

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

**EVOLUÇÃO PETROGENÉTICA DOS GRANITOS DA
SUÍTE INTRUSIVA ENCRUZILHADA DO SUL - RS**

MARCELO LACERDA VASQUEZ

**ORIENTADOR: PROF. DR. ENIO SOLIANI JUNIOR
CO-ORIENTADOR: PROF. DR. LAURO VALENTIN STOLL NARDI**

**COMISSÃO EXAMINADORA:
PROF. DR. ARTUR CEZAR BASTOS NETO (IG/UFRGS)
PROF. DR. EVANDRO FERNANDES DE LIMA (IG/UFRGS)
PROF. DR. IAN MCREATH (IG/USP)**

**Dissertação de Mestrado apresentada como requisito para
obtenção do título de Mestre em Geociências.**

1997

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS	iv
Lista de Figuras	v
Lista de Fotografias	vii
Lista de Fotomicrografias	vii
Lista de Tabelas	xi
Abreviaturas e Siglas	xii
RESUMO	1
ABSTRACT	2
1 - INTRODUÇÃO	
1.a - INTRODUÇÃO AO PROBLEMA E OBJETIVO	4
1.b - LOCALIZAÇÃO E ACESSO	5
1.c - METODOLOGIA DE TRABALHO	5
1.c.1 - Atividades de preliminares	6
1.c.2 - Atividades de mapeamento	6
1.c.3 - Atividades de laboratório	7
2 - GEOLOGIA REGIONAL	
2.a - LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS NA PORÇÃO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE	10
2.b- ESTUDOS PETROGENÉTICOS DOS GRANITÓIDES DA PORÇÃO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE	13
3 - GEOLOGIA LOCAL	
3.a - PROPOSIÇÕES DA SUÍTE INTRUSIVA ENCRUZILHADA DO SUL.....	18
3.b - DESCRIÇÃO DO GRANITO ENCRUZILHADA	19
3.b.1 - Fácies monzogranito porfirítico	19
3.b.2 - Fácies sienogranito equigranular	24
3.c - PROPOSIÇÃO DO GRANITO PINHEIROS	27
3.d – DESCRIÇÃO DO GRANITO PINHEIROS	28
3.e - PROPOSIÇÃO DO GRANITO PITANGUEIRAS	31
3.f – DESCRIÇÃO DO GRANITO PITANGUEIRAS	31
3.f.1 - Fácies monzogranito porfirítico	32
3.f.2 - Fácies quartzo-monzonito porfirítico	33
3.f.3 - Fácies granito equigranular	34
3.f.4 - Enclaves microgranitóides	35
3.g - PROPOSIÇÃO DO SIENITO ARROIO DO SILVA	37
3.h - DESCRIÇÃO DO SIENITO ARROIO DO SILVA	37
3.h.1 - Fácies quartzo-sienito	38
3.h.2 - Fácies quartzo-monzonito	39
3.h.3 - Fácies quartzo-diorito	40
3.i - PROPOSIÇÃO DOS DIQUES RIOLÍTICOS	40
3.j - DESCRIÇÃO DOS DIQUES RIOLÍTICOS	41
3.l - RELAÇÕES DE CONTATO DOS GRANITO ENCRUZILHADA	
3.l.1 - Relação de contato entre as fácies do Granito Encruzilhada	41
3.l.2 - Relação de contato com o embasamento metamórfico de alto grau	42
3.l.3 - Relação de contato com os corpos sieníticos	42
3.l.4 - Relação de contato com os metamorfitos de médio a baixo grau	43

3.1.5 - Relação de contato com os granitos sin-transcorrentes à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC)	45
3.1.6 - Relação de contato com o granito Pinheiros	45
3.1.7 - Relação de contato com os granitos da Suíte Intrusiva Dom Feliciano	46
3.1.8 - Relação de contato com as sequências sedimentares eopaleozóicas	46
3.1.9 - Relação de contato com os diques riolíticos	46
3.1.10 - Relação de contato com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná	46
3.m - RELAÇÕES DE CONTATO DO GRANITO PITANGUEIRAS	
3.m.1 - Relação de contato com o Granito Encruzilhada	47
3.m.2 - Relação de contato com o embasamento metamórfico de médio a alto grau	48
3.m.3 - Relação de contato com os granitos sin-transcorrentes à ZCDC	49
4 - PETROGRAFIA	
4.a - INTRODUÇÃO	51
4.b - DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO ENCRUZILHADA	51
4.b.1 - Fácies monzogranito porfirítico	52
4.b.2 - Fácies sienogranito equigranular	58
4.b.3 - Enclaves microgranulares	62
4.c - DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO PINHEIROS	65
4.d - DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO PITANGUEIRAS	68
4.d.1 - Fácies monzogranito porfirítico	68
4.d.2 - Fácies quartzo-monzonito porfirítico	72
4.d.3 - Enclaves microgranulares	74
5 - GEOQUÍMICA	
5.a - INTRODUÇÃO	76
5.b - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS MAIORES	76
5.c - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TRAÇOS	90
6 - QUÍMICA MINERAL	
6.a - INTRODUÇÃO	101
6.b - FELDSPATO ALCALINO	101
6.c - PLAGIOCLÁSIO	104
6.d - BIOTITA	107
6.e - ANFIBÓLIO	111
7 - GEOCROLOGIA	
7.a - INTRODUÇÃO	118
7.b - DATAÇÕES RADIOCRONOLÓGICAS PELOS MÉTODOS Rb-Sr E K-Ar	118
7.c - DATAÇÕES RADIOCRONOLÓGICAS PELOS MÉTODOS U-Pb E Sm-Nd	122
7.d - CONTEXTO EVOLUTIVO DOS GRANITOS DA SUÍTE INTRUSIVA ENCRUZILHADA DO SUL	123
8 - PETROGÊNESE	
8.a - INTRODUÇÃO	126
8.b - CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO	
8.b.1 - Ordem de cristalização	126
8.b.2 - Profundidade de posicionamento e pressão	131
8.b.3 - Temperatura de cristalização	133
8.c - PROCESSOS MAGMÁTICOS	
8.c.1 - Mistura de Magmas	137
8.c.2 - Modelamento para mistura de magmas	142
8.c.3 - Cristalização fracionada	145

8.c.4 - Modelamento para cristalização fracionada	147
8.c.5 - Assimilação das rochas encaixantes	149
8.c.6 - Fracionamento no estado líquido	150
8.d - PROCESSOS DE GÊNESE E EVOLUÇÃO	
8.d.1 - Processos de geração	150
8.d.2 - Mecanismos de ascensão e posicionamento	154
9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	157
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	160
ANEXOS	171

LISTA DE FIGURAS

Figura 1: Esboço geológico regional da SIES (1:800.000)	197
Figura 2: Esboço geológico da porção sudoeste da SIES (1:250.000)	198
Figura 3: Esboço geológico da porção nordeste da SIES (1:250.000).....	199
Figura 4a: Mapa de pontos da porção sudoeste da SIES (1:250.000)	200
Figura 4b: Mapa de pontos da porção nordeste da SIES (1:250.000)	201
Figura 5a: Mapa de pontos da porção sudoeste da SIES (1:250.000), analisados por outro autores	202
Figura 5b: Mapa de pontos da porção nordeste da SIES (1:250.000), analisados por outro autores	203
Figura 6: Diagrama QAP (Strekeisen, 1976) dos granitos Encruzilhada e Pinheiros da SIES	55
Figura 7: Diagrama QAP (Strekeisen, 1976) do Granito Pitangueiras	74
Figura 8: Diagramas Harker (elementos maiores) dos granitos da SIES	95
Figura 9: Diagramas Harker (elementos maiores) dos granitos da SIES	96
Figura 10: Diagramas Harker (parâmetros de alcalinidade) dos granitos da SIES	97
Figura 11: Diagrama de Índice de Shand dos granitos da SIES	97
Figura 12: Diagrama de índice cálcio-alcalino (Brown, 1982) dos granitos da SIES	99
Figura 13: Diagrama de índice apgáitico x Fe/Fe+Mg (Nardi, 1991) dos granitos da SIES	99
Figura 14: Diagrama de discriminantes de ambientes tectônicos de Maniar & Piccoli (1989) dos granitos da SIES	100
Figura 15: Diagrama multicatiônico R1-R2 (De La Roche <i>et al.</i> , 1980) dos granitos da SIES	101
Figura 16: Diagrama multielementar de Pearce <i>et al.</i> (1984) para as composições médias dos granitos da SIES.....	103
Figura 17: Diagramas Harker (elementos traços) dos granitos da SIES.....	104
Figura 18: Diagrama Harker (razões entre elementos traços) dos granitos da SIES	106
Figura 19: Diagrama Rb x (Nb+Y) discriminate de ambientes tectônicos (Pearce <i>et al.</i> , 1984) para os granitos da SIES	107
Figura 20: Diagrama multielementar de associações de granitos de ambientes intraplaca (Pearce <i>et al.</i> , 1984) para os granitos da SIES	108
Figura 21: Diagrama multielementar de associações de granitos de ambientes de arcos magmáticos e pós-colisionais (Pearce <i>et al.</i> , 1984) para os granitos da SIES	108
Figura 22: Diagrama de distribuição dos elementos terras raras da SIES	110
Figura 23: Diagrama multielementar de Pearce <i>et al.</i> (1984) para os granitos das suítes intrusiva Saibro e Encruzilhada do Sul	113
Figura 24: Diagrama multielementar de Pearce <i>et al.</i> (1984) para os granitos da suítes intrusiva Dom Feliciano e Encruzilhada do Sul	113
Figura 25: Diagrama de classificação composicional dos feldspatos alcalinos da fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada	118
Figura 26: Diagrama de classificação composicional dos feldspatos alcalinos da fácies monzograníticas dos granitos Encruzilhada e Pitangueiras	118

Figura 27: Diagrama de classificação composicional dos plagioclásios de um enclave microgranular e da hospedeira da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada	120
Figura 28: Diagrama de classificação composicional dos plagioclásios da fácies monzograníticas do Granitos Pitangueiras	120
Figura 29: Diagrama de classificação composicional das biotitas dos granitos Encruzilhada e Pitangueiras	129
Figura 30: Diagrama MgO-FeO-Al ₂ O ₃ (Abdel Rahman, 1994) para as biotitas do granitos da SIES	129
Figura 31: Diagramas de Leake (1978) para classificação composicional dos anfibólios da fácies sienogranítica do Granitos Encruzilhada	136
Figura 32: Diagramas de Leake (1978) para classificação composicional dos anfibólios dos enclaves microgranulares hospedados no Granito Encruzilhada	136
Figura 33: Diagrama isocrônico Rb-Sr _{RT} dos granitos da SIES obtido por Soliani Jr. (1986)	141
Figura 34: Diagrama isocrônico Rb-Sr _{RT} dos granitos das porções sudoeste e central da SIES	141
Figura 35: Diagrama de ordem de cristalização dos granitos da SIES	152
Figura 36: Diagrama An-Ab-Or das composições médias normativas dos granitos da SIES	156
Figura 37: Diagrama M x Zr de Watson & Harrison (1983) para os granitos da SIES	156
Figura 38: Diagramas Qz-Ab-Or das composições normativas dos granitos Pitangueiras e Encruzilhada	161
Figura 39: Diagramas Harker (elementos maiores) com os trends lineares de mistura no Granito Encruzilhada	165
Figura 40: Diagramas Harker (elementos maiores) com os trends lineares de mistura no Granito Pitangueiras	166
Figura 41: Diagramas ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr x Sr e 1/Sr.10 ³ de variação de mistura simples no Granito Pitangueiras	168
Figura 41: Diagramas ⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr x Sr e 1/Sr.10 ³ de variação de mistura simples no Granito Pitangueiras	168
Figura 42: Diagramas ⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr x Sr e 1/Sr.10 ³ de variação de mistura simples no Granito Pitangueiras	169

LISTA DE FOTOGRAFIAS

Foto 1: Aspecto orientado nos granitos da fmp do GE	20
Foto 2: Textura porfirítica grossa (heterogranular) nos granitos da fmp do GE	20
Foto 3: Textura porfirítica fina nos granitos da fmp do GE	20
Foto 4: Porções de concentrações de fenocristais de feldspato e de matriz	20
Foto 5: Aspecto maciço nos granitos da fmp do GE	22
Foto 6: Porções híbridas nos granitos da fmp do GE	22
Foto 7: Enclave microgranular nos granitos da fmp do GE	22
Foto 8: Enclave microgranular com contato gradacional com a hospedeira	22
Foto 9: Duplo enclave microgranular	24
Foto 10: Enclave de granitóide félsico nos granitos da fmp do GE	24
Foto 11: Dique sinplutônico nos granitos da fmp do GE	24
Foto 12: Aspecto isótopo nos granitos da fse do GE	26
Foto 13: Aspecto orientado nos granitos da fse do GE	26
Foto 14: Textura heterogranular nos granitos da fse do GE	26
Foto 15: Enclave microgranular nos granitos da fse do GE	26
Foto 16: Aspecto orientado nos granitos da fse do GE	28
Foto 17: Xenólito o de anortosito nos granitos da fse do GE	28
Foto 18: Dique sinplutônico nos granitos da fse do GE	28
Foto 19: Afloramento do granito Pinheiros (gPh	30
Foto 20: Veios de quartzo e graissens mineralizados a W e Sn no gPh	30
Foto 21: Brecha cataclástica no gPh	30
Foto 22: Falhamento NE e destral no gPh	30
Foto 23: Clivagem cataclástica N-S no gPh	32
Foto 24: Dique aplítico e bolsão pegmatítico no gPh	32
Foto 25: Textura equigranular média no gPh	32
Foto 26: Textura porfirítica no gPh	32
Foto 27: Aspecto orientado nos granitóides da fmp do GPt	35
Foto 28: Estiramento de enclave microgranular hoppedado no GPt	35
Foto 29: Enclave microgranular orlado por porção híbrida no GPt	35
Foto 30: Enclave microgranular máfico de dimensões métricas no GPt	35
Foto 31: Concentrações de enclaves microgranulares no GPt	38
Foto 32: Dique máfico sinplutônico no GPt	38
Foto 33: Contatos lobados em enclave microgranular máfico no GPt	38
Foto 34: Mineralogia de um enclave microgranular máfico no GPt	38
Foto 35: Enclave do quartzo-sienito nos granitos da fse do GE	40
Foto 36: Schlieren de sienito nos granitos da fse do GE	40
Foto 37: Aspecto orientado dos quartzo-sienitos do sAS	40
Foto 38: Xenólitos do Anortosito Capivarita no GE	45
Foto 39: Dique do GE intrudido em anfibollitos do embasamento	45
Foto 40: Porção de borda do GE no contato com os metamorfitos do CCA	45
Foto 42: Diques de riolitos intrudidos no GE	51
Foto 43: Nível conglomerático das coberturas eo-paleozóicas com seixos do GE	51
Foto 44: Dique do GPt intrudido nas rochas cálcio-silicatadas da SMVC	51
Foto 45: Enclave de paragnaisse da SMVC no GPt	51

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

Fotomicro. 1: Microclínio e quartzo na matriz nos granitos da fmp do GE	57
Fotomicro. 2: Pertitas e mirmequitos num microclínio.....	57
Fotomicro. 3: Microclínio, plagioclásio e biotita	57
Fotomicro. 4: Microclínio com crescimento concêntrico e textura rapakivi	57
Fotomicro 5: Plagioclásio com zonação normal descontínua	59
Fotomicro. 6: Plagioclásio com zonação oscilatória	59
Fotomicro. 7: Fenocristais de microclínio e quartzo	59
Fotomicro. 8: Megacristal de quartzo com textura ocelar	59
Fotomicro. 9: Inclusões de plagioclásio e biotita em microclínio	62
Fotomicro. 10: Cristais de biotita em diferentes seções	62
Fotomicro. 11.: Cristais de biotita com franjas na borda e inclusões de apatita	62
Fotomicro. 12: Cristais de biotita com franjas e acículas de ilmenita/rutilo	62
Fotomicro. 13: Microclínio e plagioclásio nos granitos da fse do GE	64
Fotomicro. 14: Anfibólio substituído por biotita	64
Fotomicro. 15: Anfibólio, titanita, alanita e minerais acessórios	64
Fotomicro. 16: Anfibólio com inclusões de quartzo	64
Fotomicro. 17: Microfenocristal de hornblenda de enclave microgranular	68
Fotomicro. 18: Microfenocristal de plagioclásio de enclave microgranular	68
Fotomicro. 19: Titanita e cristais aciculares de apatita em enclave microgranular	68
Fotomicro. 20: Quartzo incluído em microclínio no gPh	71
Fotomicro. 21: Muscovita/ sericita no gPh	71
Fotomicro. 22: Biotita alterada para clorita	71
Fotomicro. 23: Biotita alterada para sericita e argilização nos feldspatos	71
Fotomicro. 24: Microclínio com pertitas nos granitóides da fmp do Gpt	76
Fotomicro. 25: Inclusões de quartzo e plagioclásio em microclínio	76
Fotomicro. 26: Plagioclásio com zonação normal descontínua	76
Fotomicro. 27: Matriz nos granitóides da fmp do Gpt	76
Fotomicro. 28: Biotita com microfalamentos e recristalização de bordo	79
Fotomicro. 29: Microclínio com recristalização de bordo	79
Fotomicro. 30: Porfiroclasto de feldspato alcalino numa matriz protomilonítica	79
Fotomicro. 31: Porfiroclastos de plagioclásio numa matriz protomilonítica	79

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Valores percentuais de Q, A e P dos granitos da fmp do GE	56
Tabela 2: Valores percentuais das fases minerais dos granitos da fmp do GE	56
Tabela 3: Valores percentuais de Q, A e P dos granitos da fse do GE	61
Tabela 4: Valores percentuais das fases minerais dos granitos da fse do GE	61
Tabela 5: Valores percentuais de Q, A e P das porções híbridas e enclaves microgranulares hospedadas no Granito Encruzilhada	66
Tabela 6: Valores percentuais das fases minerais das porções híbridas e enclaves microgranulares hospedadas no Granito Encruzilhada	66
Tabela 7: Valores percentuais de Q, A e P do granito Pinheiros	70
Tabela 8: Valores percentuais das fases minerais do granito Pinheiros	70
Tabela 9: Valores percentuais de Q, A e P do Granito Pitangueiras	75
Tabela 10: Valores percentuais das fases minerais do Granito Pitangueiras	75
Tabela 11: Valores percentuais de Q, A e P das porções híbridas e enclaves microgranulares hospedadas no Granito Pitangueiras	78
Tabela 12: Valores percentuais das fases minerais das porções híbridas e enclaves microgranulares hospedadas no Granito Pitangueiras	78
Tabela 13: Análise litoquímica dos granitos da fmp do GE	84
Tabela 14: Análise litoquímica dos granitos da fse do GE	84
Tabela 15: Análise litoquímica das porções híbridas e enclaves microgranulares hospedadas no Granito Encruzilhada	87
Tabela 16: Análise litoquímica do granito Pinheiros	88
Tabela 17: Análise litoquímica do Granito Pitangueiras	90
Tabela 18: Análise litoquímica dos elementos maiores e traços das porções híbridas hospedadas no Granito Pitangueiras	92
Tabela 19: Análise litoquímica dos enclaves microgranulares hospedadas no Granito Pitangueiras	93
Tabela 20: Análise química mineral dos feldspatos alcalinos dos granitos da fse do GE ...	116
Tabela 21: Análise química mineral dos feldspatos alcalinos dos granitos da fmp do GE .	117
Tabela 23: Análise química mineral dos plagioclásios dos granitos da fmp do GE	121
Tabela 24: Análise química mineral dos plagioclásios de um enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada	122
Tabela 25: Análise química mineral dos plagioclásios dos granitóides da fmp do GPT	122
Tabela 26: Análise química mineral das biotitas dos granitos da fmp do GE	125
Tabela 27: Análise química mineral das biotitas dos granitos da fse do GE	127
Tabela 28: Análise química mineral das biotitas dos granitóides da fmp do GPT	130
Tabela 29: Análise química mineral das biotitas de um enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada	131
Tabela 30: Análise química mineral dos anfibólios dos granitos da fse do GE	133
Tabela 31: Análise química mineral dos anfibólios de um enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada	135
Tabela 31: Análise química mineral dos anfibólios de um enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada	135
Tabela 32: Análise isotópica de Rb e Sr do Granito Pitangueiras obtida por Cordani <i>et al.</i> (1974)	142

Tabela 33: Análise isotópica de Rb e Sr do Granito Encruzilhada obtida por Cordani <i>et al.</i> (1974) e Projeto RADAMBRASI	142
Tabela 34: Análise isotópica de Rb e Sr do Granito Encruzilhada nas porções sudoeste e central da SIES	143
Tabela 35: Análise isotópica de K e Ar da biotita e anfibólio do Granito Encruzilhada, obtida por Formoso (1972)	142
Tabela 36: Análise isotópica de K e Ar da biotita do Granito Encruzilhada na porção sudoeste da SIES	158
Tabela 37: Composição mineral normativa dos granitos da fmp do GE	158
Tabela 38: Composição mineral normativa dos granitos da fse do GE	159
Tabela 39: Composição mineral normativa do granito Pinheiros	159
Tabela 40: Composição mineral normativa dos granitóides da fmp do Gpt	160
Tabela 41: Balanço de massa para avaliar a diferenciação magmática do Granito Pitangueiras para o Encruzilhada	173
Tabela 42: Balanço de massa para avaliar a diferenciação magmática entre as fácies do Granito Encruzilhada	174

A G R A D E C I M E N T O S

Inicialmente, gostaria de agradecer ao Curso de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul pela oportunidade de adquirir conhecimentos que me qualificaram melhor profissionalmente.

Gostaria também de expressar meus agradecimentos:

- às instituições de fomento a pesquisas (FAPERGS, CNPq e PROPESP) que apoiaram financeiramente o projeto;

- ao Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo pelo estágio de acompanhamento da obtenção dos dados isotópicos;

- à Companhia de Pesquisas de Recursos Minerais (CPRM) pelo apoio na finalização da dissertação de mestrado;

- aos professores Luís Alberto D. Fernandes e Nelson Vieira Junior pelo incentivo para ingressar no curso de pós-graduação;

- aos colegas do curso de pós-graduação pela troca de conhecimentos e idéias;

- aos professores Lauro V. S. Nardi e Enio Soliani Junior pelas correções preliminares e incentivo para conclusão da dissertação.

- aos colegas da CPRM da Superintendência de Belém, Evandro Luiz Klein, Maria Léa R. de Paula, Maria Telma Lins Faraco, Rômulo Simões Angélica, Tomaz A. Lobato, Gilmar dos Santos e Silvana S. M. Rodrigues pelo apoio na elaboração final da dissertação;

e a Lorena por compreender a minha dedicação quase exclusiva ao término da dissertação nos últimos meses.

ABREVIATURAS E SIGLAS*

Ab: albita normativa
 Ab₁₀: componente albita dos feldspatos
 An: anortita normativa
 An₂₅: componente albita dos feldspatos
 cf.: conforme em citações
 CIPW: Cross, Iddings, Pirsson & Washington (autores do cálculo de norma)
 CNPq: Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico
 CPGq: Centro de Pesquisas Geoquímica
 DNPM: Departamento Nacional de Produção Mineral
 εNd: epslon neodímio
EDS: Energy Dispersive System
 EUA: Estados Unidos da América
 FAPERGS: Fundação de Amparo a Pesquisa no Rio Grande do Sul
 GEOSOL: Geologia e sondagens Ltda.
 fig. : figura no texto
 foto: fotografia no texto
 fotomicro. : fotomicrografia no texto
 Ga : giga anos
HFSE: high-field strength elements
ICP: Induction Coupled Plasma
 Jr. : Junior nos sobrenomes citados
 K-Ar: potássio e argônio
 Kbar: quilobárias
LILE: large ion lithophile elements
 Ma: milhões de anos
 Or: feldspato alcalino normativo
 Or₇₀: componente dos feldspatos alcalinos potássico
 P_{total}: pressão total
 Pb-Pb: chumbo e chumbo
 ppm: partes por milhão
 POA: Porto Alegre
 PROPESP: Pró-reitoria de Pesquisa
 QAP: quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio modal
 Qz: quartzo normativo
 RADAMBRASIL: Radar na Amazônia - Brasil
 Rb-Sr: rubídio e estrôncio
 RS: Rio Grande do Sul
 Sm-Nd: samário e neodímio
 U-Pb: urânio e chumbo
 UNISINOS: Universidade do Vale do Sinos
WDS: Wavelength Dispersive System
 wt. % óx. : porcentagem peso de óxido

* - usadas mas não definidas no texto.

RESUMO

A Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES) está situada na borda noroeste do Batólito Pelotas, um segmento do cinturão orogênico brasileiro Dom Feliciano (CDF), localizado na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (Sul do Brasil).

Esta suíte é composta predominantemente de corpos graníticos, mas ocorrem corpos sieníticos associados. Estes granitos apresentam características tardi a pós-cinemáticas à estrutura tectônica transcorrente principal, a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu.

Os granitos da SIES são de afinidade química alcalina metaluminosa, marcando assim a transição do magmatismo cálcio-alcalino para o alcalino no Batólito Pelotas, que é característica das fases tardias de evolução dos cinturões orogênicos.

Os dados isotópicos Rb-Sr, Sm-Nd e U-Pb dos granitos da SIES apontam para idades neoproterozóico-cambrianas, entre 617 e 559 Ma, relacionadas ao Ciclo Brasileiro, e para uma significativa contribuição crustal na sua geração, que pode ser produto de processo de fusão parcial da crosta inferior. Contudo, não é descartada uma derivação mantélica acompanhada de uma elevada contaminação crustal.

O entendimento da evolução petrogenética dos granitos da SIES é importante, pois ela marca o início do estágio tardio da tectônica e do magmatismo no CDF, ou seja, as fases terminais da orogênese colisional (tardi a pós-orogênicas) responsáveis pela estruturação do cinturão na última metade do Ciclo Brasileiro.

A B S T R A C T

The Encruzilhada do Sul Intrusive Suite (ESIS) is situated in the northwestern portion of the Pelotas Batholith, a segment of Brazilian orogenic belt Dom Feliciano (DFB), located in the eastern region of the Sul-riograndense Shield, southernmost Brazil.

This suite is made up predominantly by granitic rocks and some associated syenites bodies. They have late and post-kinematic deformational characteristics related to a major transcurrent shear zone (Dorsal de Canguçu).

The ESIS granites show metaluminous alkaline affinity and have transitional relationship with calc-alkaline magmatism in the Pelotas Batholith, which is typical of late stages of orogenic belts evolution.

Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd isotopic data of the ESIS granites point to Neoproterozoic-Cambrian ages between 617 to 559 Ma related to Brasiliano Cycle and a significant crustal component that probably reflect a dominant crustal source or crustal contamination of their mantle source.

The understanding of the evolution of the ESIS granites is important because this suite mark the beginning of the late stage of tectonism and magmatism in the DFB, as well as the late and post-collisional event that built up this belt during the end of Brasiliano Cycle.

1 - INTRODUÇÃO

1.a - INTRODUÇÃO AO PROBLEMA E OBJETIVO

A estreita associação espacial e temporal dos granitóides de quimismo cálcico-alcalino com os corpos graníticos de afinidade alcalina, posicionados durante os estágios tardios das orogêneses, são descritos na literatura em vários cinturões orogênicos do mundo e diferentes épocas.

Liégeois & Black (1987) estudando a evolução do magmatismo granítico do cinturão neoproterozóico-cambriano (Pan-Africano) de Adrar des Iforas (Mali) observaram uma transição entre os granitos cálcio-alcalinos tarditetônicos e os alcalinos pós-tectônicos.

Na caracterização geoquímica dos granitos alcalinos pós-colisionais dos cinturões neoproterozóico-cambrianos do Escudo Árabe-Nubiano (Árabia Saudita e Egito), siluriano-devoniano de Lachlan, permiano-triássico de New England na Austrália, e cretáceos da Cordilheira West-Central do Alaska (EUA), Sylvester (1989) observou uma associação destes com os granitos cálcio-alcalinos sin a pós-colisionais, sugerindo uma história evolutiva comum.

Bonin (1987) observou transição do magmatismo cálcio-alcalino para alcalino no cinturão permiano-triássico (Variscano-Alpino) na Província do Oeste do Mediterrâneo, relacionados a eventos de colisão continental, nas associações comendíticas e panteleríticas terciário-quadernárias do Sudoeste do Pacífico (Papua-Nova Guiné e Nova Zelândia) e da Sardinia (Itália), relacionadas a zonas de subducção e falhamentos transcorrentes.

A identificação dessa transição na química do magmatismo e no regime tectônico no decorrer de uma orogênese é de grande importância para o entendimento da evolução geotectônica de um cinturão.

A partir dos dados de campo, petrológicos, geoquímicos e geocronológicos dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES) pretende-se comprovar o caráter tardi a pós-orogênico e o quimismo de afinidade alcalina. desta suíte, que ocorre associada espacial e temporalmente a outras suítes graníticas cálcio-alcalinas do Batólito Pelotas, marcando assim transição do magmatismo cálcio-alcalino para alcalino, durante a orogênese do Ciclo Brasileiro responsável pela estruturação do Cinturão Dom Feliciano, no Escudo Sul-rio-grandense.

1.b - LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área em estudo é de aproximadamente 1.000Km² e situa-se nos domínios dos municípios de Encruzilhada do Sul e Pantano Grande (RS). Esta área abrange principalmente as folhas 1:50.000, do Serviço Geográfico do Exército, de Encruzilhada do Sul, Cerro da Árvore e Várzea do Capivarita e parte das folhas de Delfino, Boa Vista, Arroio Capané e Quitéria, compreendida entre as latitudes 30°08' a 31°00' S e as longitudes 53°15' a 53°00' W (Fig.1).

O acesso principal é feito pelas rodovias BR-290, RS-471 (Pantano Grande - Encruzilhada do Sul) e a RS-350 (Encruzilhada do Sul - Dom Feliciano), além de outras vias secundárias que ligam Encruzilhada do Sul com as localidades de Pinheiros, Piquiri e Figueiras.

1.c - METODOLOGIA DE TRABALHO

As atividades preliminares consistiram em revisão bibliográfica sobre a geologia e fotointerpretação das imagens e foto-aéreas das áreas em estudo. Posteriormente, foram executadas atividades de campo, com o mapeamento geológico das unidades litodêmicas estudadas. Este mapeamento foi acompanhado de uma campanha de amostragem das populações de granitóides que compõem a suíte intrusiva. Tais amostras foram utilizadas para análises petrográficas, geoquímicas e isotópicas, que constituem as atividades de laboratório.

As informações petrológicas foram obtidas a partir de estudos petrográficos, como determinação da composição modal e reconhecimento de feições texturais nas amostras macroscópicas e lâminas delgadas.

Os resultados litoquímicos obtidos a partir de diferentes técnicas analíticas foram utilizados na caracterização geoquímica dos granitóides da SIES.

Os dados isotópicos obtidos foram utilizados na geocronologia para a datação pelos métodos Rb-Sr e K-Ar.

Todos os dados acima mencionados foram utilizados na elaboração de um modelo para evolução magmática e geotectônica da suíte de granitos que ocorrem na região de Encruzilhada do Sul.

1.c.1 - Atividades de Preliminares

A revisão bibliográfica concentrou-se inicialmente sobre a geologia da porção leste do Escudo Sul-rio-grandense, em especial sobre a geologia das áreas em estudo nas proximidades de Encruzilhada do Sul. Esta revisão consistiu na consulta a trabalhos de graduação, dissertações, teses, publicações especiais, artigos em anais de eventos e periódicos. Posteriormente, foram selecionados alguns capítulos de livros e artigos de periódicos sobre petrologia, geoquímica, geocronologia e geotectônica de granitóides (vide bibliografia anexa).

A fotointerpretação preliminar sobre as imagens 1:500.000 e 1:250.000 e fotoaéreas 1:25.000 e 1:60.000 do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (IG-UFRGS), permitiram um amplo espectro de escala de mapeamento estendendo-se do regional ao semi-detalhe. Esta fotointerpretação auxiliou na individualização das unidades litodêmicas estudadas e no reconhecimento das suas relações de contato com as rochas encaixantes. Também, auxiliou no planejamento dos perfis de mapeamento geológico nas áreas.

1.c.2 - Atividades de Campo

No mapeamento geológico regional, as rochas das unidades litodêmicas (complexos, suítes e litodemas) e litoestratigráficas (grupos, formações e membros), assim como as estruturas tectônicas (zonas de cisalhamento, falhas e fraturas) associadas aos granitóides SIES, foram individualizadas e representadas na escala 1:800.000 (Fig. 1).

Os perfís regionais foram executados ao longo das principais vias de acesso (RS-471 e RS-350), bem como em algumas vias secundárias, e consistiram na caracterização da variação faciológica dos granitos da SIES e suas relações de contato com as encaixantes .

Numa etapa seguinte, nas regiões do Cerro da Árvore (Fig. 2), Encruzilhada do Sul e parte de Delfino e Várzea do Capivarita (Fig. 3) foram executados mapeamentos mais detalhados na escala de semi-detalhe (1:60.000 e 1:25.000), aqui representados na escala 1:250.000.

Os principais afloramentos descritos e amostrados para análises petrográfica, litoquímica e isotópica levam o código MV, e estão localizadas nos mapas de pontos da porção nordeste (Fig. 4a) e sudoeste (Fig. 4b) na escala 1:250.000. Os afloramentos destas porções que foram analisados por outros autores, e aproveitados neste

trabalho, estão nas figuras 5a e 5b. Os mapas geológicos e de pontos encontram-se nos anexos.

1.c.3 - Atividades de Laboratório

As análises petrográfica macroscópica e microscópica de cada um dos corpos graníticos, fácies e estruturas permitiram uma caracterização mais apurada da composição petrográfica modal, da composição mineralógica, das relações e feições texturais

A identificação da composição petrográfica e mineralógica e das feições texturais foram importantes para o desenvolvimento do estudo petrológico, que consistiu na identificação dos processos magmáticos e pós-magmáticos que marcaram a evolução petrogenética dos granitóides da SIES.

A análise petrográfica macroscópica consistiu na determinação da composição modal de um conjunto de amostras representativas das principais populações dos granitos SIES. Estas amostras foram cortadas em seções para teste de colorimetria com solução de sódio cobalto nitrito - $\text{Na}_3[\text{Co}(\text{NO}_2)_6]$, visando a distinção dos minerais essenciais através da cor, seguida de uma contagem de pontos com malhas adequadas ao tamanho de grão da rocha.

Na análise petrográfica microscópica foi feita uma identificação das fases minerais essenciais, subessenciais e varietais nas lâminas delgadas dos granitos da SIES. Também foram caracterizadas com documentação fotográfica (fotomicrografias) as relações texturais entre as fases minerais e as texturas de desequilíbrio térmico e composicional.

A preparação das amostras para petrografia consistiu nas etapas de corte, laminação e polimento. Tanto a preparação, como a análise petrográfica foram feitas nos laboratórios do IG-UFRGS.

As análises químicas em rocha total dos elementos maiores, como SiO_2 , Al_2O_3 , TiO_2 , CaO , P_2O_5 , K_2O e Fe_2O_3 , e alguns traços, como Ba, Zr, Rb e Sr foram obtidas por espectrometria de fluorescência de raios-X, alguns elementos como MnO por espectrometria de absorção atômica, e outros elementos como FeO_T e MgO foram analisados por ambos processos.

O FeO foi analisado por volumetria e o Na_2O por fotometria de chama.

A água foi analisada por gravimetria, a H_2O^- por secagem numa estufa a 110°C e a H_2O^+ por perda ao fogo a 1.000°C .

A preparação das amostras para as análises químicas em rocha total consistiu nas etapas de britagem, pulverização e confecção de pastilhas prensadas e fundidas. Esta preparação e as análises químicas acima descritas foram realizadas nos laboratórios de geoquímica do IG-UFRGS.

Os elementos terras raras (ETR) e alguns elementos como Nb, Y e Ga foram concentrados e dosados nos laboratórios da GEOSOL (GEOLAB), por espectrometria de plasma (ICP) e fluorescência de raios-X, respectivamente.

As análises litoquímicas foram utilizados no estudo do comportamento dos elementos maiores e traços, e para a caracterização da associação química a qual pertencem os granitos da SIES. Além disso, estas análises auxiliaram na identificação dos processos magmáticos e na indicação dos prováveis ambientes geotectônicos de posicionamento destes granitos.

As análises isotópicas do Rb e Sr por espectrometria de massa foram realizadas nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas no Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGEO-USP). Os teores mais precisos de Rb e Sr foram obtidos através da análise quantitativa por espectrometria de fluorescência de raios-X com tubo de Mo. Os dados isotópicos foram utilizados para obtenção de idades isocrônicas do evento de cristalização dos granitos da SIES, pelo método Rb-Sr, e as razões iniciais (R_0) dos isótopos de Sr ($^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$)₀ auxiliaram na identificação das fontes (crosta e/ou manto) que contribuíram na geração do magma granítico.

A análise isotópica do K e Ar da biotita, por espectrometria de massa também foi realizada nos laboratórios do CPGEO do IG-USP, mas a separação mineral, através de separador magnético, foi feita nos laboratórios do IG-UFRGS. Este dado isotópico foi utilizado para obtenção da idade de resfriamento da intrusão granítica.

Os resultados de química mineral foram obtidos através de análise quantitativa (WDS) e semi-quantitativa (EDS) dos teores de elementos maiores e traços característico de cada fase mineral, por espectrometria em microsonda eletrônica (CAMECA SX-50). A preparação das amostras que consistiu de polimento e metalização das lâminas delgadas, bem como a seleção e análise química das fases minerais foram feitas nos laboratórios do IG-UFRGS. Estes dados na petrografia auxiliaram a identificação e caracterização da composição química dos feldspatos, micas e anfibólios das rochas graníticas da SIES. Na petrogênese esses dados foram utilizados para auxiliar na caracterização do quimismo e na avaliação dos processos magmáticos atuantes no magma granítico desta suíte.

2 - GEOLOGIA REGIONAL

2.a - LEVANTAMENTOS GEOLÓGICOS E MODELOS EVOLUTIVOS PARA A PORÇÃO LESTE DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

Os trabalhos de reconhecimento e mapeamento geológico da porção leste do Escudo Sul-rio-grandense tiveram início com Guimarães (1926), Carvalho (1932), Franco (1944) e Leinz & Pinagel (1945). As atividades de mapeamento continuaram com Picada (1965), Picada & Pinto (1966), Tessari & Picada (1966), Picada & Tessari (1970), Tessari & Giffoni (1970), Formoso (1972) e Carraro *et al.* (1974). Os mapeamentos mais recentes foram os de Jost & Bitencourt (1980), Jost (1981), Frantz *et al.* (1984), projeto RADAMBRASIL (Horbach *et al.*, 1986) e Fernandes *et al.* (1988).

O modelamento da evolução geotectônica do Escudo Sul-rio-grandense teve início com Picada (1971), onde o autor caracterizou as fácies petrográficas, o estilo deformacional e o grau de metamorfismo das unidades estratigráficas. Além disso, propôs algumas unidades tectônicas (geossinclíneos, zonas e sistemas de falhas). Esta caracterização permitiu uma compartimentação tectônica do escudo, onde na província tectônica de leste, predominavam as **Seqüências de Embasamento Inferior** constituídas por anortositos, gnaisses, migmatitos, lamboanitos e granitos, que compunham o **Cráton Dom Feliciano**, estruturado durante a **Orogênese Cambaí**, no Pré-Cambriano Inferior a Médio Este cráton teria sido separado da **Geossinclinal Porongos** pela zona de fraturas profundas da **Dorsal de Canguçu** durante a **Orogênese Porongos**, no Pré-Cambriano Superior.

Num contexto geotectônico regional mais amplo, Hasui *et al.* (1975) individualizaram no sul do Brasil faixas com direção NE-SW de rochas epimetamórficas (faixas de dobramentos), alternadas com rochas meso a catazonais (maciços medianos), que integram o **Sistema de Dobramentos Ribeira**. No Escudo Sul-rio-grandense e na porção sul do Escudo Catarinense este sistema de dobramentos estaria representado pela **Faixa de Dobramentos Tijucas** de idades brasileiras e pelo **Maciço Mediano de Pelotas** de idades brasileiras e pré-brasileiras.

As datações pelos métodos Rb-Sr e K-Ar obtidas por Cordani *et al.* (1974) para as rochas da Faixa de Dobramentos Tijucas confirmam as idades do Ciclo Brasileiro, mas no Maciço Mediano de Pelotas não foram identificadas idades pré-brasileiras.

Ribeiro & Fantinel (1978) propuseram uma compartimentação do escudo baseada na caracterização das associações petrotectônicas, onde na **Zona Leste** predominavam corpos graníticos a granodioríticos de dimensões batolíticas, com algumas porções de migmatitos e corpos menores de aplitos, sienitos e riolitos. Esta associação formava o **Maciço**

Granítico Leste, que representaria a raiz de um arco magmático exumado do Ciclo Brasileiro.

Na compartimentação geotectônica do escudo proposta por Frago Cesar (1980), o setor oriental é representado pelo **Cinturão Dom Feliciano (CDF)**, um **mobile belt** que se estenderia do Escudo Uruguaio ao sul do Escudo Catarinense. Neste cinturão móvel Frago Cesar *et al.* (1982a) individualizaram as associações de embasamento pré-brasiliano, margem continental passiva, bacia marginal, arco magmático e sequência molássica. A evolução do CDF à luz do modelo de tectônica placas estaria relacionada a abertura e fechamento de um oceano com instalação de uma zona de subdução durante o Ciclo Brasileiro, que teve como ante-país o **Craton Rio de la Plata** (Frago Cesar *et al.*, 1982b).

O modelo colisional foi sugerido inicialmente por Ribeiro & Fantinel (1978), e Issler (1982) retomou baseado nas ocorrências de granitóides a duas micas de fusão crustal e associações ofiolíticas resultantes da colisão de dois **megablocos** continentais denominados cratons Rio de la Plata, na porção oeste do escudo, e Dom Feliciano na leste..

As associações petrotectônicas a leste foram englobadas no **Batólito Pelotas** (Frago Cesar *et al.*, 1986), que é composto por complexos polifásicos, suítes graníticas multintrusivas, maciços anortosíticos e septos metamórficos, além de corpos riolíticos e máficos básicos a intermediários. Este batólito teria tido sua estruturação final entre o Neoproterozóico e o Cambriano, conforme os dados radiométricos obtidos por Soliani Jr. (1986). A evolução do batólito durante o Ciclo Brasileiro compreenderia um período de subdução da litosfera oceânica sob uma margem continental ativa, seguido de um período de colisão continental oblíqua entre as **paleoplacas** do Rio de La Plata e Kalahari, finalizando com um período de soerguimento pós-colisional.

Jost *et al.* (1984a) numa caracterização da variação composicional, temporal e regional dos granitóides do Ciclo Brasileiro no Escudo Sul-rio-grandense, argumentaram que a predominância de granitóides cálcio-alcálicos no setor oriental do escudo seria uma evidência que favoreceria o modelo de zona de subdução, e que a cronologia e a zonalidade do magmatismo, no escudo como um todo, indicaria um consumo de uma placa oceânica subductada de leste para oeste. Contudo, a raridade de ocorrências de granitóides de fusão crustal no escudo, e a predominância de fontes mantélicas e híbridas, desfavoreceriam a hipótese de uma subsequente colisão continental.

Houve uma retomada do modelo colisional por Fernandes *et al.* (1990 e 1992), Tommasi *et al.* (1992) e Frago Cesar (1991) baseados principalmente nos padrões de

deformação e condições de metamorfismo das sequências de rochas supracrustais e granitóides brasileiros, bem como do seu embasamento pré-brasiliano afetado pelas zonas de cisalhamento que cortam o escudo na porção leste estruturando o CDF. Ambos distinguem dois eventos deformacionais principais com magmatismo brasileiro associado, na porção leste do escudo, um mais precoce de tectônica tangencial e outro posterior de tectônica transcorrente.

No modelo colisional Fernandes *et al.* (1992) e Tommasi (1992) a direção de transporte tectônico estaria marcada pelas lineações de estiramento E-W e NW-SE nos granitóides com tectônica tangencial da porção leste do escudo. Estes granitóides e gnaisses precoces (complexo gnaíssico Arroio dos Ratos e gnaisses Piratini) fariam parte de um arco magmático (Associação de Arco Magmático I) localizados na borda leste do Cráton Rio de La Plata que teria colidido com Cráton do Kalahari. Os granitos sincolisionais de fusão crustal não foram individualizados nesta fase precoce da evolução do CDF, mas entre os granitóides sintranscorrentes à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (ZCDC), Nardi & Frantz (1993) e Koester *et al.* (1994) indentificaram granitos de fusão crustal.

