHERT FERRÍFERO (ch) E LENTES DE MÁRMORES E CALCIOSSILICATADAS (m).</p>	<p>GRANITOS INTRUSIVOS</p>
				PEAI <sub>1</sub>	gb			
ch								
m								
<table border="1"> <tr> <td rowspan="3">PEAI<sub>2</sub></td> <td>ms</td> </tr> <tr> <td>ch</td> </tr> <tr> <td>m</td> </tr> </table>	PEAI <sub>2</sub>	ms	ch	m	<p>METASSE DIMENTOS PSAMÍTICOS E PELÍTICOS (ms), FORMAÇÕES FERRÍFERAS (ch) E LENTES DE MÁRMORES (m) INTERCALADAS EM METAVULCÂNICAS DE COMPOSIÇÃO BÁSICA A ÁCIDA.</p>			
PEAI <sub>2</sub>		ms						
		ch						
	m							
PROTEROZÓICO INFERIOR A MÉDIO	SEQUÊNCIA DO COMPLEXO CÔRREGO DA BOA ESPERANÇA	<table border="1"> <tr> <td rowspan="3">PEBE</td> <td>an</td> </tr> <tr> <td>ch</td> </tr> <tr> <td>qz</td> </tr> </table>	PEBE	an	ch	qz	<p>ANFIBOLITOS E ANFIBOLIO XISTOS (an) METACHERT FERRÍFERO RESTRITO (ch), INTERCALADOS EM METASSE DIMENTOS PELÍTICOS E PSAMÍTICOS (MUSCOVITA-QUARTZO XISTOS, ORA FORMANDO NÍVEIS QUARTZÍTICOS (qz) ORA MUSCOVÍTICOS, ORA INTERCALADOS A NÍVEIS GRAFITOSOS).</p>	<p>GRANITOS INTRUSIVOS</p>
				PEBE	an			
ch								
qz								
<table border="1"> <tr> <td rowspan="2">PECs</td> <td>d</td> </tr> <tr> <td>gb</td> </tr> </table>	PECs	d	gb	<p>ASSOCIAÇÃO DIORÍTICA (d) - META-QUARTZO-DIORITOS, METADIORITOS, MICRODIORITOS E QUARTZO-ANFIBOLITOS ASSOCIAÇÃO GABROÍCA (gb) - HORNBLENDA - GABROS HORNBLENDA - GABRONORITOS E HORNBLENDA - NORITOS</p>				
PECs		d						
	gb							
COMPLEXO CÔRREGO SECO		<table border="1"> <tr> <td>CTDL</td> <td></td> </tr> </table>	CTDL		<p>COBERTURAS LATERÍTICAS</p>	<p>GRANITOS INTRUSIVOS</p>		
CTDL								
				<table border="1"> <tr> <td>PCγ<sub>2</sub></td> <td></td> </tr> </table>	PCγ <sub>2</sub>			
PCγ <sub>2</sub>								
				<table border="1"> <tr> <td>PCγ<sub>1</sub></td> <td></td> </tr> </table>	PCγ <sub>1</sub>			
PCγ <sub>1</sub>								
AMENTO GNAISSICO		<table border="1"> <tr> <td>gg</td> <td>xis</td> </tr> </table>	gg	xis	<p>GRANITO GNAISSES QUARTZO-FELDSPÁTICOS (gg) E BIOTITA GNAISSES E HORNBLENDA-BIOTITA</p>			
gg	xis							

um

gb

og


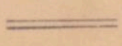
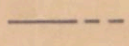
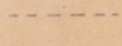

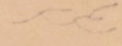
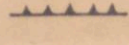

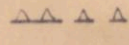

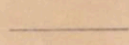
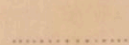
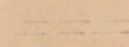

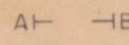



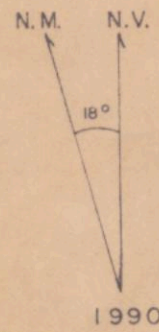
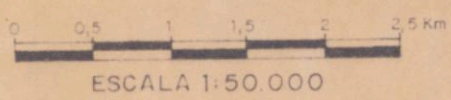
A R Q S  
EMBASAMENTO  
GRANITO-GNAISSICO

gg		xis
	fc	gb
bg		um

GRANITO GNAISSES QUARTZO-FELDSPÁTICOS (gg)  
E BIOTITA GNAISSES E HORNBLENDA-BIOTITA  
GNAISSES (fg), LOCALMENTE COM ENCLAVES DE  
XISTOS ALUMINOSOS (xis), METAGABROS (gb) E  
METAULTRAMÁFICAS (um)

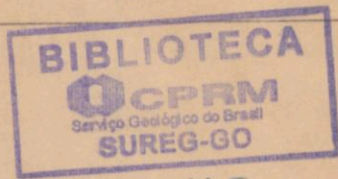
### CONVENÇÕES

-  ATITUDE DE XISTOSIDADE
-  RODOVIA ASFALTADA
-  FALHA INDEFINIDA (TRACEJADA ONDE INFERIDA)
-  ESTRADA CARROÇÁVEL
-  FALHA TRANSCORRENTE
-  DRENAGEM
-  FALHA DE EMPURÃO
-  CIDADE
-  FALHA INVERSA (TRACEJADA ONDE INFERIDA)
-  FAZENDA
-  CONTATO GEOLÓGICO ENTRE SEQUÊNCIAS
-  CONTATO ENTRE LITOLOGIAS DE UMA MESMA UNIDADE
-  LINEAMENTOS ESTRUTURAIS
-  LITOTIPO COM ÁREA AFLORANTE RESTRITA
-  PERFIL GEOLÓGICO
-  DIQUE



