

UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS

GEOLOGIA, PETROLOGIA E ESTRUTURA DOS METAMORFITOS
DA REGIÃO DE CAÇAPAVA DO SUL, RS

MARIA DE FÁTIMA APARECIDA SARAIVA BITENCOURT

Orientador: Prof. Dr. Léo Afrâneo Hartmann

Comissão Examinadora:

Prof. Dr. Hubert Roeser

Prof. Dr. Léo Afrâneo Hartmann

Prof. Dr. Roberto Dal'Agnol

Dissertação submetida como quesito parcial para a
obtenção do título de Mestre em Geociências

T
552.4(816.5)
3624 8

Porto Alegre, dezembro de 1983

10994

T
552.4(816.5)
B6240

GEO
1995/256077-6
1984/10/22
2076

UFRGS
BIBLIOTECA SETORIAL
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

Registro: 10.994

Nº Obra: 4568

Data: 22.10.84

ÍNDICE

AGRADECIMENTOS	vii
RESUMO	ix
ABSTRACT	x
INTRODUÇÃO	1
Objetivos	1
Aspectos geográficos	1
Métodos de trabalho	4
GEOLOGIA REGIONAL	7
Revisão estratigráfica	7
Geologia da região de Caçapava do Sul	12
Complexo Granítico de Caçapava do Sul	14
Complexo Metamórfico Passo Feio	18
GEOLOGIA DAS ÁREAS PROPOSTAS	22
Região do Passo Feio	22
Complexo Granítico de Caçapava do Sul e relações de contato	26
Região do Faxinal	29
PETROGRAFIA DOS METAMORFITOS	36
Região do Passo Feio	36
Metapelitos	36
Anfibólio xistos	41
Metagabros	45
Anfibólio gnaisses	48
Gnaisses-quartzo-feldspáticos	51
Xistos magnesianos	56
Outras litologias	57
Região do Faxinal	60
Metapelitos	60

Metavulcanoclásticas	64
Anfibólio xistos e filitos	69
Anfibólio gnaisses	71
Composição dos anfibólios	74
PETROLOGIA	79
Aspectos gerais	79
Evento metamórfico M ₁	81
Evento metamórfico M ₂	88
O metamorfismo de contato	92
Seqüências pré-metamórficas	94
Metapelitos	94
Rochas portadoras de anfibólio	94
Gnaisses quartzo-feldspáticos	95
Xistos magnesianos	95
Metavulcanoclásticas	98
GEOLOGIA ESTRUTURAL	99
Aspectos gerais	99
Evento deformacional D ₁	100
Evento deformacional D ₂	101
Evento deformacional D ₃	103
Relação entre deformação e metamorfismo	114
Análise do fraturamento	115
Relações dos metamorfitos com as rochas graníticas	117
GEOQUÍMICA DAS ROCHAS PORTADORAS DE ANFIBÓLIO	119
Revisão dos critérios de diferenciação entre orto- e para-anfibolitos	119
Aspectos gerais	124
Elementos maiores e menores	125
Elementos traços	130
Discussão dos dados	133
Considerações genéticas	145
CONCLUSÕES	153
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	156
ANEXO I	162
ANEXO II	177

LISTA DE TABELAS

1. Resultados de análises químicas de anfibólios por microsonda eletrônica	76
2. Fórmula química e classificação de anfibólios	77
3. Valores de elementos traços e classificação petrográfica de xistos magnesianos	97
4. Resultados analíticos de elementos maiores, menores e traços	126
5. Média e desvio padrão para elementos maiores	127
6. Números de Niggli, normas CIPW e análise modal	128
7. Comparação dos dados obtidos com médias mundiais	129

LISTA DE FIGURAS

1. Planta de situação da região de Caçapava do Sul	02
2. Mapa de localização e vias de acesso às áreas estudadas	03
3. Quadro comparativo das principais propostas estratigráficas para a região de Caçapava do Sul	08
4. Esboço geológico da região de Caçapava	13
5. Diagrama QAP para o Complexo Granítico de Caçapava do Sul	16
6. Feições mesoscópicas dos metamorfitos na região do Passo Feio	24
7. Vista panorâmica da região do Faxinal	30
8. Feições mesoscópicas dos metamorfitos na região do Faxinal	32
9. Afloramento de anfibólio gnaisses na região do Faxinal	34
10. Feições microscópicas de xistos e filitos na região do Passo Feio	38
11. Minerais porfiroblásticos dos metapelitos da região do Passo Feio	40
12. Feições microscópicas de anfibólio xistos na região do Passo Feio	42
13. Feições microscópicas de rochas portadoras de anfibólio na região do Passo Feio	46
14. Variações composicionais dos gnaisses quartzo-feldspáticos da região do Passo Feio	53
15. Porfiroblastos dobrados de tremolita na região	

do Passo Feio	58
16. Feições microscópicas dos metapelitos na região do Faxinal	62
17. Feições microscópicas das rochas metavulcano-clásticas da região do Faxinal	66
18. Anfibólito gnaisse da região do Faxinal	72
19. Representação das paragêneses de M_1 no Complexo Metamórfico Passo Feio	82
20. Evidências microscópicas de D_1 na região do Passo Feio	83
21. Dobras isoclinais F_1	102
22. Foliação S_2 diferenciada	104
23. Dobramento coaxial de F_2 em torno de F_3	105
24. Dobras F_3 em filitos da região do Faxinal	107
25. Feições mesoscópicas de D_3	108
26. Feições microscópicas de D_3	110
27. Representação de elementos estruturais	111
28. Diagramas de igual área para pólos de S_2 e lineações L_3	112
29. Diagramas de igual área para lineações L_3	113
30. Diagramas de igual área para pólos de fraturas em metamorfitos e rochas graníticas	116
31. Elementos traços das rochas portadoras de anfibólito	131
32. Representação das amostras no diagrama $c \times mg$	134
33. Parte do diagrama triangular $100 \text{ mg} - c - (al - alk)$	135
34. Representação de Al, fm, c, mg, k e alk contra si	136
35. Variação de k, p, ti e alk com mg	138
36. Valores de si contra $(al + fm) - (c + alk)$	140
37. Elementos traços contra mg	141
38. Relação $Cr \times Ni$	143
39. Variação de Ti, V e MnO com FeO^*	144
40. Diagrama de variação $Zr \times TiO_2$	146
41. Diagrama de classificação de rochas vulcânicas normais	147
42. Diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2	148
43. Diagrama de discriminação para rochas não alca-	

linas

149

ENCARTES

Mapa geológico

Mapa de pontos

AGRADECIMENTOS

A autora expressa seus agradecimentos a todas as pessoas e entidades que auxiliaram na execução do presente trabalho, destacando as seguintes:

- O Curso de Pós-Graduação em Geociências, na pessoa da Prof.^a Yvonne Sanguinetti e o Instituto de Geociências da UFRGS, na pessoa do Prof. Milton Formoso, pelas facilidades proporcionadas no decorrer do trabalho;
- A FAPERGS, pelo auxílio financeiro concedido na fase de campo e execução de desenhos;
- Os ex-alunos do Curso de Geologia da UFRGS, Luis Alberto Fernandes, Paulo Cesar Fernandes e Nelson Brasil Ferreira, os formandos do Curso de Geologia da UNISINOS, 1981/2 e o Geól. Farid Chemale Jr. pela colaboração nos trabalhos de campo;
- A Prof.^a Dione Alves Pintaúde e a bacharel em química Jacinta Enzweiler pelos trabalhos de análises químicas;
- O Prof. Jorge Alberto Willvock, pela gentileza e orientação na execução das fotomicrografias;
- Alexis Nummer e Magda Ludeke, pela execução da parte gráfica;
- Os colegas do Curso de Pós-Graduação, pelo estímulo e discussões, em especial a Maria do Carmo e Roberto Cunha pela revisão do texto e dos desenhos;
- Os professores Evandro Fernandes de Lima, Lauro Nardi e Hardy Jost pelas valiosas discussões mantidas ao longo do trabalho;
- O Geól. Marcelo Ribeiro pelo acesso a materiais de consulta;
- O coordenador do Trabalho de Graduação da UFRGS, Prof. Jair Ferreira Pinto, pelo acesso aos relatórios sobre a região estudada;
- Os Prof. Hubert Roeser e Rudolph Trow pelas discussões e acesso à bibliografia;

A autora agradece em especial ao orientador desta dis-

sertação, Prof. Léo Afrâneo Hartmann, pelo apoio, crítica e incentivo em todas as fases do trabalho.

RESUMO

A geologia da região de Caçapava do Sul é caracterizada por uma sequência de rochas polimetamórficas, denominadas de Complexo Metamórfico Passo Feio, que circunda uma associação de rochas graníticas, designada Complexo Granítico de Caçapava do Sul. O complexo metamórfico contém metapelitos, anfibólito xistos, anfibólito gnaisses, metagabros e metavulcanoclásticas, predominantemente, com xistos magnesianos, gnaisses quartzo-feldspáticos, mármore, quartzitos e metavulcânicas subordinadas. Diques de diabásio e de rochas lamprofíricas de pequeno porte cortam estas litologias. Observa-se uma passagem gradacional de rochas metamórficas foliadas para rochas anquimetamórficas maciças de sul para norte, coincidindo com o crescente predomínio de rochas metavulcanoclásticas sobre metapelitos. São reconhecidas duas fases de metamorfismo regional. A primeira atingiu o facies anfibolito, zona da estauroлита e a presença de andaluzita sugere para a mesma um caráter de baixa pressão. A segunda fase atingiu a zona da biotita do facies xistos verdes. Verificam-se, ainda, três fases de dobramento, sendo a segunda a responsável pela geração da foliação principal reconhecida na área e a última pelo seu dobramento e pela geração da estrutura antiformal regional. Sugere-se que o complexo granítico, ou parte dele, participou da segunda fase metamórfico-deformacional, constituindo o mesmo a porção mais interna da estrutura regional. O estudo geoquímico das rochas portadoras de anfibólito demonstra que os seus teores de elementos traços, principalmente Cr, Co e Ni, são próprios de rochas ígneas. Entretanto, verificam-se correlações imperfeitas com os padrões ígneos de diferenciação, bem como a presença de tendências mistas, na direção de sedimentos argilosos. Conclui-se que estas rochas provêm em parte de rochas ígneas e em parte de rochas vulcânicas e piroclásticas retrabalhadas.

ABSTRACT

The Caçapava do Sul region is described as a sequence of polymetamorphic rocks designated Passo Feio Metamorphic Complex bordering an association of granitic rocks named Caçapava do Sul Granitic Complex. The metamorphic rocks comprise mainly metapelites, amphibole-bearing schists and gneisses, metagabros, and meta-volcaniclastic rocks and, in smaller proportions, magnesian schists, quartzo-feldspathic gneisses, marbles, quartzites and metavolcanics. Small diabase and lamprophiric dikes intrude these rocks. A gradational relationship is observed between foliated and massive anchimetamorphic rocks, coinciding with the predominance of meta-volvaniclastics over metapelites. Two regional metamorphic events are recognized. The first reached the staurolite zone of the amphibolite facies; the occurrence of andaluzite is suggestive of low-pressure conditions. The second event is a retrogressive, greenschist facies metamorphism, having reached the biotite zone. Three folding episodes are described. The second originated the main foliation, S_2 , and the last one built up the regional antiformal structure, by the folding of S_2 . The granitic rocks constitute the core of the regional structure and it is suggested that this complex of rocks, or part of it, has been affected by the second episode of folding and metamorphism. The geochemical study of amphibole-bearing rocks indicates that their trace element content, mainly that of Cr, Co, and Ni is characteristic of igneous rocks. However, imperfect correlations with igneous differentiation trends are observed, as well as the presence of mixed trends, towards argillaceous sediments. It is concluded that such rocks provide partly from igneous rocks and partly from reworked volcanics and pyroclastics.

INTRODUÇÃO

Objetivos

O objetivo primordial do presente trabalho compreende o estudo detalhado das feições litológicas e estruturais da sequência de metamorfitos, até então considerada como sendo pertencente à Formação Vacacaí, disposta em torno de um batolito granítico-granodiorítico, que caracteriza a geologia da região de Caçapava do Sul. As litologias de gênese pouco problemática, como os metapelitos, são caracterizadas apenas petrologicamente. Já às rochas portadoras de anfibólio, de gênese mais complexa, é dada uma ênfase especial, através de sua discriminação petrológica e geoquímica.

São abordados, ainda, aspectos estruturais relevantes, bem como a disposição das zonas metamórficas e sua relação com o corpo granítico.

Para tanto, foram selecionadas duas áreas de metamorfitos, delimitadas em função de suas características geológicas e dispostas a norte e a sul do batolito.

Aspectos Geográficos

As áreas estudadas situam-se, respectivamente, a norte e a sul da cidade de Caçapava do Sul, Estado do Rio Grande do Sul (Fig. 1 e 2). Ambas são acessíveis através de rodovias federais, estaduais e municipais, trafegáveis em quaisquer condições de tempo.

A área situada a norte da cidade de Caçapava do Sul, referida como Região do Faxinal, compreende parte do município de Caçapava do Sul e abrange uma superfície aproximada de 115 km². A área sul, referida como Região do Passo Feio, está contida no

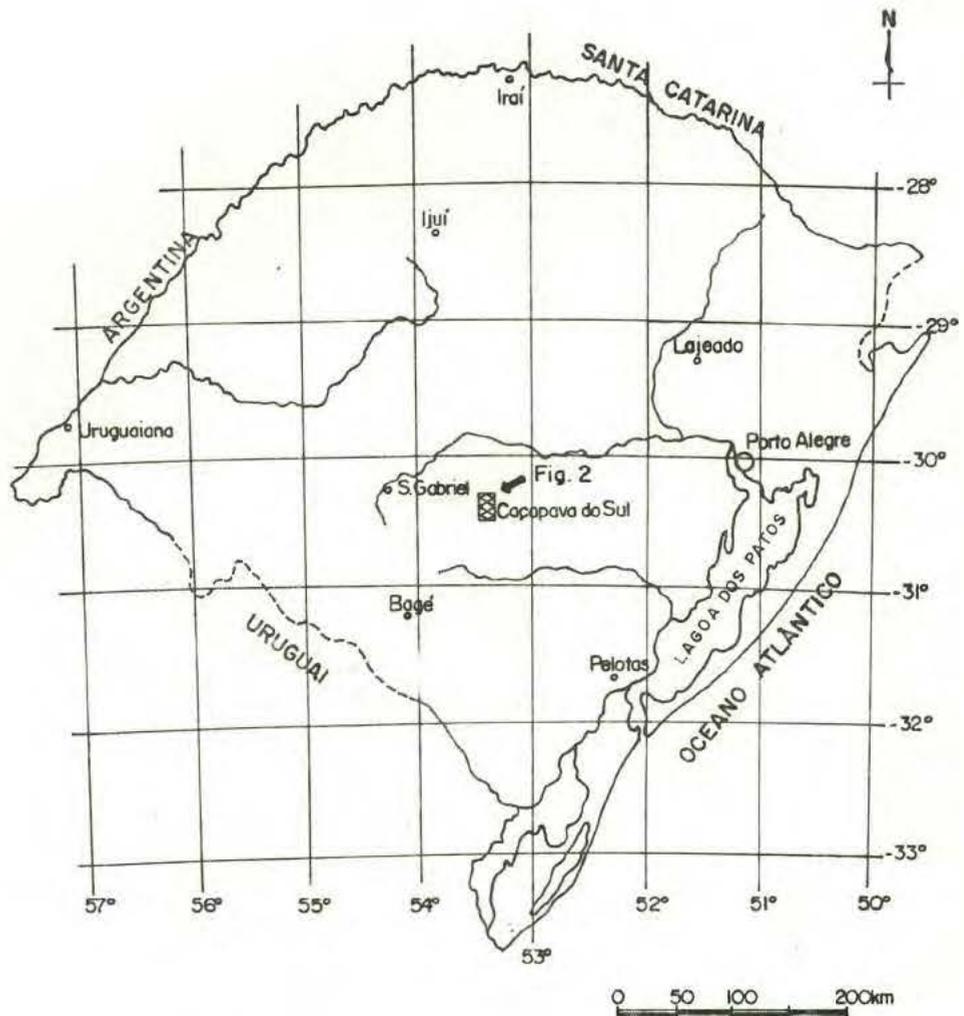


Fig. 1 - Planta de situação da Região de Caçapava do Sul , no Estado do Rio Grande do Sul .

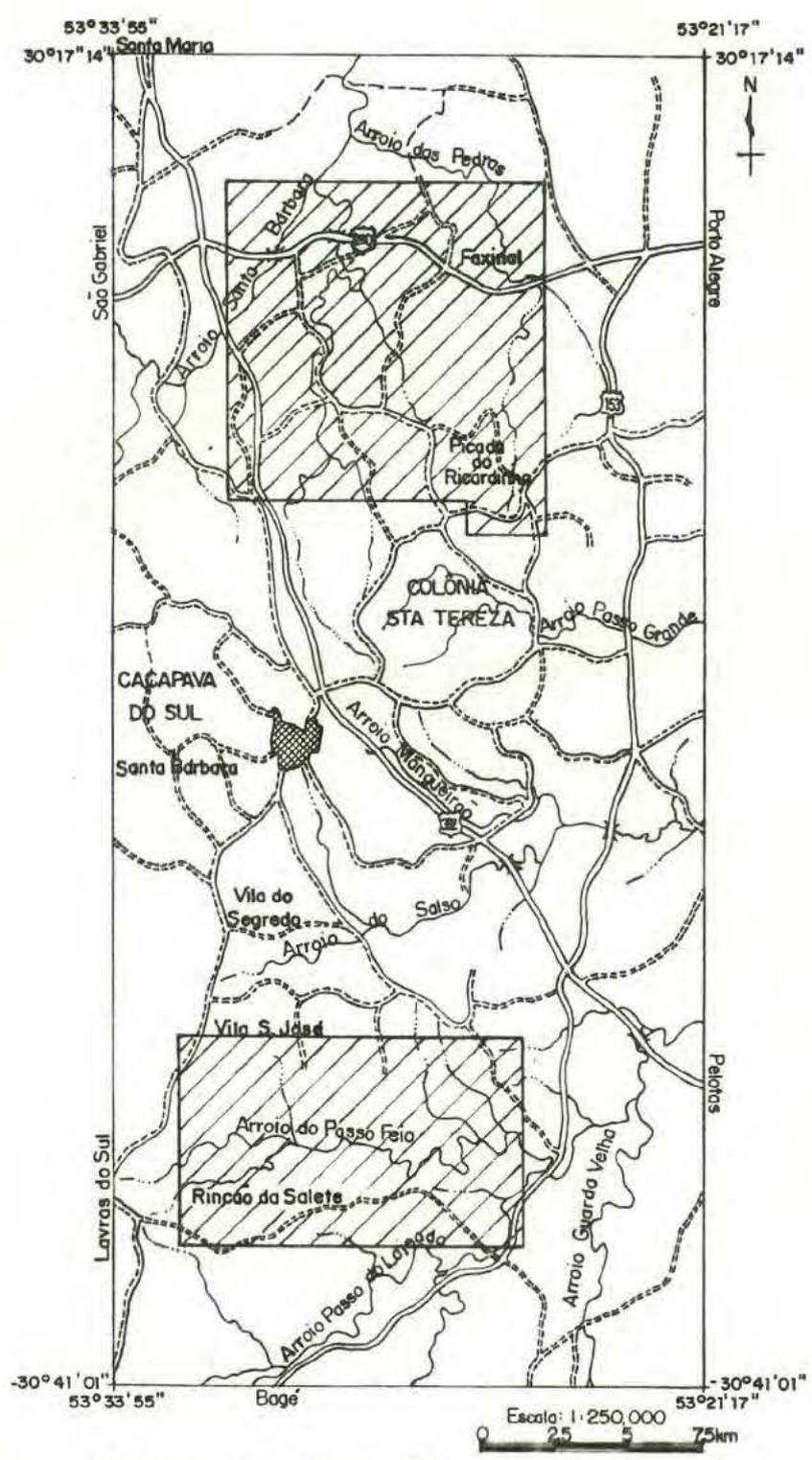


Fig. 2 - Mapa de localização e vias de acesso à Região do Faxinal e do Passo Feio, Cacapava do Sul, RS.

mesmo município, compreendendo uma superfície de cerca de 87km².

As condições climáticas locais são de zona temperada, com precipitações que variam de 750 a 1500 mm durante o ano. Janeiro é o mês mais quente, com temperatura média superior a 22°C e média de 3°C em julho, o mês mais frio.

Geomorfologicamente, as duas áreas não apresentam diferenças significativas, podendo, portanto, ser descritas em conjunto. O relevo é ondulado, com colinas na maior parte da área. Ocasionalmente é soerguido e com vales profundos, de desnível superior a 250 m. As elevações têm, em geral, de 150 a 300 m.

A cobertura de solo é, geralmente, pouco espessa, da ordem de 20 a 50 cm, e indiferenciada, tornando-se consideravelmente mais espessa e contendo horizontes A e C próximo aos cursos d'água mais expressivos.

As melhores exposições de rocha se encontram nos leitos e margens de cursos d'água, tornando-se mais escassas e mais alteradas em altos topográficos.

Métodos de Trabalho

Os trabalhos de campo totalizaram aproximadamente 90 dias, nos meses de janeiro-fevereiro de 1980 e julho de 1981. Nesta etapa, foram utilizados mapas topográficos do Serviço Geográfico do Exército, na escala 1:50 000, bem como fotografias aéreas, na escala 1:25 000.

As áreas estudadas fazem parte do Projeto de Mapeamento Geológico da Região de Caçapava do Sul, executado pelos formandos do Curso de Geologia da Universidade do Vale do Rio dos Sinos - UNISINOS, em 1981, sob a orientação da autora e do Geól. Farid Chemale Jr.

Os trabalhos de laboratório foram desenvolvidos em sua maior parte, na Universidade Federal do Rio Grande do Sul - UFRGS. Compreenderam estudos petrográficos, testes colorimétricos e análises químicas de elementos maiores, menores e traços, estas a cargo do laboratório de análises químicas do Instituto de Geociências desta Universidade, sob a responsabilidade técnica da Prof.^a Dione Alves Pintaúde.

Estudos petrográficos foram efetuados em 374 amostras de

rocha, utilizando-se microscópio polarizador Olympus, modelo BHA. Dentre estas, foi realizada contagem modal em 40 amostras, utilizando-se contador de pontos manual e estabelecendo-se um média de 1000 pontos por amostra.

Em 3 amostras, a composição dos anfibólios foi determinada pelo Prof. Lauro V. S. Nardi, utilizando equipamento de microsonda eletrônica Cambridge Microscan 5, nos laboratórios do Departamento de Geologia do University College of London, Inglaterra. Os métodos empregados na preparação das amostras e as especificações instrumentais estão de acordo com aqueles referidos por Long (1977).

→ Quando necessário verificar a presença de feldspato potássico, foi utilizado o método colorimétrico descrito por Hutchinson (1974, p.18). A superfície lisa da rocha é primeiramente mergulhada em ácido fluorídrico concentrado por 15 a 20 segundos, e após mergulhada em água para remover o ácido. A amostra é, então, imersa numa solução de cobaltinitrito de sódio por 1 a 2 minutos, para retirada do excesso da solução com água corrente. O feldspato potássico adquire uma coloração amarela forte, enquanto o plagioclásio permanece branco e o quartzo cinza fosco.

Análises químicas de elementos maiores e menores foram executadas em 35 amostras de rochas portadoras de anfibólio. Dentre estas, 31 amostras foram analisadas para Cr, Co, Ni, V, Cu, Pb, Zn, Sr, Ba, Sn, Y e Zr. Exemplares de xistos magnesianos (5 amostras) foram também analisados para os elementos traços acima citados.

Os óxidos SiO_2 , TiO_2 e P_2O_5 foram determinados por métodos colorimétricos, utilizando-se um espectrofotocolorímetro UV-VIS Perkin Elmer - 139; CaO, MgO, Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , MnO e Al_2O_3 por espectrofotometria de absorção atômica, utilizando-se aparelho Perkin Elmer-703; voláteis e H_2O^- por Perda ao Fogo a 1000°C e 105°C , respectivamente, e o FeO foi determinado através do método B de Hutchinson (1974).

A dosagem de zinco foi realizada por espectrofotometria de absorção atômica, com limite de detecção de 1 ppm. Os demais elementos traços foram analisados por espectrografia óptica de emissão, utilizando-se o método de Energia Total, referido por

Herz e Dutra (1960). As amostras foram queimadas em arco vol-
tático D.C. de 220 V e 15 A⁰, num tempo médio de 90 segundos. Foi
empregado um espectrógrafo de rede de fabricação Web Carl Zeiss,
montagem Ebert, com chapas espectrográficas Kodak SA-1. Os li-
mites de detecção para cada elemento, em ppm são: Cr - 15; Co -
10; Ni - 10; V - 10; Cu - 4; Pb - 10; Sr - 25; Ba - 10; Sn - 10;
Y - 25; Zr - 15.

GEOLOGIA REGIONAL

Revisão Estratigráfica

A evolução dos conhecimentos acerca da geologia regional pode ser acompanhada através do quadro comparativo apresentado na figura 3, que será rapidamente comentado nos seus aspectos mais relevantes ao presente estudo.

Carvalho (1932), em seu reconhecimento geológico do Estado, foi o primeiro autor a esboçar uma estratigrafia para a região de Caçapava do Sul, separando os metamorfitos em duas grandes unidades. A unidade mais antiga, referida ao Arqueano, englobaria todos os gnaisses, micaxistos, calcários dolomíticos e granitos do Escudo Sul-rio-grandense; a unidade mais jovem, de idade algonquiana e subdividida em 3 sub-unidades, denominadas de acordo com sua região de ocorrência, foi designada de Série Porongos, compreendendo:

- Filitos de Ibaré;
- Xistos e Mármore das Cabeceiras do Vacacaí;
- Quartzitos, Xistos e Calcários dos Porongos.

A região de Caçapava do Sul é posicionada, por este autor, no Complexo Cristalino Arqueano.

Leinz, *et alii* (1941) realizaram um estudo geológico mais específico da região de Caçapava-Lavras, comparando-a, ainda, com os escudos Uruguaio e Catarinense. Igualmente, separaram metamorfitos e rochas graníticas em Complexo Arcáico e Complexo Algonquiano, respectivamente. Desta primeira unidade fazem parte granitos antigos, ligeiramente gnaissificados e de composição variada, e leptinitos; sobrejacentes a estas rochas e discordantemente, as rochas algonquianas se enquadram na Série Porongos de Carvalho (1932), composta de xistos, calcários e quartzitos. Nas rochas calcárias, os autores estabelecem um fa

Carvalho (1932)	Leins et alii (1941)	Melcher e Mau (1960)	Coñi et alii (1962)	Robertson (1966) Ribeiro et alii (1966)	Ribeiro (1970)	Willig et alii (1974)
X	Siluriano Formação Maricá	X	Eo-Paleozoico Sequência Vulcânica Sequência Sedimentar	Eo-Cambriano Formação Maricá	Eo-Cambriano Formação Maricá	Eo-Cambriano Formação Maricá
Algonuiano Série Porongos Filitos de Ibaré Xistos e mímores das cabeceiras do Vacacaí Quartzitos, xistos e calcários dos Porongos	Complexo Algonuiano Intrusões graníticas alcalinas Série Porongos	Pre-Cambriano Superior Granitos de Caçapava, Lavras e Ramada Série Maricá	Pre-Cambriano Superior Grupo Porongo Formação Cerro do Ouro Granodiorito de Caçapava Formação Vacacaí	Pre-Cambriano Superior Grupo Porongos Intrusões graníticas de Caçapava e Encruzilhada Formação Cerro Mantiqueiras Formação Vacacaí Formação Cambaí	Pre-Cambriano Superior Grupo Porongos Formação Vacacaí Metamorfitos derivados de rochas carbonatadas Metamorfitos derivados de rochas vulcânicas e sedimentares e clásticas	Pre-Cambriano Superior Grupo Porongos Sub-Grupo Vacacaí Formação Cerro Mantiqueira Sequências Metasedimentares Sub-Grupo Cambaí
Arqueano Chaléses, micaxistos, calcários dolomíticos e granitos	Complexo Arcáico Granitos gnáissicos e leptinitos	X	Pre-Cambriano Inferior Formação Cambaí	Pré-Cambriano (?) Formação Encantadas	X	1700-2200 m.a. 1100-1200 m.a. Formação Encantadas

Figura 3 - Quadro comparativo das principais contribuições estratigráficas para as rochas do embasamento, na região de Caçapava do Sul, RS.

cies cornubianítico gerado em função da intrusão do Batolito Granítico de Caçapava. Ainda no Algonquiano, mas temporalmente acima, colocam rochas intrusivas graníticas com tendência alcalina, bem como mineralizações de estanho e tungstênio. A Formação Maricã é definida por estes autores como um pacote de sedimentitos clásticos não metamorfizados ocorrentes na serra homônima, discordantemente sobrejacentes aos metamorfitos e de idade possivelmente siluriana.

Melcher e Mau (1960) redefinem a estratigrafia da região de Caçapava do Sul, no sentido de eliminar o termo Série Porongos para as rochas metamórficas da área, atribuindo as rochas mais antigas à Série Maricã, de idade pré-cambriana superior, com metamorfismo local de sedimentitos e vulcanitos. Os granitos de Caçapava, Lavras e Ramada seriam intrusivos nesta série e na sequência vulcânica a ela sobreposta. Atribuem estes autores à chamada Série Maricã um dobramento generalizado e metamorfismo de baixo a médio grau, com passagem gradacional dos sedimentitos para seus equivalentes metamórficos.

Goñi *et alii* (1962) introduziram o termo Grupo Porongos, referindo-se à Série Porongos de Leinz *et alii* (1941), subdividido em Formação Vacacaí, constituída por filitos, quartzitos, mármore, anfibólio xistos e clorita xistos, e Formação Cerro do Ouro, composta por uma sequência ectinítica magnesiana silicatada. Estes autores propõem, ainda, o termo Formação Cerro Mantiqueiras para designar os maciços peridotíticos metamorfizados sotopostos ao Grupo Porongos.

Robertson (1966) retoma o trabalho de Melcher e Mau (1960), introduzindo modificações que podem ser assim resumidas: (a) as rochas mais antigas compreendem filitos, xistos e granulitos derivados de sedimentos marinhos, vulcanitos e intrusivas básicas, de idade pré-cambriana; (b) estas rochas são intrudidas por rochas graníticas, cujo corpo maior é o Batolito de Caçapava do Sul; (c) "Alguns destes xistos pertencem ao Grupo Porongos"; (d) rochas sedimentares da Formação Maricã estão sobrepostas aos metamorfitos em inconformidade e (e) datação radiométrica de uma amostra do Batolito de Caçapava fornece idade K-Ar de 506 m.a.

O trabalho mais abrangente sobre a região de Caçapava do Sul é o de Ribeiro *et alii* (1966) em mapeamento geológico, na

escala 1:250 000, da Quadrícula de Caçapava do Sul. Para a região mapeada, que abrange os municípios de Caçapava, Lavras e Encruzilhada do Sul, os autores utilizam a coluna estratigráfica proposta por Robertson (1966), com poucas modificações. As principais contribuições deste trabalho, referentes às rochas pré-cambrianas, são resumidas a seguir: (a) gnaisses mais antigos, ocorrentes na região de Encruzilhada do Sul, são denominados de Formação Encantadas, de idade pré-cambriana média; (b) todos os xistos, gnaisses e migmatitos ocorrentes na quadrícula, à exceção do item (a) acima, são incluídos no Grupo Porongos, subdividido em Formação Cambaí para gnaisses e migmatitos, Formação Vacacaí para xistos e anfibolitos, Formação Cerro Mantiqueiras para rochas ultrabásicas, metamorfizadas ou não, abolido, assim, o termo Formação Cerro do Ouro, de Goñi *et alii* (1962), cujas litologias passam a fazer parte desta última formação. São incluídas, também, no Grupo Porongos, as intrusões graníticas de Caçapava, e Encruzilhada, de idade pré-cambriana superior. (c) o termo Formação Maricã é utilizado para designar uma sequência sedimentar de arenitos arcoseanos, às vezes conglomeráticos, intercalados com siltitos, ardósias e grauvascas. Segundo os autores, esta sequência, de idade eo-cambriana, repousaria discordantemente sobre o Grupo Porongos, apresentando, possivelmente, metamorfismo incipiente. (d) o Granito de Caçapava é definido como uma intrusão pós-cinemática nos xistos, gerando uma auréola cornubianítica.

Ribeiro (1970) descreve a ocorrência de rochas não xistosas, de baixo grau de metamorfismo e que mostram um contato gradacional com os metamorfitos da Formação Vacacaí. O mesmo autor subdivide as rochas desta formação, na área de Caçapava do Sul, em duas sequências interdigitadas: uma derivada do metamorfismo de rochas carbonatadas, com mármore, tactitos e anfibolitos, e outra derivada do metamorfismo de rochas vulcânicas e sedimentares clásticas, com ardósias, filitos, cornubianitos, leptinolitos e anfibolitos. Propõe ainda, a denominação de Granito Santo Ferreira para um pequeno corpo intrusivo, situado a sudeste do de Caçapava e "... em tudo similar ao mesmo". O autor afirma que estas intrusões certamente afetaram a Formação Maricã e, possivelmente, as rochas vulcânicas e sedimentares do

Grupo Bom Jardim.

Willig *et alii* (1974) reformulam a coluna apresentada por Ribeiro *et alii* (1966), no sentido de elevar as formações Vacacaí e Cambaí à categoria de Sub-Grupo, fazendo parte do primeiro a Formação Cerro Mantiqueiras, conforme redefinida por aquele autor. Neste trabalho, são apresentados os primeiros resultados de estudos geocronológicos sistemáticos para a região, efetuados por Cordani *et alii* (1974), que podem ser assim resumidos: (a) uma isócrona de referência, traçada com base em 6 pontos analíticos obtidos em diversas ocorrências graníticas, na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense fornece um idade de 610 m.a.; (b) duas amostras, atribuídas a uma variedade equigranular tipicamente pós-tectônica do Granito de Caçapava, segundo os autores, possivelmente contemporânea à formação dos granitos Ramada e São Sepê, fornecem idades mais jovens, afastando-se da isócrona de referência e apresentando idades convencionais de cerca de 500 m.a. (c) as idades mais antigas do conjunto de dados K-Ar seriam as mais significativas, da ordem de 590 m.a. para o Granito de Caçapava.

Macedo *et alii* (1978) descreveram a ocorrência de metabasaltos com "pillow lavas" no arroio Mudador, localizado a sul da Região do Passo Feio. Os autores posicionam estes metabasaltos de facies prehnita-pumpellyita na Formação Cerro Mantiqueiras do Grupo Porongos de Ribeiro *et alii* (1966).

Ribeiro e Fantinel (1978), numa revisão estratigráfica do Rio Grande do Sul, estabelecem três grandes faixas de distribuição de associações petrotectônicas, estruturalmente controladas por direções NE-SW, denominadas de Zona Oeste, Zona Leste e Zona Mediana. A partir da chamada Zona Mediana, as mesmas associações de rochas devem apresentar características lito-estruturais diversas para leste e oeste, com características intermediárias nesta zona. As áreas presentemente estudadas enquadram-se parcialmente na Zona Mediana e na Zona Oeste.

Ribeiro e Lichtemberg (1978) redefinem o Grupo Porongos, bem como o Grupo Cambaí de Jost e Villwock (1966), com ênfase em imbricações tectônicas reconhecidas pelos autores em rochas desta unidades. Sugerem, ainda, uma gênese para as ro-

chas do Grupo Porongos como uma sequência de metaturbiditos, com raras metavulcânicas do lado leste (Ribeiro e Fantinel, 1978) e ocorrência generalizadas de metagrauvas, metavulcânicas básicas e ofiolitos parciais na zona oeste. A Formação Maricá são atribuídas características de um "flysch" terrígeno.

Santos *et alii* (1978) são responsáveis por uma revisão estratigráfica do Eo-Cambriano e Pré-Cambriano Superior do Rio Grande do Sul, reunindo sob a denominação de Grupo Maricá as rochas previamente atribuídas à Formação Maricá e as sequências vulcano-sedimentares mais jovens. As intrusões graníticas de Caçapava e Lavras, segundo estes autores, "atingiram o nível estratigráfico superior da sequência vulcano-sedimentar, pois afetam essas rochas pelo metamorfismo de contato".

Ribeiro (1981) menciona, em nota prévia, a ocorrência de komatiitos com textura "spinifex" na Região do Passo Feio.

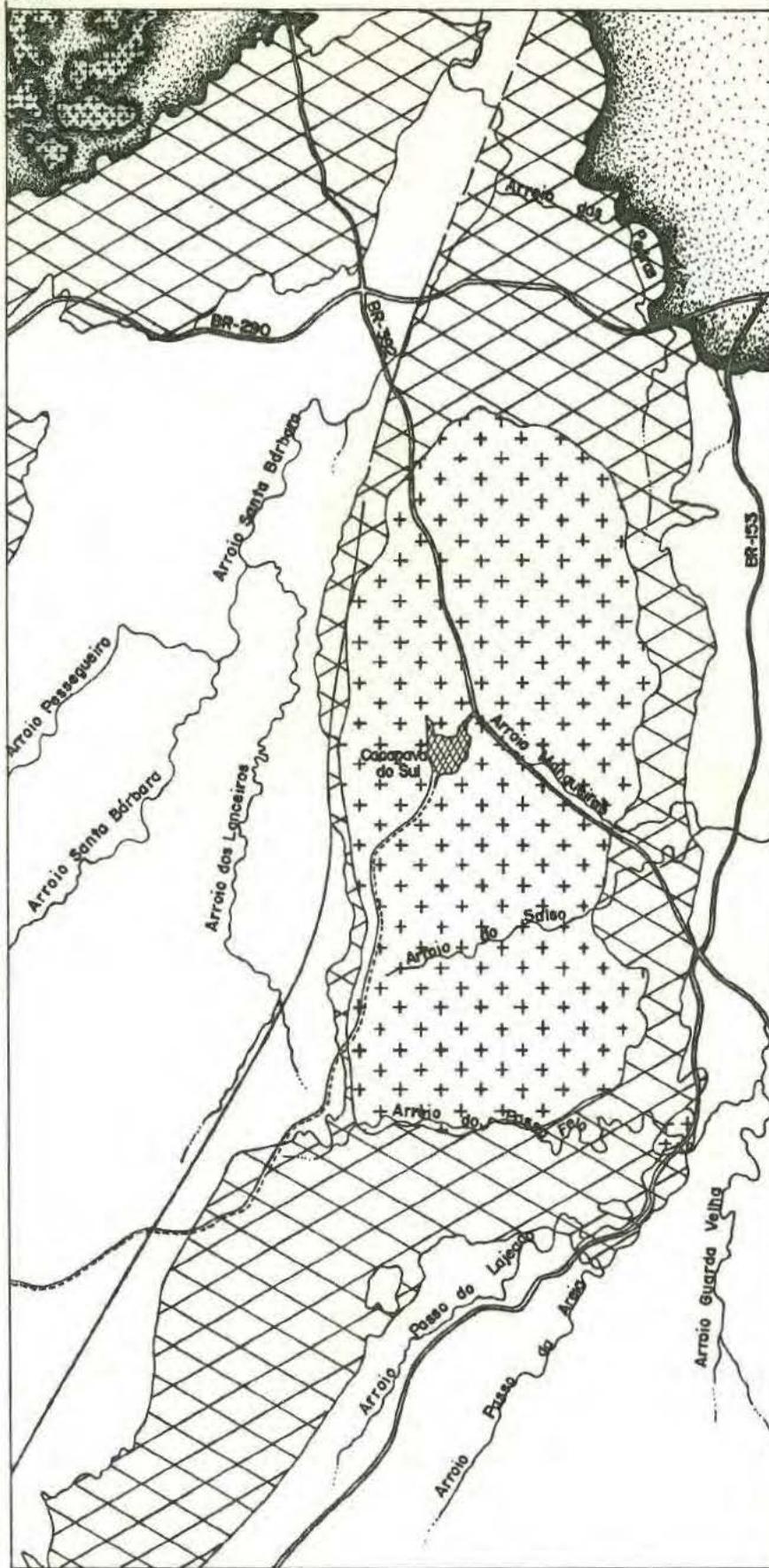
A partir do início da década de 80, observa-se uma tendência de renovação dos critérios estratigráficos para o embasamento, no Rio Grande do Sul, com as antigas Série (Grupo) Porongos e Formação (Sub-Grupo) Vacacaí sendo sucessivamente desmembradas conforme a estratigrafia de áreas individuais. Assim, tem-se as designações de Complexo Cerro de Árvore e Grupo Cerro dos Madeiras para a região de Santana da Boa Vista (Jost e Bittencourt, 1980; Jost, 1981); Sequência Sanga do Areal e Sequência Bossoroca para a região da Mata Grande (Hartmann *et alii*, 1981) e Complexo Palma para a região de Palma, a sul de São Gabriel (Garcia e Hartmann, 1981; Chemale Jr., 1982).

Geologia da Região de Caçapava do Sul

Conforme pode ser observado na figura 4, a região de Caçapava do Sul se caracteriza pela ocorrência de uma massa granítica de proporções batolíticas, com cerca de 25 por 10 km, de forma aproximadamente elíptica, em planta, e com seu eixo maior na direção norte-sul. Sobre sua porção centro-oeste situa-se a cidade homônima. Envolvendo o corpo granítico, observa-se um cinturão de metamorfitos que se alonga também na direção norte-

53°40'14"

53°22'18"
-30°15'08"



- CONVENÇÕES**
-  Formação Rio Bonito
 -  Sequências vulcânicas e sedimentares Eo-Paleozóicas
 -  Granito São Sepé
 -  Complexo Granítico de Caçapava do Sul
 -  Metamorfitos, incluindo o Complexo Metamórfico Passo Feio

ESCALA: 1 : 250000

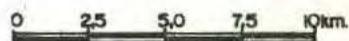


Fig. 4 - Esboço geológico da região de Caçapava do Sul, RS (modificado a partir de Ribeiro et alii, 1966).

-sul, infletindo para sudoeste na porção sul do batolito. Tais metamorfitos são recobertos discordantemente, a nordeste, pelos sedimentitos da Formação Rio Bonito e, a noroeste, estão em contato, através do falhamento transcorrente de Santa Bárbara (Ribeiro *et alii*, 1966), de direção NE, com sedimentitos atribuídos à Formação Maricã pelos mesmos autores. A oeste do corpo granítico, os metamorfitos ocorrem ao longo de uma estreita faixa, com cerca de 2 km de largura máxima, recobertos, com discordância angular, pelos sedimentos da Formação Santa Bárbara, Grupo Camaquã. A leste do batolito, ocorrem também como uma faixa de cerca de 1 a 2 km de largura, recobertos por rochas vulcânicas e sedimentares do Grupo Bom Jardim. A sul do batolito, estes metamorfitos se alongam, no sentido sudoeste, até a região de Lavras do Sul, recobertos em ambos os lados por formações eo-paleozóicas vulcânicas e sedimentares.

Dados relativos à geologia dos metamorfitos e rochas graníticas da região foram adquiridos durante o mapeamento das duas áreas específicas propostas pela autora. Adicionalmente, foram obtidos dados petrográficos relativos ao centro do corpo granítico a partir de relatórios de trabalho de graduação dos formandos do Curso de Geologia da UFRGS (1977), na folhas de Durasnal e Caçapava do Sul. Durante o trabalho de conclusão da turma de formandos do Curso de Geologia da UNISINOS (1981), sob a orientação da autora e do Geól. Farid Chemale Jr., foram mapeados, na escala 1:25 000, grande parte do cinturão de xistos da região, bem como a borda do corpo granítico.

Complexo Granítico de Caçapava do Sul

Esta unidade deve sua denominação original a Leinz *et alii* (1941) que a descreveram como "... um batolito típico, provavelmente contemporâneo aos outros granitos ... equigranular, de cor rosa e cinza claro, constituído por ortoclásio, plagioclásio (25% An), quartzo, biotita e hornblenda". Os outros granitos a que se refere a descrição original estão representados pelos granitos Lavras e Ramada.

Ribeiro *et alii* (1966) acrescentaram dados à definição original, estabelecendo sua grande variação composicional, mine

ralógica e textural, e propuseram a designação genérica de "Granito de Caçapava" para o mesmo.

É consenso, na bibliografia referente a esta região, que a intrusão deste corpo tenha formado um domo, arqueando radialmente os metamorfitos à maneira de uma intrusão forçada, a frio, com as encaixantes relativamente rígidas à época da intrusão. A geração de uma auréola cornubianítica de baixo grau é mencionada em diversos trabalhos (Ribeiro *et alii*, 1966; Ribeiro e Fantinel, 1978, entre outros), mas sua distribuição e extensão não são especificadas.

O atual estágio de conhecimento deste corpo ainda é bastante fragmentário, na medida em que não se dispõe de mapeamento geológico sistemático em escala de detalhe. Apesar de sua grande diversidade composicional ser bastante evidente, não existem dados de campo suficientes para estabelecer as relações espacial e de distribuição dos vários facies.

O "Granito de Caçapava" é, na realidade, constituído por uma variedade de rochas graníticas complexamente arranjadas, cuja variação composicional, conforme ilustrado na figura 5, vai desde termos sienograníticos até granodioritos com raras ocorrências de tonalito. A predominância de termos monzograníticos é evidente. Ante estas características, é proposta a designação de *Complexo Granítico de Caçapava do Sul* para esta unidade.

Independente do tipo composicional, as rochas graníticas apresentam-se foliadas, com a estrutura planar mais fortemente marcada na zona de borda do corpo. A foliação é delineada pelo forte estiramento de grãos de quartzo e feldspatos, além do alinhamento dimensional descontínuo de minerais placóides e prismáticos alongados. Na borda leste e nordeste, observam-se mais nitidamente feições de quebra de grãos e cataclase. Na borda sul e sudeste, as rochas graníticas adquirem um aspecto gnáissóide até gnáissico propriamente dito, na forma de tipos litológicos bandados, onde bandas milimétricas a centimétricas quartzo-feldspáticas se alternam a bandas máficas, com minerais filitosos, mais comumente biotita, facilitando sua participação. Na borda oeste ocorrem gnaisse típicos, por vezes profiroblásticos, com cristais centimétricos de feldspatos alcalinos oftálmicos.

Ribeiro *et alii* (1966, p.65) referem-se a essas feições

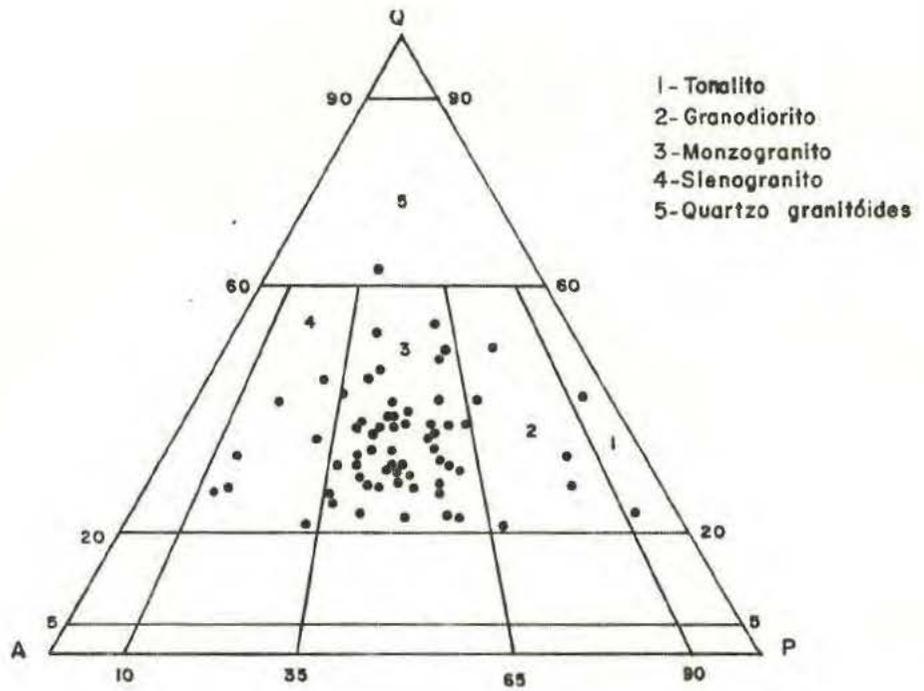


Figura 5 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) para 65 amostras do Complexo Granítico de Caçapava do Sul.

de borda da seguinte forma: "Mesmo onde os contatos são bruscos, a rocha granítica apresenta-se extremamente folheada, desenvolvendo-se a clássica textura protoclástica, com milonitização parcial dos minerais graníticos, tomando a rocha um aspecto gnais sôide".

A sudeste do corpo principal, ocorre um corpo granítico de aproximadamente 4 km², de forma aproximadamente elíptica, em planta, denominado por Ribeiro *et alii* (1966) de Granito Santo Ferreira. Observa-se que este pequeno corpo granítico apresenta litologias idênticas às do Complexo Granítico de Caçapava do Sul, sendo, por esta razão, tratado como a mesma unidade no presente trabalho.

Petrograficamente, são rochas comumente equigranulares médias, com variedades micrograníticas mais raras, de coloração variável entre rosa e cinza e evidente orientação dimensional de seus constituintes mineralógicos. Frequentemente, apresentam lineações de estiramento, mais perfeitamente observáveis na borda sul do corpo. As bordas do complexo serão descritas com mais detalhes adiante.

O contato destas rochas com os metamorfitos é, na maior parte dos casos, do tipo normal. A foliação das rochas graníticas é concordante com a dos metamorfitos. Mais raramente, é posto em contato com as rochas metamórficas através de falhamentos normais ou transcorrentes. São comuns, ainda, intercalações de rochas graníticas ou metagraníticas com rochas metapelíticas ou rochas portadoras de anfibólio, da sequência metamórfica regional. Nestes casos, observam-se bandas de composição granítica estiradas à maneira de lentes, concordantes com a foliação dos metamorfitos.

Não foram observados fenômenos de feldspatização nos xistos, mesmo quando diretamente em contato ou intercalados a rochas graníticas. No contato destas litologias com os metamorfitos é comum, ainda, encontrarem-se veios e bandas pegmatóides, deformados concordantemente com a foliação regional ou recortando a mesma.

De maneira geral, estas rochas se apresentam sempre intensamente fraturadas, característica esta que parece ser mais notável no centro do corpo, com fraturas em várias direções, es

paçadas de 3 a 4 cm até 1 m. São comuns os falhamentos normais, predominando direções NW-SE, com mergulhos sub-verticais. Subordinadamente, são observadas fraturas de direção NNE, possivelmente com uma componente de deslocamento lateral acentuada, responsável pelo desenvolvimento localizado de rochas cataclásticas ao longo de faixas.

Complexo Metamórfico Passo Feio

Estas rochas fazem parte da unidade inicialmente definida por Carvalho (1932) e Leinz *et alii* (1941) como Série Porongos, posteriormente redefinida por Goñi (1962) como Grupo Porongos. O termo Formação Vacacaí foi primeiramente utilizado por Ribeiro *et alii* (1966), que agruparam sob esta denominação xistos, filitos, mármore, quartzitos, anfibolitos e rochas calcossilicatadas, além de cornubianitos.

As rochas metamórficas da região de Caçapava do Sul constituem uma espessa sequência disposta numa estrutura antiformal parcialmente arrasada, em cuja porção mais interna encontra-se o Complexo Granítico de Caçapava do Sul. Toda a sequência se mostra intensamente deformada; a superfície regionalmente dobrada é penetrativa e metamórfica, espacialmente concordante em todos os tipos litológicos e, na maioria dos casos, parece ser paralela à estratificação original. Os diversos tipos composicionais não podem ser agrupados no sentido estratigráfico clássico, visto que a complexidade estrutural tende a obliterar as relações originais.

A designação de *Complexo Metamórfico Passo Feio* é presentemente utilizada para referir-se a esta sequência. A região do Passo Feio é assim denominada pela proximidade do arroio de mesmo nome, que corta os metamorfitos e a borda sul do Complexo Granítico, numa direção aproximadamente leste-oeste. Ao longo de seu curso encontram-se boas exposições de rochas metamórficas, bem como do contato das mesmas com o complexo granítico.

O Complexo Metamórfico Passo Feio é constituído por xistos pelíticos, anfibolitos ou rochas composicionalmente equivalentes, filitos, mármore e rochas metavulcanoclásticas, como tipos litológicos mais comuns. Constituem litologias menos repre-

sentativas os gnaisses quartzo-feldspáticos, metarcóseos, metagrauvacas, rochas calcossilicatadas, quartzitos e xistos magnesianos. Mais raramente, são encontrados metarriolitos e metarriodocitos. No Arroio Mudador, a sul da região do Passo Feio, Macedo *et alii* (1978) descrevem a ocorrência de metabasaltos com "pillow lavas", possivelmente pertencentes à mesma sequência.

