

Figura 1 - Mapa geológico simplificado da parte central do escudo Sul-rio-grandense, mostrando a área de ocorrência da Suíte Metamórfica Porongos (extraído de Santos et al. J989).

ausência de reliquias de textura fanerítica ou porfírica e, ainda, pela intercalação de bancos centimétricos de *metachert* bandado, por vezes ricos em pirita.

Estas rochas metavulcânicas comumente apresentam de 20 a 30% de fenoclastos de plagioclásio com 0,3 a 3,0 mm de diâmetro, disseminados em uma matriz muito fina com textura nematoblástica a lepidoblástica e granoblástica, dependendo da composição e da intensidade de deformação (Fig. 3a,b). A mineralogia das rochas máficas consiste de plagioclásio (25-30%), anfibólio (30-35%), Mg-clorita (15-20%), biotita (10-15%), quartzo (3-5%), pirita (3-5%) e apatita (1-3%). Em menor proporção ocorrem clinopiroxênio, epidoto, titanita, mica branca e carbonato. A mineralogia das rochas intermediárias é semelhante, porém estas rochas apresentam maiores proporções de plagioclásio (30-35%) e quartzo (5-10%), menores de apatita e ausência de clinopiroxênio.

O plagioclásio (An<sub>15,25</sub>) ocorre principalmente como fenoclastos com 0,5-2,5 mm de diâmetro (Fig. 3c), mas também como constituinte da matriz. Os grãos são angulosos, localmente ripiformes. O anfibólio, possivelmente Fe-actinolita a Fe-tschermakita dependendo da fácies, ocorre como fenoclastos (0,3-1,0 mm) ripiformes com núcleos de clinopiroxênio (Fig. 3d) e como constituinte da matriz, onde está parcialmente substituído por clorita e biotita. O quartzo, mais abun-

dante nas rochas intermediárias, é parte da matriz, onde está recrystalizado. Nas rochas máficas, a pirita ocorre como fenoblastos subédricos a euédricos, de até 7,5 mm de comprimento, e nas intermediárias é um constituinte da matriz. A apatita é ripiforme e está incluída em plagioclásio, mas pode, localmente, ocorrer como fenoclasto de até 0,3 mm de diâmetro. O epidoto forma cristais subédricos (0,1 e 0,3 mm) e está disseminado na matriz. A titanita é rara, euédrica e de diâmetro inferior a 0,5 mm. A mica branca ocorre como alteração do plagioclásio. O carbonato é raro e forma diminutos cristais ou agregados na matriz.

**METAVULCÂNICAS FÉLSICAS** As rochas metavulcânicas félsicas apresentam características mesoscópicas variadas, com predomínio de termos finos, silicificados e de cor cinza. Em alguns afloramentos, estas rochas contêm fenoclastos de feldspato e quartzo, cujas proporções variam entre 25 e 35% nos termos menos deformados até menos de 10% nos mais deformados. Bandas milimétricas a centimétricas ricas em quartzo, descontínuas, dobradas ou em *boudins* são frequentes. Lentes de *metachert* com sulfetos ocorrem como intercalações locais nas metavulcânicas félsicas.

Em exemplares menos deformados e mais grossos, os fenoclastos possuem diâmetro médio de 0,5 mm, mas podem alcançar até 2,0 mm (Fig. 4a). Nos mais finos, os fenoclastos possuem diâmetro inferior a

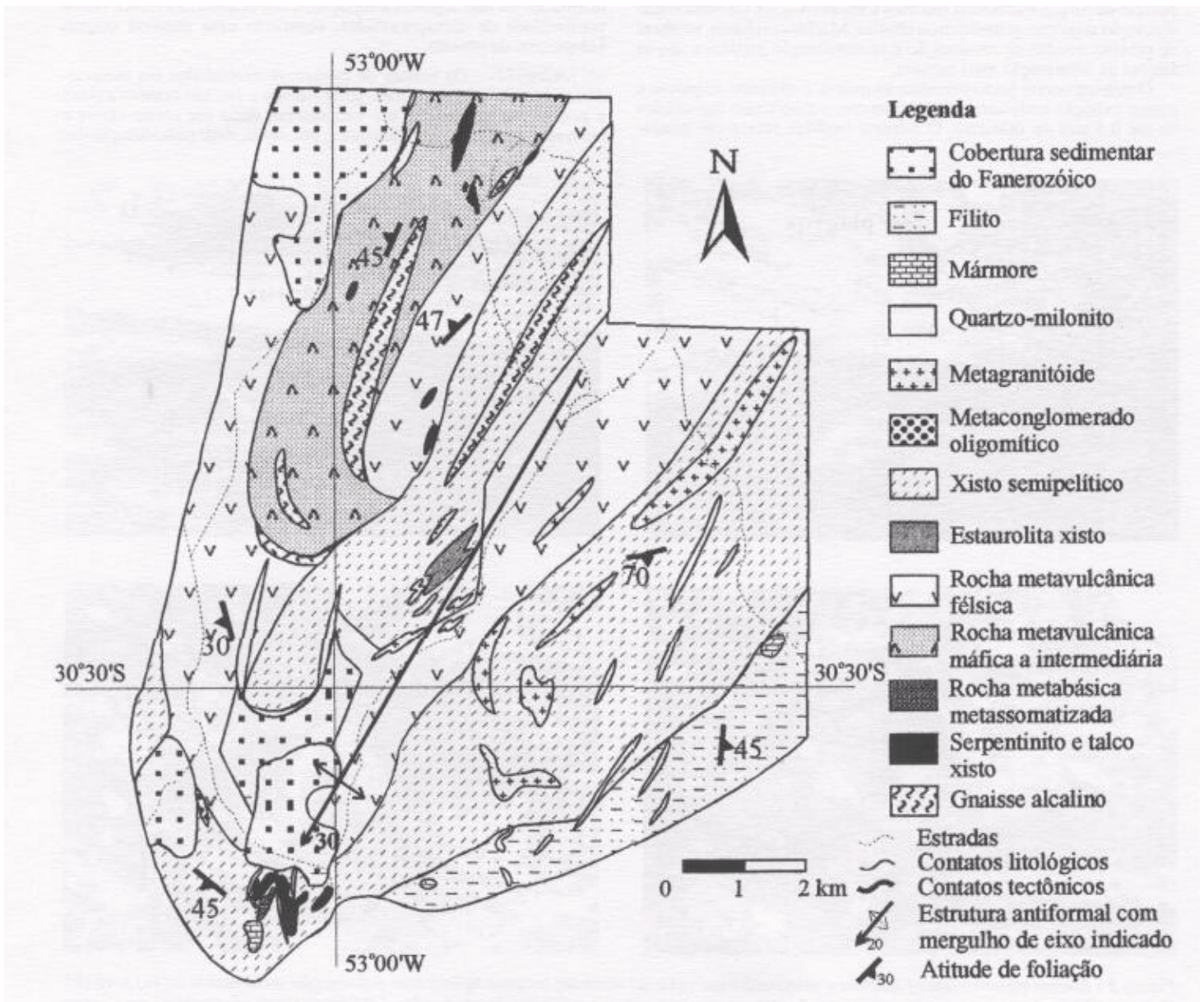


Figura 2 - Mapa geológico simplificado da área estudada (Suíte Metamórfica Porongos - Antiforme Capané).

0,4 mm. A matriz dessas rochas tem textura granoblástica fina a muito fina e a maioria dos cristais são angulosos, sugerindo reliquias de tufo de cristal e de cinza recristalizada. Amostras mais deformadas possuem fenoclastos imersos em uma matriz com textura lepidoblástica composta por mica branca com estrutura do tipo *micafish* (Fig. 4b). Em amostras muito deformadas, a ausência de texturas primárias e a redução de tamanhos de grão comumente dificulta a distinção entre amostras de metavulcânicas félsicas, metapelitos e metagranitóides intensamente deformados por cisalhamento.

Estas rochas são compostas de feldspato potássico (25-35%), quartzo (25-35%), plagioclásio (5-15%) e minerais micáceos (25-35%) representados por proporções variadas de mica branca, biotita e clorita. Os acessórios compreendem magnetita, pirita, apatita, zircão, turmalina, epidoto e, por vezes, também, granada.

O feldspato potássico ocorre como fenoclastos angulosos e como constituinte da matriz. Os cristais podem apresentar macias, extinção ondulante, fraturas, e nas porções mais deformadas, apresentam seções elípticas, bordos e caudas granulados e recristalizados. Inclusões de minerais opacos e apatita, e alteração para mica branca são comuns. Quando constituinte da matriz, o feldspato é anédrico, tem contatos suturados, apresenta formação de subgrãos e fitas.

O plagioclásio ocorre principalmente na matriz, mais raramente como fenoclastos de diâmetro inferior a 0,5 mm com núcleo, em geral, alterado para mica branca. Quando zonados, o núcleo tem a composição de  $An_{10-20}$  e as bordas são mais sódicas ( $An_{5-10}$ ). Os fenoclastos têm seção angulosa, prismática ou elíptica. Macias em chama, sombras de pressão, caudas de cominuição e recristalização periférica são as feições de deformação mais comuns.

O quartzo ocorre principalmente na matriz, é anédrico, anguloso e possui extinção ondulante, mas localmente ocorre como fenoclastos de até 0,5 mm de diâmetro. O mineral também ocorre em bandas

paralelas à foliação, as quais consistem de agregados de subgrãos recristalizados.