Na compartimentação tectônica do Escudo Sul-rio-grandense baseada em dados geofísicos de magnetometria e gravimetria, Costa *et al.* (1995) identificaram descontinuidades geofísicas entre os domínios Oriental e Central do escudo que podem estar refletindo uma zona de sutura entre duas unidades da colagem orogênica, o CDF.

Numa revisão dos modelos colisionais existentes, Fernandes *et al.* (1993) baseados nas associações magmáticas e tectônicas pré e sin à ZCDC, propuseram um modelo evolutivo para o CDF a partir do desenvolvimento de zonas de cisalhamento tangenciais que evoluem para transcorrente intracontinentais. Não implicando para esta última etapa o envolvimento de sutura colisional ou colagem orogênica (cf. Fernandes *et al.* 1995).

Mantovani *et al.* (1987) a partir de dados isotópicos Sm/Nd e Pb/Pb das rochas do CDF e áreas cratônicas adjacentes propuseram um modelo evolutivo para este cinturão relacionado a retrabalhamento crustal de crosta pré-brasiliana. Os novos dados isotópicos Sm/Nd e U/Pb obtidos por Babinski *et al.* (1995) para as rochas do Escudo Sul-rio-grandense, confirmaram o predomínio de processos de retrabalhamento crustal no CDF. Estes dados isotópicos reforçaram a hipótese de uma evolução geotectônica “ensiálica” para as fases tardias, mas não descarta a contribuição mantélica como fonte calor e nem o envolvimento de crosta oceânica (zonas de subducção) nas fases precoces

2.b - ESTUDOS PETROGENÉTICO E GEOTECTÔNICOS DOS GRANITÓIDES DO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

Os primeiros comentários sobre a gênese dos granitóides da porção oriental do Escudo Sul-rio-grandense (Franco, 1944 e Leinz & Pinagel 1945) sugeriram uma origem magmática para estes. Contudo, Picada (1967) atribuiu uma origem para os granitóides da região de Encruzilhada do Sul, a partir de processos de migmatização e granitização de seqüências geossinclinais de composição sílico-aluminosa impura durante o Pré-Cambriano.

A caracterização tectônica de Willig *et al.* (1974), com os dados geocronológicos de Cordani *et al.* (1974), permitiu propor uma seqüência evolutiva para os granitóides do Escudo Sul-rio-grandense, conforme abaixo:

- granitos sintectônicos à fase principal do Ciclo Brasileiro (650Ma.);
- granitos tarditectônicos (610Ma.);
- granitos pós-tectônicos (540Ma.);
- granitos de resfriamento regional (500Ma - 450Ma.).

A partir deste modelo de evolução dos granitóides surgiram outras propostas mais detalhadas de Sartori (1978) e Sartori & Rueg (1979) para o Complexo Granítico São Sepé e por Hartmann & Nardi (1983) para os granitóides da porção ocidental do escudo.

A evolução dos granitóides do escudo, como um todo, foi investigada por Jost *et al.* (1984a), baseados em critérios composicionais, tectônicos, geocronológicos e de distribuição regional. Assim, a proposta de Sartori (1978) e Sartori & Ruegg (1979) para os granitóides da porção ocidental foi adaptada, ficando distribuídos da seguinte maneira:

- fase sintectônica (650Ma - 610Ma.);
- fase pós-tectônica precoce (570Ma - 500Ma.);
- fase pós-tectônica tardia (520Ma - 430Ma.).

De modo semelhante Jost *et al.* (1984a) propuseram um modelo evolutivo os granitóides da porção leste do escudo, individualizados da seguinte forma:

- fase sintectônica (700Ma - 630Ma.);
- fase transicional precoce (630Ma - 580Ma.);
- fase transicional tardia (580Ma - 570Ma.);
- fase pós-tectônica (<570 Ma.).

Outras propostas estatigráficas para os granitóides da porção oriental do escudo surgiram posteriormente. Algumas destas baseadas nos novos dados geocronológicos obtidos por Soliani Jr. (1986) e na correlação com as fases de deformação tectônica durante o

Ciclo Brasileiro (Frantz & Remus, 1986), além de uma terceira proposta de Frago Cesar *et al.* (1986) baseada em critérios petrotectônicos, nos dados geocronológicos e petrológicos, permitindo o agrupamento destes granitóides e septos metamórficos do embasamento em unidades que compõem uma mega-estrutura denominada Batólito Pelotas. Neste batólito os granitóides e septos metamórficos foram subdivididos nas seguintes unidades:

- veios graníticos terminais ($446 \pm 69 \text{Ma.}$, $R_0 = 0,7073$)
- Suíte Granítica Dom Feliciano ($544 \pm 5 \text{Ma.}$, $R_0 = 0,7090$)
- Suíte Granítica Encruzilhada do Sul ($559 \pm 5 \text{Ma.}$, $R_0 = 0,716$)
- Gnaisses Chanã ($617 \pm 10 \text{Ma.}$, $R_0 = 0,7079$)^{*}
- Suíte Granítica Cordilheira
- Suíte Granítica Pinheiro Machado ($776 \pm 36 \text{Ma.}$, $R_0 = 0,7060$)
- Gnaisses Piratini ($845 \pm 28 \text{Ma.}$, $R_0 = 0,7068$)

A estruturação tectônica proposta por Frago Cesar *et al.* (1986) para o Batólito Pelotas, fundamentada nos levantamentos de Picada (1971), onde foram individualizados três compartimentos distintos quanto estruturação e as associações litológicas:

- **Compartimento da Dorsal de Canguçu:** corresponde a faixas estreitas (<15Km) e alongadas (>180Km) segundo a direção N40°E, onde ocorrem plutões de leucogranitos (Suíte Granítica Cordilheira) complexamente associados com **augen** gnaisses (Gnaisses Vigia) e metassedimentos do Grupo Porongos. Este conjunto foi truncado por falhas transcorrentes levóginas do Sistema de Falhas do Passo dos Marinheiros resultando em grandes rejeitos;
- **Compartimento Costeiro:** refere-se a maior litoestrutura do batólito, onde ocorrem faixas miloníticas (>1Km de espessura) de direção NE-SW, grandes corpos granitóides (suítes graníticas Pinheiro Machado e Dom Feliciano), diversos septos metamórficos (Gnaisses Piratini e quartzitos e xistos do Herval), séries de diques de rochas ácidas (Riolitos Asperezas) e corpos de rochas de composição intermediária a básica.

^{*} Esta idade radiométrica Rb-Sr pertence ao Granito Pitangueiras erroneamente englobado nos para e ortognaisses do embasamento metamórfico médio a alto grau da Região de Encruzilhada do Sul .

Compartimento Encruzilhada: engloba os corpos granitóides (Suíte Granítica Encruzilhada do Sul), grandes septos metamórficos (Gnaisses Chanã) e plutões diversos (Sienito Piquiri e Anortosito Capivarita), localizados na porção noroeste do batólito.

Fragoso Cesar (1991) baseado nas diferenças litológicas, estruturais e cronológicas entre as associações da porção noroeste, o Compartimento Encruzilhada, e os demais setores do Batólito Pelotas, e nas evidências de uma importante descontinuidade crustal, a ZCDC, investigada através de um modelamento gravimétrico de Shukowsky *et al.* (1991). reforçou o caráter dicotômico desta porção do CDF, individualizando o **Batólito Encruzilhada do Sul**.

O caráter alóctone desta porção do escudo já havia sido sugerido por alguns pesquisadores. Jost & Hartmann (1984), baseados nos contrastes estruturais, individualizaram os blocos Encruzilhada e Dom Feliciano. Jost *et al.* (1984a) argumentam que, apesar das semelhanças litoquímicas entre os granitóides do **Complexo Dom Feliciano** com parte dos granitóides do **Complexo Encruzilhada**, estes são duas porções contrastantes justapostas por uma larga zona rúptil-dúctil transcorrente denominada **Sistema de Falhas Vigia Roque** (Jost *et al.* 1984b), posteriormente redefinida como Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu - ZCDC (Mesquita & Fernandes, 1990).

Os granitóides das porções sul e sudeste do compartimento Costeiro do Batólito Pelotas foram estudados por Figueredo *et al.* (1990), Gomes (1990), Phillip (1990) e Frantz & Nardi (1992), incluindo sua caracterização petrográfica, tectônica e geoquímica, que permitiu a investigação sobre a participação de alguns processos magmáticos, bem como a fonte e o ambiente geotectônico de geração destes granitóides. Os autores acima sugeriram um modelo petrogenético e evolutivo para o magmatismo granítico envolvendo o fracionamento deste a partir de magmas basálticos cálcico-alcálicos enriquecidos em potássio, produzidos por fusão parcial do manto litosférico, sendo um produto da desidratação da litosfera oceânica em subducção. Desta forma, estes granitos teriam sido gerados num ambiente de margem continental ativa durante o Ciclo Brasileiro.

O magmatismo sintranscorrente à ZCDC vem sendo estudado por, Koester *et al.* (1994), que através das evidências petrogenética distinguiram um grupo de granitóides metaluminosos com contribuição mantélica, a partir do fracionamento de um magma basáltico com assimilação de rochas crustais, e outro de granitos peraluminosos derivados de fusão

parcial de uma crosta quartzo-feldspática (cf. Frantz & Nardi, 1993), provalvemente um embasamento metamórfico ortognaíssico.

Os magmatismos granítico tardi e pós-transcorrentes à ZCDC apresentam uma forte assinatura crustal, como evidenciado pelas suas características química e isotópica, e podem ter se originado a partir de diferentes graus fusão parcial de uma crosta tonalítica (cf. Silva *et al.*, 1995).

3 - GEOLOGIA LOCAL

3.a - PROPOSIÇÃO DA SUÍTE INTRUSIVA ENCRUZILHADA DO SUL

A primeira designação para os granitos em estudo foi **Granito Encruzilhada**, proposta por Leinz & Pinagel (1945). Esta designação foi utilizada por Picada (1971), Willig *et al.* (1974), Carraro *et al.* (1974) e Wernick & Penalva (1978). A designação Granito Encruzilhada foi adotada aqui para referência aos maciços graníticos principais que compõem a Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

A ampla variação textural e composicional e o complexo arranjo dos granitos da região de Encruzilhada do Sul, permitiram que Tessari & Picada (1966) redefiniram os mesmos como **Complexo Granítico Encruzilhada**. Baseados em critérios texturais e composicionais estes autores individualizaram três fácies principais: **grosseira, média e porfiróide**.

A utilização da unidade **complexo** perde o sentido quando é possível individualizar a classe de rochas ígneas como predominante, distinguindo-as das suas encaixantes metamórficas, ou quando é possível mapear a distribuição espacial dos tipos litológicos predominantes em fácies petrográficas e corpos (litodemas). Isto apesar da complexidade imposta ao conjunto de rochas pela tectônica e processos magmáticos

A designação de **Suíte Granítica Encruzilhada do Sul** proposta por Fragoso Cesar *et al.* (1986), se deve ao fato dos autores não considerarem a ampla variação textural e composicional como justificativa do uso do termo complexo. Contudo, a designação estratigráfica mais adequada para um conjunto de diversos tipos litológicos (corpos) de uma única classe de rochas naturalmente relacionadas temporal e espacialmente, no caso rochas ígneas, seria suíte intrusiva conforme o Guia de Nomeclatura Estratigráfica adotado pela Sociedade Brasileira de Geologia (Petri *et al.*, 1986). Assim a designação de Suíte Intrusiva Encruzilhada, adotada por Soliani Jr. (1986) e Issler & Pires (1990) seria a mais adequada, pois utiliza a adjetivação proposta pelo código estratigráfico.

Desta forma, no presente trabalho adotou-se a unidade litodêmica **Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul**, para designação do conjunto de rochas ígneas que ocorrem na região homônima, composta predominantemente por plutões graníticos com alguns corpos sieníticos e monzoníticos associados.

No mapeamento geológico da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES) foram individualizados dois corpos graníticos principais, petrograficamente distintos (textura e composição), mas que parecem estar relacionados espacial e temporalmente, constituindo fácies petrográficas da unidade litodêmica principal, o Granito Encruzilhada. Neste

mapeamento também foram individualizados alguns corpos graníticos menores, como o granito Pinheiros (Fig. 2) e o Granito Pitangueiras (Fig. 3), além de alguns corpos sieníticos e diques riolíticos que ocorrem associados aos granitóides da SIES.

Além disso, puderam ser caracterizadas mesoscópica e macroscopicamente algumas estruturas ígneas como os enclaves microgranitóide, porções híbridas, **schlierens**, xenólitos e bolsões pegmatóides. não representados na escala de mapeamento devido as dimensões.

3.b - DESCRIÇÃO DO GRANITO ENCRUZILHADA

O Granito Encruzilhada na Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, ocorre como dois plutões totalizando, aproximadamente 750Km², apresentando formas diferentes. O plutão da porção nordeste apresenta forma losangular, com uma disposição espacial marcada pela sua extensão maior orientada segundo NE-SW (Fig. 1), interseptadas por uma componente de direção N-S (Fig. 3). O segundo plutão do Granito Encruzilhada está localizado na porção sudoeste da suíte, apresenta forma mais irregular, com uma disposição espacial condicionada principalmente pelos falhamentos de direção N-S (Fig. 2).

A caracterização mesoscópica e macroscópica das variações texturais e composicionais permitiu a individualização de duas fácies petrográficas no Granito Encruzilhada (**GE**), a fácies monzogranito porfirítico e a fácies sienogranito equigranular. Esta variação faciológica é particularmente distinta nas porções de borda das intrusões.

3.b.1 - Fácies monzogranito porfirítico

A fácies monzogranito porfirítica (**fmp**) abrange aproximadamente 60% da área de ocorrência da intrusão do Granito Encruzilhada (**GE**), estendendo-se da região do Cerro da Árvore, porção oeste da suíte granítica, até a região de Encruzilhada do Sul, porção central da suíte, onde faz contato com a fácies sienogranito equigranular (Fig. 1).

Os granitos da **fmp** do **GE** geralmente afloram como matacões e raras cristas associadas às zonas de falhas. São predominantemente isótropos, excepcionalmente exibem uma orientação marcada pelo alinhamento dos fenocristais de feldspato e cristais de biotita (Foto 1). Frequentemente, esses granitos apresentam uma textura porfirítica com a granulação variando de grossa (Foto 2) nas porções interiores, a fina (Foto 3) nas porções de borda da intrusão. Esta variação se reflete no aumento do tamanho de grão da matriz e fenocristais, bem como na proporção fenocristais/matriz.

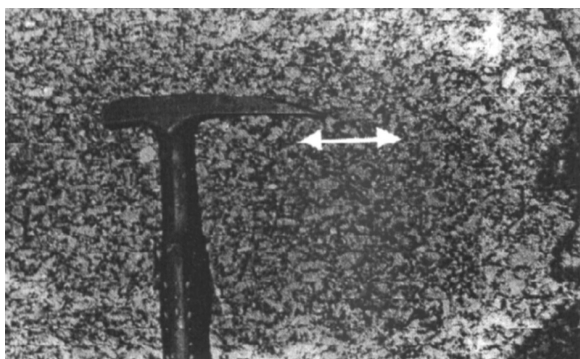


Foto 1



Foto 2

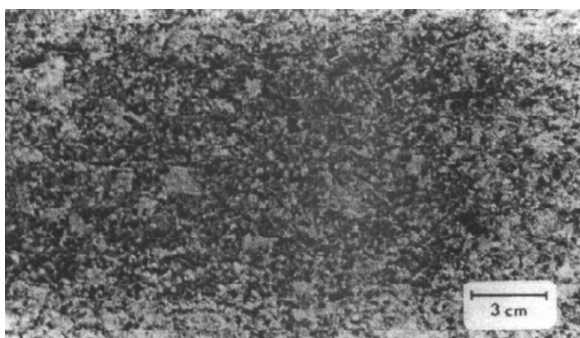


Foto 3

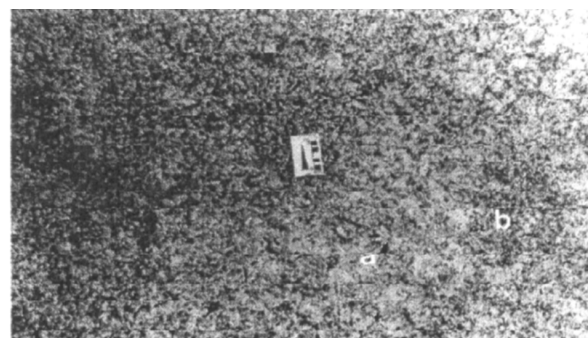


Foto 4

- Foto 1: Aspecto orientado dos monzogranitos porfirítico (**fmp**) do Granito Encruzilhada (**GE**). Alinhamento de cristais de feldspato e biotitas, marcando fluxo magmático de direção de NE-SW. Afloramento MV-37.
- Foto 2: Textura porfirítica grossa (heterogranular), com fenocristais de feldspato alcalino apresentando níveis concêntricos de crescimento (zonação?) e pertitas. Afloramento MV-50.
- Foto 3: Textura porfirítica fina em uma porção de borda de uma intrusão da **fmp** do **GE**. Afloramento MV-56.
- Foto 4: Bolsões de fenocristais de feldspato e porções com concentrações de matriz de um granito heterogranular da **fmp** do **GE**. Afloramento MV-34.

Nos granitos de textura porfirítica grossa, heterogranular ou seriada, a proporção de matriz varia de 10 a 30%, com um tamanho de grão entre 2 e 5mm e fenocristais de feldspatos de 2 a 5cm, correspondendo a fácies **granito grosseiro** de Picada (1967). Em algumas porções desta fácies a concentração de fenocristais foi tão elevada (<90%), que resultou em bolsões pegmatóides (Foto 4), talvez uma evidência de concentração por fluxo ou concentração de fluidos magmáticos.

Os termos de textura porfirítica fina, correspondente a fácies **granito porfiróide** de Picada (*op cit.*), a proporção de matriz aumenta para 50 a 70%, com um tamanho de grão menor que 2mm e os fenocristais de feldspatos com 1 a 3cm.

A composição mineralógica da matriz é a base de feldspatos (plagioclásio e feldspato alcalino), quartzo e biotita como principal mineral subessencial máfico.

A população de fenocristais, por sua vez, é composta principalmente por feldspatos, com algum quartzo.

O **feldspato alcalino** ocorre como fenocristais em cores rosa e branca, euédricos a sub-édrico, por vezes apresentando os vértices arredondados e com tamanho de grão entre 2 e 5cm, no termo heterogranular, e 1 a 3cm no termo porfirítico fino. Estes fenocristais de feldspato alcalino exibem uma "zonação" marcada pela alternância de níveis de crescimento concêntricos (Fotos 2) e inclusões de pequenos cristais de biotita, quartzo e plagioclásio da matriz. Além disso, possuem pertitas em vênulas (Foto 2) e mantos de plagioclásio, conformando textura rapakivi (Foto 5).

O **plagioclásio** apresenta-se como fenocristais de cor branca, subédricos a euédricos, com tamanho de grão entre 1 e 2cm, no termo de granulação grossa, e <1cm no termo porfirítico fino. Por vezes exibem uma zonação marcada pelo contorno arredondado dos cristais de núcleo e pela alternância de níveis de crescimento de diferentes tons de branco. Na matriz o plagioclásio mostra-se como cristais subédricos com tamanho de menor que 5mm, por vezes como pequenas inclusões e como mantos nos fenocristais de feldspato alcalino.

O **quartzo** ocorre como cristais translúcidos, euédricos e sub-édricos, geralmente com os vértices arredondados e tamanho de grão entre 5 e 10mm no termo heterogranular (Foto 2), e <5mm no termo porfirítico fino (Foto 3). Algumas vezes, o quartzo ocorre como fenocristais de forma arredonda e orlados por minerais máficos, constituindo textura ocelar (Foto 6).

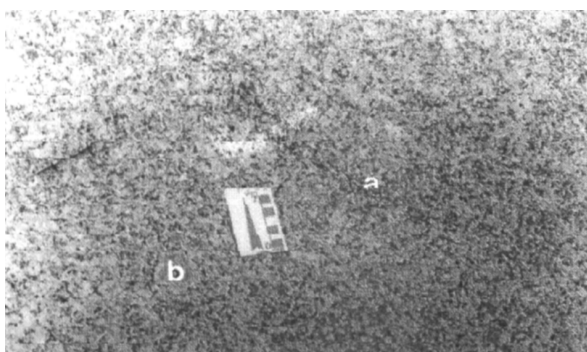


Foto 5

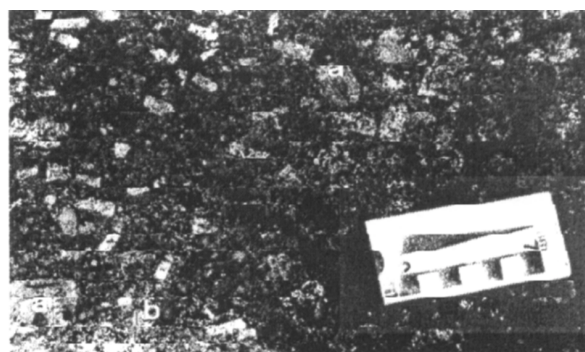


Foto 6

Foto 5: Aspecto maciço em um granito heterogranular da **fmp** do **GE**. Detalhe para as concentrações de cristais de biotita sutilmente alinhados (**a**) e para os fenocristais de feldspato alcalino com textura rapakivi (**b**). Afloramento MV-34.

Foto 6: Textura porfirítica fina, tipo porfiróide em porções híbridas de microgranitóides hospedados no **GE**. Detalhe para os fenocristais de feldspato alcalino arredondados e com níveis concêntricos de crescimento (**a**) e quartzo com arestas arredondadas (**b**). Afloramento MV-09.

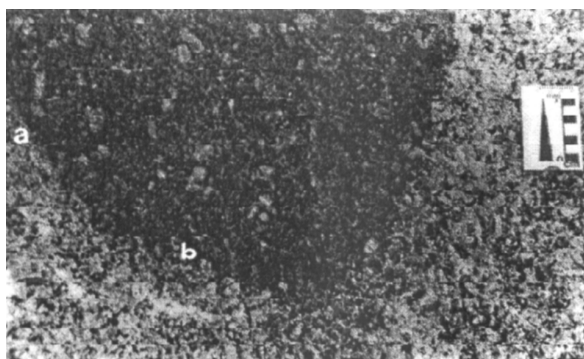


Foto 7

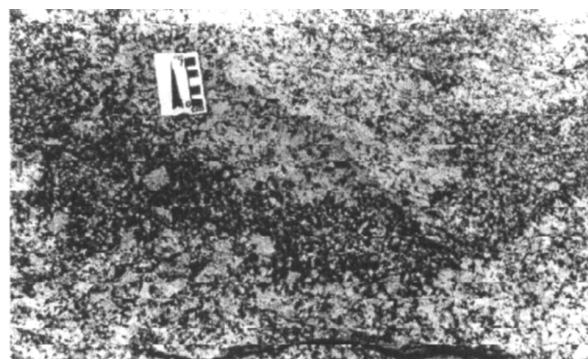


Foto 8

Foto 7: Enclave microgranular máfico hospedado em um granito da **fmp** do **GE**. Detalhe para os contatos bruscos (**a**) e interdigitados (**b**), que marcam rápido resfriamento e feições de penetração mecânica do material da hospedeira. Afloramento MV-34.

Foto 8: Enclave microgranular hospedado em um granito da **fmp** do **GE**, apresentando forma irregular e contatos gradacionais marcado pela abundância de cristais da hospedeira. Afloramento MV-46.

Os cristais de **biotita** são euédricos e subédricos apresentando uma forma pseudo-hexagonal, com tamanho médio de grão de 5mm no termo heterogranular (Foto 2), são encontradas também nos termos de granulação mais fina e na forma de inclusões com tamanho de grão menor. Por vezes, as biotitas ocorrem concentradas em níveis ou nódulos formando os **schlierens** (Foto 5).

Nos granitos da **fmp** do **GE** ocorrem enclaves microgranulares de dimensões centimétricas a métricas (porções híbridas), apresentando contatos bruscos (Foto 7) e gradacionais (Foto 8) com a rocha hospedeira, mostrando formas principalmente arredondadas e menos frequentemente angulosas. Estes enclaves microgranulares máficos foram designados por Picada (1967) de **enclaves cristalofílicos**, ao passo que as porções híbridas foram englobadas na fácies **granito porfiróide**.

Os enclaves microgranulares exibem uma variação textural e composicional em função da quantidade de megacristais de feldspatos e quartzo. Assim, são encontrados termos de textura granular muito fina (microgranular), ricos em minerais máficos e raramente com megacristais, resultando numa composição relativamente mais básica (quartzo-diorítica) que a hospedeira granítica. Com o aumento da quantidade de megacristais, estes enclaves microgranulares passam a adquirir textura porfirítica fina a média, resultando em termos de composição mais ácida (granítica a granodiorítica).

Nas porções híbridas, a quantidade de megacristais é relativamente maior que nos enclaves microgranulares menores. Frequentemente, estes megacristais apresentam os bordos arredondados, sendo que os de feldspato alcalino apresentam-se “zonados” (Foto 6) e

manteados, além disso, por vezes, as porções híbridas hospedam enclaves microgranulares máficos menores, resultando em duplo enclave (Foto 9).

Os megacristais de feldspato e quartzo nos enclaves microgranulares e porções híbridas apresentam características semelhantes aos fenocristais das hospedeiras graníticas, sendo que alguns enclaves exibem feições sugestivas que os fenocristais da rocha hospedeira teriam penetrando mecanicamente, caracterizando um processo de mistura heterogênea de magmas - **magma mingling** (Foto 6).

Nos granitos da **fmp** ocorrem enclaves de um granitóide félsico de textura equigranular média (Foto 10), semelhantes aos da **fse** do Granito Encruzilhada (descritos a seguir). Estes enclaves apresentam dimensões centimétricas, formas arredondadas e contato nítido com a rocha hospedeira. Também mostram uma composição mineralógica contrastante com a rocha hospedeira que é mais rica em máficos e plagioclásio. Tais evidências podem ser sugestivas de tratarem-se de fragmentos da borda da intrusão dos granitos da **fse** do **GE**, que foram arrancados e parcialmente digeridos pelos granitos da **fmp**, durante o posicionamento destes corpos.

A **fmp** do **GE** apresenta diques aplíticos rompidos, tratando-se de diques sin-plutônicos (Foto 11). Estes diques félsicos parecem ser pulsos magmáticos mais diferenciados, mais tardios e de níveis crustais mais rasos.



Foto 9



Foto 10

Foto 9: Enclave microgranular máfico englobado por uma porção híbrida hospedada no **GE**, um duplo enclave. Detalhe para as feições de *mingling*, como fenocristais de feldspato alcalino manteados e com arestas arredondas. Afloramento MV-09.

Foto 10: Enclave de granitóide félsico semelhante aos granitos da fácies sienogranitos equigranulares (**fse**) hospedado em um granito da **fmp** do **GE**. Afloramento MV-34.

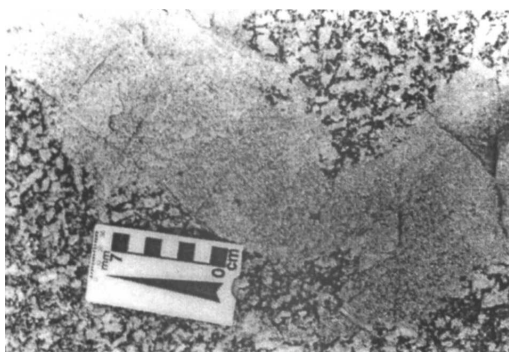


Foto 11

Foto11: Dique de microgranito rompido hospedado em um granito da **fmp** do **GE**, um dique sinplutônico. Afloramento MV-37.

3.b.2.- Fácies sienogranito equigranular

A fácies sienogranito equigranular (**fse**) abrange os cerca de 40% restantes da área do Granito Encruzilhada, estendendo-se da porção nordeste da área, na região da Várzea do Capivarita, até a porção central, nas regiões de Delfino e Encruzilhada do Sul, onde faz contato com a **fmp** (Fig. 1).

Os granitos da **fse** do **GE** mostram-se isótipos (Foto 12), embora ocorram porções com estruturas orientadas. A orientação está marcada pelo estiramento de níveis ricos em minerais máficos e pelo alinhamento de cristais de feldspatos (Fotos 13).

Os granitos da **fse** do **GE** exibem predominantemente uma textura granular, que varia de grossa (heterogranular) a fina (equigranular), das porções interiores para as de borda da intrusão. Esta variação também parece ser um produto do aumento da granulação e da proporção de cristais de feldspato em relação aos demais minerais da matriz.

Nos termos de textura granular grossa (Foto 14) o arcabouço é composto por 70 a 90% de cristais de feldspatos, principalmente feldspato alcalino, e o restante por cristais de anfibólio, biotita e quartzo.

Os granitos de textura equigranular média a fina (Foto 12), correspondem à fácies **granito médio** de Picada (1967), sua composição mineralógica essencial é semelhante a dos termos heterogranulares, porém a ocorrência de anfibólio é menor e os fenocristais de feldspato alcalino são mais raros.



Foto 12

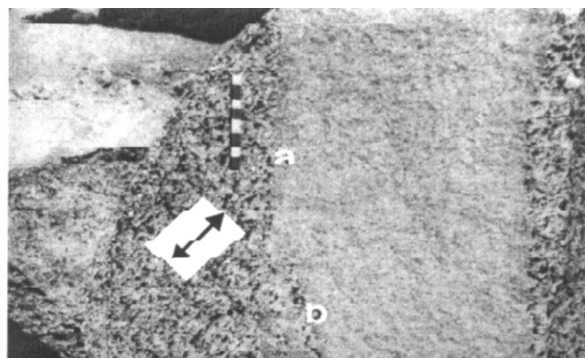


Foto 13



Foto 14

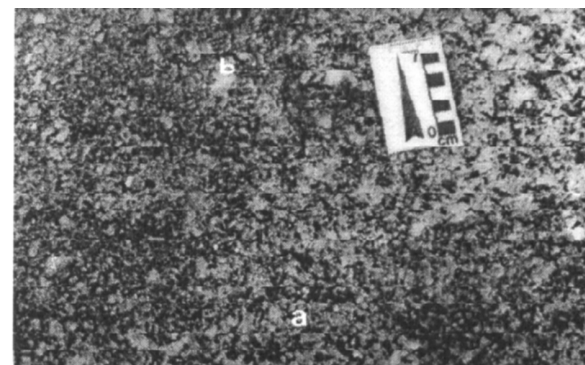


Foto 15

Foto 12: Aspecto maciço e textura equigranular média nos granitos da **fse** do **GE**. Afloramento MV-38d.

Foto 13: Aspecto orientado nos granitos da **fse** do **GE**, marcado pelo alinhamento dos cristais de feldspato e pelos cristais de anfibólio e biotita. Detalhe para ocorrência de margens resfriadas (**a**) e fragmentos angulosos da hospedeira (**b**) em dique de microgranito hospedado nos granitos da **fse** do **GE**. Afloramento MV-47.

Foto 14: Sienogranito heterogranular da **fse** do **GE**. Detalhe para os cristais de anfibólio. Afloramento MV-38a.

Foto 15: Enclave microgranular hospedado em um granito da **fse** do **GE**, com fragmentos (**a**) e fenocristais de feldspato alcalino (**b**) hospedeira parcialmente digeridos. Afloramento MV-39.

O **feldspato alcalino** ocorre como cristais subédricos, algumas vezes com os vértices arredondados, e em diferentes tons de rosa. Este mineral exibe uma variação granulométrica com os intervalos de tamanho de grão entre 1 e 2cm no termo granular grosso, de 5 e 10mm no granito equigranular médio e <5mm no fino. Em amostra de mão, raramente exibem inclusões de outros minerais menores da matriz e “zonação” (níveis concêntricos de crescimento). Contudo, freqüentemente o termo heterogranular apresenta cristais de feldspato alcalino com pertitas venulares observáveis a vista desarmada.

O **plagioclásio** apresenta-se como cristais subédricos com intervalos de tamanho de grão entre 5 e 10mm no termo granular grosso, 3 e 5mm no granito médio e <3mm no fino. Nos enclaves microgranulares o plagioclásio também ocorre como mantos (textura rapakivi).

Os cristais prismáticos alongados de **anfíbólio** exibem formas subédricas e euédricas, em cor preta e com tamanho de grão entre 5 e 10mm no termo heterogranular. Nos granitos equigranulares médios a finos estes cristais de anfíbólio são subédricos a anédricos, com tamanho de grão <5mm e ricos em pequenas inclusões de feldspatos e quartzo da matriz. Esta feição sugere um caráter tardio na cristalização do anfíbólio ou um processo de assimilação.

O **quartzo** ocorre como cristais subédricos e euédricos, com tamanho de grão entre 2mm e 5mm no termo granular grosso, algumas vezes formam concentrações (textura glomeropórfira). Nos granitos médios a finos ocorrem como cristais subédricos, em geral menores que 5mm, e menos freqüentemente como cristais anédricos intersticiais.

A **biotita** apresenta-se como cristais subédricos com tamanho de grão entre 2mm e 5mm no termo granular grosso e médio e <2mm no granito equigranular fino. Por vezes, a biotita forma concentrações (**schlierens**) e freqüentemente está associada ao anfíbólio.

Nos granitos da **fse** do **GE** também ocorrem enclaves microgranulares com dimensões centimétricas a métricas, comumente apresentando formas arredondadas e contatos gradacionais com a hospedeira (Foto 15). Algumas vezes, esses enclaves são digeridos pela hospedeira resultando somente em vestígios marcados por concentrações de minerais máficos alinhados (**schlierens**), com megacristais de feldspato orientados e estirados, indicando o fluxo magmático (Foto 16).

A ocorrência de xenólitos angulosos do Anortosito Capivarita é comum nos granitos da **fse** do **GE**, indicando um contato intrusivo. Nestes xenólitos observa-se um alinhamento e contorno dos minerais da hospedeira granítica, que marca o fluxo magmático (Foto 17). Tais feições pendentes de teto (**roof-pendants**) são típicas de níveis epizonais e somadas ao tipo deformação indicam mecanismo de posicionamento por **magmatic stoping**, como sugerido por Bitencourt *et al.* (1993) para estas intrusões graníticas

Outra estrutura ígnea importante que ocorre nos granitos da **fse** do **GE** são diques félsicos sin-plutônicos com alinhamento mineral de direção NE-SW (060°-240°), marcando o fluxo magmático (Foto 18)

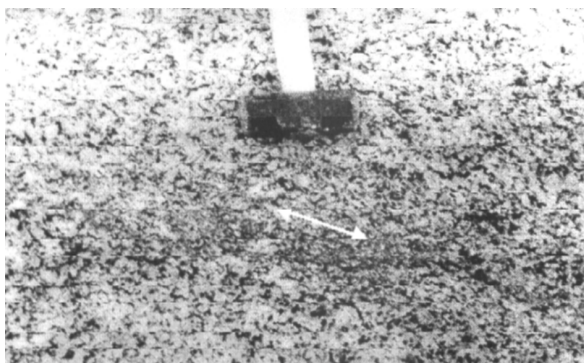


Foto 16



Foto 17

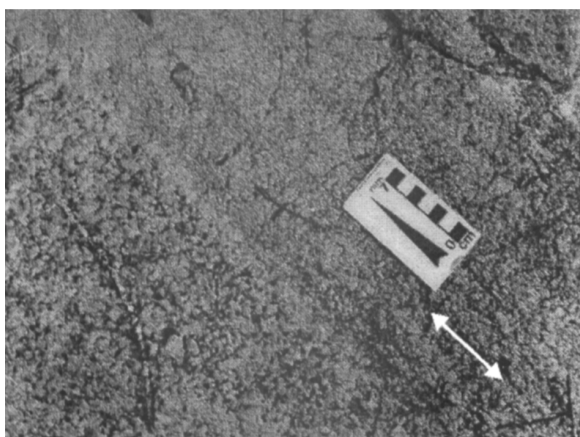


Foto 18

Foto 16: Aspecto orientado em um granito heterogranular da **fse** do **GE**, marcado por concentrações mineralis máficos (*schilliresns*) alinhadas **pelo fluxo magmático**. Afloramento MV-39.

Foto 17: Xenólito anguloso de anortosito hospedado em um granito heterogranular da **fse** do **GE**. Detalhe para a feição de fluxo magmático, marcada pelo alinhamento dos fenocristais de feldspato alcalino contornando o enclave. Afloramento MV-39.

Foto 18: Dique sinplutônico de microgranito hospedado em granito heterogranular da **fse** do **GE**, apresentando fluxo magmático de direção NE-SW (060°-240°). Afloramento MV-52.

3.c - PROPOSIÇÃO DO GRANITO PINHEIROS

O Granito Pinheiros (**gPh**) foi definido informalmente por Vasquez *et al.* (1989) como "pequenas intrusões graníticas (diques e **stocks**), de dimensões de 500 a 1500m², que ocorrem intrudidos no granito Arroio das Pedras". Este último trata-se também de uma designação informal de Vasquez *et al.* (*op cit.*), para os granitóides da **fmp** do **GE**.

As intrusões do **gPh** ocorrem principalmente na região do Cerro da Árvore, com as suas melhores exposições próximas a localidade de Pinheiros (Fig. 2) e foram inicialmente individualizadas por Picada & Tessari (1970) como a fácies **granito médio** do **Complexo Granítico Encruzilhada**.

No presente trabalho, optou-se pela designação estratigráfica informal de **granito Pinheiros**, devido não se ter bem claras as relações deste corpo granítico com o

Granito Encruzilhada. Isto é, não foi possível precisar se o **gPh** intruiu o **GE**, ou se é apenas uma variação faciológica deste, correspondente a uma porção de cúpula preservada.

A relação de contato do **gPh** com o **GE** foi obliterada pela tectônica rúptil superimposta e a alteração hidrotermal. A princípio, é sugestiva uma relação de intrusão controlada pela própria tectônica. Esta relação é discutida mais detalhadamente no item 3.m deste capítulo.

3.d - DESCRIÇÃO DO GRANITO PINHEIROS

Os corpos do granito Pinheiros (**gPh**) ocorrem como pequenas intrusões (**stocks**), menos frequentemente como diques, de formas elíptica com dimensões de até 5.000m² e associados às zonas de falhas e faixas cataclásticas da região (Fig. 2).

O **gPh** aflora como lajeados e cristas orientadas (Foto 19) segundo direções das zonas de falhas e faixas cataclástica, que variam de N-S a N10°E e com mergulho subvertical. Estas zonas de falhas e faixas cataclásticas estão marcadas por veios de quartzo (Foto 20), brechas cimentadas por fases minerais hidrotermais (Foto 21), fraturamentos e falhamentos espaçados (Foto 22) e por uma clivagem cataclástica (Foto 23) impressa no granito.



Foto 19

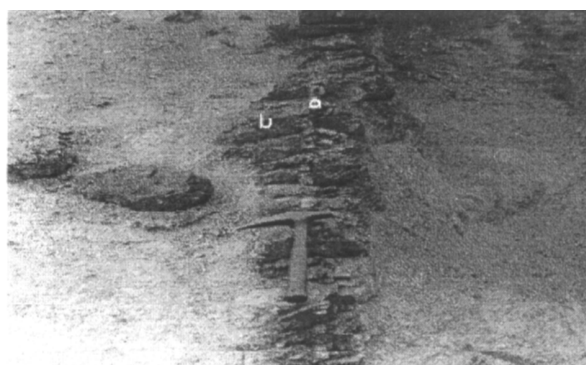


Foto 20

Foto 19: Afloramento do granito Pinheiros na forma de cristas orientadas segundo a direção das principais zonas de falha e faixas cataclásticas. Afloramento MV-17.

Foto 20: Veio de quartzo (**a**) e graisens (**b**) mineralizados a wolframita e cassiterita que ocorrem hospedados no granito Pinheiros. Afloramento MV-12.



Foto 21



Foto 22

Foto 21: Brecha na faixa cataclástica NE (010°) que corta o granito Pinheiros, composta por fragmentos do granito cimentados por fluorita e calcedônia. Afloramento MV-04.

Foto 22: Falhamento subvertical no granito Pinheiros, com espaçamento centimétrico (1-3 cm) e direção NE (010°). Detalhe para movimentação dextral marcada pela inflexão de fraturamentos escalanados NE (030°). Afloramento MV-02.

No **gPh** ocorrem diques aplíticos, bolsões pegmatíticos e cavidades miarolíticas (Foto 24), com orientação NE, entre N30°E e N80°E. Os diques representam as manifestações de estágios tardi a pós-magmáticos, ricos em voláteis. Este granito apresenta produtos hidrotermais como graissens associados a veios de quartzo mineralizados a cassiterita e wolframita (Foto 20), e brechas cimentadas por calcedônia, fluorita e argilo minerais (Foto21).

A variação textural no **gPh** é marcada pela presença predominante de granitos equigranulares médios e finos, com alguns termos porfíricos com esparsos fenocristais de quartzo euédrico (Foto 25) e feldspato alcalino (Foto 26).

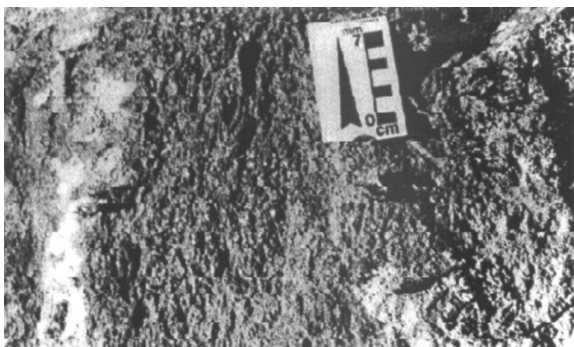


Foto 23

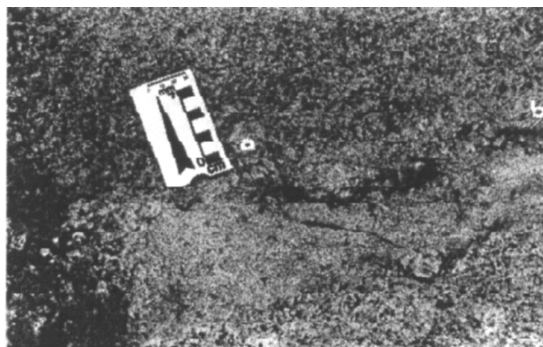


Foto 24

Foto 23: Clivagem cataclástica no granito Pinheiros, apresentando espaçamento milimétrico e direções N-S e NE (010°). Afloramento MV-02.

Foto 24: Dique aplítico e bolsão pegmatítico (a) e cavidades miarolíticas (b) no granito Pinheiros. Afloramento MV-18.

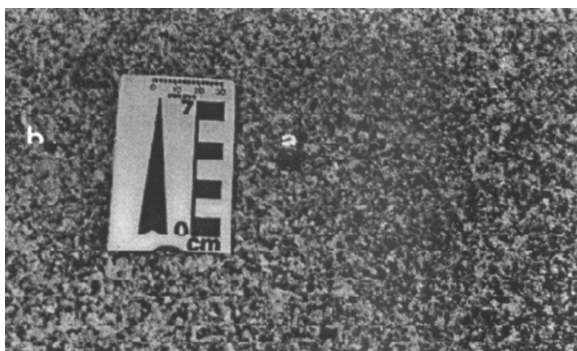


Foto 25

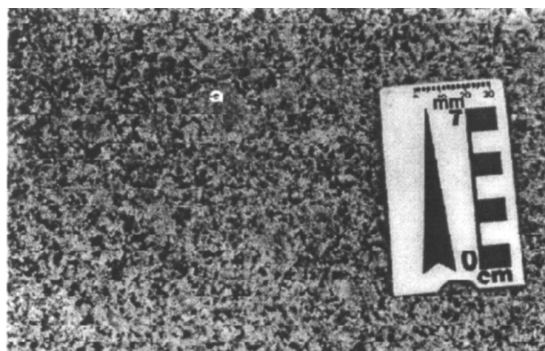


Foto 26

Foto 25: Textura equigranular média na matriz do granito Pinheiros. Detalhe para ocorrência de esparsos fenocristais de quartzo euédrico (a) e concentrações de biotita (b). Afloramento MV-28.