As Rochas metapelíticas se encontram amplamente distribuídas nas proximidades do complexo granítico e constituem clorita-muscovita-biotita filitos, muscovita-biotita xistos, com granada, cloritóide, estaurolita e andaluzita, na dependência das condições metamórficas locais. Normalmente, são rochas intensamente foliadas, com clivagem ardosiana ou xistosidade conferida pelo alinhamento de biotita, muscovita e/ou clorita. Quando muito quartzosas, adquirem uma coloração cinza escura a preta e aspecto mais maciço, com a foliação descontínua e irregular. Tal aspecto de fábrica independe do grau metamórfico regional. Com o aumento da quantidade de quartzo e feldspatos, gradam para metarcóseos e metagrauvacas de coloração cinza escura a preta, granulação mais grosseira e estrutura planar mal definida. Estas litologias podem apresentar impurezas cálcicas, na forma de carbonatos ou anfibólios e granadas cálcicas, intercalando-se, então, a anfibolitos e rochas portadoras de anfibólio.

As rochas portadoras de anfibólio são também amplamente distribuídas. Encontram-se, comumente intercaladas a metapelitos ou a rochas quartzo-feldspáticas, na forma de bandas de espessura variável entre poucos milímetros até 1 m. Ocasionalmente, apresentam-se intercaladas a mármore calcítico-dolomíticos, sem, no entanto, mostrar relação de gradação com estas rochas. Quando intercaladas a metarcóseos e metagrauvacas, exibem uma gradação composicional com os mesmos. Estão constituídas por anfibólio xistos, anfibólio gnaisses e anfibolitos maciços. Em direção a norte do corpo granítico, com a diminuição do grau metamórfico, passam a tipos litológicos mineralogicamente mais complexos, como actinolita-tremolita gnaisses e metagrauvacas básicas. Nas faixas de metamorfitos situadas a leste e oeste do complexo granítico, encontram-se mais comumente associadas a grandes lentes de mármore impuros, na forma de diopsídio gnaisses e talco xistos que apresentam uma relação de gradação com os

mesmos.

A norte do corpo granítico observa-se uma gradação dos metamorfitos para uma sequência predominantemente metavulcanoclástica, com o gradual desaparecimento da estrutura xistosa e de as associações mineralógicas diagnósticas de facies xistos verdes, dando lugar a rochas sedimentares anquimetamórficas.

Conforme pode ser observado no mapa geológico anexo, esta gradação coincide, aproximadamente, com aquela apresentada por Ribeiro (1970), que a descreve da seguinte forma:

"No canto noroeste da folha ocorre uma extensa associação de rochas não xistosas, de baixo grau de metamorfismo. Estas estão separadas das rochas predominantemente xistosas que se estendem sem solução de continuidade para o sul, por uma faixa achuriada no mapa. A natureza desta passagem não pode ser determinada, entretanto as mesmas litologias e estruturas de acamamento se repetem de ambos os lados, com apenas esta diferença: ao sul da faixa achuriada as rochas são predominantemente xistosas e graduam rapidamente para metamorfitos de facies anfibolítico, situados na borda do granito. Ao norte, embora fortemente cizalhadas, o grau de metamorfismo é muito leve, permitindo reconhecer facilmente as litologias originais e as rochas encontram-se somente brechadas, desenvolvendo-se xistosidade unicamente em litologias de granulação fina, no centro de zonas de falha." (p.19)

"...este grupo de rochas metamórficas apresenta notável semelhança, no campo, com afloramentos da Formação Maricá, especialmente onde esta adquire cor cinza ou aspecto ardosiano." (p.21)

"...embora esta extensão de rochas seja limitada de ambos os lados pela Formação Maricá e com esta apresentem uma certa similaridade superficial, foi sem dúvida positiva nessa associação metamórfica a presença de metabasaltos, desconhecida nas sequências da Formação Maricá ou do Grupo Bom Jardim." (p.22)

A sudoeste do complexo granítico, esta mesma gradação é observada a uma distância de cerca de 4 km do mesmo, com características similares às aquelas mostradas na parte norte. Entretanto, percebe-se aqui uma ampla dominância de litologias metavulcânicas e metapiroclásticas associadas.

Como o estágio de conhecimento das litologias atribuídas à Formação Maricá, nesta área, é ainda bastante precário, torna-se difícil afirmar que as litologias acima descritas fa-

çam parte desta formação. Entretanto, estudos sistemáticos da Formação Maricã na região de Caçapava do Sul podem vir a demonstrar que, ao menos em parte, estas rochas pertencem ao Complexo Metamórfico Passo Feio.

GEOLOGIA DAS ÁREAS PROPOSTAS

Região do Passo Feio

As litologias do Complexo Metamórfico Passo Feio encontram-se melhor expostas ao longo do curso do arroio de mesmo nome, que corta a faixa estudada, na sua porção norte, com orientação aproximadamente leste-oeste.

Os metamorfitos desta região ocorrem na forma de bandas cuja composição se alterna à maneira de uma estratificação sedimentar *sensu lato*. As litologias parecem ter mantido sua individualidade composicional, dispondo-se agora como parte de uma mesma estrutura dobrada, à exceção, localizadamente, do corpo granítico. O contato entre as litologias é direto e concordante com a foliação metamórfica. Assim, as bandas composicionais, cuja espessura varia desde milímetros até metros, se alternam segundo uma direção NE, com mergulhos de 30° a 50° para SE ou NW. Nas proximidades do complexo granítico podem ser desviadas, mas, de maneira geral, não tendem a se verticalizar, conforme pode ser observado no mapa geológico anexo.

Sucede-se uma sequência de rochas metapelíticas com anfibólitos e rochas portadoras de anfibólio, gnaisses quartzo-feldspáticos, xistos magnesianos, quartzitos e rochas calcossilicatadas, bem como camadas menos frequentes de mármore e raras intercalações de metavulcânicas ácidas de composição riolítica.

Metapelitos constituem a litologia predominante na forma de filitos com muscovita, clorita e/ou biotita e xistos com biotita e muscovita, contendo granada, cloritóide e/ou estauroлита e, mais raramente, andaluzita. As litologias de granulação mais fina ocorrem predominantemente na porção oeste da área estudada, numa sequência monótona que se estende para além de seus

limites. Os xistos pelíticos ocorrem tanto como bandas de espessura muito variável, intercaladas a rochas portadoras de anfibólio e gnaisses quartzo-feldspáticos (Fig. 6a), quanto como bancos mais espessos, da ordem de poucos metros, contendo delgadas intercalações de quartzitos (Fig. 6b). São, normalmente, xistosos e de cor cinza a castanha prateada, por vezes porfiroblásticos. Quando muito quartzosos, adquirem uma coloração preta, mesmo quando alterados, e sua foliação passa de uma xistosidade propriamente dita a uma foliação irregular e descontínua, delineada por uma pequena porcentagem de minerais filitosos.

Litologias com anfibólio podem ocorrer tanto na forma de rochas xistosas quanto gnáissicas, ou, ainda, maciças. Tal designação geral tem como critério a presença deste mineral em quantidade superior a 30%.

Anfibólio xistos são consideradas aquelas rochas de coloração preta, mesmo quando alteradas, e, mais raramente, esverdeadas, cuja estrutura planar, contínua e intimamente espaçada, é definida pela orientação dimensional de prismas de anfibólio. Frequentemente, a xistosidade é acompanhada de uma lineação mineralógica, fornecida pelo maior alongamento destes minerais prismáticos. A estrutura planar principal encontra-se, por vezes, crenulada em dobras abertas, cilíndricas e paralelas, com fraturamento plano-axial bem desenvolvido próximo às charneiras. Ocorrem, mais raramente, associadas a mármore impuros, sem que se observe gradação entre as unidades, à exceção de raras intercalações das primeiras nas últimas. Frequentemente, formam intercalações milimétricas a centimétricas em rochas metapelíticas, também sem contatos gradacionais com as mesmas (Fig. 6c).

Anfibólio gnaisses são designadas aquelas litologias em que o bandamento é a feição dominante, chegando, por vezes, a constituir verdadeiros anfibolitos listrados ("striped amphibolites). Alternam-se bandas escuras de minerais máficos, hornblenda e/ou actinolita, com bandas onde o mineral félsico dominante é o plagioclásio. A ocorrência de quartzo nestas rochas é muito restrita. O acamadamento diferencial tem espaçamento irregular, e a espessura de bandas máficas e félsicas varia desde 1 mm até 5 cm, concordante com a xistosidade regional. Não foram observadas crenulações da xistosidade nestas rochas, mas um fraturamen

**a****b****c****d**

Figura 6 - Feições mesoscópicas dos metamorfitos na região do Passo Feio: (a) alternância de bandas de composição distinta, com a escala sobre intercalação de anfibólio xisto; (b) finas intercalações de quartzitos em metapelitos; (c) alternância de anfibólio xistos (níveis escuros) com metapelitos - dimensões da exposição aproximadamente 0,7 m x 1 m; (d) bandas rompidas de minerais máficos em anfibolitos listrados.

to conspícuo em ângulo quase reto com a direção do bandamento e ruptura localizada de bandas máficos (Fig. 6d). Podem, ainda, apresentar bandas com espessura da ordem de 1 m, com granulação média a grosseira. Internamente, estas bandas espessas não mostram estrutura planar regular e seu aspecto mesoscópico é maciço. Entretanto, em direção aos limites de bandas, pode-se observar uma ligeira segregação de seus constituintes, pobremente alinhados. Tornam-se gradativamente xistosas à medida que sua granulação passa de grosseira a fina. Petrograficamente, distinguem-se por apresentar, com frequência a paragênese diopsídio, epidoto e calcita.

→ Rochas portadoras de anfibólio ocorrem também como corpos cuja relação com as rochas regionais não é clara. Não possuem fábrica orientada e não mostram estrutura planar ou estiramento de grãos. São rochas, em geral, intensamente fraturadas, que se dispõem como lentes, à maneira de "mega-boudins" envolvidos por tremolita-hornblenda xistos. Seu aspecto macroscópico, equigranular médio a grosseiro, lembra o de uma rocha ígnea gabrônica. Ocorrem preferencialmente na porção S-SE da área estudada e se alongam na direção da foliação regional, conforme se pode observar no mapa geológico anexo, sendo denominadas de metagabros.

As litologias que contêm anfibólio afloram preferencialmente em leitos de arroios, na forma de lajeados, ou nas margens dos cursos d'água, quando, então sua estrutura é melhor percebida.

Rochas quartzo-feldspáticas são aqui denominadas aquelas litologias que contêm mais de 55% destes dois minerais, com matriz pelítica ou de composição básica. São gnáissicas, com uma foliação irregular, e sua espessura média é da ordem de 60 a 70 cm. Ocorrem aproximadamente ao longo de uma faixa de direção NE-SW, na porção sudeste da área estudada, e intercalam-se, com frequência, a níveis de rochas metapelíticas ou de rochas portadoras de anfibólio.

Rochas magnesianas ocorrem de duas formas distintas: (a) na forma de hornblenda-tremolita xistos especialmente associados a possíveis metagabros e (b) com tremolititos e, mais raramente, talco-tremolita xistos e clinocloro-tremolita xistos,

intercalados na sequência regional, concordantemente com a estrutura planar dominante.

Quartzitos constituem camadas descontínuas em topos de elevações ou finas bandas, em metapelitos. São rochas de coloração bege esbranquiçada, tornando-se mais acastanhadas conforme a quantidade de óxido de ferro. Normalmente, não contêm quantidades apreciáveis de filossilicatos e sua estrutura planar é delineada pelo estiramento e achatamento de grãos de quartzo. Apresentam, comumente, dobras apertadas a isoclinais, assimétricas, acompanhadas de intenso fraturamento, que impossibilitam a medida de orientações de eixos *in situ*.

Rochas calcossilicatadas são denominadas aquelas litologias cuja composição mineralógica se caracteriza por silicatos de alumínio e/ou potássio e carbonatos. São biotita calcoxistos de coloração castanha escura, às vezes nitidamente bandadas, contendo bandas de mármore impuros e quantidade variáveis de ankerita. Sua ocorrência é restrita, associada a anfibólitos e lentes de mármore impuro, exibindo contatos gradacionais com os últimos.

Lentes de mármore têm ocorrência também restrita na área estudada, normalmente bastante dolomíticos, de coloração branca a amarelada e, mais raramente, como mármore pretos, com ankerita, ou, ainda, róseos. Estas lentes, que possuem em média algumas dezenas de metros de comprimento, se alongam descontinuamente na direção da foliação regional, à maneira de antigas camadas rompidas. Sua ocorrência parece estar espacialmente associada à proximidade do corpo granítico.

Metarriolitos são raros e formam corpos descontínuos, concordantes com a foliação regional, preservando, em grande parte, sua textura ígnea. Apresentam-se internamente maciços, mas uma orientação incipiente dos minerais máficos é percebida nas suas bordas.

Complexo Granítico de Caçapava do Sul e Relações de Contato

As rochas da borda do Complexo Granítico de Caçapava do Sul estão representadas por sienogranitos, monzogranitos e grano

dioritos, com predominância de termos monzograníticos. Na região do Faxinal, observam-se raras ocorrências de tonalitos.

São rochas invariavelmente foliadas, com a estrutura planar fornecida pelo grosseiro alinhamento de biotita ou muscovita e pelo achatamento e estiramento de grãos de quartzo e feldspatos. Por vezes, mostram também uma lineação de estiramento, concordante com a dos metamorfitos. Podem adquirir um aspecto gnáissico bandado, onde bandas de quartzo e feldspatos se alternam a bandas de espessura variável de filossilicatos máficos. Afastando-se da borda do complexo, a foliação torna-se menos conspícua e as rochas podem adquirir um aspecto mesoscópico maciço. Na borda noroeste, as rochas graníticas podem mostrar uma textura facoidal, com pórfiros de feldspatos centimétricos contornados por filossilicatos alinhados. Na borda nordeste, a foliação destas rochas mostra uma componente rígida acentuada, na forma de grãos de quartzo e feldspatos estirados e quebrados.

O contato entre metamorfitos e litologias graníticas é, na maior parte dos casos, do tipo normal e concordante. Mais raramente, é feito através de falhamentos normais, com obloco granítico soerguido. A zona de contato atinge mais comumente as rochas portadoras de anfibólio e, secundariamente, os metapeliteos. Os metamorfitos se justapõem diretamente às litologias graníticas, de modo concordante, ou através de zonas de interferência, abaixo descritas, e detalhadas no Anexo I.

Próximo ao contato, observam-se bandas de composição granítica concordantes com a foliação dos metamorfitos, formando "boudins" de dimensões em torno de 10 a 20 cm de eixo B por 2 a 5 cm de eixo C. Por vezes, não chegam a caracterizar estruturas do tipo "boudinage", mas apresentam um adelgaçamento e espessamento das bandas, à maneira de uma estrutura "pinch-and-swell", sem ruptura. O mesmo ocorre com bandas de textura pegmatóide, constituídas por quartzo e feldspato alcalino e/ou muscovita. Veios e vênulas de composição granítica exibem um padrão deformacional coerente com o dos metamorfitos, observando-se, com frequência, o dobramento dos mesmos em padrões moderadamente fechados, com fraturamento plano-axial.

Dada a relativa escassez de constituintes mineralógicos facilmente orientáveis, a foliação das rochas graníticas pode

passar desapercibida à primeira vista. Cortes favoráveis denunciam a orientação de filossilicatos, bem como o achatamento e estiramento de grãos não placóides. Pequenas apófises e intercalações concordantes em rochas xistosas mostram-se mais intensamente deformadas e observam-se agregados de quartzo extremamente alongados, em forma de lápis.

Nas zonas de contato, o valor angular do mergulho dos metamorfitos não tende a aumentar. Observa-se uma tendência à verticalização da foliação dos metamorfitos apenas na estreita faixa destas litologias situada a oeste do complexo granítico, na região do Faxinal, mantendo, outrossim, mergulhos da ordem de 40° .

Não se percebe, nos metamorfitos, mesmo quando diretamente em contato com rochas graníticas, uma tendência a se tornarem maciços. Da mesma forma, não é observada uma relação de proximidade entre a ocorrência de anfibólio gnaisses e de litologias do complexo granítico. Em metapelitos, as paragêneses de alta temperatura, como granada e hornblenda, não sobrecrecem helicíticamente a estrutura planar mesmo quando sua ocorrência é restrita à proximidade do complexo granítico, como na região do Faxinal. Em nenhuma das duas áreas estudadas foram observadas litologias cornubianíticas.

Nas litologias graníticas, cujo estudo detalhado foge ao escopo do presente trabalho, foram registradas algumas características sugestivas de um evento metamórfico, que podem ser assim resumidas: (a) estiramento de grãos de quartzo, com recristalização simultânea generalizada; (b) junções tríplices a 120° entre indivíduos da mesma espécie; (c) instabilidade generalizada de cristais de feldspatos, transformados em epidoto e/ou micas brancas; (d) presença comum de epidoto e albita recristalizados e (e) alinhamento paralelo de cristais de biotita, por vezes transformados em clorita, e que tendem a contornar grãos maiores.

Região do Faxinal

A região situada a norte do Complexo Granítico de Caçapava do Sul mostra o fechamento de uma estrutura anticlinal mergulhante para NW, com seu eixo apresentando baixo caimento para NE e, mais raramente, para SW. Aproximadamente no núcleo da estrutura antiformal encontra-se o complexo granítico, recoberto por uma sequência metamórfica supracrustal, que constitui a porção superior do Complexo Metamórfico Passo Feio (Fig. 7).

A superfície dobrada é uma foliação metamórfica na maior parte da unidade, de morfologia variável de acordo com os tipos litológicos-composicionais afetados. A alternância de litologias se apresenta, de maneira geral, concordante com a foliação metamórfica, compreendendo anfibólio xistos e gnaisses, filitos e xistos metapelíticos, com rochas metavulcanoclásticas e metavulcânicas subordinadas, que passam gradualmente para uma sequência predominantemente quartzo-feldspática, com rochas metavulcanoclásticas e metavulcânicas intercaladas. Tal passagem coincide, aproximadamente, com o abrandamento do metamorfismo, atingindo condições anquimetamórficas. O termo anquimetamorfismo é aqui utilizado qualitativamente para designar condições de metamorfismo muito pouco intenso, que permitem a preservação de grande parte das feições originais da rocha, superpondo-se a elas fenômenos de recristalização e orientação incompletos, na maior parte dos casos.

Feições sedimentares originais, como estratificação plana paralela e acamadamento gradacional, encontram-se localizada e bem preservadas e acredita-se que, de forma geral e apesar da estrutura metamórfica bem marcada, as litologias mantêm sua alternância composicional original, especialmente modificada em função do dobramento. Desta forma, é possível individualizarem-se áreas com predomínio de uma determinada composição, conforme mostrado no mapa geológico anexo. Contudo, deve-se ressaltar que todas as litologias podem ocorrer subordinadamente, intercaladas na unidade composicional dominante. Assim, observam-se intercalações de rochas portadoras de anfibólitos ou quartzo-feldspáticas constituindo níveis de espessura variável na sequência metapelítica e vice-versa.



Figura 7 - Vista para oeste da região do Faxinal; no primeiro plano litologias do Complexo Metamórfico Passo Feio, ao fundo o Complexo Granítico de Caçapava do Sul.

Os metamorfitos afloram preferencialmente em leitos de curso d'água ou em cortes de estrada, onde o grau de alteração é, via de regra, mais avançado. Este parece atingir mais intensamente as litologias metapelíticas e anquimetamórficas, dificultando sua amostragem. Entretanto, a abundância destas litologias permite sua caracterização composicional e estrutural satisfatórias.

Metapelitos constituem a litologia predominante da área. Seus termos mais comuns são filitos com clorita, muscovita e/ou biotita, com ocorrência localizada de granada-muscovita xistos nas proximidades do complexo granítico. São rochas de coloração cinza escura, verde ou preta, e granulação fina a muito fina. Intercalações rítmicas de quartzitos e rochas quartzo-feldspáticas são comuns (Fig. 8a), bem como de rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas. Tais variações são descritas em detalhe no Anexo I.

A foliação metamórfica dos metapelitos é bem marcada pelo alinhamento de filossilicatos, na forma de xistosidade ou de clivagem ardosiana. Em rochas mais quartzosas, a foliação torna-se mais irregular e descontínua e a litologia mostra tonalidades mais escuras, mesmo quando alterada, podendo, à primeira vista, ser confundidas com rochas maciças.

Os metapelitos apresentam uma passagem gradacional para rochas anquimetamórficas, que pode ser percebida de sul para norte, transversalmente à rodovia BR-290. Tal gradação se manifesta nos aspectos estruturais, litológicos e composicionais e sua distribuição espacial pode ser visualizada no mapa geológico anexo, através do traçado de limites gradacionais de granulação.

Assim, afastando-se do extremo sul do perfil, a granulação das rochas diminui sensivelmente, chegando-se a termos cujos constituintes mineralógicos não podem ser determinados ao microscópio petrográfico. Por outro lado, a clivagem ardosiana torna-se menos desenvolvida, mesmo em termos de composição favorável, observando-se, então, rochas cada vez mais maciças e intensamente fraturadas, onde o acamadamento sedimentar é a única estrutura planar visível mesoscopicamente. Composicionalmente, observam-se termos arcoseanos, grauváquicos e líticos, com intraclastos de siltito e uma contribuição vulcânica cada vez mais acentuada no arcabouço, na forma de cristais ou fragmentos de

**a****b**

Figura 8 - Feições mesoscópicas das rochas de baixo grau do Complexo Metamórfico Passo Feio na região do Faxinal: (a) alternância rítmica de metapelitos com níveis quartzosos e quartzo-feldspáticos, com ruptura dos últimos; (b) piroxênio arenitos da seqüência vulcano-clástica anquimetamórfica.

cristais idiomórficos e fragmentos de rochas vulcânicas. Intercalações de rochas vulcânicas intermediárias são comuns, preservando sua textura original devido à baixa intensidade de fenômenos metamórficos.

As rochas quartzo-feldspáticas da sequência anquimetamórfica têm coloração verde clara, são compactas e maciças, de granulação fina a média. Metarenitos líticos são comuns, com intraclastos angulosos ou arredondados, de 1 a 3 cm. A laminação plano-paralela encontra-se bem preservada em termos finos e é marcada pela alternância de metarenitos finos e metassiltitos, com espessura de 1 cm, em média. Mais raramente, observam-se níveis de espessura milimétrica a centimétrica, onde se concentram piroxênios e anfibólios, na forma de cristais ou fragmentos de cristais arredondados, milimétricos, imersos numa matriz cloritosa. Tais níveis são observados também fora da área mapeada, alcançando até 1 m de espessura (Fig. 8b). Rochas metavulcânicas intermediárias têm coloração verde, granulação fina, com pórfiros de feldspatos e, subordinadamente, quartzo.

Rochas portadoras de anfibólios dispõem-se segundo um arco que contorna o complexo granítico na sua porção norte e leste, com ocorrência subordinada na borda oeste. Compreendem hornblenda-actinolita xistos e gnaisses, não separáveis como unidades individuais na escala de mapeamento. Os anfibólio xistos possuem uma foliação marcada pelo alinhamento de prismas de actinolita em planos, acompanhados ou não de uma lineação mineralógica. Podem englobar termos mais finos, onde a estrutura planar é uma clivagem ardosiana, e termos de granulação média, providos de xistosidade e lineação, marcada pelo alinhamento de prismas alongados de anfibólio. Os gnaisses são maciços ou bandados, de granulação média a grosseira. Nestes últimos, o bandamento é definido por uma alternância irregular de termos de granulação e/ou composição diversa e pode ser acompanhado, nas bandas mais finas, de xistosidade (Fig. 9). Ocorrências subordinadas de rochas portadoras de anfibólio são registradas na forma de finos níveis, intercalados em rochas metapelíticas ou quartzo-feldspáticas, cuja continuidade lateral não é clara. Podem, ainda, ocorrer como enclaves de forma irregular e dimensões variáveis de 4 a 40 cm, estirados e parcialmente reabsorvidos pelas litolo-



Figura 9 - Afloramento de anfibólito gnaisses em leito de arroio. Observa-se que as bandas de granulação mais grosseira são ressaltadas pela erosão das de granulação mais fina.

gias graníticas.

As litologias do Complexo Metamórfico Passo Feio são cortadas por diques de diabásio de pequeno porte e por rochas lanprofíricas. As últimas têm coloração cinza esverdeada e granulação fina a média; em amostra de mão, identificam-se fenocristais de anfibólio de dimensões em torno de 3 mm e, mais raramente, fenocristais esbranquiçados de feldspatos numa matriz afanítica. Estas rochas mostram uma intensa alteração hidrotermal de feldspatos e hornblendas a carbonatos, epidoto e clorita.

PETROGRAFIA DOS METAMORFITOS

Região do Passo Feio

Metapelitos

São rochas de coloração cinza prateada a castanha, granulção fina a grosseira. Possuem uma estrutura planar bem desenvolvida, cuja morfologia varia de clivagem ardosiana a xistosidade, frequentemente deformada, com crenulações de amplitude, comprimento de onda e estilo variados. Quando muito quartzosas, adquirem uma coloração cinza escura a preta e sua estrutura planar torna-se irregular, descontínua e pouco nítida. É comum a presença de um bandamento irregularmente espaçado, concordante com a foliação metamórfica ou cortado por esta a baixo ângulo.

Os termos litológicos mais comuns são xistos e filitos, mais raramente gnaisses.

Em seção delgada, são rochas caracteristicamente xistosas, por vezes intensamente deformadas. A textura lepidoblástica fina a grosseira é onipresente, por vezes porfiroblástica e poiquiloblástica. "Kink-folds", crenulações simétricas e assimétricas e recristalização de filossilicatos nos planos axiais de microdobras são feições comuns. Alguns espécimes são finamente bandados e, quando o baixo grau metamórfico permite, reconhece-se o acamadamento sedimentar original.

Os minerais essenciais dos metapelitos (Tab. A.1) são biotita, muscovita, clorita e quartzo. Os acessórios são grana da, estaurolita, cloritóide, plagioclásio, minerais opacos e turmalina. Epidoto, zircão, apatita, carbonato e esfeno são acessórios menos frequentes. Andaluzita foi encontrada em apenas duas seções.

Biotita e *muscovita* são subidiomórficas a idiomórficas, na forma de lamelas muito finas, nas litologias filíticas, atingindo tamanhos de até 3 mm em xistos grosseiros. Estes minerais ocorrem frequentemente intercrescidos, nas mais variadas proporções, isorientados ao longo da estrutura planar da rocha. Raramente ocorrem como porfiroblastos, da ordem de 0,3 a 0,4 mm de comprimento, contornados pela xistosidade (Fig. 10a). A biotita é intensamente pleocrôica, de $n_g = n_m =$ verde, castanho escuro ou castanho avermelhado, para $n_p =$ amarelo palha ou bege rosado. Quando porfiroblástica, seu pleocroísmo é mais intenso, com $n_g = n_m =$ vermelho.

A *clorita* é xenomórfica a subidiomórfica, com tamanho de 0,02 até 0,3 mm. Ocorre tanto como agregados arredondados, substituindo cristais de granada ou cloritóide, como na forma de lamelas alongadas, intercrescidas com as demais micas isorientadas (Fig. 10b). É fracamente pleocrôica em tons de verde. Em raras amostras de filitos, constitui o único mineral micáceo.

O *quartzo* é xenomórfico, com tamanho de 0,02 mm até 1 mm. Em poucas amostras de filitos são observados fragmentos lenticulares deste mineral, com até 1 mm de comprimento (Fig. 10c). Em geral, tem forte extinção ondulante e, mais raramente, recristaliza em subgrãos. Quando presente em quantidades elevadas, é responsável pelo padrão anastomosado da foliação, caracterizando clivagem ardósiana ou xistosidade em domínios.

A *granada*, provavelmente almandina, é o porfiroblasto mais comum nestas rochas. É xenomórfica, arredondada e, muito raramente, alongada. Seu tamanho varia de 0,4 a 5 mm e a média dos cristais tem 1 mm de diâmetro. Em geral, é poiquiloblástica, com uma xistosidade interna (Si) marcada por inclusões de quartzo e minerais opacos (Fig. 10d). Frequentemente é rotacional e pré-cinemática com relação à xistosidade externa principal (Se). Às vezes se apresenta parcialmente substituída por clorita.

A *estauroлита* é xenomórfica a subidiomórfica, formando prismas curtos da ordem de 1 mm, em média, excepcionalmente atingindo 6 mm. Em raras seções apresenta-se maclada e algumas vezes mostra fraturas preenchidas por biotita. É, frequentemente, poiquiloblástica, com trilhas de inclusões de quartzo e

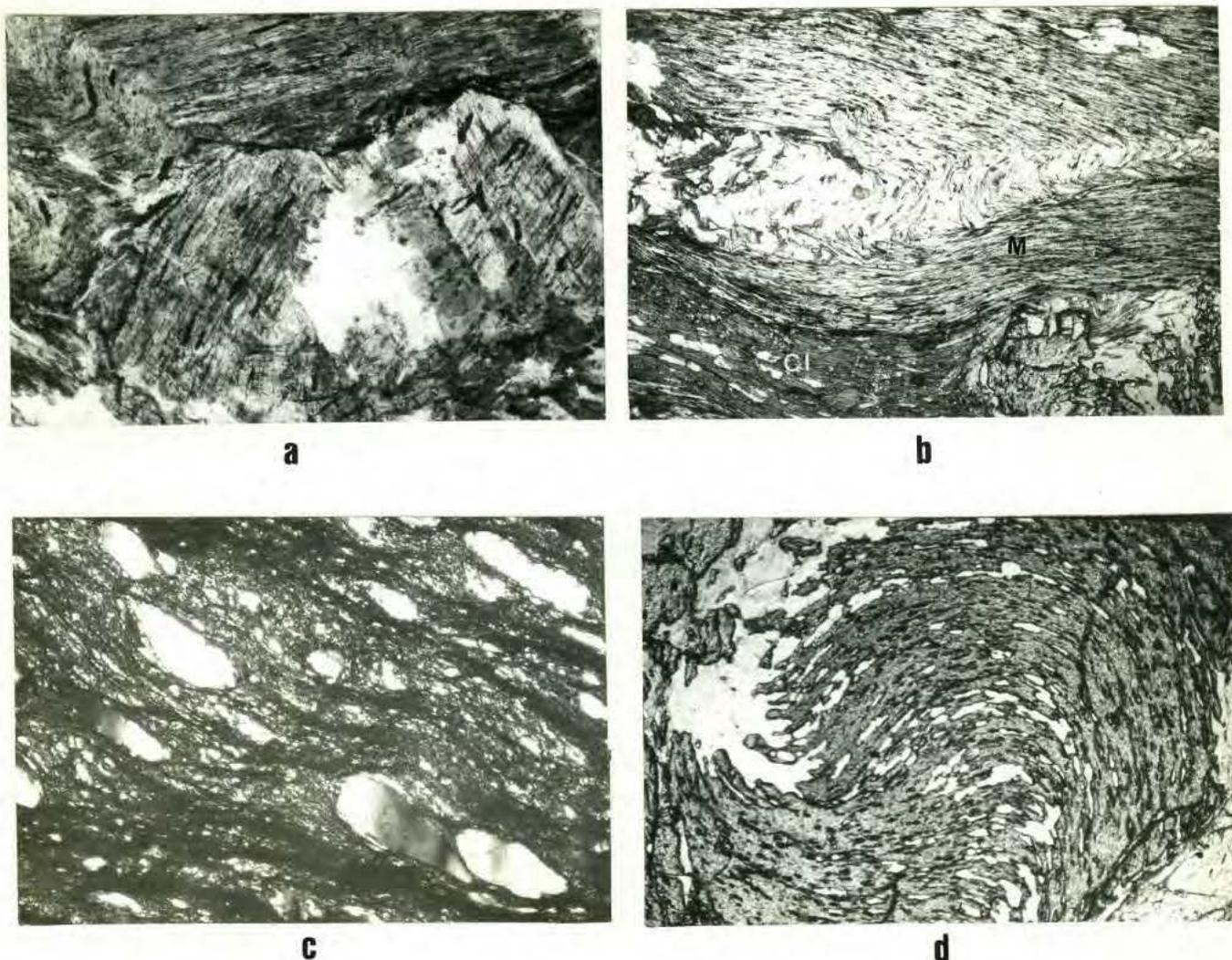


Figura 10 - Feições microscópicas de xistos e filitos da região do Passo Feio: (a) porfiroblastos de muscovita pré-cinemáticos com relação à foliação principal, LN - 100x; (b) xistosidade marcada por muscovita (M) e clorita (Cl). crenulada e contornando grão de granada (G), LN - 25x; (c) fragmentos lenticulares de quartzo em filito, contornados pela clivagem ardósiana, LP - 25x; (d) cristal rotacional de granada, com a xistosidade interna marcada por inclusões poikiloblásticas de quartzo e de minerais opacos; LN - 25x.

minerais opacos configurando uma xistosidade interna dobrada. Seus cristais são pré-cinemáticos com relação à xistosidade principal (Fig. 11a).

O *cloritóide* é idiomórfico a subidiomórfico, como grãos muito pequenos ou, mais comumente, como porfiroblastos prismáticos alongados de 1 mm de comprimento, em média (Fig. 11b). Maclas polissintéticas são comuns; mais raramente observa-se macla em ampulheta. Em geral, o maior comprimento dos prismas se encontra alinhado na direção da xistosidade principal, com xistosidade interna disposta transversalmente no cristal, dobrada ou praticamente reta. A xistosidade interna é demarcada por minúsculas inclusões de quartzo e minerais opacos, configurando uma textura helicítica. Entretanto, os cristais são pré-cinemáticos com relação à xistosidade principal. Em apenas uma seção foi encontrado um núcleo de cloritóide envolvido por estauroлита; em outras lâminas, grãos muito pequenos de um destes dois minerais coexistem com porfiroblastos do outro. Ocasionalmente apresenta relação de substituição com biotita.

Andaluzita foi observada em apenas duas seções. Em uma delas este mineral está restrito a bandas de aproximadamente 5 mm de espessura, juntamente com cloritóide, estauroлита e biotita (Fig. 11c). Seus cristais são xenomórficos, com 0,4 a 1 mm e leve pelocroísmo em tons rosados. A andaluzita é registrada, ainda, em outra seção, na forma de porfiroblastos pré-cinemáticos com relação à xistosidade principal, bastante alterados (Fig. 11d).

O *plagioclásio* é pouco comum, na forma de xenocristais límpidos de albita ou como membros mais cálcicos, pontilhados de epidoto-sericita, raramente maclados. Em apenas duas amostras, de baixo grau metamórfico, foi constatada a presença deste mineral em porcentagem elevada, na forma de fragmentos lenticulares de 1 mm de comprimento.

Os *minerais opacos* são xenomórficos, com tamanho variável de 0,1 a 2 mm. Frequentemente estão estirados ao longo da xistosidade principal ou da clivagem de crenulação.

O *epidoto* geralmente perfaz quantidades traços, em raros casos atingindo 5% em volume. *Turmalina* é também comum em quantidades traços, na forma de finos prismas, com forte pleo-

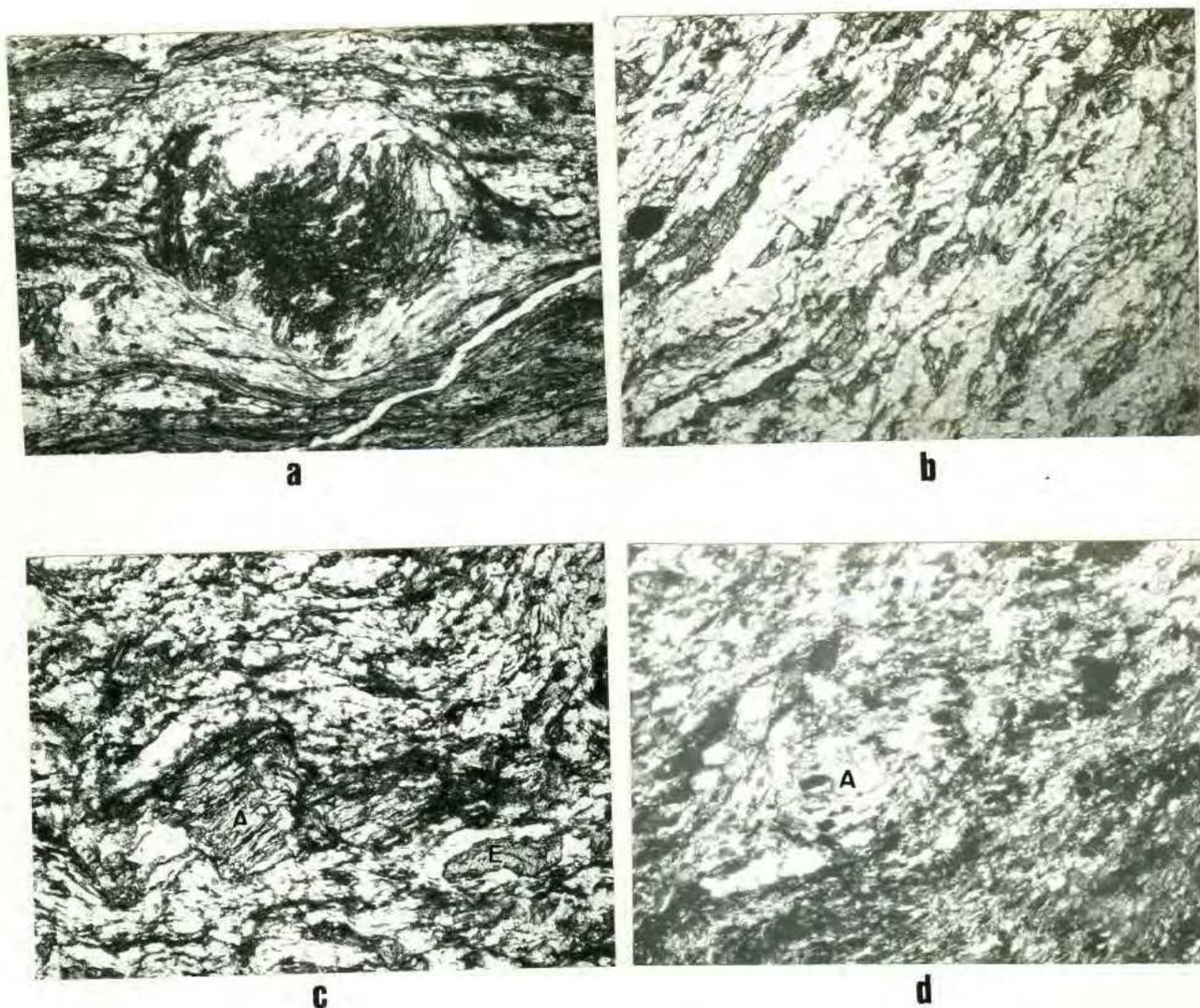


Figura 11 - Minerais porfiroblásticos dos metapelitos da região do Passo Feio: (a) cristal de estaurolita pré-cinemático com relação à xistosidade principal, LN - 25x; (b) cristais prismáticos alongados de cloritóide, com o maior alongamento alinhado na direção da xistosidade principal, LN - 30x; (c) cristais de andaluzita (A) restritos a uma banda composicional, juntamente com estaurolita (E), ambos pré-cinemáticos em relação à xistosidade principal, LN - 25x; (d) cristal remanescente de andaluzita. (A), muito alterado e pré-cinemático com relação à xistosidade principal, LN - 100x.

croísmo em tons de verde.

Zircão e *apatita* ocorrem como diminutos cristais idiomórficos a subidiomórficos arredondados. *Esfeno* e *Carbonato* são xenomórficos e muito raros.

Anfibólio Xistos

São rochas de coloração cinza escura a preta, granulação fina a média, situando-se em torno de 0,6 mm e variando de 0,1 mm até 2 mm. Mesmo quando alteradas, tendem a manter uma coloração cinza escura, raramente apresentando-se esverdeadas. Possuem uma xistosidade bem desenvolvida, marcada pelo alinhamento dimensional de prismas de anfibólio que facilita sua partição em placas. A orientação destes minerais prismáticos confere também à rocha uma lineação mineralógica fina e contínua. Comumente apresentam um bandamento fino, regular e descontínuo, que segrega bandas milimétricas a submilimétricas de material félsico paralelamente à xistosidade. Apresentam, por vezes, uma crenulação simétrica, aberta, da xistosidade e um fraturamento espaçado em torno de 1 a 2 cm, perpendicular à lineação e ao eixo das crenulações, por vezes preenchido por agregados granulares de epidoto e plagioclásio.

Ao microscópio, os anfibólio xistos mostram-se normalmente equigranulares, mais raramente porfiroblásticos. A xistosidade é definida pelo alinhamento dimensional e ótico de prismas de anfibólio e agregados de plagioclásio estirados, por vezes segregados em finas bandas descontínuas (Fig. 12a). A textura nematoblástica é amplamente dominante, com a granoblástica mais rara e restrita às bandas félsicas.

Os minerais essenciais destas rochas, conforme pode ser observado nas tabelas 6 e A.2, são hornblenda, actinolita e plagioclásio. Constituem acessórios comuns o quartzo, esfeno, leucóxênio, minerais opacos, epidoto, apatita e barita. Mais raramente, observam-se clorita, calcita, feldspato alcalino e biotita.

Os anfibólios cálcicos pertencem ao grupo das hornblendas e ao das actinolitas, coexistindo na maioria das secções examinadas. Foram analisados, em uma amostra, por microsonda e

**a****b**

Figura 12 - Feições microscópicas de anfibólio xistos da região do Passo Feio: (a) xistosidade e lineação definidas pelo alinhamento de prismas de hornblenda, LN - 25b; (b) cristais de plagioclásio em desequilíbrio com o restante da rocha, LP - 30x.

letrônica e nas demais opticamente.

A *actinolita* é assim designada em função de suas características óticas mais simples, na grande maioria das seções, com n_g = verde azulado, n_m = verde oliva claro e n_p = bege claro a incolor. O ângulo de extinção varia de 10° a 17° e o ângulo $2V(-)$ é estimado em torno de 70° , em média. Esta espécie ocorre normalmente como cristais idiomórficos a subidiomórficos, na forma de prismas alongados a aciculares de dimensões muito variáveis, desde 0,01 mm até 1 mm. Seus grãos são mais comumente límpidos, por vezes apresentando inclusões de minerais opacos, ao longo das clivagens; esfeno e/ou apatita. É comum a ocorrência de diminutos cristais aciculares de actinolita dispostos sobre as demais espécies.

A caracterização do anfibólio cálcico como *hornblenda* obedeceu aos mesmos parâmetros estabelecidos para a identificação das actinolitas. Estes minerais apresentam n_g = verde oliva, raramente com tinta azul, n_m = verde garrafa e n_p = castanho pálido. O ângulo de extinção varia de 20° a 34° e o ângulo $2V(-)$ é estimado em torno de $70-80^\circ$, em média. Em poucas seções foi observado um anfibólio cálcico com ângulo $2V$ muito pequeno, estimado em torno de 15° . É possível que se trate de uma hornblenda hastingsítica. A hornblenda é, na maioria das seções estudadas, amplamente dominante sobre a actinolita. Seus cristais são idiomórficos a subidiomórficos, com tamanho médio de 0,6 mm, variando entre 0,4 mm e 1,5 mm. Comumente, apresentam hábito prismático curto, mas não é rara a ocorrência de prismas alongados deste mineral, o que torna possível, à primeira vista, confundilo com anfibólios do grupo das actinolitas. Quando na forma de fenoblastos, seus cristais podem atingir até 3 mm. Podem apresentar-se límpidos ou com inclusões poiquiloblásticas de plagioclásio, apatita, esfeno, barita, minerais opacos e, mais raramente, quartzo e epidoto. É comum a ocorrência de núcleos de hornblenda envolvidos por bordos de actinolita.

O *plagioclásio* é xenomórfico e, subordinadamente, subidiomórfico, com tamanho da ordem de 0,2 mm, variando entre 0,01 mm e 1 mm. Ocorre predominantemente sem maclas ou maclado pela lei da albita. Muito raramente apresenta maclas complexas. Quando maclado, os limites entre indivíduos são difusos. São dominan

temente andesina (An_{35-45}) e, mais raramente, albita (An_{0-5}). Estão, em geral, em desequilíbrio, pontilhados de sericita e epidoto (Fig. 12b). Frequentemente mostram extinção ondulante. Os cristais de albita têm aspecto límpido e menor ordem de tamanho, comumente coexistindo com andesina instável na mesma seção.

O epidoto é um mineral comum nestas rochas, em teores que variam desde menos de 1% até, mais raramente, 15% em volume. Seus cristais são xenomórficos a subidiomórficos, com dimensões de 0,02 mm até 0,4 mm, e 0,2 mm em média. Trata-se, provavelmente, de clinozoista. Ocorre associado aos anfibólios, mas é mais frequente como produto de exsolução do componente anortítico dos plagioclásios.

O esfeno é o acessório mais comum, na forma de cristais idiomórficos a xenomórficos, com tamanhos de 0,02 mm a 0,2 mm. Frequentemente se associa a minerais opacos e leucoxênio. Ocorre comumente na forma de inclusões nos anfibólios.

O quartzo é um mineral raro nestas litologias. Ocorre como grãos xenomórficos intersticiais, em quantidades inferiores a 10% em volume, límpidos e com extinção ondulante.

A apatita é subidiomórfica, com tamanho médio de 0,06 mm, na forma de inclusões nos anfibólios e, subordinadamente, disseminada na rocha. Perfaz menos de 1% em volume.

A barita ocorre em quantidades traços, muito raramente atingindo 1% em volume. Seus cristais são xenomórficos, com tamanho médio de 0,1 mm, tanto como inclusões nos cristais de hornblenda quanto disseminados na rocha. Não se observa uma ocorrência preferencial desta espécie em veios. É distinguida da apatita principalmente pela sua biaxialidade.

Os minerais opacos são onipresentes, desde quantidades traços até 10% em volume. São xenomórficos a subidiomórficos, com tamanho médio de 0,2 mm, raramente atingido 0,6 mm. Frequentemente se encontram estirados ao longo da foliação metamórfica, ou alinhados ao longo das clivagens dos anfibólios.

A clorita tem ocorrência restrita, mais frequentemente como preenchimento de microfissuras. Seu pleocroísmo intenso e sua cor de interferência anômala indicam uma variedade rica em ferro, possivelmente peninita.

A biotita e a calcita ocorrem em apenas uma seção exami

nada, a primeira intercrescida com anfibólitos e a última segregada em bandas, onde se associa a plagioclásio e epidoto.

Os *feldspatos alcalinos* são raros e perfazem menos de 1% em volume, nas raras seções em que são encontrados. Estão sempre muito sericitizados ou totalmente transformados em micas brancas, preservando apenas contornos de grãos.

Metagabros

São rochas de coloração cinza escura a preta, granulação média a grosseira, com estrutura maciça a ligeiramente foliada. Quando muito alteradas, adquirem uma coloração verde clara e a estrutura planar torna-se mais evidente, nos tipos mais foliados.

A observação microscópica destas rochas revela ampla dominação da textura granoblástica equigranular e inequigranular, onde fenoblastos de plagioclásio e anfibólito da ordem de 1 a 2 mm se encontram imersos em uma matriz de granulação em torno de 0,01 mm, de igual composição. É, também, frequente, a textura poiquiloblástica, com grandes cristais de hornblenda englobando constituintes da matriz ou apenas xenocristais de plagioclásio. Em algumas amostras, observa-se textura ígnea remanescente (Fig. 13a) dada por fenocristais de plagioclásio e, mais raramente, de hornblenda, parcialmente substituídos.

Não se observa orientação dos constituintes destas rochas, à exceção de alguns tipos provenientes da borda do corpo, com ligeiro alinhamento dos constituintes da matriz.

Os minerais essenciais dos metagabros (Tab. 6 e A.2) são anfibólitos e plagioclásios. Epidoto ocorre tanto como essencial quanto como acessório. Esfeno, leucoxênio e minerais opacos são acessórios comuns; quartzo é raro.

Os fenocristais de *anfibólito* são idiomórficos a xenomórficos, com tamanho médio de 1,5 mm e variação de 0,1 mm até 3 mm. Invariavelmente, possuem tons variegados no mesmo cristal; frequentemente, são zonados, com núcleo praticamente incolor e bordos verdes claros. São comuns as maclas de justaposição segundo 100, mais frequentemente, a dois indivíduos largos. Contêm inclusões de plagioclásio, minerais opacos e esfeno, com as duas

**a****b**

Figura 13 - Feições microscópicas de rochas portadoras de anfíbólio na região do Passo Feio: (a) provável textura ígnea remanescente em metagabro, LP - 30x; (b) o rientação dos constituintes da matriz em torno de porfiroblastos de hornblenda, parcialmente transformados em actinolita, em anfibólio gnaisses, LN - 25x.

últimas espécies alinhadas ao longo das clivagens. Os anfibólitos são, por vezes, poiquiloblásticos, englobando os constituintes da matriz. É difícil caracterizar, através de recursos óticos mais simples, a espécie de anfibólito presente. Suas características óticas são: n_g = verde pálido, n_m = verde oliva claro e n_p = bege claro a incolor; $n_m > n_g \geq n_p$; ângulo de extinção de 20 a 26°, $2V(-) = 70$ a 80°. Os dados disponíveis não permitem diagnosticar ao certo se se trata de um membro da série actinolita-tremolita ou da série das hornblendas magnesianas; entretanto, a freqüente associação destas rochas com xistos magnesianos é um índice de que os tons muito pálidos deste mineral estejam relacionados ao seu alto teor de magnésio em relação ao ferro.

Uma geração de *actinolita* acicular, pleocrônica em tons de verde azulado, dispõe-se sobre os demais constituintes, na forma de finas agulhas, de 0,1 a 0,2 mm de comprimento, em média, por vezes especificamente associada ao plagioclásio.

Fenocristais de *plagioclásio* são menos abundantes, com dimensões da ordem de 1 mm, raramente atingindo 2 mm. São subidiomórficos a xenomórficos, freqüentemente desprovidos de maclas e, subordinadamente, maclados pela lei da albita. Apresentam um grau de epidotização e sericitização geralmente avançado, ocorrendo raramente na forma de cristais límpidos. Tais processos dificultam sobremaneira a estimativa do teor de anortita destes minerais; na maioria das seções examinadas, os cristais mantêm um relevo superior ao do bálsamo, indicando um caráter mais cálcico do que albita. As poucas determinações possíveis sobre cristais maclados indicam andesina e, muito raramente, labradorita. Albita foi identificada em duas seções, na forma de cristais límpidos. Somando-se o teor estimado de anortita com a quantidade de epidoto disponível nestas rochas, conclui-se que o plagioclásio original tenha sido possivelmente uma labradorita.

A *matriz* tem granulação fina a muito fina e é constituída por grãos xenomórficos de plagioclásio, albita, anfibólitos e teor variado de epidoto.

O *epidoto* ocorre em quantidades muito variáveis, desde traços até 20% em volume. Seus cristais são xenomórficos, com dimensões da ordem de 0,1 mm, raramente atingindo 0,5 mm. Tra-

ta-se, possivelmente, de clinozoisita, ocorrendo preferencialmente sobre cristais de plagioclásio e, subordinadamente, disseminados na rocha.

O *esfeno* é o acessório mais comum, geralmente associado a leucoxênio e minerais opacos. Ocorre como grãos ou agregados xenomórficos da ordem de 0,2 mm, variando entre 0,02 mm e 0,5 mm. Frequentemente dispõe-se sobre os cristais de anfibólios ou nos seus bordos.

Os *Minerais opacos* são xenomórficos, com tamanho médio de 0,05 mm, raramente atingindo 1 mm. Sua freqüente associação espacial com esfeno e leucoxênio permite inferir a presença de ilmenita.

O *quartzo* é um mineral raro nestas rochas, atingindo, no máximo, 5% em volume. Em algumas amostras, este mineral é observado preenchendo veios deformado.

A *clorita* é também rara e ocorre intercrescida com *actinolita* ou preenchendo microfissuras.