ANEXO 2

ALENCAR/JAN/90



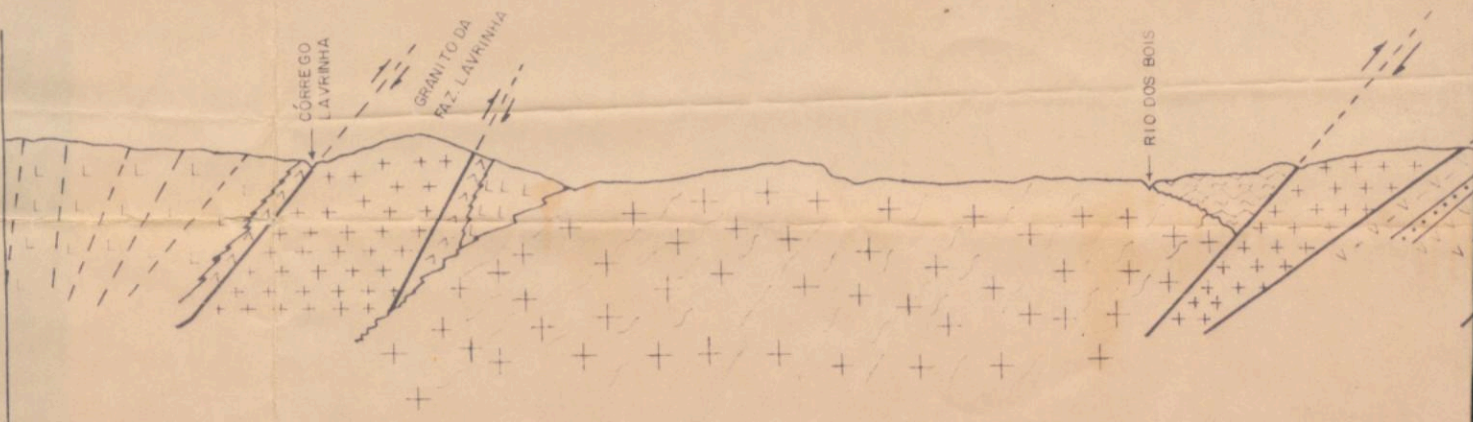
T-040



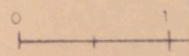
ANEXO 3 - SECÇÕES GEOLOGICAS



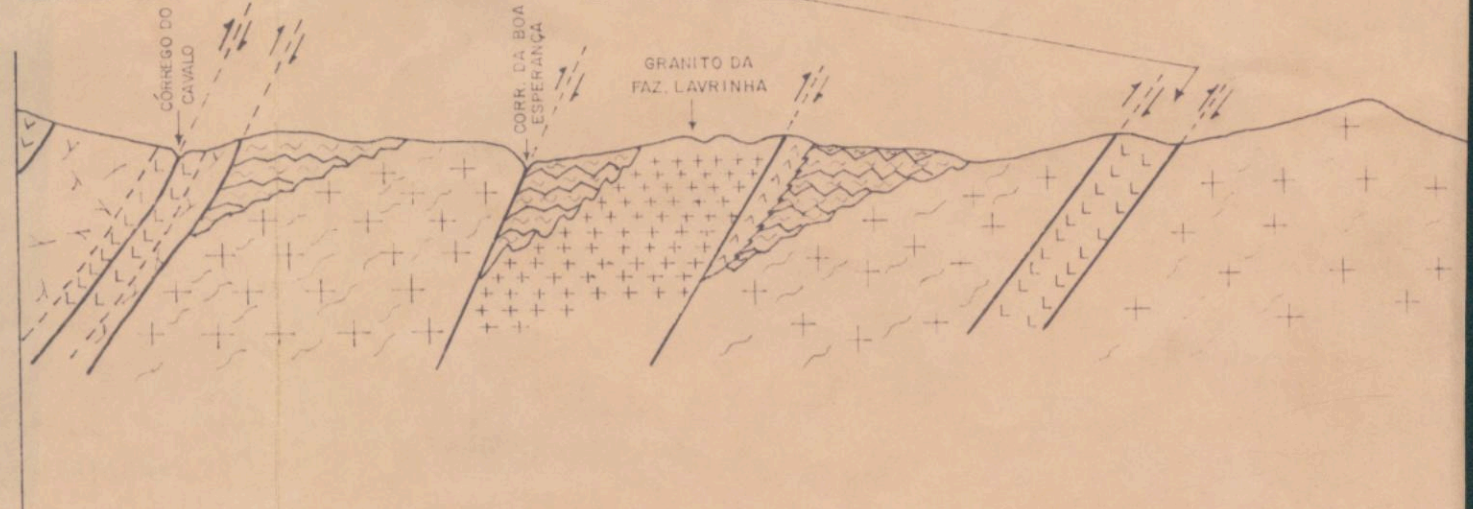
SEQUÊNCIA DO CÓRREGO BOA ESPERANÇA + EMBASAMENTO GRANITO - GNÁISSICO + SEQ DO CÓRREGO DA BOA ESPERANÇA



ESC. VERT. 1: 20.000 ESC. HOR. 1: 50.000



COMPLEXO CÓRREGO SECO + SEQ DO CORR. EMB. DA BOA ESPERANÇA + GRANITO - GNÁISSICO + SEQ. DO CÓRREGO BOA ESPERANÇA + EMBASAMENTO GRANITO