Foto 26: Porção do granito Pineiros preservada da cataclase. Detalhe para ocorrência de esparsos fenocristais de feldspato alcalino (a), que marcam uma textura porfirítica. Afloramento MV-28.

A composição mineralógica do **gPh** é a base de feldspato alcalino, quartzo e algum plagioclásio, como mineral subessencial ocorre a biotita. Além disso, ocorrem muscovita, turmalina e epidoto como produtos de alteração hidrotermal relacionados aos graisens, bolsões pegmticos e veios de quartzo.

O **feldspato alcalino** ocorre como cristais subédricos, com 3 a 5mm nos termos equigranulares médio e <3mm no fino, e como fenocristais de 1 a 2cm nos porfiríticos (Foto 26). Estes fenocristais apresentam pequenas inclusões minerais e pertitas.

O **plagioclásio** nos granitos porfiríticos apresenta-se como cristais subédricos, com 1 a 3mm, na matriz e como inclusões nos fenocristais de feldspato alcalino. Já nos termos equigranulares ocorrem cristais de menor tamanho e quantidade.

Os cristais subédricos a anédricos de **quartzo** mostram-se com tamanho de grão <2mm nos equigranulares médio e fino. Nos termos porfiríticos ocorrem esparsos fenocristais de quartzo euédrico (Foto 25) com tamanho de grão entre 2 e 5mm.

A **biotita** ocorre como cristais subédricos, com 1 a 5 mm, na matriz e como inclusões nos fenocristais de feldspato alcalino do termo porfirítico. No granito equigranular médio a fino apresenta-se com tamanho de grão <3mm e em menor quantidade.

Os cristais de **muscovita** são subédricos e anédricos, com tamanho de grão <3mm, predominando nos termos equigranular médio a fino cataclasados e associados a fases minerais hidrotermais como epidoto e turmalina.

A **turmalina** apresenta-se como cristais prismáticos alongados e aciculares, subédricos e euédrico, com tamanho de grão <3mm e de cor preta, por vezes formando aglomerados associados a porções afetadas pela alteração hidrotermal e a cataclase. Também podem ocorrer como cristais maiores nos bolsões pegmatíticos e veios de quartzo.

O **epidoto** ocorre como agregados maciços de cor verde claro, dificilmente formando cristais visíveis macroscopicamente, em geral estão associados a fases minerais hidrotermais, como muscovita na alteração do granito cataclasado, e outras fases como calcedônia, argilo minerais e fluorita preenchendo fraturas e cavidades nas brechas das zonas de falha.

3.e - PROPOSIÇÃO DO GRANITO PITANGUEIRAS

O Granito Pitangueiras (**Gpt**) foi definido por Fernandes *et al.* (1988) como "um corpo granítico epizonal alongado segundo NE, composto por duas fácies e localizadamente com foliação milonítica".

Os corpos do **Gpt** ocorrem principalmente na região da Várzea do Capivarita (Fig. 3), com algumas ocorrências em Delfino e Encruzilhada do Sul. Estes foram englobados nos **migmatitos da Formação Cambaí** por Tessari & Picada (1966) e no **Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita** por Frantz *et al.* (1984). Contudo, Picada (1971) individualizou tais granitos como em parte pertencentes ao **Granito Encruzilhada** e foram considerada por Cordani *et al.* (1974) a porção sin-tectônica deste granito.

No presente trabalho adotou-se a designação de **Granito Pitangueiras** proposta por Fernandes *et al.* (1988), sendo que se acredita que este faz parte da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, correspondendo provavelmente a um corpo granítico um pouco mais antigo posicionado ainda durante um estágio de deformação frágil-dúctil de uma zona de cisalhamento.

As relações de contato do **Gpt** com o **GE** ainda não estão bem claras devido a freqüente ocorrência de porções do embasamento e a tectônica superposta nas zonas de contato entre estas duas unidades. Contudo, sugere-se que o **GE** seja intrusivo no **Gpt**.

3.f - DESCRIÇÃO DO GRANITO PITANGUEIRAS

O Granito Pitangueiras apresenta uma foliação, que conforme Fernandes *et al.* (1990) é marcada pela orientação dimensional dos cristais de feldspatos, biotitas e pelos

agregados biotita e quartzo. A foliação apresenta orientações variáveis, com direções NE-SW, com mergulho sub-horizontal ($<30^\circ$) e direções NW-SE com mergulho subvertical ($>70^\circ$), conforme observado por Fragoso Cesar (1991). Esta foliação pode ser o resultado do fluxo magmático, que em parte parece ter sido afetado pelos principais esforços tectônicos da região durante uma fase tardia, conforme já sugerido por Fernandes *et al.* (1990) e Fragoso Cesar (1991).

As três fácies petrográficas individualizadas no **GPt** estão representadas por um granito de textura porfirítica média de composição monzogranítica, um termo de composição quartzo-monzonítica com textura porfirítica fina e um de textura equigranular média a fina de composição granítica. Durante o mapeamento deste corpo, não foi possível obter um controle preciso da distribuição dessas fácies. Contudo, a fácies monzogranito porfirítica parece predominar no **GPt**, enquanto as fácies quartzo-monzonito porfirítico e granito equigranular são de caráter mais localizado. A primeira predomina nas porções de borda da intrusão e nas porções híbridas, produtos de mistura de magmas (assunto discutido mais adiante), enquanto a segunda ocorre como diques intrudindo o embasamento metamórfico.

3.f.1 - Fácies monzogranito porfirítico

Os granitóides da fácies monzogranito porfirítico (**fmp**) do **GPt** caracterizam-se por uma granulométrica média, com uma proporção de fenocristais de feldspato entre 30 e 50% com 5mm a 15mm e uma matriz <2 mm. Estes granitóides em geral apresentam aspecto orientado, com alinhamento dimensional dos fenocristais de feldspato, quartzo e concentrações de minerais máficos marcando o fluxo magmático (Foto 27). Esta foliação magmática também está marcada pelo estiramento de enclaves microgranitóides hospedados no **GPt** (Foto.28).

A composição mineralógica na matriz é a base feldspatos, quartzo e biotita como mineral subessencial, e os fenocristais são principalmente de feldspato alcalino.

O **feldspato alcalino** ocorre como fenocristais euédricos com tamanho médio de grão de 1cm e em cor branca. Por vezes, exibem inclusões de pequenos minerais máficos, mas parece não conter inclusões dos demais minerais da matriz. Também apresentam macla de Carlsbad, mas não exibem mantos de plagioclásio nem níveis de crescimento concêntricos.

O **plagioclásio** mostra-se como fenocristais subédricos e euédricos em tons esbranquiçados, com 2 a 5mm, como cristais menores na matriz, mas ocorrem como inclusões nos feldspatos alcalinos. Não exibem feições de zonação visíveis, mas é possível identificar maclas polissintéticas.

Os cristais euédricos **quartzo**, com 1 a 3mm são raros, em geral, apresentam-se como cristais subédricos, com tamanho de grão menor que 2mm e translúcidos. Não foi observado estiramento dos grãos nas porções fortemente orientadas.

A **biotita** ocorre como cristais subédricos de cor preta, com um tamanho médio de 1mm. Estes cristais, frequentemente, encontram-se alinhados contornando as demais fases minerais, marcando uma foliação e algumas vezes apresentam-se como agregados ou nódulos elipsoidais (Fotos 27 e 28).

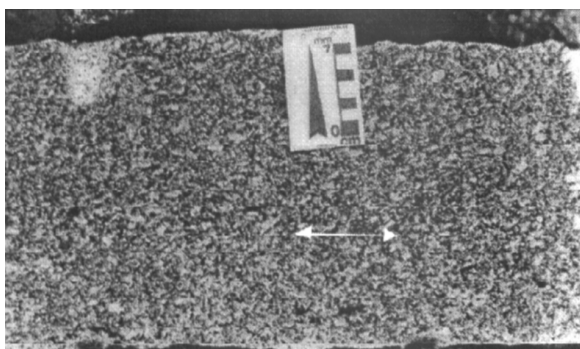


Foto 27

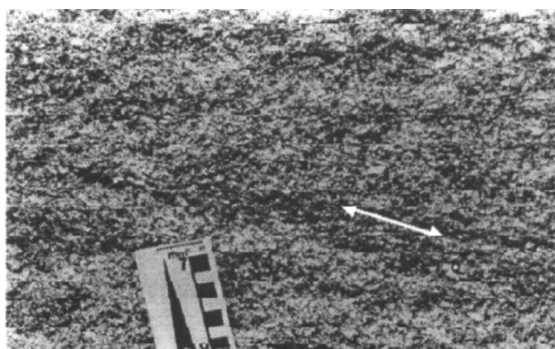


Foto 28

Foto 27: Aspecto orientado do Granito Pitangueiras (**GPt**), evidenciado pelo alinhamento dos fenocristais de feldspato e concentrações de minerais máficos (*clusters*) que marcam o fluxo magmático. Afloramento MV-48.

Foto 28: Enclaves de microgranitóides hospedados no **GPt** estirados segundo o fluxo magmático. Afloramento MV-48.

3.f.2 - Fácies quartzo-monzonito porfirítico

Os granitóides da fácies quartzo-monzonito porfirítico (**fqmp**) apresentam termos de granulação fina, excepcionalmente média, com uma proporção de 10 a 35% de megacristais de feldspatos e quartzo, com tamanho de grão variando entre 1 e 10mm e matriz com granulometria inferior a 2mm. Estes granitóides frequentemente são isotrópicos, mas por vezes exibem uma incipiente foliação magmática marcada pelo alinhamento dos minerais e pelo estiramento das concentrações de máficos. Também podem apresentar aspecto orientado quando afetados pela tectônica frágil-dúctil das zonas de cisalhamento.

A composição da **fqmp** do **GPT** varia de quartzo-monzonitos até termos ricos em plagioclásio e minerais máficos, como quartzo-monzodioríticos encontrados nas porções híbridas, prováveis produtos de mistura magmas (Foto 29).

O **plagioclásio** ocorre como megacristais subédricos, com 2 a 4mm e como cristais com tamanho de grão <2mm na matriz, sendo difícil visualizar feições de zonação e maclas polissintéticas.

Os megacristais de **feldspato alcalino** são subédricos, de cor branca, com 3 a 8mm e frequentemente apresentam os bordos arredondados. À semelhança dos feldspatos da **fmp** do **GPT** têm como feição mais característica a macla de Carlsbad, não sendo visíveis pertitas nem mantos de plagioclásio.

O **quartzo** é pouco abundante, costuma mostra-se como megacristais subédricos, com tamanho de grão entre 1 e 3mm e bordos arredondados. Na matriz não é possível distinguí-lo.

A **biotita** ocorre como pequenos cristais (<1mm) de cor preta na matriz dos granitóides de granulação fina, e como cristais subédricos maiores, com 2 a 4mm, nos de granulação média. Também ocorre como concentrações em nódulos e níveis.

O **anfíbólio** em geral está associado a outros minerais máficos como a biotita, ocorrendo como cristais prismáticos subédricos e euédricos de cor preta, com 1 a 2mm.

3.f.3 - Fácies granito equigranular

Os granitos da fácies equigranular apresentam uma variação granulométrica de média a fina. Os termos médios apresentam um tamanho de grão entre 1 e 3mm e os finos menores que 2mm. A composição é predominantemente granítica e como minerais subessências ocorre a biotita e mais raramente muscovita e epidoto (hidrotermais).

Estes granitos afloram como diques de dimensões centimétricas, e por vezes métricas, intrudidos nos paragneisses cálcico-silicatos, cálcio-magnesianos e aluminosos do embasamento metamórfico, causando metamorfismo de contato na fácies hornblenda-cornubianito, conforme observado por Fernandes *et al.* (1988). Eles observaram escarnitos (cristais de calcita + antigorita + bolsões de sílica amorfa de cor verde) nas zonas de contato dos diques graníticos com as rochas metamórficas cálcico-silicatadas. Contudo, não foi identificado qualquer outro produto de metamorfismo de contato. É provável que tais diques granulares sejam as manifestações mais diferenciadas e mais tardias do Granito Pitangueiras.

3.f.4 - Enclaves microgranulares e diques sin-plutônicos

O **GPt** hospeda enclaves microgranulares máficos de dimensões métricas a centimétricas, com formas arredondadas (Fotos 29 e 30), algumas angulosas e subangulosas, semelhantes a **pillows** (Foto 31). Alguns destes enclaves angulosos podem ser produtos do fraturamento dos diques máficos sin-plutônicos (Foto 32), que ocorrem hospedados no Granito Pitangueiras.

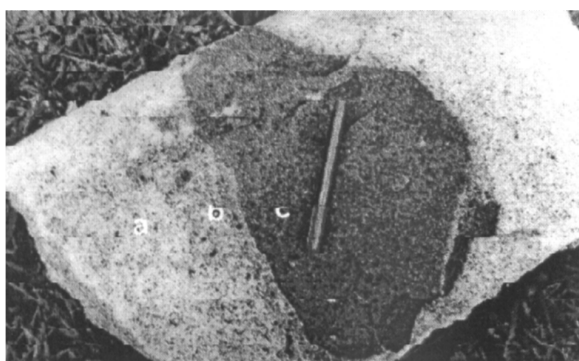


Foto 29

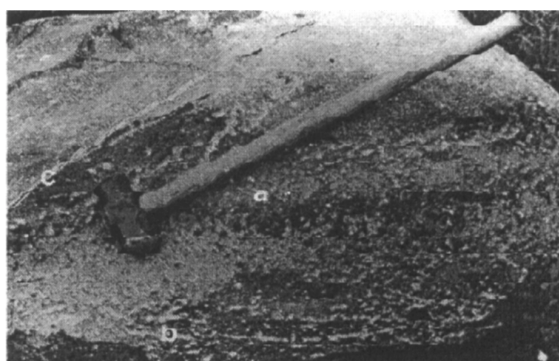


Foto 30

Foto 29: Enclave microgranular máfico (c) com uma orla de porção híbrida (b) hospedados em um monzogranito do **GPt** (a). Afloramento MV-58.

Foto 30: Enclave microgranular máfico de dimensões métricas (cabo da marreta com 1m) hospedado no **GPt** recortado por venulações graníticas. Afloramento MV-42.

Os enclaves microgranulares máficos apresentam diferentes tipos de contato com a hospedeira, variando de contatos retos (Foto 31) a contatos lobados (Foto 33) e arredondados (Foto 29), refletindo o contraste das características físicas (temperatura e densidade) e composicionais, além dos diferentes graus de mistura.

A variação textural na população de enclaves microgranulares é marcada pela predominância de termos porfiríticos finos (Foto 28) e pórfiros (Foto 33) e alguns granulares fino a muito fino. Os enclaves de textura pórfira, por vezes, apresentam nódulos máficos de anfibólio (Foto 33) e félsicos de plagioclásio (Foto 34). Alguns destes enclaves exibem megacristais de feldspato alcalino (Fotos 28 e 33), provavelmente oriundos da rocha hospedeira.

A variação composicional dos enclaves microgranulares no **GPt** é marcada pela presença de termos básicos (quartzo-dioríticos), passando para uma composição mais

intermediária (quartzo-monzonítico). Os básicos são compostos predominantemente de minerais máficos, como anfibólio e biotita, alguns minerais félsicos, como plágioclásio e raramente quartzo e feldspato alcalino. Nos termos de composição intermediária a proporção de minerais félsicos é maior, principalmente de feldspatos.

Os enclaves microgranulares máficos são produtos de processo de uma mistura de magmas, envolvendo um magma básico (quartzo-diorítico) e um ácido (granítico) contemporâneos. Este processo de mistura, por vezes resultou em porções híbridas de composição intermediária (quartzo-monzonítica), que orlam estes enclaves microgranulares máficos (Foto 29).

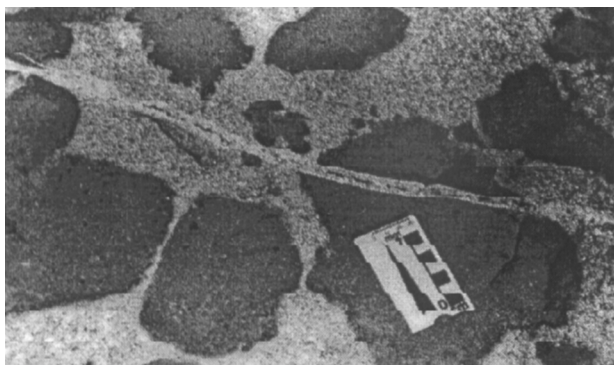


Foto 31

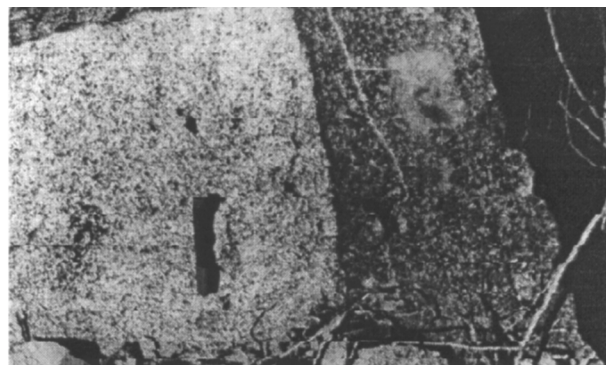


Foto 32

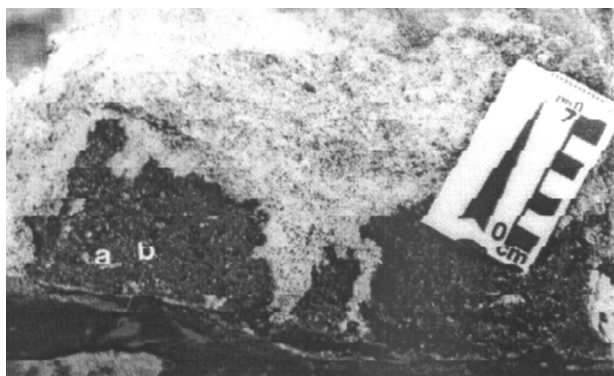


Foto 33

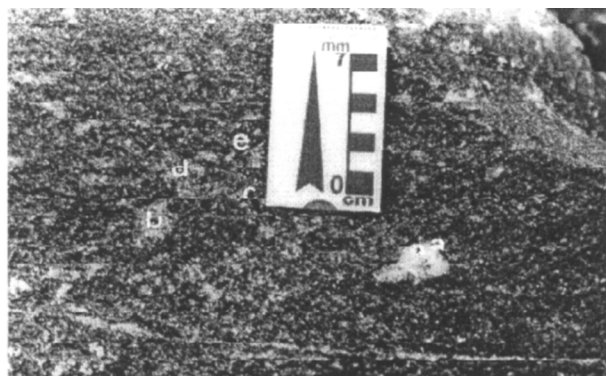


Foto 34

Foto 31: Concentração de enclaves microgranulares máficos hospedados no **GPt**, apresentando formas subangulosas, arredondadas e lobadas. Afloramento MV-60.

Foto 32: Dique sinplutônico máfico hospedados no **GPt**. Afloramento MV-48.

Foto 33: Enclave microgranular máfico hospedado num monzogranito do **GPt**. Detalhe para o contato lobado com a hospedeira. Detalhe para os cristais de feldspato (a) e nódulos de anfibólio (b) Afloramento MV-60.

Foto 34: Detalhe da textura pórfira nos enclaves microgranulares máficos, com feições de *magma mingling* como cristais de feldspato alcalino arredondados (a), anfibólio (c), aglomerados de plágioclásio (b e d) e quartzo arredondados (e). Afloramento MV-42.

3.g - PROPOSIÇÃO DO SIENITO ARROIO DO SILVA

Na porção noroeste da Folha Delfino, nas proximidades da cidade de Encruzilhada do Sul, ocorrem corpos sieníticos. Estes corpos foram inicialmente individualizados por Tessari & Picada (1966), que os correlacionaram com o **Sienito Gnaíssico Piquiri**

O mapeamento do trabalho de graduação em geologia da UFRGS (1992), nas regiões de Encruzilhada do Sul e Delfino, permitiu identificar nos corpos acima referidos três fácies de composição petrográfica diferentes, sendo denominados informalmente de suíte intrusiva Arroio do Silva - **siAS**. Estes corpos sieníticos podem ser correlacionáveis ao Sienito Piquiri (Jost *et al.*, 1985). Bitencourt *et al.* (1993) reforçaram esta correlação baseados em relações de intrusão e feições sugestivas de assimilação das rochas sieníticas pelas graníticas, indicando uma contemporaneidade ou pequena defasagem temporal entre estas.

A designação informal aqui adotada para estes corpos foi **sienito Arroio do Silva-sAS**, por tratar-se da litologia predominante no corpo (litodema), que parece intimamente associado com os granitóides da SIES, provavelmente fazendo parte da suíte junto com o Sienito Piquiri.

3.h - DESCRIÇÃO DO SIENITO ARROIO DO SILVA

Os corpos sieníticos são pequenos, aproximadamente 2.500m², com formas retangulares e contatos retos com os granitos da SIES (Fig. 1). Nas porções de borda do **GE** ocorrem como enclaves angulosos de dimensões centimétricas e métricas parcialmente digeridos (Foto 35), mas em outros locais podem ocorrer enclaves quase totalmente assilados, restando somente vestígios (Foto 36). Frequentemente, apresentam aspecto orientado, evidenciado pelo alinhamento dimensional dos cristais de feldspato e anfibólio (Foto 37), marcando um fluxo magmático orientado segundo direções NE (040° a 060°)

No mapeamento dos corpos sieníticos pela UFRGS (1992) foram individualizadas três fácies: uma de composição quartzo-sienítica, predominante, que parece gradar para uma composição quartzo-monzonítica e uma quartzo-diorítica de caráter mais localizado. Também foi observado que a variação composicional nestes corpos é ampla, no entanto apresentam uma variação textural pequena predominando termos equigranulares médios a finos.

3.h.1 - Fácies quartzo-sienito

A fácies quartzo-sienítica é predominante no **sAS** (mais de 70%) comumente se apresenta orientada e por vezes hospeda enclaves microgranulares máficos.

A variação textural e composicional é ampla nesta fácies do **sAS**, ocorrendo termos granulares grossos mais ricos em quartzo e biotita e mais pobres em anfibólio, resultando em rochas sieníticas que gradam para graníticas. Contudo, predominam termos granulares médio a fino de composição sienítica que com o aumento de plagioclásio e anfibólio gradam para uma composição monzonítica.

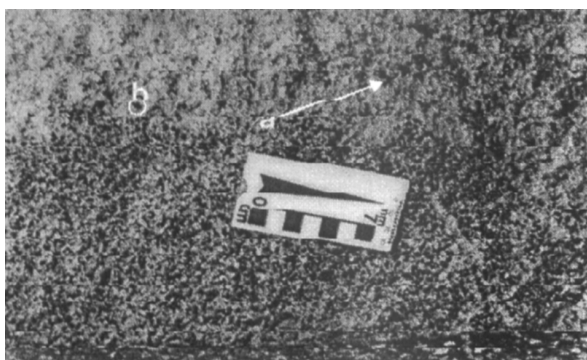


Foto 35

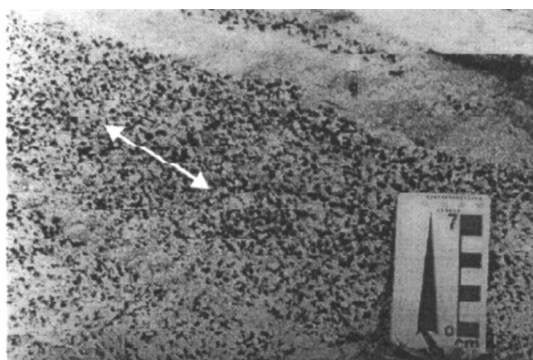


Foto 36



Foto 37

Foto 35: Enclave de quartzo-sienito (sienito Arroio do Silva) hospedados em um granito da **fse** do **GE**. Detalhe para o contato interdigitado marcando feições de digestão de fragmentos (a) e cristais de anfibólio (b) do enclive sienítico na hospedeira. Afloramento MV-35.

Foto 36: Concentrações de cristais de anfibólio em um granito da **fse** do **GE**, provável xénolito de sienito digerido. Afloramento MV-57.

Foto 37: Aspecto orientado dos quartzo-sienitos, evidenciados pelo alinhamentos dos cristais de feldspato alcalino e anfibólio, marcando o fluxo magmático. Detalhe para ocorrência de diques micrograníticos. Afloramento MV-55.

Os corpos de quartzo-sienito são compostos basicamente por feldspato alcalino, com algum anfibólio, piroxênio, biotita, plagioclásio e quartzo.

O **feldspato alcalino** ocorre como cristais subédricos a euédricos em tons de rosa, com tamanho de grão entre 2 e 5mm, nos termos de granulometria média a fina e entre 5 e 10mm, nos de granulometria grossa. Este mineral apresenta pertitas venulares e macla de Carlsbad, mas não exibem níveis concêntricos de crescimento nem mantos de plagioclásio.

O **anfíbólio** e o **piroxênio** apresentam-se como cristais prismáticos euédricos a subédricos, em cor preta, com tamanho de grão entre 2 e 5mm, nos sienitos granulares médios a finos. No granular grosso ocorrem como cristais anédricos a subédricos, com tamanho de grão com 5 a 10mm e por vezes com inclusões de feldspato e quartzo da matriz.

Os cristais de **biotita** apresentam-se associados ao anfibólio nos sienitos granulares grossos, nos de granulação mais fina são raros.

O **plagioclásio** mostra-se como cristais subédricos, com um tamanho médio de grão de 2mm, nos sienitos granulares grossos. Em alguns cristais é possível identificar macla polissintética. Nos termos granulares médio a fino são mais raros, de tamanho de grão menor e de difícil identificação a vista desarmada.

Os cristais subédricos de **quartzo**, com um tamanho de grão entre 2mm e 4mm, são translúcidos de cor cinza nos quartzo-sienitos granulares grossos. Nos granulares médio a fino são mais raros, menores e incolores.

Os enclaves microgranulares máficos da fácies quartzo-sienítica, semelhantes aos estudados por Vieira Junior *et al.* (1989) no **Maciço Sienítico Piquiri**, apresentam dimensões centimétricas a métricas, formas elipsoidais e subangulosas e são predominantemente quartzo-dioríticos. Estes enclaves são produtos de um processo de mistura de magmas intermediários (quartzo-sieníticos) com básicos (quartzo-dioríticos).

3.h.2 - Fácies quartzo-monzonito

Os corpos quartzo-monzoníticos estão associados aos quartzo-sieníticos como porções onde a concentração de plagioclásio e minerais máficos (piroxênio, anfibólio e biotita) é relativamente maior, marcando uma transição entre as fácies. Também ocorrem como enclaves angulosos e leticulares, parcialmente assimilados pela hospedeira granítica.

A fácies quartzo-monzonítica exhibe predominantemente uma textura granular média e fina, não ocorrendo termos de granulometria grossa como na fácies quartzo-

sienito. Nos quartzo-monzonitos, a foliação magmática, marcada pelo alinhamento dimensional dos minerais, é mais rara que nos. Isto provavelmente se deve ao predomínio de minerais alongados segundo o eixo C, como o feldspato alcalino, nos quartzo-sienitos.

Nesta fácies também ocorrem enclaves microgranulares máficos de composição quartzo-diorítica. Devido a proximidade composicional, os contatos gradacionais são mais freqüentes que nos quartzo-sienitos.

3.h.3 - Fácies quartzo-diorito

A fácies quartzo-diorito ocorre principalmente como enclaves microgranulares máficas de dimensões centimétricas hospedadas nos quartzo-sienitos da **sAS**. Contudo, no mapeamento da UFRGS (1992) foram individualizados corpos de dimensões métricas a decamétricas e formas irregulares hospedados nos quartzo-monzonitos da **sAS** e intrudidos nos gnaisses do embasamento metamórfico de alto grau.

Os corpos quartzo-dioríticos apresentam textura granular fina e microgranular, sendo predominantemente isótropos, porém, quando ocorrem como enclaves microgranulares hospedados no **sAS** mostram-se estiradas pelo fluxo magmático nas porções mais fortemente orientadas..

3.i - PROPOSIÇÃO PARA OS DIQUES RIOLÍTICOS

Na porção central da Folha Encruzilhada do Sul ocorrem enxames de diques riolíticos que intrudem os granitos da SIES e as rochas do embasamento metamórfico de médio a alto grau (Figs. 2 e 3). Estes diques riolíticos foram inicialmente mapeados por Tessari & Picada (1966), que os correlacionaram às manifestações vulcânicas da Formação Acampamento Velho.

Na porção leste do Escudo Sul-rio-grandense (Batólito Pelotas-Bloco Dom Feliciano), ocorrem várias manifestações vulcânicas e hipobissais de caráter ácido. Na região de Pinheiro Machado foram mapeados, por Tessari & Giffoni (1970), enxames de diques riolíticos designados **Riolitos Asprezas**. Nas regiões de Quitéria e Serra do Herval foram individualizados diques riolíticos e cobertura piroclástica denominados por UFRGS (1978) de **Riolitos Ana Dias**, posteriormente redefinidos por Fernandes *et al.* (1988) como suíte vulcânica Ana Dias - **svAD**.

No presente trabalho adotou-se a designação estrátigráfica informal de **diques riolíticos** da Suite Intrusiva Encruzilhada do Sul, devido fato de não terem sido detalhadamente descritos e estudados, como foram os litodemas plutônicos. Contudo, acredita-se que estes diques riolíticos são as manifestações magmáticas hipoabissais desta suíte.

3.j - DESCRIÇÃO DOS DIQUES RIOLÍTICOS DA SUÍTE INTRUSIVA ENCRUZILHADA DO SUL

Os diques riolíticos da região de Encruzilhada do Sul apresentam dimensões que variam desde dezenas de metros até alguns quilômetros de comprimento e espessuras centimétricas a métricas. Ocorrem principalmente orientados segundo direções NE-SW e N-S, mas alguns encontram-se com direções NW-SE. Estas direções coincidem com as direções das principais zonas de falhas da região.

A textura predominante é pórfira com uma matriz afanítica de cores rosa a bordo e pórfiros de feldspatos e quartzo, mas mostram alguns termos sem pórfiros. Também ocorrem termos com clastos da hospedeira granítica, constituindo brechas riolíticas.

A variação composicional é marcada pelas proporções de pórfiros de feldspato alcalino, plagioclásio e quartzo, apresentando termos de composição riolítica a dacítica.

Os pórfiros de **feldspato alcalino** são euédricos e com tamanho de grão entre 5 e 15mm, alguns exibem os vértices arredondados e inclusões de plagioclásio e quartzo.

O **plagioclásio** ocorre como pórfiros subédricos com bordos arredondados e tamanho de grão entre 5 e 10mm. Também ocorrem como pequenos cristais inclusos nos pórfiros de feldspato alcalino e algumas vezes como mantos orlando os pórfiros (textura rapakivi).

Os pórfiros de **quartzo** são subédricos e euédricos com tamanho de grão entre 3 e 5mm, bordos arredondados e por vezes apresentam embaiamento. Ocorre também como pequenas inclusões nos pórfiros de feldspato alcalino.

3.1 - RELAÇÕES DE CONTATO DO GRANITO ENCRUZILHADA

3.1.1 -Relação de contato entre as fácies

O contato entre a **fmp** e a **fse** do Granito Encruzilhada parece ser transicional e marcado pela diminuição da quantidade fenocristais de plagioclásio, desaparecimento de quartzo euédrico e de ocorrência de anfibólio. O contato transicional entre

as fácies da suíte granítica também já foi constatado por Fragoso Cesar (1991) e pode ser uma evidência sugestiva de cogeneticidade.

3.1.2- Relação de contato com o embasamento metamórfico de medio a alto grau

Na porção nordeste da SIES, na região da Várzea do Capivarita, predomina os granitóides da **fse**, onde estes intrudem o **Anortosito Capivarita** (Formoso & Carraro, 1968), ou **metanortosito Capivarita** (Fernandes *et al.*, 1988). O anortosito, os ortoganisses de composição granodiorítica e tonalítica, **complexo gnaíssico Arroio dos Ratos** (Fernandes *et al.*, *op cit.*) e os paragnaisses de composição cálcico-silicatadas, cálcio-magnesianas e aluminosas, **suíte metamórfica Várzea do Capivarita** (Fernandes *et al.*, 1988), constituem também o embasamento metamórfico de médio a alto grau da região de Encruzilhada do Sul, conforme o mapeamento da UFRGS (1992).

A relação de intrusão está evidenciada através das porções de margens resfriadas da intrusão dos granitóides da **fse** do **GE** contra as rochas do embasamento metamórfico de médio a alto grau (Foto 11), pela ocorrência de xenólitos do embasamento metamórfico englobados pelo granito (Foto 38) e presença de diques graníticos intrudidos no embasamento metamórfico de médio a alto grau (Foto 39).



Foto 38



Foto 39

Foto 38: Feição de teto pendente (*roof pendant*), marcada pela ocorrência de xenólitos angulosos de dimensões métricas (a) e centimétricas (b) do Anortosito Capivarita hospedados no Granito Encruzilhada. Afloramento MV-39.

Foto 39: Dique granítico do **Granito Encruzilhada** (a) intrudido em anfibolitos (b) do embasamento de médio a alto grau. Afloramento MV-61.

3.1.3 - Relação com os corpos sieníticos

A relação de intrusão dos granitóides **fse** do **GE** nos pequenos corpos quartzo-sieníticos e quartzo-monzoníticos do **sAS**, também está evidenciada através de xenólitos de quartzo-sienito englobados pelo granito (Foto 35) e diques aplíticos (Foto 37)

intrudidos nestes corpos ígneos. Contudo, conforme já observada por Picada (1967), esta relação de contato pode ser transicional e mais raramente "embrechítica". Este contato transicional seria marcado pelo desaparecimento da foliação magmática do sienito, pelo aumento da quantidade de quartzo e plagioclásio e de biotita em relação a hornblenda, gradando assim para o **granito médio** de Tessari e Picada (1966), equivalente a **fse** do Granito Encruzilhada. A relação de contato do tipo "embrechítica" de Picada (1967), provavelmente se refere a abundância de enclaves angulosos de quartzo-sienito em algumas porções da zona de contato assemelhando-se a uma brecha. A partir de algumas das feições acima descritas, Bitencourt *et al.* (1993) confirmaram o caráter intrusivo do **GE** nos sienitos (**sAS**), correlacionando-os ao Sienito Piquiri. Além disso, descrevem feições de assimilação dos corpos sieníticos pelo líquido granítico, sugerindo que as diferenças de temperatura e nível crustal eram relativamente pequenas e que tal fato poderia ser corroborado através dos dados geocronológicos que apontam para uma pequena defasagem temporal entre estes.

3.1.4 - Relação com os metamorfitos de médio a baixo grau

Na porção sudoeste da **SIES**, na região do Cerro da Árvore, predominam os granitóides da **fmp** do **GE** (Fig. 2), onde fazem contato com os xistos pelíticos, quartzitos, metatufos e metavulcânicas pertencentes às seqüências metavulcano-sedimentares de médio a baixo grau metamórfico do Complexo Cerro da Árvore-**CCA** (Jost & Bitencourt, 1980). Este contato se dá através de faixas cataclásticas (Foto 40) sobre os granitóides da **SIES** e miloníticas (Foto 41) sobre algumas porções dos metamorfitos do **CCA**.

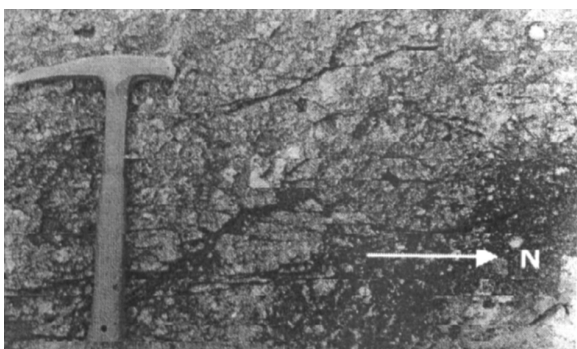


Foto 40



Foto 41

Foto 40: Porção de borda do Granito Encruzilhada, localizada próximo ao contato com os metamorfitos do Complexo Cerro da Árvore, com proeminente clivagem cataclástica de direção N-S subvertical. Afloramento MV-18.

Foto 41: Milonitos localizados na base da seqüência Cerro do Facão, próximo ao contato do Complexo Cerro da Árvore com o Granito Encruzilhada. Detalhe para os veios de quartzo estirados e com dobras de arrasto indicando movimentação destal. Afloramento MV-19.

As faixas cataclásticas e zonas de falhas constituem segmentos do **Sistema de Falhas Passo dos Marinheiros - SFPM** (Picada, 1971). Esta tectônica superimposta provavelmente obliterou a relação de intrusão dos granitos da **SIES** nos metamorfitos do **CCA**.

A ocorrência de margens resfriadas no **GE** parece ser de caráter localizado, algumas foram observadas no contato da intrusão granítica com os metamorfitos do **CCA**, sendo esta feição pouco freqüente. Contudo, Bitencourt *et al.* (1993) observaram que as margens resfriadas são abundante nas bordas nordeste, oeste e sul desta intrusão granítica.

A ocorrência de xenólitos dos metamorfitos do **CCA** nos granitos da **SIES** foi documentada por Picada (1967). Contudo, nos trabalhos de campo não foi encontrado nenhuma ocorrência significativa, limitando-se apenas em alguns xenólitos com 5 a 15mm, semelhantes a fragmentos de xistos, localizados nas porções apicais do Granito Encruzilhada, próximas ao contato com os metamorfitos. Eles são pequenos e o avançado grau de alteração dificulta na identificação. De qualquer forma a ocorrência de xenólitos destes metamorfitos nos granitóides parece ser rara.

A presença de apófises e diques graníticos intrudidos nos metamorfitos do **CCA**, com certeza correlacionáveis aos granitóides da **SIES**, também não foi identificada durante o mapeamento, embora hajam greisens nestes metamorfitos, provavelmente relacionados às manifestações hidrotermais de intrusões graníticas. Além disso, Frantz & Fernandes (1994) descrevem a ocorrência de injeções graníticas relacionada a esta suíte intrudidas nos metamorfitos e granitóides sin a tardi orogênicos do Cinturão Dom Feliciano.

Faltam evidências concretas de metamorfismo de contato (paragenese e cornubianitos) sobre os metamorfitos do **CCA**, apesar de existirem algumas evidências sugestivas, como as isógradas obtidas por Jost & Bitencourt (1980) e Jost (1982) para a seqüência metassedimentar Cerro do Facão, que crescem em grau metamórfico em direção a intrusão do Granito Encruzilhada. As isógradas estendem-se da zona da biotita (fácies xistos verdes), na porção mais afastada a oeste, alcançando a zona da estauroлита (fácies anfibolito) próximo ao contato, a leste. Além disso, nesta mesma seqüência de metamorfitos do **CCA**, foram identificados porfiroblastos poiquilíticos de andaluzita caracterizando condições de baixa pressão. Contudo, os autores acima referidos atribuem estas parageneses metamórficas e a distribuição das isógradas a um metamorfismo regional do tipo Buchan.

As evidências acima descritas dificultam caracterizar o contato do **GE** com os metamorfitos do **CCA** como do tipo intrusivo, apesar deste ser o tipo de contato mais

provável entre estas duas unidades litodêmicas. Estas evidências também sugerem que as falhas da **SFPM** e suas componentes tiveram suma importância no posicionamento da intrusão do **GE** e que sucessivas reativações obliteraram a relação de intrusão deste nos metamorfitos de médio a baixo grau.

3.1.5 - Relação de contato com os metagranitos sintranscorrentes à ZCDC

Frantz & Fernandes (1994) sugeriram um contato intrusivo dos granitos tardios da porção leste do CDF nos metagranitos sintranscorrentes à Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu -**ZCDC**. Este seria o tipo de contato mais provável conforme sugerem os dados geocronológicos existentes, mas no campo não foi identificada nenhuma evidência desta relação entre os granitos da SIES e os metagranitos da Suíte Intrusiva Cordilheira.

Os dados geocronológicos K-Ar recentemente obtidos por Koester *et al.* (1995) nas micas dos metagranitos sintranscorrentes à **ZCDC** que compõem a Suíte Intrusiva Cordilheira indicam um rejuvenecimento isotópico à aproximadamente 580 Ma que pode estar refletindo a intrusão de granitos pós-transcorrentes à **ZCDC**, como o Granito Encruzilhada.

3.1.6 - Relação de contato com o granito Pinheiros

A obliteração da relação de intrusão pela deformação frágil, resultante da reativação das zonas de cisalhamento e sistemas de falhas transcorrente, também pode ser evidenciada no contato das intrusões do granito Pinheiros com o Granito Encruzilhada (Fig. 2).

As intrusões do **gPh** foram associadas a manifestações magmáticas tardias da Suíte Granítica Dom Feliciano, por Fragozo Cesar *et al.* (1986) e Vasquez *et al.* (1989). Contudo, podem ser intrusões tardias e mais diferenciadas do próprio **GE**, estando relacionadas porções mais apicais, portanto pertencente ao magmatismo da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

As porções do **gPh** afetadas pela tectônica ocorrem como faixas cataclásticas com mergulho subvertical, direção predominante N10°E e sentido de movimento dextral (Foto 22), sendo prováveis componentes da **SFPM**. Nestas componentes ocorrem graisens associados a veios de quartzo mineralizados a cassiterita e wolframita (Foto 20) e faixas cataclásticas cimentadas por calcedônia, argilo minerais e fluorita (Foto 21), indicando tratar-se de uma zona de alívio de pressão por onde os fluidos mineralizantes migraram e se concentraram.

3.1.7 - Relação de contato com os granitos da SIDF

No campo não foi possível observar a relação de contato entre os granitos da SIES e os da Suíte Intrusiva Dom Feliciano. Os dados geocronológicos destes corpos graníticos apontam para uma idade mais antiga para o **GE**, no entanto não foi comprovada nenhuma relação de intrusão dos granitos da SIDF, nestes. Além disso, no limite sul da SIES (Encruzilha do Sul-Figueiras) ocorrem enclaves de granitos semelhantes aos da SIDF hospedados no **GE**, conforme Gastal (informação verbal). Estas evidências podem sugerir uma contemporaneidade ou uma pequena defasagem temporal entre os granitos desta suíte.

3.1.8 - Relação de contato com as seqüências sedimentares eopaleozóicas

A relação de contato do **GE** com as seqüências sedimentares eopaleozóicas da Formação Arroio dos Nobres, do Grupo Camaquã (Tessari & Picada 1966), também foi obliterada pelas reativações das falhas da **SFPM**. Estas seqüências teriam sido depositadas numa bacia tectônica cuja evolução estaria associada aos movimentos transcorrentes desta zona de cisalhamento, algo do tipo **strike-slip basins**, conforme Oliveira & Fernandes (1992).

Em alguns níveis conglomeráticos da porção superior da bacia do Grupo Camaquã (Formação Guaritas), no Vale do Piquiri, ao norte da região do Cerro da Árvore, ocorrem clastos de granitóides semelhantes ao **GE** (Foto 43), sugerindo que, durante o período de deposição e evolução desta bacia tectônica os granitos da SIES serviram de rocha fonte de parte das seqüências sedimentares. Provavelmente, a deposição destes níveis de topo da seqüência sedimentar estariam relacionada aos pulsos de reativações mais tardias da **SFPM**.

3.1.9 - Relação com os diques riolíticos

O embasamento metamórfico e o Granito Encruzilhada são intrudidos por diques riolíticos (Foto 42), alinhados preferencialmente segundo direções N-S e NE (Fig. 2 e 3). Estes podem ser as manifestações magmáticas mais tardias e rasas da **SIES**, que aproveitaram as discontinuidades tectônicas da região, como as falhas e fraturas, para se posicionarem. O contato intrusivo no **GE** também é marcado pela ocorrência de fragmentos deste em alguns diques riolíticos, resultando em brechas riolíticas.

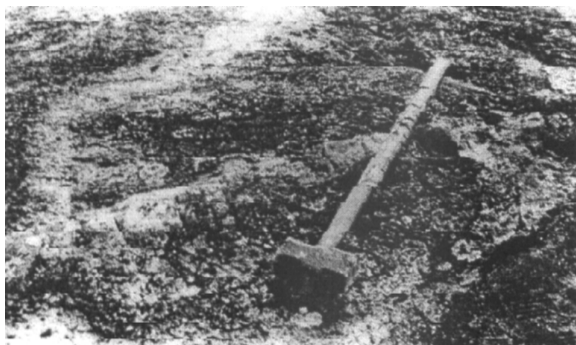


Foto 42



Foto 43

Foto 42: Dique de riolito de direção NE (010°) e espessura centimétrica intrudido no Granito Encruzilhada. Afloramento MV-23.