A mica branca ocorre como alteração de feldspatos, como constituinte da matriz ou, ainda, como fenoblastos. A variedade inclusa em feldspatos é muito fina, desenvolveu-se com orientação aleatória e, quando em plagioclásio, está preferencialmente concentrada no núcleo mais cálcico. A variedade da matriz tem aspecto sujo, é fina, define a foliação metamórfica e tende a se concentrar em trilhas. Os fenoclastos podem ter até 3 mm de diâmetro e ora ocorrem como *micafish* e ora circundam fenoclastos de feldspato e, em contraste com as demais variedades, possuem inclusões de magnetita ou de pirita.

A biotita e clorita são muito finas, ocorrem intimamente intercaladas e suas proporções são variáveis. A biotita é restrita à matriz e a clorita, além de constituir parte da matriz, pode também formar películas em torno de fenoclastos de feldspato. A granada é rara e ocorre como porfiroblastos euédricos rotacionados de até 4,0 mm de diâmetro, os quais são acompanhados de sombras de pressão contendo feldspato potássico, opacos, clorita e mica branca. Magnetita e pirita ocorrem como inclusões euédricas com diâmetro inferior a 0,1 mm ao longo da clivagem de porfiroblastos de mica branca, no interior da granada delineando uma foliação  $S_{11}$ , ou como constituintes da matriz. A apatita ocorre como inclusões aciculares nos feldspatos. O zircão é subédrico, fraturado e está, normalmente incluso em biotita. A turmalina e o epidoto ocorrem como cristais euédricos a subédricos, fraturados, orientados ou não segundo a foliação, e sua abundância cresce com a proximidade de metagranitóides, sugerindo uma possível origem hidrotermal de contato.

**METACHERT** Os bancos de *metachert* intercalados em metavulcânicas possuem espessura em geral inferior a 1 m, são brancos a cinza e geralmente apresentam um bandamento dado por níveis claros e escuros alternados. O bandamento é, por vezes, dado pela variação das

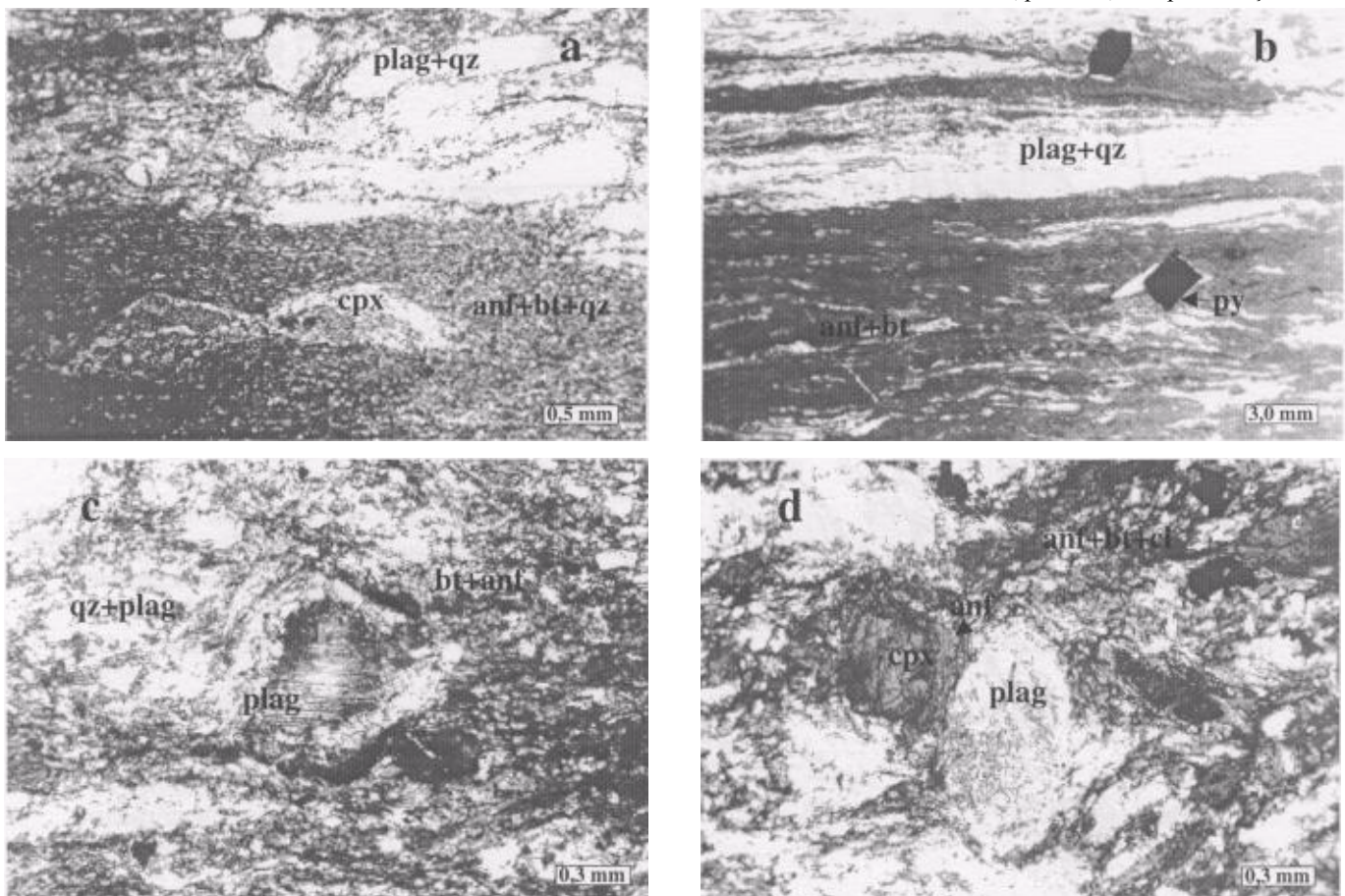


Figura 3 - Rochas metavulcânicas máficas a intermediárias, (a) e (b) mostram texturas típicas com deformação aumentando de (a) para (b). Notar em (b) pirita tardi a pós-cinematismo. (c) fenoclasto de plagioclásio recristalizado nas bordas, (d) fenoclasto de plagioclásio em contato com fenoclasto de clinopiroxênio parcialmente transformado em anfibólio. anf - anfibólio, bt - biotita, cl - clorita, cpx - clinopiroxênio, plag - plagioclásio, py - pirita, qz - quartzo.

proporções de pirita. Estas rochas têm textura granoblástica fina, e de forma subordinada, lepidoblástica e são constituídas por quartzo (60-70%), pirita (5-7%) e clorita ± biotita (25-30%).

Em amostras menos deformadas, o quartzo tem diâmetro médio de 1,5 mm, está recrystalizado e apresenta fraca extinção ondulante, a pirita ocorre como cristais eudrícos disseminados e a biotita ocorre em lamelas sem orientação preferencial que atingem até 0,1 mm de comprimento. Com aumento da deformação, o quartzo apresenta granulação inferior a 0,5 mm, a pirita forma finas bandas de agregados concordantes com a foliação e a biotita está parcialmente transformada em clorita.

**Metagranitóides** Os metagranitóides ocorrem como lentes paralelas à foliação das supracrustais, em ambos flancos da antifórme, mas são mais abundantes próximo à zona de charmeira. A proximidade destas lentes é, em geral, detectada pela abundância de veios de quartzo leitoso e apófises milimétrica a centimétrica em meio às supracrustais. Estas injeções secundárias são preferencialmente paralelas à foliação, resultando em xistos bandados. As bandas quartzo-feldspáticas estão, em geral, dobradas de forma apertada em conjunto com os xistos ou formam *boudins*. Estas características estruturais e a ausência de metamorfismo de contato sugerem que as injeções foram sin-cinemáticas.

Os metagranitóides são rosa claro, finos a médios e apresentam uma pronunciada foliação, localmente também um bandamento composicional dado pela alternância de níveis ora mais ricos em quartzo e feldspato ora em biotita. A composição quartzo-feldspática, a pronunciada foliação, a presença de fitas de quartzo e feldspato, de fenoclastos rotacionados com caudas de destruição, sombras de pressão e uma forte lineação de estiramento caracterizam os afloramentos dos metagranitóides. Dobras apertadas, *boudins* e *rods* com até vários metros de extensão também são comuns.

As amostras de metagranitóide apresentam uma textura porfiroclástica proeminente. Os fenoclastos são elipsoidais e de diâmetro que varia desde 5 mm até 0,4 mm (Fig. 4c), de acordo com a intensidade crescente de deformação. Nas porções menos deformadas, os porfiroclastos perfazem entre 50 e 60% da rocha. A matriz exibe textura milonítica de granulação decrescente com a intensa de deformação, o que é acompanhado pelo aumento na quantidade de micas e óxidos de ferro, fitas de quartzo e caudas de destruição de feldspato, marcadores da foliação e das lineações. Os exemplares estudados apresentam textura que varia de protomilonítica a ultramilonítica. A matriz resultante de cominuição de grãos está inteiramente recrystalizada sob condições da fácies xisto verde, compatível com o retrometamorfismo das rochas encaixantes durante a formação de  $S_2$  nestas.