ESC. HOR. 1: 50.000 EXAGERO VERTICAL 2,5X

EMBASAMENTO GRANITO GNÁISSICO + COMPLEXO CÓRREGO SECO

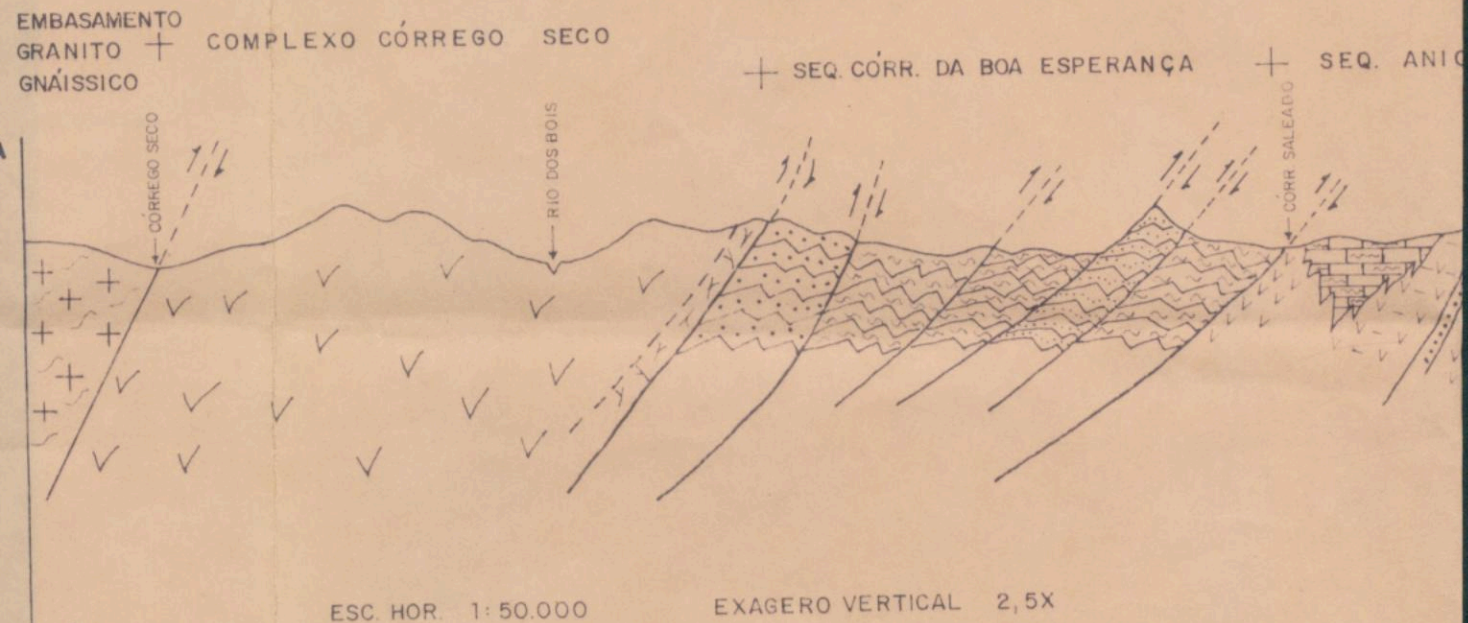
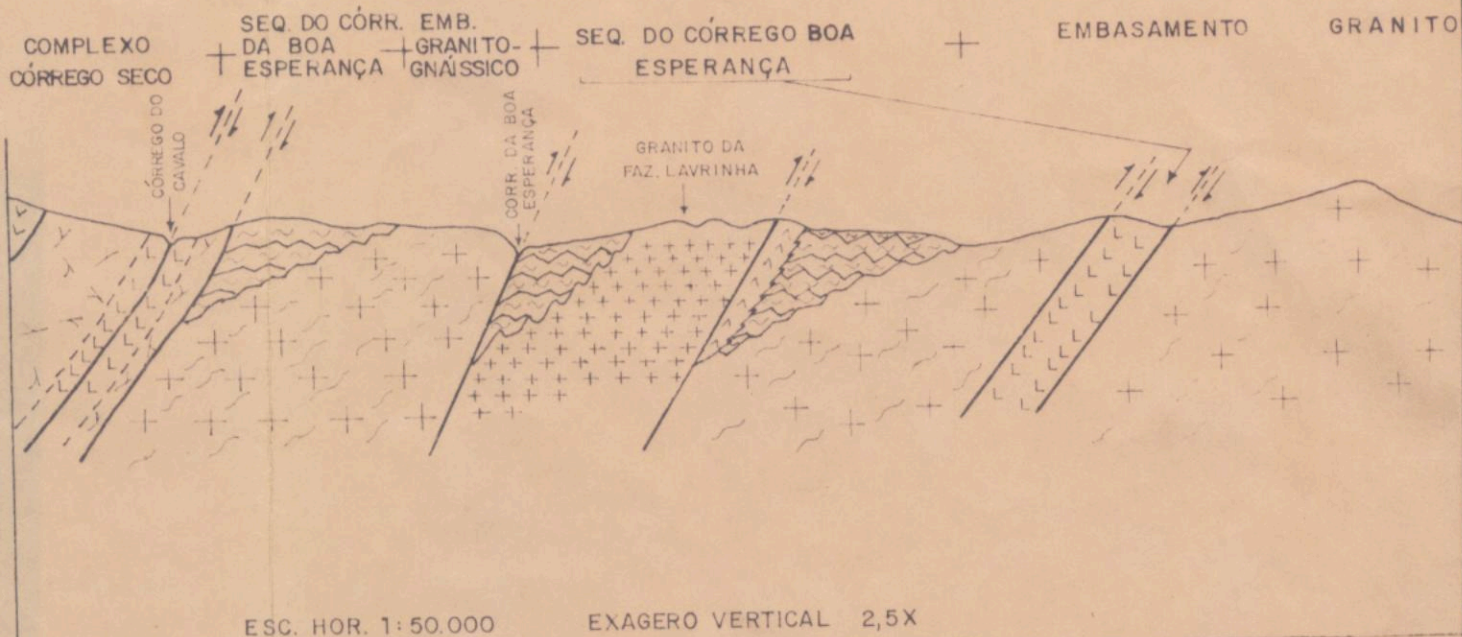
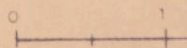
+ SEQ. CORR. DA BOA ESPERANÇA + SEQ. ANIO