Foto 43: Nível conglomerático das coberturas eo-paleozóicas com seixos e granulos de feldspato e quartzo do Granito Encruzilhada. Afloramento MV-62.

3.1.10 - Relação com as rohas sedimentares da Bacia do Paraná

Por fim, sobre os granitóides da SIES jazem as seqüências sedimentares gonduânicas da borda da Bacia do Paraná, ocorrendo como porções testemunhas, "ilhas" preservadas, sobre o embasamento granítico (Fig. 1). Este contato é marcado por uma discordância do tipo inconformidade.

Nas "ilhas" de seqüências sedimentares do Grupo Itararé localizadas entre Pinheiros e Piquiri ocorrem conglomerados com seixos de granito e granulos de quartzo e feldspato semelhantes ao Granito Encruzilhada. Esta evidência sugere que este corpo granítico serviu de área fonte para algumas destas seqüências sedimentares fanerozóicas da Bacia do Paraná.

3.m - RELAÇÕES DE CONTATO DO GRANITO PITANGUEIRAS

3.m.1 - Relação com o Granito Encruzilhada

No contato do Granito Encruzilhada com o Granito Pitangueiras, a relação não está bem clara devido a ocorrência de segmentos do embasamento metamórfico de médio a alto grau (mega-xenólitos) e a tectônica frágil superimposta pela zona de cisalhamento justamente nas regiões de contato. Contudo, na região de Delfino afloram porções híbridas do **GPt**, com bolsões sigmoidais de granito semelhante ao **GE**, sugerindo uma relação intrusão ou pequena defasagem temporal entre estes corpos graníticos.

3.m.2 - Relação com o embasamento metamórfico de médio a alto grau.

O **Gpt** intrude o embasamento metamórfico de médio a alto grau, como evidenciado através da ocorrência de diques nos paragneisses da **smVC** (Foto 44), de xenólitos deste embasamento englobados pelo granitóide (Foto 45) e pela presença de produtos de metamorfismo de contato na fácies hornblenda cornubianito, conforme Fernandes *et al.* (1988).

Os corpos graníticos do **Gpt** ocorrem preferencialmente localizado nas porções de borda da SIES (Fig. 1), principalmente nas regiões de Várzea do Capivarita e Delfino (Fig. 3), onde fazem contato com os granitóides da Suíte Intrusiva Cordilheira, ou metagranitos Arroio Francisquinho e Quitéria (Fernandes *et al.* 1988), através das faixas miloníticas da **ZCDC**. Estas faixas miloníticas imprimem uma foliação protomilonítica nas porções de borda do **Gpt**, sendo esta uma das características que os distingue do **GE** que não exhibe evidências de deformação frágil-dúctil.



Foto 44

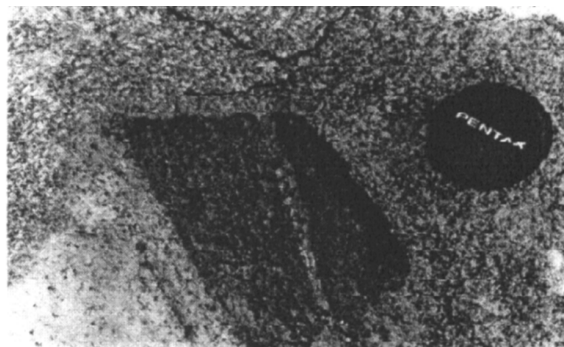


Foto 45

Foto 44: Dique microgranítico do Granito Pitangueiras (a) intrudido nas supracrustais cálcio-silicatadas da Suíte Várzea do Capivarita (b). Afloramento MV-44.

Foto 45: Xenólito anguloso de um paragneisse cálcio-magnesiano da Suíte Várzea do Capivarita. Afloramento MV-58.

O **Gpt** apresenta uma composição menos diferenciada e texturas mais finas que o **GE**, estas diferenças são marcadas pela abundância de produtos de mistura de magmas de composição mais básica (quartzo-diorítica) que ocorrem como enclaves microgranulares e diques máficos sin-plutônicos, frequentemente resultando num produto híbrido de composição intermediária (quartzo-monzonítica). Assim, o **Gpt** poderia representar uma porção menos diferenciado do **GE**, onde predominam os produtos de mistura de magmas. Contudo, este corpo granítico pode ser uma intrusão mais antiga que o **GE**, conforme sugerem os dados geocronológicos de Soliani Jr. (1986).

3.m.3 - Relações de contato com os granitóides sintranscorrentes à ZCDC

A semelhança do Granito Encruzilhada, não foi encontrada no campo nenhuma evidência de intrusão do Granito Pitangueiras nos metagranitos da Suíte Intrusiva Cordilheira, embora esta fosse a relação de contato esperada entre estes corpos graníticos, se o **GPt** for realmente contemporâneo ou pouco mais antigo que o **GE**. Esta relação de contato também é dificultada pela tectônica, pois a componente dúctil da deformação no **GPt**, na borda leste, aumenta em direção em direção aos tectonitos e metagranitos sintranscorrentes à ZCDC.

4 - PETROGRAFIA

4.a - INTRODUÇÃO

A petrografia macroscópica descrita no capítulo anterior foi complementada por análise petrográfica microscópica, tendo como objetivo detalhar as variações composicionais e texturais que ocorrem nos granitóides da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. Desta forma, foram feitas determinações composicionais e descrições texturais das principais fácies dos corpos graníticos e de algumas estruturas ígneas, como enclaves microgranulares, porções híbridas e diques hospedados nestes, além da deformação impressa sobre estes.

A caracterização da composição petrográfica dos granitóides da SIES consistiu-se na identificação e contagem modal dos minerais essenciais, subessenciais e acessórios, através de análise petrográfica microscópica em lâminas delgadas, e utilizando-se a classificação QAP de Streckeisen (1976) para rochas plutônicas.

A análise petrográfica composicional foi complementada por uma análise química das fases minerais, através de microsonda eletrônica que auxiliou na identificação mais precisa distinção das fases minerais nos corpos graníticos da SIES.

As texturas ígneas e de deformação foram caracterizadas através da análise microscópica, consistindo na identificação das texturas ígneas plutônicas, nas feições de desequilíbrio térmico-composicional e das feições deformacionais. Esta caracterização petrográfica microscópica das texturas foi acompanhada de uma documentação fotográfica que auxiliou na identificação dos processos magmáticos e deformacionais que atuaram nos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

Estudos petrográficos para os granitos da SIES foram feitos por Picada (1967). Assim várias das feições e texturas, aqui apresentadas, já haviam sido exemplarmente descritas por este autor, porém diferindo quanto as hipóteses de gênese e evolução de algumas destas, como veremos mais adiante.

4.b - DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO ENCRUZILHADA

No Granito Encruzilhada, como já previamente descrito, foram individualizadas duas fácies petrográficas principais, conforme a composição petrográfica e textura predominante. Além disso, neste corpo granítico foram identificadas algumas estruturas ígneas, como enclaves microgranulares, porções híbridas, bolsões pegmatóides e xenólitos das rochas encaixantes.

4.b.1- Fácies monzogranito porfirítico

Na **fmp** do **GE** predominam monzogranitos porfiríticos seriados, mas ocorrem alguns termos sienograníticos (Fig. 6). Estes granitos são compostos por: feldspato alcalino (36-52%), plagioclásio (20-35%) e quartzo (24-41%), como fases minerais essenciais (Tab. 1), biotita (4-7%) como mineral subessencial e apatita, zircão e opacos como minerais acessórios (Tab. 2).

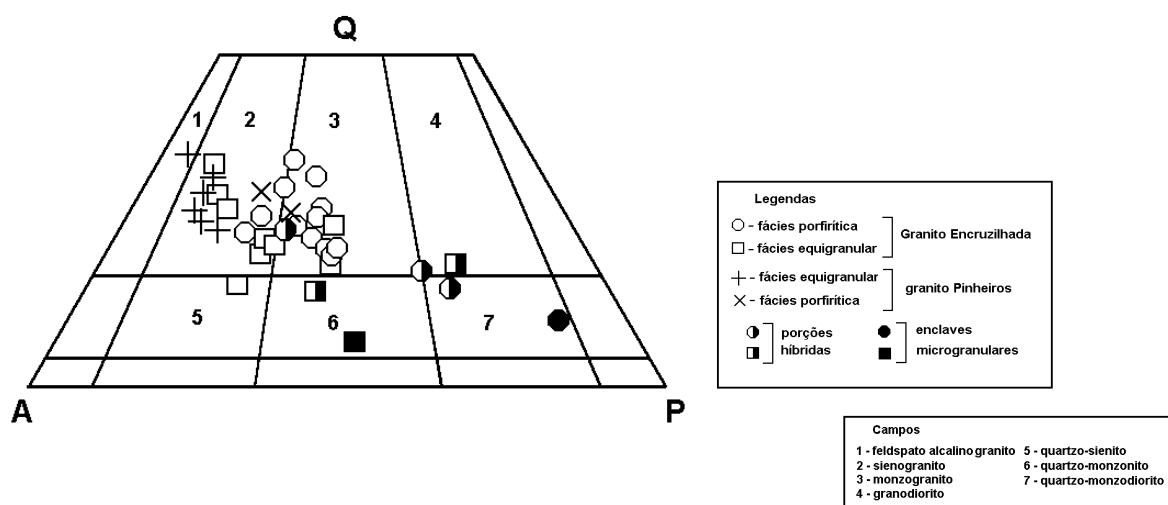


Figura 6: Diagrama QAP (Streckeisen, 1976), com a composição petrográfica dos enclaves microgranulares, porções híbridas e fácies dos granitos Encruzilhada e Pinheiros.

código da amostra	Q (%)	A (%)	P (%)	classificação petrográfica
MV-06	41	38	21	sieno/monzogranito
MV-34a	27	42	31	monzogranito
MV-46	38	36	26	monzogranito
MV-49	32	38	30	monzogranito
MV-50	25	41	34	monzogranito
MV-51	24	41	35	monzogranito
MV-56	28	52	20	sienogranito
PCA-III-15	31	48	21	sienogranito
PCA-IV-161	36	42	22	sienogranito
PED-II-22	31	39	30	monzogranito
PED-III-12	29	44	27	monzogranito
PED-III-35	38	45	17	sienogranito

Tabela 1: Valores percentuais de quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) dos granitos da **fmp** do Granito Encruzilhada estimados por contagem modal macroscópica e classificação petrográfica, segundo Streckeisen (1976).

código da amostra	MV-34a	MV-51
mineral	% modal	
quartzo	25,5	24,7
microclínio	46,0	42,6
oligoclásio	16,5	25,2
albita	4,4	2,5
biotita	6,7	4,0
apatita	traços	traços
zircão	traços	traços
opacos	traços	traços
fluorita	-	traços
alanita	-	traços

Tabela 2: Valores percentuais das fases minerais essenciais, subessenciais e acessórias dos granitos da **fmp** do Granito Encruzilhada avaliados por contagem modal ao microscópio.

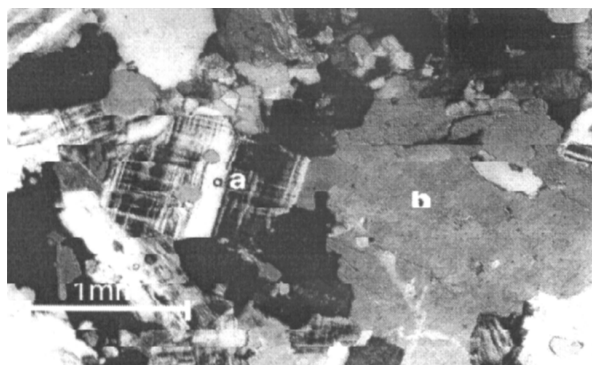
O **feldspato alcalino** potássico predominante é o microclínio exibindo sua característica dupla macla albita-periclina, raramente ocorre ortoclásio. Em geral o feldspato alcalino ocorre como fenocristais euédricos a subédricos com 20 a 50mm, embora a matriz apresente alguns cristais de microclínio anédricos com tamanho de grão menor que 5mm, mostrando contatos retos e lobados com quartzo intersticial (Fotomicro. 1).

Os fenocristais de feldspato alcalino frequentemente apresentam lamelas de exsolução de albita (pertitas) em filetes e venulas (Fotomicro. 2). Algumas pertitas se desenvolvem paralelas aos níveis de crescimento dos fenocristais formando mantos que assemelham-se a uma zonação óptica-composicional (Fotomicros.3 e 4). Picada (1967) documentou tal feição e chamou a atenção para a raridade da ocorrência desta na literatura, mas não comentou sobre sua origem.

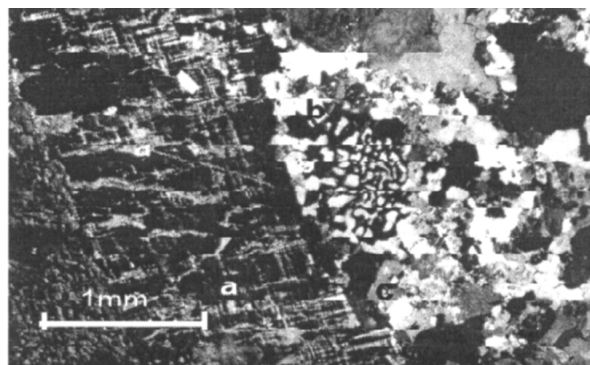
Alguns fenocristais feldspato alcalino exibem inclusões de pequenos cristais euédricos a subédricos de plagioclásio, quartzo e biotita no seu interior conferindo-lhes uma textura poiquilítica (Fotomicro. 4). Nas porções de bordo dos fenocristais, por vezes ocorrem mantos de plagioclásio, geralmente albita, conferindo-lhes uma textura **rapakivi**, estes mantos podem ter inclusões de pequenos cristais de minerais da matriz, resultando numa textura **chess board** (Fotomicro. 4). Alguns destes mantos exibem continuidade óptica com as lamelas de albita das pertitas (Fotomicro. 3). Tais feições podem ser indicativas de sobrecrecimento epitaxial dos fenocristais feldspato sobre a matriz, como já sugerido por Picada (1967).

No contato dos fenocristais de feldspato alcalino com plagioclásio da matriz podem ocorrer intercrecimento gráfico mirmequítico de quartzo e albita (Fotomicro. 2), ou mantos de albita (Fotomicro. 3).

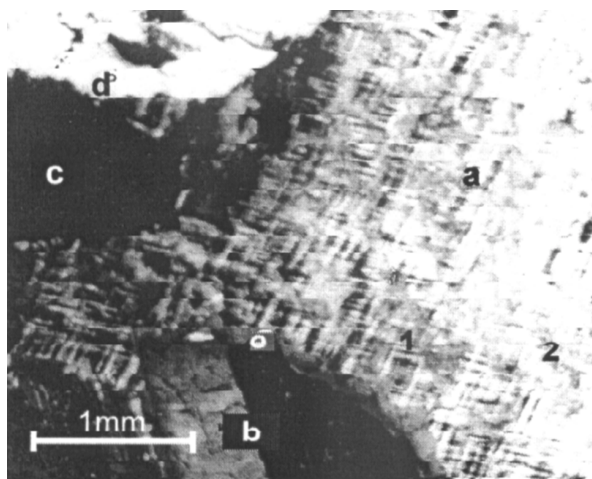
O **plagioclásio** apresenta-se principalmente como fenocristais subeuédricos a euédricos com tamanho de grão entre 10 e 20mm, e como cristais da matriz com granulometria entre 1 e 5mm, mas podem ocorrer como pequenos cristais (<1mm) inclusos nos fenocristais de feldspato alcalino e na forma de intercrescimento gráfico nos mirmequitos.



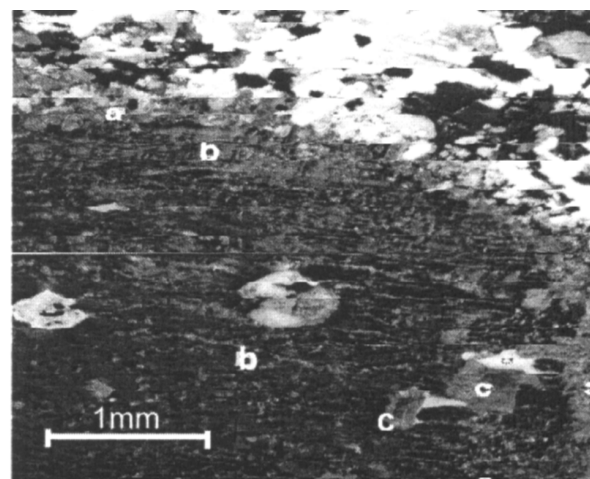
Fotomicro. 1



Fotomicro 2



Fotomicro. 3



Fotomicro 4

Fotomicrografia 1: Cristal de microclínio da matriz (a) exibindo macla albita-periclina, inclusões arredondadas de quartzo e contatos retos e lobados com o quartzo intersticial (b). Lâmina MV-51, a luz polarizada (LP).

Fotomicrografia 2: Fenocristal de microclínio com pertitas venulares (a) e intercrescimento gráfico mirmequítico (b). Lâmina MV-25, a LP.

Fotomicrografia 3: Fenocristal de microclínio (a) em contato com plagioclásio (b), biotita (c) e quartzo (d). Detalhe para as pertitas ao longo das linhas concêntricas de crescimento (1) e lamelas de quartzo (2) no fenocristal de microclínio e o manto de albita (d) no contato do plagioclásio com o microclínio. Lâmina MV-51, a LP.

Fotomicrografia 4: Megacristal de microclínio da hospedeira granítica, englobado em enclave microgranular máfico. Detalhe para o manto albitico de sobre crescimento com inclusões de minerais da matriz (a), níveis de crescimento concêntrico (b) e inclusões de plagioclásio (c).. Lâmina MV-06b, a LP.

A composição varia em cada uma das formas de ocorrência deste mineral. Os fenocristais de plagioclásios são oligoclásios e frequentemente mostram zonação óptica-composicional, onde as porções de núcleo em geral são mais cálcicas (An_{25-29})^{*} e as bordas são mais sódicas (An_{15-18}), embora ocorram porções intermediárias e de borda de composição mais cálcica e mais sódicas. A zonação pode ser normal contínua ou descontínua (Fotomicro. 5), ou ainda do tipo oscilatória (Fotomicro 6).

Os fenocristais zonados podem apresentar inclusões euédricas a subédricas de quartzo nas porções de bordo, orlando o núcleo (Fotomicro. 5), ou apresentar pequenas inclusões de minerais da matriz nos mantos de sobrecrecimento de albita (Fotomicro. 6).

Os cristais subédricos plagioclásio da matriz (Fotomicro. 3), são predominantemente oligoclásios (An_{18-25}), alguns apresentam composição mais sódica (An_{12-15}).

Alguns cristais de plagioclásio inclusos nos fenocristais de feldspato alcalino (Fotomicro. 4), apresentam composição semelhante a dos cristais de plagioclásio da matriz, mas outros cristais saussuritizados, em geral localizados na porção de núcleo, parecem apresentar composição mais cálcica (andesina e labradorita), semelhante a dos núcleos dos fenocristais zonados de plagioclásio.

O **quartzo** apresenta-se como cristais anédricos, com 1 a 5mm, na matriz (Fotomicro. 1), como inclusões subédricas arredondadas (Fotomicros. 5) nos fenocristais de feldspatos e como inclusões anédricas nos mirmequitos (Fotomicro. 2). Mas a principal forma de ocorrência é como fenocristais euédricos com 10 a 20mm (Fotomicro. 7). Estes fenocristais (ou megacristais) de quartzo apresentam uma fraca extinção ondulante e caráter biaxial anômalo, podem exibir bordas arredondadas e microfraturamento preenchido por minerais intersticiais (Fotomicro. 8), por vezes mostram embaçamento e sobrecrecimento de quartzo e microclínio da matriz.

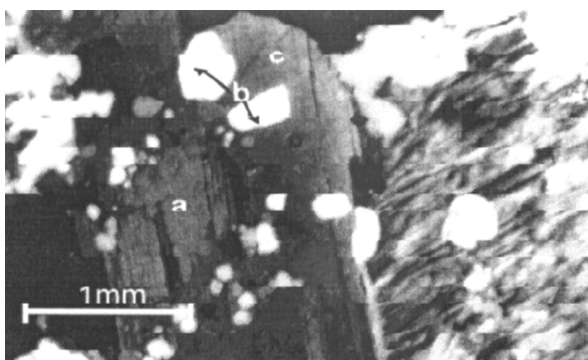
Os cristais de **biotita** são subédricos a euédricos (Fotomicro. 10), com granulometria entre 2 a 5mm, mas também ocorrem como pequenos cristais (<2mm) subédricos na matriz e como inclusões de núcleo nos fenocristais feldspato alcalino potássico (Fotomicro. 9). Estes cristais de biotita exibem um pleocroísmo castanho escuro a castanho avermelhado, podendo apresentar pleocroísmo verde acastanhado a verde acizentado quando alterados para clorita, e incolor quando alterada para muscovita.

Frequentemente, as biotita contêm inclusões de zircão, opacos (Fotomicro. 10) e

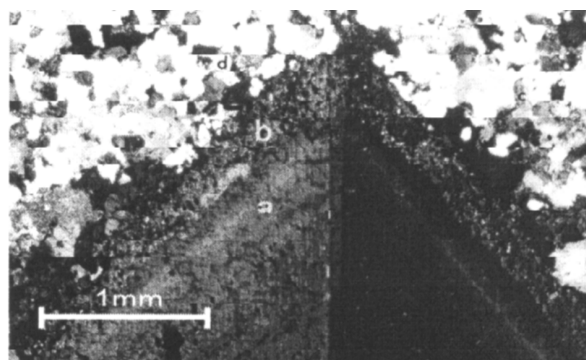
* - A composição dos plagioclásios foi inicialmente determinada pelo método Michell Levy (ângulo de extinção), mas os valores precisos aqui apresentados são resultantes de análise de química mineral por microsonda eletrônica.

apatita (Fotomicro. 11), mas nos cristais menores da matriz estas inclusões são menos abundantes.

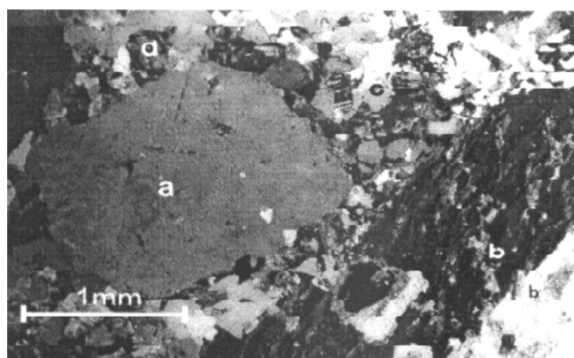
Os cristais maiores de biotita em contanto com feldspato alcalino, costumam apresentar franjas nos bordos (Fotomicro. 12), talvez seja uma feição de sobrecrecimento e não de corrosão de bordos. Alguns destes cristais, geralmente seções \neq (001), podem conter feixes de minerais opacos aciculares (Fotomicro. 12), provavelmente ilmenita.



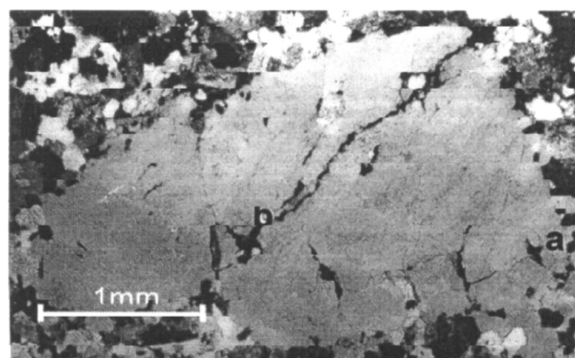
Fotomicro. 5



Fotomicro 6



Fotomicro. 7



Fotomicro 8

Fotomicrografia 5: Fenocristal de plagioclásio com zonação normal descontínua marcada por um núcleo mais cálcico (a), orlado por inclusões de quartzo euédrico e arredondadas (b) e uma borda mais sódica (c). Lâmina MV-34, a LP.

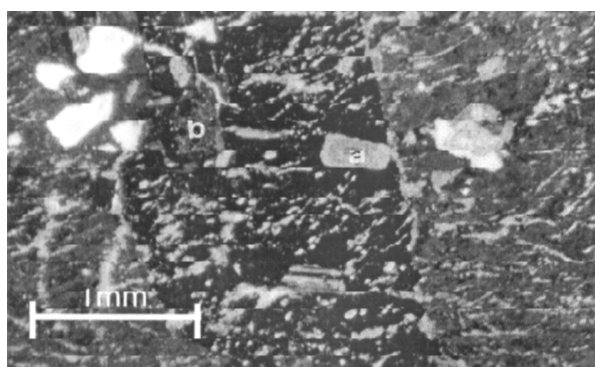
Fotomicrografia 6: Megacristal de plagioclásio hospedado em um enclave microgranular máfico, exibido zonação oscilatória marcada pela alternância de níveis de crescimento (a) e manutenção de albite na borda com inclusões da matriz – textura *chess board* (b). Lâmina MV-06b, a LP.

Fotomicrografia 7: Fenocristais de quartzo euédrico (a) de microclínio (b), contrastando com o quartzo intersticial (c) e microclínio da matriz (d). Lâmina MV-25, a LP.

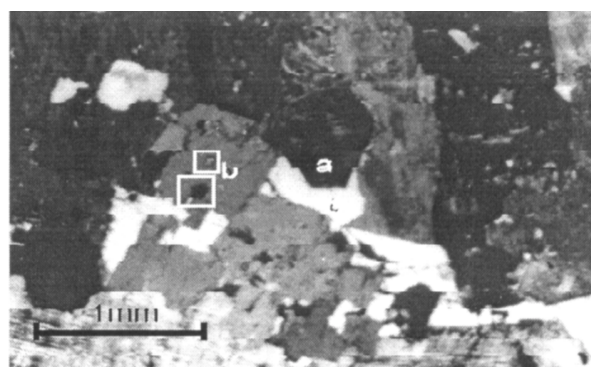
Fotomicrografia 8: Megacristal de quartzo da hospedeira granítica, englobado em enclave microgranular máfico. Detalhe para orla de inclusões de minerais máficos da matriz – textura ocelar (a) e o microfraturamento preenchido por minerais da matriz (b). Lâmina MV-06b, a LP.

A **apatita** mostra-se como cristais euédricos prismáticos alongados segundo o eixo **C** e como cristais hexagonais (seções basais) com granulometria inferior a 0,3mm. Ocorrem como inclusões nas biotitas (Fotomicro. 11), mas podem estar inclusos em outras fases minerais essenciais.

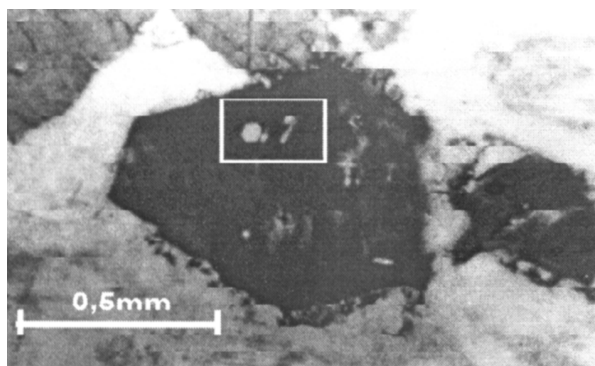
Os cristais de **zircão** são primáticos euédricos, em geral menores que 0,3mm, podem apresentar zonações e metamictização. Costumam ocorrer inclusos nos cristais de biotita, onde podem formar halos pleocróicos (Fotomicro 10).



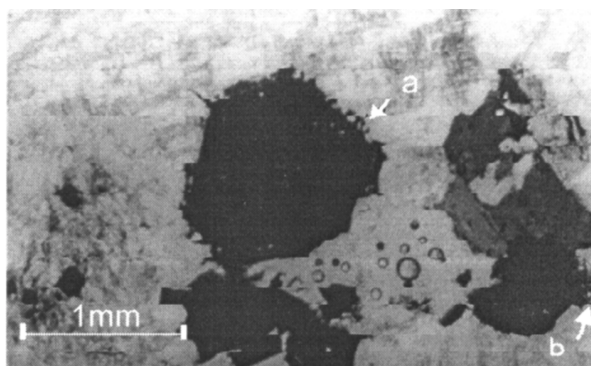
Fotomicro. 9



Fotomicro 10



Fotomicro. 11



Fotomicro 12

Fotomicrografia 9: Fenocristal de de microclínio com inclusões de plagioclásio (**a**) e biotita (**b**). Lâmina MV-51, a LP.

Fotomicrografia 10: Cristais de biotita ocorrendo como cristais euédricos de forma pseudo- hexagonais em seção // (001) – seção basal (**a**) e cristais subédricos em seções \neq (001) (**b**), com inclusões de minerais acessórios. Lâmina MV-34, a LP.

Fotomicrografia 11: Cristal euédrico de biotita, em uma seção // (001), com inclusões de apatita. Detalhe para contato reto com quartzo. Lâmina MV-34, a luz natural (LN).

Fotomicrografia 12: Cristais de biotita com franjas na borda, marcando um provável contato reativo com o microclínio (**a**), ocorrência de acículas de minerais opacos (**b**). Lâmina MV-34, a LN.

A **fluorita** ocorre como agregados de microcristais (<0,1mm) de cor púrpura, inclusos entre as reentrâncias das lamelas nos bordos dos cristais de biotita.

Os **minerais opacos** ocorrem como cristais prismáticos subédricos, com tamanho de grão menor que 0,5mm, inclusos principalmente nos cristais de biotita (Fotomicro. 10). Uma análise preliminar à luz refletida identificou-se um brilho metálico típico dos óxidos e Ti e Fe. No concentrado destes minerais opacos identificou propriedades magnéticas em parte da população, indicando a presença de magnetita. A análise semi-quantitativa (EDS) dos minerais opacos na microsonda eletrônica confirmou tratarem-se de óxidos e Ti e Fe, com pico maior do Ti, sendo provavelmente ilmenitas.

4.b.2 - Facies sienogranito equigranular

Na **fse** do **GE** predominam sienogranitos com textura equigranular, apesar de ocorrerem alguns termos monzograníticos (Fig. 6). Estes granitos são compostos essencialmente (Tab. 3) por feldspato alcalino (38% a 58%), plagioclásio (9% a 36%) e quartzo (19% a 40%), por alguns minerais subessenciais como biotita (2% a 8%) e anfibólio (4% a 10%), e minerais acessórios como titanita, alanita, opacos, apatita e o zircão (Tab. 4).

código da amostra	Q (%)	A (%)	P (%)	classificação petrográfica
MV-38a	32	53	15	sienogranito
MV-38c	26	49	25	sienogranito
MV-38d	35	53	12	sienogranito
MV-39a	24	51	24	sienogranito
MV-39b	22	42	36	monzogranito
MV-47a	24	53	23	sienogranito
MV-47b	40	41	19	sienogranito
MV-57a	29	38	33	monzogranito
MV-57b	27	50	23	sienogranito
MV-57c	19	58	23	quartzo-sienito
PQC-VII-57	40	51	9	sienogranito

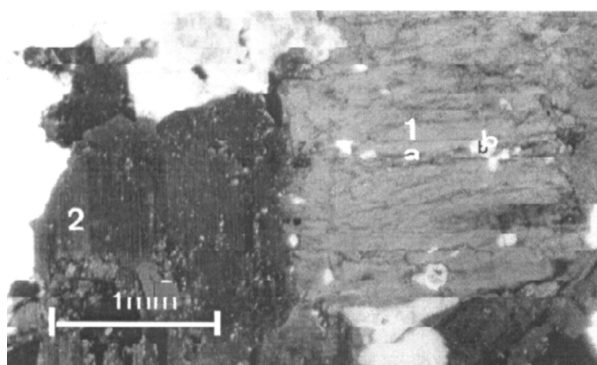
Tabela 3: Valores percentuais de quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) dos granitos da **fse** do Granito Encruzilhada estimados por contagem modal macroscópica e classificação petrográfica, segundo Streckeisen (1976).

código da amostra	MV-38c	MV-39b
mineral	% modal	
quartzo	21,1	23,1
microclínio	42,4	33,1
oligoclásio	15,6	26,7
albita	4,8	3,8
hastingsita e hornblenda	10,5	3,7
biotita	4,2	8,2
apatita	traços	traços
zircão	traços	traços
opacos	traços	traços
titanita	traços	traços
alanita	traços	traços

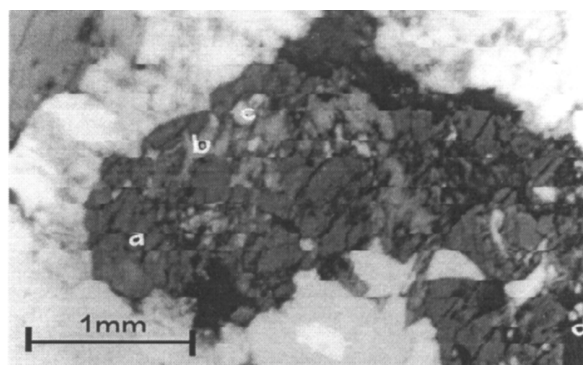
Tabela 4: Valores percentuais das fases minerais essenciais, subessenciais e acessórias dos granitos da **fse** do Granito Encruzilhada avaliados por contagem modal ao microscópio.

O **feldspato alcalino** apresenta-se como cristais subédricos com tamanho de grão médio de 5mm, nos termos de granulação média e <2mm nos termos granulares fino.

Nos termos heterogranulares e porfiríticos associados a esta fácies ocorrem fenocristais subédricos de feldspato alcalino, geralmente ortoclásio, com 10 a 30mm (Fotomicro. 13). Em alguns aspectos assemelham-se aos da **fmp**, apresentam pertitas em venulas, inclusões de pequenos cristais (<0,2mm) de plagioclásio e biotita (Fotomicro. 14). Contudo, não exibem linhas concêntricas de crescimento e raramente apresentam textura rapakivi.



Fotomicro. 13



Fotomicro 14

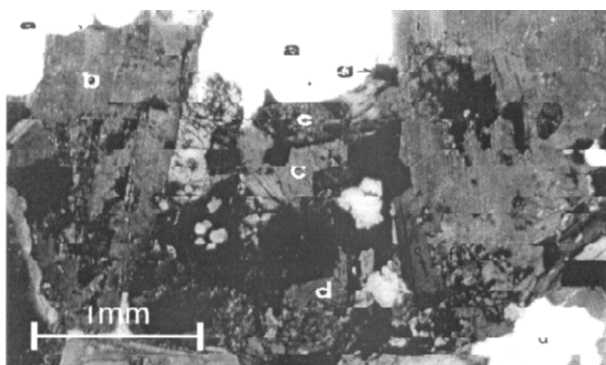
Fotomicrografia 13: Cristal de microclínio (**1**) com pertitas venulares (**a**) e inclusões de pequenos cristais de plagioclásio (**b**), contrastando com os cristais de plagioclásio da matriz (**2**). Lâmina MV-38, a LP.

Fotomicrografia 14: Cristais subédricos de anfibólio (hornblenda ou hastingsita) com clivagem basal (**a**), parcialmente substituído por biotita (**b**), com inclusões de quartzo (**c**) e minerais acessórios (**d**). Lâmina MV-39, a LN.

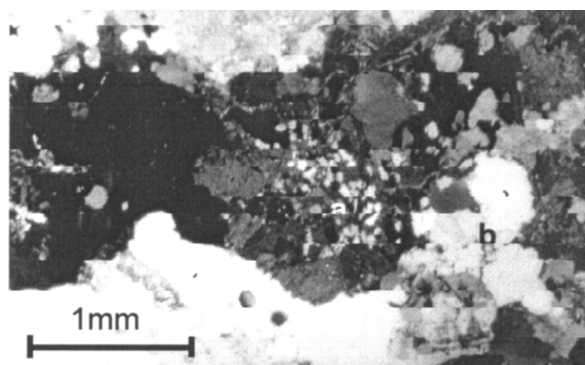
O **plagioclásio** ocorre como cristais subédricos com granulometria $\leq 5\text{mm}$, macla polissintética bem marcada por finas lamelas e raramente apresentam zonação (Fotomicro. 13). A composição predominante é de oligoclásio, mas alguns cristais apresentam composição mais sódica chegando a albita (An10). Também ocorrem de cristais subédricos de composição cálcica (bitownita), que provavelmente tratam-se de xenocristais pois estão restritos a amostras de afloramentos próximos ao contato com o anortosito e com xenólitos deste.

Os pequenos cristais ($<0,5\text{mm}$) euédricos a subédricos de plagioclásio inclusos nos fenocristais de ortoclásio, geralmente apresentam mantos de albita em continuidade óptica com as lamelas de pertitas (Fotomicro. 13).

Cristais de **quartzo** anédricos a subédricos ocorrem na matriz (Fotomicro. 15), com tamanho de grão entre 1 a 5mm, e como pequenas inclusões arredondadas ($<0,5\text{mm}$) nos cristais de anfibólio (Fotomicro. 16). Estes cristais de quartzo da matriz apresentam fraca extinção ondulante e caráter uniaxial.



Fotomicro. 15



Fotomicro 16

Fotomicrografia 15: Cristal de quartzo intersticial (a), plagioclásio cálcico com feição de corrosão (xenocristal?) (b), cristais de biotita (c), anfibólio (d), alanita (e) e titanita (f) e minerais opacos (g). Lâmina MV-39, a LP.

Fotomicrografia 16: Cristais de quartzo como inclusões arredondadas no anfibólio (a), e como quartzo intersticial na matriz (b). Lâmina PED-II-109, a LP.

A **biotita** ocorre como cristais subédricos, com granulometria entre 0,5 e 1mm na matriz, e como inclusões nos feldspatos, mas podem se apresentar como cristais anédricos em substituição aos cristais de anfibólio (Fotomicro. 14). Os cristais de biotita da matriz e os inclusos nos feldspatos exibem pleocroísmo castanho escuro a castanho claro, enquanto os associados com anfibólio mostram pleocroísmo castanho esverdeado. Frequentemente, os cristais de biotita apresentam inclusões de minerais acessórios.

Os cristais **anfíbólio** são prismáticos subédricos ou anédricos, com 5 a 10mm, e seções basais apresentando clivagens típicas (Fotomicro. 14). Eles apresentam pleocroísmo variando de verde escuro, castanho esverdeado a castanho e ângulos de extinção baixos a médios (15° a 30°). Tais características sugerem tratar-se de hornblenda, sendo que alguns apresentam um pleocroísmo verde azulado a verde escuro e baixo ângulo de extinção (10° a 15°) tratando-se provavelmente de hastingsita. A análise química desse mineral confirmou tratar-se de hornblenda hastingsítica. Estes cristais de anfíbólio apresentam-se associados a biotita, titanita, alanita (Fotomicro. 15) e alguns minerais acessórios como zircão, apatita e opacos, que ocorrem como inclusões (Fotomicro. 14).

A **titanita** apresenta-se como cristais prismáticos subédricos (Fotomicro. 15), com granulometria inferior a 1mm, por vezes apresentam geminação lamelar {221} e uma boa clivagem {110}. Estes cristais de titanita apresentam pleocroísmo fraco variando de amarelo pálido a amarelo acastanhado, e birrefringência baixa. Nestes cristais de titanita ocorrem inclusões de opacos e zircão.

A **alanita** ocorre como cristais prismáticos subédricos a euédricos, alguns com seções basais pseudo-hexagonais (Fotomicro. 15). Apresentam pleocroísmo variando entre castanho claro a castanho avermelhado, e frequentemente exibem halos pleocróicos produzidos metamictização que resulta numa birrefringência muito baixa, ou as deixam isotrópicas.

O **zircão** mostra-se como cristais prismáticos euédricos, com seções tetragonais e granulometria inferior a 0,3mm. Algumas vezes, estes cristais apresentam zonações e metamictização que resultam em halos pleocróicos nos minerais máficos hospedeiros.

Os cristais de **apatita** apresentam-se como cristais hexagonais (seções basais) ou prismáticos, por vezes exibem arestas arredondadas. Ocorrem como inclusões nos anfibólios e biotitas (Fotomicro. 14).

Os **minerais opacos** inclusos nos anfibólios, biotitas e titanitas são cristais prismáticos subédricos com granulometria inferior a 0,5mm. A composição determinada por EDS indica tratarem-se de ilmenitas.

4.b.2 - Enclaves Microgranulares

Os enclaves microgranulares apresentam uma ampla variação composicional e textural. A composição destas estruturas ígneas varia de quartzo-monzodioritos a quartzo-monzonitos, podendo ocorrer termos granodioríticos e monzograníticos (Fig. 6). Estes enclaves são compostos essencialmente (Tab. 5) por biotita (39-7%), anfibólio (0-12%), plagioclásio (37-24%), feldspato alcalino (38-1%) e quartzo (27-5%). Os minerais acessórios como apatita, titanita e opacos são mais abundantes nos termos mais pobres em quartzo (<20%), podendo ser superior a 1% (Tab. 6). Essa variação na composição é verificada pelo aumento da quantidade de minerais como quartzo, feldspato alcalino e plagioclásio englobados das hospedeiras graníticas.

Os enclaves microgranulares máficos com a composição mais básica apresentam uma matriz microgranular com esparsos microfenocristais de plagioclásio (Fotomicro.17), anfibólio (Fotomicro.18) e titanita (Fotomicro. 19).

Nos enclaves microgranulares e porções híbridas de composição mais ácida a textura predominante é a porfirítica fina composta por megacristais de feldspato alcalino (Fotomicro. 4), quartzo (Fotomicro. 8) e plagioclásio (Fotomicro. 6), imersos numa matriz microgranular a base biotita, plagioclásio e quartzo.

código da amostra	Q (%)	A (%)	P (%)	classificação petrográfica
MV-05 ●	12	11	77	quartzo-monzodiorito
MV-06b●	18	25	57	quartzo-monzodiorito
MV-09	24	43	33	monzogranito
MV-25	29	45	26	monzogranito
MV-34b	21	28	51	granodiorito
MV-36 ●	8	45	47	quartzo-monzonito
MV-39c	22	21	56	granodiorito
MV-57d	17	47	34	quartzo monzonito

Tabela 5: Valores percentuais de quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) dos enclaves microgranulares (●) e porções híbridas hospedadas no Granito Encruzilhada estimados por contagem modal macroscópica e classificação petrográfica, segundo Streckeisen (1976).

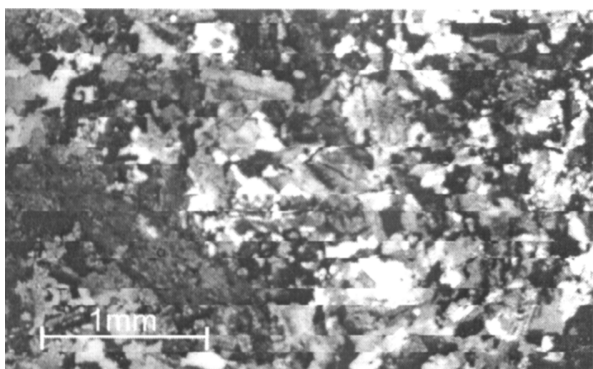
código da amostra	MV-05	MV-09
mineral	% modal	
quartzo	4,9	27,0
microclínio	1,3	35,2
oligoclásio, andesina e labradorita	37,4	24,3
albita	traços	4,5
hornblenda	12,5	-
biotita	38,7	7,5
apatita	1,5	traços
zircão	traços	traços
opacos	1,0	traços
titanita	1,1	traços
alanita	traços	traços

Tabela 6: Valores percentuais das fases minerais essenciais, subessenciais e acessórias dos enclaves microgranulares (MV-05) e porções híbridas (MV-09) hospedadas no Granito Encruzilhada, avaliados por contagem modal ao microscópio.

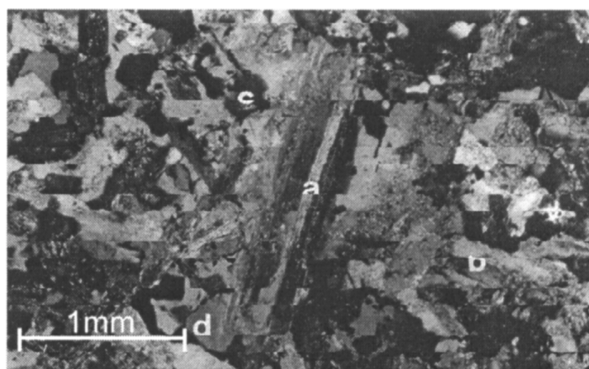
A **biotita** apresenta-se como pequenos cristais subédricos na matriz, com granulometria inferior a 0,2mm e pleocroísmo castanho escuro a claro. Algumas vezes, ocorrem como inclusões nos bordos dos megacristais de quartzo (Fotomicro. 8) e feldspato (Fotomicro 4).