As amostras menos deformadas de metagranitóides consistem de feldspato potássico (55-60%), quartzo (25-30%) e plagioclásio (10-15%). Com aumento da deformação, o feldspato potássico e o plagioclásio dão lugar a proporções crescentes de mica branca, a qual pode, então, alcançar até 25% da rocha, originando xistos feldspáticos. Biotita, apatita, opacos, epidoto, clorita e carbonato ocorrem como traços.

O feldspato potássico ocorre como fenoclastos e na matriz. Os fenoclastos variam de 3,0 a 5,0 mm de diâmetro. Os grãos diminuem com o aumento da deformação devido à cominuição periférica, adquirem seção oval e longas caudas de destruição, muitas das quais assimétricas. Outras feições de deformação incluem fraturas, exsolução de albita e quartzo, macias em chama e *kink-bands*. Na matriz, o feldspato varia de 0,2 a 0,1 mm de diâmetro e nos termos mais preservados, apresenta textura equigranular com junções triplícies. Com o avanço da deformação, os contatos passam a suturados, os grãos estão recrystalizados e com forte extinção ondulante e, em casos extremos, constituem longas fitas.

O quartzo da matriz tem diâmetro entre 0,2 e 0,05 mm, ou está concentrado em *ribbons* monominerálicas ou com feldspato, sempre

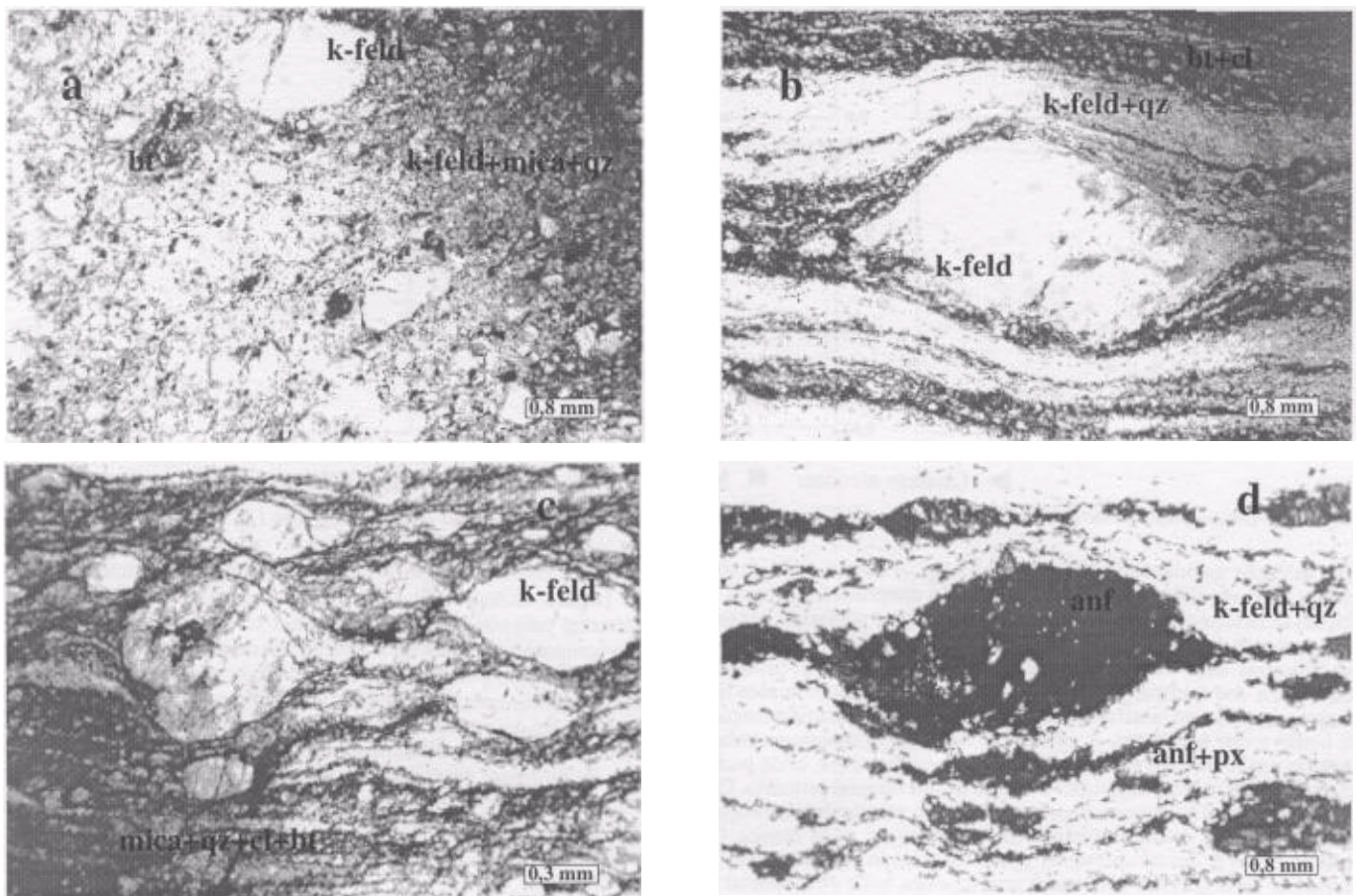
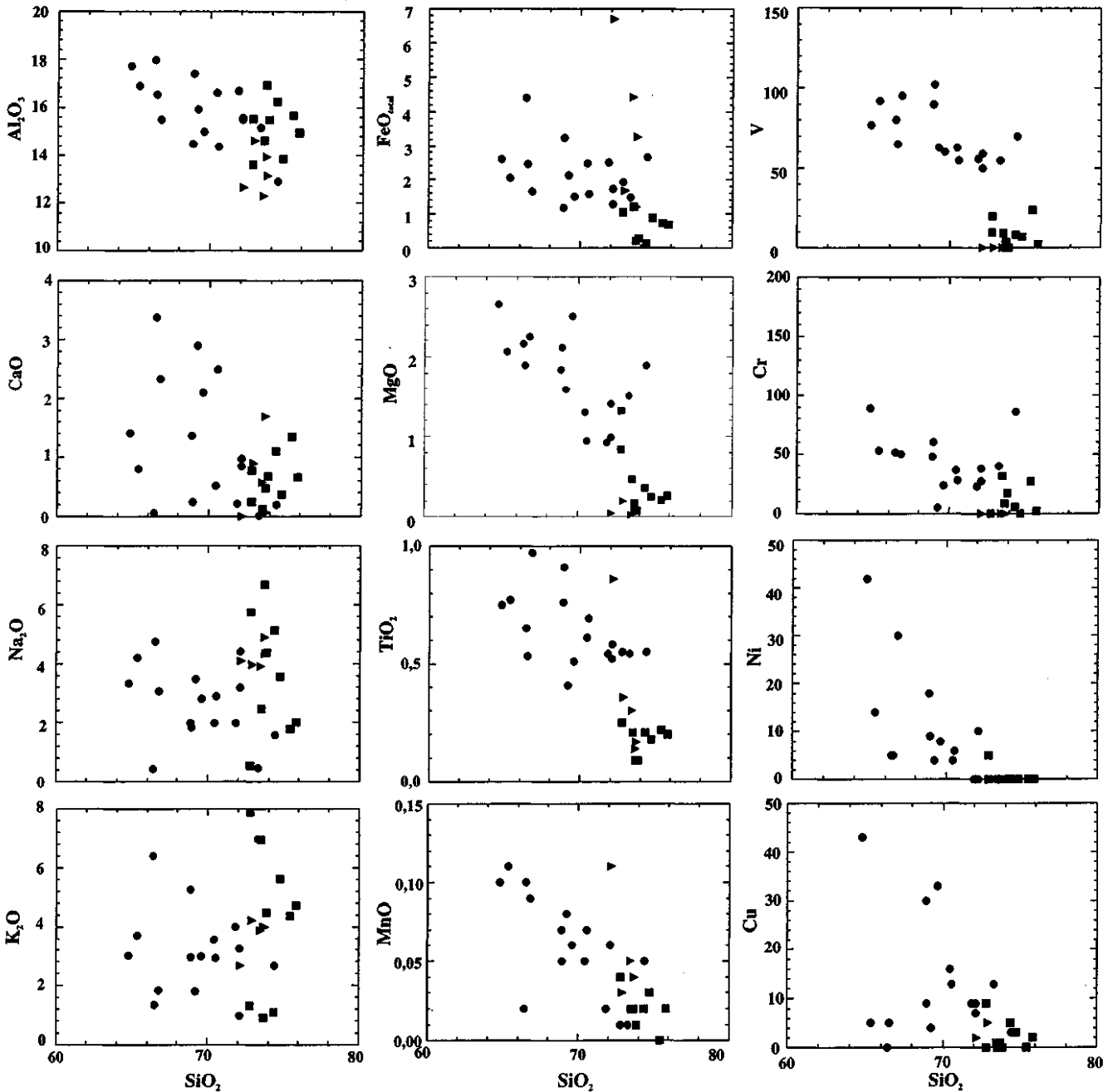


Figura 4- (a) e (b) rochas metavulcânicas fêlsicas com deformação crescente de (a) para (b), (c) metagranitóide com fenoclastos arredondados de K-feldspato. (d) gnaiss alcalino com fenoclasto de riebeckita. *anf* - anfibólio, *bt* - biotita, *cl* - clorita, *K-feld* - K-feldspato, *mica* - mica branca, *px* - piroxênio, *qz* - quartzo.