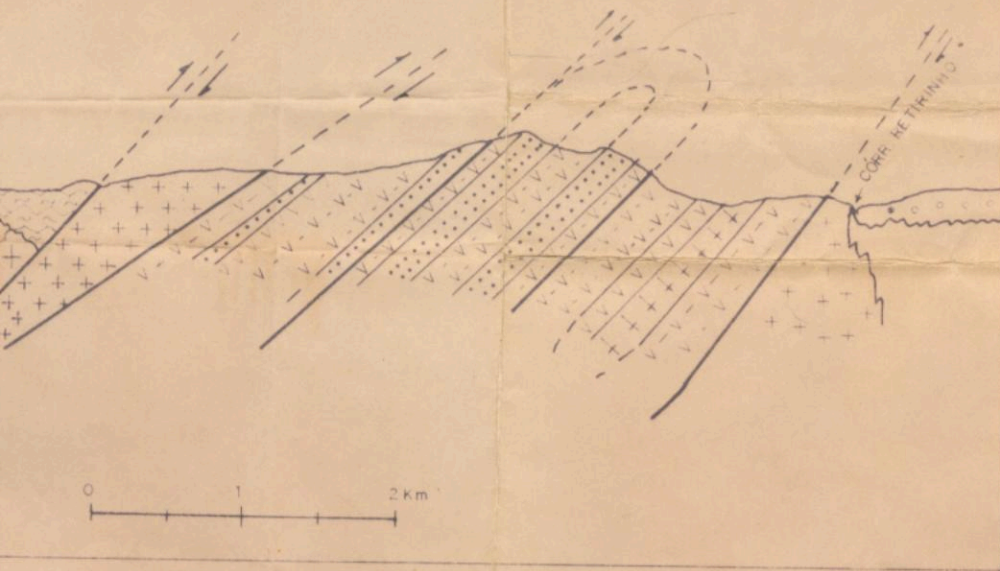
ESC. VERT. 1: 20.000

ESC. HOR. 1: 50.000



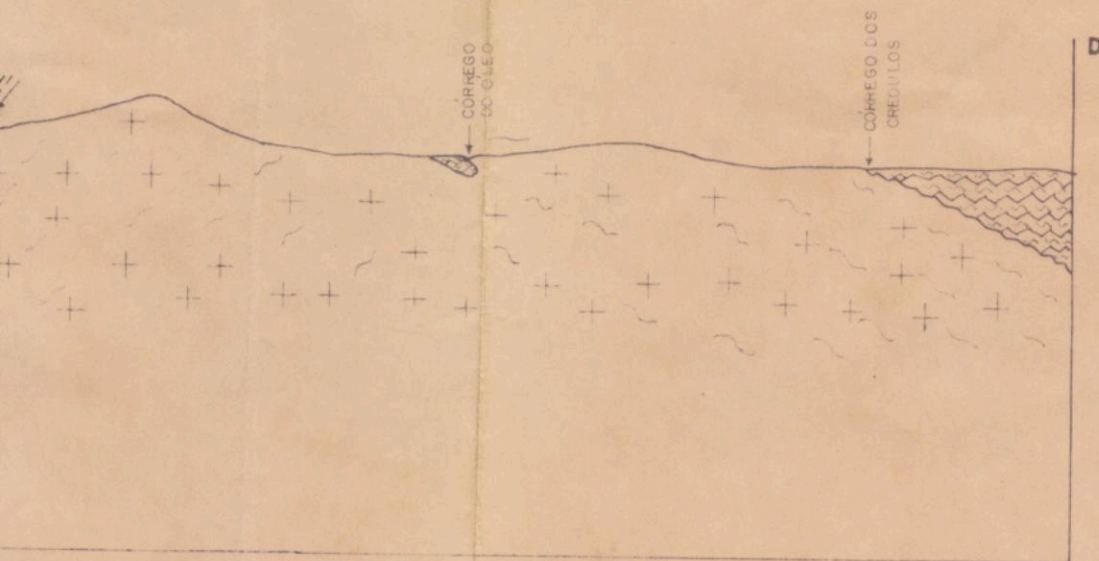


Q DO CÓRREGO DA BOA ESPERANÇA + SEQUÊNCIA ANICUNS - ITABERAÍ

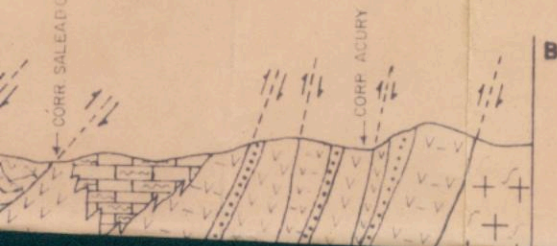


NTO GRANITO - GNÁISSICO

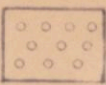
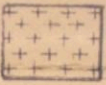
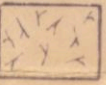
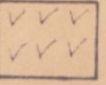

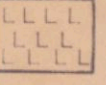

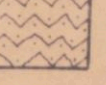
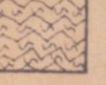
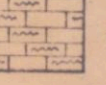
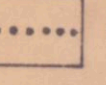
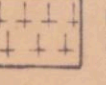
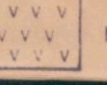
SEQ. CORREGO DA BOA ESPERANÇA



+ SEQ. ANICUNS-ITABERAÍ + EMBASAMENTO GRANITO - GNÁISSICO



LEG

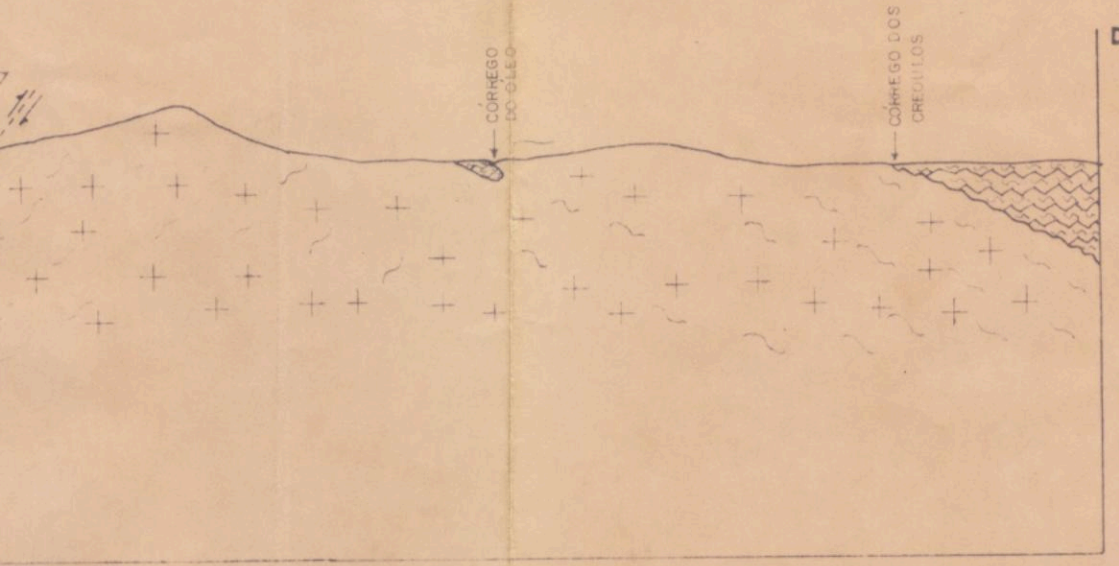
- 15  COBERTU
- 14  GRANITO
- 13  DIORITO
- 12  GABROS
- 11  ANFIBÓL
- 10  ANFIBOLI INTERMED
- 9  QUARTZIT
- 8  QUARTZI
- 7  METAPELI GRAFITOS
- 6  MÁRMORE
- 5  METACHE
- 4  METAVULC OU ÁCIDA
- 3  METAVULC