Os enclaves microgranulares mais diferenciados podem conter cristais de biotita com granulometria superior a 2mm e bordos corróidos, estes provavelmente são cristais da hospedeira granítica englobados pelos enclaves de magmas máficos.

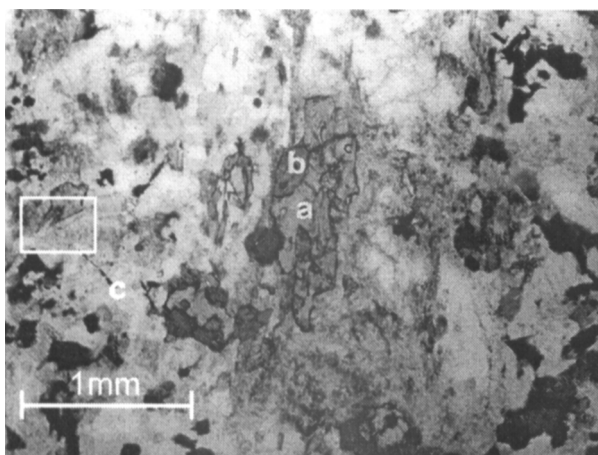
Os cristais de **anfíbólio** são subédricos, com tamanho de grão inferior a 1mm, pleocroísmo verde claro a verde castanho e ângulo de extinção entre 6° a 15°, provavelmente tratando-se de hornblenda. Exibem com frequência inclusões de minerais acessórios e substituição para biotita e titanita, e por vezes mostram-se orlados por vários microcristais de outro anfíbólio de pleocroísmo mais fraco e hábito acicular (actinolita) (Fotomicro. 18).



Fotomicro. 17



Fotomicro 18



Fotomicro. 19

Fotomicrografia 17: Microfenocristal de hornblenda, manteado por outro anfibólio (actinolita?), englobado por uma matriz microgranular quartzo-diorítica. Lâmina MV-05, a LP.

Fotomicrografia 18: Microfenocristal de plagioclásio (b), envolto por uma matriz composta por plagioclásio (b) e biotita (c). Lâmina MV-05, a LP.

Fotomicrografia 19: Cristal de titanita (a), com inclusões de anfibólio (b), cristais aciculares de apatita (c), em uma matriz microgranular. Lâmina MV-05, a LN.

A **titanita** ocorre como cristais anédricos a subédricos, com granulometria inferior a 1mm e pleocroísmo amarelo acastanhado a castanho alaranjado. Algumas vezes, apresentam inclusões de anfibólio e minerais acessórios (Fotomicro. 20), conferindo-lhe um caráter intersticial.

O **plagioclásio** nos enclaves microgranulares menos diferenciados apresenta-se como microfenocristais subédricos, com tamanho de grão inferior a 0,5mm, zonados (Fotomicro. 18) e a composição corresponde a andesinas (An_{50} a An_{53}). Nos enclaves mais microgranulares diferenciados ocorre como microcristais (<0,2mm) subédricos na matriz, e como megacristais euédricos e subédricos, com tamanho de grão entre 3 e 10mm, zonação oscilatória e mantos de albita com inclusões de microcristais da matriz (Fotomicro. 6).

O **feldspato alcalino** ocorre como megacristais euédricos e subédricos, com tamanho de grão entre 10 e 30mm, mostrando pertitas, mantos de albita, e inclusões de pequenos cristais de plagioclásio, quartzo e biotita da matriz (Fotomicro. 4).

O **quartzo** como microcristais (<0,2mm), subédricos e anédricos na matriz, apresentando um caráter intersticial (Fotomicro. 6). Nos enclaves microgranulares mais diferenciados ocorrem como megacristais subédricos arredondados com bordos corroídos e orlados por inclusões de cristais de biotita (Fotomicro. 8), resultando numa textura ocelar.

4.c - DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO PINHEIROS

No granito Pinheiros foi feita análise petrográfica das fácies equigranular e porfirítica, revelando um corpo granítico composto predominantemente por sienogranitos, mas com alguns feldspato alcalino-granitos e monzogranitos (Fig. 6). Estes granitos são compostos essencialmente (Tab. 7). por feldspato alcalino (45-58%), quartzo (28-42%) e plagioclásio (4-25%). A muscovita (2-6%) e a biotita (2-4%) são os principais minerais subessenciais e a apatita, o zircão, a turmalina, a fluorita, os argilominerais, os epidotos e os minerais opacos são fases minerais acessórias (Tab. 8), mas podem ocorrer como minerais subessenciais nas porções mais afetadas pela alteração hidrotermal.

código da amostra	Q (%)	A (%)	P (%)	classificação petrográfica
MV-02a	29	56	15	sienogranito
MV-02b	42	54	4	feldspato alcalino-granito
MV-04	35	54	11	sienogranito
MV-28a	30	45	25	monzogranito
MV-28b	34	54	12	sienogranito
PCA-III-10	32	58	10	sienogranito
PCA-IV-166	28	56	16	sienogranito
PCA-IV-167	30	58	12	sienogranito
AN-05	38	52	10	sienogranito

Tabela 7: Valores percentuais de quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) do granito Pinheiros estimados por contagem modal macroscópica e classificação petrográfica, segundo Streckeisen (1976).

O **feldspato alcalino** predominante é o microclínio, geralmente alterado para argilominerais e sericita, mostrando-se como cristais subédricos, com tamanho de grão de $\leq 0,5$ e 3mm nos termos granulares finos e médios, respectivamente. Nos termos porfiríticos ocorrem como esparços fenocristais subédricos e euédricos, com granulometria entre 10 e 30mm, com pertitas venulares e inclusões de pequenos minerais da matriz.

código da amostra	MV-02a	MV-28a
mineral	% modal	
quartzo	25,6	27,3
microclínio	45,2	38,3
oligoclásio	11,4	20,5
albita	8,5	6,4
muscovita (sericita)	6,3	2,3
biotita	2,0	3,7
argilo minerais	traços	traços
apatita	traços	traços
zircão	traços	traços
opacos	traços	traços
fluorita	traços	-
alanita	-	traços

Tabela 8: Valores percentuais das fases minerais essenciais, subessenciais e acessórias dos granitos equigranulares (MV-02) e porfírica (MV-28) granito Pinheiros avaliados por contagem modal ao microscópio

O **plagioclásio** ocorre como cristais subédricos e anédricos, com tamanho de grão inferior a 0,5mm, poucas lamelas de macla polissintética e frequentemente alterados para argilominerais e sericita. A composição é de difícil identificação, mas parece predominar termos albíticos com algum oligoclásio principalmente nos termos porfíricos (Fotomicro. 20).

O **quartzo** apresenta-se como cristais euédrico, com 0,5m a 3mm nos termos porfíricos (Fotomicro 20). Nos termos equigranulares predominam cristais anédricos e subédricos, com tamanho de grão inferior a 0,5mm e intensamente microfraturados por efeito da cataclase imposta (Fotomicro. 21).

Os cristais **biotita** são subédricos com granulometria inferior a 0,5mm, geralmente encontram-se alteradas para sericita e clorita e contendo inclusões de apatita e zircão (Fotomicros. 22 e 23).

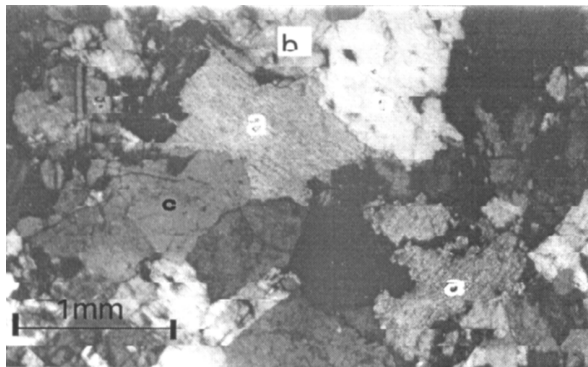
A **muscovita** ou sericita mostra-se como cristais subédricos e anédricos, com tamanho de grão menor 0,5mm, ocorrendo onde a alteração hidrotermal é mais forte, formando-se às expensas da biotita (Fotomicro. 22) e dos feldspatos (Fotomicro. 21).

A **apatita** ocorre como cristais prismáticos euédricos, com tamanho de grão inferior a 0,2mm, em geral inclusos nos cristais de biotita (Fotomicro. 22).

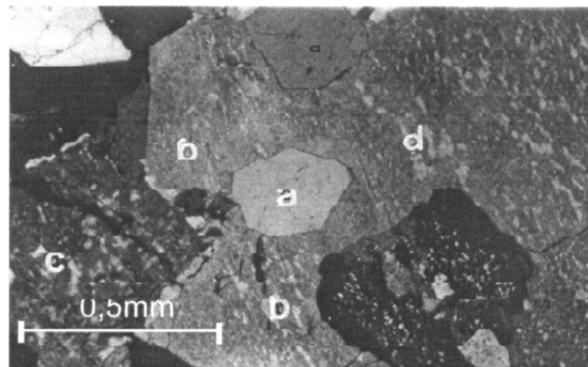
O **zircão** apresenta-se como pequenos cristais (<0,1mm) inclusos principalmente na biotita (Fotomicro. 23).

A **turmalina** ocorre como cristais aciculares inclusos no quartzo nos bolsões pegmatíticos e como aglomerados de cristais subédricos e anédricos, com

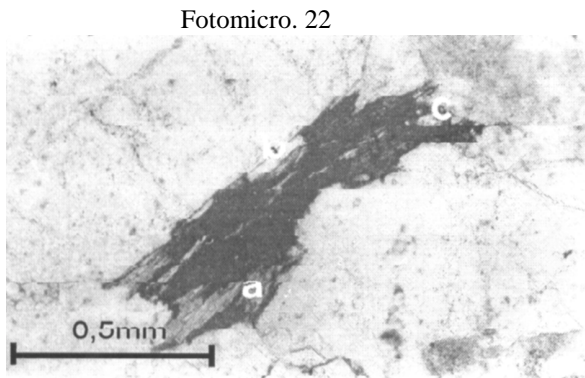
granulometria inferior a 0,3mm nos termos equigranulares. Esta turmalina apresenta cor preta, em amostra de mão e pleocroísmo verde (claro a escuro) ao microscópio, parece tratar-se da variedade **schorllita**.



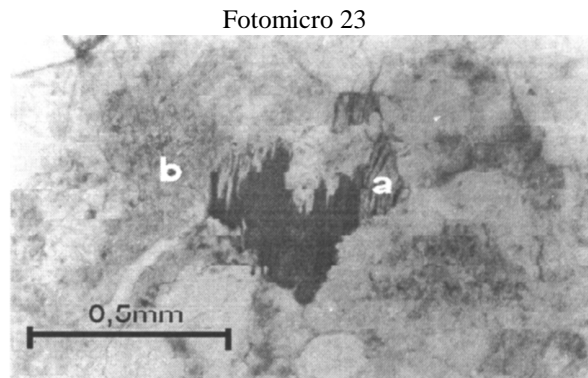
Fotomicro. 20



Fotomicro 21



Fotomicro. 22



Fotomicro 23

Fotomicrografia 20: Cristal euédrico de quartzo (a) incluído em feldspato alcalino com micropertitas e pertitas em *patch* (d) em contato com plagioclásio sericitizado (c). Lâmina MV-28, a LP.

Fotomicrografia 21: Cristais de muscovita/sericita (a), em conta com feldspato alcalino (b) e quartzo microfraturado (c). Lâmina MV-02, a LP.

Fotomicrografia 22: Cristal de biotita parcialmente substituído por clorita (a) e com inclusões prismáticas de apatita (b) e zircão (c). Lâmina MV-02, a LN.

Fotomicrografia 23: Cristais de biotita parcialmente substituídos por sericita com impregnações de óxido de ferro na clivagem (a) e cristais de feldspato com intensa argilização (b). Lâmina PCA-IV-166, a LN.

A **fluorita** mostra-se como agregados de pequenos cristais (<0,1mm) de cor púrpura que se concentram em cavidades intersticiais e microfraturamentos.

Os **epidotos** ocorrem como agregados de pequenos cristais (<0,3mm) anédricos, com pleocroísmo amarelo limão a incolor, provavelmente são pistacitas. Estão associados à alteração hidrotermal, mas ocorrem alguns cristais subédricos de alanita nos termos porfíricos.

Os **argilominerais** apresentam-se como películas de cor acinzentada sobre os cristais de feldspatos (Fotomicro. 23).

Os **minerais opacos** ocorrem como pequenos cristais (<0,2mm) inclusos no quartzo e na biotita e na forma de massas amorfas concentradas nas microfraturas e nas clivagens das micas. Não foram determinados quais são as espécies minerais, mas provavelmente tratam-se de óxidos de ferro.

4.d - DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA DO GRANITO PITANGUEIRAS

Na petrografia do Granito Pitangueiras foram analisados os granitos hospedeiros (fácies monzogranito porfirítico), diques graníticos[◇] (fácies equigranular), porções híbridas (fácies quartzo-monzonito porfirítico) e enclaves microgranulares de mistura de magmas.

A análise microscópica das amostras deste corpo granítico evidenciou a presença significativa de uma deformação ruptil-dúctil, que não ocorre no Granito Encruzilhada, bem impressa principalmente nos termos de textura mais fina.

4.d.1 - Fácies monzogranito porfirítico

Os granitos hospedeiros (**fmp**) no **Gpt** são compostos por monzogranitos com raros sienogranitos (Fig. 7) com textura porfirítica fina a média. Estes granitos são compostos essencialmente (Tab. 9) por feldspato alcalino (32-48%), plagioclásio (25-46%) e quartzo (21-27%) tem como mineral subessencial a biotita (9-12%) e como minerais acessórios a apatita, alanita, titanita, zircão e opacos (Tab. 10).

O **feldspato alcalino** predominante é o ortoclásio que se apresenta como fenocristais euédricos e subédricos, com tamanho de grão entre 10 e 20mm. Os fenocristais de ortoclásio exibem macla de Carlsbad e pertitas venulares muito fina (filetes), e os de microclínio mostram sua típica dupla macla albita-periclina (Fotomicro. 24). Nestes fenocristais ocorrem microfraturamentos e inclusões de pequenos cristais (<0,2mm) de plagioclásio, quartzo, biotita e minerais acessórios (Fotomicro. 25).

[◇] - Não foi feita análise microscópica dos diques graníticos, somente análise macroscópica por colorimetria.

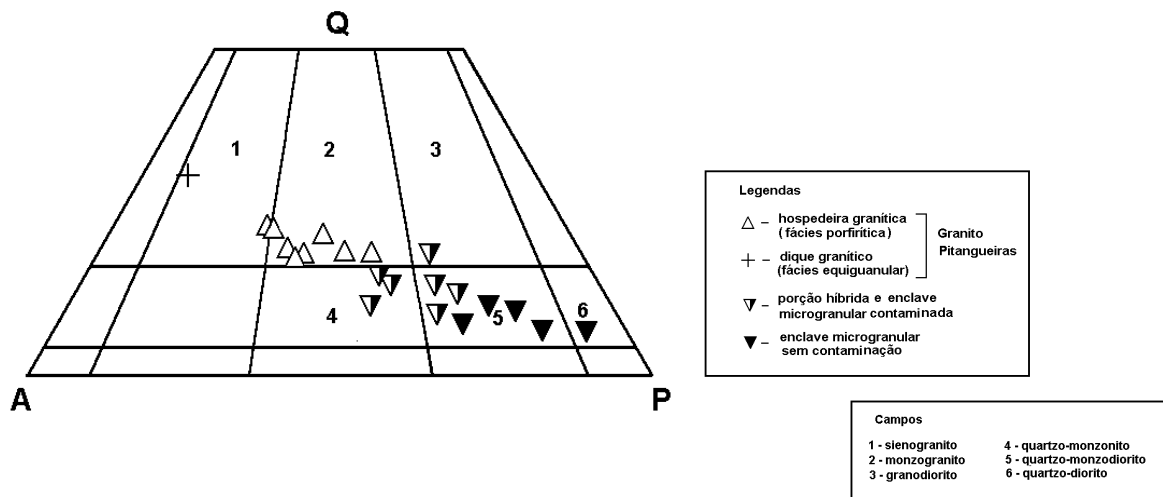


Figura 07: Diagrama QAP (Streckeisen, 1976), com a composição petrográfica dos enclaves microgranulares, porções híbridas e fácies do Granito Pitangueiras.

código da amostra	Q (%)	A (%)	P (%)	classificação petrográfica
MV-41*	39	51	10	sienogranito
MV-48a	21	47	32	monzogranito
MV-58c	23	46	31	monzogranito
PED-I-25	26	48	26	monzogranito
PED-I-55	23	32	46	monzogranito
PED-II-94	25	40	35	monzogranito
PQC-II-09	22	45	33	monzogranito
PQC-II-199	27	48	25	sienogranito
PQC-VII-77a	22	37	41	monzogranito

Tabela 9: Valores percentuais de quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) dos granitos da fácies monzogranito porfírico e um dique granítico equigranular (*) do Granito Pitangueiras, por contagem modal macroscópica e classificação petrográfica, segundo Streckeisen (1976).

código da amostra	MV-48a	MV-58c
mineral	% modal	
quartzo	27,5	28,8
ortoclásio	26,2	32,6
andesina e oligoclásio	30,7	25,0
albita	2,3	3,0
biotita	11,8	9,2
apatita	traços	traços
zircão	traços	traços
opacos	traços	traços
titanita	traços	traços
alanita	traços	traços

Tabela 10: Valores percentuais das fases minerais essenciais, subessenciais e acessórias dos granitóides da **fmp** do Granito Pitangueiras avaliados por contagem modal ao microscópio.

O **plagioclásio** mostra-se como fenocristais subédricos e euédricos, com granulometria entre 5 e 10mm e com zonação normal (Fotomicro. 26). A composição dos fenocristais de plagioclásio varia entre oligoclásio a andesina (An_{27} a An_{38}), em geral nos bordos do cristal são de composição mais sódica, mas ocorrem também termos mais cálcicos que o núcleo, marcando uma recorrência. de pulsos mais cálcicos na zonação. Os cristais de plagioclásio inclusos nos fenocristais de feldspato alcalino (Fotomicro. 25), geralmente apresentam-se alterados (sericita e epidoto), alguns possuem mantos de albita, e a composição é semelhante a dos fenocristais.

O **quartzo** apresenta-se como cristais subédricos e anédricos na matriz, com tamanho de grão inferior 2mm, extinção forte ondulante e microfaturamentos (Fotomicro. 27). Também ocorrem pequenos cristais de quartzo com formas arredondadas como inclusões nos fenocristais de feldspato alcalino (Fotomicro. 25). Na matriz das amostras mais afetadas pela deformação o quartzo mostra contatos serrilhados e recristalização nos bordos do cristal (Fotomicro. 28)

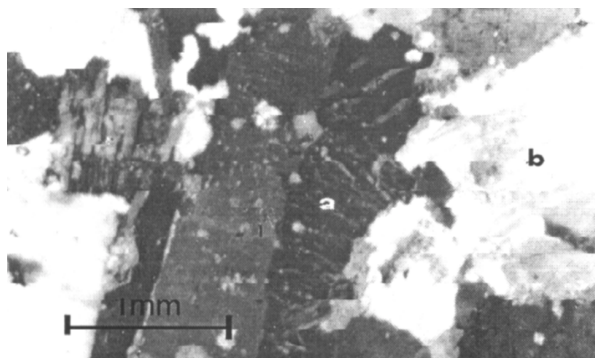
Os cristais de **biotita** são subédricos, com granulometria inferior a 1mm, pleocroísmo castanho avermelhado a castanho claro e exibem inclusões (<0,2mm) de minerais acessórios. As inclusões de zircão produziram halos pleocróicos (Fotomicro. 27). Os cristais de biotita, nas amostras com deformação apresentam os bordos serrilhados com recristalização, microfalhamentos com deslocamento e curvamento (**kink**) da clivagem (Fotomicro. 28).

A **alanita** ocorre como cristais prismáticos subédricos, com tamanho de grão entre 0,5 e 1mm e comumente está metamictizada, resultando em halos pleocróicos e fraturamento dos minerais vizinhos.

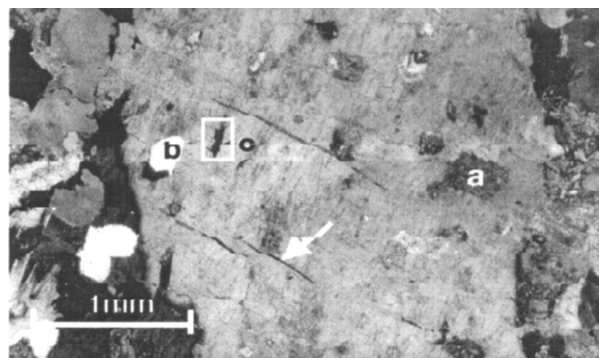
A **apatita** mostra-se como pequenos cristais (<0,2mm) prismáticos incluídos na biotita (Fotomicro. 27), quartzo e feldspatos.

O **zircão** apresenta-se como microcristais (<0,1mm), metamictizados incluídos principalmente na biotita, onde produzem halos pleocrômicos (Fotomicro. 27).

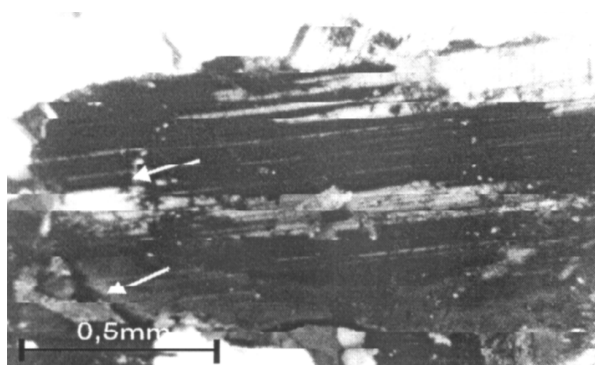
Os minerais opacos ocorrem como cristais subédricos a euédricos (<0,5mm) incluídos principalmente na biotita (Fotomicro. 29). O hábito prismático alongado segundo eixo c e os altos picos de Ti na análise EDS indicam tratar-se de ilmenita.



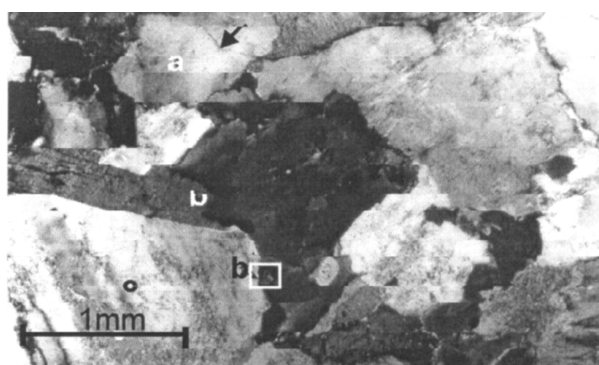
Fotomicro. 24



Fotomicro 25



Fotomicro. 26



Fotomicro 27

Fotomicrografia 24: Fenocristal de feldspato alcalino com macla de Carlsbad e microperfitas venulares (a) em contato reativo (mantos de albita) com cristais de plagioclásio (b). Lâmina MV-48, a LP.

Fotomicrografia 25: Inclusões de plagioclásio (a), quartzo (b) e minerais opacos (c). Detalhe para o microfraturamento escalonado. MV-42, a LP.

Fotomicrografia 26: Fenocristal de plagioclásio com zanação normal descontínua, exibindo arestas arredondadas nas porções de borda (oligoclásio) e núcleo (andesina). Lâmina MV-48, a LP.

Fotomicrografia 27: Matriz composta por quartzo com extinção ondulante e microfraturamentos (a) biotitas com inclusões de zircão (b) e plagioclásios zonados (c). Lâmina MV-48, a LP.

4.d.2 - Fácies quartzo-monzonito porfirítico

Os granitóides da fácies quartzo-monzonito porfirítico (porções híbridas) do Granito Pitangueiras apresentam uma composição petrográfica variada. Ocorrem desde quartzo-monzodioritos, quartzo-monzonitos a granodioritos (Fig. 7). Estas porções híbridas são compostas essencialmente (Tab. 11) por plagioclásio (49-63%), quartzo (15-22%), feldspato alcalino (24-32%) A biotita (8 %), anfibólio (~ 1%) e titanita (1%) ocorrem como minerais subessenciais e a apatita, zircão e opacos ocorrem como minerais acessórios (Tab. 12).

código da amostra	Q (%)	A (%)	P (%)	classificação petrográfica
MV-42 ●	8	15	77	quartzo-monzodiorito
MV-44	19	32	49	quartzo-monzonito
MV-48b	9	28	63	quartzo-monzodiorito
MV-54	15	24	57	quartzo-monzodiorito
MV-58d●	12	23	65	quartzo-monzodiorito
MV-58e	17	32	51	quartzo-monzonito
PQC-I-56●	13	28	59	quartzo-monzodiorito
PQC-II-61●	11	20	69	quartzo-monzodiorito
PQC-II-197	17	39	44	quartzo-monzonito
PQC-VII-36	18	25	57	quartzo-monzodiorito
PQC-VII-77b	22	26	52	granodiorito
PED-II-181●	8	6	86	quartzo-diorito

Tabela 11: Valores percentuais de quartzo (Q), feldspato alcalino (A) e plagioclásio (P) dos enclaves microgranulares (●) e porções híbridas hospedadas no Granito Pitangueiras por contagem modal macroscópica e classificação petrográfica, segundo Streckeisen (1976).

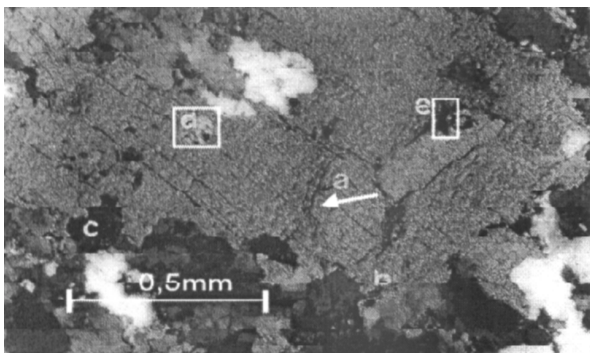
O **feldspato alcalino** forma cristais subédricos, com granulação entre 3 e 8mm. Nas porções híbridas, localizadas nas zonas de deformação, o microclínio é o feldspato alcalino predominante, e apresenta-se como megaclastos com recristalização de bordo, mirmequitos (Fotomicro. 29) e microfraturamentos (Fotomicro. 30). Estas feições de deformação indicam processos de protomilonitização.

Os cristais de **plagioclásio** na matriz são subédricos, com tamanho de grão entre 0,5 e 2mm, alguns cristais (<0,5mm) ocorrem inclusos no feldspato alcalino (Fotomicro.30). Os megaclastos de plagioclásio apresentam microfraturamentos e encurvamento dos planos de macla polissintética (Fotomicro. 31). A composição destes plagioclásios parece ser semelhante a daqueles das hospedeiras graníticas, variando de oligoclásio a andesina.

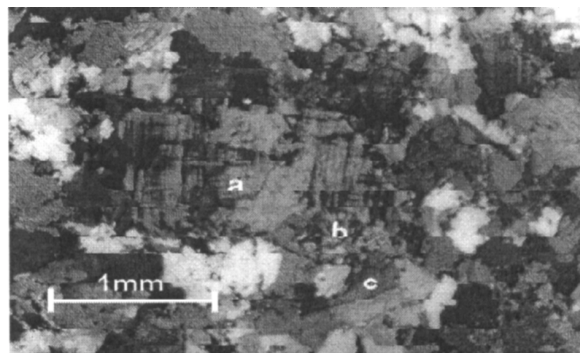
O **quartzo** mostra-se como cristais anédricos e subédricos na matriz, com granulação entre 0,2 e 0,5mm, contatos serrilhados e forte extinção ondulante formando

flamas, mas também ocorre como microcristais intersticiais resultantes da recristalização (Fotomicro. 31).

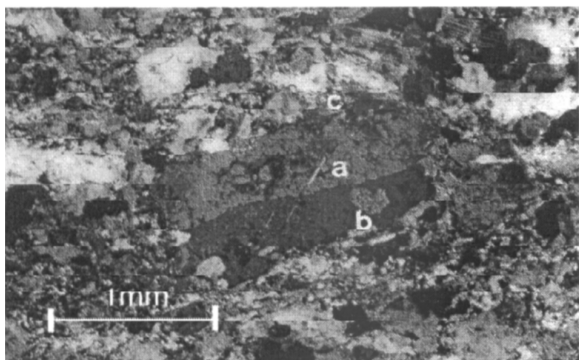
O **anfíbólio** ocorre como cristais anédricos, com tamanho de grão entre 0,2 e 1mm, pleocroísmo castanho a castanho esverdeado e ângulo de extinção entre 10° e 20°, tratando-se de hornblenda. Sua ocorrência é mais comum nas porções híbridas de composição menos diferenciadas, mas são substituídos por biotita nas porções mais deformadas.



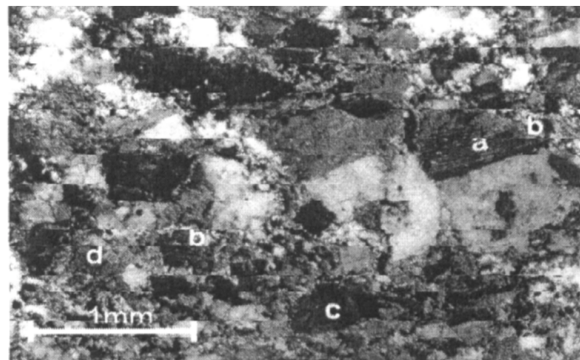
Fotomicro. 28



Fotomicro 29



Fotomicro. 30



Fotomicro 31

Fotomicrografia 28: Cristal de biotita com microfraturamentos (a) recristalização de bordos serrilhados (b) em contatos serrilhados com a matriz quartzo-feldspática protomilonítica (c). Detalhes para as inclusões de apatita (d) e minerais opacos (e). Lâmina MV-42a, a LP.

Fotomicrografia 29: Porfiroclasto de microclínio (a), apresentando recristalização de bordos e mirmequitos (b), no contato com plagioclásio da matriz (c). Lâmina MV-44a, a LP.

Fotomicrografia 30: Porfiroclasto de feldspato alcalino, apresentando microfraturamentos (a) inclusões de plagioclásio (b) recristalização de bordos (c). Lâmina MV-44b, a LP.

Fotomicrografia 31: Porfiroclasto de plagioclásio com microfraturamentos (a) recristalização de bordos (b) imerso em uma matriz milonítica com clastos de quartzo com extinção ondulante (c) e biotita recristalizada (d). Lâmina MV-44c, a LP.

A **biotita** apresenta-se como cristais subédricos e anédricos, com tamanho de grão entre 0,2 a 1,5mm e pleocroísmo castanho avermelhado a castanho claro. Nas porções híbridas deformadas a biotita exibe pleocroísmo castanho claro a castanho esverdeado e bordos recristalizados. As palhetas de biotita recristalizada apresentam-se alinhadas marcando uma foliação protomilonítica (Fotomicro. 31). A deformação favorece a alteração da biotita para clorita e sericita com óxido de ferro.

A **titanita** ocorre como cristais subédricos e anédricos, com granulometria entre 0,2 e 0,5mm, e geralmente mostra uma boa clivagem {110} resultando em seções rômbricas. Costuma apresentar uma estreita associação com anfibólio e biotita, podendo ser originada a partir destes.

A **apatita** mostra-se como pequenos cristais (<0,2mm) prismáticos alongados, ou com seções basais euédricas hexagonais, ocorrendo inclusive principalmente nos minerais máficos.

O **zircão** ocorre como microcristais (<0,1mm) inclusos principalmente na biotita, resultando em halos pleocróicos.

Os **minerais opacos** apresentam-se como cristais prismáticos subédricos inclusos nos minerais máficos. O hábito, a cor e o brilho metálico sugerem tratar-se de ilmenita.

4.d.3 - Enclaves Microgranulares

Os enclaves microgranulares hospedados no **GPt** correspondem a quartzodioritos, quartzo-monzodioritos e quartzo-monzonitos (Fig. 7). São compostos essencialmente por plagioclásio (38%), biotita (35%), anfibólio (15%), e alguns subessenciais (Tab.12) como quartzo (6%) e apatita (3%). Os minerais opacos (1%), titanita (1%) e zircão (<0,2%) ocorrem como minerais acessórios.

O **anfibólio** apresenta características semelhantes aos descritos nas porções híbridas, tratando-se igualmente de hornblendas, no entanto os cristais são euédricos e subédricos e por vezes formam concentrações.

O **plagioclásio** ocorre como cristais subédricos a euédricos, com 0,5mm a 1mm e raramente zonados. A composição predominante é a andesina, com algum oligoclásio nos enclaves mais contaminados, ocorrendo mais cálcicos (labradorita) nos enclaves mais básicos. Por vezes ocorrem como aglomerados resultando numa textura tipo **synneusis**.

código da amostra	MV-42	MV-58e
mineral	% modal	
quartzo	5,7	15,0
ortoclásio	-	27,5
labradorita, andesina e oligoclásio	37,5	43,6
albita	traços	3,5
hornblenda	15,5	traços
biotita	35,2	8,3
apatita	3,2	1,0
zircão	traços	traços
opacos	1,0	traços
titanita	1,2	traços
alanita	traços	traços

Tabela 12: Valores percentuais das fases minerais dos enclaves microgranulares (MV-42) e porções híbridas (MV-58e) hospedadas no Granito Pitangueiras-SIES, avaliados por contagem modal ao microscópio.

A **biotita** na matriz apresenta-se como cristais subédricos e anédricos, com granulação inferior a 0,2mm. Ocorrem também como produto de substituição do anfibólio.

Os cristais de **apatita** são euédricos, com tamanho de grão inferior a 0,3mm, apresentam formas aciculares, indicando um rápido resfriamento.

A **titanita** ocorre como cristais subédricos a anédricos, com granulometria entre 0,2 e 0,5mm, pleocroísmo castanho alaranjado a amarelo acastanhado e frequentemente encontra-se associada aos minerais máficos.

O **zircão** é raro e ocorre como microcristais (<0,1mm) inclusos nos anfibólios, biotitas e plagioclásios.

Os **minerais opacos** formam cristais euédricos (octaedros) e anédricos, com granulação entre 0,3 e 1mm, em geral ocorrem inclusos nos demais minerais. O magnetismo médio, a forma e as propriedades ópticas sugerem tratar-se de magnetitas.

5 - GEOQUÍMICA

5.a - INTRODUÇÃO

No capítulo de geoquímica será abordado o comportamento dos elementos maiores e traços dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES), a partir dos resultados obtidos nas análises químicas de rocha total. Foram analisadas amostras do granitos Encruzilhada, Pinheiros e Pitangueiras, além de seus enclaves microgranulares e porções híbridas. O tratamento dos resultados, através de diagramas geoquímicos específicos e cálculos de parâmetros geoquímicos, permitiu caracterizar as diferentes populações, a afinidade química e o ambiente geotectônico destes granitos. Além disso, auxiliou na caracterização dos processos magmáticos e fracionamento das assembléias minerais durante a cristalização dos corpos graníticos dessa suíte.

5.b - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS MAIORES

Na geoquímica dos elementos maiores os granitos da SIES apresentam teores de sílica variáveis para cada corpo e fácies. No Granito Encruzilhada a fácies monzogranito porfirítico (**fmp**) apresenta valores entre 70 a 74% de SiO₂ (Tab. 13), a fácies sienogranito equigranular (**fse**) apresenta valores entre 72 a 74% de SiO₂ (Tab. 14), sendo portanto mais diferenciada. Os enclaves microgranulares e porções híbridas identificadas neste corpo granítico apresentam um amplo intervalo composicional, variando de 61 a 72% de SiO₂ (Tab. 15). O granito Pinheiros é o corpo mais diferenciado da SIES, variando entre 75 a 77% de SiO₂ (Tab. 16), e o Granito Pitangueiras é o menos evoluído desta suíte, com intervalos entre 68 a 72% de SiO₂ (Tab. 17). As porções híbridas e enclaves microgranulares no Granito Pitangueiras também apresentam um amplo intervalo, variando de 58 a 69% de SiO₂ (Tabs. 18 e 19). A sílica parece ser um bom parâmetro para separar as diferentes populações, além de marcar o grau de diferenciação magmática dos corpos graníticos da SIES.

Nos diagramas Harker os granitos da SIES exibem um significativo empobrecimento em TiO₂, MgO, FeO_T, Al₂O₃, CaO e P₂O₅ e um suave empobrecimento em K₂O e Na₂O, com o aumento da diferenciação (Figs. 8 e 9). Tal comportamento é condizente com o fracionamento de fases minerais acessórias, como óxidos de titânio e ferro, apatita, zircão, titanita e epidoto (alanita), além do fracionamento (ou incorporação) de fases minerais, como anfibólio cálcico rico em ferro (hastingsita), plagioclásio cálcico (labradorita e oligoclásio) passando para um mais sódico (albita), e de feldspato alcalino e biotita, como fases minerais mais tardias.

código da amostra	PCA III-15	PCA IV-161	AN 08	PED II-22	PED III-12	PED III-35	PED III-107
elementos maiores em % peso de óxido							
SiO ₂	72,34	73,03	74,44	71,40	71,12	73,05	70,57
TiO ₂	0,27	0,22	0,12	0,35	0,29	0,23	0,32
Al ₂ O ₃	13,09	12,17	13,41	13,19	13,39	12,64	13,81
Fe ₂ O ₃	0,18	<n.d.	<n.d.	0,47	0,29	0,22	0,47
FeO	2,53	2,33	1,74	2,60	2,07	1,73	1,98
MnO	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,03	0,04
MgO	0,26	0,22	0,07	0,35	0,28	0,18	0,28
CaO	1,12	1,15	0,88	1,19	1,33	0,92	1,51
Na ₂ O	3,64	4,45	3,57	4,04	5,02	3,91	4,18
K ₂ O	5,07	4,70	4,89	5,21	4,90	5,40	5,18
P ₂ O ₅	0,08	0,06	0,03	0,11	0,09	0,08	0,11
-H ₂ O	0,08	0,23	0,09	0,32	0,27	0,21	0,16
PF	0,48	0,61	0,55	0,54	0,44	0,53	0,45
Total	99,19	99,21	99,82	99,81	99,53	99,14	99,06
parâmetros de alcalinidade							
IA	1,14	0,98	1,20	1,07	0,99	1,03	1,11
A/CKN	0,97	0,84	1,05	0,94	0,84	0,91	0,91
LogC/KN	-0,89	-0,90	-0,98	-0,89	-0,87	-1,01	-0,79
#Fe	0,85	0,86	0,93	0,83	0,82	0,86	0,83
elementos traços em ppm e razões entre elementos traços							
Ba	444	500	94	465	358	251	459
Zr	158	149	79	211	154	102	151
Rb	347	375	259	378	390	433	359
Sr	114	131	236	86	119	81	123
Ba/Zr	2,81	3,36	1,19	2,20	2,33	2,46	3,04
Rb/Zr	2,20	2,52	3,28	1,79	2,53	4,25	2,38
Rb/Sr	3,04	2,86	1,09	4,40	3,28	5,35	2,92
Ba/Sr	3,88	3,82	0,40	5,41	3,01	3,10	3,73

Tabela 13a: Análises litoquímicas de elementos maiores e traços, razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade dos granitóides da fácies monzogranito porfirítico do Granito Encruzilhada - Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. Os seguintes parâmetros de alcalinidade foram calculados em proporção molecular e base anidra: o Índice Agpáitico (IA= Al₂O₃/Na₂O+K₂O), o Índice de Shand (A/CKN= Al₂O₃/CaO+K₂O+Na₂O) e a razão Fe/Mg (#Fe= FeO_T/FeO_T+MgO). O Índice de Brown (Log C/NK= Log CaO/Na₂O+K₂O) foi calculado somente em base anidra. As amostras com códigos PCA e AN foram compiladas dos TG-UFRGS (1989) e as com código PED foram compiladas do TG-UFRGS (1992).

código da amostra	MV 06a	MV 34a	MV 46a	MV 49a	MV 49b	MV 51	MV 56a	CM ₁ fmp-GE
elementos maiores em % peso de óxido								
SiO ₂	72,98	70,66	73,45	71,15	72,09	72,51	72,03	72,20
TiO ₂	0,45	0,39	0,26	0,33	0,37	0,29	0,23	0,29
Al ₂ O ₃	12,44	13,06	12,00	12,76	11,59	12,64	13,04	12,80
Fe ₂ O ₃	0,10	0,21	<n.d.	<n.d.	0,10	<n.d.	0,60	0,29
FeO	2,19	2,35	2,17	2,47	2,48	2,10	1,71	2,17
MnO	0,03	0,05	0,04	0,04	0,04	0,04	0,06	0,04
MgO	0,29	0,37	0,29	0,37	0,38	0,29	0,19	0,27
CaO	1,27	1,71	1,23	1,48	1,40	1,48	1,15	1,27
Na ₂ O	4,75	4,76	4,75	5,08	4,99	5,17	4,12	4,46
K ₂ O	3,86	4,43	4,38	4,99	5,05	4,56	5,29	4,85
P ₂ O ₅	0,05	0,11	0,08	0,06	0,08	0,03	0,06	0,07
-H ₂ O	0,24	0,15	0,07	0,03	0,12	0,09	0,05	0,15
PF	0,69	0,94	0,63	0,79	0,69	0,64	0,88	0,64
Total	99,34	99,19	99,35	99,55	99,30	99,84	99,94	99,50
parâmetros de alcalinidade								
IA	1,04	1,03	0,96	0,93	0,84	0,94	1,04	1,02
A/CKN	0,87	0,83	0,81	0,78	0,71	0,78	0,88	0,86
LogC/KN	-0,83	-0,73	-0,87	-0,83	-0,86	-0,82	-0,91	-0,87
#Fe	0,82	0,79	0,81	0,81	0,80	0,80	0,87	0,83
elementos traços em ppm e razões entre elementos traços								
Ba	246	371	332	442	447	364	505	377
Zr	183	162	141	223	230	139	168	161
Rb	419	371	335	352	367	395	435	372
Sr	64	125	130	101	95	114	116	117
Nb	-	15	26	-	-	21	27	22
Y	-	120	170	-	-	140	190	155
Ga	-	18	16	-	-	19	21	18
Ba/Zr	1,34	2,29	2,35	1,81	1,94	2,62	3,01	2,34
Rb/Zr	2,29	2,29	2,38	1,58	1,60	2,84	2,59	2,33
Rb/Sr	6,55	2,97	2,58	3,49	3,86	3,46	3,75	3,18
Ba/Sr	3,84	2,97	2,55	4,38	4,70	3,19	4,35	3,19
elementos terras raras em ppm e razões entre elementos terras raras normalizados								
La	-	56,91	49,48	-	-	37,34	60,27	51,00
Ce	-	128,80	112,20	-	-	85,19	130,70	114,22
Nd	-	48,75	46,19	-	-	31,43	7,90	43,57
Sm	-	8,62	8,52	-	-	5,60	8,41	7,79
Eu	-	0,69	0,53	-	-	0,50	0,61	0,58
Gd	-	5,90	6,02	-	-	3,92	5,97	5,45
Dy	-	5,23	5,77	-	-	3,88	5,65	5,13
Ho	-	1,03	1,17	-	-	0,81	1,16	1,04
Er	-	2,61	3,21	-	-	2,37	3,25	2,86
Yb	-	2,12	2,85	-	-	2,51	3,35	2,71
Lu	-	0,31	0,39	-	-	0,37	0,48	0,39
ETR _T	-	260,97	236,33	-	-	173,92	267,58	234,71
Ce/Yb _N	-	15,69	10,18	-	-	8,77	10,11	11,19
Eu/Eu _N	-	0,28	0,22	-	-	0,31	0,25	0,27

Tabela 13b: Análises litoquímicas dos elementos maiores, traços e terras raras, razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade dos granitóides da **fmp** do GE -SIES. As razões entre os ETRs foram normalizadas pelo condrito analisado por Haskin *et al.* (1968). A amostra CM₁ representa a composição média da **fmp** do GE-SIES.