► Gnaiss alcalino ■ Metagranitóide ● Metavulcânica félsica

Figura 5 - Diagramas de Harker das rochas metavulcânicas félsicas, metagranitóides e gnaisses alcalinos (grupo 1).

com extinção ondulante. O plagioclásio (An<sub>05-15</sub>) ocorre como fenoclastos ou como grãos menores na matriz. As dimensões, formatos e feições de deformação são similares aos do feldspato potássico, exceto pela presença de macias onduladas. A mica branca é mais abundante em amostras mais deformadas, onde define a foliação e circunda fenoclastos dos feldspatos. O mineral em geral contém inclusões de opacos e bordas com biotita e clorita. A clorita resulta de transformação da biotita e dos feldspatos. A apatita ocorre como diminutas acículas inclusas em feldspatos e como cristais maiores na matriz, onde pode alcançar até 0,10 mm, sugerindo tratar-se de um mineral primário. Os opacos, em geral magnetita, ocorrem na matriz, comumente acompanhando a biotita, eventualmente como inclusões na mica branca. O epidoto é raro e, quando presente, está intercrescido com a biotita. O carbonato foi observado apenas em uma amostra, onde é intersticial à matriz.

**Gnaisses alcalinos** O primeiro registro da ocorrência de gnaisses alcalinos na Antiforme Capané é devido a Hartmann & Jost (1980). Segundo os autores, os gnaisses afloram apenas no flanco oeste

da estrutura, como um corpo tabular com 16 km de comprimento e 200 m de largura, concordante com as supracrustais. Esses gnaisses se caracterizam pela cor cinza avermelhada a vermelha e por um bandamento composicional dado pela alternância de níveis milimétricos ora ricos em feldspato potássico ora em piroxênio, anfibólio e opacos. A textura predominante é porfiroclástica média a fina, variável com a intensidade de deformação. A matriz é granoblástica fina, resultante de cominuição de porfiroclastos, e a estrutura é orientada. Os fenoclastos são de feldspato potássico e de minerais máficos, todos em geral prismáticos, de até 5,0 mm de comprimento (Fig. 4d), e com sombras de pressão e caudas de destruição. A presença de fenoclastos de anfibólio e de restos de piroxênio é a mais importante característica desses gnaisses.

Os minerais essenciais dos gnaisses compreendem quartzo (35-45%), feldspato potássico (30-40%), anfibólio (5-10%), piroxênio (3-5%) e magnetita (3-5%). Alguns exemplares apresentam biotita (3-5%), subordinadamente clorita, albita, mica branca, apatita, epidoto, turmalina e carbonato.

Tabela 1 - Resultados de análises químicas das rochas metavulcânicas fêlsicas, intermediárias e máficas da Antiforme Capané. Óxidos maiores recalculados em base anidra (óxidos em % em peso, elementos traços em ppm, n.a. = não analisado, n.d. = não detectado).

	MAC-01 Félsica	MAC-139 Félsica	MAC-135 C Félsica	MAC-22 B Intermediária	MAC-271 Intermediária	MAC-40 Máfica
SiO <sub>2</sub>	72,12	68,89	65,35	62,08	56,3	51,74
TiO <sub>2</sub>	0,58	0,76	0,77	0,71	1,32	1,58
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,49	14,48	16,88	17,84	17,4	17,55
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,29	1,18	2,05	2,78	2,84	3,09
FeO	2,06	4,02	3,92	4,12	5,96	7,22
MnO	0,06	0,07	0,11	0,14	0,15	0,17
MgO	0,99	1,84	2,06	2,96	4,67	5,11
CaO	0,85	1,37	0,8	3,77	6,59	7,53
Na <sub>2</sub> O	3,19	1,99	4,19	4,48	3,56	3,49
K <sub>2</sub> O	3,25	5,26	3,7	1,01	0,61	1,49
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,13	0,14	0,17	0,31	0,61	1,02
Total	100	100	100	100	100	100
H <sub>2</sub> O	0,99	0,53	0,84	2,34	1,17	1,35
Cr	27	48	53	69	43	62
Ni	n.d.	18	14	30	42	49
Co	114	91	107	103	136	114
Sc	8,7	13,7	n.a.	n.a.	19,6	21
V	59	90	92	110	165	115
Cu	7	30	5	6	50	36
Zn	56	53	75	65	55	96
Rb	203	194	n.a.	n.a.	20	35
Cs	16	9,4	n.a.	n.a.	n.d.	n.d.
Ba	700	1250	605	790	520	2360
Sr	150	160	150	630	700	1300
Ta	2,6	2,6	n.a.	n.a.	1,1	1
Nb	4	2	5	2	2	3
Hf	10,1	6,1	n.a.	n.a.	3,6	3,78
Zr	160	94	240	50	63	28
Y	39	29	45	18	18	23
Th	31,9	11,4	n.a.	n.a.	1,32	1,35
U	6,5	2,2	n.a.	n.a.	n.d.	n.d.
La	52	33	41	27	33	85
Ce	88	75	98	57	72	175
Pr	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Nd	44,3	33,3	41,6	19,7	39,3	71
Sm	8,7	6,1	5,11	2,7	6,6	13,6
Eu	1,3	1,05	0,89	0,66	2,52	3,8
Gd	n.a.	n.a.	4,98	1,67	n.a.	n.a.
Tb	1	0,9	n.a.	n.a.	0,6	1,1
Dy	n.a.	n.a.	4,27	0,81	n.a.	n.a.
Ho	n.a.	n.a.	0,81	0,14	n.a.	n.a.
Er	n.a.	n.a.	1,94	0,27	n.a.	n.a.
Tm	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.	n.a.
Yb	4,2	2,8	1,35	0,17	1,56	1,66

Tabela 2 - Resultados de análises químicas de amostras de metagranitóide e gnaisses alcalinos da Antiforme Capané. Óxidos maiores recalculados em base (óxidos em % em peso, elementos traços em ppm, n.a. = não analisado, n.d. = não detectado).

	MAC-03 A Metagranitóide	MAC-39 A Metagranitóide	MAC-128 Metagranitóide	MAC-41 Gnaisse Alcalino	MAC-223 B Gnaisse Alcalino
SiO <sub>2</sub>	72,78	73,53	73,85	73,48	72,2
TiO <sub>2</sub>	0,55	0,21	0,09	0,3	0,86
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,64	14,62	15,48	12,3	12,66
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,93	1,22	0,28	4,42	6,7
FeO	1,05	0,33	0,65	1,05	0,66
MnO	0,01	0,02	0,01	0,05	0,11
MgO	1,32	0,46	0,08	0,02	0,04
CaO	0,25	0,13	0,68	0,58	0,01
Na <sub>2</sub> O	0,54	2,47	4,37	3,9	4,06
K <sub>2</sub> O	7,88	6,94	4,48	3,88	2,68
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,06	0,02	0,02	0,03
Total	100	100	100	100	100
H <sub>2</sub> O	1,16	0,7	0,52	0,66	1,03
Cr	n.d.	32	17	n.d.	n.d.
Co	64	113	116	83	93
V	10	9	n.d.	n.d.	n.d.
Cu	n.d.	n.d.	n.d.	1	2
Zn	41	28	18	98	116
Ba	1150	1600	170	37	100
Sr	61	232	6	n.d.	n.d.
Zr	287	91	120	335	590
Ti	3297	1259	540	1799	5156
Y	23	10	87	32	66
Be	2	1	2	5	4

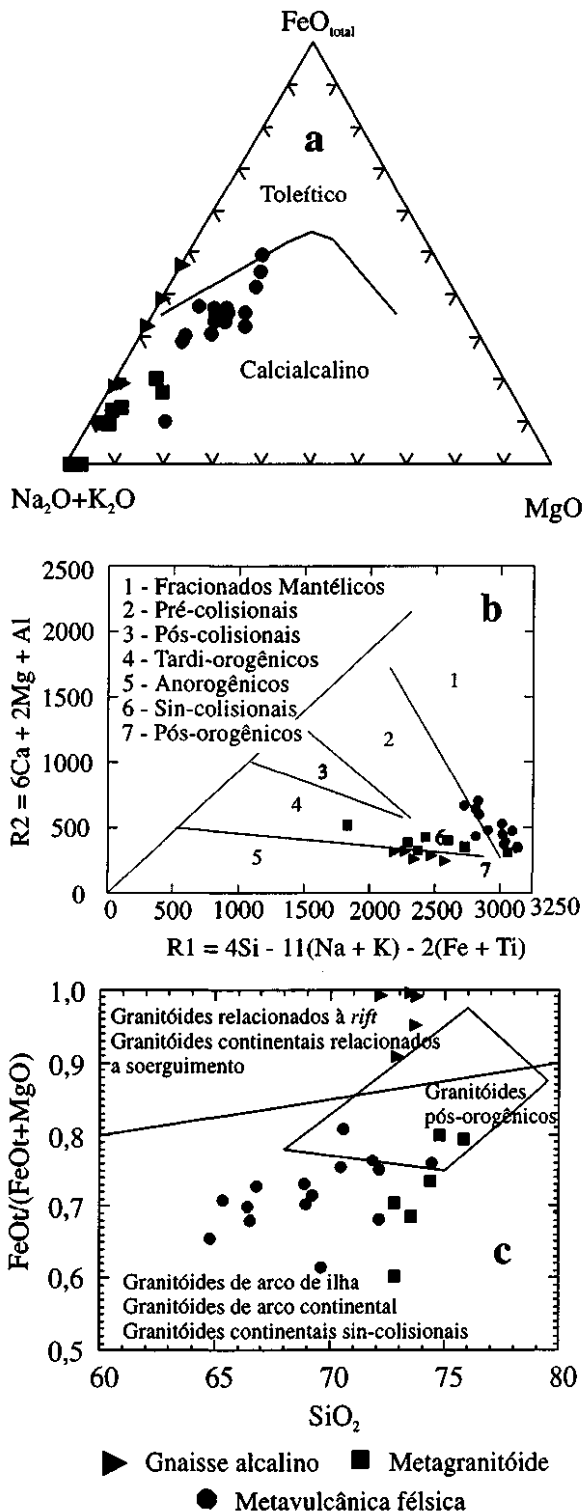


Figura 6 - Diagramas petrológicos para rochas metavulcânicas fêlsicas, metagranitóides e gnaisses alcalinos (grupo 1). (a) AFM (Irvine e Baragar 1971); (b) diagrama multivariático RI x R2 (Batchelor e Bowden 1985); (c) diagrama SiO<sub>2</sub> x FeO/(FeO+MgO) (Maniar e Piccoli 1989).