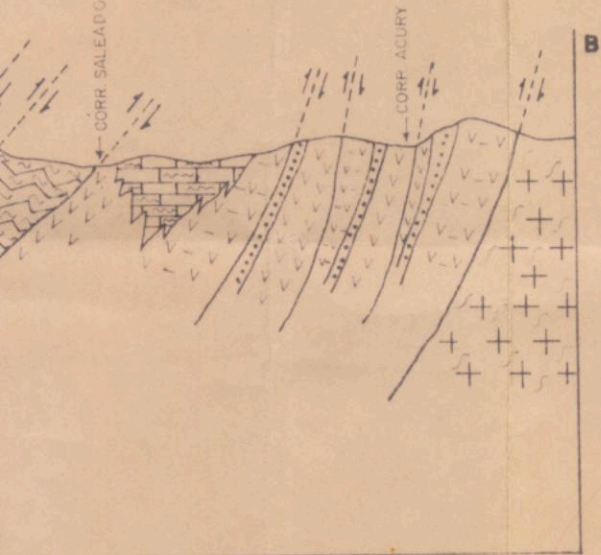


EMTO GRANITO - GNÁISSICO

SEQ CORREGO DA BOA ESPERANÇA



SEQ. ANICUNS-ITABERAI + EMBASAMENTO GRANITO - GNÁISSICO



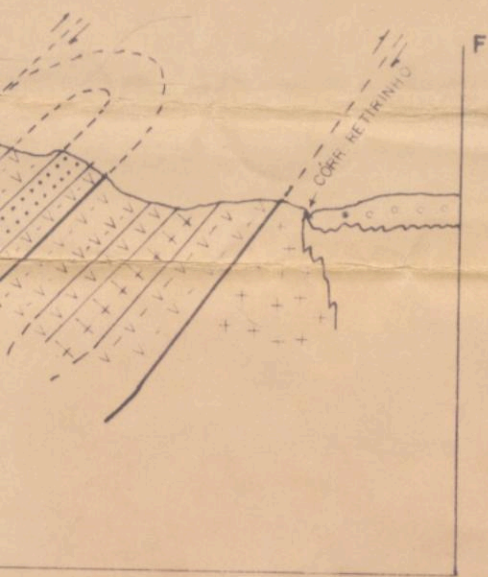
- 12 GABROS
- 11 ANFIBÓL
- 10 ANFIBÓL INTERMED
- 9 QUARTZIT
- 8 QUARTZIT
- 7 METAPELI GRAFITOS
- 6 MÁRMORE
- 5 METACHE
- 4 METAVUL OU ÁCID
- 3 METAVUL
- 2 XISTOS
- 1 GRANITO

ANEXO 3 - SECÇÕES GEOLÓGICAS  
(NUNES, 1990 - TÊSE MESTRADO)

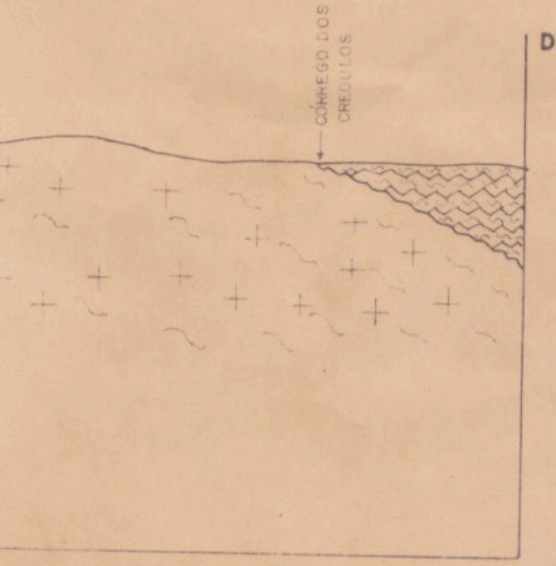




NS - ITABERAÍ

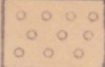
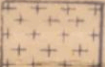
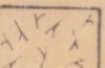
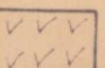
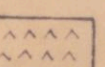
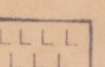

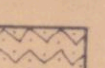

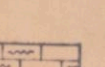
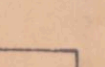
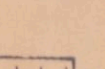
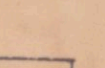


SEQ CORREGIDA BOA ESPERANÇA

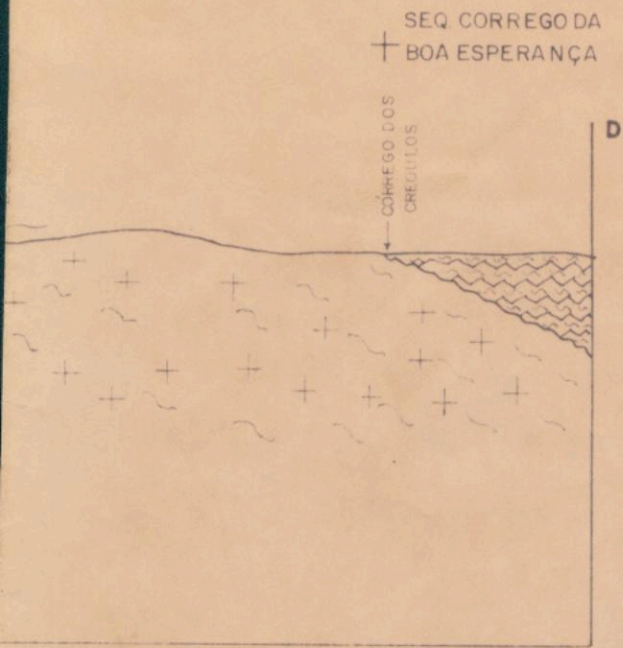
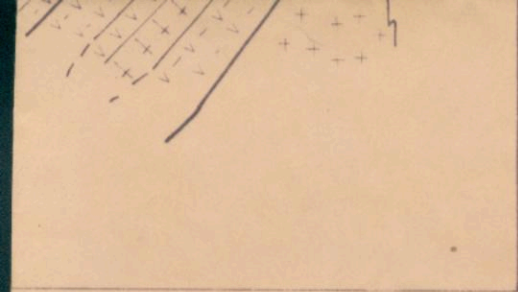


BASAMENTO GRANITO - GNÁISSICO

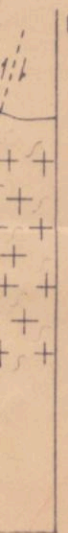
### LEGENDA

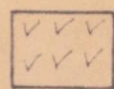
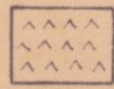
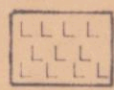

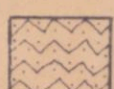
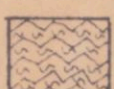
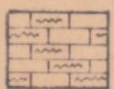
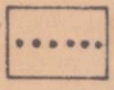
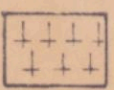
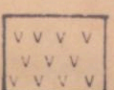
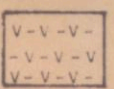
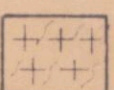
- 15  COBERTURAS DETRITICO LATERITICAS
- 14  GRANITOS
- 13  DIORITOS
- 12  GABROS
- 11  ANFIBÓLIO-XISTOS
- 10  ANFIBOLITOS DE COMPOSIÇÕES INTERMEDIÁRIA A BÁSICA
- 9  QUARTZITOS FERROSOS
- 8  QUARTZITOS
- 7  METAPELITOS, METAPELITOS GRAFITOSOS
- 6  MÁRMORES E CALCIOSSILICATADAS
- 5  METACHERTS FERRÍFERO
- 4  METAVULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS OU ÁCIDAS
- 3  METAVULCÂNICAS BÁSICAS