Anfibólio Gnaisses

Sob a denominação de anfibólio gnaisses são agrupadas todas aquelas rochas com anfibólio em que o bandamento gnáissico, independente de sua gênese e configuração, é a feição dominante. Assim, compreendem rochas de coloração cinza escura a preta, granulação fina a grosseira, com alternância de bandas de composição e/ou granulação diferente. A alternância de bandas máficas e fêlsicas se dá de duas formas distintas: (a) constituindo verdadeiros anfibolitos listrados, onde bandas de composição distinta tem espessura média de 2 a 3 cm e se alternam de maneira regular; e (b) constituindo rochas de bandamento irregular, em que a variação de espessura de bandas é extrema, desde alguns milímetros até 1 m. As rochas do primeiro tipo possuem uma estrutura planar melhor delineada, nas bandas máficas, pelo alinhamento dimensional de prismas de anfibólio. Já nas rochas do segundo tipo, este alinhamento é mais pobre e depende diretamente da espessura e granulação das bandas. Desta forma, é comum encontrarem-se bandas máficas muito espessas, de aparência maciça, mas que, ao exame detalhado evidenciam, próximo aos

seus limites, uma orientação acentuada de seus constituintes.

Composicionalmente, estas rochas variam desde anfibólitos propriamente ditos até diopsídio-anfibólio gnaisses e epidoto-anfibólio gnaisses.

Sua observação microscópica revela um acamadamento diferencial fino a grosseiro, às vezes acompanhado de uma xistosidade bem definida pelo alinhamento dimensional e ótico de prismas de anfibólio. Nos tipos mais grosseiros, a xistosidade torna-se mais pobremente desenvolvida, com os constituintes da matriz levemente orientados, envolvendo cristais maiores (Fig. 13b). As texturas nematoblástica, granoblástica, porfiroblástica e poiquiloblástica são bastante comuns. Coroas de reação de actinolita em torno de hornblenda são freqüentes. Em apenas uma seção foi observado um núcleo remanescente de clinopiroxênio incolor envolvido por hornblenda.

Conforme apresentado nas tabelas 6 e A.2, os constituintes essenciais dos gnaisses são hornblenda, actinolita e plagioclásio; alguns termos contêm diopsídio, quartzo e epidoto em quantidades apreciáveis. Os minerais acessórios são esfero, apatita e minerais opacos; mais raramente encontram-se carbonato, biotita, feldspato alcalino, granada, barita e turmalina.

Os cristais de *hornblenda* apresentam pleocroísmo acentuado, com n_g = verde escuro, raramente com tinta azulada, n_m = verde oliva escuro e n_p = amarelo a castanho claro. O ângulo de extinção é de 28 a 30^o_p e o ângulo 2V(-) é estimado em torno de 70 - 80^o. Seus grãos são xenomórficos a subidiomórficos, por vezes com hábito prismático alongado e tamanho médio de 0,7 mm. Quando formam porfiroblastos, podem atingir até 2,5 mm de tamanho, freqüentemente poiquiloblásticos.

A *actinolita* encontra-se comumente intercrescida com a hornblenda, envolvendo núcleos deste mineral ou, ainda, como finas agulhas disseminadas na rocha. É reconhecida por seu pleocroísmo menos intenso, com n_g = verde claro azulado, n_m = verde oliva claro e n_p = amarelo claro a incolor; o ângulo de extinção é de 18 a 20^o e o 2V(-) estimado é de 70 a 80^o, em média. Em apenas uma amostra foi constatado um anfibólio verde escuro azulado, com ângulo de extinção de 15^o, possivelmente uma fer-

roactinolita.

O *plagioclásio* é xenomórfico a subidiomórfico, com tamanho de 0,02 a 1 mm, e média de 0,3 mm. Em muitas amostras não apresenta maclas e em algumas apresenta macla polissintética. Seus cristais estão em desequilíbrio na maioria das seções estudadas, com o grau de epidotização-sericitização e, mais raramente, carbonatização desde incipiente, nos núcleos, até praticamente completo. O teor de anortita foi determinado através da macla da albita, variando de An₄₀ a An₅₀. Algumas amostras contêm, também, albita, na forma de cristais límpidos, de baixo relevo, nunca maclados.

O *diopsídio* é xenomórfico a subidiomórfico, com tamanho de 0,5 a 1,2 mm e média de 1 mm. É, normalmente, incolor e, mais raramente, verde pálido. Por vezes, observa-se uma nítida relação de intercrescimento deste mineral com a hornblenda.

O *epidoto* ocorre em quantidades desde traços até 15% em volume. Seus cristais são xenomórficos, mais raramente prismáticos curtos, subidiomórficos. O tamanho varia de 0,01 a 1 mm, com a média dos grãos em torno de 0,05 mm. São normalmente incolores e em poucas amostras apresentam uma intensa cor de absorção amarela. Trata-se, provavelmente, de clinzoisita e está freqüentemente associado ao plagioclásio, como resultado de exsolução de seu componente anortítico, mas pode também ocorrer associado ao diopsídio ou como grãos individuais disseminados na rocha.

O *quartzo* ocorre também em quantidades variáveis e, em grande parte das amostras, está ausente; em outras está restrito a determinadas bandas. É xenomórfico, com tamanho da ordem de 0,03 mm e extinção ondulante freqüente. É facilmente confundido com plagioclásios, quando estes minerais se apresentam límpidos e sem maclas.

O *esfeno* é xenomórfico a subidiomórfico e, mais raramente, idiomórfico. Seu tamanho varia de 0,02 a 1 mm, com média de 0,05 mm. Freqüentemente está incluso em cristais de hornblenda e, às vezes, associa-se a minerais opacos e leucoxênio.

Os *minerais opacos* são xenomórficos, comumente estirados, de dimensões variáveis entre 0,01 e 1 mm, com a média dos grãos em torno de 0,2 - 0,3 mm. Por vezes constituem núcleos

bordejados por esfeno, tratando-se, então, provavelmente, de ilmenita.

A *apatita* é xenomórfica a subidiomórfica, com tamanho de 0,02 a 0,3 mm, e média de 0,1 mm. Normalmente aparece como traços e em apenas uma amostra foi observado um veio submilimétrico deste mineral em associação com calcita.

O *carbonato*, provavelmente calcita, é raramente encontrado. Forma grãos xenomórficos intersticiais, associados a diopsídio, plagioclásio e epidoto em bandas de granulação grosseira.

A *biotita* ocorre em apenas três amostras, em quantidades menores do que 1% em volume. Nestes exemplares, sua ocorrência está restrita a grãos muito pequenos, ligeiramente alinhados, como parte da matriz.

O *feldspato alcalino* foi encontrado em duas amostras e sua determinação foi feita através de teste colorimétrico, que evidenciou sua ocorrência restrita a finas bandas e fissuras. Em seção delgada é confundido com plagioclásio quando os dois minerais não estão maclados.

A *granada* está restrita a duas amostras, onde se associa a epidoto e apresenta leve birrefringência anômala. Seus grãos têm tamanho de 0,04 mm, em média, e são subidiomórficos. É possível que se trate de uma variedade cálcica.

A *barita* ocorre como grãos xenomórficos de 0,1 mm, em média, inclusos na hornblenda ou disseminados na rocha.

A *turmalina* foi encontrada em apenas uma lâmina, na variedade schorlita, com pleocroísmo de incolor a lilás e hábito prismático alongado.

Gnaisses Quartzo-Feldspáticos

Sob a denominação de gnaisses quartzo-feldspáticos foram agrupadas todas aquelas litologias que apresentam mais de 55% em volume destes dois minerais. O restante dos constituintes é bastante diversificado, compreendendo granada, estauroлита, anfibólios e biotita nas mais diversas combinações, conforme mostrado na tabela A.3.

Constituem rochas de coloração cinza escura a preta, granulação média e uma foliação tanto mais irregular quanto maior o

teor de quartzo e feldspatos. O bandamento é irregular e descontínuo e a espessura de bandas individuais é extremamente variável, ora na forma de finos níveis, ora como bancos espessos, da ordem de 60 a 70 cm. A composição de bandas individuais é, também, bastante variável, observando-se dois tipos de gradação - ora na direção de níveis verdadeiramente pelíticos, ora para níveis de composição básica - observando-se termos mistos com granada-anfibólio cálcico, ou granada-calcita-anfibólio cálcico.

A estrutura planar destas rochas apresenta-se frequentemente amarrotada, com dobras de fluxo flexural apertadas e de padrão diversificado.

A observação microscópica destes gnaisses evidencia uma foliação irregular e descontínua, delineada pelo alinhamento de minerais placóides ou prismáticos em domínios, que comumente tornam grandes cristais de feldspatos. A deformação destas rochas apresenta uma forte componente cataclástica, diretamente ligada à sua composição mineralógica, que se manifesta na forma de grãos fraturados ou recristalizados em subgrãos. Entretanto, a componente plástica é dominante e responsável pela geração de microdobras com adelgaçamento e espessamento de bandas individuais.

A textura porfiroblástica é muito comum, com porfiroblastos de feldspato alcalino e/ou plagioclásio, com 0,8 mm, de tamanho médio, envolvidos por minerais placóides e/ou prismáticos, frequentemente retorcidos. As texturas nematoblástica, lepidoblástica e granoblástica são também comuns.

A variação composicional destas rochas em uma mesma seção delgada constitui uma feição notável e característica de termos gradacionais (Fig. 14a e b). Observam-se, em algumas amostras, bandas de 4 mm de espessura média, compostas, em ordem de crescente de abundância, por quartzo, clorita, biotita e granada, com bandas de 2 mm de espessura contendo mais de 90% de quartzo e pequenas quantidades de anfibólio cálcico que, com o aumento gradativo da quantidade de anfibólio, passam a bandas de 7 mm de espessura média à base de anfibólio, quartzo, feldspatos, clorita e granada.

A mineralogia essencial dos gnaisses quartzo-feldspáticos (Tab. A.3) é composta por feldspatos, quartzo, biotita, clo

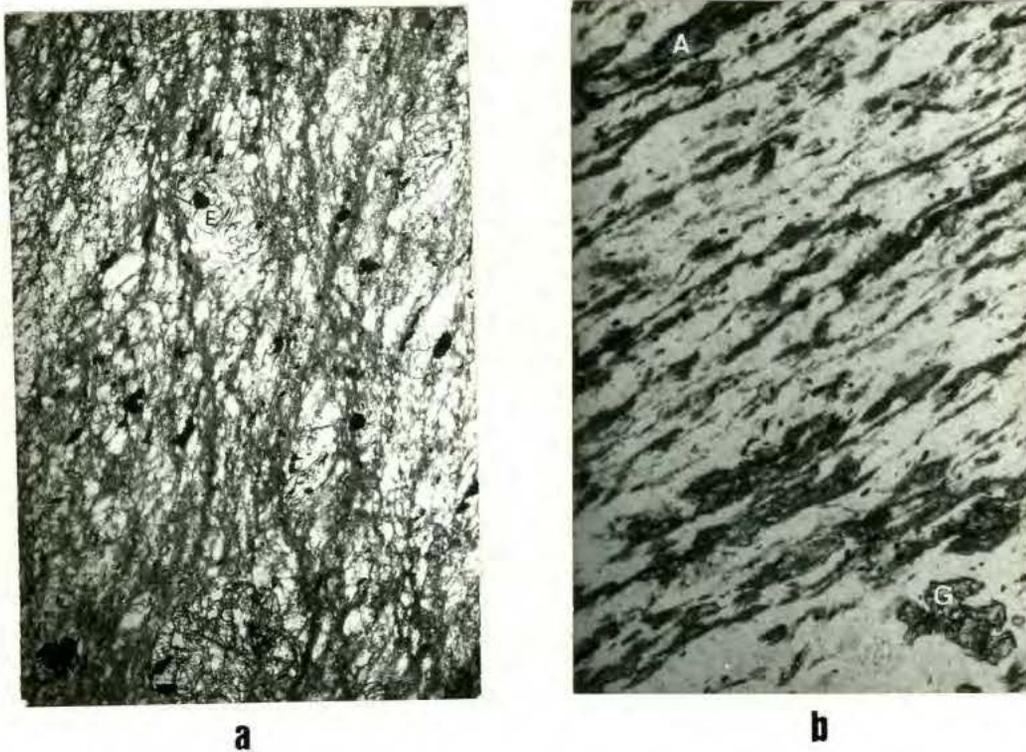


Figura 14 - Variações composicionais dos gnaisses quartzo-felds

páticos da região do Passo Feio: (a) com estaurolita (E) e granada (G); LN - 25x; (b) com anfíbólios (A) e granada cálcica (G), LN - 40x.

rita e anfibólitos. Os acessórios compreendem, em diversas combinações, granada, epidoto, estauroлита, apatita, calcita, barita e minerais opacos: mais raramente são encontrados esfeno e turmalina.

Os *feldspatos* são mais comuns na forma de porfiroblastos arredondados de 0,8 mm em média, variando entre 0,1 e 2,0 mm. Na maioris das amostras estudadas não apresentam maclas; em outras observam-se maclas da albita e, mais raramente, albita-periclina. Em apenas uma amostra foi identificada a macla de Carlsbad. A presença de feldspato alcalino foi verificada, através de teste colorimétrico, em diversas amostras, normalmente em porcentagem inferior à do plagioclásio e, mais raramente, predominando sobre o último. Estes minerais se apresentam indistintamente em desequilíbrio - o plagioclásio pontilhado de epidoto-sericita, ocasionalmente com manchas de calcita, e o alcalino parcialmente transformado em micas brancas. Quando maclados, os plagioclásios fornecem teores de anortita muito variáveis, ainda que em uma mesma seção, de An₄₄ a An₆₃. Como componentes da matriz, os feldspatos são xenomórficos, a grão fino e muito fino.

O *quartzo* é xenomórfico, límpido, com tamanho de 0,02 a 1 mm, e média de 0,4 mm.

A *biotita* é xenomórfica a subidiomórfica, com tamanho médio de 0,1 mm. É fortemente pleocróica, de $n_g = n_m$ = castanho escuro, castanho avermelhado ou verde, para n_p = amarelo claro. Biotita marrom e verde são encontradas na mesma amostra com frequência, estando os grãos de biotita verde, sempre de tamanho reduzido, restritos à matriz. Por vezes encontra-se intercrescida epitaxicamente com clorita, em lamelas isorientadas, ou ainda, como lamelas retorcidas e com extinção ondulante, contornando blastos de feldspatos.

Os *anfibólitos* são idiomórficos a xenomórficos, com tamanho médio de 0,5 mm, excepcionalmente formando prismas de 20 mm de comprimento. Em apenas uma amostra este mineral apresenta cor de interferência e extinção anômalas; neste exemplar, seus grãos atingem os maiores tamanhos e o ângulo de extinção chega a 40°. Seu pleocroísmo é intenso, de n_g = verde com forte tinta azulada, para n_m = verde garrafa, para n_p = amarelo palha. O

ângulo $2V(-)$ é estimado em torno de 10° . Neste caso, é possível classificá-lo como hornblenda hastingsítica. No restante das amostras o anfibólio apresenta características óticas compatíveis com as de uma hornblenda comum, freqüentemente intercrescida com actinolita. Inclusões poiquiloblásticas de quartzo, plagioclásio e esfeno são comuns; mais raramente englobam calcita e biotita.

A *granada* é xenomórfica, com tamanho de 0,1 a 2 mm e média de 0,7 mm. É, normalmente, incolor e isótropa, apresentando-se em apenas uma amostra com uma cor amarela forte de absorção e birrefringente. Nesta amostra, coexiste com hornblenda hastingsítica. Seus cristais são límpidos ou poiquiloblásticos, por vezes nitidamente rotacionais. Freqüentemente apresentam-se substituídas por clorita em grau variável. Ocasionalmente observa-se uma segregação deste mineral em bandas, onde perfaz mais de 40% em volume.

A *estaurolita* é subidiomórfica a xenomórfica, formando prismas curtos de 0,4 mm em média, raramente atingindo 1,5 mm. O teor normalmente elevado de quartzo e feldspato nestas rochas, em detrimento de minerais foliáceos, dificulta a avaliação do posicionamento tectônico de porfiroblastos, tanto de granada quanto de estaurolita. Entretanto, na maioria das seções estudadas, observa-se que estes minerais tendem a ser pré-cinemáticos com relação à foliação principal.

O *epidoto* é xenomórfico, com tamanho de 0,02 a 0,5 mm, e média de 0,1 mm. Seu teor na rocha parece acompanhar o aumento do grau de instabilidade dos plagioclásios.

Os *minerais opacos* são xenomórficos e raramente idiomórficos, prismáticos. Ocorrem preferencialmente associados a anfibólios e biotita cloritizada; ocasionalmente constituem núcleos de ilmenita bordejados por esfeno.

A *calcita* é xenomórfica e pode estar associada à substituição de plagioclásios ou como xenocristais muito pequenos na matriz.

Apatita e *barita* restringem-se a xenocristais da ordem de 0,02 mm, raramente atingindo 0,2 mm, invariavelmente em quantidades traços. *Esfeno* e *turmalina* são subidiomórficos e muito raros.

Xistos Magnesianos

As rochas magnesianas têm uma coloração cinza ou verde clara e, mais raramente, cinza escura a preta. A granulação é fina a média e a estrutura xistosa, por vezes acompanhada de uma lineação mineralógica. A deformação da xistosidade é visível na forma de crenulações assimétricas, de charneira arredondada, sem recristalização pronunciada ao longo dos planos axiais. Em alguns espécimes a foliação limita-se a uma orientação planar descontínua e a rocha adquire um aspecto mesoscópico maciço.

Ao microscópio, estas rochas apresentam uma xistosidade bem desenvolvida, na maioria das seções examinadas, marcada pelo alinhamento de prismas aciculares de anfibólio e lamelas de clorita. A orientação do maior comprimento dos prismas é responsável pela forte lineação mineralógica observada macroscopicamente. Quando contêm plagioclásio, verifica-se uma xistosidade em domínios, com padrão anastomosado. Microcrenulações assimétricas abertas são feições de deformação da xistosidade, sem recristalização associada. As texturas dominantes são a nematoblástica e a lepidoblástica, subordinadamente porfiroblástica e granoblástica.

Os termos petrográficos mais comuns, conforme observado na tabela A.4, são tremolititos (mais de 90% de tremolita), clinocloro-tremolita xistos e, subordinadamente plagioclásio-tremolita xistos. Os acessórios são minerais opacos e, mais raramente, talco e esfeno.

O anfibólio é identificado, na maioria das seções, como *tremolita* incolor, com ângulo de extinção de 20° em média, e $2V(-)$ estimado de 80° . Em algumas seções, especialmente associadas a metagabros, os anfibólios podem apresentar uma coloração verde pálida para n_g , sugerindo um membro intermediário da série actinolita-tremolita. A tremolita ocorre de três maneiras distintas, freqüentemente na mesma seção: (a) na forma de porfiroblastos prismáticos curtos ou xenomórficos, arredondados, com tamanho médio de 1,5 mm, variando entre 1 e 2,5 mm. Nestes casos, mostram marcada extinção ondulante ou, ainda, extinção normal, mas com ângulo superior a 26° . Estes blastos são pré-cinematicos com relação à xistosidade da rocha e por vezes se mos

tram dobrados (Fig. 15); (b) na forma de prismas aciculares com 0,7 mm, em média, de comprimento, e variando entre 0,1 e 1 mm, isorientados ao longo da xistosidade; e (c) na forma de prismas aciculares de 2 mm de comprimento, em média, crescidos discordantemente sobre a xistosidade, por vezes em agregados radiais. Em amostras intensamente crenuladas pela última fase de deformação, prismas aciculares de tremolita dobrados podem apresentar extinção ondulante ou formar arcos poligonais de cristais recuperados.

A *clorita* foi identificada como a variedade *clinocloro* devido ao seu caráter incolor, raramente apresentando leve pleocroísmo com n_g = verde pálido. Forma lamelas xenomórficas de 0,03 a 1 mm de comprimento e tamanho médio de 0,1 mm. O grau de orientação destes minerais é bastante variável; podem acompanhar a orientação dos prismas aciculares de tremolita na xistosidade ou formar feixes não orientados.

O *plagioclásio* foi observado em apenas duas amostras, onde perfaz mais de 25% em volume. Forma agregados granoblásticos que constituem, juntamente com tremolita acicular, a matriz da rocha, onde os porfiroblastos são também de tremolita. Seus cristais têm, em média, 0,05 mm de tamanho, raramente atingindo 0,5 mm. A maioria dos grãos não apresenta maclas e seu aspecto é límpido a ligeiramente pontilhado por epidoto a grão muito fino. Não foi possível precisar o teor de anortita. O relevo dos cristais é alto com relação ao do bálsamo e o seu ângulo $2V(+)$ é estimado em 75° .

Os minerais opacos são xenomórficos, podendo ocorrer estirados ao longo da xistosidade ou aleatoriamente distribuídos. Seus cristais têm tamanho variável entre 0,02 e 0,7 mm, com a média dos grãos em torno de 0,2 mm.

O *talco* é um acessório raro, ocorrendo na forma de finas lamelas dispostas nos bordos de porfiroblastos de tremolita. O *esfeno* é muito raro, constituindo diminutos cristais xenomórficos.

Outras Litologias

Os *quartzitos* têm granulação média a fina, variável en-



Figura 15 - Porfiroblastos dobrados de tremolita (T) em xisto magnésiano do Complexo Metamórfico Passo Feio. A xistosidade principal é marcada por prismas aciculares do mesmo mineral, acompanhados de lamelas de clinocloro, LN - 25x.

tre 0,01 e 0,7 mm, e uma foliação grosseira, definida pelo achatamento e estiramento de grãos de quartzo. São bastante puros, com o quartzo perfazendo geralmente mais de 90% em volume. Podem apresentar pequenas quantidades de muscovita e epidoto, além de minerais opacos.

As *rochas calcossilicatadas* são constituídas por bandas máficas, onde predomina a biotita isorientada, definindo sua xistosidade, e bandas brancas ou acastanhadas, onde predomina o carbonato. Podem apresentar quantidades pequenas de epidoto, turmalina, apatita e minerais opacos.

Os *mármore*s mostram textura predominantemente granoblástica média, com orientação incipiente localizada de minerais acessórios. Os carbonatos são subidiomórficos a xenomórficos e estão frequentemente maclados. Em mármore de coloração preta, observa-se uma grande quantidade de minerais opacos, em torno de 15% em volume, disseminados na rocha ou como inclusões nos carbonatos, que são macroscopicamente identificados como magnetita. Os carbonatos são, por vezes, macroscopicamente identificáveis como ankerita. Biotita, plagioclásio, esfeno, tremolita, epidoto e clinocloro são acessórios comuns.

Os raros *metarriolitos* são rochas blastoporfiríticas com pórfiros de quartzo e feldspato alcalino e matriz quartzo feldspática. O máfico é a biotita verde, ligeiramente orientada, juntamente com os constituintes finos da matriz, contornando cristais maiores. Os feldspatos mostram-se intensamente sericitizados e raramente apresentam macla de Carlsbad. Quantidades pequenas de clorita, esfeno, epidoto, apatita e minerais opacos são observadas. Verificam-se, ainda, relações de substituição incompletas de biotita de coloração castanha escura por biotita verde ou por clorita.

Região do Faxinal

Metapelitos

São rochas de coloração cinza escura a preta, cinza prateada ou verde escura, granulação fina a muito fina, frequentemente impossibilitando o reconhecimento de espécies minerais a olho nu. Quando muito alteradas, podem adquirir uma coloração verde clara, ocre ou avermelhada. Termos muito quartzosos tendem a manter-se cinza escuros a pretos, mesmo quando alterados. As litologias metapelíticas são predominantemente filitos, com ocorrência subordinada de xistos.

O acamamento original é mesoscopicamente reconhecível, em muitos casos, na forma de uma alternância de leitos quartzosos e micáceos, que não obedecem a uma variação de espessura regular, por vezes contendo lâminas centimétricas de quartzitos muito finos ou bandas de espessura irregular contendo carbonatos. Na maior parte dos afloramentos, observa-se uma concordância estrutural entre o bandamento e a estrutura planar secundária. Esta se manifesta na orientação dimensional de minerais planares não reconhecíveis a olho nu, constituindo uma clivagem ardosiana cujo grau de desenvolvimento, continuidade e regularidade são inversamente proporcionais ao teor de quartzo da rocha. Em termos mais grosseiros, grada para uma xistosidade fina, regular e pouco espaçada. A estrutura planar metamórfica apresenta deformações de morfologia variável, na forma de crenulações assimétricas e subordinadamente simétricas, fechadas ou abertas, desenvolvendo uma clivagem de crenulação mais proeminente nas charneiras de dobras.

A observação microscópica destas rochas revela uma textura predominantemente lepidoblástica fina, por vezes bandada. A textura granoblástica está restrita a bandas quartzosas.

A clivagem ardosiana é definida pelo alinhamento de finas lamelas de filossilicatos ou grãos de quartzo e/ou feldspatos estirados, passando a uma clivagem ardosiana em domínios nos termos quartzosos. Nestes casos, domínios lenticulares constituídos por agregados quartzo-feldspáticos com filossilicatos subordinados são bordejados por uma película de filossilicatos iso

rientados na mesma direção do alongamento das lentes. Dependendo do corte efetuado na amostra, a clivagem pode apresentar um padrão anastomosado. Nos domínios lenticulares, a orientação de minerais planares é pobre.

É comum a presença de lentes milimétricas a centimétricas de xistos em filitos. Nestas, agregados grosseiros de quartzo, micas e plagioclásio em desequilíbrio lembram texturas localizadamente miloníticas e sua continuidade lateral, com frequência, está ausente. Tais lentes de xistos, mostradas na Figura 16a, às vezes contêm granada.

O acamadamento sedimentar original é reconhecível, em seção delgada, na forma de um bandamento irregular, definido por diferença de constituição mineralógica e/ou granulometria (Fig. 16b). A estrutura planar se refrata e perde a regularidade ao passar de bandas ricas em filossilicatos para bandas quartzosas, conforme pode ser observado na Figura 16c).

Os constituintes essenciais dos metapelitos (Tab. A.5) são muscovita, biotita e quartzo. Os acessórios são clorita, minerais opacos, plagioclásio, turmalina, epidoto, apatita, calcita e, mais raramente, granada e ankerita.

A *muscovita* e a *biotita* formam lamelas idiomórficas a xenomórficas, frequentemente intercrescidas, definindo a clivagem ardosiana ou, mais raramente, reorientadas ao longo de planos axiais de microdobras. Seus cristais têm tamanho muito variável, desde menor do que 0,02 mm até 0,2 mm. Lamelas de 1 mm de comprimento estão restritas a ocorrências localizadas de xistos. A muscovita ocorre frequentemente pigmentada por óxidos de ferro, que lhe conferem uma tonalidade castanha escura à luz natural. Pode ocorrer, ainda, na forma de finas lamelas xenomórficas, substituindo grãos de feldspatos. A biotita é intensamente pleocrônica, de $n_g = n_m$ = castanho escuro ou verde, para n_p = amarelo palha ou incolor. É comum a ocorrência de biotita verde e marrom na mesma seção e, nestes casos, a biotita verde tende a apresentar tamanho de grão menor. Em rochas intensamente crenuladas, estes filossilicatos apresentam forte extinção ondulante ou recristalizam em arcos poligonais.

O *quartzo* é xenomórfico, com tamanho desde menor do que 0,02 mm até 0,8 mm, e média de 0,05 mm. Frequentemente, seus

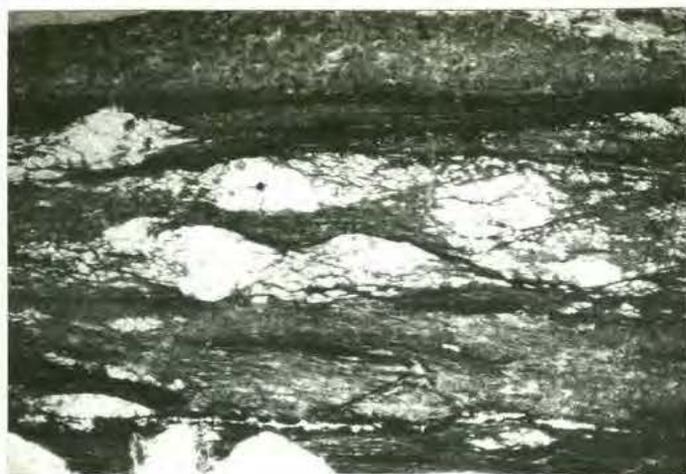
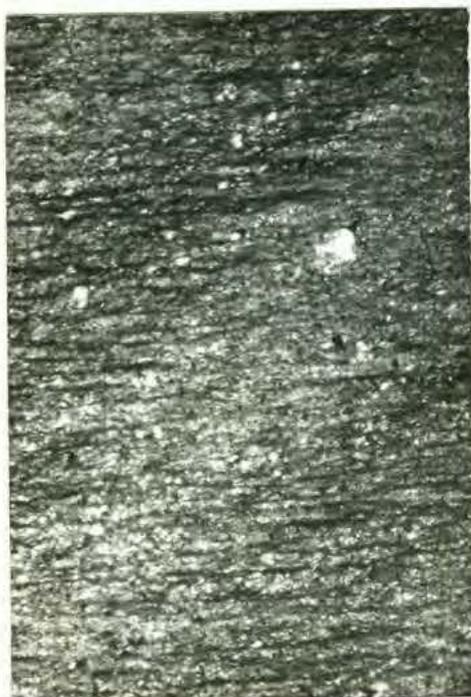
**a****b****c**

Figura 16 - Feições microscópicas dos metapelitos da região do Faxinal: (a) lentes de xistos grosseiros em filitos, LN - 25x; (b) acamadamento sedimentar preservado, transectado pela clivagem ardosiana, LN - 25x; (c) refração da clivagem ardosiana ao passar de bandas micáceas para bandas quartzosas, LN - 25x.

grãos estão estirados paralelamente aos filossilicatos, ao longo da clivagem ardosiana. Em lentes de xistos grosseiros, ocorre na forma de agregados policristalinos ou monocristais lenticulares de até 2 mm de comprimento, com forte extinção ondulante, envolvidos por domínios peliculares de filossilicatos. Esta feição é também descrita nos filitos da região do Passo Feio, conforme mostrado na figura 10c.

A *clorita* é mais comum como mineral acessório, podendo, em algumas amostras, atingir mais de 15% em volume. Seus cristais lamelares são xenomórficos, com tamanho de 0,04 mm em média, mais frequentemente intercrescidos com biotita. Podem, ainda, preencher veios de espessura irregular ou substituir cristais de granada. São fracamente pleocróicos, de verde pálido a incolor, tratando-se, possivelmente da variedade peninita.

Os *minerais opacos* apresentam uma morfologia e ocorrência bastante diversificada. Em algumas amostras, de granulação muito fina, podem perfazer até 35%, em volume e é possível que se trate de grafite; em grande parte das seções examinadas, ocorrem em duas gerações de cristais; uma xenomórfica, de tamanho reduzido, estirados ao longo da clivagem ardosiana, e outra idiomórfica a subidiomórfica, com seções losangulares ou quadradas, sobrecrecidos à estrutura planar e atingindo 1 mm de tamanho. Os últimos são, provavelmente, cristais de magnetita. Ocorrem, ainda, na forma de óxidos de ferro que tingem a rocha de uma tonalidade castanha avermelhada à luz natural. Mais raramente, ocorrem na forma de ilmenita, em arranjo zonado com esfero e leucoxênio. A média dos cristais de minerais opacos não ultrapassa 0,03 mm.

Os *plagioclásios* têm ocorrência restrita a bandas ou camadas quartzosas grosseiras, raramente atingindo 15% em volume. Seus grãos são xenomórficos e às vezes apresentam maclas polisintéticas. Na maioria das seções onde ocorrem, estão em desequilíbrio, com aspecto pontilhado de epidoto e sericita. Em algumas amostras podem ser identificados como albita. Seu tamanho varia de 0,04 a 0,25 mm, com tamanho médio de 0,08 mm. A exemplo do quartzo, em algumas bandas grosseiras podem constituir cristais lenticulares, com 1 mm de comprimento, podendo apresentar uma xistosidade interna na forma de trilhas de finas inclu-

sões de minerais opacos, retas e dispostas transversalmente ao alongamento dos grãos. Em raras amostras, compõem veios dobrados.

A *turmalina* é um acessório comum, em quantidades traços, na forma de prismas aciculares fortemente pleocrônicos, de verde a incolor, e comprimento médio de 0,07 mm.

O *epidoto* e a *apatita* são acessórios menos comuns, como xenocristais de tamanho muito reduzido.

Os *carbonatos* são xenomórficos com cristais de dimensões da ordem de 0,1 mm, em média, disseminados ou associados a feldspatos. Mais raramente formam, juntamente com o quartzo, agregados granoblásticos estirados, com até 2 mm de comprimento, contornados pela clivagem ardosiana. Podem, ainda, preencher veios tardios, juntamente com clorita. Trata-se, na maior parte das amostras, de calcita; entretanto, macroscopicamente, é verificada a presença de *ankerita* em algumas amostras.

A *granada* é encontrada em apenas três seções examinadas, na forma de xenocristais arredondados, remanescentes e em desequilíbrio. Seus cristais encontram-se parcial ou totalmente substituídos por clorita e são pré-cinemáticos com relação à clivagem ardosiana. Não apresentam xistosidade interna e parecem se restringir a lentes de granulação mais grosseira.

Metavulcanoelásticas

São rochas de coloração verde clara a acinzentada ou cinza escura, por vezes com pontuações brancas e granulação fina a muito fina. Mesoscopicamente, são maciças a ligeiramente foliadas e intensamente fraturadas em diversas direções. A laminação plano paralela encontra-se freqüentemente bem preservada e se caracteriza pela alternância rítmica de níveis arenosos e silíticos de espessura variável. Bancos espessos, maciços, são também comuns. Freqüentemente encontram-se fragmentos angulosos ou arredondados, de coloração esbranquiçada e dimensões de 0,5 até 5 cm, imersos em matriz muito fina, de coloração verde acinzentada. Por vezes pode-se observar que estes fragmentos são de cristais idiomórficos a subidiomórficos e nestes casos apresentam dimensões da ordem de milímetros; entretanto, fragmen-

tos de rochas são mais comuns, constituindo, por vezes, intraclastos. Estas rochas são frequentemente recortadas por veios e vênulas de quartzo e epidoto, mais raramente de calcita. Em alguns leitos, observa-se uma concentração de minerais máficos arredondados de dimensões milimétricas, conforme ilustrado na figura 8b.

Ao microscópio, as rochas metavulcanoclásticas apresentam estágios variados de orientação. Observam-se termos não orientados, em que a deformação se manifesta pelo estiramento de intraclastos siltico-argilosos (Fig. 17a) e termos com clivagem ardosiana regular ou restrita à matriz e aos domínios micáceos (Fig. 17b).

A componente rígida da deformação destas rochas se manifesta na presença de lamelas de deformação em grãos de quartzo, maclas de plagioclásio deformadas e extinção ondulante de porfiroclastos de quartzo e plagioclásio. O termo porfiroclasto é aqui utilizado para denominar cristais ou fragmentos de cristais maiores, em desequilíbrio, remanescentes da rocha pré-metamórfica. A textura porfiroclástica é a mais comum, com a granoblástica e lepidoblástica finas subordinadas.

Estas rochas tendem a preservar, em grande parte, relações texturais herdadas da rocha pré-metamórfica. O acamadamento sedimentar é, na maioria dos casos, marcado pela alternância de leitos grosseiros e quartzosos com leitos finos e micáceos. Petrograficamente, os termos mais frequentes são metarenitos tufaceos, metagrauvascas, metarenitos líticos vulcânicos e, subordinadamente, metadacitos, metandesitos e metabasaltos. Observam-se, ainda microconglomerados e microbrechas.

Os constituintes essenciais deste grupo de rochas são quartzo, feldspato e fragmentos de rochas (Tab. A.6). Os acessórios são clorita, epidoto, minerais opacos, biotita, muscovita, piroxênios, anfibólios, carbonato e esfero.

A *matriz* é muito fina, constituída por quartzo, feldspato, epidoto e clorita, mais raramente com muscovita e biotita, em proporções variáveis. Em algumas amostras é possível individualizar-se albita recristalizada, mas na maioria delas, dada a sua granulação muito fina, não é possível quantificar a proporção albita-quartzo da matriz.

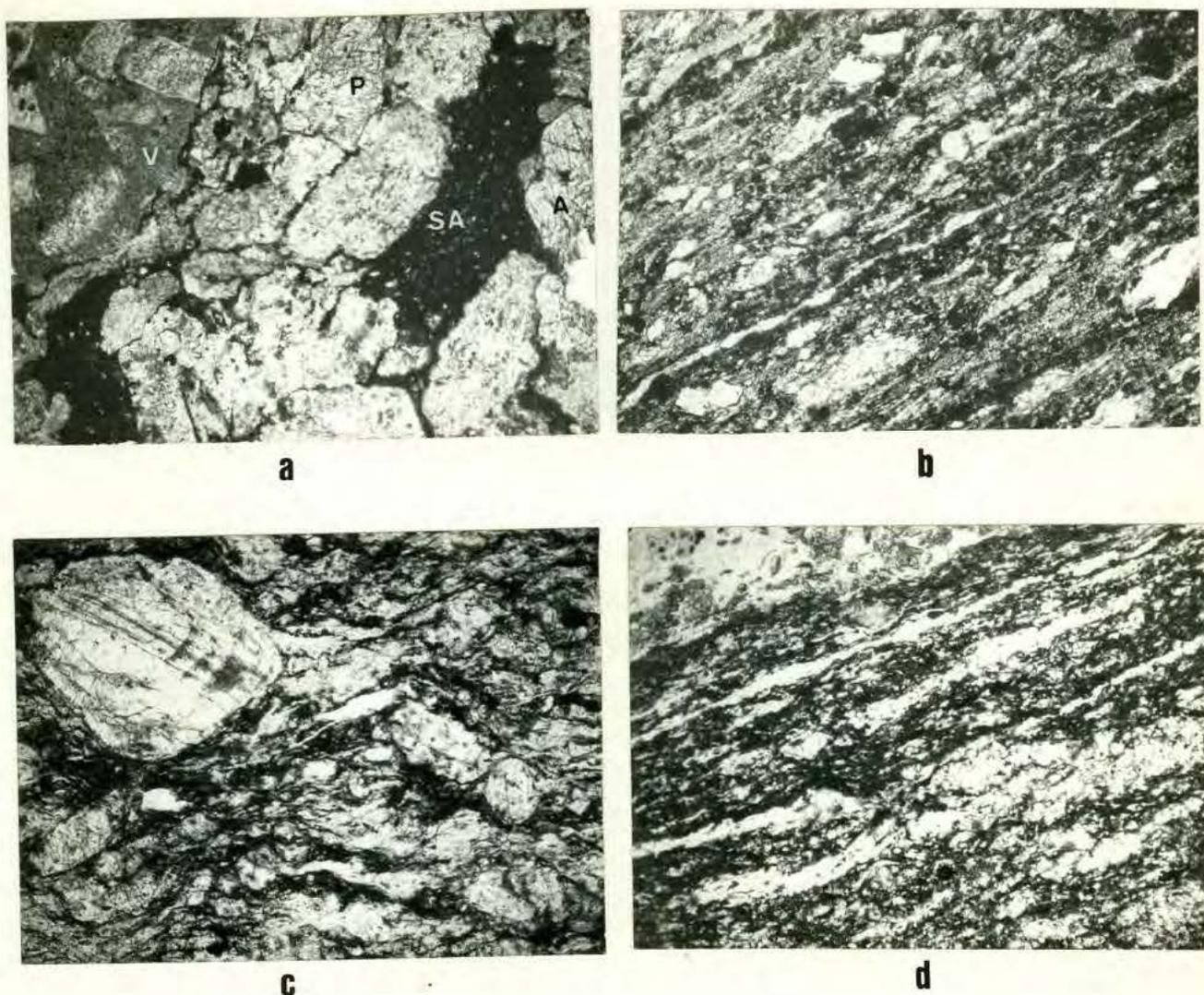


Figura 17 - Feições microscópicas das rochas metavulcanoclásticas da região do Faxinal: (a) litoclastos vulcânicos (V) e intraclastos siltico-argilosos (SA) estirados, fragmentos de cristais de anfibólio (A) e piroxênio (P), LN - 25x; (b) metarenito tufáceo com clivagem ardósiana marcada pelo alinhamento da matriz e estiramento de cristais e agregados finos, LN - 25x; (c) porfiroclasto zonado de plagioclásio, com o restante da rocha orientado em domínios, LN - 25x; (d) nível mais escuro de anfibólio em meta-grauvaca, na porção superior esquerda da foto, LN - 25x.

Os *porfiroclastos* são predominantemente de *plagioclásio* idiomórfico a subidiomórfico, frequentemente zonado e maclado (Fig. 17c). Seu aspecto pontilhado de epidoto e sericita atesta sua instabilidade nas condições de pressão e temperatura da rocha e impede a determinação do teor de anortita. Seu tamanho é variável desde 0,04 até 2 mm. Porfiroclastos de *quartzo* tem forma amebóide ou lenticular, por vezes estirados e envolvidos pela foliação. Seu tamanho varia entre 0,3 e 0,8 mm e normalmente apresentam acentuada extinção ondulante. Subordinadamente, observam-se porfiroclastos de *clinopiroxênios* e *anfíbólios*. Os primeiros são incolores, com um ângulo $2V(+)$ pequeno e extinção de 38° em média. É provável que ocorram *augita* e *pi*g*eonita* associadas, às vezes fazendo parte também dos fragmentos de rochas. Seus cristais estão frequentemente zonados e podem apresentar maclas de justaposição; suas dimensões são da ordem de 0,6 mm, raramente atingindo 5 mm. Os porfiroclastos de *anfi*b*ólios* apresentam a mesma ordem de tamanho dos *clinopiroxênios* e são xenomórficos a subidiomórficos. Possuem características compatíveis, em geral com hornblenda comum, verde escura e, mais raramente, com hornblenda basáltica, marrom avermelhada. As bordas dos cristais de *anfíbólio* e *piroxênio* estão frequentemente transformadas em *actinolita*. O desenvolvimento desta espécie por vezes ultrapassa os limites do grão substituído, sobrecrecendo os demais minerais. Quando o grau de recristalização é mais avançado, verificam-se níveis milimétricos de *actinolita* em metagrauvacas, conforme mostrado na figura 17d. Nestes casos, os prismas deste mineral estão orientados paralelamente ao bandamento da rocha.

Os *fragmentos de rochas* apresentam composição e morfologia bastante variável, de acordo com o tipo de rocha e condições metamórfico-deformacionais; não raramente, verificam-se diversos tipos de fragmentos na mesma amostra, conforme observado na figura 17a. Podem apresentar formas irregulares, arredondadas ou estiradas ao longo da foliação. As dimensões variam desde 0,2 até 0,5 mm, com média de 0,7 mm. Fragmentos de rochas vulcânicas andesíticas, com ripas de *plagioclásio* e, mais raramente, *piroxênio*, imersos em matriz muito fina são os mais comuns. Possuem formas irregulares, às vezes amebóides e não apresentam

orientação preferencial. Fragmentos de rochas muito finas, onde é possível, às vezes, reconhecer diminutos cristais de quartzo ou constituídos de grãos semi-isótopos podem sugerir a presença de "chert" ou mesmo vidro vulcânico parcialmente recristalizados. Estes fragmentos têm forma arredondada ou alongada concordantemente com a foliação. Litoclastos síltico-argilosos são mais frequentemente estirados e por vezes tem seus constituintes micáceos isorientados paralelamente à clivagem ardosiana da matriz e ao alongamento dos fragmentos. Este tipo de clasto atinge os maiores tamanhos e por vezes mostram, ainda, um acamadamento sedimentar preservado. Agregados arredondados de epidoto ou piroxênio apresentam dimensões da ordem de 0,3 mm e são envolvidos pela foliação.

O *epidoto* é o acessório mais comum destas rochas, por vezes perfazendo quantidades apreciáveis em volume. Seus cristais são xenomórficos, com dimensões desde menor do que 0,02 mm até 1 mm, e média de 0,04 mm. São mais comuns dispersos na matriz ou dispostos sobre clastos de plagioclásio, mas podem também formar agregados granoblásticos de 0,3 mm de diâmetro, envolvidos pela foliação. Suas características óticas são compatíveis com as de uma clinzoisita. Quando componentes de veios e vênulos, atingem os maiores tamanhos.

A *clorita* forma lamelas xenomórficas finas dispersas na matriz ou isorientadas na clivagem ardosiana. Seus cristais apresentam um pleocroísmo moderado a intenso, em tons de verde, sugestivo da variedade peninita. Quando parte da matriz não orientada, formam agregados xenomórficos que ocupam interstícios de grãos ou bordejam fragmentos de rochas vulcânicas. Podem ocorrer, ainda, como componentes de veios, juntamente com epidoto e albita.

Os *minerais opacos* são mais comuns na forma de uma fina poeira disseminada na rocha. Mais raramente, podem formar cristais de secção quadrada, com até 0,5 mm de tamanho, macroscopicamente identificáveis como piritas. Podem, ainda, constituir núcleos bordejados por esfeno, tratando-se então de ilmenita.

Biotita e *muscovita* estão praticamente restritas à matriz, na forma de finas lamelas, intercrescidas com clorita. A biotita apresenta pleocroísmo de $n_g = n_m = \text{verde}$ para $n_p = \text{incolor}$

Calcita e esfeno são xenomórficos e muito raros.

Anfibólio Xistos e Filitos

São rochas de coloração cinza escura a preta e granulação fina a muito fina. Quando muito alteradas, adquirem uma coloração verde clara e sua estrutura planar torna-se mais evidente. A morfologia da estrutura planar varia de acordo com a granulação da rocha, passando de uma clivagem ardosiana, em tipos muito finos, a uma xistosidade, em tipos mais grosseiros.

Ao microscópio, mostram-se equigranulares finas a muito finas, com a média dos constituintes variando entre 0,02 mm e 0,4 mm. A clivagem ardosiana é definida pelo alinhamento de uma das dimensões dos prismas de anfibólio no plano, sem constituir uma lineação. Desta forma, dependendo do corte realizado na amostra, este alinhamento pode não ser verificado; nestes casos, observam-se apenas seções prismáticas aleatoriamente orientadas. Nos tipos mais grosseiros, é mais comum a orientação dimensional e ótica dos prismas de anfibólio. Ocasionalmente observa-se uma crenulação da estrutura planar. A textura granoblástica é subordinada e caracterizada por xenocristais de plagioclásio, epidoto e, eventualmente, quartzo. Em apenas uma amostra estudada observa-se a textura profiroblástica, dada por xenoblastos de anfibólio de 1 mm de tamanho, em média, envolvidos por prismas aciculares isorientados.

Os minerais essenciais destas rochas, conforme apresentado nas Tabelas 6 e A.7, são anfibólios e plagioclásio. Os acessórios são epidoto, minerais opacos, clorita, esfeno e quartzo. Muito raramente, observa-se biotita.

Os *anfibólios* são subidiomórficos a xenomórficos, ocorrendo como prismas alongados de 0,01 a 1 mm de comprimento, e média de 0,05 mm. Seu pleocroísmo é bastante variável, de muito fraco a moderadamente intenso, de n_g = verde pálido ou verde com forte tinta azulada, para n_m = verde oliva claro, para n_p = bege claro ou incolor. O ângulo de extinção é, em média, de 18° e o $2V(-)$ é estimado em $70-80^\circ$. Na grande maioria das seções examinadas, observa-se um ampla predominância de anfibólios da série das actinolitas-tremolitas; em algumas seções são encontra-

dos prismas curtos, xenomórficos, com dimensões da ordem de 0,5 mm, raramente atingindo 1 mm, com pleocroísmo intenso, que podem representar cristais remanescentes de hornblenda. Nestes casos, os fenoblastos apresentam extinção ondulante, por vezes estão dobrados, e têm caráter pré-cinemático com relação à estrutura planar definida pelos prismas de actinolita. Tal evidência petrográfica é compatível com os dados de microsonda eletrônica obtidos a partir da amostra MF-22, de granulação muito fina, que vêm corroborar a coexistência desses dois grupos de minerais. Na maior parte das amostras não é possível quantificar suas proporções relativas. É comum, ainda, a ocorrência de actinolita acicular disposta sobre as demais espécies minerais em particular sobre plagioclásios.

O *plagioclásio* é xenomórfico, com tamanho médio de 0,03 mm. Em geral, seus cristais são límpidos, de baixo relevo e desprovidos de maclas. Trata-se, possivelmente, de albita, ocorrendo na forma de agregados granoblásticos intersticiais ou, mais raramente, segregada em veios submilimétricos onde constitui o mineral dominante. Em algumas seções, observam-se, subordinadamente, grãos de plagioclásio em desequilíbrio, com aspecto pontilhado por epidoto, podendo constituir membros mais cálcicos, não totalmente transformados em albita.

O *epidoto* é xenomórfico, com tamanho médio de 0,04 mm, variando entre 0,02 e 0,3 mm. Suas características óticas são compatíveis com clinzoisita e epidoto e ocorrem como agregados xenoblásticos intersticiais. Por vezes, estão mais diretamente associados a plagioclásios mais cálcicos ou albíticos, podendo representar a exsolução do componente anortítico. Em raras amostras, preenchem veios de 0,5 a 2 mm de espessura, que recortam irregularmente a rocha. Nestes casos, prismas curtos de epidoto podem atingir até 1 mm de tamanho.

Os *minerais opacos* são xenomórficos, com tamanho de 0,02 mm a 1 mm, e média de 0,08 mm. Em geral se superpõem à estrutura planar. Sua frequente associação com esfeno e leucoxênio permite sugerir que se trate, ao menos em parte, de ilmenita.

O *esfeno* é xenomórfico, com grãos da ordem de 0,02 mm de tamanho, frequentemente associado a leucoxênio ou, ainda, mal

cristalizado, formando uma fina poeira de óxido de titânio disseminado na rocha. Neste caso, parece intimamente associado à transformação de hornblenda em actinolita. Por vezes envolve grãos de minerais opacos.

A *clorita* é observada em poucas amostras, podendo raramente atingir mais de 10% em volume. Ocorre como lamelas subidiomórficas a xenomórficas, de tamanho reduzido, alinhadas, juntamente com actinolita, ao longo da foliação. Seus cristais são moderadamente pleocróicos de verde claro a incolor, tratando-se, provavelmente, de peninita.

O *quartzo* é pouco frequente, na forma de diminutos cristais xenomórficos intersiticiais. Nas rochas de granulação muito fina só é possível diferenciá-lo de albita não maclada utilizando a figura de interferência.

A *biotita* foi verificada em apenas uma amostra, na forma de lamelas xenomórficas com 0,1 mm de comprimento, em média, e pleocroísmo intenso, de $n_g = n_m =$ castanho escuro, para $n_p =$ incolor.

Anfibólio Gnaisses

São rochas de coloração cinza esverdeada, e granulação média a grosseira. Dependendo da escala de observação, apresentam-se bandadas ou maciças; sua estrutura gnáissica é fornecida pela alternância irregular de bandas máficas e félsicas. Em bandas de granulação mais fina, uma xistosidade acompanha o bandamento, o mesmo não ocorrendo nas de granulação grosseira. Nestas, destacam-se porfiroblastos de anfibólio com até 5 mm de tamanho.

A observação microscópica destas rochas revela um acamamento diferencial fino a grosseiro, acompanhado ou não de xistosidade. Amostras de bandas grosseiras possuem apenas uma ligeira orientação de seus constituintes, que grada para uma xistosidade, nas bandas de granulação mais fina, definida pelo alinhamento dimensional e ótico de prismas de anfibólio e por vezes contornando grãos e agregados lenticulares de albita (Fig.18). As texturas porfiroblástica, granoblástica e nematoblástica são comuns; a poiquiloblástica é subordinada.



Figura 18 - Anfibólito gnaisse da região do Faxinal, mostrando um alinhamento de prismas de actinolita em torno de grãos e agregados lenticulares de albita, LN - 25x.

Os constituintes essenciais dos gnaisses, conforme as tabelas 6 e A.7, são anfibólitos e plagioclásio. Quartzo, epidoto, minerais opacos e esfeno são acessórios comuns. Calcita é encontrada em apenas duas amostras onde se associa diretamente à exsolução do cálcio de plagioclásios.

Os anfibólitos cálcicos são membros das séries das actinolitas e das hornblendas, frequentemente presentes na mesma seção. Não raro, apresentam características comuns, tornando, por vezes, impossível quantificar a proporção relativa das duas espécies. A presença de ambos os tipos é confirmada através de dados de microsonda eletrônica obtidos na amostra MF-25.

A *hornblenda*, em geral, forma porfiroblastos xenomórficos a subidiomórficos prismáticos curtos, com tamanho de 0,08 a 4,5 mm, e média de 0,7 mm. Não apresenta orientação preferencial e seus bordos apresentam, com frequência, características óticas de actinolita. É intensamente pleocróica, de n_g = verde oliva, por vezes com tinta azulada, para n_m = verde oliva escuro, para n_p = castanho claro a amarelado. Seu ângulo de extinção é de 20 a 24° e o 2V(-) é estimado em 70-80°. Em algumas seções apresenta maclas de justaposição a dois indivíduos largos. Nos tipos xistosos, observa-se um posicionamento pré-cinético dos porfiroblastos de hornblenda em relação à estrutura planar definida por prismas alongados de actinolita, conforme mostrado na Fig. 13b. Frequentemente apresentam agregados de esfeno e minerais opacos nas bordas ou dentro de fissuras nos cristais. Mais raramente, observam-se diminutas inclusões poiquiloblásticas de plagioclásio e quartzo.