O quartzo ocorre apenas na matriz, tem extinção ondulante e, com deformação pronunciada está estirado ou forma *ribbons*. Por vezes constitui parte das sombras de pressão de porfiroclastos.

O feldspato potássico ocorre como fenoclastos e como constituinte da matriz. Os fenoclastos apresentam macias *carlsbad*, em grade, típica de microclínio, em chama, e exsoluções de quartzo e albita. Feições comuns resultantes de deformação consistem de subgrãos, caudas de

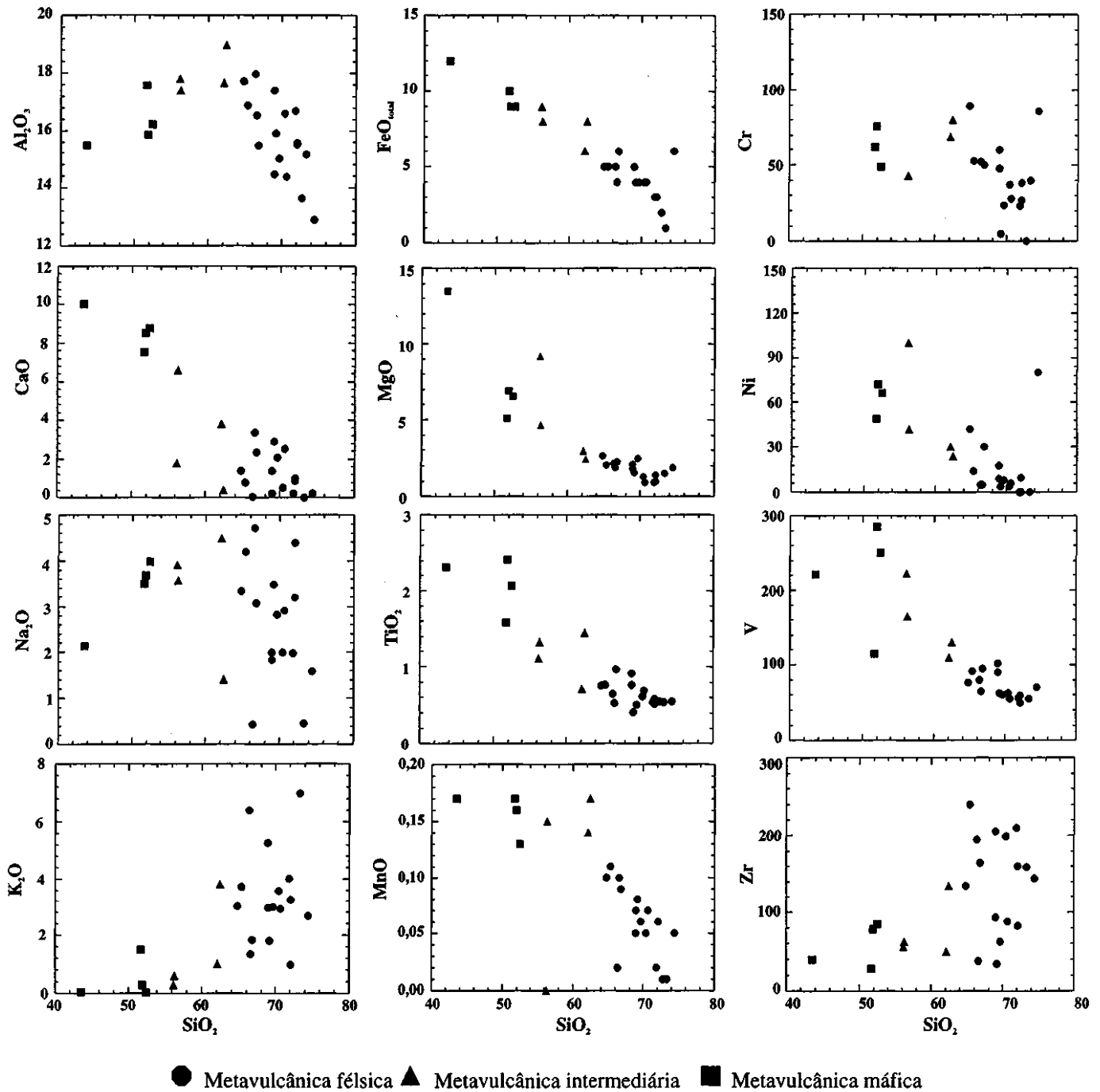


Figura 7 - Diagramas de Harker das rochas metavulcânicas félsicas, intermediárias e máficas (grupo 2).

destruição e sombras de pressão. O feldspato da matriz é muito fino e está parcialmente transformado em mica branca e resulta da destruição de fenoclastos.

O piroxênio só ocorre em fenoclastos, comumente maclados. Com deformação crescente, o piroxênio adquire extinção ondulante, sombras de pressão e se transforma progressivamente em anfibólio até completo desaparecimento. O anfibólio está associado ao piroxênio nas rochas menos deformadas e à clorita e biotita nas mais deformadas. Dados composicionais obtidos por Hartmann & Jost (1980) por meio de microsonda eletrônica mostram que o piroxênio é uma aegirina-augita e o anfibólio é uma riebeckita. Nos termos menos deformados, ambos minerais são sempre intersticiais aos feldspatos, como esperado em rochas alcalinas de tendência geoquímica agpática.

A magnetita está sempre intercrescida com piroxênio e anfibólio. A albita resulta de exsoluções do feldspato potássico ou ocorre disseminada na matriz, onde apresenta macias e as mesmas feições de

deformação que o feldspato potássico. A mica branca é produto de alteração dos feldspatos, a apatita ocorre como diminutas acículas em feldspatos ou como cristais de até 0,05 mm na matriz, e a biotita e clorita estão intercrescidas e resultam de transformação do anfibólio. Epidoto, turmalina e carbonato somente ocorrem nos exemplares mais deformados, particularmente quando nas proximidades dos metagranitóides, sugerindo associação com estes.

**GEOQUÍMICA Métodos analíticos** De um total de 94 amostras estudadas em lâminas delgadas e 10 em seções polidas de rochas metavulcânicas e metaplutônicas selecionou-se as menos deformadas para análise química. Os óxidos de elementos maiores e menores foram determinados no Laboratório de Geoquímica do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade Federal de Rio Grande do Sul, por meio de Fluorescência de Raios-X, em equipamento RIGAKU, modelo SIX-2000, empregando pastilhas de pó fundidas com Tetraborato de Lítio (5g) e lodeto