EMBASAMENTO GRANITO - GNAÍSSICO



- 12  GABROS
- 11  ANFIBÓLIO-XISTOS
- 10  ANFIBOLITOS DE COMPOSIÇÕES INTERMEDIÁRIA A BÁSICA
- 9  QUARTZITOS FERROSOS
- 8  QUARTZITOS
- 7  METAPELITOS, METAPELITOS GRAFITOSOS
- 6  MÁRMORES E CALCIOSILICATADAS
- 5  METACHERTS FERRÍFERO
- 4  METAVULCÂNICAS INTERMEDIÁRIAS OU ÁCIDAS
- 3  METAVULCÂNICAS BÁSICAS
- 2  XISTOS ULTRAMÁFICOS
- 1  GRANITO - GNAISSES

ANEXO 3 - SECÇÕES GEOLÓGICAS  
(NUNES, 1990 - TESE MESTRADO)





ANEXO 4 - MAPA ESTRUTURAL

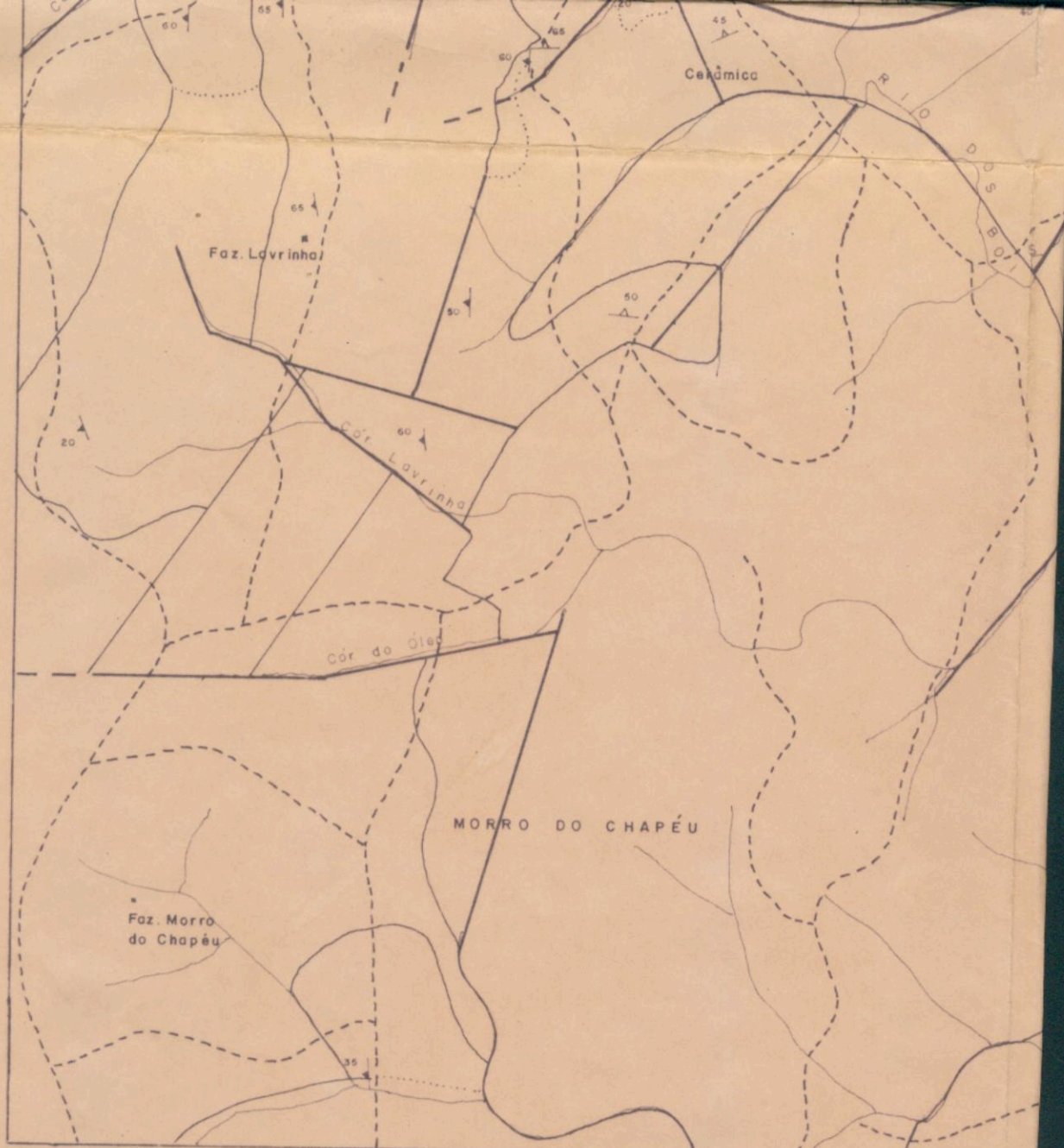


50°00'15"  
16°21'35"

AMERICANO DO  
BRASIL







MAPA ESTRUTURAL - ANEXO 4

ESCALA 1/50.000

(NUNES, 1990 - TESE MESTRADO)

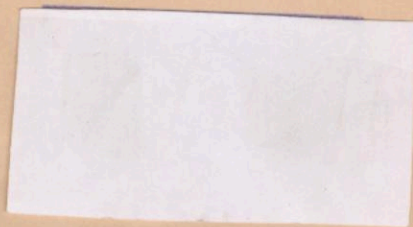
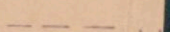
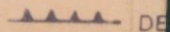
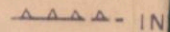
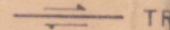
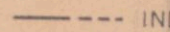
N