A *actinolita* forma, mais comumente, prismas alongados com 0,3mm de comprimento, em média, variando de 0,08 até 0,8mm. Podem ocorrer ótica e dimensionalmente orientados paralelamente ao bandamento, definindo uma xistosidade, ou apenas com uma dimensão orientada. Seu pleocroísmo é menos intenso do que o da hornblenda, quando ocorrem juntas, variando de n_g = verde azulado, para n_m = verde claro, para n_p = castanho claro a incolor. Seu ângulo de extinção é de 12 a 18° e o 2V(-) é estimado em torno de 70°. Podem ocorrer, ainda, como prismas aciculares de tamanho muito reduzido, dispostos sobre as demais espécies.

O *plagioclásio* é xenomórfico, com tamanho variável de

0,05 mm a 1,8 mm, e média de 0,3 mm. Normalmente não apresenta maclas, à exceção de algumas amostras, com maclas polissintéticas. Quando é possível estimar o teor de anortita, constata-se duas gerações deste mineral, uma com An₂₅, em média, correspondendo a oligoclásio, e outra com teor de An inferior a 5%, correspondendo a albita. Os cristais de plagioclásio são mais comumente albiticos, com baixo relevo e aspecto límpido. Membros mais cálcicos são normalmente instáveis, como cristais de dimensões maiores, pontilhados de epidoto e actinolita acicular.

O *quartzo* é um acessório comum, poucas vezes ultrapassando 6% em volume. É xenomórfico, por vezes com extinção ondulante, de tamanho médio da ordem de 0,03 mm. Quando muito pequenos, grãos de albita e de quartzo podem ser confundidos na estimativa visual.

O *epidoto* é xenomórfico a subidiomórfico, com tamanho variável entre 0,01 a 2,0 mm, e média de 0,1 mm. Em poucas amostras chega a constituir 30% em volume, mas seu teor, via de regra não ultrapassa 10%. Encontra-se frequentemente associado aos plagioclásios, seja na forma de pequenas inclusões em cristais maiores, seja como agregados xenomórficos intersticiais, bem cristalizados e associados a albita.

Os *minerais opacos* são xenomórficos, com tamanho de 0,2 mm a 1,1 mm, e média de 0,4 mm. Frequentemente são envolvidos por bordos de esfeno, tratando-se, então, possivelmente de ilmenita.

O *esfeno* ocorre como grãos muito finos e mal cristalizados ou como grãos xenomórficos a subidiomórficos de 0,1 mm de tamanho médio, raramente atingindo 1 mm. A *calcita* é xenomórfica, intersticial ou associada ao plagioclásio, e muito rara.

Composição dos Anfibólios

A composição química dos anfibólios de 3 amostras, dentre as quais duas de anfibólio xistos (MF-22 e MF-51) e uma de anfibólio gnaisse (MF-25), foi determinada através de microsonda eletrônica. A porcentagem de cada óxido, bem como o número de íons com base em 23 átomos de oxigênio, para cada cristal analisado, são apresentados na Tabela 1. A distribuição de íons

foi efetuada de acordo com o método de Leake (1978). A razão $Mg/Mg + Fe^{2+}$ não pode ser determinada, visto que todo o ferro é calculado como FeO.

Assim, a classificação apresentada na tabela 2, juntamente com a fórmula química de cada cristal, é uma aproximação e, de modo geral, mostra duas espécies possíveis, uma ferrosa e uma magnesianas.

Nas amostras analisadas, não existe relação entre o número de cristais de cada espécie e a sua porcentagem em volume, visto que foram principalmente determinadas as composições daqueles cristais que mostraram alguma característica ótica distinta da média (Nardi, 1983, comunicação verbal).

Os termos detectados são intermediários entre os seguintes extremos (Leake, 1978):

$Ca_2Mg_5Si_8O_{22}(OH)_2$	$Ca_2Fe_5Si_8O_{22}(OH)_2$
tremolita	ferro-actinolita
$NaCa_2Mg_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$	$NaCa_2Fe_5Si_7AlO_{22}(OH)_2$
edenita	ferro-edenita
$Ca_2Mg_4AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$	$Ca_2Mg_3Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$
alumino-magnésio-hornblenda	alumino-tschermakita
$Ca_2Fe_4AlSi_7AlO_{22}(OH)_2$	$Ca_2Fe_3Al_2Si_6Al_2O_{22}(OH)_2$
alumino-ferro-hornblenda	ferro-alumino-tschermakita

O exame das tabelas 1 e 2 permite constatar a coexistência, na mesma seção, de mais de um grupo de anfibólios em ambos os tipos petrográficos analisados. Em linhas gerais, os dados químicos são compatíveis com as observações petrográficas. Pela determinação das características óticas, no anfibólio xistos da região do Faxinal, representados pela amostra MF-22, as actinolitas/tremolitas são predominantes, enquanto as edenitas e hornblendas provavelmente representam os cristais remanescentes previamente descritos. Já nos anfibólios xistos da região do Passo Feio, representados pela amostra MF-51, os dados químicos indicam a presença de apenas um tipo de anfibólio. Entretanto, a observação petrográfica destas rochas indica uma variação grande na proporção relativa desses minerais de amostra para amos-

Tabela 1 - Elementos maiores (% peso) e número de íons na base 23 (0) dos anfibólios analisados em 3 amostras.

Amostra nº Análise nº	MF-22							MF-25							MF-51														
	1	2	3	4	5	6	7	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	
SiO ₂	46,81	43,69	47,47	46,37	54,59	45,69	43,92	42,41	50,88	50,39	42,54	51,83	41,12	42,06	43,53	40,38	40,97	42,22	44,69	44,70	43,64	44,39	44,23	44,83	44,27	43,78	45,10	43,08	
TiO ₂	1,14	0,52	0,58	0,39	0,07	0,30	0,38	0,49	0,11	0,10	0,63	0,00	0,43	0,50	0,37	0,55	0,44	0,36	0,70	0,70	0,66	0,76	0,76	0,73	0,69	0,74	0,62	0,69	
Al ₂ O ₃	8,49	10,64	17,80	11,62	1,89	8,62	11,61	12,54	3,96	3,43	11,80	2,68	13,92	13,06	12,07	13,87	14,02	13,50	9,84	10,70	11,18	9,88	10,44	10,83	11,38	10,66	10,26	11,19	
CaO	12,81	11,94	11,10	11,73	12,28	12,08	12,12	11,74	12,05	12,24	11,93	12,35	11,94	11,94	11,76	11,85	11,85	11,95	11,89	11,90	11,90	11,99	11,96	12,09	11,97	11,79	11,84	11,94	
Na ₂ O	0,76	0,85	3,18	1,75	0,29	1,03	1,00	1,22	0,21	0,42	0,95	0,38	1,08	0,75	1,14	1,20	1,13	0,53	0,79	1,56	0,92	0,92	1,08	1,21	1,06	0,95	1,05	0,96	
MgO	11,25	9,97	5,35	9,43	14,24	10,81	9,92	7,44	12,32	12,71	7,54	13,01	6,44	7,12	8,48	6,49	6,96	7,51	10,92	10,80	10,19	10,82	10,97	10,89	10,30	10,40	10,77	10,34	
FeO*	14,31	16,52	9,89	13,85	11,53	14,89	16,07	19,59	15,76	15,72	19,69	16,48	20,17	19,41	19,14	20,17	19,85	19,25	14,86	15,02	15,59	14,98	15,52	15,54	15,44	15,45	15,00	15,82	
K ₂ O	0,20	0,38	0,31	0,35	0,04	0,43	0,38	0,34	0,16	0,14	0,51	0,03	0,53	0,46	0,47	0,57	0,52	0,37	0,39	0,35	0,42	0,38	0,31	0,43	0,38	0,33	0,36	0,50	
MnO	0,22	0,35	0,24	0,24	0,24	0,27	0,24	0,30	0,20	0,20	0,30	0,31	0,27	0,27	0,29	0,23	0,28	0,27	0,30	0,23	0,12	0,17	0,21	0,23	0,29	0,28	0,32	0,23	
Cr ₂ O ₃	0,07	0,02	0,07	0,07	0,12	0,06	0,00	0,11	0,03	0,12	0,03	0,02	0,18	0,06	0,00	0,20	0,02	0,00	0,16	0,07	0,15	0,16	0,11	0,16	0,19	0,05	0,09	0,13	
Total	96,06	94,88	95,99	95,60	95,29	94,38	95,64	96,18	95,68	95,47	95,98	97,09	96,08	95,63	97,25	95,51	96,04	96,36	94,54	96,03	94,77	94,45	95,59	96,94	95,97	94,50	95,41	94,88	
Número de Íons na Base de 23 Átomos de Oxigênio (segundo Leake, 1978)																													
Si	6,992	6,705	6,866	6,911	7,978	7,007	6,663	6,517	7,600	7,572	6,568	7,662	6,361	6,493	6,589	6,303	6,332	6,456	6,817	6,726	6,670	6,789	6,700	6,696	6,667	6,705	6,812	6,601	
Al	1,008	1,295	1,134	1,069	0,022	0,593	1,337	1,463	0,400	0,428	1,432	0,338	1,639	1,507	1,411	1,697	1,668	1,544	1,183	1,274	1,330	1,211	1,300	1,304	1,333	1,295	1,188	1,399	
(Tetr.)	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	8,000	
Al	0,487	0,630	1,902	0,953	0,304	0,559	0,738	0,788	0,297	0,180	0,715	0,128	0,900	0,870	0,743	0,855	0,886	0,850	0,586	0,624	0,685	0,569	0,564	0,602	0,688	0,629	0,638	0,621	
Cr	0,008	0,002	0,008	0,008	0,014	0,007	0,000	0,014	0,003	0,014	0,003	0,003	0,021	0,007	0,000	0,025	0,003	0,000	0,019	0,008	0,018	0,019	0,013	0,018	0,023	0,010	0,011	0,016	
Ti	0,128	0,060	0,063	0,044	0,008	0,034	0,043	0,056	0,012	0,011	0,073	0,000	0,050	0,058	0,042	0,064	0,051	0,041	0,081	0,079	0,076	0,088	0,087	0,082	0,078	0,085	0,070	0,080	
Mg	2,504	2,280	1,152	2,095	3,102	2,461	2,243	1,705	2,743	2,847	1,735	2,867	1,485	1,639	1,913	1,511	1,604	1,713	2,482	2,423	2,321	2,467	2,476	2,424	2,313	2,375	2,425	2,363	
Fe*	1,787	2,028	1,196	1,726	1,409	1,902	1,976	2,437	1,945	1,948	2,474	2,002	2,544	2,426	2,292	2,545	2,456	2,356	1,832	1,866	1,900	1,857	1,860	1,774	1,898	1,901	1,856	1,920	
Mn	0,028	-	0,030	0,030	0,030	0,035	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
(M ₁₋₃)	4,942	5,000	4,351	4,856	4,867	4,947	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	5,000	
Fe*	-	0,092	-	-	-	-	0,062	0,080	0,024	0,028	0,069	0,035	0,065	0,080	0,131	0,087	0,109	0,106	0,064	0,025	0,093	0,059	0,106	0,167	0,047	0,077	0,039	0,107	
Mn	-	0,046	-	-	-	-	0,030	0,039	0,025	0,026	0,040	0,038	0,036	0,035	0,037	0,031	0,037	0,035	0,039	0,029	0,015	0,022	0,026	0,029	0,037	0,036	0,041	0,030	
Ca	2,051	1,963	1,721	1,874	1,923	1,977	1,971	1,933	1,928	1,972	1,973	1,957	1,979	1,976	1,907	1,981	1,963	1,959	1,943	1,918	1,948	1,965	1,941	1,935	1,932	1,934	1,916	1,960	
Na	-	-	0,279	0,126	0,077	0,023	-	-	0,023	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	0,028	-	-	-	-	-	-	-	0,004	-
(M ₄)	2,051	2,101	2,000	2,000	2,000	2,000	2,063	2,052	2,000	2,026	2,082	2,020	2,080	2,091	2,075	2,099	2,109	2,100	2,046	2,000	2,056	2,046	2,073	2,231	2,016	2,047	2,000	2,097	
Na	0,219	0,252	0,613	0,380	0,004	0,283	0,294	0,365	0,037	0,123	0,285	0,109	0,322	0,226	0,334	0,364	0,338	0,276	0,234	0,427	0,271	0,274	0,318	0,351	0,309	0,294	0,303	0,286	
K	0,038	0,075	0,058	0,066	0,008	0,083	0,074	0,067	0,031	0,026	0,101	0,005	0,104	0,090	0,091	0,113	0,103	0,073	0,075	0,067	0,081	0,075	0,059	0,081	0,074	0,064	0,070	0,099	
(A)	0,257	0,327	0,671	0,446	0,012	0,366	0,368	0,432	0,068	0,149	0,386	0,114	0,426	0,316	0,425	0,477	0,441	0,349	0,309	0,494	0,351	0,349	0,377	0,432	0,383	0,354	0,373	0,385	

Tabela 2 - Fórmula química e classificação dos anfibólios.

Análise nº	Fórmula Química	Classificação (Leake, 1978)
1	$(\text{Na}_{0,219}\text{K}_{0,038})(\text{Ca}_{2,051})(\text{Al}_{0,487}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,008}\text{Ti}_{0,128}\text{Mg}_{2,504}\text{Fe}_{1,787}\text{Mn}_{0,028})(\text{Al}_{1,008}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,992})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
2	$(\text{Na}_{0,252}\text{K}_{0,075})(\text{Ca}_{1,963}\text{Fe}_{0,092}\text{Mn}_{0,046})(\text{Al}_{0,630}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,002}\text{Ti}_{0,060}\text{Mg}_{2,280}\text{Fe}_{2,028})(\text{Al}_{1,295}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,705})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
3	$(\text{Na}_{0,613}\text{K}_{0,058})(\text{Ca}_{1,721}\text{Na}_{0,279})(\text{Al}_{1,902}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,008}\text{Ti}_{0,063}\text{Mg}_{1,152}\text{Fe}_{1,196}\text{Mn}_{0,030})(\text{Al}_{1,134}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,866})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Alumino-(Edenita)/Ferro-Edenita
4	$(\text{Na}_{0,380}\text{K}_{0,066})(\text{Ca}_{1,874}\text{Na}_{0,126})(\text{Al}_{0,953}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,008}\text{Ti}_{0,044}\text{Mg}_{2,095}\text{Fe}_{1,726}\text{Mn}_{0,030})(\text{Al}_{1,089}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,911})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
5	$(\text{Na}_{0,004}\text{K}_{0,008})(\text{Ca}_{1,923}\text{Na}_{0,077})(\text{Al}_{0,304}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,014}\text{Ti}_{0,008}\text{Mg}_{3,102}\text{Fe}_{1,409}\text{Mn}_{0,030})(\text{Al}_{0,022}^{\text{IV}}\text{Si}_{7,978})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Tremolita/Actinolita
6	$(\text{Na}_{0,283}\text{K}_{0,083})(\text{Ca}_{1,977}\text{Na}_{0,023})(\text{Al}_{0,559}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,007}\text{Ti}_{0,034}\text{Mg}_{2,461}\text{Fe}_{1,902}\text{Mn}_{0,035})(\text{Al}_{0,993}^{\text{IV}}\text{Si}_{7,007})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
7	$(\text{Na}_{0,294}\text{K}_{0,074})(\text{Ca}_{1,971}\text{Fe}_{0,062}\text{Mn}_{0,030})(\text{Al}_{0,738}^{\text{VI}}\text{Ti}_{0,043}\text{Mg}_{2,243}\text{Fe}_{1,976})(\text{Al}_{1,337}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,663})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
1	$(\text{Na}_{0,365}\text{K}_{0,067})(\text{Ca}_{1,933}\text{Fe}_{0,080}\text{Mn}_{0,039})(\text{Al}_{0,788}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,014}\text{Ti}_{0,056}\text{Mg}_{1,705}\text{Fe}_{2,437})(\text{Al}_{1,483}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,517})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
2	$(\text{Na}_{0,037}\text{K}_{0,031})(\text{Ca}_{1,928}\text{Na}_{0,023}\text{Fe}_{0,024}\text{Mn}_{0,025})(\text{Al}_{0,297}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,003}\text{Ti}_{0,012}\text{Mg}_{2,743}\text{Fe}_{1,945})(\text{Al}_{0,400}^{\text{IV}}\text{Si}_{7,600})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Tremolita/Actinolita/Ferro-Actinolita
3	$(\text{Na}_{0,123}\text{K}_{0,026})(\text{Ca}_{1,972}\text{Fe}_{0,028}\text{Mn}_{0,026})(\text{Al}_{0,180}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,014}\text{Ti}_{0,011}\text{Mg}_{2,847}\text{Fe}_{1,948})(\text{Al}_{0,428}^{\text{IV}}\text{Si}_{7,572})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Tremolita/Actinolita/Ferro-Actinolita
4	$(\text{Na}_{0,285}\text{K}_{0,101})(\text{Ca}_{1,973}\text{Fe}_{0,069}\text{Mn}_{0,040})(\text{Al}_{0,715}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,003}\text{Ti}_{0,073}\text{Mg}_{1,735}\text{Fe}_{2,474})(\text{Al}_{1,432}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,568})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
5	$(\text{Na}_{0,109}\text{K}_{0,005})(\text{Ca}_{1,957}\text{Fe}_{0,035}\text{Mn}_{0,038})(\text{Al}_{0,128}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,003}\text{Mg}_{2,867}\text{Fe}_{2,002})(\text{Al}_{0,338}^{\text{IV}}\text{Si}_{7,662})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Tremolita/Actinolita/Ferro-Actinolita
6	$(\text{Na}_{0,322}\text{K}_{0,104})(\text{Ca}_{1,979}\text{Fe}_{0,065}\text{Mn}_{0,036})(\text{Al}_{0,900}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,021}\text{Ti}_{0,050}\text{Mg}_{1,485}\text{Fe}_{2,544})(\text{Al}_{1,639}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,361})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hornblenda Tschermakítica/Ferro-Tschermakítica
7	$(\text{Na}_{0,226}\text{K}_{0,090})(\text{Ca}_{1,976}\text{Fe}_{0,080}\text{Mn}_{0,035})(\text{Al}_{0,870}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,007}\text{Ti}_{0,058}\text{Mg}_{1,639}\text{Fe}_{2,426})(\text{Al}_{1,507}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,493})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hornblenda Tschermakítica/Ferro-Tschermakítica
8	$(\text{Na}_{0,334}\text{K}_{0,091})(\text{Ca}_{1,907}\text{Fe}_{0,131}\text{Mn}_{0,037})(\text{Al}_{0,743}^{\text{VI}}\text{Ti}_{0,042}\text{Mg}_{1,913}\text{Fe}_{2,292})(\text{Al}_{1,411}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,589})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
9	$(\text{Na}_{0,364}\text{K}_{0,113})(\text{Ca}_{1,981}\text{Fe}_{0,087}\text{Mn}_{0,031})(\text{Al}_{0,855}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,025}\text{Ti}_{0,064}\text{Mg}_{1,511}\text{Fe}_{2,545})(\text{Al}_{1,697}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,313})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hornblenda Tschermakítica/Ferro-Tschermakítica
10	$(\text{Na}_{0,338}\text{K}_{0,103})(\text{Ca}_{1,963}\text{Fe}_{0,109}\text{Mn}_{0,037})(\text{Al}_{0,886}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,003}\text{Ti}_{0,051}\text{Mg}_{1,604}\text{Fe}_{2,456})(\text{Al}_{1,668}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,332})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hornblenda Tschermakítica/Ferro-Tschermakítica
11	$(\text{Na}_{0,276}\text{K}_{0,073})(\text{Ca}_{1,959}\text{Fe}_{0,106}\text{Mn}_{0,035})(\text{Al}_{0,890}^{\text{VI}}\text{Ti}_{0,041}\text{Mg}_{1,713}\text{Fe}_{2,356})(\text{Al}_{1,544}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,456})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Hornblenda Tschermakítica/Ferro-Tschermakítica
1	$(\text{Na}_{0,234}\text{K}_{0,075})(\text{Ca}_{1,943}\text{Fe}_{0,064}\text{Mn}_{0,039})(\text{Al}_{0,586}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,019}\text{Ti}_{0,081}\text{Mg}_{2,482}\text{Fe}_{1,832})(\text{Al}_{1,183}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,817})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
2	$(\text{Na}_{0,427}\text{K}_{0,067})(\text{Ca}_{1,918}\text{Na}_{0,028}\text{Fe}_{0,025}\text{Mn}_{0,029})(\text{Al}_{0,624}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,008}\text{Ti}_{0,079}\text{Mg}_{2,423}\text{Fe}_{1,866})(\text{Al}_{1,274}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,726})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
3	$(\text{Na}_{0,271}\text{K}_{0,081})(\text{Ca}_{1,948}\text{Fe}_{0,093}\text{Mn}_{0,015})(\text{Al}_{0,685}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,018}\text{Ti}_{0,076}\text{Mg}_{2,321}\text{Fe}_{1,900})(\text{Al}_{1,330}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,670})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
4	$(\text{Na}_{0,274}\text{K}_{0,075})(\text{Ca}_{1,965}\text{Fe}_{0,059}\text{Mn}_{0,022})(\text{Al}_{0,569}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,019}\text{Ti}_{0,088}\text{Mg}_{2,467}\text{Fe}_{1,857})(\text{Al}_{1,211}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,789})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
5	$(\text{Na}_{0,318}\text{K}_{0,059})(\text{Ca}_{1,941}\text{Fe}_{0,106}\text{Mn}_{0,026})(\text{Al}_{0,564}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,013}\text{Ti}_{0,087}\text{Mg}_{2,476}\text{Fe}_{1,860})(\text{Al}_{1,300}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,700})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
6	$(\text{Na}_{0,351}\text{K}_{0,081})(\text{Ca}_{1,935}\text{Fe}_{0,167}\text{Mn}_{0,029})(\text{Al}_{0,602}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,018}\text{Ti}_{0,082}\text{Mg}_{2,424}\text{Fe}_{1,774})(\text{Al}_{1,303}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,696})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
7	$(\text{Na}_{0,309}\text{K}_{0,074})(\text{Ca}_{1,932}\text{Fe}_{0,047}\text{Mn}_{0,037})(\text{Al}_{0,688}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,023}\text{Ti}_{0,078}\text{Mg}_{2,313}\text{Fe}_{1,898})(\text{Al}_{1,333}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,667})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
8	$(\text{Na}_{0,294}\text{K}_{0,064})(\text{Ca}_{1,934}\text{Fe}_{0,067}\text{Mn}_{0,036})(\text{Al}_{0,629}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,010}\text{Ti}_{0,085}\text{Mg}_{2,375}\text{Fe}_{1,901})(\text{Al}_{1,295}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,705})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
9	$(\text{Na}_{0,303}\text{K}_{0,070})(\text{Ca}_{1,916}\text{Na}_{0,004}\text{Fe}_{0,039}\text{Mn}_{0,041})(\text{Al}_{0,638}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,011}\text{Ti}_{0,070}\text{Mg}_{2,425}\text{Fe}_{1,856})(\text{Al}_{1,188}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,812})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda
10	$(\text{Na}_{0,286}\text{K}_{0,099})(\text{Ca}_{1,960}\text{Fe}_{0,107}\text{Mn}_{0,030})(\text{Al}_{0,621}^{\text{VI}}\text{Cr}_{0,016}\text{Ti}_{0,080}\text{Mg}_{2,363}\text{Fe}_{1,920})(\text{Al}_{1,399}^{\text{IV}}\text{Si}_{6,601})\text{O}_{22}(\text{OH})_2$	Magnésio/Ferro-Hornblenda

tra, podendo um ou outro estar ausente. Nos anfibólitos gnáissos (amostra MF-25) observa-se, entre os anfibólitos de mais alta temperatura, além das hornblendas, variedades tschermakíticas, caracterizadas por um teor mais elevado de alumínio em posição tetraédrica. As espécies de baixa temperatura são membros da série tremolita/ferro-actinolita.

PETROLOGIA

Aspectos Gerais

Através do estudo macro e microscópico dos metapelitos e das rochas portadoras de anfibólio de ambas as áreas propostas, é possível atribuir às litologias da região de Caçapava do Sul dois eventos metamórficos regionais, presentemente denominados M_1 e M_2 , em função de sua ordenação cronológica. Ambos tiveram um caráter dínamo-termal e foram acompanhados por duas fases deformacionais, denominadas D_1 e D_2 , respectivamente. O pico termal mais elevado na região foi atingido durante o primeiro evento e está representado por associações mineralógicas compatíveis com a zona da estauroлита, do facies anfibolito. Entretanto, a deformação principal verificada na área é a segunda fase, responsável pela geração da principal foliação metamórfica regional. Esta foi acompanhada de um evento retrogressivo, M_2 , que não ultrapassa a zona da biotita, do facies xistos verdes.

Em razão do intenso desenvolvimento da segunda fase de deformação, a distribuição espacial das paragêneses relativas a M_1 é parcialmente obliterada e de difícil reconstituição. Desta forma, as evidências deste evento estão constituídas, na maioria das seções estudadas, por porfiroblastos remanescentes, além de algumas texturas reliquiares, que sobreviveram à ação reorganizadora de M_2 - D_2 .

No mapa geológico anexo, observa-se o traçado de duas isógradas, na região do Passo Feio, referentes à estabilização de hornblenda em anfibolitos e de estauroлита em metapelitos. Em direção à porção sudeste da área, o traçado é interrompido em função da descontinuidade de afloramentos destas litologias, terminando de encontro a uma área de dominância de xistos magne

sianos, que não mostram mineralogia-índice comparável. As isógradas referentes a M_1 foram dobradas pela segunda fase de de formação e posteriormente redobradas pela terceira fase, que tende a mascarar e refazer esta distribuição espacial.

Na região do Faxinal, ao contrário da área sul, a representatividade das paragêneses de M_1 é bem mais restrita, possivelmente uma consequência de seu nível crustal mais elevado. Tal evento está registrado na forma de raros porfiroblastos de granada em metapelitos, e de porfiroblastos remanescentes de hornblendas e edenitas em anfibólio gnaisses e xistos. Conseqüentemente, e na impossibilidade de se traçar isógradas de M_1 , mesmo aproximadas, a mineralogia de grau mais alto encontra-se indicada pela simbologia adequada no mapa geológico.

O evento metamórfico M_2 tem caráter retrogressivo sobre todas as litologias e pode ser espacialmente confundido com a parte de baixo grau de M_1 . Em rochas de facies xistos verdes de M_1 , não foi, por vezes, possível distinguir claramente os dois eventos, razão pela qual as isógradas traçadas na região do Passo Feio têm caráter aproximativo. Da mesma forma, a superposição de eventos não permite qualquer tentativa de zoneamento metamórfico na região do Faxinal. Nesta, a ausência de mineralogia-índice de facies anfibólito em metapelitos impõe restrições à análise de M_1 . A aparente reorganização petrográfica e estrutural mais avançada durante o segundo evento, gera uma área de dominância de rochas filíticas, onde a recristalização de M_2 e a rotação mecânica de cristais de M_1 durante D_2 se confundem.

Em ambas as áreas estudadas, as rochas denominadas de filitos no mapa geológico podem constituir filonitos no conceito de Knopf (1931), visto que sua estrutura desenvolveu-se sobre antigos xistos, obliterando as características texturais dos mesmos, principalmente no que se refere à redução do tamanho de grão e reorganização espacial de filossilicatos. Entretanto, o termo filonito foi diversas vezes redefinido e o seu uso é atualmente consagrado para designar rochas de metamorfismo cataclástico em zonas de cisalhamento (Higgins, 1971). Adicionalmente, não é improvável a existência de filonitos, no sentido original, e filitos propriamente ditos, pertencentes à parte de baixo grau de M_1 , dada a superposição de duas fases bem repre-

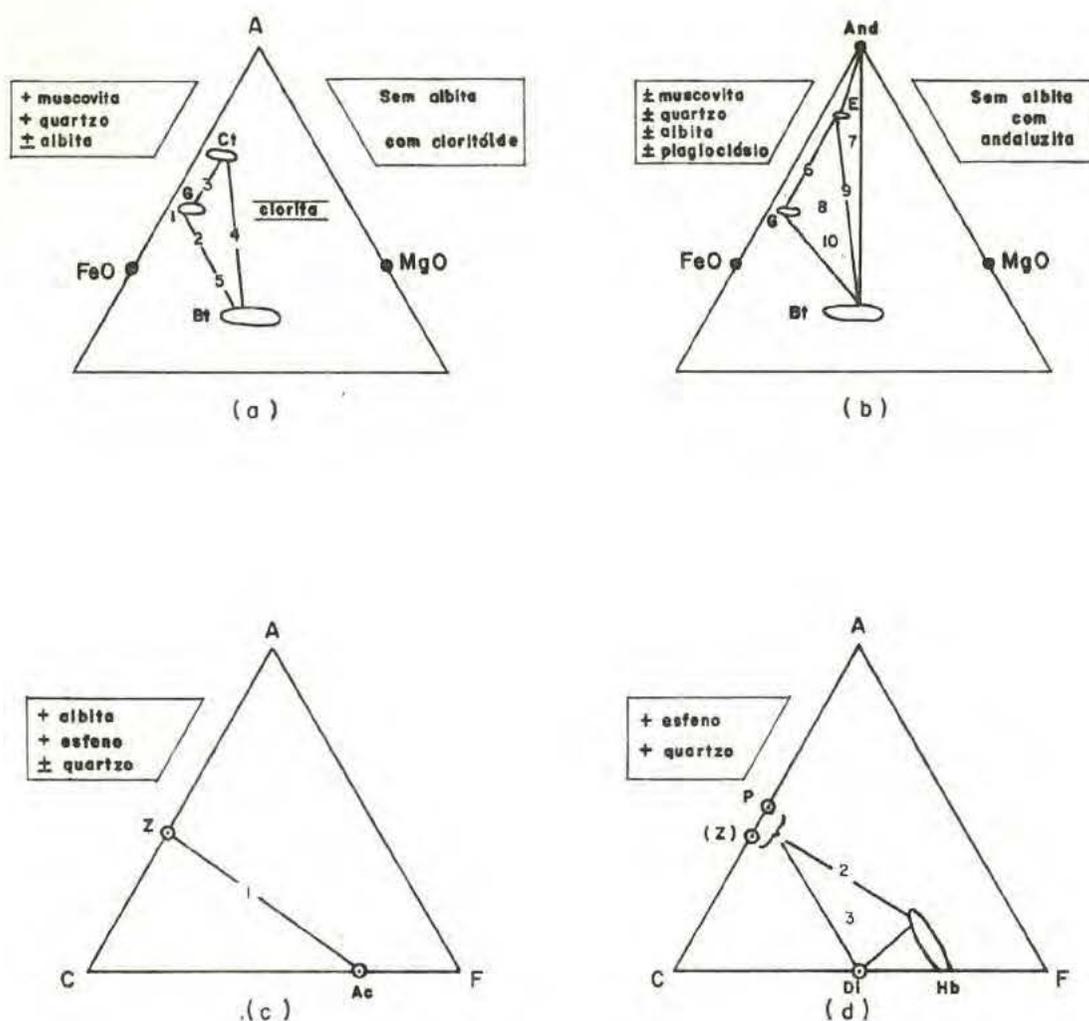
sentadas. Assim, na tentativa de simplificar e considerando a dificuldade de separar aquelas rochas filonitizadas retrogressivamente daquelas geradas por metamorfismo de baixo grau, preferiu-se o uso indistinto do termo filito para designar tais rochas, lançando-se mão do termo *filitização* de antigos xistos quando necessário referir-se ao fenômeno em si.

Evento Metamórfico M_1

Na região do Passo Feio, os metapelitos refletem as condições da primeira fase de metamorfismo regional pela presença de porfiroblastos de granada, cloritóide, estaurolita e, mais raramente, plagioclásio, biotita, muscovita e andaluzita. Todos os minerais porfiroblásticos, nas seções examinadas, têm características pré-cinemáticas com relação à xistosidade regional, gerada durante o evento D_2 . As paragêneses abaixo relacionadas e apresentadas na figura 19 são atribuídas ao primeiro evento em metapelitos:

1. Granada + muscovita + quartzo ± albita
2. Granada + muscovita + biotita + quartzo ± albita
3. Granada + cloritóide + muscovita + quartzo
4. Cloritóide + biotita + muscovita + quartzo
5. Granada + biotita + quartzo ± albita
6. Granada + estaurolita + muscovita + quartzo
7. Estaurolita + andaluzita + biotita + muscovita + quartzo ± plagioclásio
8. Granada + estaurolita + biotita + muscovita + quartzo ± plagioclásio
9. Estaurolita + muscovita + quartzo ± biotita
10. Granada + estaurolita + biotita + quartzo ± albita

Os porfiroblastos de granada mostram com frequência textura rotacional (Fig. 10d e 20a), com sombra de pressão. A xistosidade interna, S_1 , é anterior à xistosidade externa, S_2 . A presença comum de porfiroblastos de granada desprovidos de inclusões, ou com inclusões rotacionais restritas aos núcleos dos cristais, não permite afirmar que toda a cristalização deste mineral ocorreu em condições sin-cinemáticas. Conforme ressalta-



Ac-actinolita , And-andaluzita , Bt -biotita , Ct -cloritóide , Di - diopsídio , E-estauroлита
 G -granada , Hb-hornblenda , P- plagioclásio , Z - zoisita .

Figura 19 - Representação das paragêneses de M_1 no Complexo Metamórfico Passo Feio: (a) e (b) diagramas AFM para metapelitos; (c) e (d) diagramas ACF para rochas portadoras de anfibólio. Obs.: as paragêneses 5 e 10 de (a) e (b) não apresentam muscovita.

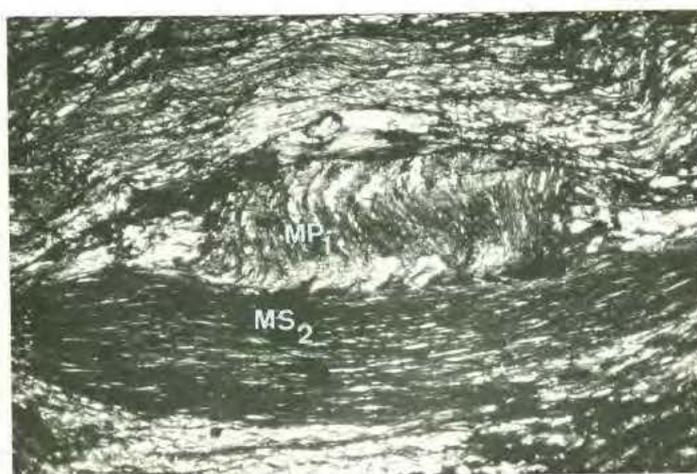
**a****b**

Figura 20 - Evidências microscópicas da primeira fase de metamorfismo na região do Passo Feio: (a) granada rotacional (MS_1), cloritóide pós-tectônico (MP_1) e micas da segunda fase (MS_2), LN - 25x; (b) cloritóide helicítico (MP_1) e micas da segunda fase (MS_2), LN - 25x.

tado por Schoneveld (1979), a forma das trilhas de inclusões em granadas pode variar de acordo com o corte efetuado no cristal, de modo que mesmo a ausência de inclusões pode ser aparente. Entretanto, o caráter pré-cinemático dos porfiroblastos com relação a D_2 em todas as seções examinadas permite atribuir sua cristalização exclusivamente ao evento M_1 .

Os porfiroblastos de cloritóide têm caráter helicítico com relação à S_1 em todas as seções examinadas. Contêm dobras simétricas de S_1 que, conforme pode ser observado na figura 20b, corresponde a S_1 , discordante de S_2 . É provável que seus cristais tenham sofrido rotação mecânica durante D_2 , visto que o maior alongamento dos prismas coincide, via-de-regra, com a direção de orientação dos filossilicatos na xistosidade externa, S_e (Fig. 11d, 20a e 20b).

Os porfiroblastos de estaurolita podem apresentar inclusões em forma de S, acompanhadas de sombra de pressão (Fig. 11a), inclusões aproximadamente retas, ou em S aberto, ou, ainda, de orientação pobremente definida. Neste caso, são válidas também as restrições relativas ao plano de corte da amostra mas deve-se levar em consideração que a formação de estaurolita pode ter ocorrido sin- a pós-cinematicamente à primeira fase deformacional.

Porfiroblastos de plagioclásio não mostram xistosidade interna, podendo-se afirmar apenas que são pré-cinemáticos à segunda fase de deformação. Porfiroblastos de muscovita e biotita são raros e, da mesma forma, não permitem maiores considerações acerca de seu posicionamento cinemático. A cor vermelha da biotita porfiroblástica é uma indicação de que sua cristalização ocorreu em condições compatíveis com as de M_1 , contrastando com a coloração castanha ou verde das biotitas típicas de M_2 . As inclusões raramente observadas em cristais de andaluzita parecem ser retas. Estes porfiroblastos mostram-se também pré-cinemáticos a D_2 . Entretanto, sua ocorrência restrita a duas lâminas não permite precisar seu posicionamento.

Na paragênese 2, sem albita, podem-se observar, por vezes, grãos de cloritóide em equilíbrio metaestável. Em algumas seções, observa-se a passagem do facies xistos verdes para anfíbolito, na forma de coexistência de estaurolita com cloritóide metaestável ou, ainda, na permanência de paragêneses com clori-

tóide além da isógrada da estauroлита.

As paragêneses 5 e 10 não contêm muscovita, constituindo, portanto exceções (Winkler, 1974).

De maneira geral, os filossilicatos encontram-se estruturalmente reorganizados por D_2 , nas seções examinadas. Por vezes, a coexistência de biotita marrom avermelhada e biotita verde sugere que o mineral foi parcialmente recristalizado em M_2 e parcialmente girado durante D_2 , sem recristalização apreciável. Da mesma forma, a muscovita de xistos grosseiros tem caráter menos oxidado e cristais melhor desenvolvidos, podendo sugerir que sua rotação mecânica durante D_2 não foi acompanhada de recristalização apreciável. A exceção de porfiroblastos pré-cinemáticos de biotita, a atribuição destes minerais ao evento M_1 não é definitiva, tendo em vista todo o efeito reorganizador de M_2 e/ou D_2 .

Cristais lenticulares de quartzo e plagioclásio, com forte extinção ondulante, relíquias de charneiras de dobras entre planos de xistosidade S_2 , bem como lentes de xistos em filitos, constituem evidências adicionais da fase metamórfico-deformacional M_1-D_1 .

Na região do Faxinal, lentes de xistos grosseiros de dimensões variáveis em filitos (Fig. 16a.) raramente contêm porfiroblastos de granada. Estes cristais não mostram xistosidade interna, nas seções examinadas, o que impossibilita definir o seu posicionamento cinemático perante o primeiro evento deformacional. Entretanto, o caráter pré-cinemático dos mesmos com relação a S_2 , analogamente ao exposto para a faixa sul, permite atribuir sua cristalização ao facies xistos verdes de M_1 .

A ocorrência de porfiroblastos de plagioclásio é rara e os mesmos apresentam uma textura helicítica conferida por minerais opacos alinhados, dispostos em ângulo quase reto com a xistosidade externa, S_2 . Nestes casos, sua formação é posicionada pós-cinematicamente à primeira fase e pré-cinemática à segunda.

Os filossilicatos nesta área encontram-se igualmente reorganizados pela segunda fase de deformação e apresentam características similares às mencionadas para a área sul.

Nas rochas portadoras de anfibólio, o evento M_1 está representado por porfiroblastos remanescentes de hornblendas, acti

nolita e, mais raramente, diopsídio, bem como cristais de plagioclásio cálcico em desequilíbrio com o restante da rocha. Por firoblastos destes minerais não apresentam vestígios de xistosidade interna, o que impede seu posicionamento cinemático com relação à primeira fase de deformação. Entretanto, são pré-cinemáticos com relação à fase D_2 em ambas as áreas.

Na região do Faxinal, a distinção petrográfica entre anfibólitos de facies xistos verdes e anfibolito é mais clara, visto que a área de predominância das rochas que os contém coincide aproximadamente com a zona de grau mais alto de M_1 , para aquela faixa. Já na região do Passo Feio, a presença de litologias maciças na porção de grau mais baixo de M_1 deixa dúvidas quanto ao posicionamento de porfiroblastos de actinolita, podendo os mesmos representar a parte de mais baixo grau de M_1 ou a superposição de M_2 .

As paragêneses abaixo relacionadas são atribuídas ao primeiro evento metamórfico em rochas portadoras de anfibólitos e estão representadas na figura 19b:

1. Actinolita + albita + epidoto ± quartzo
2. Hornblenda + plagioclásio ± epidoto ± quartzo
3. Diopsídio + hornblenda + plagioclásio ± quartzo ± epidoto

As paragêneses 1 e 2 são comuns às duas faixas estudadas, enquanto a paragênese 3 é encontrada apenas em rochas da região de Passo Feio. Evidências adicionais foram obtidas através da análise química de anfibólitos em 3 amostras, que permitiu uma maior precisão de classificação dos mesmos. Entretanto, como o número de amostras é pequeno, optou-se por manter a classificação petrográfica simplificada sempre que necessário generalizar as observações sobre estes minerais.

Porfiroblastos de tremolita dobrados e com extinção ondulante em xistos magnesianos, de feldspatos alcalinos e plagioclásios em gnaisses quartzo-feldspáticos, todos pré-cinemáticos com relação à xistosidade principal, S_2 , são atribuídos ao evento metamórfico M_1 .

Na região do Faxinal, a presença de granada em metapelitos atesta que estas rochas estiveram sob condições de facies xistos verdes superior durante M_1 . A ocorrência de hornblenda

residual em anfibólio xistos e gnaisses contíguos aos metapelitos indica que as condições de metamorfismo atingiram pelo menos o início do facies anfibolito. A presença comum de epidoto nessas rochas não é diagnóstica, visto que podem ter-se formado às expensas do componente anortítico do plagioclásio, durante M_2 .

Na região do Passo Feio, observa-se um aumento do grau de metamorfismo no sentido nordeste, passando de facies xistos verdes para anfibolito.

O conjunto dos dados apresentados sugere que o primeiro evento metamórfico afetou indistintamente ambas as áreas. Entretanto, uma correlação espacial direta entre as duas faixas é dificultada pela presença do complexo granítico. A ocorrência de andaluzita, embora restrita, é significativa no sentido de atribuir ao evento um caráter de baixa pressão.

A análise química de anfibólios corrobora as observações petrográficas, fornecendo ainda argumentos adicionais sobre o caráter de M_1 . Os anfibólios de mais alta temperatura são magnésio/ferro-hornblendas, edenitas/ferro-edenitas e hornblendas tschermakíticas/ferro-tschermakíticas, na classificação de Leake (1978). Distinguem-se das actinolitas/tremolitas pelo seu teor mais baixo de SiO_2 e mais elevado de Al_2O_3 , TiO_2 , Na_2O , K_2O e Cr_2O_3 , conforme apresentado na tabela 1.

As hornblendas tschermakíticas caracterizam-se por um aumento do teor de Al em posição tetraédrica, o que está de acordo com as observações feitas por Miyashiro (1973) para anfibólios cálcicos de facies anfibolito. Da mesma forma, o total dos cátions Na + K + Ca aumenta nas espécies mencionadas e constitui uma evidência no mesmo sentido.

De acordo com Laird e Albee (1981), o aumento do grau metamórfico se reflete no aumento do teor de edenita, glaucofano e tschermakita dos anfibólios, caracterizando-se a zona da biotita pela presença de actinolitas, a zona da granada por hornblenda e a zona da estaurolita por tschermakita. De forma aproximativa, tais dados podem ser aplicados às áreas estudadas, embora não se possa estabelecer sua distribuição espacial. Os mesmos autores argumentam ainda, que, nos eventos de baixa pressão, as substituições edeníticas e tschermakíticas são predominantes,

como parece ser o caso dos anfibólitos estudados. Entretanto, a variação sistemática de Na, Na^{M4}, Al ou Al^{VI} em função da pressão é contestada por Hynes (1982).

Na região de Caçapava do Sul, a presença de andaluzita em metapelitos é considerada uma evidência mais confiável no sentido de caracterizar M₁ como um evento de baixa pressão.

Evento Metamórfico M₂

A segunda fase de metamorfismo é essencialmente retrogressiva e acompanhada de um forte evento deformacional, D₂. A temperatura de M₂ é compatível com a do facies xistos verdes, atingindo, no máximo, a zona da biotita.

Nos metapelitos da região de Caçapava do Sul, as seguintes paragêneses são atribuídas a este evento:

1. Quartzo + muscovita + biotita + clorita ± albita
2. Quartzo + muscovita ± albita
3. Quartzo + biotita
4. Quartzo + muscovita + clorita + calcita
5. Quartzo + muscovita + biotita + calcita
6. Quartzo + muscovita + biotita ± albita ± epidoto
7. Quartzo + biotita + clorita ± albita ± epidoto
8. Muscovita + clorita
9. Quartzo + muscovita + clorita ± albita ± epidoto
10. Quartzo + muscovita + clorita

As associações 4, 5 e 8 foram constatadas apenas na região do Faxinal, enquanto as associações 9 e 10 somente na região do Passo Feio. As demais paragêneses são comuns às duas faixas.

Nas rochas em que o evento M₁ se encontra bem preservado, o que é mais característico dos metapelitos da faixa sul, o segundo evento metamórfico se manifesta na reestruturação parcial de porfiroblastos aluminosos e na filitização de xistos. Assim, os porfiroblastos de granada apresentam substituição parcial por clorita e/ou biotita nas bordas e fraturas. Mais raramente, é observada uma substituição total de granada por clorita, preservando-se apenas a forma arredondada dos grãos originais, com raros resquícios do mineral de grau mais alto no cen-

tro da massa clorítica. Da mesma forma, a estaurolita pode estar parcialmente transformada em clorita e biotita nas bordas, fraturas e planos de clivagem. A substituição parcial de estaurolita por cloritóide, acompanhado de micas brancas a grão fino, é verificada em duas seções e interpretada como fenômeno tardio de M_1 , visto que a cristalização de cloritóide não se verifica regionalmente, associada à segunda fase. O cloritóide formado em M_1 mostra-se parcialmente cloritizado. Plagioclásios originalmente mais cálcicos do que albita apresentam um aspecto pontilhado característico, que reflete sua instabilidade ante as condições de M_2 , liberando o componente anortítico na forma de epidoto, acompanhado ou não por sericita.

Na região do Faxinal, onde a predominância de filitos sobre xistos é acentuada, a filitização de antigos xistos é, também, mais evidente. Manifesta-se na forma de uma componente rígida acentuada na deformação que acompanha M_2 , de tal forma que as rochas afetadas mostram um aspecto de milonitos dobrados pela terceira fase deformacional. Assim, é comum a ocorrência de texturas grosseiras reliquiares, principalmente em bandas quartzo-feldspáticas, na forma de lentes descontínuas entre planos de clivagem ardosiana, S_2 , conforme mostrado na figura 16a. Grãos de quartzo e plagioclásio grosseiros, por vezes lenticulares, com forte extinção ondulante e textura mortar, bem como grãos de muscovita na forma de escamas de peixe são também comuns.

A biotita característica de M_2 apresenta uma coloração verde ou castanha escura para n_g , o que a diferencia da biotita marrom avermelhada, característica de M_1 , quando coexistem na mesma seção. A substituição de biotita por clorita é também atribuída ao segundo evento. A presença comum de muscovita muito oxidada, por vezes totalmente tingida de uma coloração castanha, contrasta com o aspecto límpido e bem cristalizado dos grãos deste mineral em xistos da zona da estaurolita. Tal observação é compatível com a composição química deste mineral, mais rica em $(FeO + Fe_2O_3)$, observada por Miyashiro (1973) na zona da clorita, biotita e granada, tornando-se quase isenta destes componentes na zona da estaurolita, em favor de Al_2O_3 . Assim, a presença de muscovita mal cristalizada, e provavelmente rica em ferro, é uma característica constante nos filitos de ambas as áreas

e, ainda, nos xistos com granada da região do Faxinal, sendo sua formação atribuída a M_2 .

Nas rochas portadoras de anfibólio, são características de M_2 , em ambas as áreas estudadas, as seguintes paragêneses:

1. Actinolita + albita + epidoto ± quartzo
2. Actinolita + epidoto + sericita ± quartzo

Em metagabros da região do Passo Feio, que se encontram no facies xistos verdes de M_1 , M_2 se manifesta na forma de uma geração de actinolita acicular, disposta sobre os demais minerais.

Em anfibólio xistos e gnaisses porfiroblásticos, o evento M_2 é responsável pela zonação de porfiroblastos de anfibólio, com hornblenda remanescente no núcleo, bordejada por actinolita. Na matriz, a predominância de actinolitas do segundo evento parece verificar-se na maioria das seções estudadas.

Os dados químicos referentes aos anfibólios permitem classificar as espécies de baixa temperatura como ferro-actinolitas/tremolitas (Leake, 1978). Distinguem-se dos demais pelo seu teor elevado de SiO_2 e baixo Al_2O_3 , TiO_2 , K_2O e Na_2O . Os teores baixos de titânio estão de acordo com as observações comumente encontradas na literatura, de que o aumento de temperatura favorece a entrada deste cátion nos anfibólios (Raase, 1974; Miyashiro, 1973). Adicionalmente, tal característica química é compatível com a ocorrência comum, na região do Faxinal, de uma fina poeira de esfero e óxidos de titânio, disseminada em rochas intensamente recristalizadas por M_2 .

O efeito de M_2 sobre os plagioclásios pode-se traduzir na transformação completa de andesina-labradorita em albita + epidoto ou, mais comumente, na transformação parcial de plagioclásios cálcicos, que adquirem um aspecto pontilhado por epidoto + sericita, permanecendo, no entanto, mais cálcicos do que albita (Fig. 12b).

A orientação de prismas alongados de anfibólio, definindo a foliação das rochas, é atribuída à recristalização sin-cinemática de actinolitas durante M_2-D_2 , combinada com a rotação mecânica de grãos formados em M_1 .

Analogamente, nos xistos magnesianos da região do Passo

Feio, a orientação de prismas aciculares de tremolita na xistosidade é atribuída à recristalização sin-cinemática desses minerais em M_2 - D_2 , em contraposição a porfiroblastos do mesmo mineral, pré-cinemáticos, com extinção ondulante e às vezes dobrados (Fig. 15) atribuídos ao evento M_1 . Apenas nestas rochas verifica-se uma continuidade de M_2 pós-cinemático a D_2 , que se manifesta na forma de porfiroblastos aciculares de tremolita, sobrecrecendo aleatoriamente a xistosidade S_2 e às vezes em agregados radiais.

Ribeiro (1981) menciona a ocorrência de komatiitos com textura "spinifex" na região do Passo Feio. Entretanto, as texturas presentes nas rochas magnesianas estudadas são todas de caráter metamórfico e não se verificam, nas mesmas, texturas ígneas reliquias.

Nos gnaisses quartzo-feldspáticos da região do Passo Feio, o metamorfismo M_2 é responsável pela sericitização e epidotização generalizada de porfiroblastos de feldspato alcalino e plagioclásio formados em M_1 . O intercrescimento de biotita marrom avermelhada com biotita verde ou clorita, a transformação parcial de granada e estauroлита em clorita, e de hornblenda em actinolita, são também atribuídos ao segundo evento. Nestas rochas, a componente rígida da fase deformacional que acompanha M_2 é também acentuada e responsável pelo arredondamento e quebra de porfiroblastos pré-existentes, à maneira de porfiroclastos.

Na região do Faxinal, a gradação observada entre metamorfitos de facies xistos verdes e rochas apenas ligeiramente metamorfizadas constitui um problema especial, diretamente relacionado com a predominância de rochas vulcanoclásticas na parte de mais baixo grau. Conforme observado no mapa geológico, a predominância de rochas vulcanoclásticas sobre rochas pelíticas coincide aproximadamente com o abrandamento das condições de metamorfismo de sul para norte.

Nestas litologias, texturas pré-metamórficas encontram-se bem preservadas e os efeitos de um evento metamórfico estão representados pela uralitização de piroxênios detríticos, transformação parcial de hornblendas detríticas em actinolita, transformação de plagioclásios cálcicos em epidoto+albita ou epidoto-

to+sericita, além de recristalização de clorita, sericita e biovita verde na matriz. Não se verifica claramente a superposição de dois eventos metamórficos, e sim a ação incipiente de uma fase. Por outro lado, a deformação destas rochas parece ter ocorrido em condições superficiais, tanto pela preservação do acamadamento original quanto pelo desenvolvimento apenas incipiente de uma foliação metamórfica, além do intenso fraturamento destas litologias, independente da proximidade de zonas de falha.