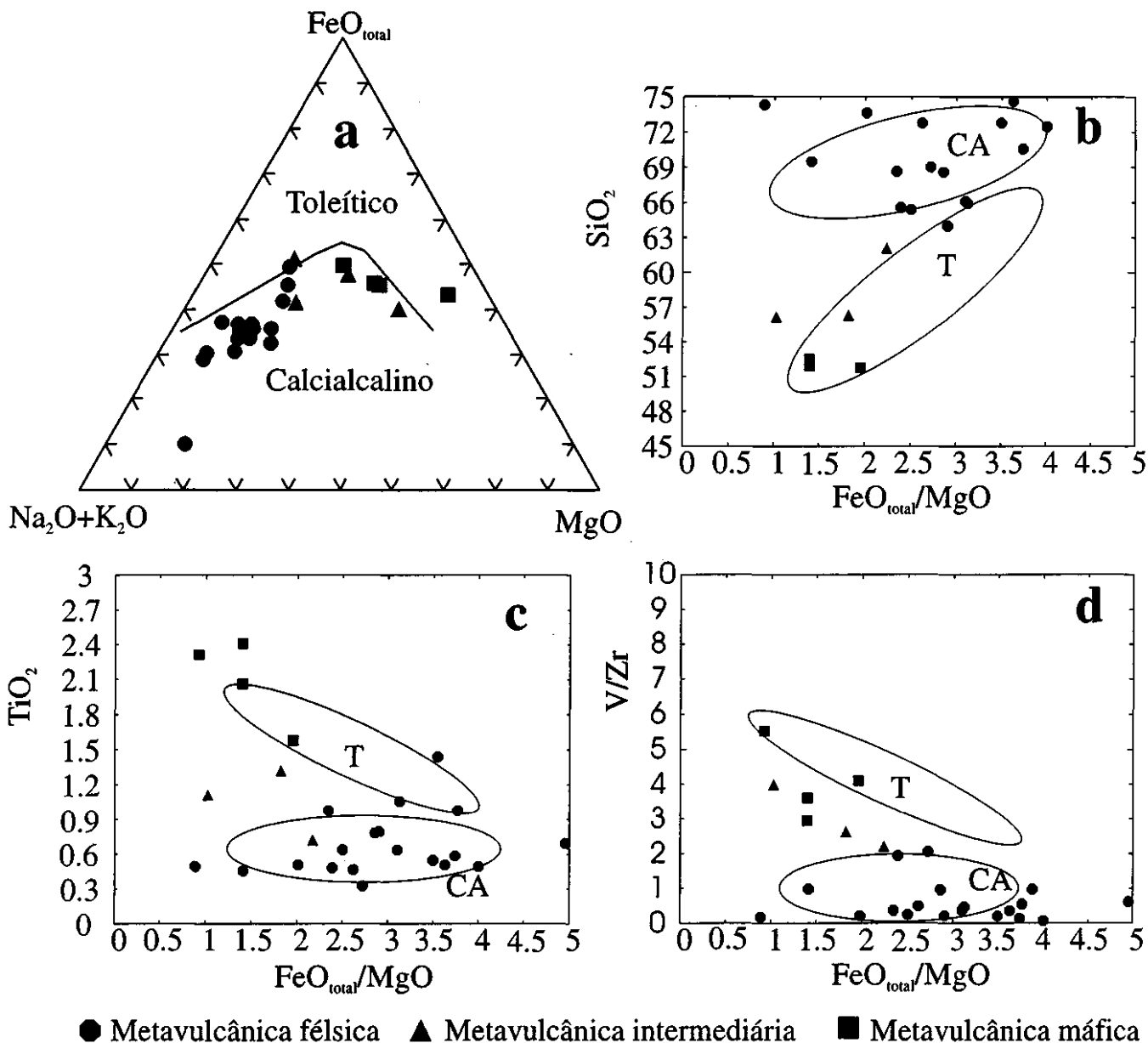


Figura 8 - Diagramas petrológicos das rochas metavulcânicas fêlsicas, intermediárias e máficas (grupo 2). (a) AFM (Irvine e Baragar 1971); (b)  $SiO_2 \times FeO_{total}/MgO$ ; (c)  $TiO_2 \times FeO_{total}/MgO$ ; (d)  $V/Zr \times FeO_{total}/MgO$ . Os campos CA (calcic) e T (toleítico) dos diagramas 9b, 9c e 9d foram extraídos de Tamura (1994).

de Lítio a 1% (0,25ml). O  $Na_2O$  foi analisado por Fotometria de Chama, o FeO pelo Método de Wilson (1955) e o  $Fe_2O_3$  recalculado por estequiometria. Os elementos traços Cr, Ni, Co, V, Cu, Zn, Ba, Sr, Zr e Y foram analisados por ICP no Laboratório de Geoquímica do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, por decomposição ácida da amostra com  $HF/HClO_4/HNO_3$  e HCl, e fusão dos resíduos com  $LiBO_2$  (Boaventura 1991) e determinação em um espectrômetro SPECTRO FVMO3, com distância focal de 75 cm, montagem Paschen-Runge. A reprodutibilidade de resultados analíticos foi controlada mediante réplica de uma amostra a cada grupo de dez amostras analisadas e algumas análises de  $FeO_{total}$  foram refeitas por Volumetria Redox. Os padrões analíticos foram preparados nas mesmas condições e no mesmo dia. Leituras dos padrões foram efetuadas a cada cinco amostras analisadas. Quatro amostras foram analisadas para Sc, Rb, Cs, Ta, Hf, Th e ETR por ativação neutrônica no Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares (IPEN), São Paulo, e duas para ETR por Fluorescência de Raios-X na GEOSOL - Geologia e Sondagens Ltda., Belo Horizonte. Alguns exemplos de resultados analíticos constam das Tabelas 1 e 2.

**Resultados** O tratamento dos dados mostrou-se mais adequado reunindo as rochas analisadas em dois grupos distintos. O Grupo

1 engloba as metavulcânicas fêlsicas, metagranitóides e gnaisses alcalinos e permite investigar diferenças, semelhanças e possíveis vínculos genéticos entre os três tipos de rochas. O Grupo 2 reúne as rochas metavulcânicas fêlsicas, intermediárias e máficas e permite avaliar as relações composicionais entre estas.

A limitada quantidade de dados analíticos dificulta, de momento, qualquer tentativa de modelamento magmático, mas permite estimar os prováveis ambientes tectônicos aos quais os respectivos protólitos se associam.

**GRUPO 1** Os diagramas da figura 5 mostram que, apesar da variação de  $Al_2O_3$ ,  $MgO$ ,  $TiO_2$  e  $MnO$  com  $SiO_2$  sugerirem que os metagranitóides, os gnaisses alcalinos e as metavulcânicas fêlsicas constituem um único *trend* magmático, este não se cumpre com os demais óxidos e elementos traços. Claramente as metavulcânicas fêlsicas se distinguem das demais na variação do CaO,  $Na_2O$  e  $K_2O$ , relacionados com o fracionamento de feldspatos e os gnaisses alcalinos se distinguem das vulcânicas e do metagranitóide pelo *trend* independente do  $FeO_{total}$ . Quantitativamente, os metagranitóides e os gnaisses alcalinos, comparativamente às metavulcânicas, são mais ricos em  $SiO_2$  e mais pobres em  $MgO$ . O  $Al_2O_3$  é mais abundante nas rochas metavulcânicas fêlsicas e metagranitóides e mais baixo nos gnaisses alcalinos. Apesar da

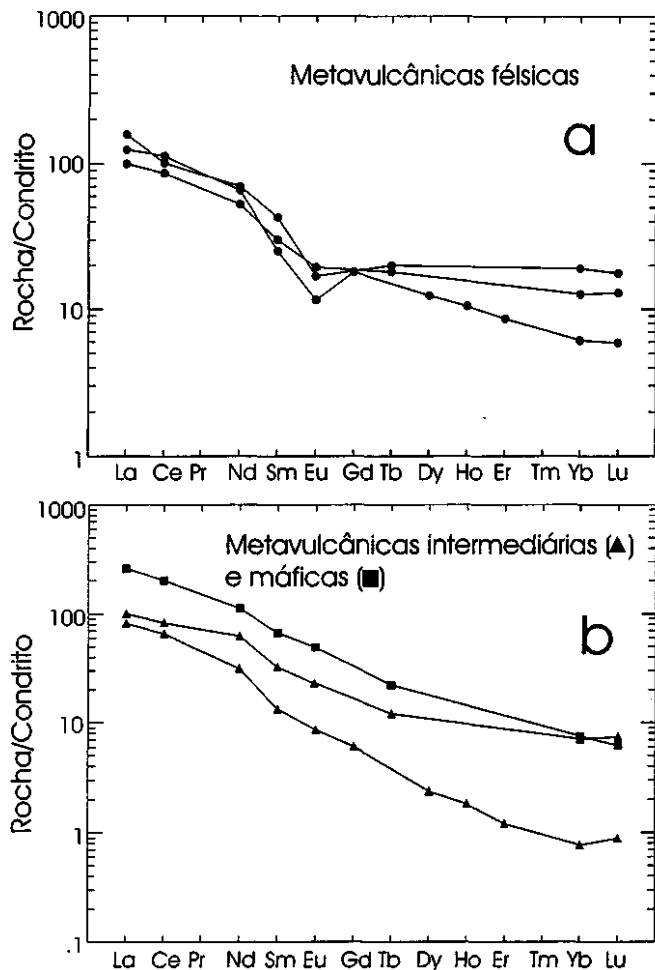


Figura 9 - Comportamento dos ETR das rochas do grupo 2, (a) rochas metavulcânicas félsicas e (b) rochas metavulcânicas intermediárias e máficas.

dispersão do CaO, Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O nos três litotipos, o que deve refletir sua mobilização durante o metamorfismo, em geral as metavulcânicas são mais ricas em CaO que os metagranitóides e os gnaisses alcalinos. Apesar da variação de Na<sub>2</sub>O e K<sub>2</sub>O das metavulcânicas desenhar uma *trend* independente dos metagranitóides e gnaisses alcalinos, quantitativamente não há diferenças substanciais entre os três litotipos.

Em geral, os metagranitóides são mais evoluídos e se diferenciam dos gnaisses alcalinos pelos teores menores de FeO<sub>total</sub>, TiO<sub>2</sub> e MnO e maiores de MgO.

No diagrama da figura 6a, as amostras de metagranitóide se dispõem segundo um *trend* aproximado cálcio-alcalino, o que é compatível com o seu caráter sin-cinemático interpretado a partir dos dados de campo e texturais. Já as amostras de rochas metavulcânicas félsicas se dispõem segundo um *trend* diagonal, mais próximo dos produtos mais diferenciados de um *trend* toleítico e as de gnaisses alcalinos apenas se distribuem ao longo da aresta entre FeO<sub>total</sub> e Na<sub>2</sub>O+K<sub>2</sub>O, sem definição de um *trend* específico.