código da amostra	MV 38a	MV 38c	MV 38d	MV 47a	MV 47b	MV 57a	PQC VII-57	CM ₂ fse-GE
elementos maiores em % peso de óxido								
SiO ₂	74,46	73,28	74,85	73,80	75,02	72,22	75,67	74,18
TiO ₂	0,23	0,22	0,13	0,26	0,10	0,39	0,22	0,22
Al ₂ O ₃	10,78	11,34	11,38	11,36	12,08	12,76	12,38	11,72
Fe ₂ O ₃	<n.d.	0,36	<n.d.	<n.d.	<n.d.	0,10	<n.d.	0,23
FeO	2,06	2,31	2,04	2,43	1,23	3,27	2,49	2,26
MnO	0,03	0,05	0,02	0,05	0,02	0,06	0,04	0,04
MgO	0,12	0,08	0,08	0,12	0,12	0,32	0,03	0,12
CaO	1,01	1,05	0,91	1,23	0,88	1,20	0,88	0,96
Na ₂ O	4,63	4,90	4,81	4,72	4,94	3,64	3,50	4,45
K ₂ O	5,28	4,87	4,66	5,07	4,84	5,11	5,09	4,99
P ₂ O ₅	<n.d.	<n.d.	0,01	0,01	<n.d.	0,12	0,02	0,04
-H ₂ O	0,05	0,18	0,03	0,10	0,11	0,21	0,12	0,11
PF	0,92	0,80	0,55	0,55	0,43	0,34	0,65	0,61
Total	99,57	99,44	99,47	99,35	99,66	99,75	100,9	99,89
parâmetros de alcalinidade								
IA	0,81	0,85	0,88	0,86	0,90	1,11	1,10	0,93
A/CKN	0,71	0,74	0,78	0,76	0,82	0,93	0,96	0,81
LogC/KN	-0,99	-0,97	-1,02	-1,05	-1,10	-0,86	-0,99	-1,00
#Fe	0,91	0,95	0,93	0,92	0,85	0,85	0,98	0,91
elementos traços em ppm e razões entre elementos menores								
Ba	437	472	34	52	141	470	165	253
Zr	188	196	77	303	78	259	295	199
Rb	220	280	551	175	264	291	238	288
Sr	98	57	32	137	144	96	35	86
Nb	23	38	-	-	-	-	-	33
Y	130	200	-	-	-	-	-	165
Ga	22	33	-	-	-	-	-	28
Ba/Zr	2,32	2,41	0,44	0,17	1,81	1,82	0,56	1,27
Rb/Zr	1,17	1,42	7,16	0,58	3,38	1,12	0,81	1,44
Rb/Sr	2,25	4,91	17,22	1,28	1,83	3,03	6,80	3,35
Ba/Sr	4,46	8,28	1,06	0,38	0,98	4,90	4,71	2,94
elementos terras raras em ppm e razões entre elementos terras raras normalizados								
La	75,57	82,74	-	-	-	122,30	-	93,54
Ce	162,20	178,70	-	-	-	254,90	-	198,60
Nd	65,51	72,32	-	-	-	98,25	-	78,69
Sm	11,62	13,36	-	-	-	14,78	-	13,25
Eu	0,97	0,75	-	-	-	1,74	-	1,06
Gd	8,01	10,44	-	-	-	9,79	-	9,40
Dy	7,07	11,03	-	-	-	7,79	-	8,63
Ho	1,39	2,21	-	-	-	1,53	-	1,71
Er	3,62	6,03	-	-	-	3,95	-	4,53
Yb	2,91	5,37	-	-	-	3,43	-	3,90
Lu	0,37	0,69	-	-	-	0,47	-	0,51
ETR _T	339,24	384,64	-	-	-	518,61	-	413,18
Ce/Yb _N	14,87	8,62	-	-	-	19,22	-	11,74
Eu/Eu* _N	0,29	0,19	-	-	-	0,35	-	0,24

Tabela 14: Análises litoquímicas dos elementos maiores, traços e terras raras, razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade dos granitóides da fse do GE-SIES. As razões entre os ETRs foram normalizadas pelo condrito analisado por Haskin *et al.* (1968). As amostras com códigos PQC foram compiladas dos TG-UFRGS (1988) e o ferro foi analisado como FeO_T. A amostra CM₂ representa a composição média da fse do GE-SIES.

código da amostra	MV* 05	MV* 06	MV 09	MV* 10	MV* 11	MV 25	AN 09
elementos maiores em % peso de óxido							
SiO ₂	60,66	60,82	72,15	71,57	72,59	72,64	71,38
TiO ₂	1,59	1,60	0,38	0,37	0,30	0,36	0,41
Al ₂ O ₃	14,68	15,06	12,37	13,02	13,33	12,05	14,04
Fe ₂ O ₃	1,03	0,70	<n.d.	0,40	0,08	0,04	0,14
FeO	5,45	5,94	2,53	2,63	2,46	2,20	3,12
MnO	0,15	0,13	0,04	0,05	0,06	0,04	0,06
MgO	1,57	0,08	0,41	0,32	0,27	0,37	0,41
CaO	3,78	3,79	1,24	1,29	1,15	1,27	1,32
Na ₂ O	4,72	3,37	4,58	3,77	3,24	4,67	3,77
K ₂ O	4,07	4,51	4,61	5,07	4,89	4,54	4,90
P ₂ O ₅	0,60	0,60	0,11	0,11	0,11	0,07	0,12
-H ₂ O	0,18	0,24	0,13	0,03	0,14	0,16	0,20
PF	0,81	0,95	0,65	0,39	0,42	0,92	0,71
Total	99,23	99,24	99,21	99,02	99,04	99,33	100,60
parâmetros de alcalinidade							
IA	1,21	1,44	0,99	1,11	1,25	0,96	1,22
A/CKN	0,77	0,87	0,84	0,93	1,05	0,81	1,01
LogC/KN	-0,37	-0,32	-0,87	-0,84	-0,85	-0,86	-0,82
#Fe	0,69	0,71	0,78	0,84	0,84	0,77	0,80
elementos traços e razões entre elementos traços							
Ba	927	997	466	459	418	477	589
Zr	246	243	192	155	192	134	223
Rb	201	198	380	348	405	397	331
Sr	201	265	122	118	93	124	332
Ba/Zr	3,77	4,10	2,19	2,96	2,15	3,56	2,64
Rb/Zr	0,82	0,81	2,01	2,25	2,11	2,96	1,49
Rb/Sr	0,76	0,75	3,93	2,95	4,35	3,20	1,00
Ba/Sr	3,50	3,76	4,27	3,89	4,44	3,85	1,77

Tabela 15: Análises litoquímicas dos elementos maiores e traços, razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade dos enclaves microgranulares máficos e porções híbridas de mistura hospedadas nos granitóides da SIES. A amostra AN-09 foi compilada do TG-UFRGS (1989). As amostras MV* também foram compiladas do TG-UFRGS (1989), mas os afloramentos foram descritos pelo autor.

código da amostra	MV 02	MV 28	PCA III-10	PCA III-11	PCA IV-166	PCA IV-167	AN 05	CM ₃ GPi
elementos maiores em % peso de óxido								
SiO ₂	76,27	75,94	76,13	76,11	75,72	75,05	76,68	75,99
TiO ₂	0,10	0,16	0,11	0,09	0,08	0,10	0,07	0,10
Al ₂ O ₃	11,36	11,46	13,04	13,24	13,44	14,23	12,93	12,81
Fe ₂ O ₃	<n.d.	<n.d.	<n.d.	<n.d.	0,09	0,12	0,88	0,36
FeO	0,88	1,54	1,44	1,25	0,92	0,66	0,55	1,03
MnO	0,01	0,02	0,02	0,02	0,01	0,01	0,01	0,01
MgO	0,08	0,08	0,04	0,07	0,03	0,05	0,05	0,06
CaO	0,64	0,91	0,39	0,13	0,42	0,34	0,64	0,50
Na ₂ O	4,58	4,54	3,98	2,56	3,91	3,91	3,91	3,91
K ₂ O	4,24	4,26	4,34	4,86	4,23	4,53	4,30	4,39
P ₂ O ₅	0,01	<n.d.	0,01	0,01	0,09	0,12	0,02	0,04
-H ₂ O	0,24	0,14	0,19	0,40	0,19	0,17	0,16	0,21
PF	0,85	0,90	0,60	1,20	0,77	0,19	0,50	0,72
Total	99,53	99,95	100,30	99,94	99,90	100,00	100,70	100,13
parâmetros de alcalinidade								
IA	0,96	0,95	1,16	1,40	1,22	1,26	1,20	1,16
A/CKN	0,88	0,83	1,09	1,36	1,14	1,19	0,72	1,03
LogC/KN	-0,99	-0,82	-1,10	-1,33	-1,76	-1,28	-1,39	-1,24
#Fe	0,86	0,92	0,95	0,91	0,95	0,90	0,94	0,92
elementos traços em ppm e razões entre elementos								
Ba	32	63	93	63	<n.d.	125	124	83
Zr	53	79	59	55	44	31	71	56
Rb	733	622	485	610	424	459	429	537
Sr	<n.d.	<n.d.	35	<n.d.	40	35	44	39
Ba/Zr	0,60	0,80	1,58	1,15	-	4,03	1,75	1,48
Rb/Zr	13,83	7,87	7,88	11,09	9,64	14,81	6,04	9,59
Rb/Sr	-	-	13,29	-	10,60	13,11	9,75	-
Ba/Sr	-	-	2,66	-	-	3,57	2,82	-

Tabela 16: Análises litoquímicas de elementos maiores e traços, razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade dos granitóides do granito Pinheiros - Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. As amostras com códigos PCA e AN foram compiladas dos TG-UFRGS (1989) e as com código PED foram compiladas do TG-UFRGS (1992). A amostra CM₃ representa a composição média do Granito Pinheiros.

código da amostra	MV 48a	MV 58a	MV 58c	PED I-23	PED I-25	PED II-94	*PQC II-09	*PQC II-199	CM4 fmp-GPt
elementos maiores em % peso de óxido									
SiO ₂	68,20	68,85	69,47	72,27	71,88	69,94	70,49	71,49	70,32
TiO ₂	0,54	0,52	0,45	0,33	0,37	0,48	0,39	0,27	0,42
Al ₂ O ₃	13,35	13,27	13,15	13,10	13,02	13,07	14,05	14,13	13,39
Fe ₂ O ₃	0,59	0,53	0,61	0,39	0,54	0,90	-	-	0,59
FeO	2,81	2,78	2,93	2,20	1,67	2,74	3,27	2,69	2,64
MnO	0,04	0,04	0,04	0,05	0,05	0,04	0,05	0,03	0,04
MgO	0,66	0,60	0,53	0,26	0,31	0,41	0,50	0,28	0,44
CaO	1,66	1,58	1,52	1,33	1,10	1,40	1,46	0,92	1,37
Na ₂ O	4,72	4,56	4,32	4,02	3,86	3,98	3,50	3,24	4,02
K ₂ O	5,56	5,62	5,71	4,99	5,72	4,89	5,08	5,56	5,39
P ₂ O ₅	0,15	0,14	0,10	0,12	0,09	0,18	0,11	0,09	0,12
-H ₂ O	0,09	0,19	0,15	0,24	0,27	0,41	0,25	0,21	0,23
PF	0,73	0,86	0,54	0,66	0,62	0,95	0,47	0,43	0,66
Total	99,32	99,54	99,96	99,96	99,50	99,39	100,62	100,34	99,63
parâmetros de alcalinidade									
IA	0,97				1,04	1,10	1,25	1,25	
A/CKN	0,79				0,90	0,91	0,93	1,09	
LogC/KN	-0,79				-0,97	-0,80	-0,77	-0,98	
#Fe	0,74				0,80	0,83	0,79	0,86	
elementos traços em ppm e razões entre elementos									
Ba	618	831	797	663	619	866	679	334	676
Zr	173	279	241	174	202	232	200	130	204
Rb	272	350	300	263	307	334	338	390	319
Sr	150	215	181	199	177	140	130	95	161
Nb	23	22	18	-	-	-	-	-	-
Y	110	110	96	-	-	-	-	-	-
Ga	21	18	20	-	-	-	-	-	-
Ba/Zr	3,57	2,98	3,30	3,81	3,06	3,73	3,39	2,57	3,32
Rb/Zr	1,57	1,43	1,24	1,52	1,52	1,44	1,69	3,00	1,56
Rb/Sr	1,80	1,63	1,66	1,32	1,73	2,39	2,31	4,10	1,98
Ba/Sr	4,12	3,88	4,40	3,31	3,50	6,18	5,22	3,52	4,20
elementos terras raras em ppm e razões entre elementos terras raras normalizados									
La	100,70	110,70	103,10	-	-	-	-	-	104,83
Ce	263,30	245,90	216,50	-	-	-	-	-	241,90
Nd	80,38	87,47	79,99	-	-	-	-	-	82,61
Sm	11,57	12,28	11,35	-	-	-	-	-	11,73
Eu	1,12	1,07	1,15	-	-	-	-	-	1,11
Gd	6,23	6,14	5,92	-	-	-	-	-	6,07
Dy	2,99	3,03	3,05	-	-	-	-	-	3,02
Ho	0,59	0,55	0,55	-	-	-	-	-	0,56
Er	1,54	1,19	1,18	-	-	-	-	-	1,30
Yb	0,93	0,68	0,68	-	-	-	-	-	0,76
Lu	0,17	0,14	0,13	-	-	-	-	-	0,15
ETR _T	469,52	459,15	423,60	-	-	-	-	-	454,04
Ce/Yb _N	62,90	93,34	81,98	-	-	-	-	-	79,41
Eu/Eu* _N	0,36	0,33	0,39	-	-	-	-	-	0,36

Tabela 17a : Análises litoquímicas dos elementos maiores, traços e terras raras, razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade do Granito Pitangueiras - Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. A amostra CM4 representa a composição média do Granito Pitangueiras – SIES. As amostras com códigos PQC foram compiladas dos TG-UFRGS (1988) e o ferro foi analisado como FeO_T. As razões entre os ETRs foram normalizadas pelo condrito analisado por Haskin *et al.* (1968).

código da amostra	MV 58e	PQC II-10	PQC II-197	PQC VII-36	PQC VII-77	PQC IX-74
elementos maiores em % peso de óxido						
SiO ₂	61,59	63,10	65,25	63,96	69,40	66,36
TiO ₂	0,40	1,19	0,99	1,34	0,63	1,14
Al ₂ O ₃	13,86	14,97	15,57	14,95	14,37	14,15
Fe ₂ O ₃	1,57	-	-	-	-	-
FeO	4,38	5,49	4,81	3,26	3,67	5,33
MnO	0,10	0,10	0,03	0,12	0,07	0,11
MgO	2,20	1,88	1,49	1,41	1,06	1,42
CaO	3,88	3,25	2,63	3,26	2,63	3,22
Na ₂ O	4,25	3,50	3,37	3,64	3,64	3,37
K ₂ O	4,70	4,08	4,25	3,97	4,00	4,17
P ₂ O ₅	0,40	0,43	0,34	0,30	0,16	0,33
-H ₂ O	0,22	0,42	0,23	0,08	0,18	0,43
PF	0,98	1,39	0,81	0,50	0,77	1,00
Total	99,69	99,58	99,92	99,60	100,60	100,80
parâmetros de alcalinidade						
IA	1,15	1,47	1,53	1,48	1,60	1,41
A/CKN	0,72	0,93	1,04	0,93	0,95	0,89
LogC/KN	-0,36	-0,37	-0,46	-0,36	-0,46	-0,37
#Fe	0,62	0,65	0,65	0,71	0,70	0,67
elementos traços e razões entre elementos traços						
Ba	685	759	1050	682	1236	1356
Zr	237	285	285	155	325	388
Rb	284	266	239	212	194	196
Sr	205	210	255	255	375	310
Ba/Zr	2,89	2,66	3,68	4,40	3,80	3,52
Rb/Zr	1,20	0,93	0,84	1,37	0,60	0,51
Rb/Sr	1,38	1,27	0,93	0,83	0,52	0,63
Ba/Sr	3,34	3,61	4,12	2,67	3,30	4,37

Tabela 18: Análises litoquímicas dos elementos maiores, traços e razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade das porções híbridas do Granito Pitangueiras - SIES. As amostras com códigos PQC foram compiladas dos TG-UFRGS (1988) e o ferro foi analisado como FeO_T.

código da amostra	MV 42	MV 58d	PED II-181	PQC I-56	PQC II-61	PQC IX-63	PQC IX-87
elementos maiores em % peso de óxido							
SiO ₂	61,49	61,59	57,83	63,81	61,44	63,61	61,84
TiO ₂	1,39	1,36	1,41	1,17	1,45	1,17	1,32
Al ₂ O ₃	14,20	14,30	14,73	15,06	15,37	14,73	14,51
Fe ₂ O ₃	1,32	1,04	2,72	-	-	-	-
FeO	5,52	5,06	5,30	4,71	6,32	6,38	6,78
MnO	0,02	0,10	0,13	0,09	0,12	0,12	0,13
MgO	1,82	2,20	2,82	1,99	1,82	1,49	1,82
CaO	3,74	3,83	5,08	3,26	3,87	3,23	3,59
Na ₂ O	4,45	4,25	3,95	3,91	3,37	3,24	3,24
K ₂ O	4,37	4,70	3,22	4,35	4,25	4,40	3,95
P ₂ O ₅	0,46	0,40	0,59	0,38	0,55	0,37	0,43
-H ₂ O	0,10	0,02	0,40	0,26	0,21	0,22	0,24
PF	0,82	0,98	1,01	1,22	1,35	0,99	1,18
Total	99,45	99,96	99,19	100,20	100,10	99,95	99,03
parâmetros de acidez							
IA	1,18	1,29	1,48	1,35	1,52	1,42	1,51
A/CKN	0,76	0,77	0,75	0,88	0,89	0,90	0,90
LogC/KN	-0,37	-0,29	-0,13	-0,40	-0,29	-0,37	-0,30
#Fe	0,67	0,63	0,61	0,57	0,66	0,71	0,68
elementos traços em ppm e razões entre elementos traços							
Ba	1397	1407	1023	1466	1352	1412	1317
Zr	273	287	273	345	335	360	365
Rb	128	175	128	217	150	204	201
Sr	404	422	231	360	435	335	335
Ba/Zr	5,11	4,90	3,75	4,25	4,04	4,34	3,61
Rb/Zr	0,47	0,61	0,47	0,63	0,45	0,57	0,55
Rb/Sr	0,32	0,41	0,34	0,60	0,31	0,61	0,60
Ba/Sr	3,46	3,34	2,96	4,07	3,10	4,21	3,93

Tabela 19: Análises litoquímicas dos elementos maiores, traços e razões entre elementos e parâmetros de alcalinidade dos enclaves microgranulares máficos hospedados no Granito Pitangueiras - SIES.

O Granito Pitangueiras apresenta os mais altos teores de TiO_2 , MgO , FeO_T , CaO , K_2O e P_2O_5 entre os granitos da SIES (Figs. 8 e 9). O Granito Encruzilhada, geralmente apresenta teores intermediários destes elementos e o granito Pinheiros os mais baixos teores. Este comportamento deve ser reflexo das concentrações mais elevadas de minerais máficos, como biotita, titanita, apatita e opacos, e a ocorrência de feldspato alcalino mais potássico (menos pertítico) e plagioclásio mais cálcico no Granito Pitangueiras.

Alguns elementos como TiO_2 , MgO , CaO , Al_2O_3 e P_2O_5 são mais elevados na **fmp** do que na **fse** do Granito Encruzilhada, permitindo distinguí-las geoquimicamente (Figs. 8 e 9). A maior concentração destes elementos deve refletir as diferenças mineralógicas desta fácies, onde na **fse** o plagioclásio é mais sódico (albita), e apesar da ocorrência de anfibólio (hastingsita) os teores de CaO e MgO são inferiores aos da **fmp** do **GE**.

São baixos os teores da grande maioria dos elementos maiores no granito Pinheiros, com excessão do Al_2O_3 em algumas amostras. Este comportamento reflete a pouca abundância de minerais máficos e um provável efeito hidrotermal que o enriqueceu relativamente em alumina, resultando na formação de micas hidrotermais (sericita e clorita) e argilo minerais.

Os teores de álcalis ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}$) nos granitos da SIES são superiores a 8,0%, e em geral diminuem com o aumento da diferenciação em cada um dos corpos granítico (Fig. 8a). Em relação aos teores de sódio foi possível distinguir algumas populações, uma mais sódica, com teores superiores 4,5% de Na_2O (Fig. 8b), uma mais potássica, com teores superiores 5% de K_2O (Fig. 8c), e uma terceira que apresenta teores elevados de ambos, que compreende principalmente os granitos da **fse** do **GE**. Esta relação entre estes elementos é bem marcada pela razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$, onde no Granito Pitangueiras observa-se um decréscimo desta razão com a diferenciação (Fig. 8d). Contudo, nos demais corpos graníticos não se observa este comportamento, parecendo manter relativa constância.

Os teores de alumina tendem a diminuir com a diferenciação em todos os corpos graníticos da SIES (Fig. 8e). A relação álcalis/alumina marcada pelo índice agpaítico, em geral é superior a 0,80 tendendo a aumentar nos termos mais diferenciados do Granito Pitangueiras, mas diminuir nos granito Encruzilhada e Pinheiros (Fig. 10a).

O ferro (FeO_T), o magnésio (MgO) e o titânio (TiO_2) apresentam um empobrecimento acentuado com a diferenciação dos corpos graníticos da SIES (Fig. 9), como

resultado do caráter compatível desses elementos. Observa-se ainda um enriquecimento do ferro em relação ao magnésio ao longo da diferenciação, esta relação é expressa pela razão $Fe/Mg+Fe$ (FeO_T/FeO_T+MgO mol.) que aumenta em direção aos corpos mais diferenciados da suíte (Fig. 10b).

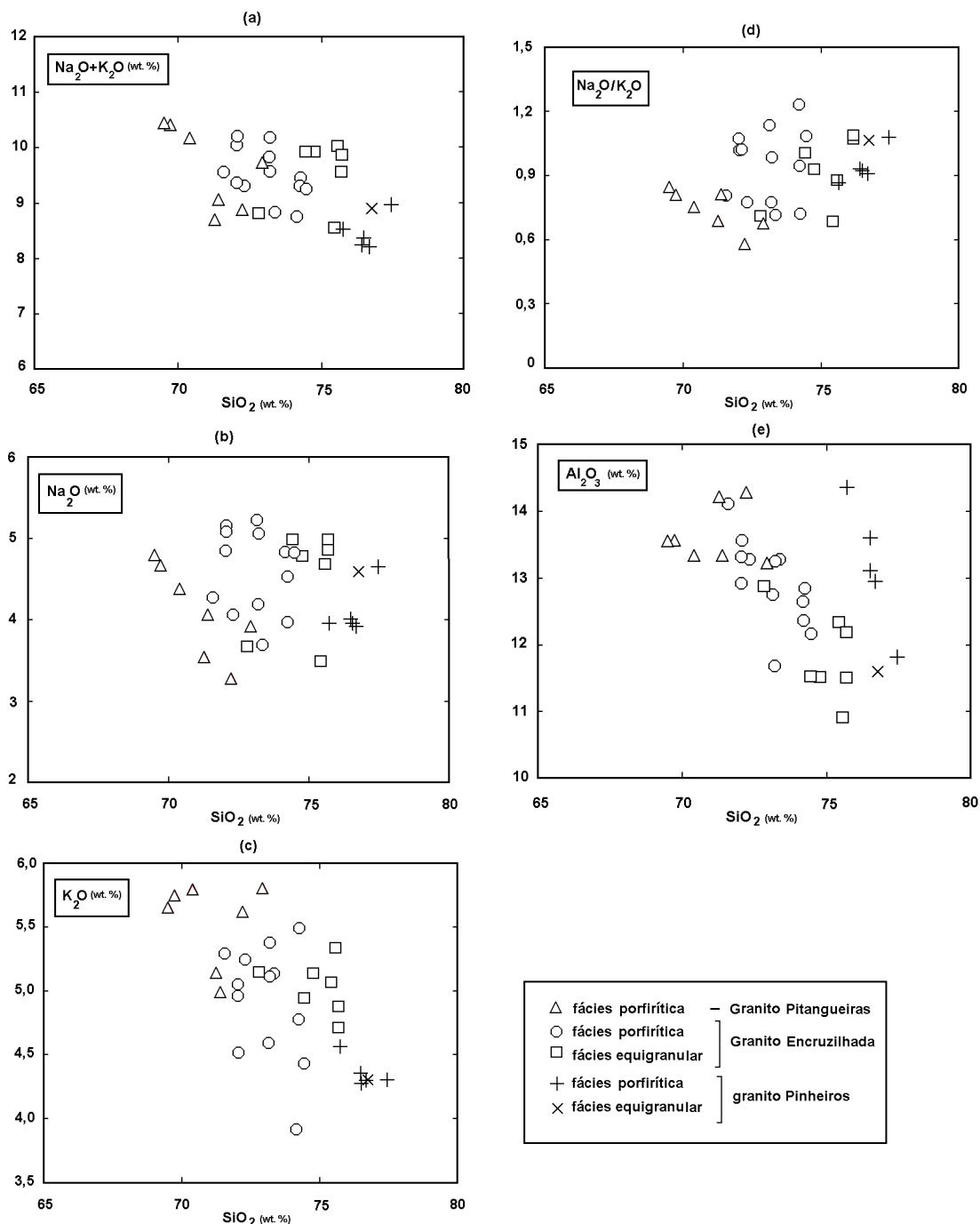


Figura 8: Diagramas Harker de variação dos elementos maiores dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

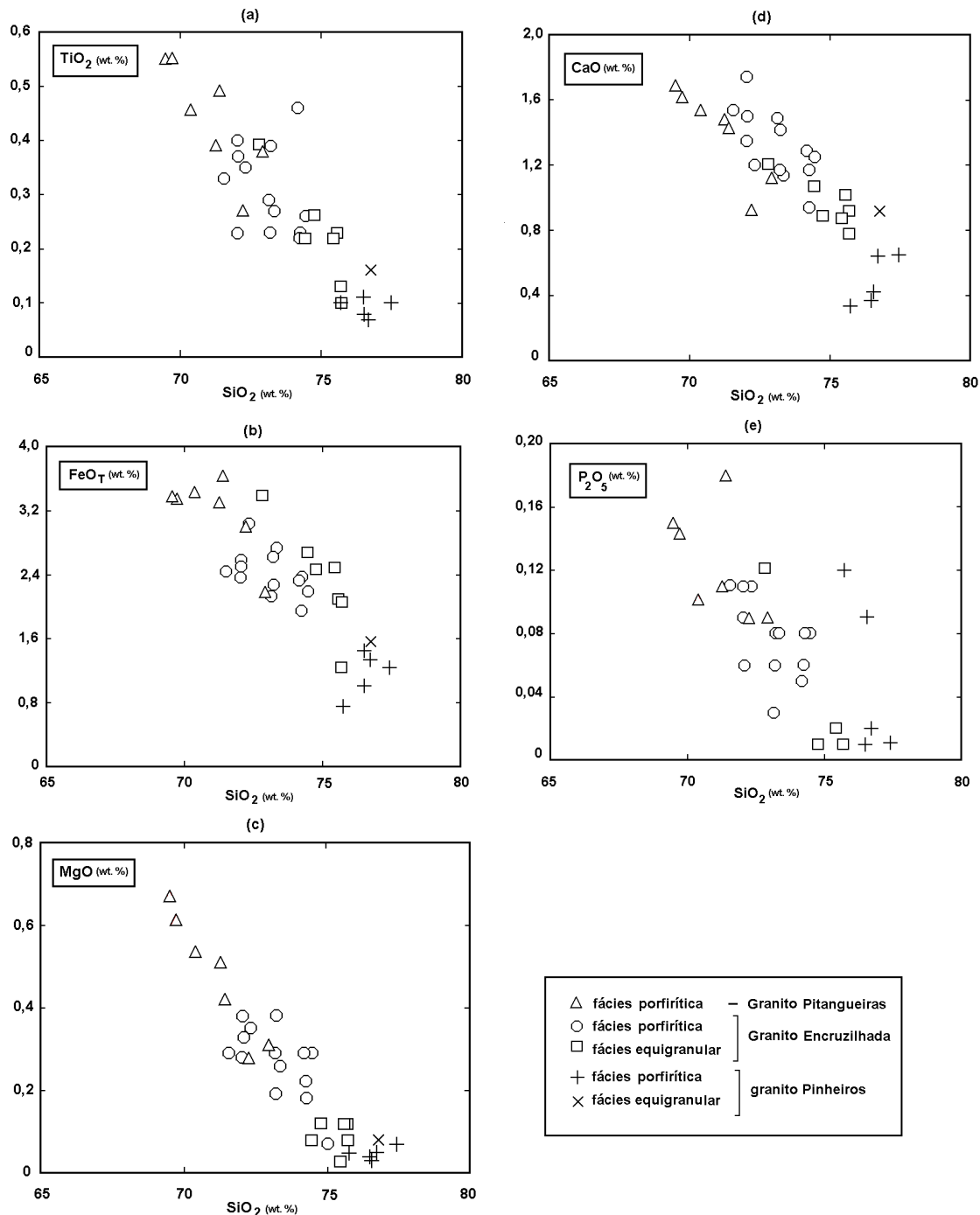


Figura 09: Diagramas Harker de variação dos elementos maiores dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

O índice de Shand, um parâmetro que expressa a relação alumina/cálcio-álcalis, geralmente é inferior a 1 nos granitos da SIES (Fig. 11), indicando um predomínio de termos metaluminosos. Os termos peraluminosos são menos frequentes, ocorrendo nos granitos Pinheiros e Pitangueiras. Os termos peralcalinos não apresentam mineralogia

compatível, como anfibólios e piroxênios alcalinos, sendo portanto difícil classificá-los como tal.

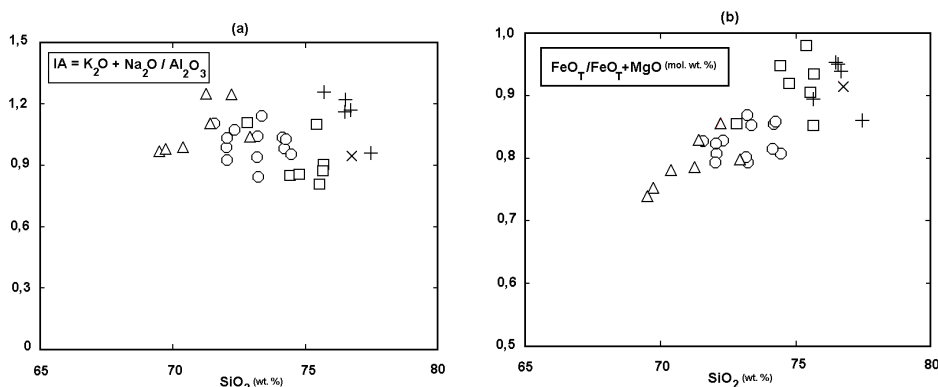


Figura 10: Diagrama Harker de parâmetros de alcalinidade dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

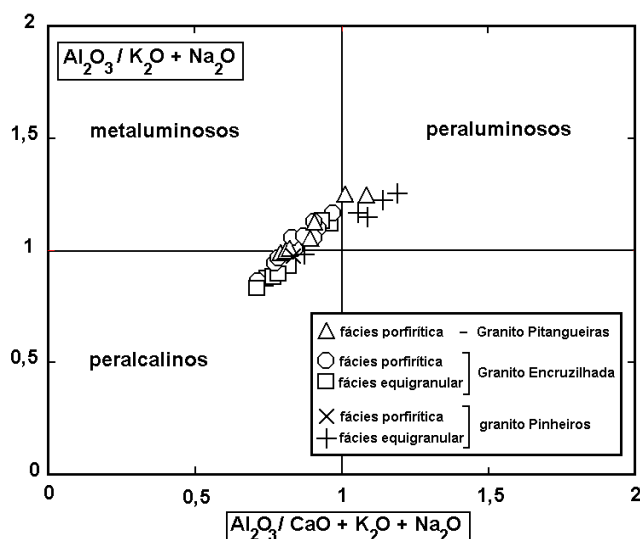


Figura 11: Diagrama de Índice de Shand de Maniar & Piccoli (1989), aplicado para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

A relação cálcio e álcalis ao longo da diferenciação dos granitos da SIES mostra um embobrecimento do CaO em relação aos álcalis. Este comportamento foi observado por Brown (1982) nos **trends** evolutivos dos arcos magmáticos cálcico-alcalinos (Fig. 12). Mas este enriquecimento relativo em álcalis também foi observado por Nardi (1991) nos granitos metaluminosos da associação alcalina.

Os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul apresentam características geoquímicas que indicam um caráter alcalino e predominantemente metaluminoso, conforme já previamente apontado por Vasquez (1993), sendo possível enquadrá-los como granitos metaluminosos da associação alcalina, conforme o conceito revisto por Nardi (1991). O caráter alcalino nos granitos metaluminos é reforçado pelo alto

índice apatítico e razão $\text{Fe}/\text{Mg}+\text{Fe}$, em geral maior que 0,80 (Fig. 13), e pelo enriquecimento de álcalis em relação cálcio (Fig. 12). Estes foram alguns dos parâmetros petroquímicos utilizados por Nardi (1991) para caracterização de várias suítes de granitos alcalinos no mundo, em especial os alcalinos metaluminosos, de diferentes ambientes geotectônicos (pós-orogênicos e anorogênicos) e de idades (proterozóicos a fanerozóicos). Também foram utilizados por Naime & Nardi (1991) e Nardi & Bonin (1991) para caracterização dos granitos da Suíte Intrusiva Saibro, na porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense.

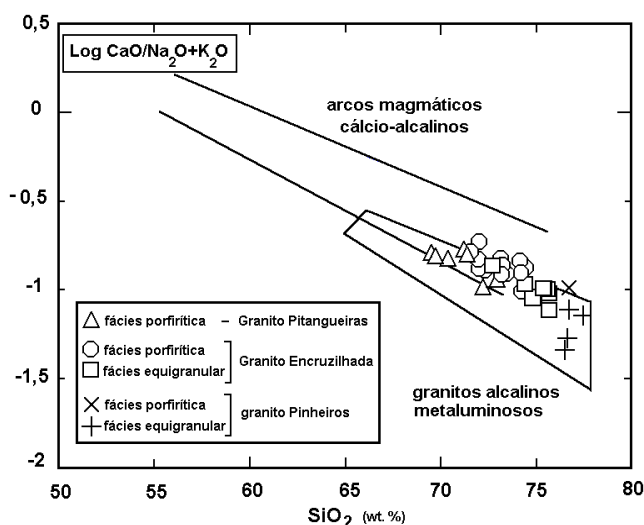


Figura 12: Diagrama de índice cálcio-alcalino de Brown (1982), com os campos das dos granitóides cálcio-alcalinos e o campo dos granitos alcalinos metaluminosos (adaptado por Nardi, 1991), aplicado para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

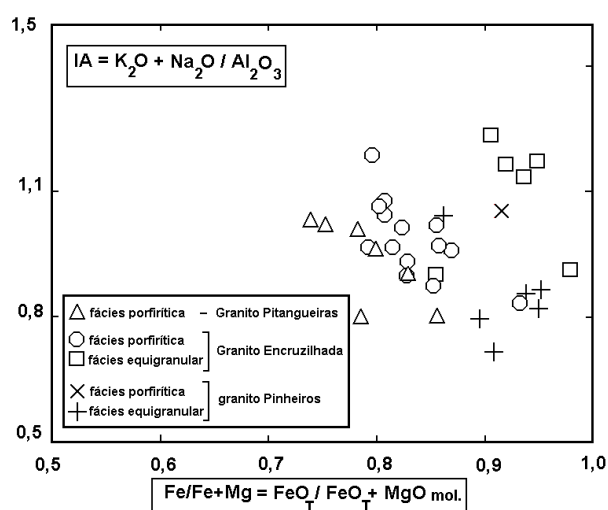


Figura 13: Diagrama de índice apatítico (IA) x razão $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$ de Nardi (1991), aplicado para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

Nos diagramas geoquímicos de elementos maiores, utilizados para discriminar os ambientes geotectônicos, como os de Maniar & Picoli (1989), os granitos da SIES ocorrem no campo sugerido para os granitóides pós-orogênicos, transicionando entre os tipos relacionados às orogêneses e os anorogênicos (Fig. 14). Esta tendência tardia é reforçada pelo diagrama multicatiônico R1-R2 (Fig. 15), onde estes granitos ocorrem no limite dos granitos tardiorogênicos a anorogênicos, estando próximos do campo dos granitos alcalinos metaluminosos da Suíte Intrusiva Saibro (Nardi & Bonin, 1991).

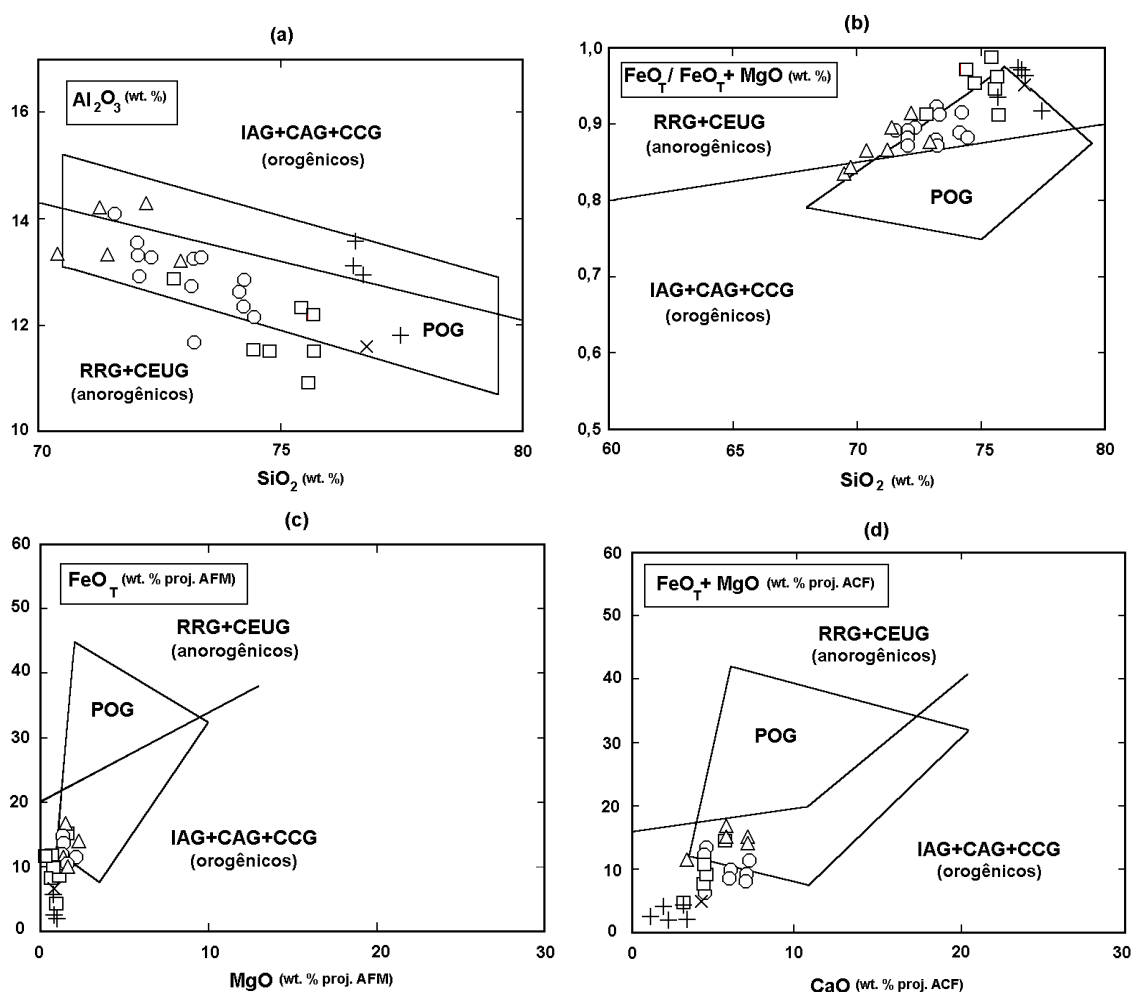


Figura 14: Diagramas de variação Al_2O_3 , $\text{FeO}_T/\text{FeO}_T+\text{MgO}_{\text{mol}}$, $\text{FeO}_T\%_{\text{AFM}}$ e $\text{FeO}_T+\text{MgO}\%_{\text{ACF}}$ x SiO_2 de Maniar & Picoli (1989) para discriminar ambientes tectônicos, aplicados para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

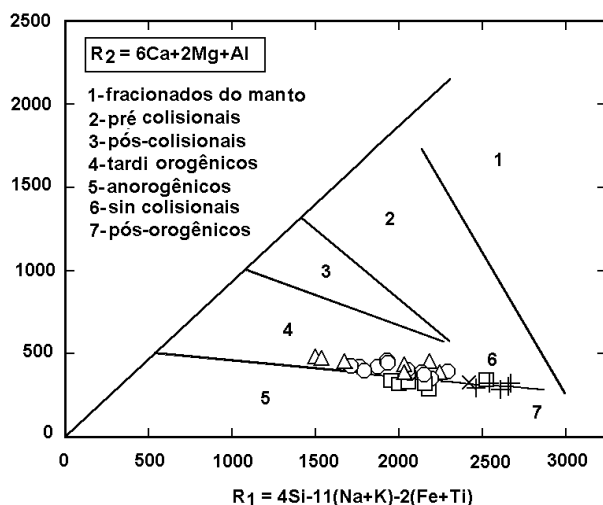


Figura 15: Diagrama multicatiônico R1-R2 (De La Roche *et al.* 1980), com campos discriminantes de ambientes tectônicos adaptados por Batchelor & Bowden (1985), aplicado para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

5.c - COMPORTAMENTO DOS ELEMENTOS TRAÇOS

Os granitos da SIES apresentam teores altos de elementos litófilos de grande raio iônico (LILE), como Rb, Ba e elementos terras raras leves (ETRL). Este comportamento se reflete pelas anomalias positivas de Rb e Ce no diagrama multielementar (Fig. 16). Os teores de elementos de alto potencial iônico (HFSE), como Nb, Y, Zr e elementos terras raras pesadas (ETRP) são menores, embora estes granitos apresentem uma significativa anomalia positiva de Y (Fig. 16) e teores relativamente elevados de Nb (15 a 38ppm).

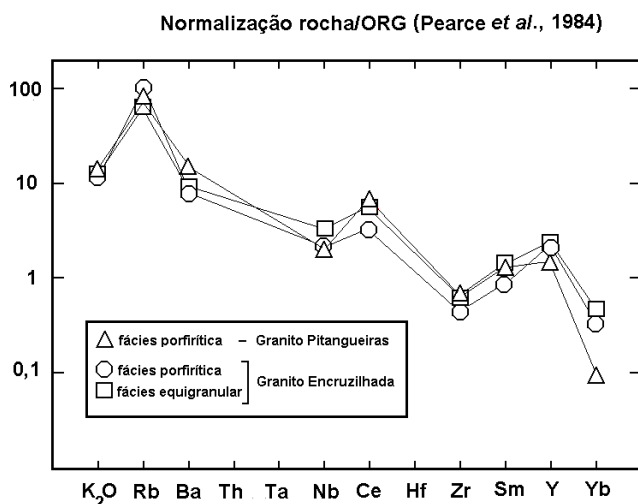


Figura 16: Diagrama multielementar (LILE e HFSE) de Pearce *et al.* (1984), aplicado para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. As amostras plotadas correspondem a composição média de cada corpo e fácies. No Granito Encruzilhada a **fmp** (4amostras) e a **fse** (3 amostras), no Granito Pitangueiras (3 amostra) a fácies monzogranítica.

Nos granitos da SIES observa-se um forte empobrecimento Ba, Sr e Zr com aumento da diferenciação dos corpos graníticos (Fig. 17), tal comportamento é coerente com o fracionamento de feldspatos, biotita e zircão. Hanson (1978) num estudo de modelamento petrogenético de rochas graníticas, utilizando o coeficiente de partição destes elementos traços nas fases minerais (Kd), observou que o Ba é retido pelo feldspato alcalino potássico e pela biotita, e o Sr e o Eu pelos feldspatos. Pearce *et al.* (1984) utilizando o Zr e o Hf como discriminantes de ambientes tectônicos para rochas graníticas, atribuíram o descréscimo destes elementos nos termos mais diferenciados das suítes graníticas ao fracionamento de zircão.