Desta forma, é difícil atribuir com segurança os efeitos metamórficos observados na seqüência vulcanoclástica a M_1 ou M_2 , ou mesmo descartar a possibilidade de que ambas as fases tenham atingido estas rochas de forma incipiente, visto que não foi possível estabelecer com precisão o zoneamento metamórfico de cada uma das duas fases. Entretanto, em virtude da gradação verificada entre rochas bem foliadas e rochas maciças, e considerando que a foliação observada nas primeiras é S_2 , sugere-se que apenas M_2 afetou estas rochas de baixo grau. A condição superficial das mesmas pode ter sido um fator determinante na sua preservação durante a fase mais enérgica, M_1 .

O Metamorfismo de Contato

A ocorrência de rochas metamórficas de contato, geradas pela intrusão do "Batolito de Caçapava", nos metamorfitos regionais tem sido mencionada por Ribeiro *et alii* (1966), Ribeiro (1970), Ribeiro e Fantinel (1978) e Ribeiro e Lichtemberg (1978).

Ribeiro e Fantinel (1978, p.42), escrevem que: "O metamorfismo de contato causado pelo plutão de Caçapava transforma os xistos do metamorfismo regional em cornubianitos". No entanto, a extensão e distribuição da auréola não são especificadas a não ser num trabalho anterior, por Ribeiro *et alii* (1966) onde é ressaltado que as conclusões a respeito da auréola de metamorfismo de contato são preliminares e carecem de estudo detalhado. Neste trabalho (p.67), os autores consideram que "...os efeitos deste (metamorfismo) podem ser percebidos até a distâncias relativamente curtas do contato, por exemplo de quatrocentos a quinhentos metros. O grau de metamorfismo de contato num

caso onde se fez amostragem segundo um perfil de quinhentos metros, varia rapidamente de hornblenda cornubianito até albita-epidoto cornubianito, passando daí em diante à facies dos xistos verdes do metamorfismo regional. Em algumas localidades, especialmente em rochas carbonatadas, a facies pode atingir até piroxênio-cornubianito".

Os dados obtidos durante o mapeamento das duas áreas a norte e a sul do corpo granítico, não conduzem no sentido da existência de uma fase de metamorfismo termal desenvolvida sobre rochas de metamorfismo regional. Conforme discutido nos itens anteriores, as duas fases de metamorfismo observadas têm caráter dínamo-termal, e são acompanhadas de duas fases de deformação regional. Nas imediações do corpo granítico, as rochas metamórficas tendem a manter-se xistosas e, em lâmina delgada, não se verifica crescimento de minerais pós-cinemáticos, como seria esperado se houvesse uma superposição de evento térmico sobre o dínamo-termal.

As rochas portadoras de anfibólio, mesmo quando aparentemente maciças, apresentam orientação de constituintes da matriz em torno dos porfirobastos de hornblenda, não se verificando texturas decussadas. À medida que sua granulação diminui, tornam-se gradativamente xistosas, sem que esta gradação se relacione à distância do corpo granítico.

Na vizinhança imediata do complexo granítico, tanto a norte quanto a sul, diretamente em contato com o mesmo, ocorrem rochas de composição pelítica que são propícias ao desenvolvimento de cornubianitos típicos. Entretanto, a mineralogia aluminosa, como granada, estauroлита e cloritóide, tem caráter pré-cinemático com relação à foliação regional, comprovando que seu crescimento ocorreu antes do estabelecimento de uma importante fase de deformação regional. Texturas rotacionais em granadas atestam seu crescimento em condições dinâmicas e não estáticas.

Litologias pelíticas e semi-pelíticas, aparentemente maciças, mostram-se foliadas ao exame detalhado, sendo sua foliação tanto menos regular quanto maior o seu teor de quartzo e/ou feldspatos. Esta observação é sistemática em ambas as faixas estudadas e o afloramento nº 4, descrito e ilustrado no Anexo I, representa um exemplo típico deste caso.

Seqüências Prê-Metamórficas

Metapelitos

Xistos e filitos da região do Passo Feio e do Faxinal são interpretados como rochas metassedimentares, em virtude de sua mineralogia aluminosa. A formação de estauroлита e cloritóide na faixa sul reflete o alto teor de alumínio, bem como a baixa razão Fe^{2+}/Mg , na seqüência original. Na faixa norte, a contribuição carbonatada na sedimentação se reflete em quantidades variáveis de calcita nas rochas de baixo grau. A contribuição vulcânica está presente tanto na forma de impurezas em semipelitos quanto como rochas metavulcânicas intermediárias a ácidas, subordinadamente intercaladas. A contribuição arenosa à seqüência pelítica consiste na formação de metarenitos arcoseanos, por vezes tufáceos, intercalados a antigas camadas silticas ou argilosas.

Nas litologias de grau mais baixo, a estrutura sedimentar original encontra-se preservada na forma de uma alternância de leitos de composição e granulometria diversa. Essa feição ocasiona uma refração da estrutura planar secundária ao atravessar seus limites (Fig. 16c). Nestes casos, verifica-se uma grande diversidade composicional de camada a camada, variando principalmente a quantidade de clorita, plagioclásio, carbonato, muscovita e quartzo, com recorrência de níveis à maneira de ritmitos, conforme ilustrado no Anexo I.

Rochas Portadoras de Anfibólio

Dada a complexidade da gênese de litologias como anfibólitos e seus equivalentes de grau mais baixo, torna-se necessário discutir o assunto com o auxílio de dados adicionais, visto que a petrografia e os dados de campo não se mostram suficientemente elucidativos. Desta forma, a gênese destas rochas será discutida à parte, junto aos dados de geoquímica de elementos maiores, menores e traços.

Gnaisses Quartzo-Feldspáticos

Estas rochas parecem estar restritas à faixa sul, mostrando uma diversidade composicional de bandas individuais bastante incomum. Todos os termos apresentam teores de quartzo + feldspatos superiores a 55% em volume, mas a natureza da matriz grada em duas direções, a partir de rochas de composição mista. Assim, rochas com granada e anfibólio cálcico constituem bandas milimétricas e centimétricas que gradam para metarenitos arco-seanos ou grauváquicos, com uma matriz de composição pelítica traduzindo-se agora na forma de granada e estaurolita, intercalados a bandas de xistos pelíticos, possivelmente refletindo a alternância original do pacote sedimentar. Por outro lado, a gradação na direção de termos de composição básica é também verificada, com a matriz recristalizada para anfibólios cálcicos como hornblendas, actinolitas e, mais raramente, hornblenda hastingsítica. A presença de granadas birrefringentes, de cor de absorção amarela, pode também ser indicativa de uma variedade cálcica, do tipo grossularita-andradita, compatível com a existência de termos arco-seanos e grauváquicos com impurezas carbonatadas. Os plagioclásios destas rochas apresentam teores de a bortita muito variáveis, mesmo numa única seção, mas relativamente cálcicos, com An_{44} a An_{63} .

Xistos Magnesianos

Na discussão da gênese destas rochas, são considerados três aspectos principais: (a) sua composição mineralógica; (b) sua ocorrência e relações de campo; e (c) sua composição química, no que se refere a elementos traços.

A composição mineralógica, conforme pode ser observado na tabela A.4, é bastante simples. Predominam termos com mais de 80% de tremolita, em volume, podendo constituir tremolitos, com mais de 90% deste mineral. Mais raramente, podem apresentar quantidades apreciáveis de plagioclásio, do tipo andesina-labradorita. O teor de talco é muito baixo e, quando ocorre, este mineral mostra relações de substituição em cristais de tremolita.

As relações de campo constituem o aspecto mais complexo destas litologias. São encontradas espacialmente associadas a metagabros, constituindo sua porção mais foliada e, nestes casos, pode-se pensar numa gênese a partir de diferenciados ígneos. Algumas destas rochas contêm suficiente quantidade de plagioclásio em volume para justificar um diferenciado anortosítico. Entretanto, não se observa uma correlação direta desta mineralogia com a forma de jazimento, de modo que os mesmos plagioclásio-tremolita xistos são também encontrados na forma de bandas que se alternam concordantemente a anfibolitos e xistos pelíticos. Xistos magnesianos podem, ainda, constituir finas lentes descontínuas, com dimensões de 30 cm até vários metros de comprimento, intercaladas na seqüência regional, ou, ainda entre bandas graníticas e anfibólio xistos, nas proximidades de mármore. Tremolita filitos são também encontrados, intercalados a filitos metapelíticos, conforme assinalado no mapa geológico.

A ocorrência diversificada destas litologias mostra que, se originalmente ígneas, não preservaram sua forma inicial, de modo que, tal como se apresentam agora, não constituem um único corpo, e sim uma série de lentes de dimensões variadas, à maneira de lascas intercaladas na seqüência regional.

Dados de análise química para 12 elementos traços efetuadas em 5 amostras de xistos magnesianos, dentre as quais 2 tremolititos e 3 clinocloro-tremolita xistos, são apresentados na Tabela 3. De modo geral, os teores de elementos traços são compatíveis com os de rochas ígneas ultrabásicas, à exceção do vanádio muito elevado em relação à média (40 ppm), estabelecida por Turekian e Wedepohl (1961) para estas rochas.

Assim, os teores elevados de Cr, Co e Ni, principalmente, constituem um fato somente justificável através de uma gênese ígnea para estas rochas, mas, por outro lado, sua composição mineralógica, relações de campo e seus teores elevados de vanádio podem tornar esta alternativa menos evidente.

Referências na literatura a rochas com esta mineralogia são pouco comuns. Grupta *et alii* (1982) descrevem clorita-tremolita xistos de origem piroclástica no leste da Índia, com base em texturas e características mesoscópicas, classificando-os

Tabela 3 - Resultados de análises químicas para 12 elementos traços (ppm) e classificação petrográfica de 5 amostras de xistos magnesianos.

Amostra nº	MF-38	MF-56	MF-73A	MF-74A	NP-46
Elemento					
Cr	100	2500	4200	3000	2700
Ni	503	966	1050	1069	1116
Co	65	91	120	112	94
Cu	05	26	*	79	30
Pb	*	*	*	*	*
Zn	46	94	113	196	86
V	62	230	175	195	210
Y	29	23	*	*	25
Zr	23	45	28	30	38
Sr	*	*	*	*	*
Ba	13	13	31	*	20
Sn	29	13	*	52	12
Classificação	Tremolítico	Clinocloro-tremolita xisto	Tremolítico	Clinocloro-tremolita xisto	Clinocloro-tremolita xisto

* abaixo do limite de detecção.

como tufos líticos e vítricos, com estrutura púmice localizada. Horizontes de rochas vulcanoclásticas ultramáficas são também descritos por Gelinas *et alii* (1977), associados a lavas ultramáficas.

De certo modo, uma origem a partir de litologias vulcanoclásticas poderia explicar satisfatoriamente grande parte das feições geológicas, petrográficas e químicas destas rochas, na área estudada. Entretanto, tendo em vista a ausência de quaisquer texturas preservadas, bem como a raridade de rochas deste tipo, os estudos realizados não se mostraram suficientemente conclusivos.

Metavulcanoclásticas

Tais litologias são interpretadas como os equivalentes metamórficos de uma seqüência de rochas vulcânicas e piroclásticas rapidamente retrabalhadas pela ação de correntes de turbidez e redepositadas como arenitos grauváquicos e arcoseanos vulcânicos e sedimentos tufáceos. A designação geral de vulcanoclásticas segue, portanto, a recomendação de Fischer (1966). Ainda, não é improvável a ocorrência de níveis de tufos e piroclásticas propriamente ditos, refletindo uma atividade vulcânica sin-deposicional. A rapidez do processo de retrabalhamento se reflete na presença de componentes instáveis diante de processos de sedimentação, como piroxênios e anfibólios detríticos, fragmentos de plagioclásios subidiomórficos zonados, fragmentos de rochas ígneas intermediárias (Fig. 8b e 17) e, por vezes, possíveis fragmentos de "chert".

A presença comum de intraclastos originando microbrechas, com microconglomerados subordinados, corrobora a proveniência acima exposta. A ocorrência de metavulcânicas intermediárias com textura e mineralogia preservadas, e concordantemente intercaladas na seqüência, constitui uma evidência de atividade vulcânica sin-deposicional.

GEOLOGIA ESTRUTURAL

Aspectos Gerais

As rochas do Complexo Metamórfico Passo Feio dispõem-se regionalmente numa estrutura antiformal de duplo caimento, tendo na porção mais interna o Complexo Granítico de Caçapava do Sul. As feições estruturais meso e megascópicas indicam que a estrutura regional foi construída durante o último evento de deformação, tendo como superfície dobrada uma foliação penetrativa e metamórfica, que dá lugar gradacionalmente ao acamadamento original nas rochas metavulcanoclásticas, onde os efeitos das deformações regionais são apenas incipientes.

Três fases de deformação se superpõem nas litologias do complexo metamórfico, sendo a última fase aquela que permite o maior detalhamento tanto megascópica quanto microscopicamente.

Ao longo do texto, as diversas feições estruturais são referidas através da seguinte simbologia:

S_0	- estrutura planar original
S_1, S_2, S_3	- estruturas planares secundárias
D_1, D_2, D_3	- fases de deformação plástica
F_1, F_2, F_3	- dobras associadas às respectivas fases
L_1, L_2, L_3	- lineações
S_i	- xistosidade interna em porfiroblastos
Se	- xistosidade externa em porfiroblastos
MS_1, MS_2	- metamorfismo sin-cinemático
MP_1, MP_2	- metamorfismo pós-cinemático
β	- eixo de dobra em estereograma

Embora com características peculiares individualmente, as duas áreas estudadas apresentam uma evolução comum, sendo, portanto, discutidas em conjunto.

Evento Deformacional D_1

Representa a fase de deformação mais antiga verificada na região e é detectado, nas áreas propostas, apenas em seção delgada. Manifesta-se na forma de inclusões, rotacionais em cristais de granada e estaurolita, e helicíticas em cristais de estaurolita e cloritóide. Mais raramente, observam-se inclusões helicíticas também em cristais de andaluzita e plagioclásio. Estas feições são atribuídas a uma fase deformacional anterior à geração da foliação regional, visto que todos os porfiroblastos com inclusões examinados têm caráter pré-cinemático com relação à foliação dominante. Ainda, a incompatibilidade das condições de metamorfismo verificadas nos porfiroblastos e fora deles, bem como a presença localizada de microcharneiras transpostas e reliquias entre planos de foliação S_2 , constituem critérios adicionais no sentido da existência de uma fase anterior a D_2 .

Esta fase deformacional foi acompanhada de metamorfismo regional de facies anfibolito, zona da estaurolita, e caracterizou-se, provavelmente, pela formação de dobras regionais de S_0 , dispondo-se S_1 ao longo de seus planos axiais. Algumas estruturas mesoscópicas, como corpos lenticulares de quartzitos observados entre planos de xistosidade em metapelitos lembram estruturas reliquias de acamamento transposto (Fig. 6b).

A identificação de porfiroblastos rotacionais crescidos durante D_1 é uma forte evidência de que este foi um evento gerador de dobras regionais embora estruturas meso e megascópicas relativas ao mesmo não tenham sido identificadas nas faixas estudadas. A ausência de tais feições é interpretada como uma consequência da transposição causada pelo segundo evento.

Entretanto, deve-se considerar também a disposição fragmentária do complexo metamórfico, em que a faixa de transição do facies anfibolito para os xistos verdes inferior, de sudoeste para nordeste, é interrompida pela presença do corpo granítico. Assim, enquanto na região do Passo Feio é comum a presença de porfiroblastos rotacionais e pré-cinemáticos a S_2 , na região do Faxinal, essas evidências são escassas, visto que a reorganização durante M_2 é predominante.

Logo, a primeira fase deformacional se caracteriza pela

geração de dobras F_1 , ao menos naquelas porções do pacote mais intensamente metamorfizadas. Em direção à parte superior do mesmo, a geração de F_1 não pode ser comprovada e pode, de fato, não ter ocorrido.

Evidências mais conclusivas referentes ao primeiro evento de deformação são encontradas na faixa de metamorfitos situada a leste do complexo granítico, fora das áreas estudadas. Nesta região situam-se importantes ocorrências de mármore dolomíticos economicamente explorados. A Figura 21 mostra uma frente de exploração destas rochas situada na margem sudoeste da rodovia BR-392, na altura do km 182. Observa-se, nestas litologias, um dobramento isoclinal recumbente que é interpretado como F_1 em função dos seguintes fatores: (a) os mármore dispõem-se regionalmente como corpos lenticulares, alongados na direção da foliação regional, S_2 , representando "mega-boudins" de camadas de calcário originalmente contínuas. Sua ocorrência reproduz, em maior escala, a estrutura observada em antigos corpos tabulares de rochas vulcânicas intercaladas na sequência metamórfica regional, descrita no afloramento 7, Anexo I; (b) estas litologias tem um caráter extremamente competente com relação aos xistos que a envolvem (Griggs e Handin 1960), tendendo, a preservar internamente os registros de fases mais antigas em virtude de sua maior dificuldade de reorganização estrutural.

Feições compatíveis com o acamamento sedimentar original são verificadas nos metapelitos e metavulcanoclásticas da região do Faxinal, tanto mesoscopicamente (Fig. A,6a) quanto em seção delgada (Fig. 16b). Entretanto, sua continuidade lateral somente é observada nas rochas anquimetamórficas.

Evento Deformacional D_2

A segunda fase é responsável pela geração de uma foliação de plano axial, S_2 , que está representada em todos os tipos litológicos da área. Constitui uma xistosidade e/ou bandamento gnáissico nas litologias mais intensamente metamorfizadas, uma clivagem ardosiana nos filitos e rochas de baixo grau e um fraturamento pouco espaçado e semi-penetrativo nas rochas anquimetamórficas. Observam-se estágios variados de diferenciação da



Figura 21 - Frente de exploração de mármore dolomíticos, mostrando dobras isoclinais recumbentes, F_1 .

xistosidade e clivagem ardosiana, conforme pode ser observado na Figura 22 a e b, como passagem gradual de um estágio para outro.

A estrutura planar gerada nesta fase pode ser admitida como plano axial das dobras F_2 , cujo estilo e geometria são obliterados pela deformação subsequente. Os raros afloramentos em que se podem observar dobras reliquiárias desta fase permitem caracterizá-las como isoclinais aproximadamente similares, recumbentes não cilíndricas e não planas. A orientação original destas dobras não pode ser reconstituída, dado o intenso desenvolvimento de S_2 , que pode ter transposto as superfícies dobradas S_{0-1} , levando-as a um paralismo com a nova foliação. Entretanto, medidas de eixo efetuadas em dobras F_2 , redobradas em torno de F_3 (Fig. 23) atestam o caráter coaxial dos dois últimos eventos. A coaxialidade de F_2 e F_3 pode ser o fator preponderante na dificuldade de reconhecimento de dobras F_2 .

Ao microscópio, o segundo evento deformacional mostra-se acompanhado de metamorfismo regional de facies xistos verdes, zona da biotita. Verifica-se nesta fase, uma reorganização parcial a total das litologias, com rotação mecânica de minerais filitosos, acompanhada ou não de recristalização, bem como de grãos de cloritóide. Na seqüência de ambiência mais rasa, melhor representada pelos filitos e metavulcanoclásticas da região do Faxinal, a componente rígida associada a esta fase se manifesta na filitização de xistos grosseiros, gerando texturas miloníticas localizadas.

Evento Deformacional D_3

Está representado pelo dobramento coaxial de F_2 em torno de F_3 , gerando as dobras comumente identificadas na região.

As dimensões das dobras F_3 variam desde milímetros até quilômetros, configurando a estrutura regional antiformal de Caçapava do Sul, que forma um alto estrutural cuja porção mais interna é ocupada pelo complexo granítico.

A foliação S_2 contorna o corpo granítico regionalmente, mostrando perturbações de seu padrão deformacional nas proximidades do mesmo. Observa-se uma disposição tanto mais regular

**a****b**

Figura 22 - Foliação S_2 diferenciada: (a) clivagem ardosiana LN - 25x; (b) xistosidade, LN - 25x.



Figura 23 - Dobramento coaxial de F_2 (à direita) em torno de F_3 , observando-se a superposição de dobras parasitas, com vergência S e Z , no flanco de F_3

das dobras megascópicas F_3 quanto menor o grau metamórfico das rochas dobradas, caracterizando a regularidade esperada para de formações que têm lugar em sítios mais superficiais. Assim, a morfologia de F_3 varia de acordo com a reação mecânica das litologias afetadas e com o nível crustal em que se encontravam durante o evento.

Nos filitos e xistos de baixo grau que ocupam a área a norte do complexo granítico, dobras megascópicas desta fase podem ser observadas ao longo da rodovia BR-392, na altura do km 206 (vide Anexo I), e são mostradas na Figura 24. Constituem dobras inversas, aproximadamente paralelas, de charneiras arredondadas e superfície axial plana. Apresentam baixo ângulo de caimento de seus eixos, da ordem de 10 a 15° , ora para nordeste, ora para sudoeste, e mergulhos de planos axiais para noroeste, da ordem de 40° . Estrias de deslizamento observadas nas superfícies de xistosidade dobradas (fig. 25a) permitem atribuir à geração dessas dobras um mecanismo de deslizamento flexural ao longo de superfícies discretas (Hobbs *et alii*, 1976).

Em rochas anfibolíticas e quartzo-feldspáticas mais plasticamente deformadas, observa-se que morfologia das dobras F_3 é mais irregular, com espessura muito variável de níveis ao longo da dobra e franco espessamento das charneiras em detrimento de flancos adelgaçados. Pressupõe-se que, nessas litologias, o mecanismo de fluxo flexural em superfícies não discretas (Hobbs *et alii*, 1976) foi dominante. A dispersão verificada na orientação de eixos de dobras parasitas é acentuada, o mesmo ocorrendo com as superfícies axiais. Nas proximidades do corpo granítica verifica-se por vezes, uma inversão na vergência de dobras parasitas, apontando no sentido oposto ao mesmo.

Na Figura 23, observa-se que as dobras parasitas são do tipo S e Z superpostas, gerando um padrão de superposição compatível com o descrito por Ramsay (1962, Fig. 12 e 13) como $A_1 = S$ sobre Z. Segundo este autor, tal padrão de superposição se desenvolve em situações de redobramento coaxial, mas não coplanar, sobre o flanco invertido da dobra mais antiga, no flanco da antiforme mais jovem. É especialmente comum em regiões deformadas durante sucessivas fases na mesma orogênese; quando os eixos geométricos B tendem a se manter aproximadamente paralelos.

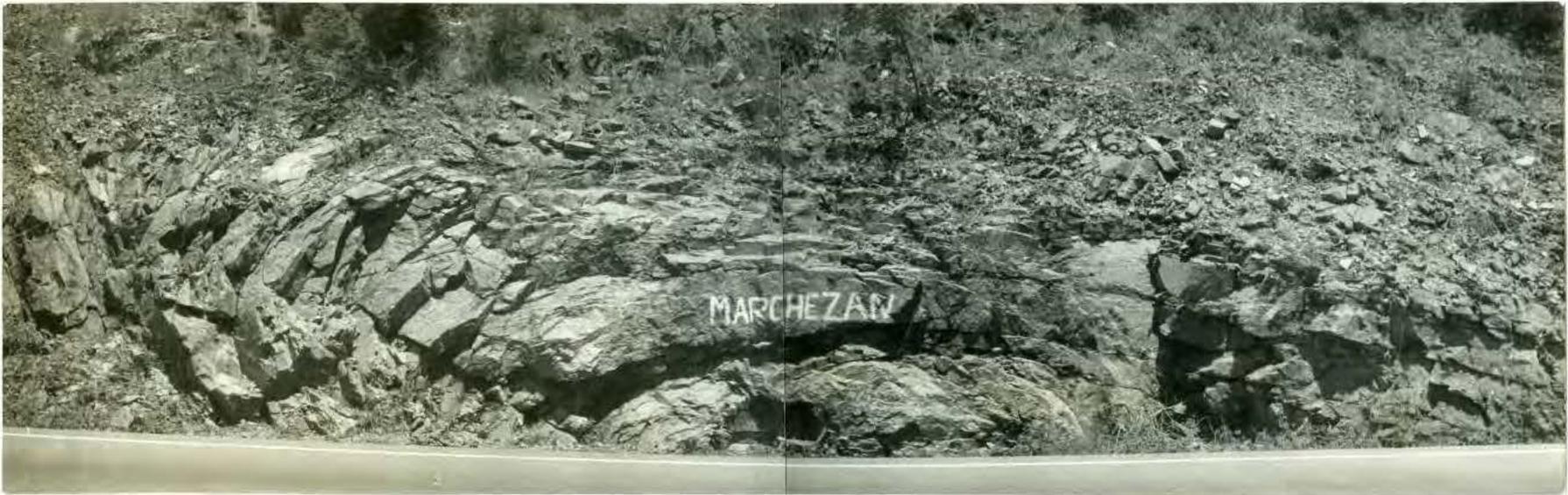


Figura 24 - Dobras F_3 em filitos da região do Faxinal.

**a****b****c**

Figura 25 - Feições mesoscópicas de D_3 : (a) estrias de deslizamento; (b) crenulações de S_2 ; (c) lineações do tipo "mullion".

Na região de Caçapava do Sul, estes padrões de superposição somente foram encontrados nas proximidades do corpo granítico, e quando as dobras F_3 mostraram características de fluxo flexural, não sendo observados em dobras de deslizamento flexural, como aqueles mostrados na Figura 24.

Crenulações abertas (Fig. 8a) ou fechadas (Fig. 25b), comumente assimétricas de S_2 , são feições comuns associadas a esta fase.

Lineações L_3 são amplamente desenvolvidas paralelamente aos eixos de F_3 . Constituem linhas de intersecção de superfícies, L_{2-3} , "mullions" (fig. 25c) e eixos de dobras parasitas. "Boudins" são encontrados comumente e em diversas escalas.

A foliação de plano axial gerada neste evento, S_3 , é uma clivagem de crenulação nos xistos e filitos e uma clivagem de fratura nos anfibolitos e rochas mais competentes, desenvolvida de forma semi-penetrativa nas zonas de charneiras de dobras.

Microscopicamente observa-se o seu desenvolvimento proeminente, como plano de deslizamento (Fig. 26a), ou incipiente, como plano de diferenciação (Fig. 26b). Crenulações arredondadas ou do tipo "kink", de S_2 (Fig. 26c e d) são também observadas em lâmina delgada. Não se verifica recristalização importante associada a este evento. Por vezes uma rotação mecânica de grãos placóides ou prismáticos alongados, originalmente orientados ao longo de S_2 , é constatada, bem como a recuperação de cristais de muscovita, formando arcos poligonais (Fig. 26e).

Nas Figuras 27, 28 e 29 estão representados, em diagramas de igual área, as feições planares e lineares medidas nas duas áreas estudadas. A subdivisão em domínios, apresentada na Figura 27a, é arbitrada de acordo com a homogeneidade dos elementos estruturais e a disposição das áreas com relação ao complexo granítico.

A análise da Figura 27 mostra um comportamento espacial diferencial da foliação S_2 com relação aos limites do complexo granítico. No domínio Ia, o pólo de máximo reflete a predominância de direções aproximadamente paralelas aos limites do corpo, com mergulhos divergentes e uma guirlanda de dispersão bem desenvolvida, que pode ser interpretada de duas formas; (a) como o resultado da superposição de eventos e (b) como o resulta

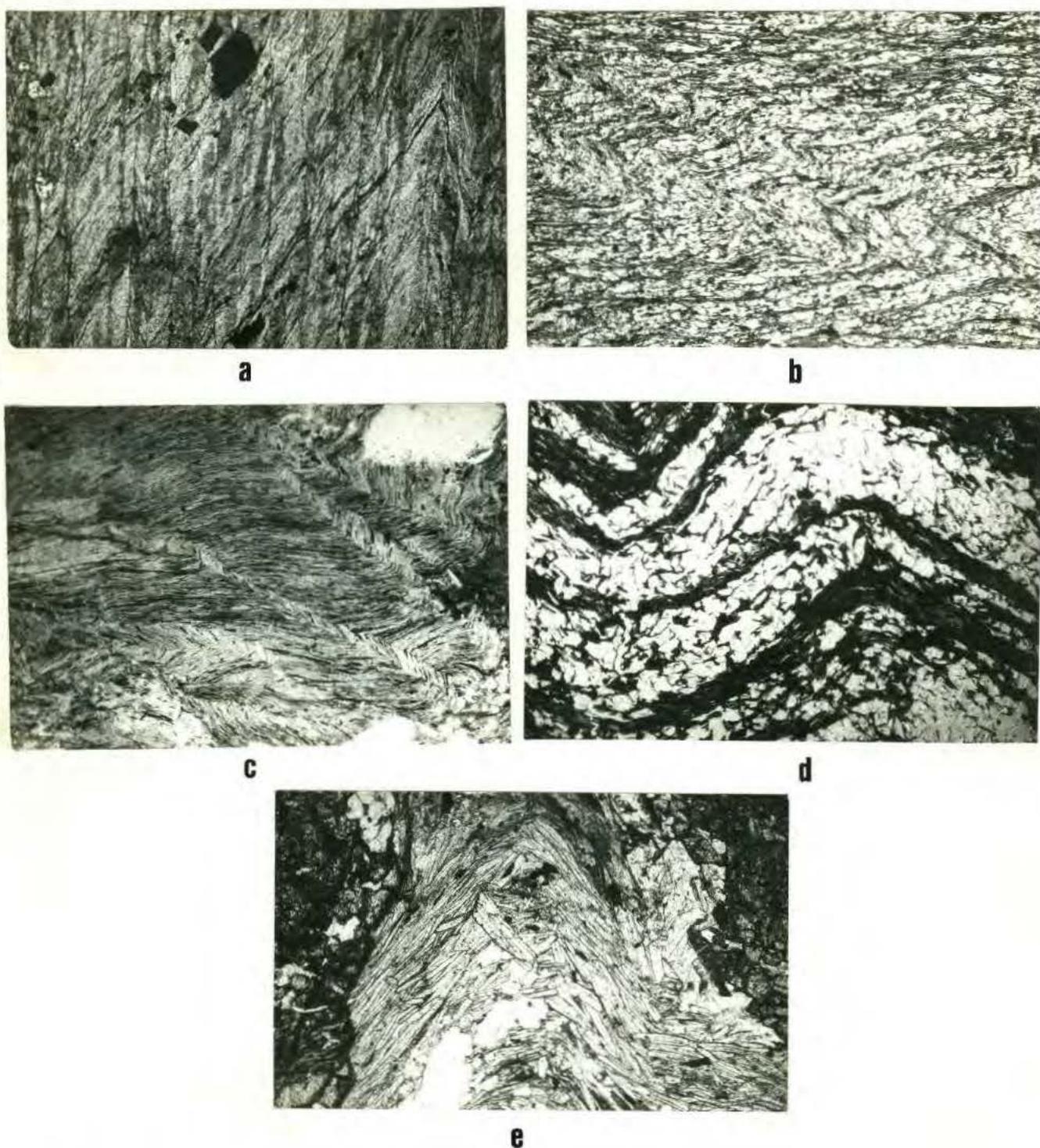


Figura 26 - Feições microscópicas de D_3 : (a) clivagem de crenulação S_3 bem desenvolvida; (b) clivagem de crenulação S_3 com diferenciação incipiente; (c) microdobramento aproximadamente paralelo; (d) "kink folds"; (e) arcos poligonais de muscovita. (d) LN - 40x, (a), (b), (c) e (e) LN - 25x.

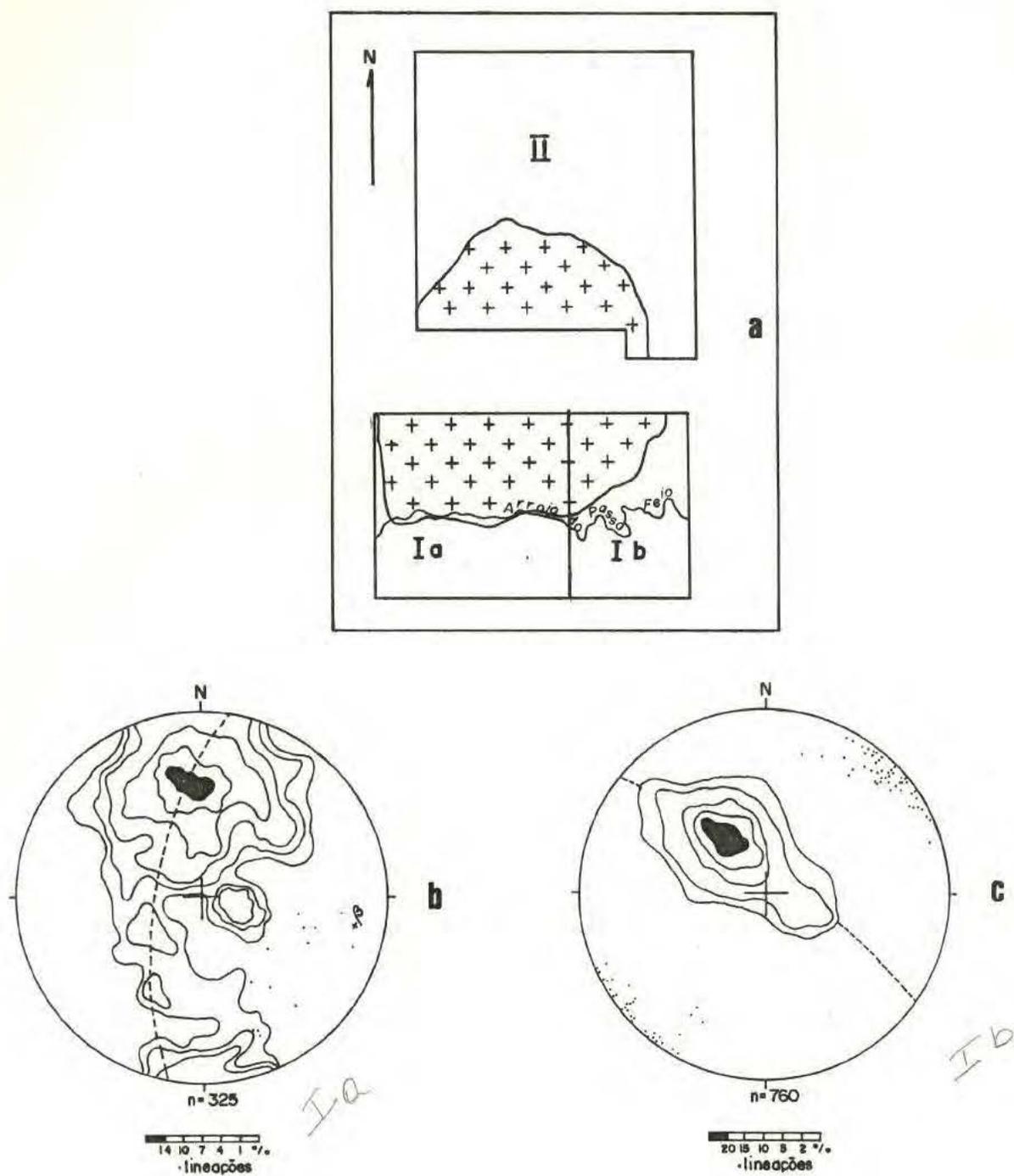


Figura 27 - Representação de elementos estruturais: (a) Diagrama esquemático mostrando a subdivisão das áreas em domínios estruturais - Ia e Ib, região do Passo Feio, II, região do Faxinal; (b) diagrama de igual área para pólos de S_2 e lineações L_3 no domínio Ia; (c) representação dos mesmos elementos para o domínio Ib.

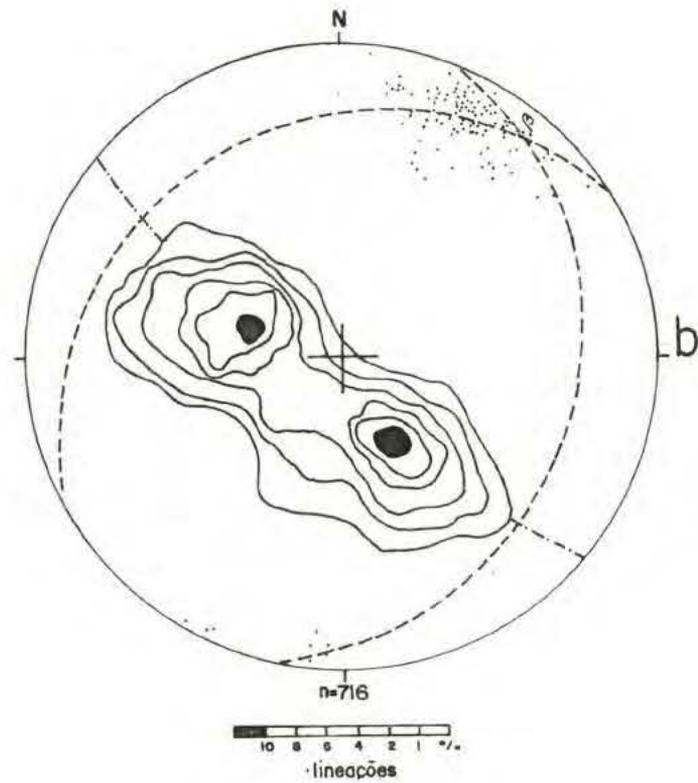
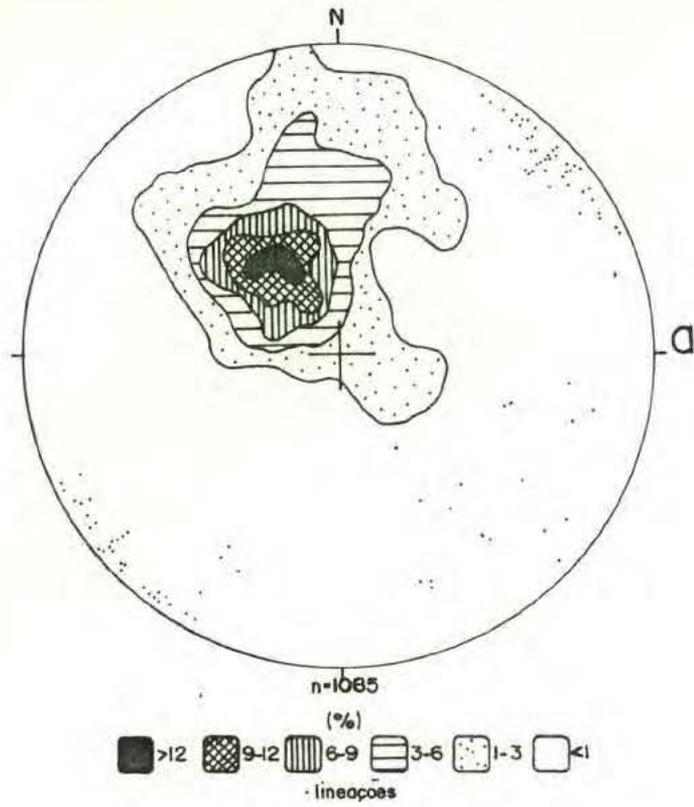


Figura 28 - Diagramas de igual área para pólos de S_2 e lineações L_3 : (a) região do Passo Feio - domínios Ia e Ib integrados; (b) Região do Faxinal - domínio II.

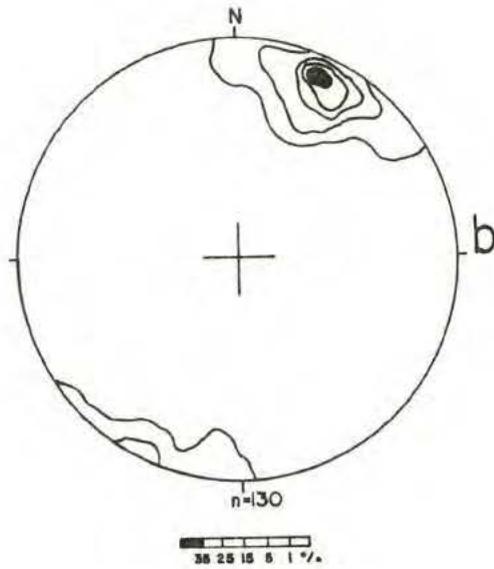
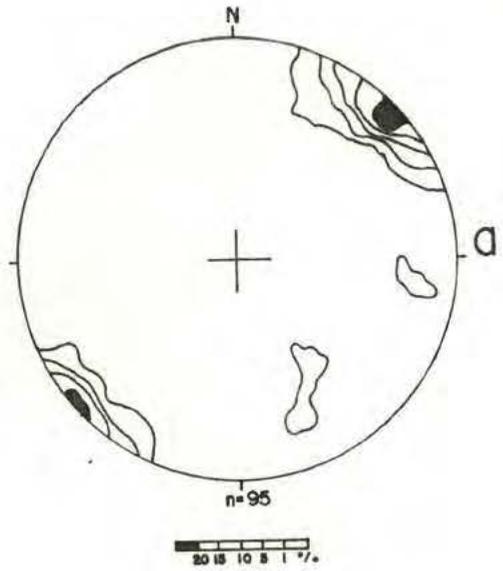


Figura 29 - Diagramas de igual área para lineações L_3 : (a) região do Passo Feio - domínios Ia e Ib; (b) região do Faxinal - domínio II.

do da influência exercida pelo complexo granítico. É opinião da autora do presente trabalho que ambos os fatores tenham agido em conjunto. No domínio Ib, caracterizado por uma inflexão da faixa de metamorfitos para nordeste, a homogeneidade das orientações de S_2 é evidente, predominando direções que tendem a concordar com os limites do complexo granítico. Pode-se observar, ainda, que as lineações L_3 medidas apresentam baixo ângulo de caimento, para nordeste e sudoeste no domínio Ib e sudeste no domínio Ia, ambos em concordância com o eixo β inferido através do meridiano modal da distribuição.

Na figura 28 são apresentados os mesmos dados para o domínio I (a e b conjugados) e para o domínio II. A presença de dois pólos de máximo bem representados vem corroborar a hipótese de que a área norte se caracteriza por uma maior regularidade no padrão de dobramentos, mais abertos, que provavelmente refletem mais fielmente a estrutura regional. Observa-se, ainda, uma coincidência bastante forte entre o eixo β e as lineações medidas.

Na figura 29 estão representadas as medidas de lineações L_3 , observando-se uma marcante coincidência das orientações dominantes em ambas as faixas, e acentuando-se a ocorrência de caimentos para sudeste na região do Passo Feio. Tais orientações parecem refletir a influência da proximidade de rochas graníticas.

Relação entre Deformação e Metamorfismo

As fases metamórficas e deformacionais observadas não mostram limites rígidos de início e fim, mas sim uma relação de interdependência, no sentido de que o início de uma fase metamórfica não coincide necessariamente com o início ou término de uma fase deformacional, e vice-versa. Portanto, são utilizados os símbolos MS_1 , MP_1 , etc... para designar a fase sin-cinemática e pós-cinemática de M_1 , e assim por diante.

A fase MS_1 está representada pelo crescimento de granadas rotacionais e, subordinadamente, estaurolitas rotacionais, acompanhada do desenvolvimento de muscovita e biotita que definiriam S_1 .

MP_1 é dado pelo crescimento de cloritóide com Si reta, estendendo-se o crescimento deste mineral até o início da segunda fase de deformação. Este último aspecto é demonstrado pela presença de trilhas de inclusões em forma de S ou de dobras simétricas abertas de Si.

Portanto, quando se iniciou a segunda fase de deformação as condições metamórficas ainda eram as de M_1 , ao menos em parte da área. Com a continuidade de D_2 , tem lugar a formação de dobras isoclinais F_2 e da xistosidade S_2 . As condições metamórficas durante a formação da estrutura planar são as de M_2 , tendo início, então, a segunda fase sin-cinemática, MS_2 . Os fílossilicatos são amplamente recristalizados ao longo de S_2 , quando as condições de M_2 permitem, e a rotação mecânica de grãos, principalmente de cloritóide e micas, formados em M_1 é também verificada. Quando a componente mecânica é preponderante, verifica-se a filitização de xistos, com reorganização metamórfica parcial. Nestes casos, S_2 age como um plano predominantemente cinemático e pode ser interpretado como uma superfície de deslizamento e transposição.

O declínio da atividade térmica tem lugar antes de cessarem os movimentos compressionais, estabelecendo-se, então, a terceira fase de deformação, sem recristalização apreciável.

Análise do Fraturamento

Na figura 30a estão representadas medidas de planos de fraturas efetuadas nos metamorfitos e rochas graníticas de borda, na região do Passo Feio e a figura 30b apresenta os mesmos elementos medidos na região do Faxinal. Em ambas as áreas é notável a predominância de direções N35-45W, com mergulhos verticais a sub-verticais. Nas rochas graníticas observa-se por vezes o desenvolvimento de falhas diretas com esta orientação, tanto nas bordas quanto no centro do corpo.

No Complexo Metamórfico Passo Feio, as fraturas de direção NW apresentam significados distintos em domínios restritos. Em ambas as áreas, coincidem com um fraturamento transversal aos eixos de dobras F_3 , espaçado de 20 a 30 cm, e mostram um caráter extensional, com uma componente de movimento perpendicular

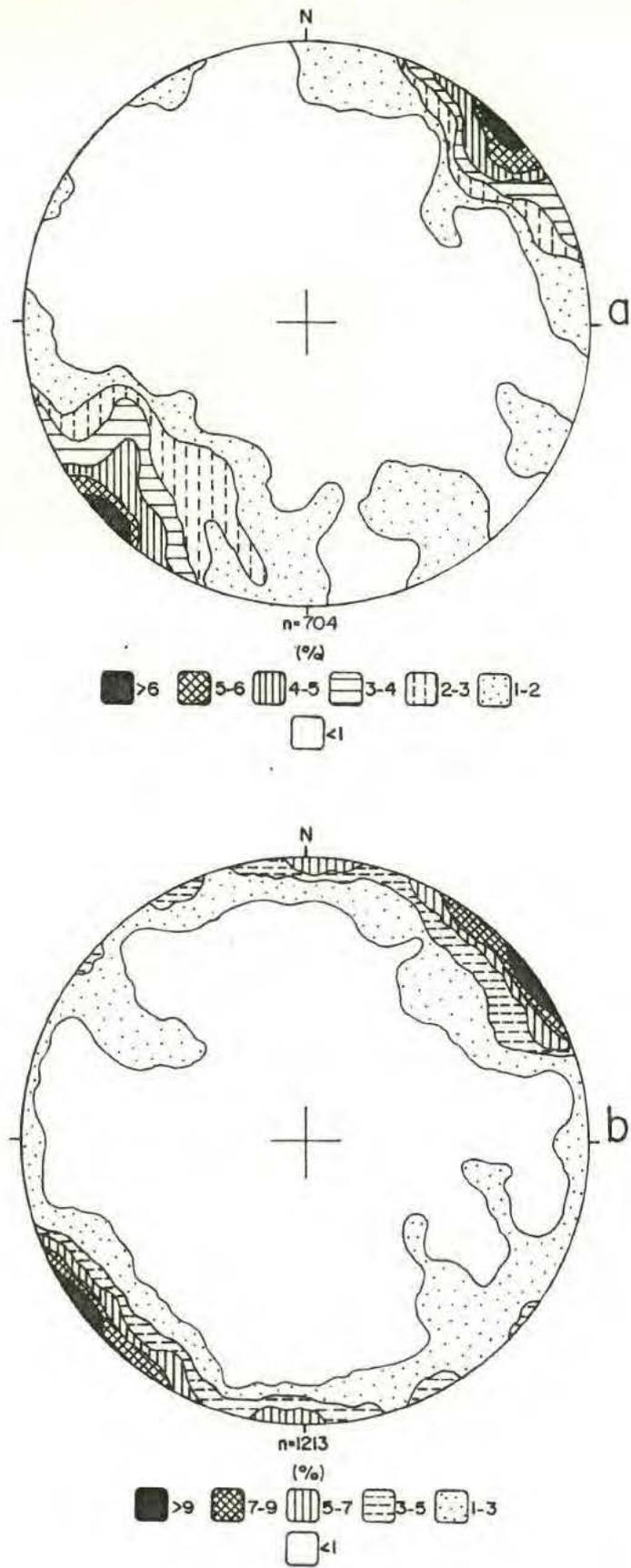


Figura 30 - Diagramas de igual área para pólos de fraturas nas rochas metamórficas e graníticas de borda: (a) Região do Passo Feio; (b) Região do Faxinal.

à direção dos planos, gerando fraturas abertas e não preenchidas. Subordinadamente, esta direção de juntas constitui uma clivagem de fratura plano axial muito localizada e desenvolvida em dobras F_3 de orientação anômala de eixos (Fig. 27b), nas proximidades do corpo granítico. Podem, ainda, representar um sistema regional de falhas de movimento horizontal, conforme sugerido por Jost (1981). Entretanto, nas áreas estudadas não foram observados movimentos relativos de blocos.

As fraturas de direção NE são subordinadas em ambas as áreas. Na região do Faxinal, observa-se um falhamento expressivo com direção aproximada de N30E e mergulho sub-vertical, denominado por Ribeiro *et alii* (1966) de Zona de Falha de Santa Bárbara. Esta estrutura marca o contato das rochas anquimetamórficas do complexo Passo Feio com litologias atribuídas à Formação Maricã, na porção noroeste da área. Próximo a esta zona, observa-se um intenso fraturamento nas rochas do complexo metamórfico, ocasionalmente desenvolvendo-se estreitas faixas de cataclase e brechação, com verticalização localizada de estruturas planares dos metamorfitos.

Relações dos Metamorfitos com as Rochas Graníticas

As observações efetuadas nas bordas do complexo granítico, bem como a geologia e petrologia dos metamorfitos que o circundam, permitem discutir alguns aspectos de seu posicionamento tectônico e cronológico relativos aos fenômenos que afetaram a seqüência metamórfica regional.

A foliação bem desenvolvida nas litologias da borda do complexo tem caráter penetrativo e não está restrita a zonas de falhas, mostrando-se como uma feição predominantemente plástica. Não é, portanto, compatível com a estrutura protoclastica de intrusões forçadas a frio. O caráter penetrativo da deformação das rochas graníticas é melhor percebido em apófises e pequenas emissões concordantes com a estrutura planar dos metamorfitos, em que o efeito de competência do material ígneo é minimizado pela proporção reduzida de volume face às encaixantes. Nestes casos, as lineações de estiramento são bem desenvolvidas e concordantes com a orientação de lineações nos metamorfitos.

Adicionalmente, verifica-se que a foliação das rochas graníticas não contorna os limites do corpo, mas é discordante dos mesmos na borda sul e norte. A porção mais interna do complexo granítico mostra-se menos deformada e mais intensamente fraturada do que as bordas.

As menos em parte, as rochas graníticas parecem ter sido submetidas a um evento térmico, conforme previamente discutido, que poderia estar representando por M_2 . As condições máximas de metamorfismo registradas na região não são compatíveis com os intervalos de temperatura necessários para o início de um processo anatêxico, de tal maneira que o posicionamento sincinemático do complexo granítico parece uma hipótese pouco provável. Não se verifica a ocorrência de rochas cornubianíticas desenvolvidas sobre rochas metamórficas regionais.

Portanto, sugere-se que o Complexo Granítico de Caçapava do Sul participou do evento metamórfico-deformacional, M_2 - D_2 podendo sua intrusão ter ocorrido em qualquer época anterior ao mesmo. A ausência de dados sobre a distribuição e inter-relação dos vários facies graníticos não permite, entretanto, tratar esta unidade como um corpo intrusivo único, visto que os vários tipos composicionais podem ainda revelar relações cronológicas variadas.

GEOQUÍMICA DAS ROCHAS PORTADORAS DE ANFIBÓLIO

Revisão dos Critérios de Diferenciação entre Orto- e Para-Anfibolitos

Rochas constituídas essencialmente por hornblenda e plagioclásio têm sido objeto de estudo de diversos pesquisadores desde o início da década de cinquenta, na tentativa de determinar com segurança o tipo de material, ígneo ou sedimentar, que lhes deu origem por metamorfismo de facies anfibolito.

Qualquer discussão a respeito da gênese destas rochas exige, primeiramente, o estabelecimento do significado que se deve seja atribuir aos termos orto-anfibolito e para-anfibolito. Existe um consenso entre os pesquisadores quanto à colocação de rochas ígneas básicas metamorfizadas na primeira categoria. Entretanto, o termo para-anfibolito é diferentemente utilizado pelos diversos autores, englobando, para alguns, desde as mais variadas misturas de materiais argilosos e carbonatados até tufos básicos, passando por grauvacas detríticas e grauvacas dolomíticas.