No diagrama multicatiônico RlxR2 da figura 6b, as amostras de metagranitóide mostram uma boa correlação com ambientes sin-colisionais a tardi-orogênicos, com os gnaisses alcalinos superpondo-se no mesmo campo. Contudo, as metavulcânicas félsicas distribuem-se preferencialmente no campo dos fracionados mantélicos.

Na figura 6c, os gnaisses alcalinos nitidamente se distinguem dos demais litotipos pela distribuição das amostras no campo de granitóides relacionados a *rifts* ou continentais vinculados a soergimento. Já as amostras de granitóides da área se distribuem preferencialmente no campo dos sin-colisionais, com tendência a pós-orogênicos, compatível com a sua disposição nos diagramas das figuras 6a e 6b. As metavulcânicas félsicas também se distribuem entre esses dois campos, mas segundo um *trend* de variação da razão FeO<sub>total</sub>/(FeO<sub>total</sub> + MgO) distinta daquela das amostras de metagranitóide, mas incompatível com os *trends* obtidos nas figuras 6a e 6b,

o que permite descartar a figura 6c como diagnóstica de ambiente tectônico para estas rochas.

Do exposto se conclui que os metagranitóides, gnaisses alcalinos e rochas metavulcânicas félsicas da Antiforme Capané possuem propriedades geoquímicas distintas. A associação dos metagranitóides com estreitas e longas zonas de cisalhamento e seus efeitos de contato, ainda que sutis, sobre as supracrustais, nas quais a intrusão ocorreu após o pico metamórfico, combinado com os dados geoquímicos permite interpretá-los como sin-colisionais. Os gnaisses alcalinos, por outro lado, foram submetidos aos mesmos eventos deformacionais e metamórficos que as supracrustais, e, de modo idêntico aos metagranitóides, com sutis efeitos de contato sobre estas. A natureza geoquímica desses gnaisses, como revelada pela figura 6c, permite interpretá-los como uma intrusão alcalina. Os dados petrográficos e texturais revelam que o piroxênio sódico, assim como o anfíbólio sódico dele derivado, são nitidamente tardios em relação ao feldspato potássico, típico de rochas alcalinas com tendência geoquímica agpática. Em vista disso, interpretamos esses gnaisses como equivalentes metamórficos de uma intrusão alcalina da fase de extensão crustal do estágio de bacia da Suíte Metamórfica Porongos, como nova alternativa à interpretação sedimentar dada por Hartmann & Jost (1980) para esses gnaisses, e de acordo com a interpretação ígnea dada por Camozzato *et al.* (1994) para ocorrências similares da região de Candiota, no extremo sul da faixa de ocorrência da Suíte.

**Grupo 2** Alguns dos diagramas de Harker (Fig. 7) mostram *trends* distintos entre as rochas metavulcânicas máficas a intermediárias e as félsicas. Nas rochas félsicas há diminuição de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub>O, MnO e Cr com a diferenciação, como esperado, ao passo que nas intermediárias a máficas as proporções destes elementos crescem com a diferenciação, o que pode refletir evolução distinta ou apenas fracionamento mineralógico. A variação do Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> com SiO<sub>2</sub> pode ser explicada pelo fracionamento preferencial de piroxênio cálcico nos termos mais primitivos e por feldspatos nos mais evoluídos, o que é compatível com a variação dos demais óxidos de elementos maiores. O fracionamento segundo um único *trend* poderia ser deduzido a partir da variação de Ni, V e Zr, apesar da dispersão deste último, a qual que pode resultar de imprecisão.

No diagrama AFM (Fig. 8a), o conjunto de rochas metavulcânicas descreve uma curva similar ao do limite entre os campos toleítico e cálcio-alcalino, sugerindo que estas podem ser cogenéticas. Contudo, nos demais diagramas (Figs. 8b, c e d), as metavulcânicas félsicas se agrupam preferencialmente no campo cálcio-alcalino e as máficas e intermediárias no dos toleíticos.

Os dados de ETR normalizados ao condrito (Fig. 9) mostram que as rochas félsicas apresentam um enriquecimento em ETRL e um padrão plano dos ETRP, com uma razão La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> variável de 9 a 20, e uma forte anomalia negativa de Eu. A anomalia negativa de Eu indica fracionamento de plagioclásio (McKay 1989), e o enriquecimento relativo de ETRP que pode sugerir uma fusão a partir de granada peridotitos (McDonough & Frey 1989) ou um enriquecimento metamórfico (Grauch 1989). Já as rochas máficas a intermediárias mostram forte enriquecimento em ETRL, com razão La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> entre 20 e 100, e fracionamento linear dos ETRP, sem anomalia negativa de Eu (Fig. 9b).

Comparando os dados da Antiforme Capané com os do Grupo Shirahama do Japão, que consiste de um magmatismo Mio-Pliocênico bimodal toleítico/cálcio-alcalino de arco (Tamura 1994), nota-se uma boa correlação das rochas félsicas com o tipo cálcio-alcalino e das rochas intermediárias a máficas com o tipo transicional para o toleítico (Fig. 8b, c, d, e). No entanto, o padrão de ETR é transicional para o de rochas alcalinas, com razões de La<sub>N</sub>/Yb<sub>N</sub> entre 20 e 100 e ZETR entre 170 e 340. Roden *et al.* (1984) sugerem que enriquecimento de ETR pode estar relacionado a um metassomatismo que resultou na infiltração de fluidos derivados da devolatilização da placa em muitas zonas de subdução. Estes fluidos podem transferir, da placa para o manto através de fases hidratadas, elementos como LILE e ETRL, posteriormente incorporados à crosta continental (Saunders *et al.* 1991). Neste sentido, destaca-se que as rochas máficas e intermediárias são mais abundantes em LILE do que em HFSE, o que, segundo Bednarz & Schmincke (1994) pode ser considerado um critério para distinguir magmas gerados em ambientes de subdução, visto que elementos como os HFSE são insolúveis em fluidos hidratados e tendem a permanecer na placa em subdução e porções mantélicas adjacentes (Saunders *et al.* 1991).

Dois associações podem ocorrer em zonas de subdução, uma com baixa e outra com alta razão Ce/Yb, com enriquecimento seletivo de

elementos traço (Hawkesworth *et al.* 1991). O segundo tipo reflete uma contribuição de crosta preexistente ou fonte mantélica enriquecida, o que representaria uma evolução em áreas tectônicas complexas (Hawkesworth *et al.* 1991). Isto é compatível com a região leste dos terrenos pré-cambrianos do Rio Grande do Sul, onde a preexistência de um continente mais antigo é evidente (Frantz & Botelho 1997), e pode explicar o padrão litoquímico das rochas metavulcânicas intermediárias a máficas da Antiforme Capané. O ambiente gerador destas rochas poderia, portanto, estar relacionado a zonas de subducção, o que parece razoável uma vez que as lentes de rochas metaultamáficas desta mesma área indicam uma afinidade mantélica, possivelmente parte de um ofiólito desmembrado (Marques *et al.* 1996).

O caráter variado da natureza geoquímica das rochas metavulcânicas félsicas (cálcio-alcálicas) e máficas a intermediárias (transicional a toleíticas) pode ser explicado também pela associação com ambientes de subducção. Tamura (1994) mostra que, em zonas de subducção, diápiros peridotíticos hidratados são aquecidos e parcialmente desidratados durante a ascensão. O interior do diápiro aquecido pode preservar zonas frias e hidratadas que podem originar magma boninitico. As porções externas, quentes e secas, tendem a produzir magma basáltico. Ambos magmas podem evoluir, respectivamente, para uma série toleítica e cálcio-alcálica nos níveis mais altos da câmara magmática, com ou sem misturas, o que justificaria a natureza híbrida das rochas metavulcânicas máficas a intermediárias da área estudada. Isto explicaria, também, a íntima relação destas rochas com metavulcânicas félsicas e suas diferenças geoquímicas, sem necessidade de invocar ambientes tectônicos diversos.

**CONSIDERAÇÕES FINAIS** A Suíte Metamórfica Porongos na região da Antiforme Capané consiste de uma sequência de rochas metassedimentares e metavulcânicas máficas até félsicas, com intercalações de rochas metaultamáficas, gnaisses alcalinos e intrusões tabulares concordantes de metagranitóides.

As rochas metavulcânicas máficas a intermediárias não preservam estruturas e texturas primárias diagnósticas do estilo das erupções. Já as metavulcânicas félsicas são tufáceas, indicando um regime explosivo. As intercalações de *metachert* sugerem que, ao menos em parte, o vulcanismo foi sub-aquoso. A associação das rochas metavulcânicas com as metassedimentares mostra que o vulcanismo foi, durante certo período de tempo, concomitante com a sedimentação. O estado de deformação e transposição da Suíte Metamórfica Porongos dificultam estabelecer o intervalo durante o qual o vulcanismo foi mais efetivo que a sedimentação.