ATITUDE DE X



FALHAS











Alencar - 01/90

### CONVENÇÕES (MAPA ESTRUTURAL) ANEXO 4

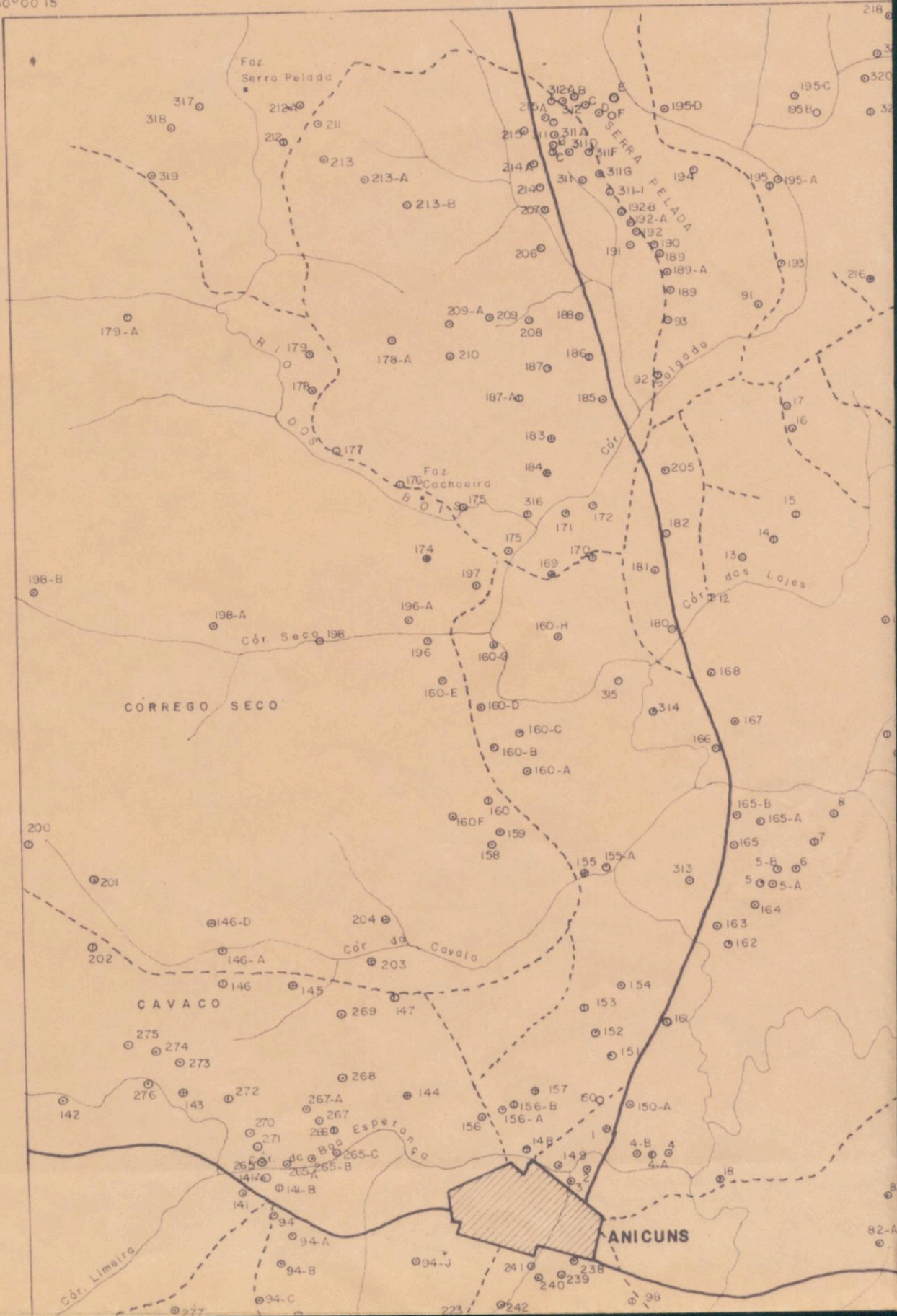
GRADIENTE DE XISTOSIDADE	LINEAÇÕES DE ESTIRAMENTO E EIXOS DE DOBRAS	EIXOS E/ OU TRAÇO AXIAIS DE DOBRAS DA SEQUÊNCIA ANICUNS - ITABERÁ
S <sub>1</sub>	FASE D <sub>1</sub> LINEAÇÃO L <sub>1</sub>	
S <sub>2</sub>	FASE D <sub>2</sub> LINEAÇÃO L <sub>2</sub>	
S <sub>3</sub>	FASE D <sub>3</sub> LINEAÇÃO L <sub>3</sub>	(FASE D <sub>2</sub> )
	FASE D <sub>4</sub> EIXO 4	ANTICLINAL E
DOBRAS		SINCLINAL COM INDICAÇÃO DO CAIMENTO DO EIXO
INDEFINIDA (TRACEJADA ONDE INFERIDA)		
TRANSCORRENTE		
INVERSA (TRACEJADA ONDE INFERIDA)		
DE EMPURRÃO		
LINEAMENTOS ESTRUTURAIS		