Considerando que uma rocha piroclástica ou vulcanoclástica deve refletir a composição química do magma do qual provem, seus equivalentes metamórficos terão afinidade com o material que lhes deu origem, pressupondo-se que a contaminação com materiais sedimentares não seja preponderante. Desta forma, é conveniente reservar-se o termo para-anfibolito apenas para aquelas rochas derivadas diretamente do metamorfismo de materiais sedimentares clásticos e químicos, reunindo-se sob a denominação de orto-anfibolitos as litologias derivadas de lavas, intrusões e rochas piroclásticas básicas, ou, ainda, rochas vulcânicas pouco retrabalhados que mantenham um quimismo predominantemente ígneo.

A forma mais segura de se estabelecer a sequência original de uma rocha de facies anfibolito é a identificação de características texturais e estruturais herdadas. Entretanto, é raro encontrar tais feições, principalmente aquelas indicativas de uma gênese sedimentar.

O domínio geológico onde são formados os anfibolitos, na maior parte dos casos, também é propício ao desenvolvimento de deformações penetrativas, associadas ao metamorfismo regional. Este fato levou a uma interpretação errônea do caráter bandado de certos anfibolitos, no sentido de se considerar esta feição planar como sendo invariavelmente uma característica sedimentar herdada (Wilcox e Poldervaart, 1958; Walker *et alii*, 1960, entre outros). Entretanto, o processo metamórfico-deformacional predominante na geração de rochas metamórficas regionais age no sentido de transpor estas superfícies de deposição, gerando superfícies penetrativas que desempenham um papel fundamental, na forma de planos de mínima pressão, no desencadeamento de um processo de segregação metamórfica. Desta forma, o mecanismo mais provável para a geração de uma alternância de leitos com hornblenda e plagioclásio, em rochas deste grau, parece ser aquele proposto por Bowes e Park (1966), onde um processo de segregação metamórfica avança ao longo de planos de foliação.

De modo semelhante, a associação espacial destas rochas com mármore e rochas sedimentares mistas foi tomada com evidência de para-anfibolitos, no sentido de que a mesma estaria refletindo uma característica originalmente sedimentar (Heier, 1962). A ação de processos tectônicos sobre um pacote de rochas pode, de fato, mascarar em grande parte estas relações originais e a mera proximidade de litologias não constitui um critério elucidativo, a não ser quando são observadas evidências de gradação composicional entre as mesmas.

Orville (1969) explica a formação de finas camadas de anfibolito entre rochas de origem comprovadamente sedimentar a partir da interação química, num sistema aberto, entre metassedimentos pelíticos e calcários adjacentes. Entretanto, trabalhos posteriores, como os de Vidale (1969) e Thompson (1975), entre outros, demonstraram que este processo é restrito, e pode gerar apenas camadas muito finas de anfibolitos.

Se por um lado são comuns as referências na literatura, relativas a características texturais ígneas remanescentes em anfibolitos (Gomes *et alii*, 1964; Van Alstine, 1971; Heimlich *et alii*, 1973; Hurst e Jones, 1973; Mehta, 1976; Roeser e Müller, 1977), em contrapartida, não se tem referência do mesmo tipo de evidência quanto a para-anfibolitos. Assim, a identificação de orto-anfibolitos é passível de comprovação, mas o mesmo não parece ocorrer com para-anfibolitos de forma tão definitiva.

Para alguns autores, como Moine e de la Roche (1968), a convergência química entre rochas ígneas básicas e misturas calcárias é inexistente. Para estes autores, o comportamento diferencial de elementos considerados críticos, como Fe, Al e Ti, nos ciclos magmático e sedimentar, é suficiente para excluir uma gênese sedimentar de rochas onde o plagioclásio cálcico e a hornblenda constituam mais de 80% em volume, salvo aquelas em que o processo metassomático tenha sido importante.

Autores como Walker *et alii* (1960) tentaram estabelecer a gênese de anfibolitos através da combinação de diversas linhas de evidência, como mineralogia, textura, relações de campo, elementos maiores e traços, e propriedades magnéticas da rocha. Concluem que, à medida que o grau de metamorfismo aumenta, rochas consideradas como orto- e para-anfibolitos apresentam características progressivamente convergentes, até que sua distinção se torne impossível.

Lapadu-Hargues (1958) estabeleceu o limite de 0,8% TiO_2 como limiar entre rochas orto- e para-metamórficas. Da mesma forma, Walker *et alii* (1960), admitem que teores acima de 1% em peso deste óxido seriam diagnósticos de rochas metabásicas, caracterizando-se os metassedimentos por teores abaixo deste. Entretanto, existem comprovadamente sedimentos ricos em TiO_2 , bem como rochas ígneas com baixa porcentagem deste óxido, de forma que os próprios autores reconhecem que as exceções acabam por superar a regra.

Shaw e Kudo (1965) elaboraram um método de distinção entre orto- e para-anfibolitos, baseado em funções discriminantes empiricamente definidas a partir das concentrações de elementos maiores, menores e traços - Cr, V, Ni, Co, Sc, Sr, Ba e Zr. Valores positivos e negativos das funções caracterizariam, respec-

tivamente, orto- e para-anfibolitos. Entretanto, salientam que os resultados se aplicam bem a área estudada, visto que vêm ao encontro de outras evidências e, portanto, não podem ser usados indiscriminadamente em outras áreas.

A utilização de parâmetros geoquímicos tem-se revelado, nas últimas décadas, como o critério mais confiável na questão da gênese dos anfibolitos. Dentre estes, os elementos maiores apresentam algumas restrições quanto ao seu uso. Conforme salientado por Orville (1969), uma rocha composta por hornblenda e plagioclásio intermediário em que esses dois constituintes per fazem mais de 80% em volume, terá certamente uma composição química, no que se refere a elementos maiores, muito próxima à de um basalto, independente de sua origem ígnea ou sedimentar. Des ta forma, uma análise comparativa dos teores de elementos maiores não parece muito esclarecedora. Entretanto, Leake (1964) propôs a utilização de elementos considerados críticos, visando, não suas concentrações absolutas, mas a natureza de seus pa drões de variação relativamente a padrões ígneos e sedimentares conhecidos. Tal perspectiva do problema tem sido amplamente adotada por diversos pesquisadores desde então.

Padrões de distribuição de elementos traços têm sido utilizados desde Engel e Engel (1951) até os trabalhos mais recentes e parecem constituir uma ferramenta bastante confiável na determinação de gênese dos anfibolitos. Dentre estes, os teores de Cr, Co e Ni são os mais frequentemente utilizados e, mais recentemente, os teores de terras raras. De acordo com Leake (1964), rochas muito ricas nestes elementos são quase que certa mente de origem ígnea, mas o oposto não lhes assegura uma gêne se sedimentar. Assim, da mesma forma que para os elementos maio res, são também analisados os padrões de variação de elementos traços e não os valores absolutos de concentração sugeridos por Lapadu-Hargues (1958), Walker *et alii* (1960) e Milovski (1964), entre outros.

Gomes *et alii* (1964) chamam a atenção, ainda, para a re gularidade de composição mineralógica e química observada em cer tos anfibolitos como indicativa de gênese ígnea.

De forma mais restrita, razões isotópicas iniciais de estrôncio são também utilizadas por alguns autores, como Jones

et alii (1973).

O material gerador de para-anfibolitos é considerado, pela maior parte dos autores, como uma mistura de sedimentos calcários e pelíticos. Entretanto, conforme apontado por Holdhus (1971) a utilização do termo detrítico, em lugar de pelítico, é preferível, visto que não impõe uma definição muito rígida do termo para-anfibolito no sentido químico.

Rivalenti e Sighinolfi (1969) consideram, ainda, que para-anfibolitos podem ser gerados a partir de rochas sedimentares essencialmente detríticas, mais propriamente as grauvas. O termo "grauva" é por si só uma questão também controversa e as definições encontradas na literatura são frequentemente incompatíveis. Entretanto, considerando o termo descritivo de um grupo de arenitos imaturos, em que a matriz clorítica é sempre registrada, o restante de sua composição pode ser extremamente variável, admitindo teores muito altos ou baixos de quartzo e feldspatos, bem como de fragmentos vulcânicos. Assim, considerando ainda que a definição deste grupo de rochas não tem como base a sua composição química, e apesar de diversos autores fornecerem médias de composição química das mesmas, onde o teor de sílica é superior a 66%, a existência de grauvas básicas fica, na verdade, condicionada a uma área fonte adequada e, conforme salientado por Rivalenti e Sighinolfi (1969, p.183):

"... é bem possível que existam rochas pertencentes a este grupo e que tenham uma composição mais básica, sem que seja necessário a intervenção de um mecanismo de metassomatismo ou diferenciação metamórfica, como o proposto por Orville (1969)".

Este é, talvez, o material original mais sujeito a controvérsias. Supondo-se uma rápida erosão de uma área fonte composta por rochas vulcânicas básicas, as grauvas resultantes serão quimicamente muito semelhantes às rochas que lhes deram origem. Adicionando-se a isto a possibilidade, não muito remota, de uma rápida erosão acompanhada ainda de atividade vulcânica sin-deposicional, o resultado serão grauvas vulcanoclásticas (no sentido estabelecido por Fischer, 1966), certamente com um

quimismo muito semelhante ao de uma rocha ígnea. Neste sentido, o método adotado por Leake (1964), em combinação com o método proposto por Rivalenti e Sighinolfi (1969) pode ser o mais valioso na discussão de uma gênese tão complexa. O aspecto mais importante a ser salientado estaria representado pela quantidade de contaminação de tais rochas com materiais sedimentares e de que modo tal contaminação se manifestaria geoquimicamente, ou seja, adicionando padrões mistos, que não seguem regularmente nenhum dos dois padrões ortogonais utilizados por Leake (1964). Entretanto, deve-se considerar que, de maneira geral, rochas deste tipo certamente mostrarão características preponderantemente ígneas nos seus teores de elementos maiores, menores e traços, de tal forma que parece mais correto classificá-las como orto-anfibolitos, evitando-se assim a confusão com para-anfibolitos gerados a partir de rochas sedimentares em que a contribuição vulcânica é subordinada.

Aspectos Gerais

De acordo com a caracterização petrográfica anteriormente apresentada, as rochas portadoras de anfibólio da região de Caçapava do Sul são agrupadas em 3 tipos principais: anfibólio xistos, anfibólio gnaisses e metagabros. Na apresentação dos dados químicos, tal separação é mantida, independente do caráter co-genético ou não das litologias. No tratamento gráfico, a separação petrográfica mostrou-se pouco valiosa, razão pela qual optou-se pela utilização de uma simbologia única. Em todas as figuras apresentadas são salientadas duas amostras (simbologia ponto e círculo), em virtude de suas características petrográficas e químicas peculiares. A amostra MF-04A constitui um enclave na rocha granítica, apresentando teores anômalos de K_2O e Al_2O_3 que se refletem na presença de biotita em seção delgada. Já a FM-62, que representa uma banda bastante félsica num anfibolito intensamente retrometamorfizado, apresenta valores anômalos de CaO , Na_2O e MgO . Ambas são excluídas da média apresentada nas tabelas 5 e 7. Dada a homogeneidade dos dados para amostras das duas áreas estudadas, os mesmos são presentemente tratados em conjunto.

Elementos Maiores e Menores

Com base nas relações de campo e na caracterização petrográfica das rochas portadoras de anfibólio, foram selecionadas 35 amostras para análise de elementos maiores e menores, dentre as quais 12 anfibólio xistos, 10 anfibólio gnaisses e 13 metagabros. A localização das amostras pode ser verificada no mapa de pontos anexo, à exceção das amostras GM-33 e GM-136A que foram coletadas um pouco a sul da área mapeada. A amostra GM-33 está localizada a 1,5 km a S25W do ponto GM-25 e a amostra GM-136A a 2 km S15E do ponto GM-130.

Na tabela 4 são apresentados os dados de elementos maiores e menores para cada uma das 35 amostras estudadas; as médias de cada grupo, juntamente com o desvio padrão para cada óxido são relacionadas na tabela 5. A composição modal de cada amostra, acompanhada das normas CIPW, números de Niggli e razão de oxidação é listada na tabela 6, e a tabela 7 fornece a média recalculada em base anidra de cada grupo e do total das amostras, acompanhada da composição média de cada um dos três grupos principais de basaltos (Nockolds, 1954) e da média de 200 anfibolitos (Poldervaart, 1955). Os basaltos centrais de Nockolds correspondem às rochas basálticas associadas a andesitos, dacitos e riódacitos de centro vulcânicos calco-alcalinos.

A análise das tabelas 4 e 6 permite tecer as seguintes considerações acerca da distribuição de elementos maiores:

- o teor de SiO_2 varia entre termos ultrabásicos (39,98%) e intermediários (52,68%), com predominância de termos básicos, não se observando uma relação entre o teor de SiO_2 e o grupo petrográfico. Valores de Niggli qz negativos são amplamente dominantes, caracterizando rochas subsaturadas em sílica; valores CIPW fornecem quartzo normativo em torno de 0 a 6%, atingindo valores de 8,5% em apenas uma amostra.

- O teor de titânio mostra uma faixa de variação bastante ampla, desde 0,14 até 4,25%, caracterizando-se, independentemente do tipo petrográfico, um grupo com valores abaixo de 1,5%, que é predominante, e outro com valores acima deste que é bastante representativo, embora subordinado.

- Valores anômalos de Al_2O_3 , 7 a 10%, aproximadamente,

Tabela 5 - Valores de \bar{X} e δ para elementos maiores e menores em cada grupo de amostras comparado à média global.

	Anfibólio Xistos (12)		Anfibólio Gnaisses* (8)		Metagabros (13)		Total (33)	
	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ	\bar{X}	δ
SiO ₂	48,15	1,89	47,11	1,81	48,47	1,75	48,02	1,80
TiO ₂	1,36	1,03	1,19	0,87	1,02	0,95	1,18	0,96
Al ₂ O ₃	13,22	1,63	15,19	1,75	13,13	1,63	13,66	1,68
Fe ₂ O ₃	3,52	1,60	3,49	1,19	2,63	1,17	3,16	1,38
FeO	9,94	1,25	9,83	1,36	9,14	1,26	9,60	1,28
MnO	0,20	0,21	0,22	0,20	0,19	0,17	0,20	0,20
MgO	7,53	1,19	6,74	1,49	9,46	2,07	8,10	1,78
CaO	10,95	1,23	11,18	1,24	10,91	1,36	10,99	1,27
NO ₂ O	2,39	0,90	2,24	0,92	1,65	0,86	2,06	0,92
K ₂ O	0,43	0,44	0,61	0,59	0,46	0,46	0,49	0,50
P ₂ O ₅	0,30	0,59	0,30	0,48	0,26	0,51	0,29	0,53
H ₂ O ⁻	0,37	0,62	0,32	0,53	0,47	0,46	0,39	0,55
P.F.	1,20	0,74	1,35	0,65	2,05	1,15	1,57	0,99
Total	99,56	-	99,79	-	99,84	-	99,71	-

* Excluindo-se as amostras MF-04A e FM-62.

Tabela 6 - Números de Niggli, Normas CIPW e composição Modal (1000 pontos por lâmina) para as amostras estudadas.

		Anfíbólio listado												
		MP-117	MP-12	MP-57A	MP-68	MP-11	MP-12A	MP-12B	MP-24	MP-33	MP-31	MP-51	MP-70	
Número de Niggli	Al	117	112	118	88	130	130	105	111	122	119	123	79	
	Si	31,7	30,3	30,8	20,0	30,9	30,8	26,4	31,3	31,1	30,8	31,2	19,1	
	Zr	45,7	44,3	44,6	42,0	43,7	44,8	31,6	44,8	43,6	41,8	44,2	32,3	
	e	37,6	39,8	31,8	37,9	28,1	29,8	23,9	31,8	31,6	31,8	31,8	29,3	
	Al ^{IV}	4,1	3,0	3,4	1,0	7,3	5,8	8,9	7,4	7,9	5,4	5,0	7,1	
	K	0,07	0,05	0,13	0,03	0,09	0,15	0,14	0,10	0,07	0,11	0,10	0,11	
	mg	0,36	0,55	0,57	0,38	0,60	0,50	0,49	0,43	0,44	0,43	0,50	0,43	
	Ca	-7,0	-8,0	-5,0	-9,0	-1,0	-2,0	-21,0	-11,0	-10,0	-9,0	-9,0	-12,0	
	Fe	1,70	1,50	1,50	3,20	0,84	1,09	0,93	1,19	1,28	1,09	1,12	0,90	
	P	0,13	0,11	0,11	0,09	0,14	0,14	0,13	0,14	0,14	0,14	0,14	0,10	
	Res. Or.	12,68	14,07	8,83	21,44	13,47	13,38	22,16	21,57	24,45	17,61	13,04	47,80	
	Normas CIPW	Q	-	-	4,78	4,04	-	-	-	-	0,99	0,80	0,11	-
		W	1,49	1,74	1,78	0,82	2,12	2,19	1,84	2,24	2,29	2,40	2,40	4,91
Ab		10,88	17,34	10,81	5,28	15,13	20,07	22,64	25,07	27,27	18,20	21,88	10,28	
An		10,52	11,24	14,79	17,44	17,43	21,82	23,28	24,12	19,87	20,42	19,57	8,14	
Pl		18,34	24,13	-	-	21,48	17,18	18,83	19,38	-	-	-	-	
Ms		-	-	11,28	14,17	-	-	-	-	9,71	8,48	0,88	14,17	
En		-	-	18,31	29,41	-	-	-	-	14,54	15,93	18,23	-	
Fe		-	-	14,03	11,28	-	-	-	-	14,63	18,12	13,83	-	
Hy		10,10	17,13	-	-	14,49	11,28	7,33	8,38	-	-	-	-	
Al		2,63	4,33	-	-	4,77	4,45	14,83	15,72	-	-	-	10,48	
Ms		1,87	1,70	1,23	1,60	1,87	18,32	5,04	4,88	5,83	4,17	4,11	13,78	
Il		1,74	1,58	1,41	4,02	0,83	1,14	1,13	1,82	1,42	2,10	1,79	0,17	
Ap		0,27	0,25	0,27	1,20	0,28	0,33	0,24	0,43	0,16	0,14	0,21	1,37	
Na	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,35		
Composição modal	Anfíbólio	73	70	70	74	80	67	57	60	70	55	48	90	
	Plagioclásio	13	-	20	-	30	25	40	38	38	45	30	3	
	Albita	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Quartzo	-	-	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-	
	Epídoto	10	14	8	10	-	12	-	18	11	-	9,5	10	
	Opaxo	1	-	2	4	-	7	3	2	2	14	1	-	
	Safiro	1	-	-	-	-	10	12	-	14	-	0,5	-	
	Clorita	-	-	-	12	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Apetita	-	-	-	-	-	10	-	-	-	-	10	-	
	Basita	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	
		Metagabros												
		MP-17	MP-18	MP-47	MP-28	MP-124	MP-143	MP-45	MP-51	MP-59	MP-83	MP-84	MP-173	MP-174
Número de Niggli	Al	174	114	120	87	107	119	71	101	109	114	84	119	88
	Si	49,3	34,9	38,8	2,2	33,4	34,1	13,7	38,9	30,7	31,7	1,4	39,3	36,1
	Zr	47,3	47,9	46,8	36,7	37,0	37,4	41,3	42,7	44,1	44,8	44,8	44,8	44,8
	e	33,8	29,4	29,0	22,5	24,0	27,2	19,8	15,3	16,7	23,8	20,9	27,5	16,7
	Al ^{IV}	4,4	4,2	5,6	1,6	3,8	6,1	3,7	2,5	4,5	4,2	0,9	4,1	3,9
	K	0,19	0,22	0,15	0,07	0,18	0,09	0,20	0,24	0,08	0,11	0,13	0,14	0,13
	mg	0,50	0,48	0,50	0,72	0,48	0,56	0,58	0,50	0,53	0,55	0,78	0,47	0,73
	Ca	48,4	-8,0	-7,0	-19,0	-7,0	-5,4	-42,0	-8,0	-17,0	-13,0	-4,0	-13,0	-23,0
	Fe	1,74	1,45	1,49	1,14	1,30	0,97	4,10	1,04	0,95	1,24	0,24	1,09	0,38
	P	0,15	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14	0,14
	Res. Or.	17,18	10,10	17,21	22,71	21,20	17,18	22,20	17,19	17,08	22,19	12,31	19,11	11,74
	Normas CIPW	Q	5,83	-	2,84	-	3,87	-	0,78	2,37	-	-	-	8,54
		W	1,81	5,45	3,24	0,81	4,73	4,01	4,04	2,90	1,87	3,81	4,41	2,10
Ab		11,83	18,71	17,71	8,41	11,37	10,58	8,33	5,14	11,87	21,48	3,72	11,11	
An		10,18	10,55	13,72	14,47	10,31	14,74	14,19	14,49	14,54	14,54	14,54	14,54	
Pl		-	24,39	-	22,88	-	-	-	-	19,41	13,91	17,09	-	
Ms		12,49	-	12,81	-	8,38	11,27	3,44	14,98	-	-	-	9,22	
En		14,47	-	14,51	-	14,21	14,65	22,54	14,44	-	-	-	15,64	
Fe		13,04	-	14,71	-	14,21	15,58	13,25	9,14	-	-	-	15,63	
Hy		-	13,55	-	21,05	-	-	-	-	5,14	17,23	41,44	-	
Al		-	8,87	-	7,50	-	-	-	-	13,33	4,14	4,47	-	
Ms		2,88	1,44	1,34	4,34	5,77	2,14	6,55	7,20	3,41	3,93	2,00	3,99	
Il		1,79	1,54	1,87	4,28	1,40	1,00	4,68	1,18	1,14	1,41	0,28	1,15	
Ap		0,10	0,12	0,14	1,04	1,04	0,10	2,19	0,30	0,30	0,41	0,43	0,15	
Composição modal	Anfíbólio	70	40	41	50	60	50	40	72	71	55	70	80	
	Plagioclásio	5	20	20	-	8	15	15	10	17	15	-	15	
	Quartzo	-	-	-	-	2	-	-	-	8	-	-	-	
	Epídoto	10	10	12	1	3	9	5	15	7	20	1	3	
	Safiro	5	10	10	-	10	-	-	5	10	-	-	5	
	Opaxo	-	-	-	6	9	-	10	2	1	2	5	1	
	Albita	-	10	-	-	-	-	-	-	-	-	-	15	
	Clorita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
	Clinoclásio	-	-	-	3	-	-	10	-	-	-	20	-	
	Basita	-	-	-	-	15	15	-	-	-	-	-	-	
		Anfíbólio Gneissos												
		MP-91	MP-94a	MP-92	MP-13	MP-25	MP-25	MP-53a	MP-34	MP-24	MP-10			
Número de Niggli	Al	87	183	183	117	86	137	113	120	81	99			
	Si	17,1	33,0	29,8	20,0	19,8	22,8	15,8	10,4	11,2	12,8			
	Zr	33,0	31,8	41,8	48,8	19,8	42,8	21,7	15,8	19,7	11,8			
	e	25,2	18,0	7,0	21,8	23,0	38,0	27,8	24,0	27,0	18,2			
	Al ^{IV}	4,7	18,0	21,0	7,8	4,8	8,0	7,4	8,7	2,1	7,5			
	K	0,10	0,23	0,13	0,04	0,29	0,11	0,17	0,13	0,17	0,20			
	mg	0,51	0,41	0,22	0,50	0,47	0,37	0,41	0,10	0,31	0,50			
	Ca	-22,0	-28,0	-10,0	-18,0	-20,0	-13,0	-12,0	-18,0	-25,0	-11,0			
	Fe	1,00	2,18	2,18	0,84	0,84	1,88	2,16	1,88	4,20	3,23			
	P	0,13	0,24	0,24	0,14	0,13	0,17	0,17	0,14	0,14	0,14			
	Res. Or.	17,07	24,33	37,79	24,24	27,26	14,84	15,05	29,23	24,71	12,92			
	Normas CIPW	Q	-	-	-	-	-	1,90	4,31	-	-	4,73		
		W	3,39	14,84	8,43	8,84	8,17	2,73	4,72	5,48	1,71	8,74		
Ab		17,15	40,78	34,51	21,97	21,32	14,83	20,92	16,47	8,81	21,84			
An		27,77	23,78	7,81	21,78	48,44	37,18	58,92	38,93	31,44	18,14			
Pl		21,12	-	-	17,18	17,28	-	-	14,14	28,94	-			
Ms		-	-	-	-	-	10,19	4,41	-	-	10,10			
En		-	-	-	-	-	14,92	9,84	-	-	13,90			
Fe		-	-	-	-	-	19,74	12,80	-	-	12,41			
Hy		7,80	-	5,40	30,08	3,36	-	-	4,35	17,34	-			
Al		14,10	11,11	3,81	1,87	4,34	-	-	17,33	4,24	-			
Ms		4,04	3,51	10,41	1,87	0,83	4,15	3,45	4,18	7,14	8,21			
Il		1,33	1,94	1,40	1,04	1,00	1,80	2,28	1,84	5,18	3,53			
Ap		0,13	0,24	0,24	0,14	0,13	0,17	0,17	0,14	0,14	0,14			
P	-	0,13	0,13	-	-	-	-	-	-	-				
Na	-	0,13	-	-	-	-	-	-	-	-				
Composição modal	Anfíbólio	85	25	28	85	55	71	47	70	83	80			
	Plagioclásio	14	20	-	18	15	15	10	15	2	10			
	Albita	-	-	10	-	-	-	-	-	-	-			
	Quartzo	-	5	10	5	2	3	10	-	-	15			
	Epídoto	-	10	8	10	10	-	-	-	8	10			
	Opaxo	2	1	8	2	-	1	-	-	10	8			
	Safiro	-	4	-	-	10	3	0,3						

Tabela 7 - Composição média das rochas portadoras de anfibólio de Caçapava do Sul, média de gabros e vários tipos de basaltos e média de 200 anfibólios, em base anidra.

	Rochas Portadoras de Anfibólio da Região Caçapava				Nockolds (1954)			Poldervaart (1955)	
	Metagabros	Anfibólio Xistos	Anfibólio Gnaisses*	Média de todas as amostras*	Gabros	Basaltos Toleiíticos Normais	Alcali Basaltos Normais	Basaltos Centrais	Média de 200 anfibólitos
SiO ₂	49,80	49,14	48,02	49,13	48,67	51,33	46,14	51,56	50,3
TiO ₂	1,05	1,39	1,21	1,21	1,33	2,05	2,65	1,10	1,6
Al ₂ O ₃	13,49	13,49	15,48	13,97	16,95	14,21	14,75	18,12	15,7
Fe ₂ O ₃	2,70	3,59	3,56	3,23	2,57	2,91	3,18	3,42	3,6
FeO	9,39	10,14	10,02	9,82	7,97	9,09	8,80	5,73	7,8
MnO	0,20	0,20	0,22	0,20	0,18	0,18	0,20	6,04	7,0
MgO	9,72	7,69	6,87	8,29	8,11	6,40	9,46	0,16	0,2
CaO	11,21	11,17	11,40	11,24	11,14	10,52	10,82	10,12	9,5
Na ₂ O	1,70	2,44	2,29	2,11	2,28	2,25	2,65	2,27	2,9
K ₂ O	0,47	0,44	0,62	0,50	0,56	0,83	0,96	0,82	1,1
P ₂ O ₅	0,27	0,31	0,31	0,30	0,24	0,23	0,39	0,16	0,3
Total	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00	100,00
<i>sf</i>	108	109	106	106	107	123	97	126	118
<i>al</i>	17,1	17,5	20,2	17,8	21,8	20	18,5	26	21,5
<i>fm</i>	53,0	50,3	47,1	50,6	46,2	46,5	50,5	40,5	46,5
<i>c</i>	25,8	26,4	27,2	5,5	26,3	27	24,5	26,5	24
<i>alk</i>	4,1	5,8	5,5	26,1	5,7	6,5	6,5	7	8
<i>k</i>	0,16	0,11	0,17	0,12	0,14	0,20	0,19	0,19	0,20
<i>mg</i>	0,59	0,51	0,49	0,53	0,58	0,49	0,59	0,55	0,53
<i>tf</i>	1,68	2,25	1,99	1,95	2,25	3,67	4,18	2,03	2,18
<i>p</i>	0,26	0,27	0,27	0,26	0,26	0,23	0,34	0,16	0,28
<i>qz</i>	-8	-14	-16	-16	-98	-3	-29	-2	-14
Raz. Ox.	20,55	24,16	24,22	22,84	22,49	22,36	24,54	34,94	29,34

* Excluindo as amostras MF-04A e FM-62

são observados em quatro amostras e são acompanhados, ao menos em três delas, por valores muito altos de MgO. Em duas amostras esta relação não se verifica, tendo uma delas (FS-174) teores muito altos, em torno de 15%, desses dois elementos, e outra (FS-76) baixos valores de Al_2O_3 , e MgO compatível com a média.

- Observa-se, pela tabela 6, que as amostras com baixos teores em alumina apresentam uma composição modal onde o anfibólio perfaz mais de 70% em volume, atingindo até 83%. Aquelas amostras onde o MgO é muito alto mostram também quantidades elevadas de anfibólio, com clinocloro perfazendo até 20% em volume. Nestas, o anfibólio é frequentemente incolor a verde muito pálido.

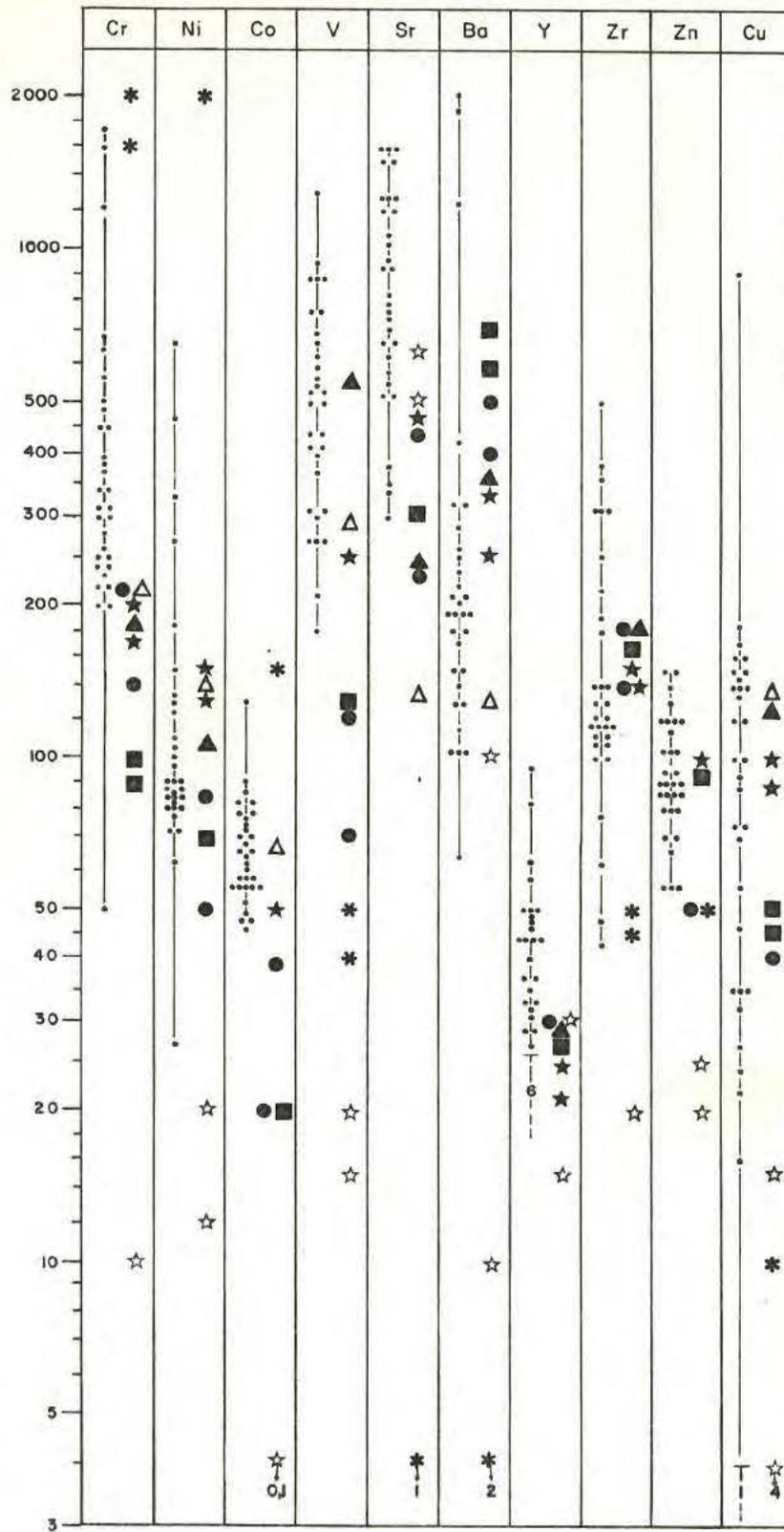
- Os valores de CaO são bastante regulares, em torno de 10 a 11%, bem como os de MnO, em torno de 0,20, de P_2O_5 - 0,3% e de K_2O - 0,5%.

- Os teores de Na_2O mostram também uma ampla faixa de variação, de 0,44 a 3,6%. Na_2O é excepcionalmente alto na amostra FM-62, que apresenta, conforme a tabela 6, 47% de albita na sua composição modal. Predominam os valores da ordem de 2,0 a 2,5%.

Elementos Traços

Os elementos Cr, Ni, Co, V, Sr, Ba, Y, Zr, Zn, Cu, Sn e Pb foram analisados em 31 amostras, dentre as quais 10 anfibólitos, 9 anfibólio gnaisses e 13 metagabros.

A figura 31, coluna da esquerda, permite avaliar o espectro de variação de valores para cada elemento. Todas as amostras apresentam Pb e Sn abaixo do limite de detecção (10 ppm), razão pela qual estes dois elementos são excluídos do gráfico. Os teores médios para os vários tipos de rochas, apresentados na coluna da direita, foram obtidos dos seguintes autores: basaltos, rochas ultrabásicas, calcárias e folhelhos - Turekian e Wedepohl (1961) e Taylor (1965); grauvacas - Taylor (1965) e média de 36 amostras apresentadas por Rivalenti e Sighinolfi (1969); metatufos básicos - média de 54 análises fornecidas por Van de Kamp (1970) e orto-anfibólitos com textura ígnea reliquiar - mé



T
3
- - -
Limite de detecção e número de amostras abaixo deste limite

Teores médios da literatura: ★ Basaltos, * Rochas ultrabásicas
 ☆ Calcários, ▲ Metatufos básicos
 ■ Folhelhos, ● Grauwacas
 △ Orto-ambolitos com textura ígnea relictual

Figura 31 - Elementos traços (ppm) das rochas portadoras de anfibólio.

50 ppm.

Os dados de zircônio indicam duas tendências opostas, a partir de uma concentração média da ordem de 100 ppm, com poucas amostras tendendo na direção de valores compatíveis com os de rochas ultrabásicas e um grande número delas na direção de valores muito altos, bastante acima de todas as médias apresentadas.

O zinco tem um comportamento regular, com uma estreita faixa de variação e valores próximos à média dos basaltos. A ocorrência de alguns valores elevados pode estar de acordo com a tendência deste elemento a se enriquecer em rochas alcalinas, mas pode ser também justificada pela potencialidade da área em mineralização estratiforme de Pb e Zn (Feldman *et alii*, 1983).

O comportamento extremamente irregular apresentado pelo cobre é esperado para estas litologias visto que a área apresenta mineralização deste elemento (Kolling *et alii*, 1983).

Discussão dos Dados

Embora o valor absoluto dos teores de elementos maiores não constitua um bom parâmetro na petrogênese de anfibolitos, os padrões de variação de certos elementos críticos com base nos valores de Niggli (Niggli, 1954) permitem algumas observações importantes.

A representação das rochas portadoras de anfibólio da região de Caçapava do Sul no diagrama $c \times mg$ (Fig. 32) de Niggli mostra que as mesmas se dispõem grosseiramente sobre a linha de diferenciação dos doleritos do Karroo (Leake, 1964), com uma dispersão bastante acentuada que, no entanto, não chega a configurar a tendência ortogonal de distribuição dos pontos, na direção de sedimentos pelíticos, principalmente quando se observa o comportamento de termos mais ácidos.

Do mesmo modo, na Figura 33 observa-se que as amostras estudadas, quando plotadas num diagrama triangular, onde os vértices são os parâmetros c , $100mg$ e $(al-alk)$, seguem grosseiramente a linha de diferenciação dos doleritos do Karroo, com uma tendência muito pouco acentuada na direção dos dolomitos.

Na Figura 34 percebe-se um aumento de al e diminuição de

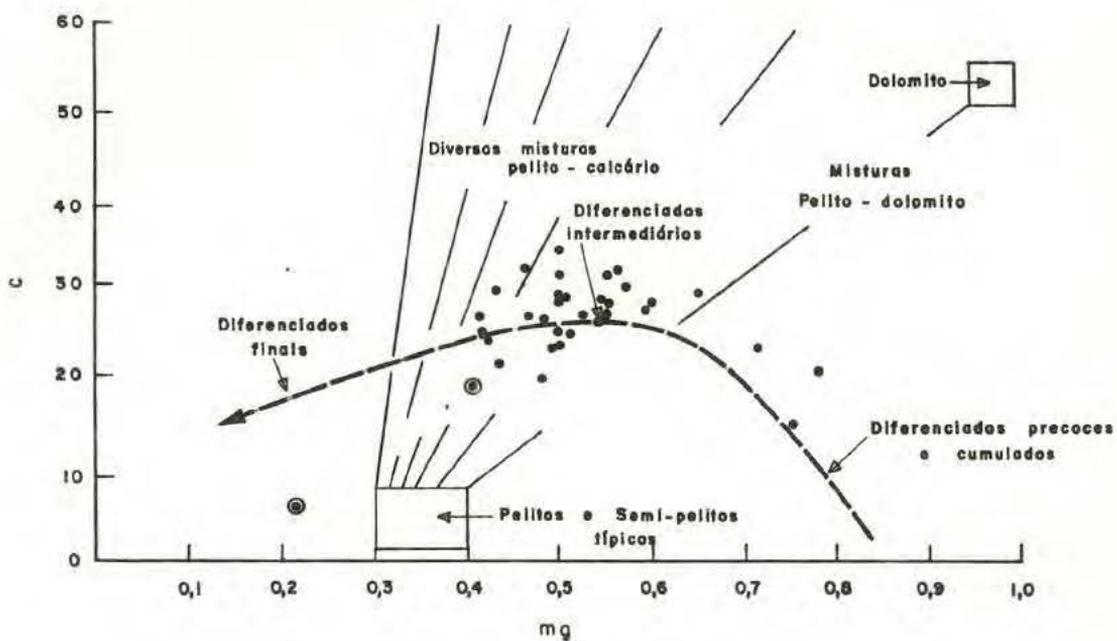


Figura 32 - Representação das amostras estudadas no diagrama c x mg , de Niggli. A curva tracejada representa a linha de diferenciação dos doleritos do Karroo e as linhas cheias indicam diversas misturas calcário-dolomito com pelitos e semi-pelitos. (a partir de Leake, 1964)

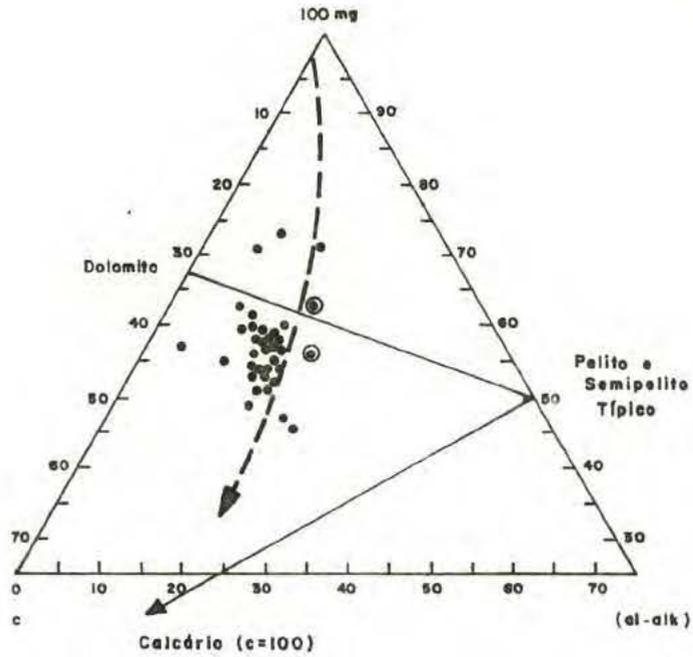


Figura 33 - Parte do diagrama triangular 100 mg - c - (al-alk). A curva tracejada representa a linha de diferenciação dos doleritos do Karroo (a partir de Leake, 1964).

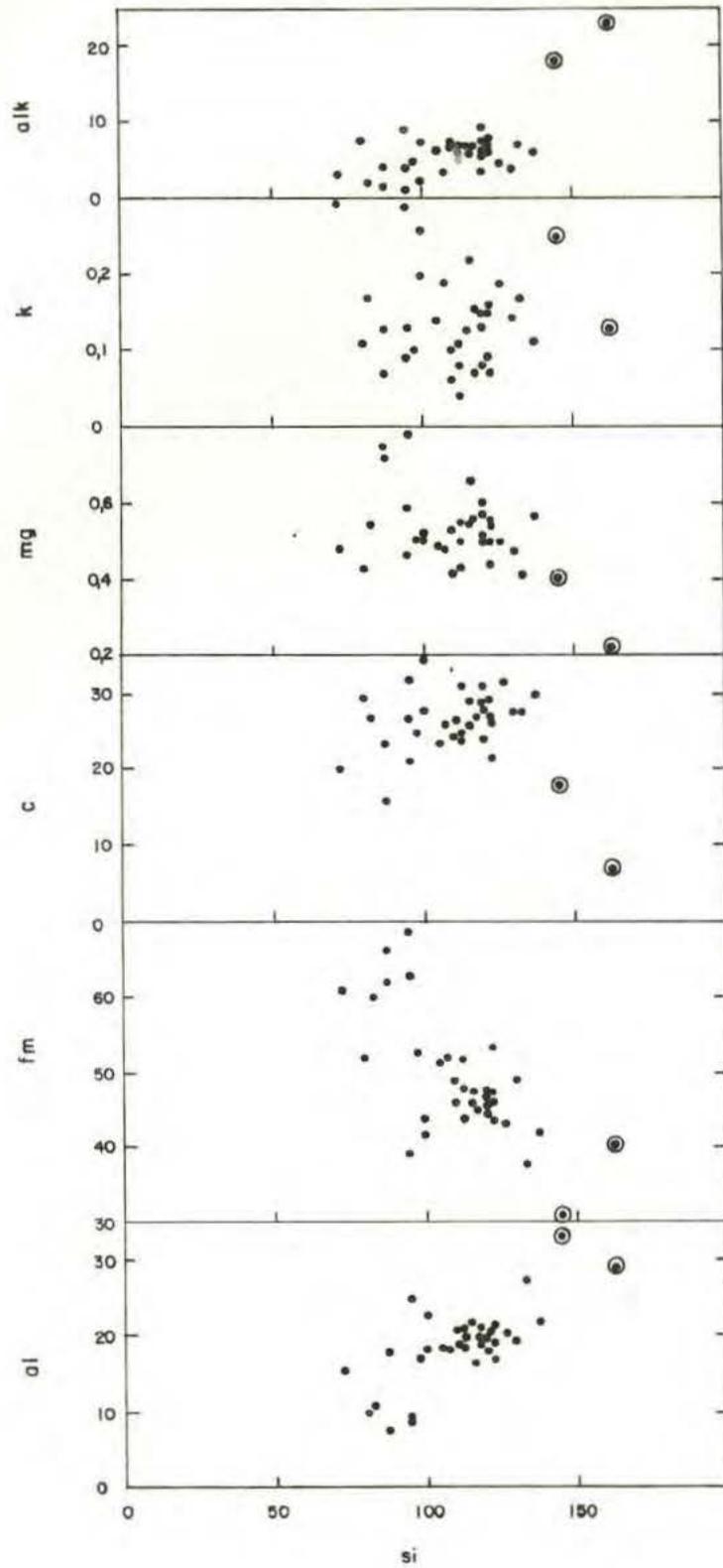


Figura 34 - Representação dos índices de Niggli *al*, *fm*, *c*, *mg*, *k* e *alk* contra *si* para as rochas portadoras de anfibólio da região de Caçapava do Sul.

fm com aumento de *si*, compatível com os padrões de diferenciação de rochas ígneas. Entretanto, correlação positiva entre *al* e *si* é também encontrada em grauvacas (Rivalenti e Sighinolfi, 1969). Os valores de *alk* são, de forma geral, muito baixos nas rochas estudadas, e isto se deve principalmente aos seus baixos teores de potássio. O aumento de *alk* com a diferenciação é pouco claro, no caso, dada a grande dispersão de pontos no diagrama. Da mesma forma, a correlação entre *mg* e *si* é quase inexistente. Observa-se que, se forem retirados os pontos equivalentes às duas amostras anômalas, previamente mencionadas, a correlação praticamente desaparece. A ausência de correlação *mg-si* e *c-si* é compatível com os resultados referidos por Rivalenti e Sighinolfi (1969) para grauvacas. Os valores muito baixos de *k* estão de acordo com o esperado para orto-anfibolitos, partindo-se do pressuposto de que o material gerador de para-anfibolitos tem composição pelítica (Leake, 1964). Entretanto, este não parece ser um critério confiável pois, conforme salientado por Holdhus (1971), se o material original continha clorita, montmorilonita ou vermiculita, ao invés de argilas potássicas, também forneceria baixos valores de *k*.

Desta forma, pode-se observar que, de modo geral, as amostras estudadas apresentam uma correlação bastante imperfeita no que se refere aos padrões ígneos de diferenciação.

De acordo com os dados referidos por Evans e Leake (1960) e Leake (1964) para os doleritos do Karroo, o índice *ti* deve aumentar bruscamente com o decréscimo de *mg*. A figura 35 mostra que, no presente caso, esta relação não se verifica. Da mesma forma, não se verifica uma relação semelhante para *k-mg* e *alk-mg*, ambos apresentando uma distribuição errática. Tal observação pode ser sugestiva de que o grupo de amostras estudadas não tenha uma proveniência comum.

A razão molecular de oxidação para cada amostra (Tab. 6) foi calculada segundo a expressão:

$$\frac{2\text{Fe}_2\text{O}_3}{2\text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO}} \times 100$$

No conjunto, os dados mostram uma faixa de variação muito ampla,

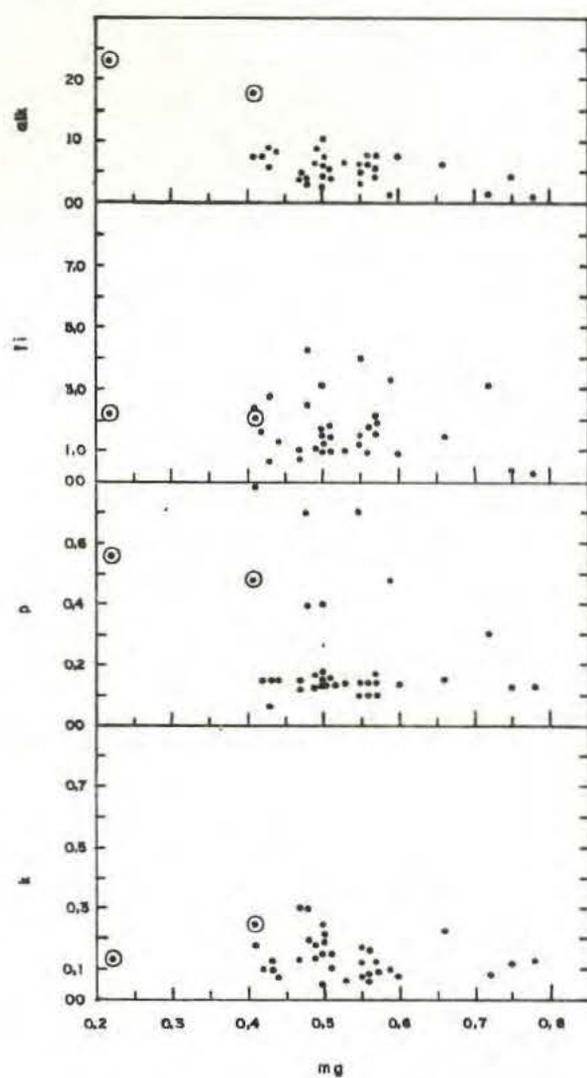


Figura 35 - Variação dos parâmetros de Niggli k , p , ti e alk com mg .

com valores extremos de 9,89 e 52,79. Médias deste parâmetro para rochas ígneas básicas intrusivas e extrusivas fornecem valores de 16,5 e 26,8, respectivamente (Elliot e Cowan, 1966). O valor de 68,2 é referido pelos mesmos autores para tufos básicos. Os anfibolitos estudados por Van de Kamp (1970), aos quais é atribuída uma gênese a partir de uma mistura de tufos básicos com rochas sedimentares, apresentam razões acima de 35 para a maior parte das amostras.

Levando em consideração que a razão de oxidação traduz a porcentagem de átomos de Fe^{3+} no total de átomos de ferro, deve-se esperar que os valores mais altos ocorram naquelas rochas cuja formação envolve de alguma maneira a ação de processos superficiais. Sob este aspecto, as rochas portadoras de anfibólito da área estudada que apresentam razões de oxidação muito elevadas não constituem metabasaltos típicos.

No diagrama de Simonen (1953, citado por Holdhus, 1971), figura 36, grande parte das amostras estudadas situa-se no campo delimitado para rochas vulcanogênicas, com apenas 3 delas na área de superposição com sedimentos calcários e uma neste último. Adicionalmente, verifica-se uma tendência acentuada na direção de sedimentos argilosos, caracterizados por valores altos de *al* e *fm*. Tal relação é sugestiva de que as rochas estudadas podem representar, na realidade, uma mistura de materiais vulcanogênicos e sedimentares, ou, ainda, o resultado de um rápido re-trabalhamento de rochas básicas a ultrabásicas, em que o material de contaminação, possivelmente na forma de matriz, seja o responsável pela tendência observada neste diagrama, bem como na figura 32.

A análise de elementos maiores e sua representação gráfica sugere que, sob este aspecto, as rochas estudadas não constituem misturas calcárias metamorfizadas, e isto pode ser melhor percebido nas figuras 33, 35 e 36. Tal sugestão parece se comprovar quando se examinam os teores de elementos traços da tabela 4 e figura 31, onde as médias relativas a calcários situam-se predominantemente abaixo dos valores obtidos, principalmente no que se refere aos elementos Cr, Co, Ni, V e Zr.

Na figura 37 são apresentadas as relações de Co, Ni, Cr e Cu com o índice *mg*. De modo geral, observam-se correlações

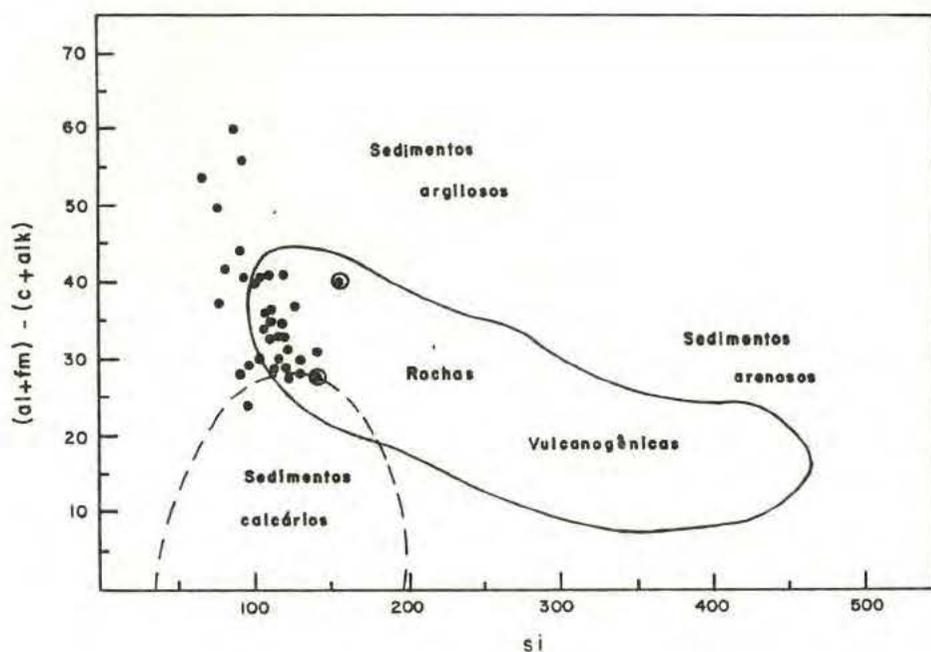


Figura 36 - Valores de Niggli Si contra $(al + fm) - (c + alk)$ para as rochas estudadas. Divisão de campos a partir de Simonen, 1953, citado por Holdhus, 1971).