A natureza geoquímica das rochas metavulcânicas félsicas é compatível com a série cálcio-alcálica, enquanto a das metavulcânicas máficas a intermediárias é transicional entre as séries toleítica e cálcio-alcálica. É importante ressaltar que o conteúdo de ETR destas sequências é elevado, especialmente os ETRL. Segundo Fallon & Green (1990), Saunders *et al.* (1991), Hawkesworth *et al.* (1991) e

Tamura (1994), estas características podem sugerir um vulcanismo associado à subducção, onde uma crosta preexistente favorece o enriquecimento em LILE e ETRL. Outros dados (Marques *et al.* 1996, Frantz & Botelho 1997) corroboram com esta interpretação. Daí conclui-se que o vulcanismo da Suíte Metamórfica Porongos na Antiforme Capané é produto de magmatismo associado à subducção de crosta oceânica sob uma crosta continental, provavelmente representada pelos Gnaisses Encantadas que afloram no núcleo do Domo de Santana da Boa Vista.

Os dados litoquímicos de rochas metavulcânicas da Suíte Metamórfica Porongos na região de Santana da Boa Vista, particularmente os altos teores de K<sub>2</sub>O de metandesitos, foram interpretados por Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1981) como sugestivos de ambiente de retroarco. Posteriormente, Porcher & Fernandes (1990) e Fernandes *et al.* (1992) as reinterpretaram como de *back-arc*. As características geoquímicas distintas das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané implicam em que não é possível descartar um vulcanismo associado com um arco, o que, por sua vez, implicaria em uma variação paleo-geográfica e paleotectônica ao longo da bacia original.

Por outro lado, a natureza petrográfica e geoquímica dos gnaisses alcalinos são típicas de rochas ígneas alcalinas agpáticas (Na+K>Al). A sua intercalação nas supracrustais, com evidências de deformação concomitante, sinaliza que o evento magmático alcalino pode ter ocorrido antes ou durante a sedimentação e denuncia um evento extensional do tipo *rift*, precursor da bacia sedimentar Porongos.

Assim, a sedimentação plataformal preconizada por Jost (1984) e Marques *et al.* (1998) e sua coexistência, de um lado, com rochas vulcânicas de afinidades variadas e, de outro, com rochas ígneas típicas de *rift*, mostram que a evolução paleo-geográfica da bacia Porongos foi complexa e, na literatura até então produzida, ainda não resolvida tendo em vista a natureza compartimentada dos diversos trabalhos. Um entendimento melhor da bacia somente será alcançado quando houver uma integração dos diversos compartimentos. Mesmo assim, esta será dificultada pela extrema fragmentação da bacia e justaposição de ambientes distintos ao longo de um estreito segmento, apesar de longo. Por outro lado, as relações dos metagranitóides com as supracrustais são características de intrusões sin-cinemáticas. A sua natureza peraluminosa cálcio-alcálica sugere magmas tardios na evolução de um arco, o que é compatível com seu caráter sin-tectônico e com o ambiente sugerido para a formação das rochas vulcânicas.

**Agradecimentos** Ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico - CNPq, Institutos de Geociências das Universidades Federal do Rio Grande do Sul e de Brasília pelos suportes financeiros para trabalhos de campo e de laboratório. A Dra. Ana Maria Graciano Figueiredo do Instituto de Pesquisas Energéticas e Nucleares pelas análises por ativação neutrônica no CNEN/IPEM, São Paulo. Ao bolsista de Iniciação Científica/PIBIC Ivan de Andrade de Oliveira pela participação em fases de mapeamento.

## Referências

- Batchelor, R.A. & Bowden, P. 1985. Petrogenetic Interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. *Chemical Geology*, 48:43-55
- Bednarz, U. & Schmincke, H.U. 1994. Petrological and chemical evolution of the northeastern Troodos extrusive series, Cyprus. *Journal of Petrology*, 35:489-523
- Boavventura, G.R. 1991. Performance do espectrômetro de emissão com plasma (ICP), espectroflame FVMO3, para determinação de 20 elementos químicos nas amostras de referência geoquímica DNC-1, W-2, UNB B-1 e UNB G-1. In: SBGq, Cong. Brás. Geoq., 1, São Paulo, *Anais*, 1-423-426
- Camozzato, E.; Sander, A.; Ramgrab, G.E.; Wildner, W. 1994. Milonitos alcalinos-peraluminos da região de Candiota, RS. In: SBG, Cong. Brás. Geol., 38, Balneário Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 3:89-90
- Falloon, T.J. & Green, D.H. 1990. Solidus of carbonated fertile peridotite under fluid-saturated conditions. *Geology*, 18:195-199
- Fernandes, L.A.D.; Tommasi, A.; Porcher, C.C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian branch of Dom Feliciano belt: a reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences*, 5:77-96
- Frantz, J.C. & Botelho, N.F. 1997. Os Granitóides Estaníferos do Rio Grande do Sul, Zonas de Cisalhamento Transcorrente e Geração de *Greisen* Estruturalmente Controlados. In: SBG/ Núcleo Brasília/IG-UnB, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, 6, Pirenópolis, *Anais*, 313-315
- Grauch, R.I. 1989. Rare earth elements in metamorphic rocks. In: B.R. Lipin & G.A. McKay (eds) *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 21:147-168
- Hartmann, L.A. & Jost, H. 1980. Gnaisses alcalinos da Antiforme Capané. *Acta Geológica Leopoldensia*, 4(7): 13-25
- Hawkesworth, C.J.; Hergt, J.M.; Ellam, R.M.; McDermott, F. 1991. Element (luxes associated with subduction related magmatism. *Phil Trans. R. Soc. Lond. A*, 335(1638):393-405
- Irvine, T.N. & Baragar, W.A.R. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8:523-548
- Jost, H. 1981. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region southern Brasil*. University of Georgia, Athens, PhD Thesis. 208p.
- Jost, H. 1984. Sedimentação e vulcanismo durante o Ciclo Brasileiro no Rio Grande do Sul: uma revisão. SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 33, *Anais*, pg.: 3241-3257
- Jost, H. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta geológica Leopoldensia*, 7(6):27-60
- Jost, H. & Hartmann, L.A. 1979. Rodingitos do Rio Grande do Sul, Brasil. *Acta geológica Leopoldensia*, 3(4):77-91
- Maniar, P.D. & Picoli, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643
- Marques, J.C. 1996. *Petrologia e Metalogênese da Sequência Metaultamáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul-RS*. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, Dissertação de Mestrado, 196p.
- Marques, J.C.; Jost, H.; Roisenberg, A. 1998. Rochas metassedimentares, estrutural e metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul - RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 28:519-526
- Marques, J.C.; Roisenberg, A.; Jost, H. 1996. Cromoespínio como indicador petrogenético, Suíte Ultramáfica Cerro da Mineração (SUCM) - Antiforme Capané, Cachoeira do Sul-RS. In: SBG, Cong. Brás. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 6:221-223
- Marques, J.C. & Caravaca, G. 1994. Eventos Tectono-Metamórficos do Complexo Cerro da Árvore, Suíte Metamórfica Porongos, Encruzilhada do Sul-RS. In: SBG, Congr. Brás. Geol., 38, Balneário Camboriú, *Boletim de Resumos Expandidos*, 2:73-74
- McDonough, W.F. & Frey, F.A. 1989. Rare earth elements in upper mantle rocks. In: B.R. Lipin & G.A. McKay (eds) *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 21:99-145
- McKay, G.A. 1989. Partitioning of rare elements between major silicate minerals and basaltic melts. In: B.R. Lipin & G.A. McKay (eds) *Reviews in Mineralogy, Mineralogical Society of America*, 21:45-77
- Middlemost, E.A.K. 1985. *Magmas and Magmatic Rocks*. Essex, Longman Group Limited.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento/ "cobertura" na porção ocidental do cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, 17(1/2):72-96
- Roden, M.F.; Frey, F.A.; Francis, D.M. 1984. An example of consequent mantle metasomatism in peridotite inclusions from Nunivak Island, Alaska. *Journal of Petrology*, 25:546-577
- Santos, E.L.; Ramgrab, G.E.; Maciel, L.A.; Mosmann, R. 1989. *Mapa Geológico do estado do Rio Grande do Sul e parte do escudo Sul-rio-grandense*. DNP-1<sup>0</sup> Distrito Regional.

- Saunders, A.D.; Norry, M.J.; Tamey, J. 1991. Fluid influence on the trace element compositions of subduction zone magmas. *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A*, 335(1638):377-392
- Soliani Júnior, E. 1986. *Os Dados Geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas Implicações de Ordem Geotectônica*. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 239p.
- Tamura, Y. 1994. Génesis of island arc magmas by mantle-derived bimodal magmatism: evidence from Shirahama group, Japan. *Journal of Petrology*, 35(3):619-645
- Teixeira, W. 1982. Folhas SH. 22 - Porto Alegre, SI. 22 -Lagoa Mirim e SH. 21 Uruguaiana. Interpretação dos dados radiométricos e evolução geocronológica. In: Projeto RADAMBRASIL, Florianópolis (relatório inédito)
- Wildner, W.; Camozzato, E.; Orlandi Filho, V.; Basei, M.A.S. 1996. Rochas vulcanogênicas do Cinturão Metamórfico Porongos na Antiforme do Godinho, região do Passo da Cuia-RS. In: SBG, Cong. Brás. Geol., 39, Salvador, *Anais*, 2:146-148
- Wilson, A.D. 1955. Determination of ferrous iron in rocks and minerals. *Bull. Geol. Surv. G. B.*, 9:56-58

**Manuscrito A-965**

**Recebido em 18 de março de 1998**

**Revisão dos autores em 30 de julho de 1998**

**Revisão aceita em 01 de agosto de 1998**