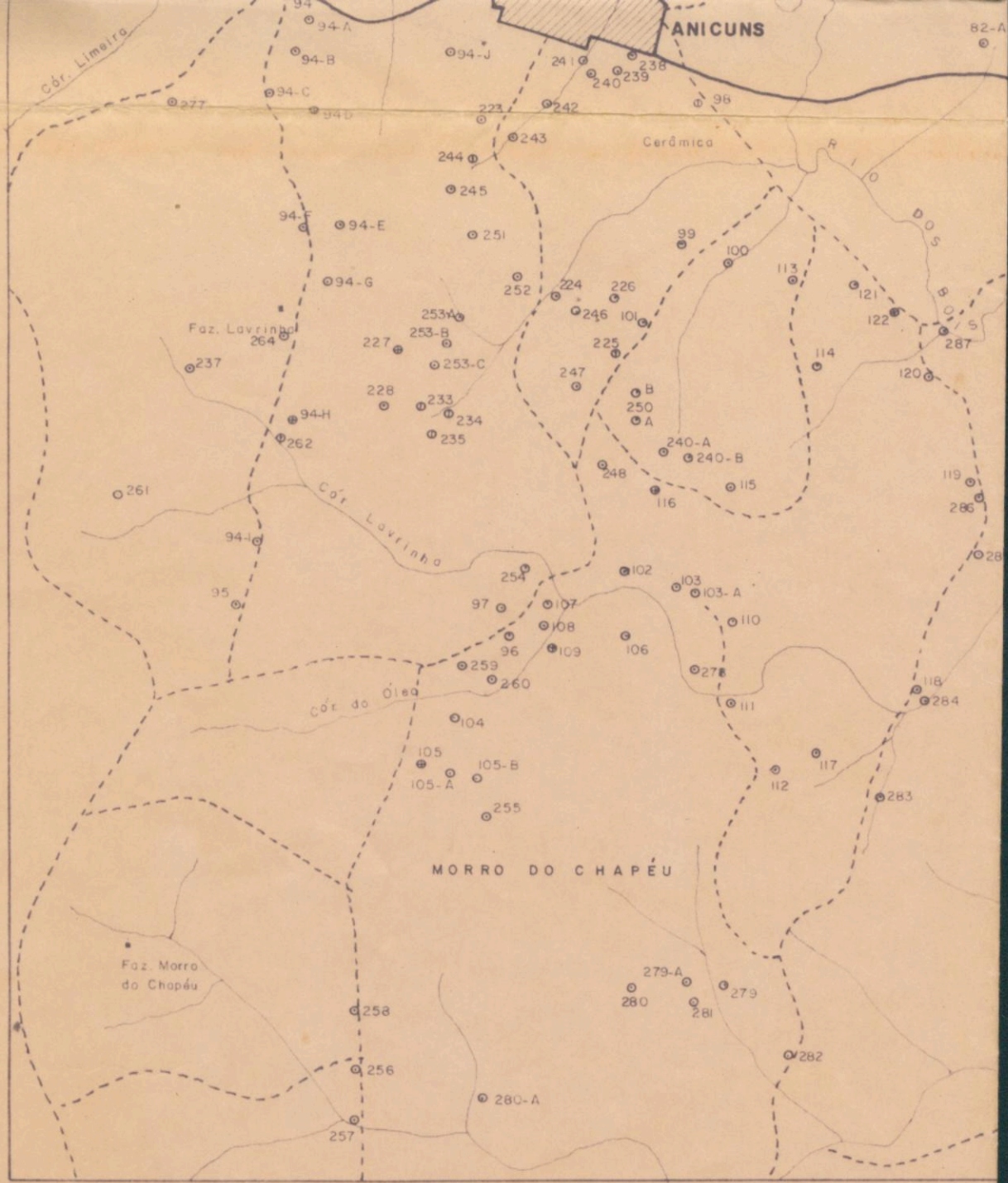
ANEXO 5 - MAPA DE PONTOS








50°00'15"  
16°21'35"







**MAPA DE PONTOS**  
**CONVENÇÕES**

-  ESTRADAS
-  DRENAGEM
-  PONTO DESCRITO
-  AMOSTRA LAMINADA
-  AMOSTRA COM ANÁLISE QUÍMICA

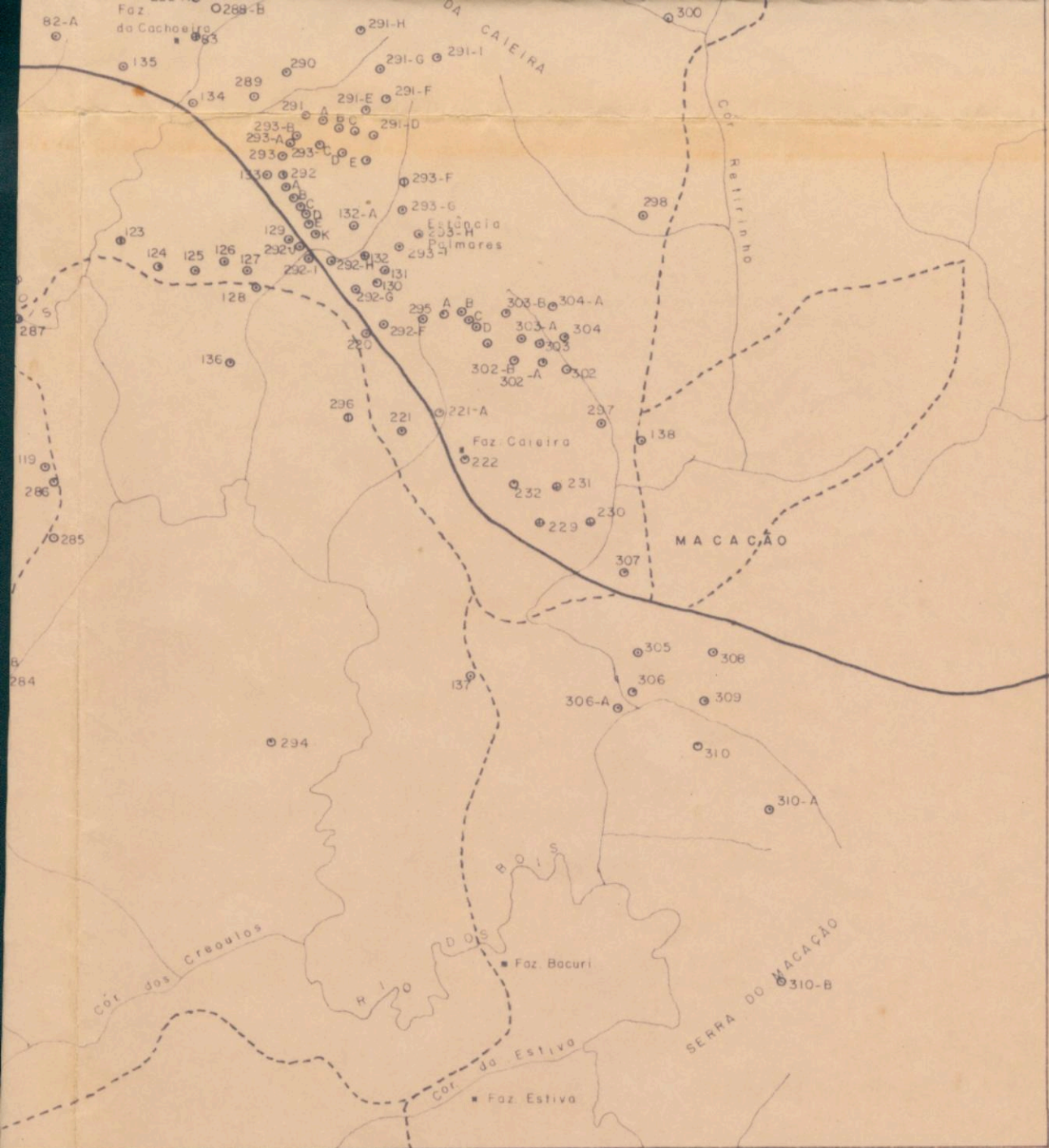
ESC. 1: 50.0



49° 35' 00"



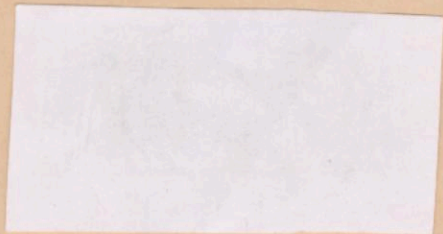




Alencar - 01/90

(NUNES, 1990 - TESE MESTRADO)

: 50.000



ANEXO 5