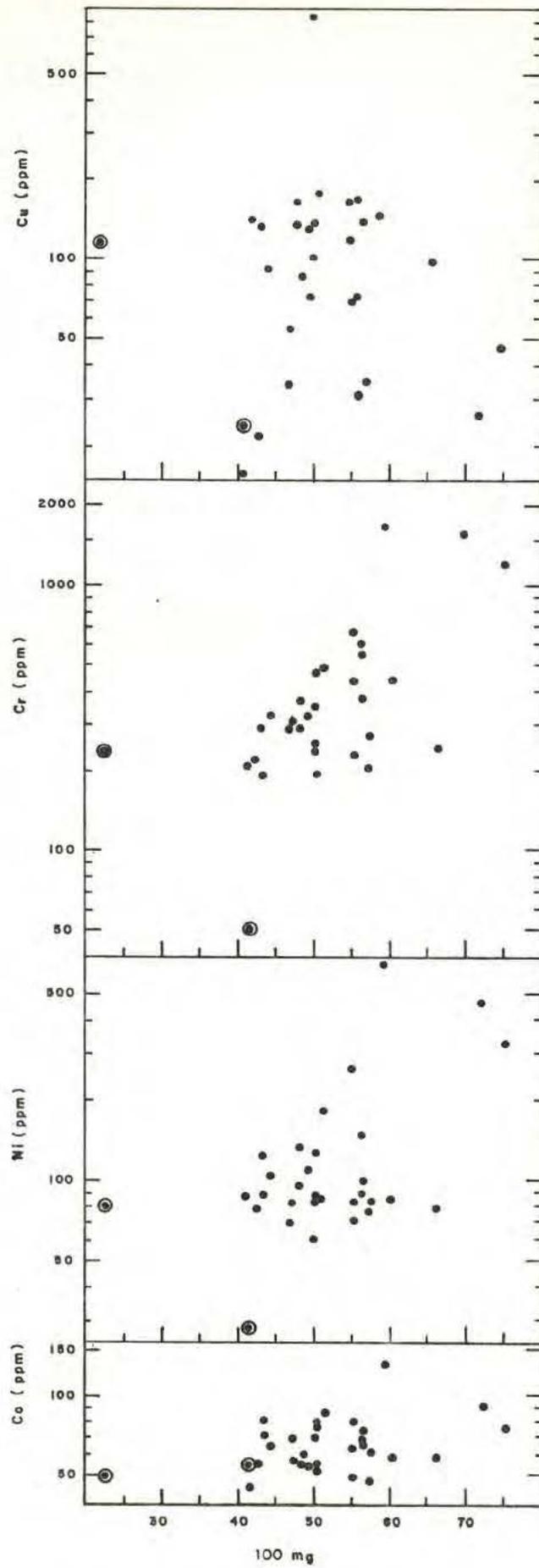


Figura 37 - Representação de elementos traços (ppm) contra o índice *mg* de Niggli para as amostras estudadas.

imperfeitas com todos os elementos. Cromo e níquel mostram uma correlação positiva com mg , consistente com um padrão ígneo de diferenciação, mas também encontrada em grauvacas (Rivalenti e Sighinolfi, 1969). Entretanto, a imperfeição destas correlações, dada pela grande dispersão de pontos no diagrama, torna necessário um exame mais cuidadoso do mesmo. Ambos os elementos apresentam uma correlação mais perfeita com mg quando seus valores são elevados. Plotando-se Cr x Ni, figura 38, nota-se uma relação semelhante, ou seja, a correlação é tanto maior quanto mais elevados os valores, o que corresponde, na figura 37, aos termos de tendência ultrabásica (altos valores de mg). Para os valores mais baixos de mg , cromo e níquel praticamente não apresentam correlação. Portanto uma relação compatível com a esperada para rochas ígneas entre estes dois elementos está restrita aos termos ultrabásicos e não se verifica nas amostras como um todo, podendo, novamente, ser indicativa de que estes metamorfitos não se originaram de um material comum.

As relações de cobalto e cobre com mg não fornecem boas conclusões. Na rochas ígneas, o cobalto deve apresentar uma ligeira correlação positiva, como parece ser o caso, mas a sua pequena variação com a diferenciação torna-se pouco conclusiva. Já o cobre, conforme apontado por Heier (1962) é facilmente redistribuído durante o metamorfismo e, portanto, não fornece boa indicação de origem. Adicionalmente, conforme previamente salientado, a ocorrência deste elemento na forma de sulfetos invalida a sua utilização neste sentido.

Na figura 39 são plotados o teor de FeO^* contra Ti, V e MnO. A correlação $FeO^* - MnO$ é esperada tanto para as rochas ígneas quanto para as sedimentares, devido à semelhança de comportamento desses elementos no ciclo geoquímico. A relação $FeO^* - Ti$ é, de certo modo, semelhante àquela apresentada pelo níquel e cromo com mg . Embora positivamente correlacionados, verifica-se que se forem retirados do gráfico os valores muito elevados de titânio, a correlação desaparece.

Conforme relacionado na tabela 4, algumas amostras apresentam teor de titânio extremamente elevado, atingindo 4,25% na amostra FS-76. Esta ordem de valores sugere uma afinidade alcalina para este grupo, que é reforçada quando se comparam os va-

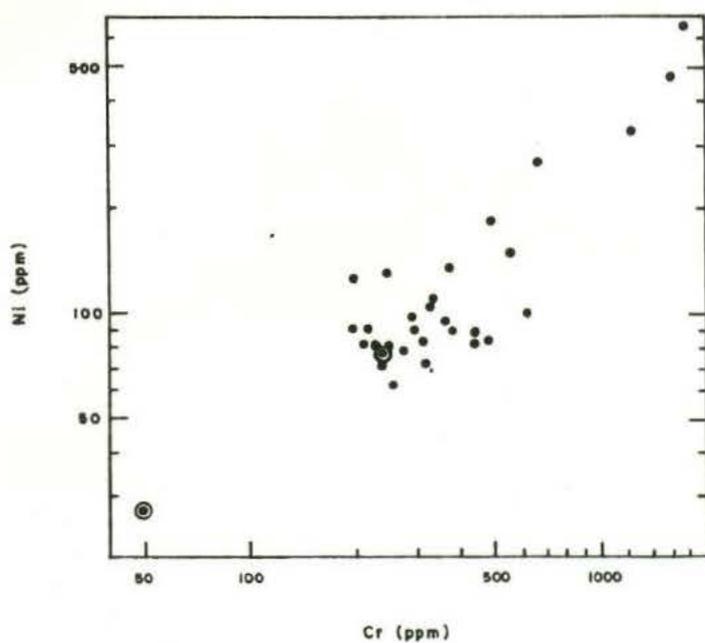


Figura 38 - Diagrama Cr x Ni para as amostras estudadas.

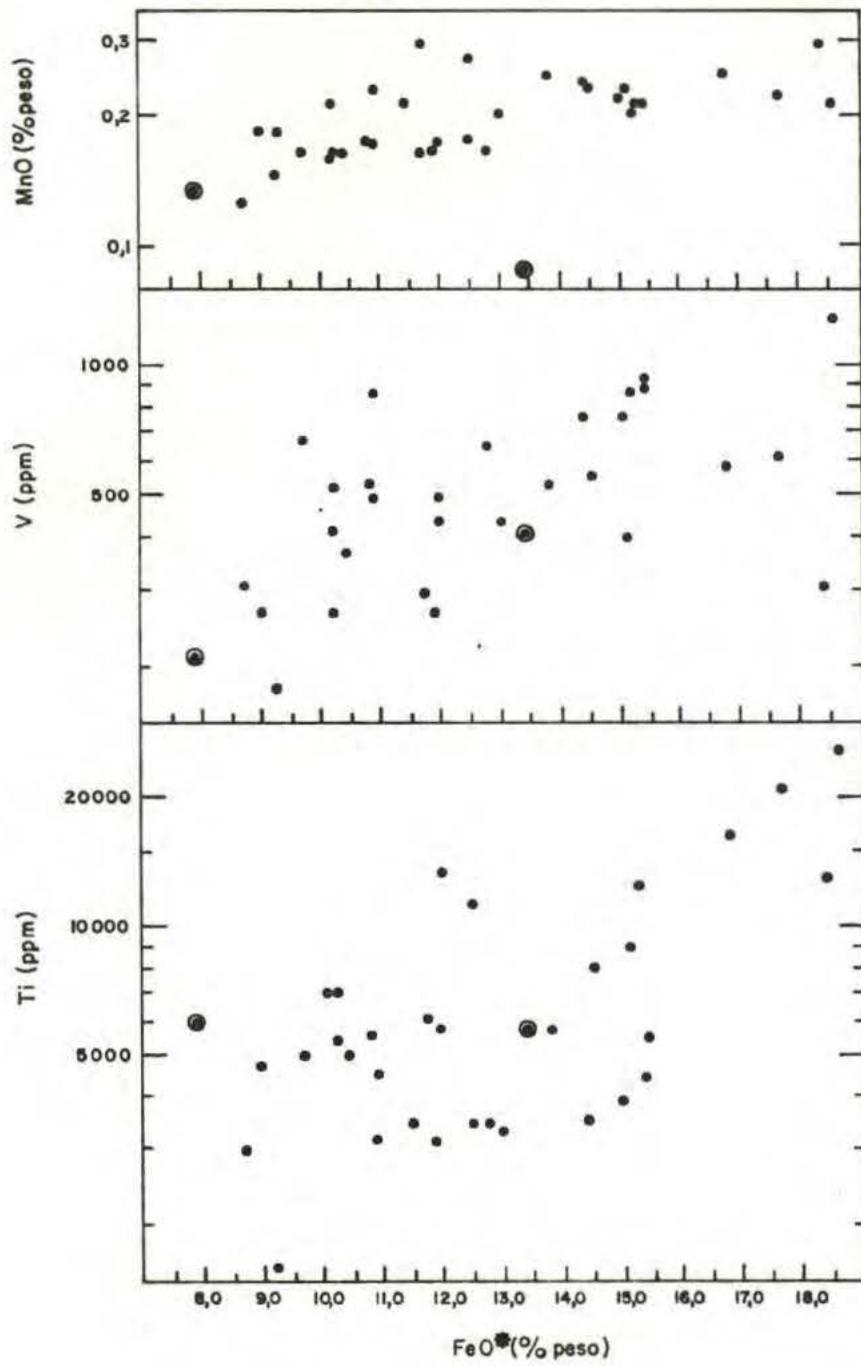


Figura 39 - Representação de Ti, V e MnO *versus* FeO^* (ferro total).

lores de titânio e zircônio, plotados na figura 40. Neste gráfico, uma forte correlação para estes dois elementos é evidente para um certo número de amostras, mas não se verifica em boa parte delas. Na representação dos dados no diagrama de classificação de rochas vulcânicas de Cox *et alii* (1979), figura 41, a tendência alcalina desaparece por completo. Entretanto, deve-se salientar que Na_2O e K_2O , no facies anfibolito, apresentam uma confiabilidade muito baixa, devido a sua mobilidade relativamente alta nesta faixa de temperatura.

Neste sentido, o diagrama de Winchester e Floyd (1976), apresentado na figura 42, mostra com maior fidelidade as relações geoquímicas originais, visto que utiliza elementos relativamente imóveis, como zircônio e titânio, contra sílica. Neste diagrama, um grande número de amostras localiza-se no campo dos basaltos alcalinos e basanitos, e o restante situa-se no campo dos basaltos subalcalinos.

Partindo-se do princípio de que existem dois tipos de afinidades no grupo de amostras estudado, as mesmas foram plotadas no diagrama de discriminação de Miyashiro (1974) para rochas não alcalinas (Fig. 43). O autor utiliza sílica contra a razão FeO^*/MgO para distinguir entre rochas de afinidade toleítica e calco-alcalina. Pode-se sugerir, então, que as amostras estudadas de afinidade não alcalina mostram uma afinidade toleítica.

A análise das figuras 42 e 43 permite sugerir que as rochas estudadas dividem-se em dois grupos: um alcalino e outro toleítico. Tal sugestão, apesar de estar baseada nos resultados fornecidos principalmente por diagramas elaborados para rochas vulcânicas propriamente dito, não implicam em que as rochas portadoras de anfibólio sejam necessariamente derivadas de lavas ou intrusões metamorfizadas.

Considerações Genéticas

A gênese de anfibolitos e rochas afins constitui uma questão polêmica, que ainda não comporta uma solução definitiva. A análise das rochas portadoras de anfibólio da região de Caçapava do Sul mostra que as mesmas podem apresentar uma gêne-

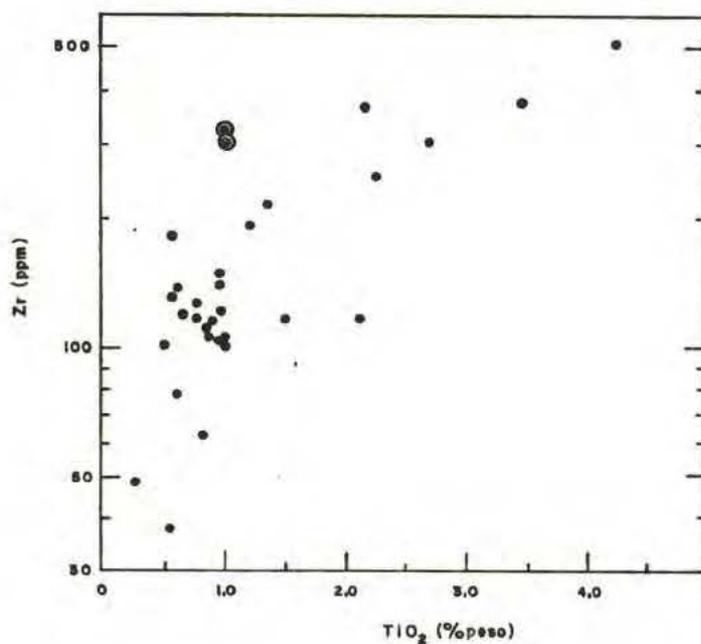


Figura 40 - Relação Zr - TiO₂ para as rochas portadoras de anfibólio. Observa-se uma correlação positiva em parte das amostras e distribuição errática das demais.

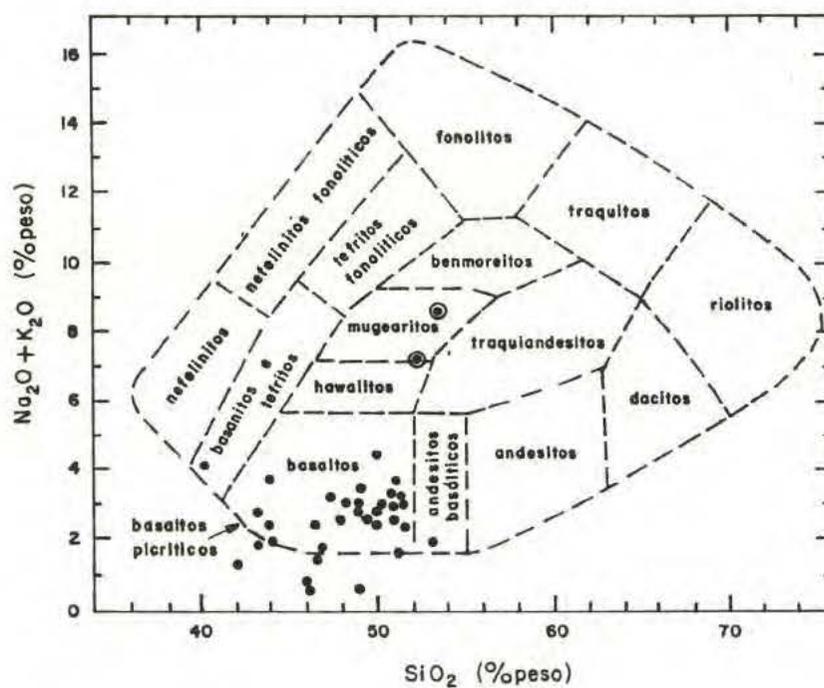


Figura 41 - Representação das rochas portadoras de anfibólio em diagrama de classificação de rochas vulcânicas normais (segundo Cox *et alii*, 1979, p.14).

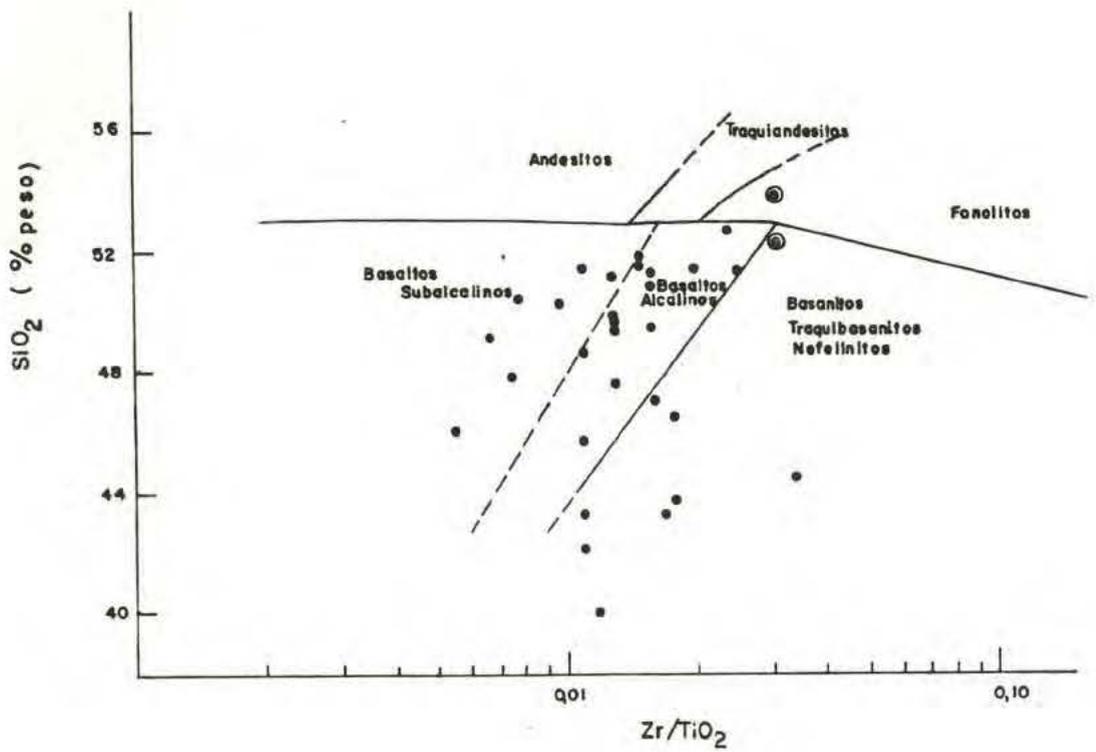


Figura 42 - Localização das rochas portadoras de anfibólio no diagrama SiO_2 versus Zr/TiO_2 , com separação de campos para rochas vulcânicas comuns (modificado a partir de Winchester e Floyd, 1976).

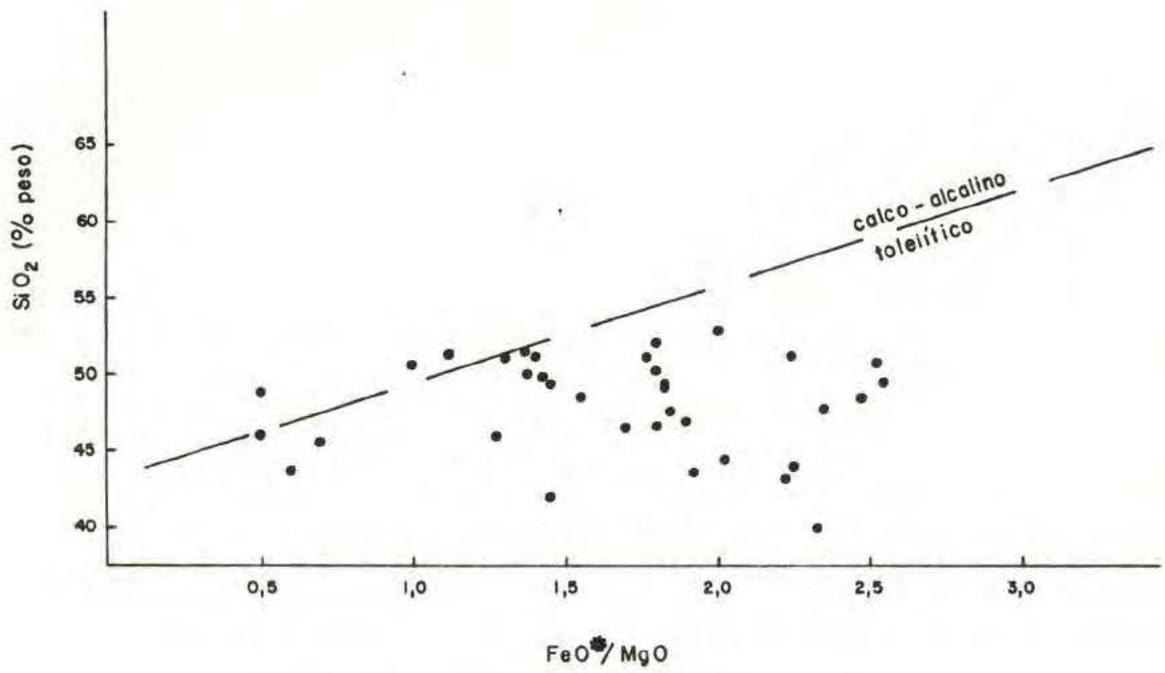


Figura 43 - Diagrama de discriminação para rochas não-alcálinas (segundo Miyashiro, 1974). $FeO^* = (FeO + 0,9Fe_2O_3)$.

se complexa, em que mais de um tipo de material deu origem a litologias de aspecto semelhante. Assim, parece adequado que as mesmas sejam analisadas sob diversos pontos de vista, desde ocorrência de campo até sua química de elementos traços, para que o conjunto dos dados conduza no sentido da hipótese mais provável.

As rochas presentemente analisadas fazem parte de um complexo metamórfico caracterizado por 3 fases de deformação penetrativa, duas das quais acompanhadas de metamorfismo regional. A geração de anfibolitos ocorreu durante a primeira fase, que atingiu a zona da estaurólita do facies anfibolito.

Estas litologias ocorrem na forma de finas intercalações, frequentemente milimétricas, em uma sequência de metapelitos, rochas quartzo-feldspáticas e mármore subordinados. Podem, ainda, ser encontradas na forma de gnaisses concordantemente intercalados na sequência regional. Não se verificam relações discordantes das rochas portadoras de anfibólio com outras litologias, mas aquelas denominadas, durante o mapeamento geológico da área, de metagabros (vide mapa geológico anexo) não apresentam relações claras com as demais e se destacam pelo seu aspecto maciço. Petrograficamente, tais rochas mostram ainda texturas ígneas reliquias, conforme ilustrado na figura 13a. As demais ocorrências apresentam xistosidade e/ou bandamento bem desenvolvidos. Sob este aspecto, as rochas analisadas não parecem constituir tipicamente basaltos metamorfizados.

A geração do bandamento em anfibólio gnaisses e anfibolitos listrados, com alternância de leitões com plagioclásio e leitões com anfibólio, se deve possivelmente a um processo de segregação metamórfica ao longo de planos de foliação pré-existent, conforme o mecanismo proposto por Bowes e Park (1966) e em nada reflete um arranjo sedimentar original. Entretanto, a ocorrência de níveis milimétricos de anfibolitos em rochas pelíticas e quartzo-feldspáticas não pode ser explicada pelo mesmo processo. Tais ocorrências parecem ser melhor justificadas através da atuação de processos de deposição, seja de material vulcânico piroclástico, seja de material detrítico ou químico.

Os padrões de distribuição de elementos maiores, menores e traços das amostras estudadas não são compatíveis com a-

queles esperados para misturas calcárias. Adicionalmente, a ausência de relações de gradação de rochas anfíbolíticas com mármore, mesmo quando intercalados, constitui uma forte evidência no sentido de descartar a hipótese da geração dessas rochas através do metamorfismo de calcários impuros.

Os altos teores de Cr, Co e Ni das rochas estudadas conduzem no sentido de uma filiação ígnea do material original. Entretanto, é difícil comprovar se este material constituía lavas, intrusões ou rochas piroclásticas. Nas figuras 34 e 35, observa-se uma correlação bastante imperfeita entre parâmetros críticos de diferenciação, que foge daquela esperada nas rochas ígneas. Do mesmo modo, as relações de cromo e níquel com o índice *mg* de Niggli (Fig. 37) e as relações de titânio e vanádio com ferro total (Fig. 39) refletem a presença de dois grupos de amostras com comportamentos diferentes, sugerindo a existência de mais de um tipo de material original. Sob este aspecto, aquele grupo de amostras caracterizado por índice *mg* relativamente alto e boa correlação Cr-*mg*, Ni-*mg*, Ti-FeO* e V-FeO* representa, possivelmente, rochas básicas a ultrabásicas metamorfozadas. A forte correlação Ti-Zr bem como o teor elevado de ítrio verificado num grupo de amostras, figura 40, e a representação no diagrama de Winchester e Floyd (1976), são sugestivas de que parte das rochas estudadas apresentam afinidade alcalina.

Regionalmente, observa-se uma gradação da sequência metamórfica que contém as rochas presentemente discutidas para litologias apenas ligeiramente metamorfozadas no sentido norte. Nesta região, ocorrem rochas bastante peculiares, na forma de finos níveis, desde milimétricos até cerca de 1 m de espessura, constituindo piroxênio arenitos que, à primeira vista, podem de fato, ser confundidos com rochas ígneas gabrônicas (Fig. 8b). Ao exame detalhado, mostram-se constituídas essencialmente por piroxênios e anfibólios detríticos imersos numa matriz cloritoza e são, portanto, classificadas como grauvacas. A norte da área presentemente estudada, em direção à cidade de São Sepé, podem ser encontradas boas exposições dessas rochas, sob a forma de níveis com até 1 m de espessura, ao longo da rodovia BR-392, na altura dos km 214 e 220.

Tendo em vista a relação de gradação das rochas metamór

ficas para a sequência vulcanoclástica anteriormente referida, da qual fazem parte as rochas acima mencionadas, torna-se importante analisar a hipótese de que as rochas portadoras de anfibólio possam ser provenientes, ao menos em parte, de litologias desse tipo.

Numa rocha sedimentar detrítica, principalmente naquelas caracterizadas por um rápido retrabalhamento, os padrões geoquímicos do material erodido podem se preservar nos detritos e esta preservação deverá ser tanto melhor quanto menor o retrabalhamento. Durante a sedimentação, o material que constitui a matriz deverá adicionar a estes, novos padrões, compatíveis com a composição da mesma. A predominância de um padrão sobre outro é também função da maturidade do sedimento e da proporção matriz-arca-bouço.

Na figura 36 ficou evidenciado um grupo de amostras que se localizam fora do campo vulcanogênico, com uma tendência acentuada na direção de sedimentos argilosos; analogamente, a figura 32 apresenta a mesma tendência, subordinada, na direção dos sedimentos pelíticos. Tais dados vêm corroborar a hipótese de que parte das amostras estudadas podem representar uma mistura de materiais detríticos básicos e ultrabásicos com materiais sedimentares.

A sequência vulcanoclástica anquimetamórfica, a norte e a sul das áreas mapeadas, está constituída predominantemente por arenitos tufáceos, tufos e grauvacas tufáceas. Assim, parte das rochas portadoras de anfibólio podem ser provenientes do metamorfismo de grauvacas tufáceas, que mantêm em grande parte características ígneas herdadas. Em virtude da reorganização imposta pelos eventos metamórficos, não se pode mais precisar a origem piroclástica ou vulcanoclástica do material original. Considerando, ainda, que estas rochas refletem um quimismo muito próximo ao de rochas ígneas, principalmente no que se refere a elementos traços, parece mais apropriado denominar todas as rochas estudadas de orto-anfibolitos, com a ressalva de que as mesmas não mostram uma suficiente homogeneidade composicional para serem atribuídas ao metamorfismo de basaltos.

CONCLUSÕES

As áreas estudadas compreendem a parte norte e sul de uma sequência de rochas metamórficas regionais, reunidas sob a denominação de Complexo Metamórfico Passo Feio, e que se dispõe em torno de uma associação de rochas de proporções batolíticas, designada de Complexo Granítico de Caçapava do Sul.

Os metamorfitos do complexo Passo Feio configuram uma estrutura antigormal mergulhante para noroeste, com seu eixo apresentando baixo caimento ora para nordeste, ora para sudoeste. Ocupando uma posição de núcleo da estrutura antiformal encontra-se o Complexo Granítico de Caçapava do Sul. A superfície metamórfica dobrada tende a contorná-lo e por vezes deforma-se de encontro ao mesmo. A unidade metamórfica é composta por metapelitos, anfibólio xistos, anfibólio gnaisses e metagabros, além de xistos magnesianos, gnaisses quartzo-feldspáticos, quartzitos e mármore. Estas litologias gradam, na área norte, para uma sequência de rochas vulcanoclásticas anquim metamórficas que parecem constituir a porção superior do pacote, tanto pelo seu metamorfismo incipiente quanto por sua deformação caracteristicamente supracrustal.

Dois eventos metamórficos regionais, M_1 e M_2 , são caracterizados em ambas as áreas mapeadas, atingindo o primeiro o facies anfibolito, zona da estauroлита, e o segundo o facies xistos verdes, zona da biotita. A primeira fase de metamorfismo é reconhecida na maioria dos tipos litológicos da área e se caracteriza pela presença de granada, estauroлита, cloritóide e andaluzita, nos metapelitos e hornblenda e actinolita nas rochas portadoras de anfibólio. A ocorrência de andaluzita sugere condições de baixa pressão durante esta fase. O segundo evento tem caráter retrogressivo e é responsável pelo desenvolvimento de albita e epidoto sobre plagioclásios, além de clorita, biotita,

muscovita e actinolita. Não se verifica a ocorrência de rochas cornubianíticas desenvolvidas sobre os metamorfitos regionais.

Três fases de deformação são reconhecidas, sendo as duas primeiras, D_1 e D_2 , associadas às fases de metamorfismo M_1 e M_2 . Evidências meso e magascópicas da primeira fase de deformação não foram encontradas nas áreas mapeadas, mas sim na faixa de metamorfitos situada a leste do corpo granítico. Está representada por dobras isoclinais recumbentes, possivelmente de S_0 , em mármore. As principais evidências desta fase nas áreas mapeadas estão constituídas por inclusões rotacionais ou helicíticas em porfiroblastos aluminosos pré-cinemáticos com relação à foliação principal. A segunda fase de deformação é responsável pela foliação metamórfica regional verificada em todos os tipos litológicos na forma de clivagem ardósiana, xistosidade e/ou bandamento. Raras dobras mesoscópicas F_2 se encontram preservadas nos flancos de dobras F_3 em anfibólio gnaisses e mostram-se isoclinais recumbentes. As dobras F_3 são coaxiais com F_2 e apresentam morfologia variável de acordo com os tipos litológicos afetados. Constituem dobras de deslizamento flexural, aproximadamente paralelas, nos filitos e rochas metavulcanoclásticas, e dobras de fluxo flexural, aproximadamente similares, em rochas mais intensamente deformadas, como gnaisses quartzo-feldspáticos, na região do Passo Feio e anfibólio gnaisses na região do Faxinal. Lineações de morfologia diversa são também atribuídas a esta última fase deformacional e têm orientação concordante com os eixos de dobras F_3 .

Os metapelitos, gnaisses quartzo-feldspáticos, quartzitos e mármore são considerados metasedimentares e os xistos magnesianos mostram uma composição química, no que se refere a elementos traços, sugestiva de uma gênese orto-metamórfica. As rochas metavulcanoclásticas são interpretadas como o equivalente metamórfico de uma sequência de rochas vulcânicas e piroclásticas rapidamente retrabalhadas pela ação de correntes de turbidez.

O estudo geoquímico das rochas portadoras de anfibólio demonstra que as mesmas têm uma gênese complexa, em que mais de um tipo de material originou litologias semelhantes. Seus teores de elementos traços, principalmente de Cr, Ni e Co não são

compatíveis com os de misturas calcárias e sugerem uma filiação ígnea do material original. Entretanto, verificam-se correlações imperfeitas com padrões ígneos de diferenciação e as relações Cr-mg, Ni-mg, Ti-FeO* e V-FeO* indicam dois grupos de amostras com comportamento diferente, sugerindo a presença de mais de um tipo de material original. As relações Ti-Zr, bem como os altos teores de ítrio, sugerem que parte das amostras apresentam afinidade alcalina. A relação entre os parâmetros de Niggli indica, também, uma tendência de parte destas rochas na direção de sedimentos argilosos. As rochas estudadas são consideradas orto-anfibolitos em virtude de seu quimismo predominantemente ígneo, mas admite-se que ao menos parte delas seja proveniente do metamorfismo de rochas detríticas pouco retrabalhadas, como grauvacas tufáceas.

Sugere-se que o Complexo Granítico de Caçapava do Sul participou do evento metamórfico-deformacional M₂-D₂, podendo sua intrusão ter ocorrido em qualquer época anterior ao mesmo.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- BOWES, D.R. & PARK, R.G. 1966. Metamorphic Segregation Banding in the Loch Kerry Basite Sheet from the Lewisian of Gairloch, Ross-shire, Scotland. *Jour. Petrol.*, 7: 306-330.
- CARVALHO, P.F. 1932. Reconhecimento Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. *Inst. Geol. Min. do Brasil, Bol. 66*, Rio de Janeiro, p.1-72.
- CHEMALE Jr., F. 1982. *Geologia da Região de Palma, São Gabriel, Rio Grande do Sul*. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geociências, UFRGS, Porto Alegre. 123p.
- CORDANI, U.G.; HALPERN, M. & BERENHOLC, M. 1974. Comentários sobre as Determinações Geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo. Texto Explicativo da Folha de Porto Alegre SH.22 e Folha da Lagoa Mirim, SI.22*. DNPM, MME, Brasília, p.70-84.
- COX, K.G.; BELL, J.D. & PANKHURST, R.J. 1979. *The Interpretation of Igneous Rocks*. George Allen & Unwin, Londres. 449p.
- ELLIOT, R.B. & COWAN, D.R. 1966. The Petrochemistry of the Amphibolites of the Holleindalen Greenstone Group, Jotunheimen, Norway. *Norsk. Geol. Tidss.*, 46: 309-327.
- ENGEL, A.E.J. & ENGEL, C.G. 1951. Origin and Evolution of Hornblende-Andesine Amphibolites and Kindred Facies. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 62: 1435.
- EVANS, B.W. & LEAKE, B.E. 1960. The Composition and Origin of the Striped Amphibolites of Connemara, Ireland. *Jour. Petrol.*, 1: 337-63.
- FELDMANN, E.; REISCHL, J.L.; KOLLING, S.L. & JOST, H. 1983. Pb e Zn Estratiforme na Sequência Vulcano-Sedimentar do Passo Feio, RS. In: *Atas do Iº Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, p.322-335.
- FISHER, R.V. 1966. Rocks Composed of Volcanic Fragments and their Classification. *Earth. Sci. Rev.*, 1: 287-298.
- GARCIA, M.A.M. & HARTMANN, L.A. 1981. Petrologia do Complexo Palma, RS. *Acta Geol. Leop.*, São Leopoldo, 13(V): 51-119.

- AGÉLINAS, L.; LAJOIE, J. & BROOKS, C. 1977. The origin and significance of Archean Ultramafic Volcaniclastics from Spinifex Ridge, Lamotte Township. *Spec. Pap. Quebec Geol. Ass. Canada*, 16: 297-309.
- GOMES, C.B.; SANTINI, P. & DUTRA, C.V. 1964. Petrochemistry of a Precambrian Amphibolite from the Jaraguá Area, São Paulo, Brazil. *Jour. Geol.*, 72: 664-680.
- GOÑI, J.C.; GOSO, H. & ISSLER, R.S. 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-Riograndense. *Avulso Esc. Geol. UFRGS*, 3: 1-105.
- GRIGGS, D. & HANDIN, J. 1960. Observations on Fracture and a Hypothesis of Earthquakes. In: Griggs, 1960. Symposium on Rock Deformation. Cap. 13. *Geol. Soc. Am. Mem.*, 79: 347-373.
- GUPTA, A.; BASU, A. & GHOSH, P.K. 1982. Ultramafic Volcaniclastics of the Precambrian Dalma Volcanic Belt, Singhbhum, Eastern India. *Geol. Mag.*, 119: 505-510.
- HARTMANN, L.A.; CHEMALE Jr., F.; ENDLER, L.; FRAGOSO, A.R. F.; GARCIA, M.A.M.; OLIVEIRA, M. & SANTOS, H. 1982. Novos Dados e Reinterpretação de Alguns Aspectos da Geologia da Área de Mata Grande (RS). *Relatório UFRGS - CBC*. Inédito.
- HEIER, K.S. 1962. The Possible Origins of Amphibolites in an Area of High Metamorphic Grade. *Norsk. Geol. Tidss.*, 42: 157-165.
- HEIMLICH, R.A.; NELSON, G.C. & GALLAGHER, G.L. 1973. Metamorphosed Mafic Dikes from the Southern Bighorn Mountains, Wyoming. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 1438-1450.
- HERZ, N. & DUTRA, C.V. 1960. Minor Elements Abundance in a Part of the Brazilian Shield. *Geoch. et Cosmoch. Acta*, 21: 81-98.
- HIGGINS, M.W. 1971. *Cataclastic Rocks*. U.S. Geological Survey Professional Paper nº 687. 97p.
- HOBBS, B.E.; MEANS, W.D. & WILLIAMS, P.F. 1976. *An Outline of Structural Geology*. John Wiley & Sons, N. York. 571p.
- HOLDHUS, S. 1971. Para-amphibolites from Gurskøy and Sandsøy, Sunmøre, West Norway. *Norsk. Geol. Tidss.*, 51: 231-246.
- HURST, V.G. & JONES, L.M. 1973. Origin of Amphibolites in the Cartersville - Villa Rica Area, Georgia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 905-912.
- HUTCHINSON, C.S. 1974. *Laboratory Handbook of Petrographic Techniques*. John Wiley & Sons, N. York. 527p.

- HYNES, A. 1982. A comparison of Amphiboles from Medium - and Low - Pressure Metabasites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 81: 119-125.
- JONES, L.M.; HURST, V.J. & WALKER, R.L. 1973. Strontium Isotope Composition of Amphibolite of the Cattersville - Villa Rica District, Georgia. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 84: 913-918.
- JOST, H. 1981. *Geology and Metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil*. The University of Georgia, Ph.D. Thesis, 208p.
- JOST, H. & BITENCOURT, M.F. 1980. Estratigrafia e Tectônica de uma Fração da Faixa de Dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geol. Leop.*, São Leopoldo, 7(VI): 27-60.
- JOST, H. & VILLWOCK, J.A. 1966. Contribuição à Estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. *Notas e Estudos da Esc. Geol.*, UFRGS, Porto Alegre, 1: 13-26.
- KNOFF, E.B. 1931. Retrogressive Metamorphism and Phyllonitization. Part I. *Am. Jour. Sci.*, 21: 1-27.
- KOLLING, S.L.; REISCHL, J.L. & FELDMANN, E. 1983. Ocorrência de Cobre com Controle Estratiforme na Formação Vacacaí, Área Picada dos Tocos, Caçapava do Sul, RS. In: *Atas do Iº Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia*, Porto Alegre, 336-370.
- LAIRD, J. & ALBEE, A.L. 1981. Pressure, temperature and time indicators in mafic schists: their application to reconstructing the polymetamorphic history of Vermont. *Am. Jour. Sci.*, 281: 127-175.
- LAPADU-HARGUES, P. 1958. Observations à propos des amphibolites. *Som. Soc. Geol. France*, 8: 132-133.
- LEAKE, B.E. 1964. The chemical Distinction Between Ortho - and Para - amphibolites. *Jour. Petrol.*, 5: 238-254.
- _____. 1978. Nomenclature of Amphiboles. *Mineral. Mag.*, 42: 553-563.
- LEINZ, V.; BARBOSA, A.F. & TEIXEIRA, E. 1941. Mapa Geológico Caçapava -Lavras. *Sec. de Est. Agric. Ind. e Com.*, Porto Alegre, Bol., 90: 1-39.
- LONG, J.U.P. 1977. Electron Probe Microanalysis. In: Zussman, J. (Ed.). *Physical Methods in Determinative Mineralogy*. Academic Press, Londres, p.273-341.
- MACEDO, P.M.; BECKEL, J.; SANTOS, E.L.; CHABAN, N. & GONZALES Fº., F. 1978. Ocorrência de "Pillow-lavas" no Arroio Mudador, Município de Caçapava do Sul, RS. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. *Anais... Recife*, SBG, 3: 1269-1278.

- MEHTA, P.K. 1976. Geochemistry and Origin of the Amphibolites of Kulu, NW Himalaya, India. *N. Jb. Miner. Mh.*, 8: 365-378.
- MELCHER, G. & MAU, H. 1960. Novas Observações Geológicas na Região de Caçapava do Sul, Rio Grande do Sul. *An. Acad. Bras. Ciênc.*, 32: 43-50.
- MILOVSKII, A.V. 1964. Chromium, Vanadium, and Nickel in Ortho- and Para-Metamorphic Rocks. *Geokhimiya*, 9: 893-897.
- MIYASHIRO, A. 1973. *Metamorphism and Metamorphic Belts*. George Allen & Unwin Ltd., Londres. 492p.
- _____. 1974. Volcanic Rock Series in Island Arcs and Active Continental Margins. *Am. Jour. Sci.*, 274: 321-355.
- MOINE, B. & de la ROCHE, H. 1968. Nouvelle approche du problème de l'origine des amphibolites à partir de leur composition chimique. Note. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 267: 2084-87.
- NIGGLI, P. 1954. *Rocks and Mineral Deposits: San Francisco*. W. H. Freeman & Co. 559p.
- NOCKOLDS, S.R. 1954. Average Chemical Composition of some Igneous Rocks. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 65: 1007-1032.
- ORVILLE, P.M. 1969. A model for metamorphic differentiation origin of thin-layered amphibolites. *Am. Jour. Sci.*, 267: 64-86.
- POLDERVAART, A. 1935. Chemistry of the Earth's Crust. *Geol. Soc. Amer. Spec. Paper*, 62: 119-144.
- RAASE, P. 1974. Al and Ti contents of hornblende, indicators of pressure and temperature of regional metamorphism. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 45: 231-246.
- RAMSAY, J.G. 1962. Interference Patterns Produced by the superposition of Folds of Similar Type. *Journ. Geol.*, 70: 466-481.
- ✓ RIBEIRO, M. 1970. Geologia da Folha de Bom Jardim, Rio Grande do Sul, Brasil. *Bol. Div. Geol. Miner. Bras.*, 247: 1-142.
- _____. 1981. Ocorrência de Komatiitos no Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Sér. Geol.*, Porto Alegre, 6: 79-82.
- RIBEIRO, M.; BOCCHI, P.R.; FIGUEIREDO Fº., P.M. & TESSARI, R. I. 1966. Geologia da Quadrícula de Caçapava do Sul, RS. *Bol. Div. Fom. Min. Bras.*, 127: 1-232.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L.M. 1978. Associações Petrotectônicas do Escudo Sul-Riograndense: I. Tabulação e distribuição das Associações Petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. *Iheringia, Sér. Geol.*, Porto Alegre, 5: 19-54.

- V RIBEIRO, M. & LICHTENBERG, E. 1978. Síntese da Geologia do Escudo do Rio Grande do Sul. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, 6: 2451-2463.
- RIVALENTI, G. & SIGHINOLFI, G.P. 1969. Geochemical Study of Graywackes as a Possible Starting Material of Para-amphibolites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 23: 173-188.
- ROBERTSON, J.F. 1966. Revision of the Stratigraphy and Nomenclature of Rock Units in the Caçapava - Lavras Region, State of Rio Grande do Sul, Brazil. *Notas e Estudos Esc. Geol.*, UFRGS, Porto Alegre, 1: 41-54.
- ROESER, H. & MÜLLER, G. 1977. Variation and Different Ages of Precambrian Amphibolites Mariana District, Minas Gerais, Brazil. *N. Jb. Miner. Abh.*, 130: 39-48.
- SANTOS, E.L.; BECKEL, J.; MACEDO, P.M.; GONZALES Fº., F. & CHABAN, N. 1978. Divisão Litoestratigráfica do Eo-cambriano - Pré-Cambriano Superior do Escudo Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30., Recife, 1978. *Anais...* Recife, SBG, 2: 670-684.
- SCHONEVELD, C. 1979. *The Geometry and the Significance of Inclusion Patterns in Syntectonic Porphyroblasts*. Ph.D. Thesis, University of Leiden, Holanda.
- SHAW, D.M. & KUDO, A.M. 1966. A Test of the Discriminant Function in the Amphibolite Problem. *Mineral Mag.*, 34: 423-435.
- STRECKEISEN, A.L. 1976. To Each Plutonic Rock its Proper Name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- TAYLOR, S.R. 1965. The application of Trace Element Data to Problems in Petrology. *Physics and Chemistry of the Earth*, VI: 133-213.
- THOMPSON, A.B. 1975. Calc-silicate Diffusion Zone between Marble and Pelitic Schist. *Jour. Petrol.*, 16: 314-346.
- TUREKIAN, K.K. & WEDEPOHL, K.H. 1961. Distribution of the Elements in Some Major Units of the Earth's Crust. *Geol. Soc. Am. Bull.*, 72: 175-191.
- UNISINOS. 1981. Mapeamento Geológico da Região de Caçapava do Sul, RS. *Trabalho de Graduação*. São Leopoldo. Inédito.
- UFRGS. 1977. Projeto Folhas Durasnal - Caçapava do Sul. *Trabalho de Graduação*. Porto Alegre. Inédito.
- VAN ALSTINE, R.E. 1971. Amphibolites near Salida, Colorado. *U.S. Geol. Surv. Prof. Paper*, 750-B: 74-78.

- VAN DE KAMP, P.C. 1970. The Green Beds of the Scottish Dalradian Series: Geochemistry, Origin, and Metamorphism of Mafic Sediments. *Jour. Geol.*, 78: 281-303.
- VIDALE, R. 1969. Metasomatism in a Chemical Gradient and the Formation of Calc-silicate Bands. *Am. Jour. Sci.*, 267: 857-874.
- WALKER, K.R.; JOPLIN, G.A.; LOVERING, J.F. & GREEN, R. 1960. Metamorphic and Metasomatic Convergence of Basic Igneous Rocks and Lime-Magnesian Sediments of the Pre-cambrian of North-Western Queensland. *Jour. Geol. Soc. Australia*, 6: 150-177.
- WILCOX, R.E. & POLDERVAART, A. 1953. Metadolerite Dike Swarm in Bakersville-Roan Mountain Area, North Carolina. *Bull. Geol. Soc. Am.*, 69: 1323-1368.
- WILLIG, C.D.; VALENTINI, N.; CONTE, C.N.; ZIRFO, J.A. & MÔNACO, O.A. 1974. *Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; texto explicativo da Folha de Porto Alegre, SH.22 e Folha Lagoa Mirim, SI.22.* Departamento Nacional da Produção Mineral, Ministério de Minas e Energia, Brasília. 99p.
- WINCHESTER, J.A. & FLOYD, P.A. 1976. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. *Chemical Geology*, 20: 325-343.
- WINKLER, H. 1977. *Petrogênese das Rochas Metamórficas.* Edgard Blücher Ltda., Porto Alegre. 254p.

ANEXO I

DESCRIÇÃO DOS AFLORAMENTOS DA BR-392, A NOROESTE DE CAÇAPAVA DO SUL

Ao longo da rodovia BR-392, que liga Pelotas a Santa Maria, são encontradas boas exposições de rochas do Complexo Metamórfico Passo Feio, bem como do contato com o Complexo Granítico de Caçapava do Sul. Estas exposições permitem uma boa visualização dos vários tipos petrográficos, bem como de suas relações geológicas e estruturais.

A figura A.1 apresenta a localização de 6 afloramentos ao longo desta rodovia, que fazem parte de um perfil descrito entre os km 201 e 206, no sentido Caçapava do Sul - Santa Maria.

Afloramento 1 - km 201,5 - Corte de cerca de 8 m de altura, em ambos os lados da estrada, com aproximadamente 60 m de extensão. A litologia é um granito róseo, de granulação média, fortemente foliado e com a foliação definida por achatamento de grãos não placóides e orientação de minerais máficos, principalmente biotita. A figura A.2a mostra o aspecto geral deste afloramento, com a foliação mergulhando aproximadamente 60° para noroeste. A superposição da tectônica frágil nestas litologias tende a desenvolver fraturas em diversas direções, que mascaram a continuidade da foliação original.

Afloramento 2 - km 201,8 - Corte em ambos os lados da estrada, com cerca de 6 m de altura e aproximadamente 150 m de extensão. Este afloramento marca o início da zona de interferência desenvolvida no contato entre o complexo granítico e o complexo metamórfico. Observa-se uma intercalação de bandas de rocha graní-

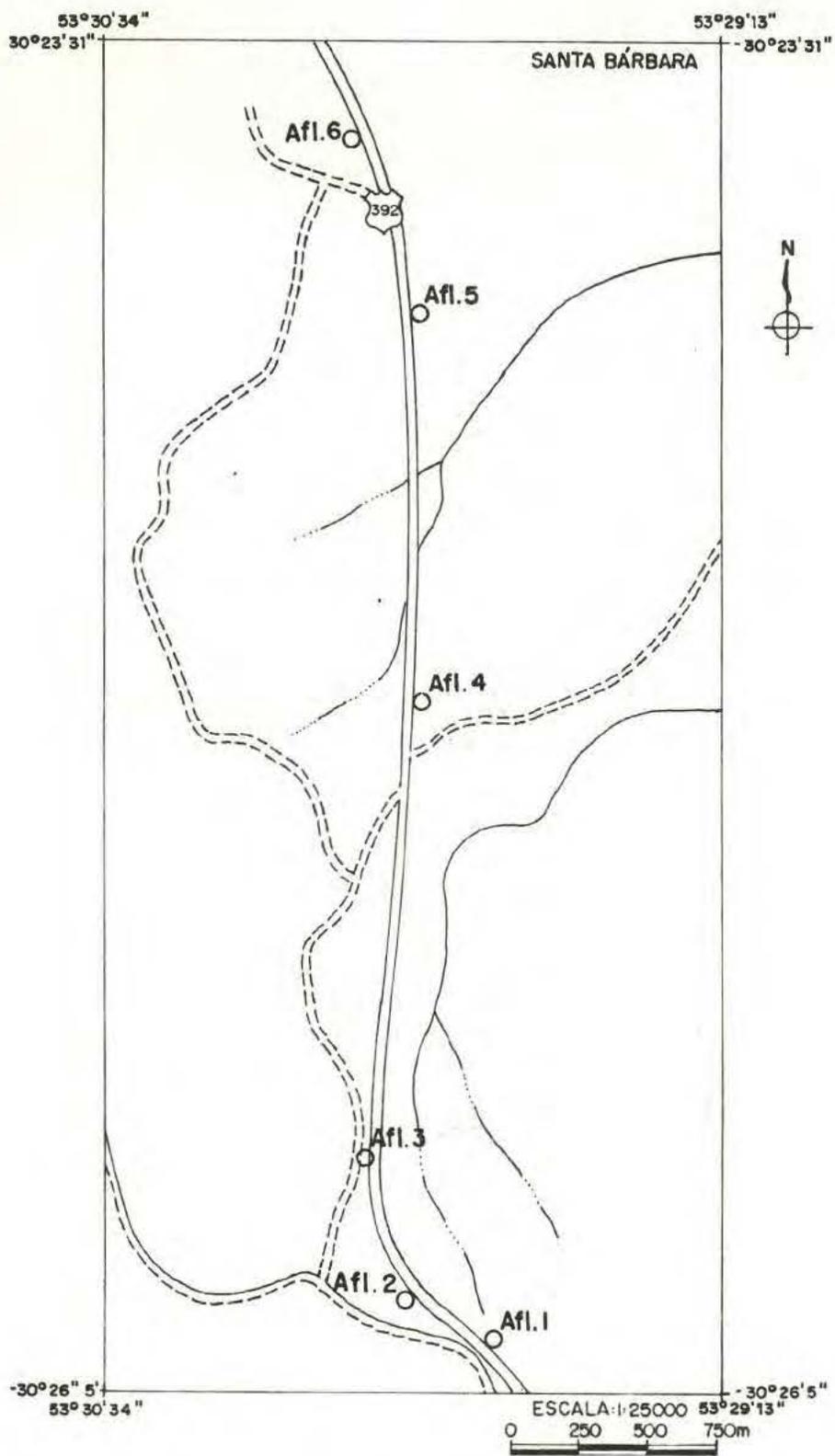


Fig. A.1 -Localização dos afloramentos no perfil ao longo da estrada federal BR-392, a noroeste de Caçapava do Sul.



a



b



c

Figura A.2 - Feições de borda do complexo granítico: (a) afl. 1 - Km 201,5, vista para sul; (b) afl. 2 - Km 201,8, intercalações granito - xisto; (c) banda de granito róseo com 1,3 m de espessura, concordantemente intercalada em anfibólio xistos.

tica foliada, rósea, com rocha xistosa, de coloração cinza escura a preta, com estruturas planares concordantes. Tais intercalações apresentam espessuras muito variáveis, desde 5 cm até 4 a 5 m, conforme pode ser observado nas figuras A.2b e c. Ao longo do afloramento, verifica-se uma diversidade composicional e textural das rochas graníticas, ora róseas, de granulação fina a média, ora cinza, granodioríticas de granulação média. Esta variação não é regular e independe do caráter concordante ou discordante das estruturas. A orientação das rochas graníticas é percebida ao exame detalhado e consiste no alinhamento sub-paralelo de grãos placóides de biotita e de grãos estirados de quartzo e feldspatos, conforme ilustrado na figura A.3a.