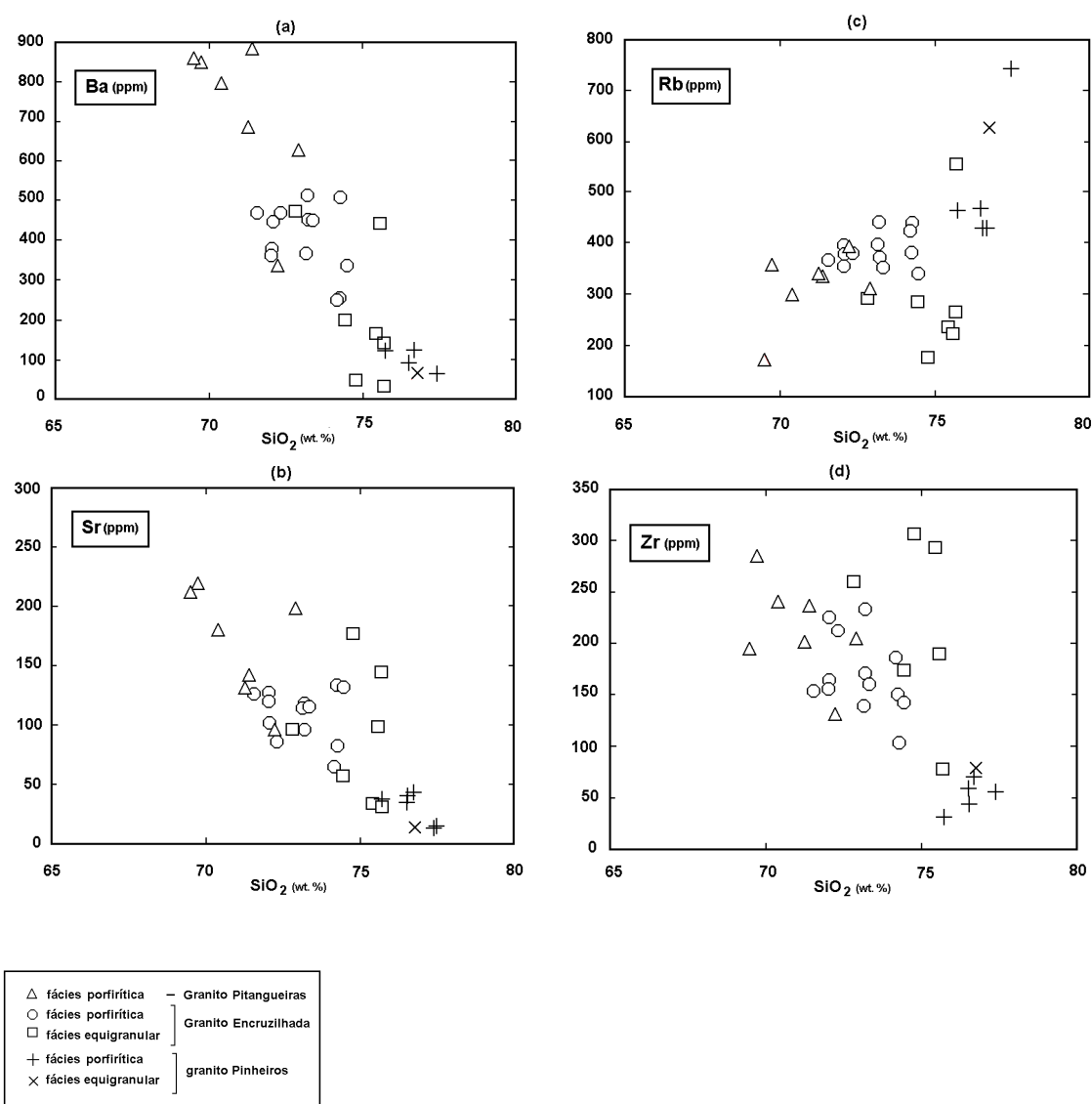


Figura 17: Diagramas Harker de variação dos elementos traços dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

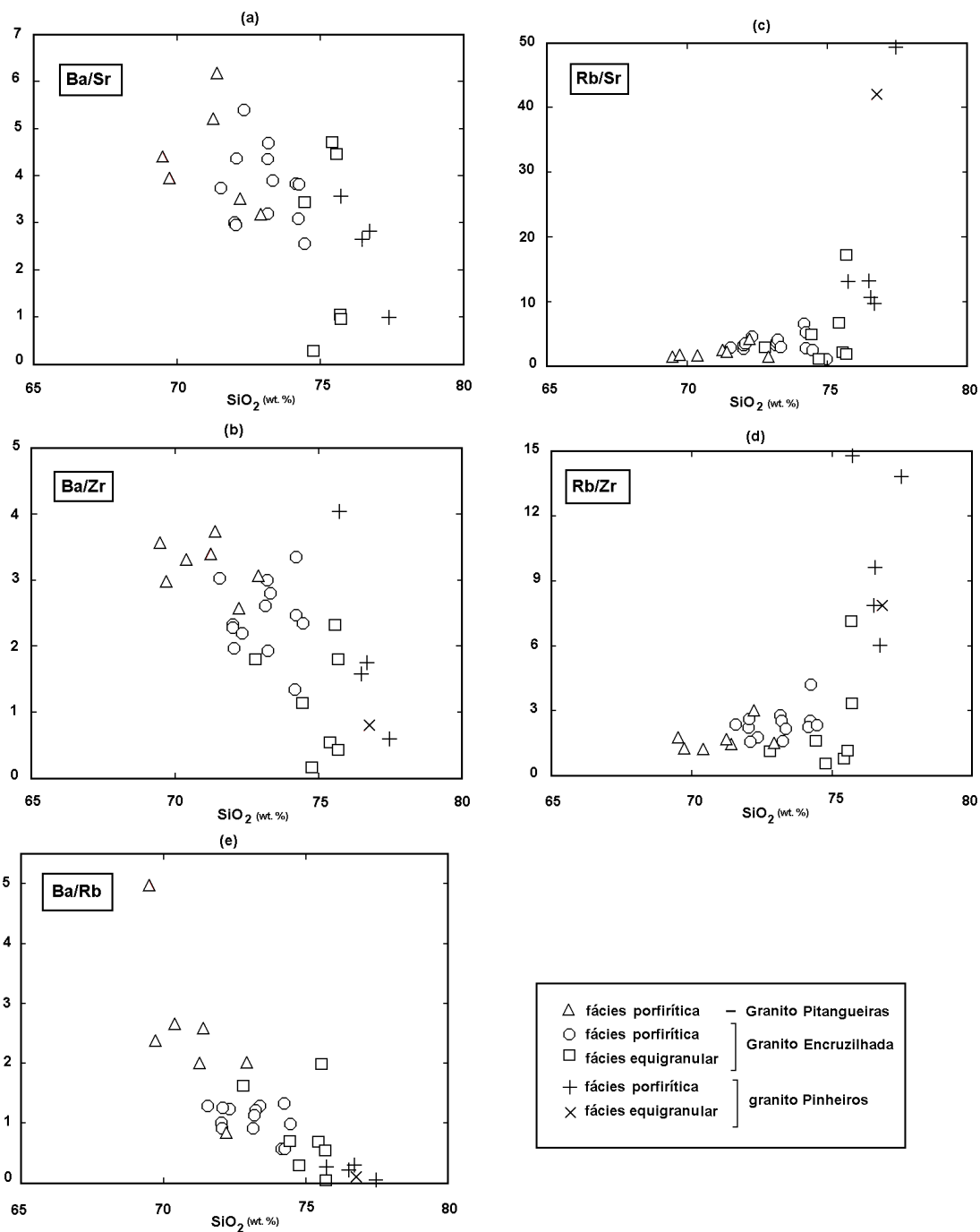


Figura 18: Diagramas Harker de variação das razões entre elementos traços dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul

O Rb apresenta comportamentos distintos, com suave empobrecimento em direção aos termos mais diferenciados da **fse** do Granito Encruzilhada e um enriquecimento adrupto em direção ao granito Pinheiros (Fig. 17). O decréscimo em Rb pode ser produto do fracionamento de biotita que é a fase mineral onde este elemento é mais compatível, com Kd entre 3 e 5 (Hanson, 1978 e Mahood & Hildreth, 1983). O enriquecimento neste elemento pode ser atribuído à remobilização por fluidos. Hanson (1978) atribuiu a remobilização de

alguns LILE (K, Rb, Cs e Ba) das fases minerais à atuação dos fluidos tardios de cristalização e resfriamento de corpos graníticos. Pearce *et al.*, (1984) atribuíram o enriquecimento em Rb, Nb e Y em alguns granitos a um processo de alteração hidrotermal a partir de fluidos ricos em álcalis. No granito Pinheiros e em algumas porções do Granito Encruzilhada, as evidências petrográficas indicam a atuação de fluidos pós-magmáticos e de alteração hidrotermal.

Os teores de Ba, Sr, Zr e Ce (ETRL) são mais elevados no Granito Pitangueiras. Por outro lado, este corpo apresenta as menores concentrações de Rb, Nb, Y e Yb (ETRP) entre os granitos da SIES (Fig. 16).

A **fse** do Granito Encruzilhada apresenta os teores mais elevados de Nb e Sm e Yb, e a **fmp** apresenta os maiores teores de Rb e os menores de Ce, Sm e Zr (Fig. 16).

A relação entre os elementos traços nos granitos da SIES indicam um empobrecimento em Ba e um enriquecimento em Rb em relação ao Sr e ao Zr, com o aumento da diferenciação. Este comportamento é marcado pelo decréscimo das razões Ba/Sr e Ba/Zr, e o aumento das Rb/Sr e Rb/Zr (Fig. 18). Também a razão Ba/Rb superior a 1 em alguns termos dos granitos Encruzilhada e Pitangueiras marca um enriquecimento de Ba em relação ao Rb, e uma tendência contrária nos corpos mais diferenciados da SIES.

No diagrama $(Y+Nb) \times Rb$ (Fig. 19) de Pearce *et al.* (1984) para discriminação dos ambientes tectônicos, os granitos da SIES ocorrem no campo dos granitos intraplacas (WPG), próximo dos campos dos granitos de Skye e da Nigéria, para os quais assumiram um modelo evolutivo envolvendo uma origem mantélica, com facionamento acompanhado de assimilação crustal.

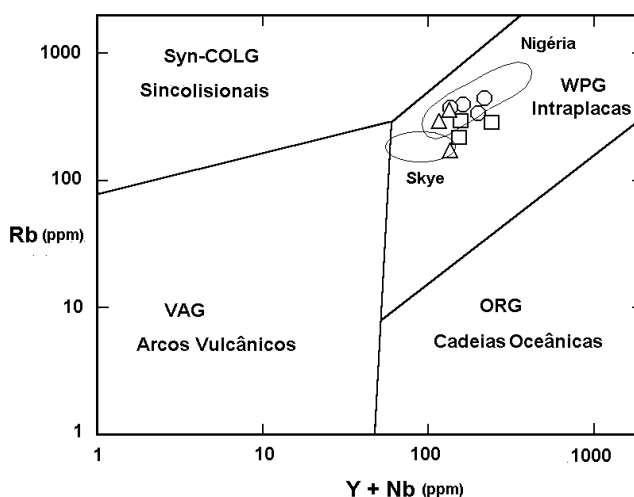


Figura 19: Diagrama Nb+Y x Rb discriminante de ambientes tectônicos (Pearce *et al.*, 1984), aplicados para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. Os campos traçados correspondem aos granitos intraplacas de Skye e da Nigéria.

O padrão dos LILE e HFSE dos granitos da SIES, no diagrama multielementar normalizado pelo ORGⁱ se comparado com os padrões das associações estudadas por Pearce *et al.*, (1984), como as dos granitos intraplacas (WPG), com pouca ou nenhuma contribuição crustal (Rifte de Oslo e Ilhas de Ascensão), ou com os de crosta atenuada com significativa contribuição crustal (Skaegard e Mull), mostra que ele se aproxima mais dos últimos, principalmente, nas concentrações de Ba, Nb, Ce e Sm, diferindo destes por apresentarem mais altos teores de Rb e Y e menores de Zr e Yb (Fig. 20). Quando comparado com os padrões de associações dos granitos de arcos magmáticos (VAG), como os da Jamaica (arcos de ilha) e do Chile (margem continental ativa), ou com os pós-colisionais (Vedrete Ries e Omam). Observa-se que os granitos da SIES apresentam mais altos teores de Nb, Ce, Sm, Y e Rb que estes, mas os conteúdos de Ba, Zr e Yb são próximos (Fig. 21). Estas características acima sugerem que os granitos da SIES em termos de ambiente geotectônico assemelham-se aos granitos intraplacas de crosta atenuada de Pearce *et al.* (1984), mas ainda apresentam alguma assinatura dos granitos de arcos magmáticos de margens continentais ativas seguidas de colisão.

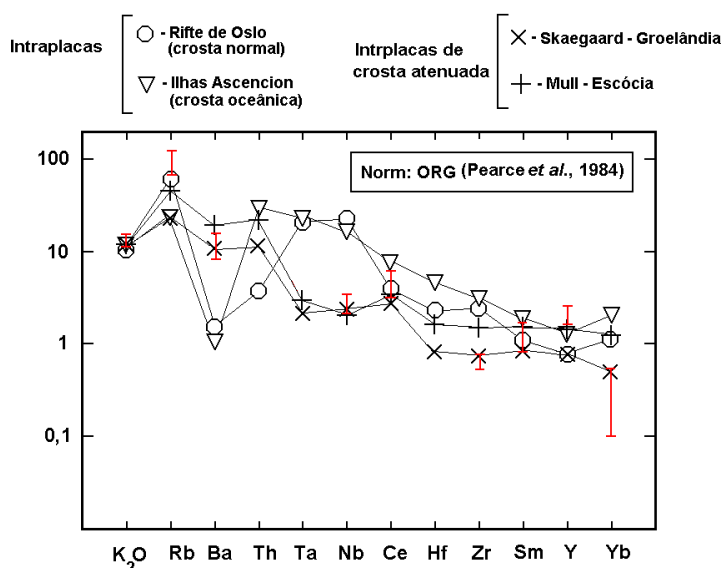


Figura 20: Diagrama multielementar de Pearce *et al.* (1984) para associações de granitoides de ambientes intraplaca. As barras representam os intervalos de variação dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

ⁱ ORG (Oceanic-Ridge Granites) é um padrão hipotético calculado por Pearce *et al.* (1984), cuja composição seria produto de um processo de cristalização fracionada a partir do MORB (Midle Oceanic- Ridge Basalts), sem contaminação crustal.

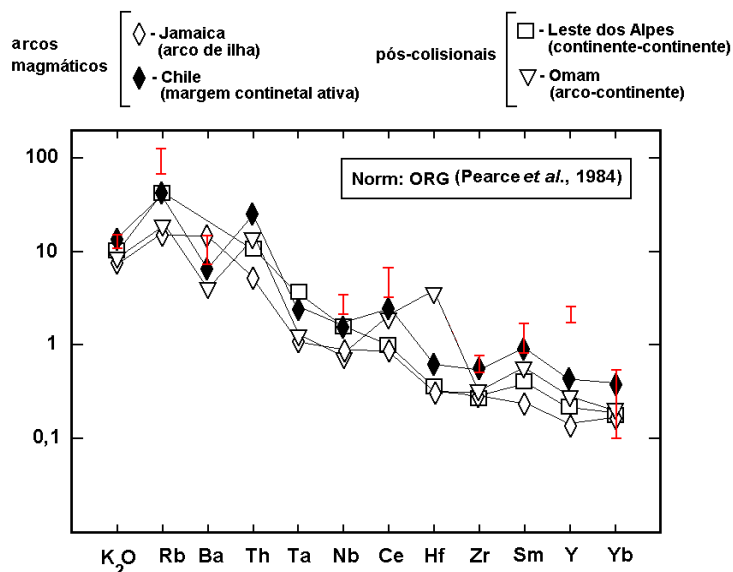


Figura 21: Diagrama multielementar de Pearce *et al.* (1984) para as associações de granitóides de ambientes de arcos magmáticos e pós-colisionais. As barras representam os intervalos de variação dos granitos da Suite Intrusiva Encruzilhada do Sul.

Os altos teores de LILE, como Ba, Rb e Sr podem indicar uma influência de processos orogênicos na geração do magma dos granitos da SIES. Bonin (1990) distinguiu os granitos alcalinos pós-orogênicos dos anorogênicos, através das concentrações de Ba e Sr que seriam maiores nos primeiros. Estas características também podem sugerir uma contribuição crustal nos magmas parentais destes granitos. Pearce *et al.* (1984) atribuiu os altos conteúdos de LILE, marcando um enriquecimento destes em relação aos HFSE, nos granitos intraplaca de crosta atenuada a um maior envolvimento crustal na geração dos magmas.

Contudo, os significativos teores de HFSE nos granitos da SIES podem indicar uma contribuição mantélica. Brown *et al.* (1984) atribuem os altos conteúdos de LILE e a relativa abundância de HFSE nos granitos de arcos magmáticos maduros à uma contribuição de fontes mantélicas intraplacas na geração dos magmas destes. Embora a principal fonte dos granitos de arcos maduros esteja relacionada à fusão parcial da cunha do manto litosférico enriquecido (voláteis e LILE) na zona de subducção, e a evolução acompanhada por processos de assimilação crustal e cristalização fracionada (ACF). Esta contribuição de magmas mantélicos intraplacas aumentaria com a distância da fossa e a espessura da crosta continental.

Os conteúdos e os padrões de ETR nos granitos da SIES, normalizados pelos valores condriticos obtidos por Haskin *et al.* (1968), apresentam algumas características que são comuns e outras que permitem diferenciá-los. O Granito Encruzilhada apresenta teores moderados a altos (Σ ETR entre 236 a 519 ppm) de ETR e padrão de distribuição em forma de asa de gavota (Fig. 22), com fracionamento suave de ETRTP (Gd/LuN entre 1,31 a

2,56), acentuado de ETRL (La/SmN entre 3,66 a 5,21) e moderada anomalia negativa de Eu (Eu/Eu*N entre 0,19 a 0,31).

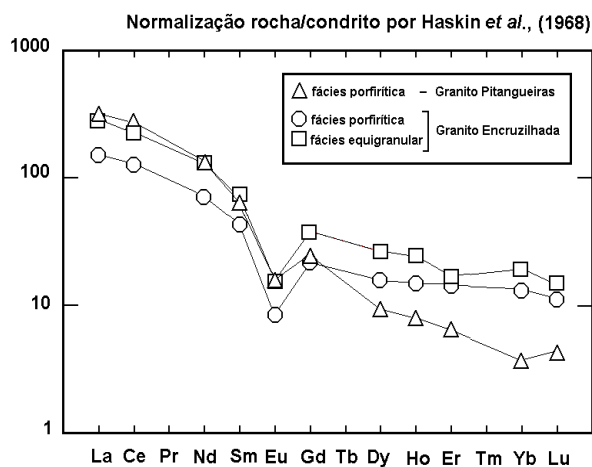


Figura 22: Diagrama de distribuição dos elementos terras raras dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. As amostras plotadas correspondem a composição média de cada corpo e fácies. No Granito Encruzilhada a **fmp** (4 amostras) e a **fse** (3 amostras), no Granito Pitangueiras (3 amostra) da fácies monzogranítica.

A relação entre ETRL e ETRP, reflete-se no suave grau de fracionamento (Ce/YbN entre 8,78 a 15,69). O Granito Pitangueiras também apresenta elevados teores (Σ ETR entre 424 a 469 ppm) de ETR e forma de padrão de distribuição semelhante ao Granito Encruzilhada (Fig. 22). Contudo, difere deste por apresentar grau de fracionamento maior de ETRP (Gd/LuN entre 4,65 a 5,71) e de ETRL (La/SmN entre 5,48 a 5,72), conseqüentemente um maior fracionamento ETRL/ETRP (Ce/YbN entre 62,84 a 93,31), além de anomalia negativa de Eu ligeiramente menor (Eu/Eu*N entre 0,33 a 0,38).

Os ETR nos granitos da SIES apresentam um comportamento variável, com enriquecimento de ETRP e empobrecimento de ETRL com o aumento da diferenciação. Esta tendência inversa foi observada por Nardi (1991) e Pimentel & Charneley (1991) para granitos alcalinos pós-orogênicos.

Os significativos teores de ETR nos granitos da SIES refletem a abundância de minerais acessórios como alanita, zircão, apatita, titanita e fluorita. Estas fases minerais são potenciais concentradoras de ETR (Clark, 1984), pois o coeficiente de distribuição destes elementos nestes minerais são muito elevados ($K_d \gg 1$) nos magmas graníticos (Mahood & Hildreth, 1983, Henderson, 1984 e Pimentel & Charneley, 1991). Conforme estes autores a alanita é o principal concentrador de ETRL e o zircão de ETRP.

Cullers & Graf (1984) numa revisão do comportamento dos ETR nos processos magmáticos de geração e evolução das rochas graníticas atribuíram as anomalias negativas de Eu ao equilíbrio feldspatos/líquido, atingido através de cristalização fracionada ou fusão parcial. Destes processos resultariam segregações cumuláticas ou residuais com anomalias positivas de Eu, que nem sempre ocorrem associadas.

Nos granitos da SIES as pronunciadas anomalias negativas de Eu devem ser produto do fracionamento dos feldspatos e as porções de granulação grossa e aspecto pegmatóide podem corresponder as porções cumuláticas.

Os conteúdos moderados a altos de ETRL, o suave fracionamento de ETRP e as pronunciadas anomalias negativas de Eu são características descritas por Nardi (1991) e Nardi & Bonin (1991) para granitóides pós-orogênicos e anorogênicos da associação alcalina.

Nardi (1987) sugere que os granitos alcalinos pós-orogênicos apresentam um maior grau de fracionamento de ETRP que os granitos anorogênicos, mas que a alta atividade de fluidos dos estágios finais de cristalização pode torná-los mais enriquecidos em ETRP. Este autor ainda descreve alguns exemplos que ressaltam a importância dos fluidos ricos em flúor e cloro na mobilidade dos ETR nos magmas graníticos. A presença de fluorita entre as fases minerais acessórias no Granitos Encruzilhada pode sugerir a participação de fluidos ricos em flúor no processo de enriquecimento de ETR.

Whalen *et al.* (1987) e Ebby (1990 e 1992) utilizaram as concentrações e razões de HFSE e ETR como parâmetros para caracterização geoquímica dos granitos tipo-A.

Nardi (1991) em uma revisão os granitos da associação alcalina observou que estes são enriquecidos em ETR e HFSE, como Nb, Zr, Y e Ga, mas que os termos metaluminosos apresentam teores inferiores aos típicos granitos peralcalinos.

Nardi & Bonin (1991) caracterizando a geoquímica dos granitos alcalinos pós-orogênicos e anorogênicos da Suíte Intrusiva Saibro (SIS), também observaram que os termos peralcalinos (granitos Saibro e Lavras) são mais ricos em HFSE e ETR que os termos metaluminosos (granitos Jaguari e Ramada) da suíte (Fig. 23).

Nos granitos da SIES observou-se que os conteúdos de alguns HFSE e ETR, como Zr e Yb assemelham-se aos dos granitos metaluminosos da SIS, e outros como Nb, Ce e Sm aproximam-se mais dos granitos peralcalinos da suíte. Mas alguns elementos como Rb e Y apresentam conteúdos muito mais elevados nos granitos da SIES que nos da SIS (Fig. 23).

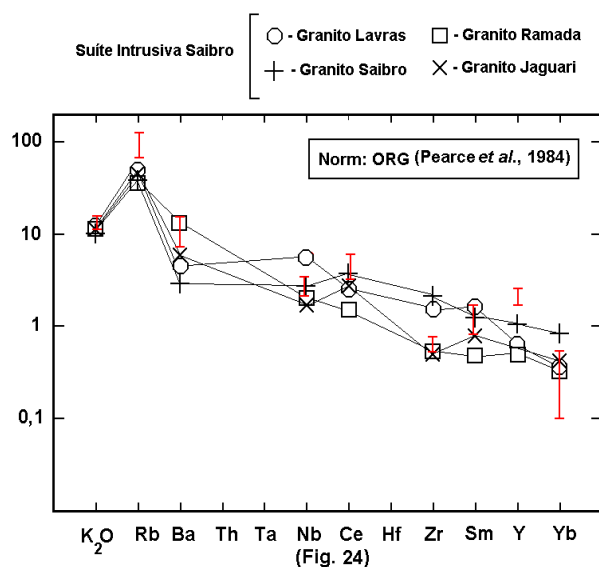


Figura 23: Diagrama multielementar de Pearce *et al.* (1984) para os granitos alcalinos da Suíte Intrusiva Saibro. As barras representam os intervalos de variação dos granitos da SIES.

Os conteúdos de Ga nos granitos da SIES variam entre 16 e 38ppm, aproximando-se dos teores de Ga dos granitos da associação alcalina, em geral superiores a 20ppm (Nardi 1991), e diferindo das concentrações dos granitos cálcio-alcalinos (no máximo 15ppm).

A Suíte Intrusiva Dom Feliciano (SIDF), outra suíte granítica neoproterozóico-cambriana do Batólito Pelotas, corresponderia as manifestações magmáticas tardias de um evento colisional brasileiro (pós-colisionais), com quimismo cálcio-alcalino transicionando para alcalino com aumento da maturidade do arco magmático (Figueredo *et al.*, 1990 e Frantz & Nardi, 1992). Este caráter transicional do quimismo da SIDF, também foi observado por Gastal *et al.* (1995), que utilizando evidências de campo, critérios petrográficos e dados litoquímicos, em parte obtidos pela UFRGS (1992), caracterizaram os granitos desta suíte e distinguiram-os dos granitos da SIES. Nesta caracterização os autores observaram que alguns corpos graníticos da SIDF, como Passo da Mozinha e Cachoeira apresentam quimismo cálcio-alcalino, enquanto outros, como o granito Serra do Herval assemelham-se mais às composições alcalinas. Esta tendência transicional da composição química, somada às evidências de campo permitiram classificar os granitos da SIDF, como cálcio-alcalinos altamente fracionados de ambiente pós-colisional.

Na geoquímica dos elementos traços os granitos da SIES distinguem-se dos granitos da SIDF por apresentarem teores mais elevados de Nb, Y e Ga. Os teores de Ba, Rb, Zr e ETR são semelhantes (Fig. 24). As concentrações mais elevadas destes HFSE nos

granitos da SIES, em relação granitos cálcio-alcinos altamente fracionados da SIDF, corroboram a sua afinidade alcalina.

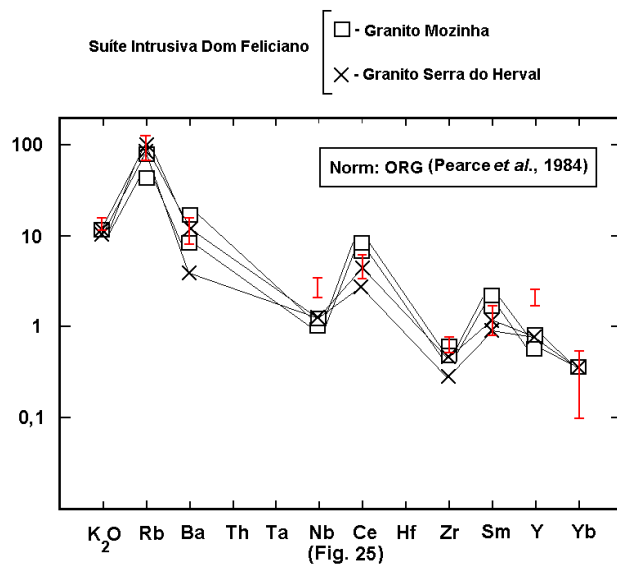


Figura 24: Diagrama multielementar de Pearce *et al.* (1984), para os granitos cálcio-alcinos altamente fracionados da Suíte Intrusiva Dom Feliciano. As barras representam os intervalos de variação dos granitos da SIES.

6 - QUÍMICA MINERAL

6.a - INTRODUÇÃO

A análise química das principais fases minerais que compõem os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul foi importante, pois auxiliou na identificação petrográfica precisa dos minerais, e permitiu uma distinção química mais apurada dos corpos graníticos. Além disso, foram utilizados na caracterização da evolução petrogenética dos granitos desta suíte.

Foram analisados feldspatos (alcalino e plagioclásio), biotitas e anfibólios dos granitos Encruzilhada e Pitangueiras, por método quantitativo (WDS), e minerais opacos e alanitas, por qualitativo (EDS). Também foram analisados minerais de um enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada. Os minerais analisados foram escolhidos devido a importância destes na composição da rocha e na caracterização da suíte.

6.b - FELDSPATO ALCALINO

Nos feldspatos alcalinos utilizou-se perfis longitudinais, com pontos distribuídos das bordas para o núcleo do cristal, em seções paralelas a (110) e (010). Devido a presença de pertitas exsolução foram analisados a hospedeira potássica (ortoclásio/microclínio) e as lamelas sódicas.

No Granito Encruzilhada foi analisado um fenocristal de cada fácies, a composição da fase hospedeira potássica varia de Or_{90} a Or_{98} e as lamelas sódicas entre An_{01} e An_{06} (Tabs. 20 e 21). No Granito Pitangueiras foi analisado um único fenocristal da fácies principal (**fmp**), contando com um número reduzido de análises, onde a fase potássica apresenta uma composição entre Or_{93} e Or_{97} e as lamelas sódicas de An_{04} (Tab. 22) assemelhando-se a do Granito Encruzilhada. A composição dos feldspatos alcalinos de ambas fácies e corpos graníticos correspondem a ortoclásio (ou microclínio) pertítico hospedeiro de lamelas de albita (Figs. 25 e 26).

A análise das lamelas de albita apresentou problema de fechamento, situando-se entre 101 e 102%, podendo estar relacionado a problemas analíticos. Contudo, acredita-se que a proporção dos elementos tenha sido mantida, prestando-se para uma simples caracterização da química mineral.

A suposta zonação dos feldspatos alcalinos, marcada por alternância de níveis de crescimento dipostos de forma concêntrica, parece não ter uma resposta significativa para os elementos maiores, como Na_2O , K_2O e CaO , e nem para o Ba. Talvez

fosse necessário perfis mais completos com número maior de pontos e espaçamento menor, como o de 500 microns utilizado por Michael (1984), e uma calibração específica para o Ba.

elementos % wt. óx.	FK02a borda	FK02b meio	FK02c meio	FK02d núcleo	FK02e meio	FK02f meio	FK02g borda	FNa02a borda	FNa02b meio	FNa 02c núcleo	FNa02d meio	FNa02d borda
SiO ₂	65,19	64,88	65,10	65,21	65,30	65,14	65,77	69,40	69,94	68,41	67,55	67,69
Al ₂ O ₃	18,63	18,82	18,96	18,80	18,60	18,49	18,78	19,94	19,87	20,44	20,81	20,09
FeO	0,04	0,04	0,06	0,06	0,09	0,07	0,08	0,07	-	0,04	0,11	0,04
CaO	0,01	0,05	0,01	0,01	-	0,01	0,01	0,23	0,31	0,88	0,67	1,05
Na ₂ O	0,29	1,10	0,44	0,79	0,30	0,21	0,72	12,36	12,06	11,65	11,82	12,41
K ₂ O	16,53	15,36	16,44	15,73	16,52	16,73	16,00	0,02	0,09	0,12	0,09	0,05
BaO	0,11	0,10	0,05	0,09	0,03	0,21	0,18	-	-	0,05	0,04	0,02
Total	100,81	100,36	101,06	100,69	100,90	100,86	101,53	102,02	102,28	101,58	101,10	101,36
componentes dos feldspatos												
Ab	2,60	9,97	3,91	2,09	2,72	1,87	6,42	98,86	98,12	95,40	96,50	93,75
Or	97,33	89,95	96,06	97,85	97,28	98,09	93,50	0,11	0,47	0,63	0,47	-
An	0,07	0,26	0,03	0,06	-	0,05	0,03	1,03	1,41	3,98	3,04	6,25

Tabela 20: Análise química mineral da porção hospedeira potássica (FK) e das lamelas sódicas (FNa) das pertitas de um fenocristal de feldspato alcalino da fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada. Amostra MV- 38.

elementos % wt. óx.	FK01a borda	FK01b núcleo	FK01c núcleo	FK01d borda	FNa01a borda	FNa01b meio	FNa01c núcleo	FNa01d meio	FNa01e borda
SiO ₂	64,43	64,21	64,82	64,12	66,78	67,87	67,67	67,70	68,42
Al ₂ O ₃	17,85	18,24	18,47	18,29	20,47	19,99	19,96	20,05	19,75
FeO	0,11	0,03	0,07	0,07	0,05	0,01	-	0,01	0,04
CaO	0,07	0,02	0,02	0,04	1,49	0,85	0,82	0,95	0,24
Na ₂ O	0,52	0,69	0,77	0,61	12,62	12,59	12,73	13,02	13,12
K ₂ O	15,73	16,17	15,82	15,93	0,10	0,09	0,10	0,10	0,09
BaO	0,13	0,35	0,26	0,39	-	-	-	0,04	-
Total	98,83	99,72	99,52	99,45	101,50	101,41	101,28	101,87	101,65
componentes dos feldspatos									
Ab	5,05	5,88	5,63	5,94	93,04	95,50	95,56	95,55	99,10
Or	94,95	94,12	94,24	94,06	0,87	0,90	0,88	0,85	-
An	-	-	-	-	6,09	3,60	3,57	3,60	0,90

Tabela 21: Análise química da porção hospedeira potássica (FK) e das lamelas sódicas (FNa) das pertitas de um fenocristal de feldspato alcalino da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada. Amostra MV-51.

elementos % wt. óx.	FK 03a borda	FK03b núcleo	FNa03 núcleo
SiO ₂	63,85	65,02	68,15
Al ₂ O ₃	18,39	18,83	20,42
FeO	0,18	-	0,02
CaO	0,02	0,02	0,96
Na ₂ O	0,35	0,82	11,54
K ₂ O	16,36	15,82	0,12
BaO	0,34	0,29	0,04
Total	99,48	100,80	101,24
componentes dos feldspatos			
Ab	3,14	7,30	95,10
Or	96,78	92,60	0,98
An	0,08	0,09	3,92

Tabela 22: Análise química mineral da porção hospedeira potássica (FK) e das lamelas sódicas (FNa) das pertitas de um fenocristal de feldspato alcalino da fácies monzogranítica do Granito Pitangueiras. Amostra MV-48.

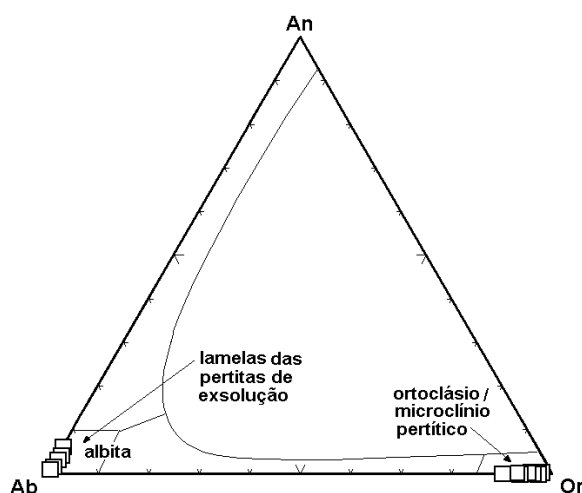


Figura 25: Diagrama An-Ab-Or (adaptado de Deer *et al.*, 1981) para a classificação química mineral dos feldspatos alcalinos da fácies sienogranito equigranular do Granito Encruzilhada.

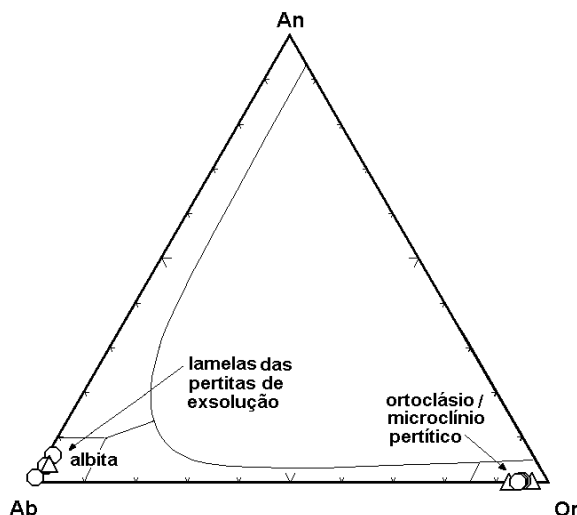


Figura 26: Diagrama An-Ab-Or (adaptado de Deer *et al.*, 1981) para classificação química mineral dos feldspatos alcalinos das fácies monzogranito porfíritico dos granitos Encruzilhada e Pitangueiras.

A pequena representatividade das análises químicas dos feldspatos alcalinos, devido ao reduzido número de pontos analisados e a metodologia utilizada pode ter a validade questionada quanto a utilização em considerações petrogenéticas mais elaboradas, como no modelamento magmático, na determinação dos caminhos de cristalização dos feldspatos, ou aplicação destes como geotermômetros.

Contudo, a caracterização da composição dos feldspatos dos granitos da SIES, onde os valores do componente ortoclásio geralmente superiores a 90% ($>Or_{90}$), indicaram um reequilíbrio em condições *subsólidas*, uma vez que a composição dos feldspatos potássicos nos magmas graníticos variam entre Or_{65} a Or_{85} , como observado nas determinações e experimentos de Fuhrman & Lindsley (1988), Elkins & Grove (1990), Bladh

(1980) *apud* Neckvasil (1991) e Stimack & Wark (1992). Outro fato que corrobora esse evento *subsolidus* é a abundância de microclínio, nos granitos da SIES, um feldspato em geral de mais baixa temperatura e menor simetria (cf. Deer *et al.* 1981).

6.c - PLAGIOCLÁSIO

A presença de zonações óptica nos plagioclásios requereu a execução de perfis pontuais núcleo-bordo dos cristais, em diversas seções, visando identificar a variação composicional.

Os fenocristais de plagioclásio da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada são predominantemente oligoclásios (Fig. 27), em geral as porções de núcleo são mais cálcicas, com a composição variando entre An_{25} e An_{29} (Tab. 23), e as bordas são mais sódicas, com An_{15} a An_{18} (Tab. 24), caracterizando uma zonação normal. Todavia, alguns cristais apresentam recorrência de composição mais cálcica nas porções intermediárias e de borda, indicando uma zonação reversa ou oscilatória.

elementos % wt. óx.	PL01 núcleo	PL01b bordo	PL02a núcleo	PL02b bordo	PL03a bordo	PL03b meio	PL04a meio	PL04b núcleo	PL05a núcleo	PL05b meio	PL05c bordo	PL05d meio	PL05e bordo
SiO ₂	65,13	64,76	65,59	65,93	65,99	63,61	62,41	64,60	61,90	61,68	62,97	62,88	61,35
Al ₂ O ₃	21,94	21,66	21,28	21,28	22,00	22,85	23,53	22,38	23,91	23,91	22,96	23,32	24,27
MgO	-	-	0,01	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,09	0,09	0,06	0,03	0,11	0,10	0,11	0,05	0,16	0,13	0,11	0,13	0,13
CaO	2,82	2,74	2,31	2,31	2,90	3,86	4,81	3,48	5,34	5,52	4,38	4,52	5,72
Na ₂ O	8,83	9,04	9,14	9,47	9,02	8,46	7,92	8,64	7,49	7,52	8,28	8,15	7,55
K ₂ O	0,33	0,27	0,24	0,23	0,25	0,22	0,19	0,18	0,41	0,31	0,25	0,34	0,29
Total	99,14	98,56	98,64	99,25	100,29	99,10	98,97	99,34	99,16	99,07	98,93	99,34	99,32
componentes dos feldspatos													
Ab	83,28	84,24	86,41	86,90	83,63	78,80	74,01	80,89	69,94	69,80	76,22	74,97	69,21
Or	2,05	1,65	1,50	1,39	1,52	,34	1,16	0,10	2,50	1,88	1,51	2,05	1,79
An	14,67	14,11	12,09	11,72	14,85	19,86	4,83	18,01	27,56	28,33	22,27	22,97	29,01

Tabela 23: Análise química dos cristais de plagioclásio (PL) da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada. Amostra MV- 51.

elementos % wt. óx.	PL10a núcleo	PL10b interm.	PL10c interm.	PL10d bordo
SiO ₂	54,99	54,85	56,32	60,59
Al ₂ O ₃	28,22	28,69	28,09	25,20
MgO	-	-	-	-
FeO	0,09	0,09	0,13	0,02
CaO	10,45	10,46	10,26	6,59
Na ₂ O	5,04	5,02	5,39	7,11
K ₂ O	0,10	0,10	0,01	0,08
Total	98,90	99,22	100,30	99,59
componentes dos feldspatos				
Ab	46,30	46,19	48,46	65,76
Or	0,64	0,63	0,57	0,54
An	53,06	53,18	50,97	33,71

Tabela 24 : Análise química dos cristais de plagioclásio (PL) do enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada. Amostra MV-05.

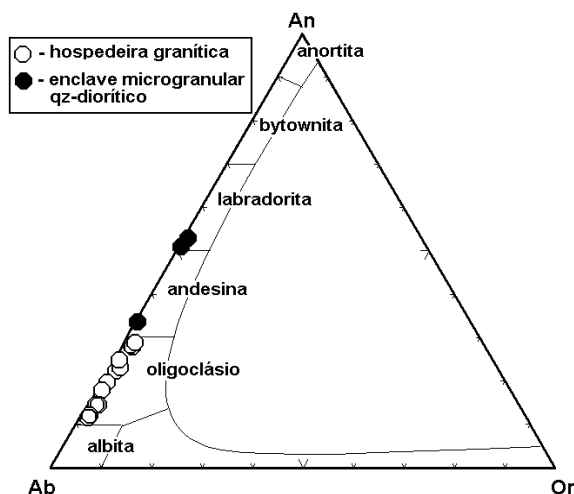


Figura 27: Diagrama An-Ab-Or (adaptado de Deer *et al.*, 1981) para classificação da composição química mineral dos plagioclásios da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada.

No enclaves microgranular sem contaminação da hospedeira, o Granito Encruzilhada, a composição do plagioclásio varia. Nas porções de núcleo é labradorítica, com An_{53} a An_{51} (Tab. 24), e nos bordos correspondem a andesina com An_{34} , refletindo zonações e contrastando com a composição do plagioclásio hospedeira (Fig. 27).

No Granito Pitangueiras a variação na composição dos plagioclásios é maior (Fig. 28), ocorrendo andesinas (An_{31} a An_{38}), oligoclásios (An_{23} a An_{30}) e albitas (An_{10}) (Tab. 25). Ocorrem zonações normais, com núcleos mais cálcicos (andesinas) e bordos mais sódicos (oligoclásio e albita), mas também foi observada zonação oscilatória e reversa.

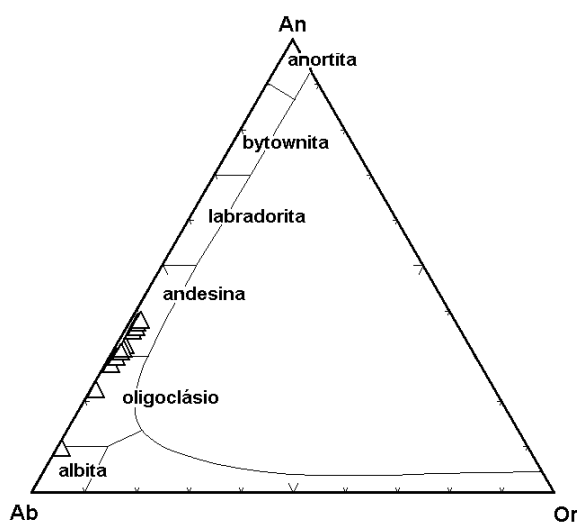


Figura 28: Diagrama An-Ab-Or (adaptado de Deer *et al.*, 1981) para classificação da composição química mineral dos plagioclásios da fácies monzogranítica do Granito Pitangueiras.

elementos % wt. óx.	PL06a núcleo	PL06b interm.	PL06c interm.	PL06d interm.	PL06e bordo	PL07a bordo	PL07b núcleo	PL08a bordo	PL08b interm.	PL08c núcleo	PL08d interm.	PL08e bordo
SiO ₂	61,18	61,74	60,17	61,49	66,69	60,44	60,25	64,29	60,04	59,84	59,20	61,56
Al ₂ O ₃	24,81	24,45	24,91	24,16	20,94	25,64	25,67	23,77	25,69	24,39	25,91	24,39
MgO	0,01	0,02	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
FeO	0,04	0,04	0,04	-	-	0,05	0,18	0,19	0,03	0,05	0,02	0,01
CaO	6,24	6,01	6,41	5,42	1,87	7,10	6,92	4,51	7,05	7,00	7,47	5,77
Na ₂ O	7,23	7,17	7,18	7,59	9,58	6,79	6,61	8,38	6,92	6,86	6,72	7,44
K ₂ O	0,28	0,23	0,18	0,16	0,11	0,19	0,22	0,14	0,27	0,17	0,23	0,12
Total	99,78	99,67	98,89	98,82	99,19	100,21	99,69	101,28	100,00	99,55	99,54	99,23
componentes dos feldspatos												
Ab	66,55	67,34	66,24	71,00	89,17	62,63	62,50	76,42	62,92	63,30	61,12	69,49
Or	1,68	1,45	1,07	0,98	0,66	1,16	1,35	0,82	1,61	1,02	1,35	0,75
An	31,77	31,21	32,68	28,02	9,67	36,21	36,14	22,76	35,47	35,69	37,53	29,75

Tabela 25a: Análise química dos cristais de plagioclásio (PL) da fácies monzogranítica do Granito Pitangueiras. Amostra MV-48.