As rochas metamórficas são anfibólio xistos de granulação fina a média e coloração cinza escura a preta. Sua estrutura planar é definida pela orientação de prismas alongados de anfibólio, que desenvolvem também uma lineação mineralógica. A textura nematoblástica é predominante e a granoblástica é subordinada, conferida por agregados xenomórficos de plagioclásio. Composicionalmente, verificam-se bandas de epidoto-plagioclásio-actinolita xistos e, subordinadamente, finas bandas de actinolitos, contendo, ainda, epidoto, minerais opacos e quantidades traços de plagioclásio. Por vezes, são observadas também finas bandas constituídas predominantemente por epidoto. O quartzo é um componente raro e a presença de lamelas de biotita é identificada macroscopicamente em algumas bandas de actinolita xistos.

Aproximadamente 150 m para norte, em direção ao fim da exposição, na margem oeste da estrada, observa-se um matacão de rocha granodiorítica cinza, contendo enclaves estirados, com 4 a 40 cm de comprimento. O alongamento destes fragmentos é aproximadamente paralelo à foliação da rocha granítica. Seu exame macroscópico evidencia uma xistosidade e/ou bandamento gnáissico parcialmente obliterados. Constituem anfibólio xistos e gnaisse, por vezes contendo biotita. A amostra MF-04 é um anfibólio gnaisse, constituído essencialmente por actinolita e plagioclásio segregados em bandas. Verifica-se a ocorrência de biotita nas bandas máficas, intimamente associada à actinolita, com pequenas quantidades de esfeno. Ao contrário das demais espé-



a



b

Figura A.3 - Feições mesoscópicas do afl. 2, Km 201,8: (a) detalhe da figura A.2c, ressaltando a foliação granítica dada pelo alinhamento de biotitas e estiramento de grãos não placóides; (b) enclaves estirados de xistos e gnaisses em granodiorito.

cies, a biotita não mostra orientação acentuada e parece ter-se formado em parte sobre a actinolita. Nas bandas félsicas, o plagioclásio mostra inclusões de epidoto restritas aos núcleos dos cristais ou disseminadas. Quimicamente, esta amostra se caracteriza por apresentar um teor mais elevado de SiO_2 , Al_2O_3 e K_2O , e mais baixo CaO e MgO em relação à média dos anfibólitos gnáiss regionais. Os dados químicos, bem como a presença de biotita não orientada, sugerem uma assimilação parcial dos enclaves pelo magma granítico.

As rochas metamórficas e graníticas deste afloramento são indistintamente recortadas por veios e vênulas de composição granítica, conforme mostrado nas figuras A.4a e b.

Afloramento 3 - km 202,2 - Exposição na margem oeste da estrada, com aproximadamente 7 m de altura e cerca de 60 m de extensão. Observa-se aqui um contato direto, verticalizado, entre as rochas do complexo granítico e os metamorfitos regionais, ilustrado na figura A.5a.

A rocha metamórfica é um anfibólito gnáisse grosseiro, com porfiroblastos de hornblenda medindo 0,3 a 0,5 cm de seção transversal. Em virtude de sua granulação grosseira, o aspecto macroscópico destas rochas é maciço, à primeira vista (Fig. A.5b). Entretanto, seu exame detalhado revela que apenas bandas de granulação mais grosseira mostram tal aspecto e, quando se passa a bandas de granulação fina e composição idêntica, o bandamento gnáissico é acompanhado de uma xistosidade fina e regularmente espaçada, definida pelo alinhamento de prismas de anfibólito. Ao microscópio, estas rochas mostram uma geração de anfibólito do grupo das hornblendas e outra de actinolitas, que substituí bordas dos cristais de primeira geração ou forma prismas alongados, isorientados na matriz. Os porfiroblastos de hornblendas são pré-cinemáticos com relação à xistosidade definida pelas actinolitas. A composição modal destas rochas, nas amostras MF-05 e NR-123, deste afloramento, é fornecida nas tabelas 6 e A.7, respectivamente. Quimicamente, têm composição ultrabásica e aluminosa e são subsaturadas em sílica.

Afloramento 4 - km 203,9 - Entre o afloramento anterior e o pre



a



b

Figura A.4 - Feições mesoscópicas de rochas graníticas e metamorfitos no afl. 2, Km 201,8: (a) contato entre granito cinza, orientado, e anfibólio xistos, observando-se finas bandas graníticas intercaladas ao xisto, bem como veio granítico róseo cortando indistintamente ambas as litologias; (b) veios e bandas de composição granítica em anfibólio xistos.



a



b

Figura A.5 - Aspectos megascópicos e mesoscópicos do Afl. 3, Km 202,2: (a) contato direto, verticalizado, entre rochas graníticas (G) e anfibólio gnaisses (AG); (b) banda de granulação grosseira em anfibólio gnaisse, mostrando porfiroblastos de hornblenda de 0,3 a 0,5 cm de seção.

sente, observa-se apenas a rocha granítica rósea, intensamente fraturada e com minerais máficos e feldspatos orientados. Neste ponto, a exposição, na margem leste da estrada, apresenta 6 a 7 m de altura com cerca de 100 m de extensão. A litologia mostra uma coloração cinza escura a preta e uma foliação pobremente desenvolvida, acompanhada de uma forte lineação do tipo "mullion", ora horizontal, ora apresentando baixo ângulo de caimento para NE ou SW. O exame detalhado do afloramento revela feições mesoscópicas compatíveis com a preservação de um acamamento sedimentar original, parcialmente obliterado pela ação dos processos metamórfico-deformacionais superimpostos. A superfície original, mostrada na figura A.6a, separa bandas de granulação grosseira, de composição arcoseana, de bandas finas, de composição pelítica e semi-pelítica. Observam-se, ainda, finos níveis de anfibólio. A alternância de bandas de diferente constituição mineralógica e competência mecânica é responsável pelo aspecto ora maciço ora xistoso da litologia em afloramento, com a foliação ressaltada pela ação intempérica (Fig. A.6b). Veios de material granítico dobrados recortam as superfícies primária e secundária (Fig. A.6c). Em lâmina delgada, verificam-se pelo menos 3 tipos litológicos distintos: matarcóseos, metapelitos e semi-pelitos e metagrauvacas. Em matarcóseos, observam-se fenoclastos de feldspatos com ampla predominância de plagioclásios, frequentemente zonados e maclados, sobre feldspatos alcalinos (amostra NR-121B, tabela A.6). A textura lepidoblástica é subordinada, dada a porcentagem relativamente baixa de biotita. Em metapelitos e semi-pelitos, a foliação contorna os cristais maiores de feldspatos e é tanto mais acentuada quanto maior o teor da rocha em biotita (amostras MF-06 e NR-121, Tab. A.6). Dependendo do corte efetuado na amostra, a foliação pode passar despercebida. As metagrauvacas podem mostrar granulação média a grosseira e um bom desenvolvimento da foliação paralelamente ao acamamento. Nestas rochas (amostra NR-121A, Tab. A.6), verificam-se níveis de actinolita, com os cristais orientados paralelamente à direção do bandamento, conforme ilustrado na figura 17d. Observam-se, ainda, cristais de clorita e biotita orientados na matriz, bem com porfiroclastos de plagioclásios zonados. Em todas as amostras deste afloramento, é constatada uma acen-



a



b



c

Figura A.6 - Feições meso e megascópicas do afl. 4, Km 203,9:
(a) acamadamento original, separando leitos de metarcóseos, abaixo, de leitos pelíticos, acima. Observa-se o desenvolvimento da foliação nos metapelitos, em contraste com o aspecto maciço dos metarcóseos; (b) foliação ressaltada pelo intemperismo, na porção superior da foto, em contraste com o aspecto maciço da parte inferior, menos foliada; (c) veio de material granítico dobrado, recortando as litologias metassedimentares.

tuada contribuição vulcânica à sedimentação. Apesar de apresentarem coloração macroscópica semelhante, podem ser diferenciadas pela granulação grosseira dos arcóseos, com grãos de feldspatos da ordem de 3 mm, pelo alto teor de quartzo dos pelitos e semi-pelitos, e pela presença de minerais prismáticos alongados e clorita nas grauvacas.

Afloramento 5 - km 205,3 - Exposição em ambos os lados da estrada com aproximadamente 8 a 10 m de altura e extensão da ordem de 150 m. Clorita-muscovita filitos (amostra MF-07, tabela A.5) com finas intercalações de clorita-actinolita filitos envolvem uma rocha de composição dacítica metamorfizada, na forma de corpos lenticulares, com até 10 m de comprimento, conforme mostrado na figura A.7a. Na litologia metavulcânica, a foliação, mais proeminente nas bordas das lentes é conferida pelo alinhamento de biotitas. Em direção ao centro das mesmas, o aspecto maciço é predominante. Trata-se de um corpo tabular que, trabalhando mais rigidamente durante o processo deformacional, sofreu um processo de "boudinage", devido ao caráter menos competente das encaixantes. Na figura A.7b pode-se observar o adelgaçamento e ruptura da rocha dacítica, envolvida pelo fluxo das encaixantes ao longo da xistosidade, bem como fraturas trativas desenvolvidas transversalmente à direção de fluxo.

Afloramento 6 - km 205,8 - Exposição contínua, em ambos os lados da estrada, por cerca de 300 m, com altura média de 3 a 4 m. A litologia é um metarritmito, alternando-se bandas de composição e granulometria muito diversificada. Tal alternância irregular, mostrada na figura 8a, pode ser representativa do acamadamento sedimentar original, com estratos deste submilimétricos até aproximadamente 50 cm de espessura. A variação composicional é mostrada pelos médias de composição modal, abaixo relacionadas:



a



b

Figura A.7 - Ocorrência de rochas metavulcânicas, afl. 5, Km 205,3: (a) "mega-boudins" de rocha metadacítica em filitos; (b) detalhe de (a), mostrando o adelgaçamento e ruptura da rocha mais competente, envolvida pela estrutura planar dos filitos. O "boudin" principal tem dimensões de aproximadamente 10 m x 4,5 m.

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K
Clorita	12	-	5	-	35	10	-	10	25	10	5
Biotita	25	10	10	-	-	-	10	20	15	20	10
Muscovita	13	-	18	10	-	20	5	30	25	25	-
Quartzo	15	32	25	25	18	32	35	15	25	12	85
Plagioclásio	20	20	15	27	-	20	15	-	1	18	-
Carbonatos	10	30	7	30	45	3	25	-	-	tr	-
Epidoto	2	5	10	-	-	10	5	10	-	-	-
Esfeno	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-
Opacos	3	3	10	8	2	5	5	15	7	15	-

Em bandas quartzo-carbonáticas observa-se, macroscopicamente, a presença de cristais bem formados de ankerita. Por vezes observa-se, também macroscopicamente, a presença de pirita, e calcopirita disseminadas, bem como níveis submilimétricos com magnetita.

A clivagem ardosiana desenvolve-se paralelamente ao possível acamadamento e corresponde a uma estrutura planar fina e regular nos termos mais micáceos, tornando-se uma xistosidade em bandas micáceas mais grosseiras. Em bandas quartzo-feldspáticas ou carbonáticas, a estrutura planar é irregular e, por vezes, difícil de perceber mesoscopicamente. Nestes casos, a rocha tem um aspecto maciço. O comportamento diferencial de bandas de composição distinta é responsável pelo frequente adelgaçamento e espessamento de bandas mais competentes, acompanhado ou não de ruptura, e gerando "boudins" e estruturas "pinch-and-swell" em diversas escalas. Mesmo que a alternância irregular de bandas de composição diversa seja sugestiva de uma acamadamento original, deve-se levar em consideração que o mesmo pode estar transposto, visto que a foliação metamórfica observada coincide regionalmente com S_2 . Raras dobras sem raiz verificadas no afloramento constituem uma evidência neste sentido, bem como a presença de profiroblastos de plagioclásio, helicíticos e pré-cinemáticos com relação à xistosidade dominante. A estrutura planar está dobrada em escala megascópica, mesoscópica e microscópica (Fig. 24, 25b e 26a). O dobramento se manifesta na forma de anticlinais e sinclinais aproximadamente paralelas, as

simétricas, mergulhantes para NW e com seu eixo exibindo caimen_{tos} da ordem de 20° para NE. Nas camadas finas e menos competentes geram-se crenulações simétricas ou assimétricas, por vezes com clivagem de crenulação S_3 bem desenvolvida (Fig. 26a). A superfície dobrada pode apresentar, ainda, estrias de deslizamento interestratal (Fig. 25a) que atestam a formação do dobramento por um processo de deslizamento flexural em superfícies discretas. Lineações paralelas ao eixo de dobramento são também comuns e têm orientação média de $(20^{\circ}; N15-20E)$. Podem constituir lineações L_{2-3} , bem com eixos de crenulações e eixos de "mullions" (Fig. 25c). Um fraturamento proeminente e espaçado de 20 a 40 cm dispõe-se transversalmente ao eixo das dobras.

ANEXO II
TABELAS DE COMPOSIÇÃO MODAL

Tabela A.1 - Composição modal estimada dos metapelitos da região do Passo Feio.

Amostra nº	Filitos										Xistos																			
	MF-43	MF-44B	MF-56A	EP-7A	FS-54	FS-56	FS-79	FS-91	FS-138	FS-170	MF-37B	MF-52A	MF-59	MF-60	MF-62	MF-72A	EN-28	EN-28D	NP-37	NP-43	NP-44	EN-48	FS-22	FS-23	FS-28	FS-39	FS-49	FS-77	GM-24	MF-52
Clorita	-	-	-	-	15	12	3	55	10	30	-	-	10	2	5	-	-	tr	-	-	6	-	2	-	5	5	10	-	-	20
Biotita	-	-	2	15	40	3	7	-	-	1	40	12	3	20	42	13	tr	40	5	-	30	40	-	-	18	10	3	12	10	35
Muscovita	60	58	60	50	-	40	50	15	40	20	5	40	40	30	-	50	56	19	43	50	35	-	55	55	12	40	40	55	42	-
Quartzo	37	(40)	30	30	42	30	35	20	25	40	35	36	22	15	30	30	(30)	30	30	43	20	45	35	28	37	50	30	23	34	40
Feldspato	8		-	-	-	-	-	-	2	-	17	-	-	20	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	3	10	-
Granada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	10	15	3	5	5	1	1	12	5	8	-	5	10	-	2	15	2	3	-
Cloritóide	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	-	-	1	10	-	-	-	-	-	-	-	14	-	tr	-	-	4
Estaurolita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	10	8	-	-	-	-	5	6	10	-	-	-	-
Andaluzita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-
Epidoto	-	-	-	-	-	-	-	tr	6	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	-	-	-
Turmalina	-	tr	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	tr	-	-	tr	tr	-	-	-	-	tr	-	tr	-	tr	-	-	-	tr	-
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Esfeno	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-
Zircão	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-
Apatita	-	tr	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Minerais Opacos	2	2	8	5	3	15	5	10	15	9	tr	2	1	10	2	1	2	tr	2	2	1	15	3	2	2	3	2	5	1	1

Tabela A.2 - Composição modal estimada das rochas portadoras de anfibólio da região do Passo Feio.

Amostra nº	Anfibólio Xistos								Metagabros					Anfibólio Gnaisses								
	MF-36	MF-86	EP-05	EP-13	NP-36	NP-38	FS-26	FS-80	MF-37A	MF-74B	MF-81	EP-10B	FS-51	MF-39	MF-56A	MF-70	MF-77	MF-77B	NP-45	EP-54'	FS-25	FS-49A
Actinolita	(60)	50	20	5	{50}	{60}	15	50	{70}	{75}	60	{70}	70	{33}	31	-	{40}	{45}	-	{30}	25	25
Hornblenda		20	40	35			45	tr			-		-		23	37			40		10	10
Plagioclásio	37	-	39	45	{20}		15	28	5	5	36	5	10	39	10	30	15	34	56	50	15	-
Albita	1	20	-	-			-	15	-	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	30	-
Quartzo	-	-	-	-	-	10	-	14	-	-	-	5	-	-	-	-	10	-	-	5	5	35
Esfeno (± leu cozênio)	-	-	1	-	1	2	-	-	5	3	3	5	2	4	2	-	5	4	1	tr	1	5
Diopsídio	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	28	30	12	6	-	-	-	-
Epidoto	tr	10	-	15	2	tr	10	15	20	tr	1	12	16	6	3	2	15	10	-	13	10	15
Feldspato Alcalino	-	-	-	-	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Sericita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	18	-	-	-	-	-	-	-	-
Clorita	-	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	-	-	-	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-
Borita	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr	-	-
Apatita	-	tr	-	tr	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	tr	-	tr	-	-	-	tr	-
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-
Granada	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato	-	-	-	-	15	-	-	6	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	10
Minerais Opacos	2	tr	tr	tr	10	6	2	-	-	2	-	1	2	tr	3	1	3	1	2	2	4	-

Tabela A.3 - Composição modal estimada dos gnaisses quartzo-feldspáticos da região do Passo Feio.

	MF-71A*			MF-71B	MF-76A	EN-14B	EN-15	EP-50	EP-52	EP-52B	EP-53	EP-54	EP-56A
	I	II	III										
Quartzo	40	90	22	10	17		34		15	20	20	30	10
Plagioclasio	15	5		-		{55}	28	{60}				40	
Feldspato Alcalino	-	-	25	-	38	-	-	-	50	60	35	-	50
Clorita	25	-	5	-	-	-	11	-	-	-	-	3	20
Biotita	16	-	-	-	36	45	21	-	27	7	35	20	-
Muscovita	-	-	5	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	10
Granada	2	-	6	40	6	-	1	5	tr	3	6	5	5
Estaurolita	-	-	-	-	3	-	1	-	-	-	2	-	2
Hornblenda	-	3	35	25	-	-	-	23	-	9	-	-	-
Epidoto	-	-	-	20	-	-	-	-	-	-	-	tr	-
Calcita	-	-	-	-	-	-	-	-	6	1	-	-	-
Apatita	-	-	tr	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	-
Barita	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr	-	-	-	-
Esfeno	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-
Turmalina	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	tr
Minerais Opaços	2	2	2	5	tr	tr	4	2	2	-	2	2	2

* Bandas composicionais distintas: I = 4 mm, II = 2 mm, III = 7 mm.

Tabela A.4 - Composição modal dos xistos magnesianos na região do Passo Feio.

Mineralogia	Amostra													
	MF-38*	MF-56*	MF-73A*	MF-74A*	MF-74C	MF-78A	NP-38A	NP-38B	NP-46*	FS-13	FS-18	FS-31	FS-37	GM-29
Tremolita	90	80	98	80	55	95	70	78	80	50	55	97	78	90
Clinocloro	9,5	19	2	20	-	5	-	20	19	40	44	2	20	9
Plagioclásio	-	-	-	-	45	-	29	-	-	-	-	-	-	-
Esfeno	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-
Talco	0,5	-	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	1	-
Minerais opacos	tr	1	-	tr	tr	tr	1	2	1	10	1	1	1	1

* Contagem modal por pontos.

Tabela A.5 - Composição modal estimada das rochas metapelíticas da região do Faxinal.

Mineralogia	Amostra																						
	nº	MF-01	MF-02	MF-07	MF-13A	MF-17	MF-24	FM-13	FM-23	FM-34	MT-09	MT-15	MT-16	MT-16B	MT-26	MT-28	MT-46	MT-58	MT-64	MT-83	MT-127	MT-135	MT-183
Clorita	-	-	14	tr	-	-	-	15	-	-	-	5	-	10	-	-	30	5	-	-	-	5	
Muscovita	30	35	85	-	70	65	25	20	20	60	-	10	10	35	15	30	15	45	26	60	15	20	
Biotita	20	15	-	50	-	-	50	11	34	-	55	50	38	-	40	20	20	30	38	-	35	45	
Quartzo	30	35	-	40	20	33	20	40	35	28	42	25	50	25	30	15	15	10	25	30	30	20	
Plagioclásio	-	3	-	-	-	-	-	10	5	-	-	-	-	-	-	-	10	-	5	-	10	6	
Epidoto	-	-	-	-	-	-	-	-	-	9	1	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	1
Apatita	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Esfeno (+ leucoxênio)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Carbonato	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	tr	-	15	10	tr	-	-	-	-	-	2	-
Turmalina	tr	tr	-	-	-	-	tr	tr	tr	-	-	tr	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	r	tr
Granada	2	tr	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Minerais opacos	18	12	1	10	10	2	5	4	6	2	2	10	1	15	5	35	10	10	6	10	8	3	

Tabela A.6 - Composição modal estimada das rochas da seqüência metavulcanoclástica da região do Faxinal.

Mineralogia	Amostra nº																
	MF-04	MF-11	MF-13	MF-27	MF-28	MF-32	MF-34	GB-81	GB-119	NR-121	NR-121A	NR-121B	MT-12	MT-41	MT-56	MT-62	MT-160
Clorita	-	-	10	10	15	15	2	15	5	-	15	2	2	4	10	25	20
Muscovita	-	10	5	15	25	-	-	-	-	-	-	-	10	15	10	-	-
Biotita	35	20	5	-	-	-	-	-	-	32	2	1	20	10	15	-	15
Quartzo	42	28	30	30	25	10	10	20	1	40	33	10	15	40	30	20	20
Plagioclásio	15			10	18	25		53	26	15	23	62	45	25	30	35	19
Feldspato Alcalino	5	{40}	{40}	-	-	5	{5}	7	-	-	-	10	-	-	-	-	-
Anfibólio	-	-	-	-	-	-	-	-	4	-	20	2	-	-	-	-	-
Piroxênio	-	-	-	-	-	-	-	-	19	-	-	-	-	-	-	-	-
Fragmento de Rocha	-	-	-	5	tr	5	52	-	40	-	-	10	-	-	-	-	-
Epidoto	2	2	4	30	15	10	15	3	-	12	3	3	7	5	3	5	5
Esfeno	-	tr	1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	tr	-
Calcita	-	-	4	-	-	tr	-	-	-	-	1	-	tr	-	-	-	1
Matriz	-	-	-	-	-	28	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Minerais Opacos	1	tr	1	tr	2	2	1	2	5	1	3	tr	1	1	2	15	20

Tabela A.7 - Composição modal estimada das rochas portadoras de anfibólio da região do Faxinal.

Amostra nº	Anfibólio Xistos e Filitos							Anfibólio Gnaisses								
	FM-41	FM-178	MT-71A	MT-73	MT-113	MT-207	NR-78	FM-15B	FM-24	FM-63	FM-93C	MT-70	MT-81	MT-122	MT-125	NR-123
Actinolita	85	80	{70}	{70}	65	85	80	46	66	{70}	{70}	60	70	{75}	65	56
Hornblenda	-	-	-	-	5	-	-	14	7	-	-	10	tr	-	-	-
Plagioclásio	-	-	-	-	-	-	-	30	8	25	27	{20}	-	15	-	30
Albita	9	7	15	{15}	18	{5}	-	-	6	-	-	-	15	-	18	4
Quartzo	2	1	5	-	2	-	-	5	1	3	-	4	3	-	5	-
Esfeno (+ leucoxênio)	-	5	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2	1	-	2	20
Epidoto	3	4	3	10	10	6	5	-	2	tr	tr	3	7	8	10	-
Clorita	-	-	-	-	-	1	15	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Biotita	-	2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
Minerais Opacos	1	1	7	5	tr	3	tr	5	10	2	3	3	4	2	1	tr



UFRGS

SABi

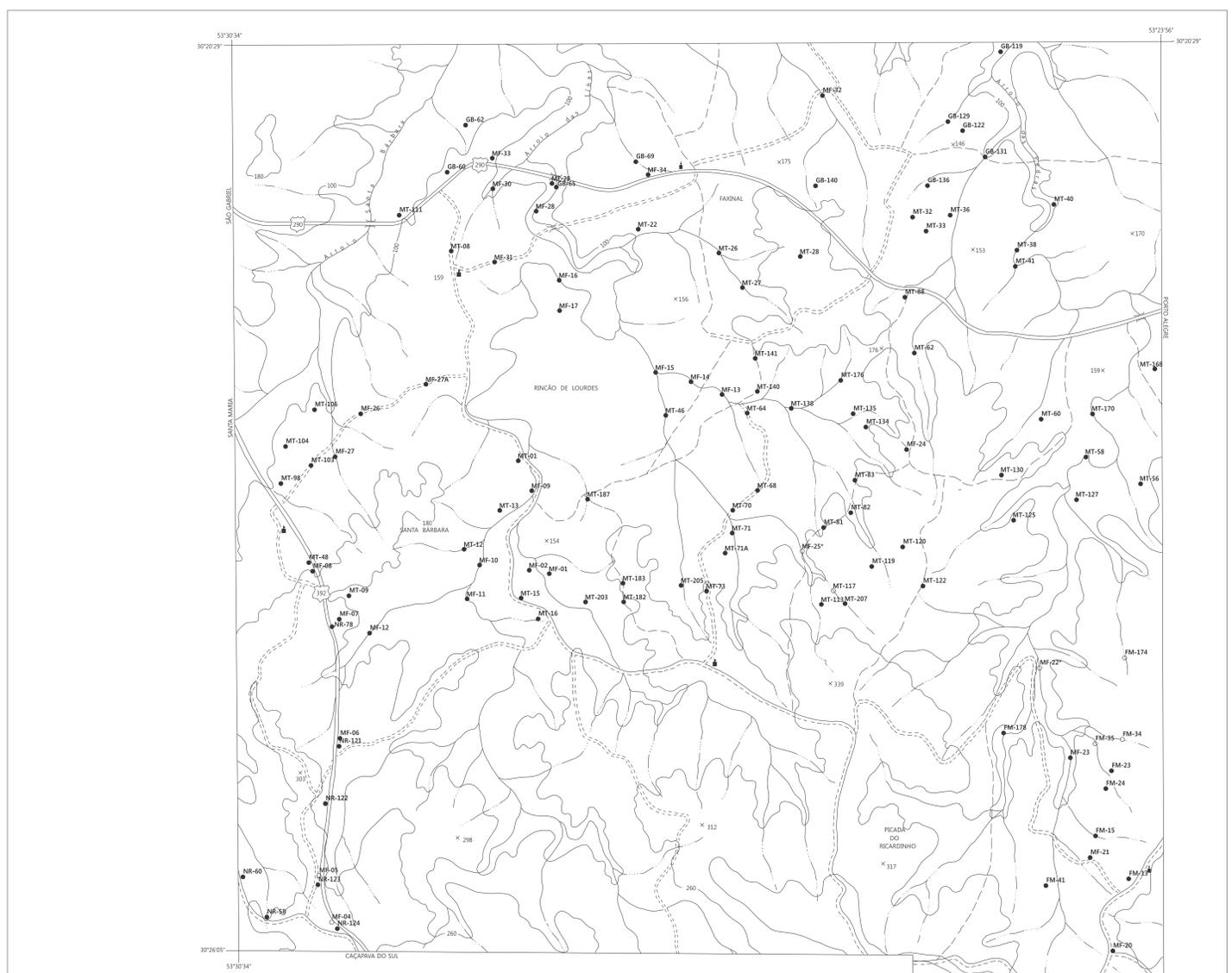


05237218

GEO
T
552.4(816.5) B624g

05237218

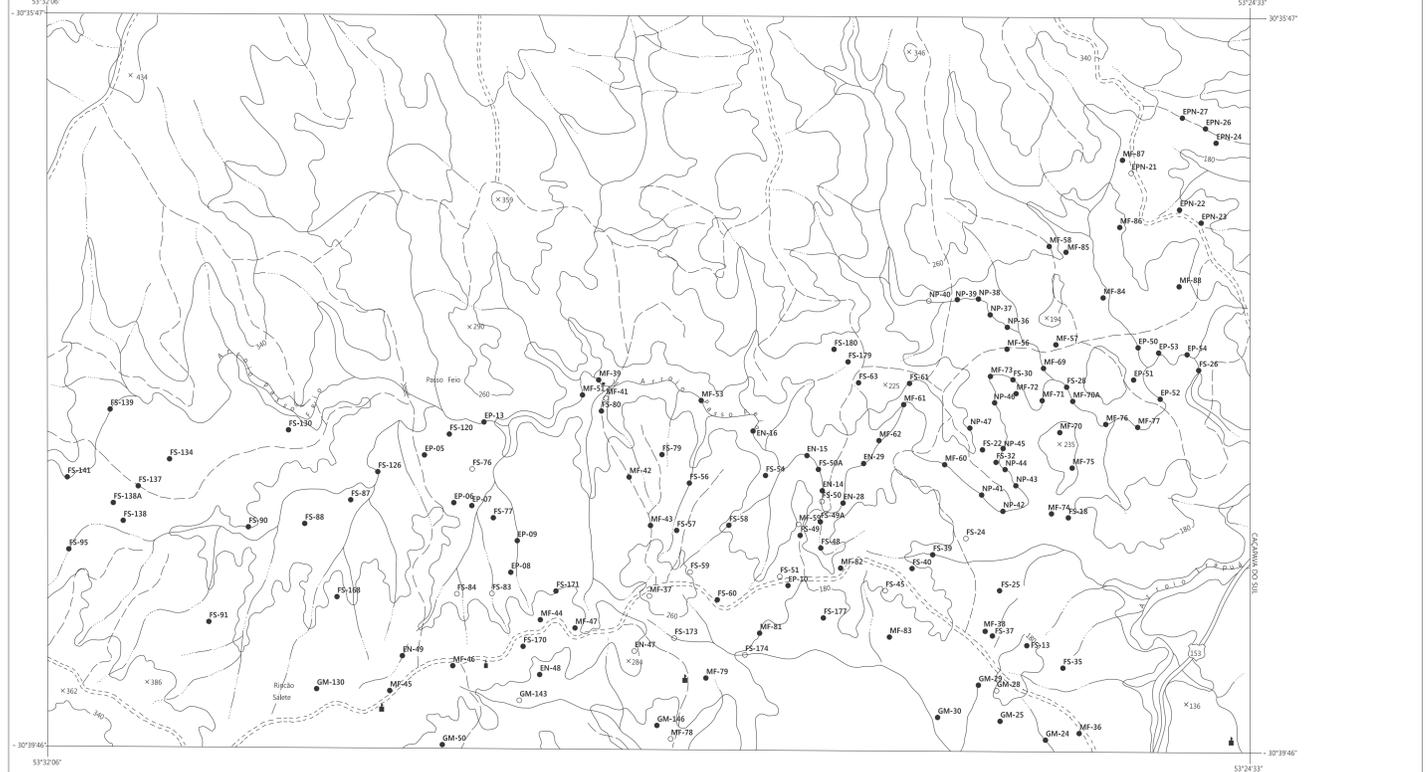
[000256077] Bitencourt, Maria de Fatima
Aparecida Saraiva. Geologia, petrologia e
estrutura dos metamorfitos da região de
Cacapava do Sul, RS. 1983. 161 f. : il., mapas



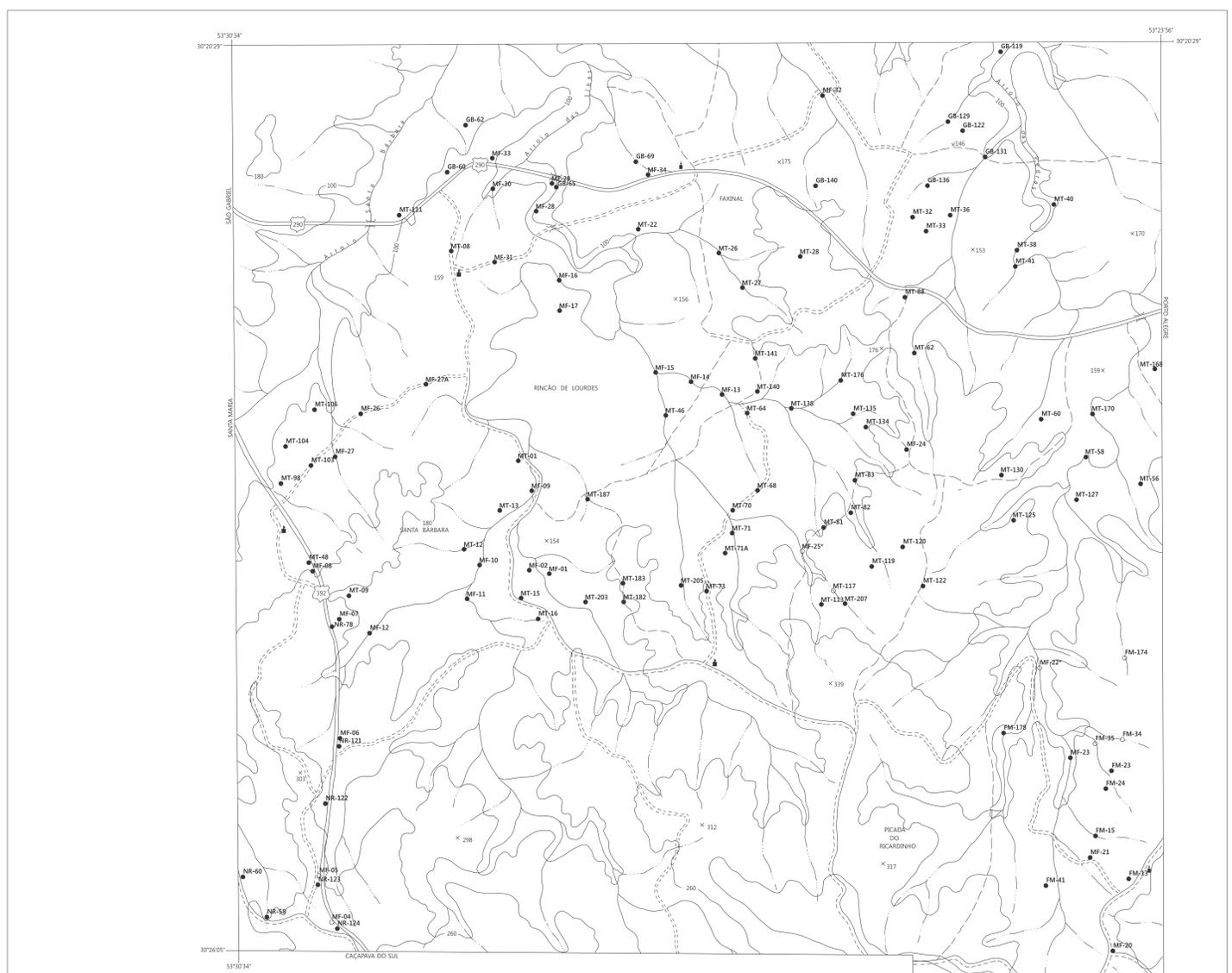
- Auto-estrada
- Estrada sem pavimentação
- Estrada secundária
- Caminho
- Drenagem
- Curva de nível - equidistância de 80m.
- Cota confirmada
- Igreja, escola, cemitério
- Ponte

- MF-15 Estudos petrográficos
- MF-05 Estudos petrográficos e análises químicas
- MF-29 Análise de anfíbólio por microsonda eletrônica

ESCALA : 1 : 25.000

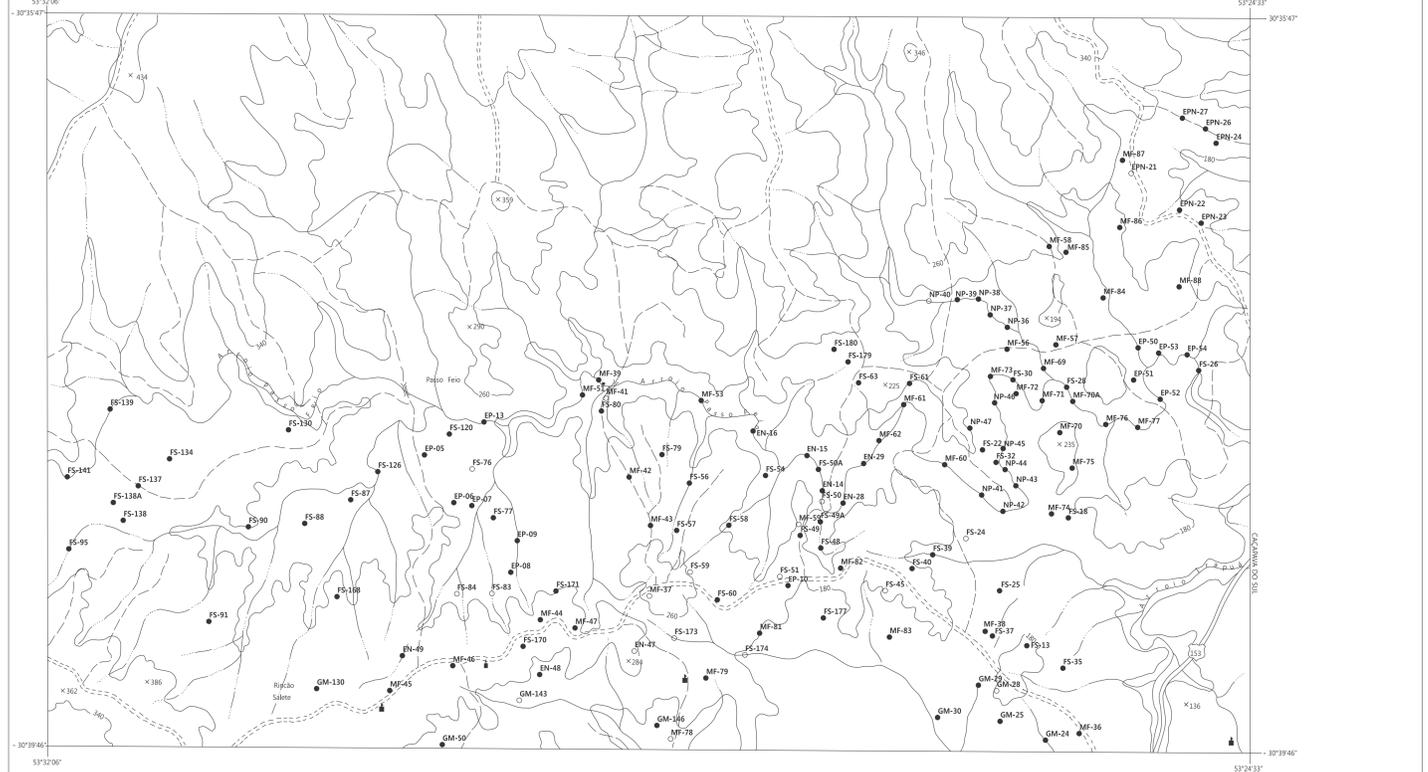


MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS NA REGIÃO DO FAXINAL E DO PASSO FEIO, CAÇAPAVA DO SUL, RS
 GEÓL. MARIA DE FÁTIMA A. S. BITENCOURT
 1983

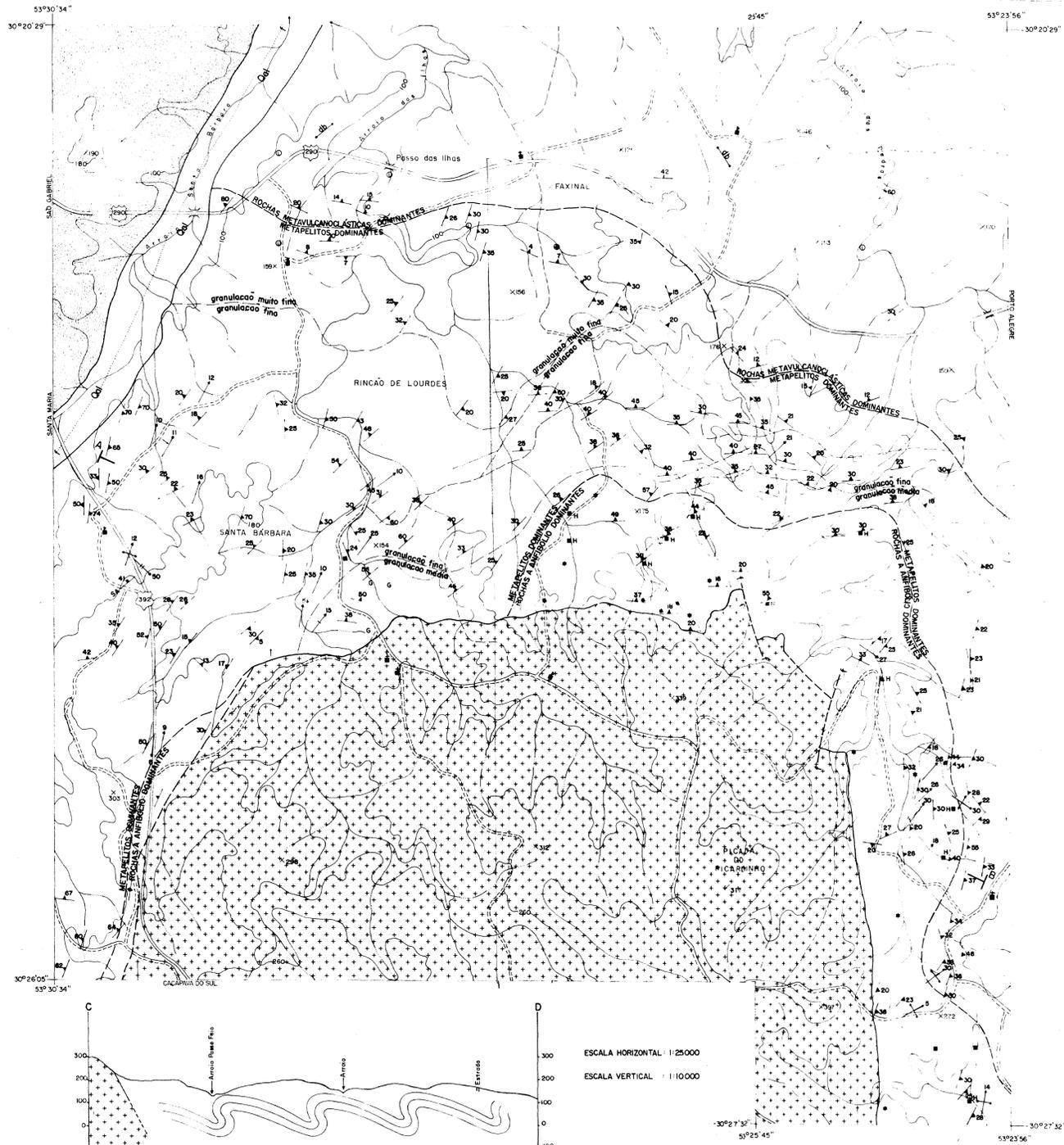


- Auto-estrada
- Estrada sem pavimentação
- Estrada secundária
- Caminho
- Drenagem
- Curva de nível - equidistância de 80m.
- Cota confirmada
- Igreja, escola, cemitério
- Ponte
- MF-15 Estudos petrográficos
- MF-05 Estudos petrográficos e análises químicas
- MF-29 Análise de anfíbolo por microsonda eletrônica

ESCALA : 1 : 25.000



MAPA DE LOCALIZAÇÃO DAS AMOSTRAS ESTUDADAS NA REGIÃO DO FAXINAL E DO PASSO FEIO, CAÇAPAVA DO SUL, RS
 GEÓL. MARIA DE FÁTIMA A. S. BITENCOURT
 1983



CONVENÇÕES

Quaternário

Qal

Depósitos aluvionares

Fanerozóico

Rochas sedimentares da Fm. Maricá, rochas vulcânicas e vulcano-sedimentares do Grupo Bom Jardim, conglomerados do Grupo Camaquã

Pré-Cambriano

Complexo Metamórfico Passo Feio

Complexo Granítico de Capapava do Sul

Predominam xistos pelíticos (+) localmente com finas intercalações de quartzitos, filitos (-), anfíbio xistos (+), anfíblio gnaisses (+), metabasitos (+), e rochas meta-vulcanoclásticas. Ocorrem subordinadamente gnaisses quartzofelídicos (+), xistos magnesianos (+), mármores e rochas calcossilicatadas (+), e meta-vulcânicas ácidas (+).

Complexo granítico com litologias de coloração rosea a cinza, granulção fina a grossa, foliada. Composição sienogranítica a granodiorítica, com predominância de composição monzogranítica e termos tonalíticos raros. O máfco dominante é a biotita, com ocorrência subordinada de anfíblio.

- Contato definido
- Contato aproximado
- Contato gradacional
- Falha normal A ALTO B BAIXO
- Falha invertida
- Falha encoberta
- Rochas lamprofíticas
- Diques básicos

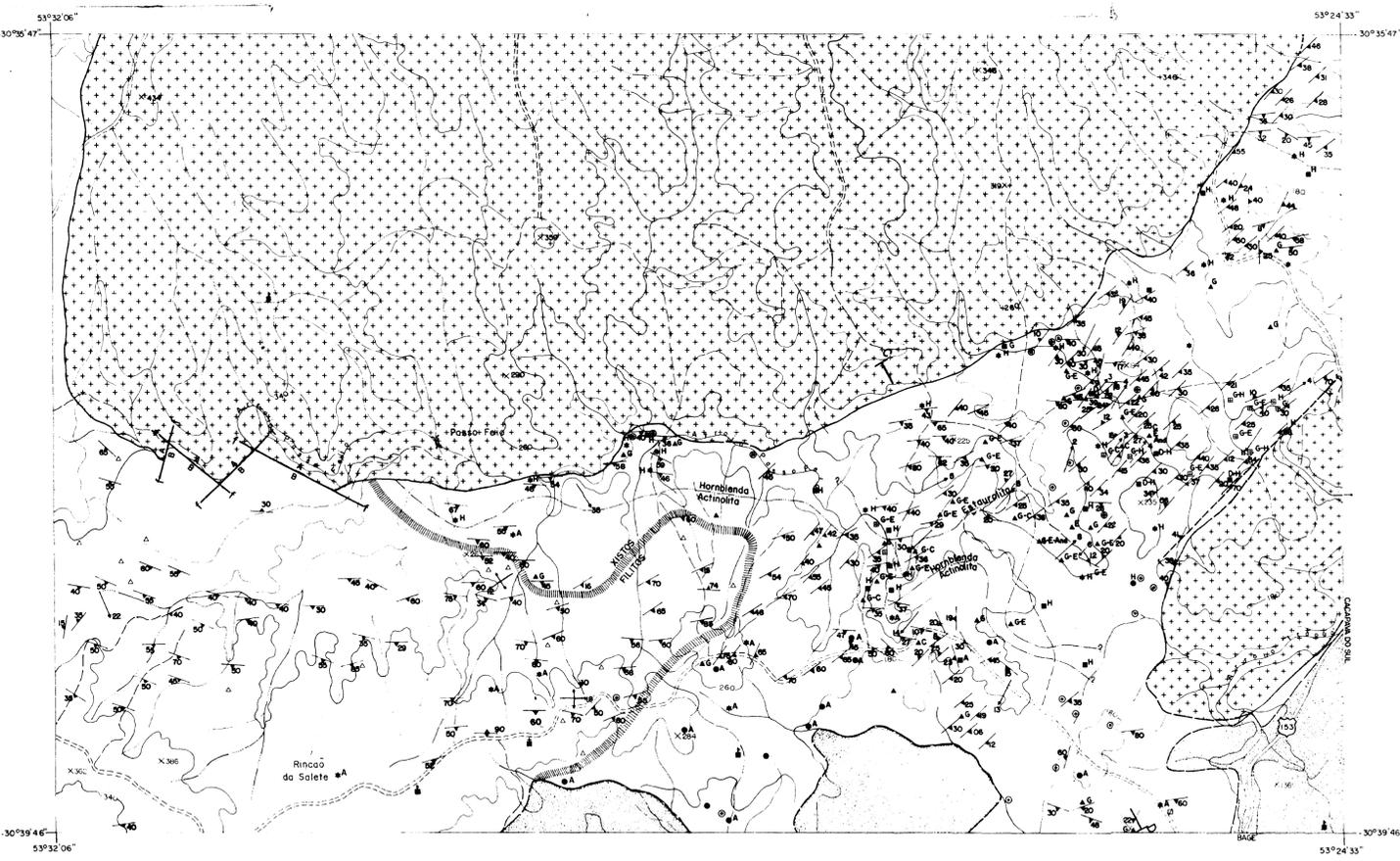
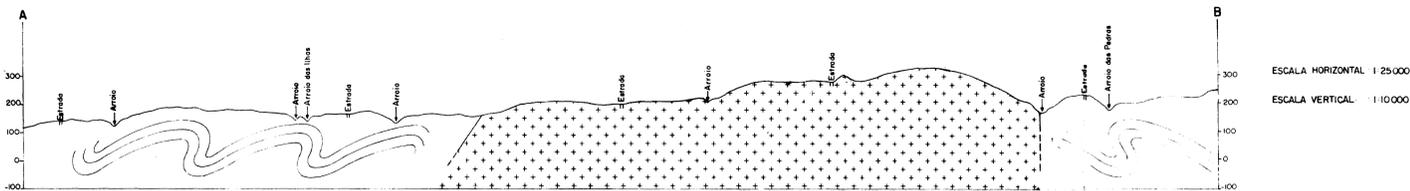
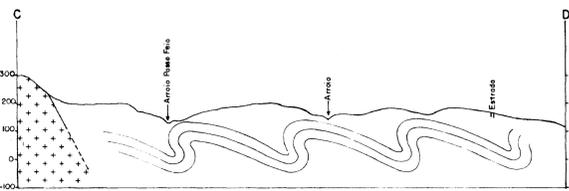
- Atitude de foliação
- Foliação horizontal
- Foliação vertical
- Atitude de acamamento
- Atitude de lineação B
- Estrios de deslizamento
- Superfície axial medida
- Antiforme com caimento
- Sinforme com caimento

Limite gradacional de granulção

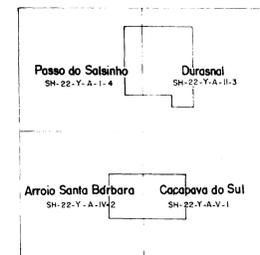
Isogradas de M₁

- A. Actinolita
- And. Andalusita
- c. Cloritide
- d. Diopsida
- e. Estaurólita
- g. Granada
- h. Hornblenda

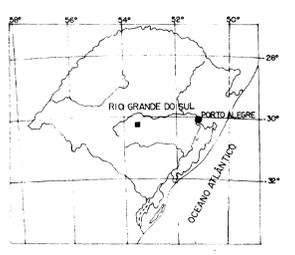
- Auto-estrada
- Estrada sem pavimentação
- Estrada secundária
- Caminho
- Drenagem
- Curva de nível-equidistância-80m.
- x156 Cota confirmada
- Igreja, escola, cemitério
- Ponte



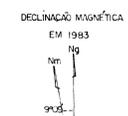
ARTICULAÇÃO DAS FOLHAS



SITUAÇÃO DA ÁREA NO ESTADO



Base planimétrica ampliada das folhas Passo do Salsinho (DSG-1979), Cacapava do Sul (DSG-1968), Arroio Santa Bárbara (DSG-1978) e Dursanol (DSG-1979).



ESCALA 1:25000



UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO GRANDE DO SUL
CURSO DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
MAPA GEOLÓGICO DOS METAMORFITOS DA REGIÃO DO FAXINAL E DO PASSO FEIO, CACAPAVA DO SUL, RS
AUTORA: MARIA DE FÁTIMA A. S. BITENCOURT
ORIENTADOR: LÉO AFRANEO HARTMANN
1983