A diferença na composição dos plagioclásios dos corpos graníticos reflete os contrastes composicionais entre estes, pois os monzogranitos do Granito Pitangueiras são mais ricos em CaO que os do Granito Encruzilhada. Além disso, o processo de mistura de magmas, que pode explicar as recorrências cálcicas nas zonações reversa e oscilatória, foi mais efetivo no Granito Pitangueiras que no Granito Encruzilhada.

Os valores elevados do componente anortita nos plagioclásios dos enclaves microgranular sem contaminação da hospedeira granítica, reflete um magma original de composição básica.

Foram repetidas algumas análises (Tab. 25b), buscando quantificar os teores de Ba e Sr nos plagioclásios, numa tentativa de identificar possíveis zonações, e para utilizar no modelamento magmático com elementos traços. Mas, não foram obtidos resultados satisfatórios, pois na maioria cristais analisados os teores estavam abaixo do limite de detecção para a calibração utilizada. É provável que além de uma calibração adequada para elementos traços também se fizesse necessário perfis com maior número de pontos e espaçamento menor, como o de 100 microns utilizado por Michael (1984).

elementos % wt. óx.	PL09a núcleo	PL09b interm.	PL09c bordo	PL09d bordo	PL09e interm.	PL09f núcleo
SiO ₂	59,50	59,27	60,82	62,25	60,37	59,83
Al ₂ O ₃	26,17	25,88	24,86	24,63	24,87	25,87
MgO	0,02	-	-	-	-	0,01
FeO	0,01	-	0,01	0,09	0,01	-
Sr	0,01	-	-	-	-	-
Ba	0,08	0,07	0,05	-	-	-
CaO	7,50	7,40	6,16	5,85	6,39	7,18
Na ₂ O	6,52	6,39	7,22	7,51	7,18	6,59
K ₂ O	0,24	0,18	0,16	0,13	0,26	0,22
Total	100,05	99,36	99,29	100,46	99,07	99,71
componentes dos feldspatos						
Ab	60,24	60,90	67,30	69,36	66,01	61,58
Or	1,48	1,08	0,97	0,77	1,55	1,39
An	38,28	38,03	31,73	29,87	32,44	37,03

Tabela 25b: Análise química dos cristais de plagioclásio (PL) da fácies monzogranítica do Granito Pitangueiras, com Ba e Sr. Amostra MV-48.

A aplicação da composição dos plagioclásios dos granitos da SIES nos geotermômetros dos pares de feldspatos como os utilizados por Fuhrman & Lindsley (1988) e Elkins & Groves (1990), teria complicações com os critérios de contemporaneidade entre as fases, alguns plagioclásios são mais precoces que os alcalinos. Além disso, as reações *subsolidus* nos feldspatos alcalinos mascararam a composição inicial destes.

6.d - BIOTITA

Na análise das biotitas houve um problema de fechamento, pois a maior parte dos pontos analisados fecharam entre 96 e 98% mesmo com o cálculo estequiométrico da H₂O (Tab. 26). Este erro foi atribuído a problemas na obtenção de um polimento adequado para as biotitas. No entanto, acredita-se que as proporções entre os elementos tenha sido mantida e que as análises podem ser utilizadas levando-se em conta as limitações dos resultados obtidos.

elementos % wt. óx.	BT01a bordo	BT01b bordo	BT01c núcleo	BT02a núcleo	BT02b bordo	BT02c bordo	BT03a núcleo	BT03b bordo
SiO ₂	35,03	35,36	35,04	35,01	35,44	35,13	34,98	34,75
TiO ₂	3,97	4,11	3,49	3,23	3,43	3,33	3,60	3,71
Al ₂ O ₃	13,39	13,73	13,22	13,72	14,55	13,93	13,78	13,54
Cr ₂ O ₃	0,02	-	-	0,01	0,03	-	-	0,04
FeO _T	26,65	26,25	26,53	26,75	25,10	26,33	27,38	26,81
MnO	0,45	0,43	0,38	0,39	0,35	0,43	0,53	0,38
MgO	4,47	4,47	4,80	4,53	4,47	4,39	4,20	4,39
CaO	-	0,01	-	-	0,02	-	-	0,05
Na ₂ O	-	0,02	-	0,04	-	0,02	-	0,01
K ₂ O	9,16	9,40	9,35	9,17	9,15	9,17	9,22	9,14
H ₂ O	3,32	3,41	3,28	3,29	3,10	3,38	3,40	3,26
F	0,70	0,59	0,84	0,73	1,14	0,55	0,55	0,77
O≡F	- 0,29	- 0,25	- 0,35	- 0,31	- 0,48	- 0,23	- 0,23	- 0,33
Total	96,88	97,54	96,54	96,56	96,31	96,48	97,43	96,52
fórmula estrutural								
Si _{IV}	5,76	5,75	5,80	5,78	5,83	5,77	5,73	5,75
Al _{IV}	2,24	2,25	2,20	2,22	2,17	2,23	2,27	2,25
Al _{VI}	0,35	0,38	0,37	0,44	0,65	0,47	0,39	0,36
Cr _{VI}	*	-	-	*	*	-	-	*
Ti _{VI}	0,49	0,50	0,43	0,40	0,42	0,41	0,44	0,49
Mg _{VI}	1,10	1,08	1,18	1,11	1,09	1,07	1,02	1,15
Fe _{VI}	3,67	3,57	3,67	3,69	3,45	3,62	3,75	3,67
Mn _{VI}	0,06	0,06	0,05	0,05	0,05	0,06	0,06	0,06
Ca	-	*	*	-	*	-	-	*
Na	-	*	-	0,01	-	0,01	0,01	-
K	1,92	1,95	1,97	1,93	1,92	1,92	1,92	1,94
Σ cátions	15,59	15,55	15,68	15,65	15,59	15,57	15,60	15,67

Tabela 26a: Análise química das biotitas (BT) da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada, e a fórmula estrutural normalizada a 24 oxigênios pelo programa MINFILE 2.0. Os elementos com asterisco apresentam valores na terceira casa decimal. Amostra MV-34.

As biotitas mostraram-se minerais adequados para distinguir os corpos graníticos da Suite Intrusiva Encruzilhada do Sul. Apesar de serem todas de composição

anítica, apresetaram uma sensível variação nos teores de Al_{IV} e na razão #Fe (Fe/Fe+Mg). A componente flogopítica, com menor #Fe, é maior nas biotitas do Granito Pitangueiras e no enclave microgranular, que no Granito Encruzilhada. A componente siderofilita, com teores mais altos de Al_{IV} e maior # Fe, é mais elevada nas biotitas da fácies sienogranítica (**fse**), que na monzogranítica (**fmp**) do Granito Encruzilhada (Fig. 29).

elementos % wt. óx.	BT04a interm.	BT04b núcleo	BT04c bordp	BT04d franja	BT04a interm.	BT04b núcleo	BT04c bordo	BT04b franja
SiO ₂	34,95	34,83	34,88	34,47	34,48	34,29	34,22	34,51
TiO ₂	3,94	3,87	3,25	2,24	3,47	3,93	3,28	2,13
Al ₂ O ₃	13,46	13,13	14,06	16,49	13,51	13,41	13,84	16,60
Cr ₂ O ₃	0,02	0,01	0,02	-	-	-	0,02	0,02
FeO _T	26,67	27,12	26,58	25,88	26,86	27,00	27,16	25,31
MnO	0,40	0,41	0,43	0,48	0,55	0,55	0,49	0,43
MgO	4,71	4,37	4,20	4,11	4,29	4,30	4,27	4,10
CaO	-	0,01	-	0,02	0,01	-	0,01	-
Na ₂ O	-	-	0,05	0,01	0,04	-	0,03	0,04
K ₂ O	9,23	9,09	9,13	9,17	9,19	9,14	9,14	9,19
H ₂ O	3,19	3,60	3,51	3,21	3,45	3,34	3,36	3,31
F	0,95	0,11	0,29	0,95	0,26	0,47	0,44	0,62
Cl	-	-	-	-	0,18	0,18	0,17	0,20
O≡F	-0,40	-0,05	-0,12	-0,40	-0,11	-0,20	-0,18	-0,26
O≡Cl	-	-	-	-	-0,04	-0,04	-0,04	-0,05
Total	97,14	96,52	96,29	96,71	96,14	96,32	96,20	96,17
fórmula estrutural								
Si _{IV}	5,75	5,72	5,73	5,65	5,71	5,69	5,69	5,67
Al _{IV}	2,25	2,28	2,26	2,34	2,29	2,31	2,31	2,33
Al _{VI}	0,36	0,27	0,49	0,84	0,35	0,31	0,40	0,88
Cr _{VI}	*	*	*	-	-	-	*	*
Ti _{VI}	0,49	0,48	0,40	0,28	0,43	0,49	0,41	0,26
Mg _{VI}	1,16	1,07	1,03	1,00	1,06	1,06	1,06	1,00
Fe _{VI}	3,67	3,73	3,65	3,55	3,72	3,75	3,77	3,47
Mn _{VI}	0,06	0,06	0,06	0,07	0,08	0,07	0,07	0,06
Ca	-	*	*	*	*	-	*	-
Na	-	-	-	*	0,01	-	0,01	0,01
K	1,94	1,91	1,97	1,94	1,94	1,93	1,94	1,92
Σ cátions	15,67	15,51	15,54	15,69	15,60	15,62	15,66	15,62

Tabela 26b: Análise química das biotitas (BT) da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada, e a fórmula estrutural normalizada a 24 oxigênios pelo programa MINFILE 2.0. Alguns pontos foram reanalisados para flúor e cloro. Os elementos com asterisco apresentam valores na terceira casa decimal. Amostra MV-34.

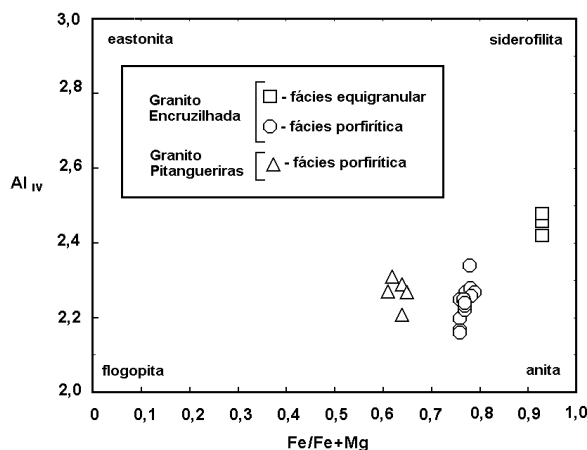


Figura 29: Diagrama Al_{IV} x Fe/Fe+MgO para distinção da composição química mineral das biotitas dos granitóides da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul.

Foi analisado flúor e algumas amostras foram reanalisadas para cloro. As biotitas do Granito Encruzilhada apresentaram teores baixos de F (< 0,30%) e altos de Cl (0,41 a 0,44%) na **fse** (Tab. 27), contrastando com as concentrações médias de F, em geral entre 0,44 e 0,95%, e baixas de Cl (0,17 a 0,20%) das biotitas da **fmp** (Tab. 26b). No Granito Pitangueiras os teores de F nas biotitas são mais altos (0,91 a 1,51%) que no Granito Encruzilhada (Tab. 28), e os teores Cl apresentam valores médios (0,31 a 0,36%).

elementos	%	BT08a	BT08b	BT09a	BT09b	BT09a	BT09b	BT09c
wt. óx.		bordo	núcleo	núcleo	bordo	núcleo	bordo	bordo
SiO ₂		32,85	32,58	33,54	33,24	33,40	33,48	33,80
TiO ₂		2,38	2,43	4,02	3,96	3,99	4,31	3,76
Al ₂ O ₃		13,51	13,01	12,64	12,46	12,73	12,74	12,79
Cr ₂ O ₃		-	-	0,01	*	0,01	*	-
FeO _T		35,92	35,35	33,99	34,48	34,31	34,08	34,19
MnO		0,29	0,39	0,40	0,43	0,41	0,42	0,45
MgO		1,50	1,53	1,45	1,42	1,32	1,42	1,38
CaO		0,05	0,10	0,01	0,03	0,03	-	0,04
Na ₂ O		-	-	-	-	-	-	-
K ₂ O		8,30	8,25	9,11	8,96	9,03	9,04	8,99
H ₂ O		3,50	3,51	3,60	3,44	3,45	3,37	3,50
F		0,13	0,03	-	0,28	0,07	0,24	-
Cl		-	-	-	-	0,41	0,44	0,42
O≡F		- 0,06	- 0,01	-	- 0,12	- 0,03	- 0,10	-
O≡Cl		-	-	-	-	- 0,09	- 0,10	- 0,09
Total		98,38	97,16	98,20	98,61	99,06	99,29	99,23
		fórmula estrutural						
Si _{IV}		5,52	5,54	5,58	5,58	5,58	5,58	5,62
Al _{IV}		2,48	2,46	2,42	2,42	2,42	2,42	2,38
Al _{VI}		0,20	0,15	0,06	0,04	0,09	0,08	0,12
Cr _{VI}		-	-	*	*	*	*	-
Ti _{VI}		0,30	0,31	0,50	0,50	0,50	0,54	0,47
Mg _{VI}		0,38	0,39	0,36	0,35	0,33	0,35	0,34
Fe _{VI}		5,05	5,03	4,73	4,84	4,79	4,75	4,75
Mn _{VI}		0,04	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06	0,06
Ca		0,01	0,02	*	*	0,01	-	*
Na		-	-	-	-	-	-	-
K		1,78	1,79	1,93	1,92	1,92	1,92	1,91
Σ cátions		15,76	15,75	15,64	15,72	15,70	15,71	15,67

Tabela 27: Análise química das biotitas (BT) da fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada, e a fórmula estrutural normalizada a 24 oxigênios pelo programa MINFILE 2.0. Alguns pontos foram reanalisados para flúor e cloro. Os elementos com asterisco apresentam valores na terceira casa decimal. Amostra MV-38.

A variação composicional nas biotitas é marcada pelas concentrações mais elevadas de magnésio nos enclaves microgranulares (Tab. 29) e no Granito Pitangueiras (Tab. 28), que podem ser reflexo de uma composição mais primitiva e de uma maior interação com magmas mais básicos, respectivamente.

elementos % wt. óx.	BT05a bordo	BT05b núcleo	BT06 núcleo	BT07a núcleo	BT07b bordo.	BT06 núcleo	BT07a núcleo	BT07b bordo
SiO ₂	35,72	35,94	36,35	36,30	36,59	35,90	35,87	36,01
TiO ₂	2,76	2,50	2,72	2,54	2,28	2,88	2,40	2,33
Al ₂ O ₃	15,30	15,24	15,23	15,67	15,56	15,63	15,73	15,05
Cr ₂ O ₃	-	-	0,05	0,02	0,07	-	0,03	-
FeO _T	23,26	23,67	22,44	23,54	23,46	22,50	23,95	23,33
MnO	0,12	0,19	0,14	0,14	0,19	0,09	0,17	0,21
MgO	7,32	7,33	8,12	8,10	7,52	7,65	8,02	7,88
CaO	0,01	-	-	0,01	0,02	0,01	-	-
Na ₂ O	0,01	-	0,08	0,06	0,04	-	0,02	-
K ₂ O	9,69	9,48	9,79	9,61	9,52	9,79	9,85	9,78
H ₂ O	3,23	3,33	3,37	3,25	3,07	3,43	3,65	3,42
F	1,09	0,91	0,91	1,22	1,51	0,59	0,22	0,58
Cl	-	-	-	-	-	0,34	0,36	0,31
O≡F	-0,46	-0,38	-0,38	-0,51	-0,63	-0,25	-0,09	-0,24
O≡Cl	-	-	-	-	-	-0,08	-0,08	-0,07
Total	98,05	98,25	98,85	100,00	99,21	98,49	100,11	98,60
fórmula estrutural								
Si _{IV}	5,71	5,73	5,73	5,69	5,79	5,68	5,59	5,71
Al _{IV}	2,29	2,27	2,27	2,31	2,21	2,32	2,40	2,29
Al _{VI}	0,59	0,59	0,55	0,58	0,69	0,59	0,49	0,85
Cr _{VI}	-	-	-	*	0,01	-	*	-
Ti _{VI}	0,33	0,30	0,32	0,30	0,27	0,34	0,28	0,28
Mg _{VI}	1,75	1,74	1,91	1,89	1,77	1,80	1,87	1,86
Fe _{VI}	3,11	3,15	2,96	3,09	3,11	2,98	3,12	3,10
Mn _{VI}	0,02	0,03	0,02	0,03	0,02	0,01	0,02	0,03
Ca	*	-	-	*	*	*	*	-
Na	*	-	0,03	0,02	0,01	*	*	-
K	1,98	1,93	1,97	1,92	1,92	1,97	1,96	1,98
Σ cátions	15,78	15,74	15,76	15,83	15,82	15,70	15,76	15,78

Tabela 28: Análise química das biotitas (BT) da fácies monzogranítica do Granito Pitangueiras, e a fórmula estrutural normalizada a 24 oxigênios pelo programa MINFILE 2.0. Alguns pontos foram reanalisados para flúor e cloro. Os elementos com asterisco possuem valores na terceira casa decimal. Amostra MV-48.

elementos % wt. óx.	BT10	BT11	BT12	BT13
SiO ₂	35,87	34,77	35,63	36,17
TiO ₂	3,12	2,53	3,07	3,45
Al ₂ O ₃	13,37	13,60	13,77	13,68
Cr ₂ O ₃	-	-	-	*
FeO _T	25,86	25,99	25,93	25,77
MnO	0,31	0,32	0,36	0,26
MgO	6,92	6,98	7,12	7,24
CaO	-	0,09	0,03	0,02
Na ₂ O	0,04	0,04	-	0,06
K ₂ O	9,81	8,59	9,58	9,62
H ₂ O	3,78	3,69	3,79	3,45
F	-	-	-	0,07
O≡F	-	-	-	-0,03
Total	99,08	96,60	99,27	100,11
fórmula estrutural				
Si _{IV}	5,69	5,65	5,64	5,67
Al _{IV}	2,31	2,35	2,36	2,33
Al _{VI}	0,19	0,25	0,21	0,20
Cr _{VI}	-	-	-	*
Ti _{VI}	0,37	0,31	0,36	0,41
Mg _{VI}	1,64	1,69	1,68	1,69
Fe _{VI}	3,43	3,53	3,43	3,38
Mn _{VI}	0,04	0,04	0,05	0,03
Ca	-	0,02	*	*
Na	0,01	0,01	-	0,02
K	1,98	1,78	1,93	1,92
Σ cátions	15,68	15,64	15,68	15,65

Tabela 29: Análise química das biotitas (BT) do enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada, e a fórmula estrutural normalizada a 24 oxigênios pelo programa MINFILE 2.0. Os elementos com asterisco apresentam valores na terceira casa decimal. Amostra MV-05.

As diferenças composicionais das biotitas das fácies do Granito Encruzilhada sugerem que estas são de origem diferentes, na **fmp** ela cristalizou direto do magma granítico, já na **fse** deve ser produto de recristalização a partir do anfibólio original dos corpos sieníticos assimilados, conforme indicam as evidências petrográficas e de campo.

Abdel-Rahman (1994) utilizaram a composição das biotitas para distinguir as suítes alcalinas anorogênicas, cálcio-alcalinas orogênicas e peraluminosas colisionais (Fig. 31). A composição das biotitas **fmp** do Granito Encruzilhada assemelha-se as suítes alcalinas, mas situa-se próxima do limite com as cálcio-alcalinas, marcando um caráter transicional entre estas associações. No Granito Pitangueiras a composição corresponde a das suítes cálcio-alcalinas, mas esta diferença pode ser resultado da interação mais efetiva deste corpo granítico com os magmas básicos. Assim como, o caráter alcalino das biotitas da **fse** do Granito Encruzilhada deve estar refletindo o processo de assimilação das rochas sieníticas associadas aos granitos da SIES.

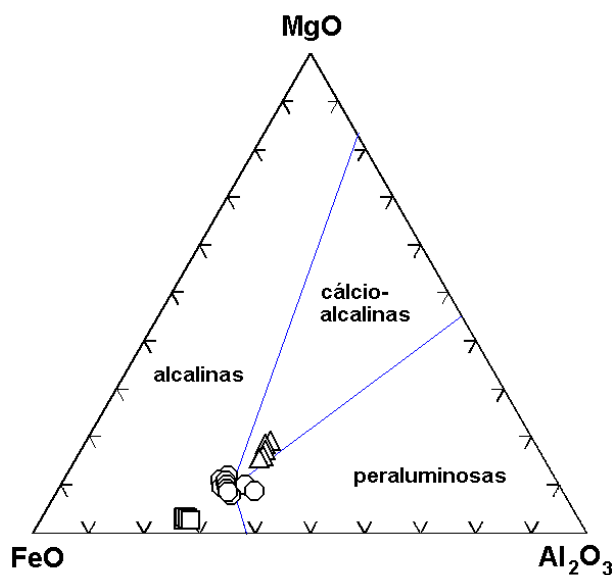


Figura 30: Diagrama MgO-FeO-Al₂O₃ de Abdel-Rahma (1994) para discriminar as biotitas das suítes alcalinas, cálcio-alcalinas e peraluminosas.

6.e - ANFIBÓLIOS

Nos anfibólios foram feitos perfis núcleo-bordo do cristais em várias seções, a fim de detectar possíveis variações composicionais. Foram analisados os anfibólios da fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada e do enclave microgranular hospedados neste corpo

granítico. O fechamento das análises foi satisfatório, entre 98 e 100% com a H₂O estequiométrica (Tabs. 30 e 31)

elementos % wt. óx.	AF01a bordo	AF01b núcleo	AF02 bordo	AF03a bordo	AF03b núcleo	AF04a núcleo	AF04b bordo	AF05 núcleo
SiO ₂	38,58	39,21	39,13	39,12	38,89	39,39	39,38	39,10
TiO ₂	2,09	2,03	1,46	1,51	1,65	1,28	1,67	1,73
Al ₂ O ₃	9,02	9,03	9,21	9,31	9,23	8,95	8,78	9,22
Cr ₂ O ₃	-	-	-	0,03	0,06	0,01	-	0,02
FeO _T	31,71	31,24	31,52	31,59	31,61	31,13	31,10	30,93
MnO	0,69	0,63	0,74	0,72	0,78	0,66	0,72	0,72
MgO	1,08	1,04	0,98	0,99	0,90	1,30	1,39	1,16
CaO	10,32	10,55	10,44	10,62	10,30	10,22	10,38	10,35
Na ₂ O	1,74	1,58	1,56	1,53	1,58	1,49	1,47	1,64
K ₂ O	1,57	1,64	1,51	1,63	1,57	1,57	1,56	1,52
H ₂ O	1,72	1,82	1,75	1,45	1,81	1,68	1,76	1,59
F	0,18	-	0,10	0,74	-	0,25	0,11	0,46
O=F	-0,07	-	-0,05	-0,31	-	-0,10	-0,04	-0,19
Total	98,64	98,78	98,38	98,95	98,40	97,82	98,23	98,29
fórmula estrutural								
Si _{IV}	6,31	6,40	6,40	6,38	6,36	6,45	6,43	6,39
Al _{IV}	1,69	1,60	1,60	1,62	1,64	1,55	1,57	1,61
Al _{VI}	0,05	0,14	0,17	0,16	0,14	0,17	0,12	0,17
Cr _{VI}	-	-	-	*	0,01	*	-	*
Fe ⁺³ _{VI}	0,63	0,42	0,61	0,55	0,65	0,68	0,63	0,55
Ti _{VI}	0,26	0,25	0,18	0,19	0,20	0,16	0,20	0,21
Mg _{VI}	0,26	0,25	0,24	0,24	0,22	0,32	0,34	0,29
Fe ⁺² _{VI}	3,71	3,85	3,70	3,75	3,67	3,58	3,61	3,67
Mn _{VI}	0,09	0,08	0,10	0,10	0,10	0,09	0,10	0,10
Ca _B	1,81	1,85	1,83	1,85	1,81	1,79	1,82	1,81
Na _B	0,19	0,15	0,17	0,15	0,19	0,21	0,19	0,19
Na _A	0,36	0,35	0,32	0,34	0,31	0,26	0,33	0,33
K _A	0,33	0,34	0,32	0,34	0,33	0,33	0,32	0,32
Σ cátions	15,69	15,69	15,64	15,68	15,63	15,59	15,60	15,65

Tabela 30a

elementos % wt. óx.	AF01c bordo	AF06a núcleo	AF06b bordo
SiO ₂	39,38	39,34	39,71
TiO ₂	1,91	1,82	1,69
Al ₂ O ₃	8,94	9,30	9,05
Cr ₂ O ₃	-	0,01	0,02
FeO _T	31,49	31,52	31,59
MnO	0,54	0,69	0,72
MgO	1,08	1,04	1,13
CaO	10,53	10,61	10,40
Na ₂ O	1,60	1,53	1,52
K ₂ O	1,53	1,62	1,47
H ₂ O	1,69	1,63	1,44
F	-	0,14	0,52
Cl	0,50	0,47	0,47
O≡F	-	-0,06	-0,22
O≡Cl	-0,11	-0,10	-0,10
Total	99,13	99,56	99,42
Si _{IV}	6,42	6,38	6,42
Al _{IV}	1,58	1,62	1,58
Al _{VI}	0,13	0,16	0,15
Cr _{VI}	-	-	-
Fe ⁺³ _{VI}	0,47	0,52	0,63
Ti _{VI}	0,23	0,22	0,21
Mg _{VI}	0,26	0,25	0,27
Fe ⁺² _{VI}	3,82	3,76	3,64
Mn _{VI}	0,07	0,09	0,10
Ca _B	1,84	1,84	1,80
Na _B	0,16	0,16	0,20
Na _A	0,34	0,32	0,28
K _A	0,32	0,34	0,30
Σ cátions	15,64	15,66	15,58

Tabela 30b

Tabela 30b: Análise química dos anfibólios (AF) da fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada, com teores de flúor e cloro, e a fórmula estrutural normalizada a 23 oxigênios pelo método 13 CNK do programa MINPET 2.02. Os elementos com asterisco apresentam valores na terceira casa decimal. Amostra MV-38.

O flúor e o cloro foram analisados dos anfibólios da **fse** apresentaram teores variados de F, geralmente <0,30%, e elevados de Cl (0,47 a 0,50%) (Tabs. 30). As concentrações destes voláteis, principalmente as de Cl, são compatíveis com aquelas encontradas nas biotitas derivadas destes anfibólios, mesmo naquelas onde a substituição foi completa.

Todos anfibólios analisados mostraram $(Ca + Na)_B \geq 1,34$, pertencendo ao grupo dos cálcicos com $Ti < 0,50$.

Na **fse** do Granito Encruzilhada eles apresentam $(Na + K)_A \geq 0,50$, $Fe^{+3} > Al_{IV}$ (Tab. 30), Si_{IV} entre 6,25 e 6,50 e $\#Mg$ ($Mg/Fe+Mg$) < 0,30 (Fig. 31), correspondendo a hornblenda hastingsítica, conforme classificação de Leake (1978).

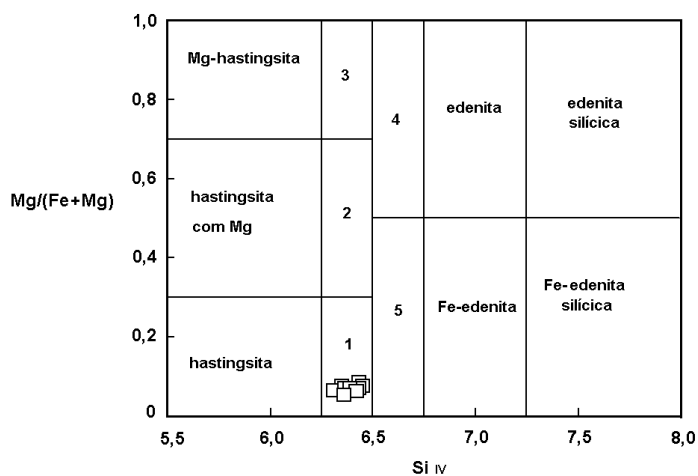


Figura 31: Diagrama $Mg/Fe+Mg$ x Si_{IV} para classificação química dos anfibólios do Granito Encruzilhada (**fse**), segundo Leake (1978). Os campos intermediários correspondem a: hornblenda hastingsítica (1), hornblenda hastingsítica com Mg (2), Mg-hornblenda hastingsítica (3), hornblenda edenítica (4) e hornblenda Fe-edenítica (5).

Os anfibólios do enclave microgranular tem $(Na + K)_A < 0,50$ (Tab. 31), e foi possível distinguir duas populações (Fig. 32), uma de fenocristais apresentando Si_{IV} entre 6,5 e 7,25 e $\#Mg < 0,50$, equivalendo a ferro hornblenda, e outra que ocorre como mantos nos fenocristais possuindo Si_{IV} entre 7,25 e 7,50 e $\#Mg$ de 0,50 a 0,60, correspondendo a hornblenda actinolítica, conforme classificação de Leake (1978).

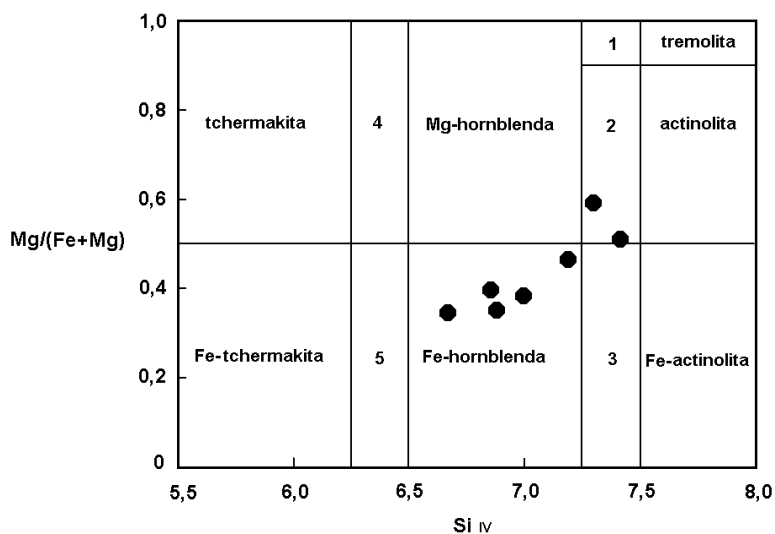


Figura 32: Diagrama Mg/Fe+Mg x Si_{IV} para classificação química mineral dos anfibólios dos enclaves microgranulares hospedados no Granito Encruzilhada, segundo Leake (1978). Os campos intermediários correspondem a: hornblenda tremolítica (1), hornblenda actinolítica (2), hornblenda Fe-actinolítica (3), hornblenda Fe-tchermakítica (4) e hornblenda tchermakítica (5).

elementos % wt. óx.	AF07a núcleo	AF07b interm.	AF07c bordo	AF08a núcleo	AF08b interm.	AF08c bordo	AF09 núcleo
SiO ₂	49,54	49,43	47,31	45,63	42,72	44,51	44,48
TiO ₂	0,55	0,81	0,31	1,35	1,92	1,33	1,58
Al ₂ O ₃	4,00	4,90	5,08	6,68	8,18	7,29	7,30
Cr ₂ O ₃	-	0,01	0,04	0,02	0,02	0,02	-
FeO _T	19,72	17,15	21,75	22,55	23,51	23,45	22,90
MnO	0,52	0,43	0,53	0,58	0,59	0,54	0,54
MgO	10,18	11,78	8,97	7,28	6,25	6,67	7,24
CaO	11,80	12,04	11,95	11,69	11,25	11,71	11,25
Na ₂ O	0,51	0,71	0,59	0,77	1,19	0,95	1,10
K ₂ O	0,47	0,57	0,61	0,93	1,25	1,02	0,96
H ₂ O	1,83	1,69	1,70	1,68	1,91	1,78	1,94
F	0,32	0,68	0,50	0,54	-	0,31	-
O=F	-0,13	-0,28	-0,21	-0,23	-	-0,13	-
Total	99,45	99,90	99,12	99,48	98,79	99,57	99,66
fórmula estrutural							
Si _{IV}	7,41	7,30	7,19	7,00	6,67	6,88	6,86
Al _{IV}	0,59	0,70	0,81	1,00	1,33	1,12	1,14
Al _{VI}	0,13	0,15	0,10	0,21	0,17	0,21	0,17
Cr _{VI}	-	*	*	*	*	*	-
Fe ⁺³ _{VI}	0,31	0,26	0,45	0,22	0,33	0,24	0,41
Ti _{VI}	0,06	0,09	0,03	0,16	0,23	0,15	0,16
Mg _{VI}	2,27	2,59	2,03	1,66	1,45	1,54	1,65
Fe ⁺² _{VI}	2,16	1,86	2,31	2,67	2,74	2,79	2,52
Mn _{VI}	0,07	0,05	0,07	0,08	0,08	0,07	0,07
Ca _B	1,89	1,90	1,95	1,92	1,88	1,94	1,84
Na _B	0,11	0,10	0,05	0,08	0,12	0,06	0,16
Na _A	0,04	0,11	0,12	0,15	0,24	0,22	0,17
K _A	0,09	0,11	0,12	0,18	0,25	0,20	0,19
Σ cátions	15,13	15,21	15,24	15,33	15,49	15,42	15,36

Tabela 31: Análise química dos anfibólios (AF) do enclave microgranular hospedado no Granito Encruzilhada, e a fórmula estrutural normalizada a 23 oxigênios pelo método 13 CNK do programa MINPET 2.02. Os elementos com asterisco apresentam valores na terceira casa decimal. Amostra MV-05.

As hastingsitas comumente tem sido descritas em granitos tipo hipersolvus, granitos peralcalinos (aegirina, riebeckita e arfvedsonita-granitos), granitos com henderbegita e faialita e sienitos de complexos de diques anelares, como os de White Mountain em New Hampshire-EUA, os da Corsega na França (Bonin, 1986) e os da Província de Niger-Nigeria no oeste africano (Bodwen & Turner, 1974), sendo dificilmente encontradas em granitos tipo subsolvus.

Embora não tenha sido analisado os anfibólios dos corpos sieníticos associados aos granitos na Suíte Intrusiva Encruzilhada, na microscopia óptica foram identificadas hornblendas e alguma hastingsita, indicando a semelhança com os anfibólios nos granitos. Contudo, a ausência de granitos tipo hipersolvus e peralcalinos nesta suíte, somada as feições de assimilação dos corpos sieníticos, sugerem que a origem do anfibólio está relacionada aos sienitos, e que estes são xenocristais nos granitos subsolvus.

Nardi & Bonin (1991) e Naime & Nardi (1991) descrevem ferro-edenitas e hornblendas ferro-edeníticas nos granitos hipersolvus e magnésio-hornblendas nos granitos subsolvus da Suíte Intrusiva Saibro. Eles observaram que a razão $Fe/Fe+Mg$ é superior 0,90 nas ferro-edenitas, e que nas magnésio-hornblendas o valor desta razão é inferior, entre 0,68 e 0,83 crescendo com a diferenciação. Razões $Fe/Fe+Mg$ semelhantes foram encontradas nas biotitas dos granitos desta suíte, no tipo hipersolvus os valores eram entre 0,90 a 0,95 e no subsolvus entre 0,76 a 0,82.

Os valores da razão $Fe/Fe+Mg$ superiores a 0,90 nas biotitas e anfibólios são típicos de granitos alcalinos, conforme Bonin (1986).

A ocorrência de biotitas e anfibólios mais ricos em magnésio nos granitos Suíte Intrusiva Saibro para Nardi & Bonin (1991) e Naime & Nardi (1991) é consequência da cristalização precoce de óxidos de Fe-Ti, indicando condições de alta f_{O_2} para esses líquidos graníticos de afinidade alcalina.

Os anfibólios e as biotitas da **fse** do Granito Encruzilhada apresentam uma razão $Fe/Fe+Mg$ superiores a 0,90, indicando uma afinidade alcalina para o magma que os gerou. No entanto, este caráter alcalino parece ser original dos sienitos que ocorrem associados.

Nas biotitas da **fmp** do Granito Encruzilhada a razão $Fe/Fe+Mg$ situa-se entre 0,76 e 0,79, talvez estes valores pudessem ser explicados pela presença inclusões precoces de óxidos de Fe e Ti, reforçando o caráter alcalino da suíte. Por outro lado, a íntima associação espacial e temporal do Granito Encruzilhada com o Granito Pitangueiras, cuja a

biotita é mais rica em magnésio, apresentando $Fe/Fe+Mg$ entre 0,61 e 0,65, sugerem uma influência do processo de mistura com magma mais básico.

Assim, os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul parecem apresentar um quimismo que transiciona entre o cálcio-alcálico e o alcálico. Mas alguns processos magmáticos, como mistura com magmas mais básicos e assimilação de rochas sieníticas parecem ser responsáveis em parte por este caráter ambíguo. Somente as biotitas da **fmp** do Granito Encruzilhada, onde estes processos não ocorrem ou são menos significativos, parecem apresentar a composição mais próxima a original dos magmas desta suíte, e refletir o verdadeiro caráter transicional.

7 - GEOCRONOLOGIA

7.a - INTRODUÇÃO

Os primeiros dados geocronológicos para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul foram as idades K-Ar obtidas por Formoso (1972), seguidas pelas idades isocrônicas Rb-Sr obtidas por Cordani *et al.* (1974) durante o levantamento geocronológico no Escudo Sul-rio-grandense.

A partir de um mapeamento geológico atualizado, contando com estudos petrológicos e geoquímicos das rochas da SIES foi possível obter novos resultados Rb-Sr e K-Ar, mais significativos, que somados aos dados isotópicos U-Pb e Sm-Nd, recentemente obtidos por Babinski *et al.* (1995) e Chemale & Babinski (1995), permitiram fazer uma revisão dos dados geocronológicos existentes e traçar uma evolução geológica mais precisa para as rochas desta suíte e as demais rochas da região.

7.b - DATAÇÕES RADIOCRONOLÓGICAS PELOS MÉTODOS K-Ar E Rb-Sr

O Granito Pitangueiras foi amostrado por Cordani *et al.* (*op. cit.*), que incluíram as amostras na isócrona Rb-Sr dos **granitóides sintectônicos da porção oriental do escudo** e obtiveram uma idade de 622 ± 36 Ma e $R_0 = 0,7086$. Soliani Jr. (1986) agrupou os dados existentes para esta unidade, como **granitóides foliados do Bloco Encruzilhada**, obtendo o segmento isocrônico I (Fig. 33), com idade de 617 ± 10 Ma e $R_0 = 0,7079$.

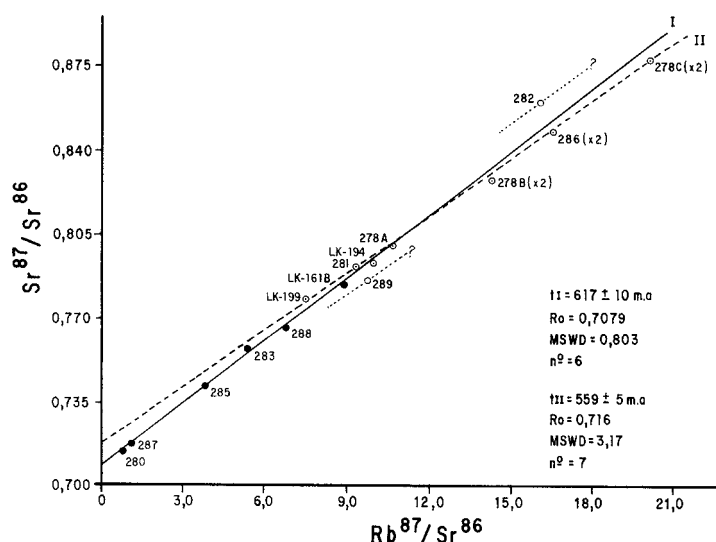


Figura 33: Diagrama isocrônico Rb-Sr dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, segundo Soliani Jr. (1986). O segmento I refere-se aos granitóides foliados (sintectônicos), Granito Pitangueiras, e o segmento II corresponde aos granitos não foliados (pós-tectônicos) equivalente ao Granito Encruzilhada.

O reconhecimento dos processos magmáticos atuantes durante a evolução de uma suíte intrusiva é importante, pois eles podem influenciar nos resultados geocrológicos obtidos, principalmente no sistema Rb-Sr. Um exemplo disso é à isócrona Rb-Sr obtida para o Granito Pitangueiras (Fig. 33), que pode ser uma isócrona de mistura (pseudo-isócrona), conforme o conceito revisto por Kawashita *et al.* (1990). Tal hipótese é favorecida pela presença abundante de produtos de mistura de magmas neste corpo granítico, sendo difícil distinguir os seus híbridos. É provável que os coletores na época, por desconhecerem este problema, tenham amostrado este tipo de material. Isto é evidenciado pelos pontos 280 e 287 utilizados nesta isócrona, com teores baixos de Rb e alto Sr e com baixas razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ (Tab. 32), correspondendo aos termos de composição relativamente mais básica. Estes pontos aumentam a inclinação da reta, resultando num aumento da idade e numa diminuição da razão inicial. Além disso, algumas evidências de campo sugerem uma contemporaneidade, ou uma pequena defasagem temporal, entre os granitos Pitangueiras e Encruzilhada, o que indica que uma diferença de quase 60 Ma entre os corpos graníticos seria muito discrepante. Contudo, esta elevada diferença pode ser também reflexo de problemas com as idades obtidas para o Granito Encruzilhada.

código da amostra	litologia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro X	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro Y
280	granodiorito	-	-	0,798	-	0,7143	-
283	granito	305,8	162,8	5,46	-	0,7569	-
285	granito	338,2	255,5	3,84	-	0,7419	-
287	granito	186,8	500,0	1,08	-	0,7179	-
288	migmatito	379,0	162,4	6,80	-	0,7670	-
289	granito	248,8	74,7	9,70	-	0,7862	-

Tabela 32: Análise isotópica de Rb e Sr, em rocha total, do Granito Pitangueiras - SIES. Os resultados foram obtidos por Cordani *et al.* (1974). No ponto 280 não foram fornecidos os teores de Rb e Sr e este provavelmente não faz parte deste corpo granítico.

Soliani Jr. (1986) obteve uma isócrona Rb-Sr (Fig. 33), a partir dos dados isotópicos obtidos por Cordani *et al.* (1974) e pelo Projeto RADAMBRASIL para os **granitóides isótopos do Bloco Encruzilhada** (segmento isocrônico II), com idade de 559 ± 5 Ma e $R_0 = 0,716$. Os pontos utilizados nesta isócrona estão principalmente localizados na porção nordeste e alguns na central da SIES (Fig. 5b). O único ponto da porção sudoeste (Fig. 5a), o LK-161, foi incluído na isócrona do Granito Pitangueiras, sendo que este corpo está localizado na porção extremo nordeste da suíte. Além deste, outro ponto da porção nordeste (280) do Granito Encruzilhada, com teores de Rb e Sr e razões isotópicas semelhantes aos termos de composição básica-intermediária (Tab. 33), também, foi incluído na isócrona do Granito Pitangueiras. Esta associação de pontos denota uma falta de controle de mapeamento

geológico e entendimento petrológico das rochas da suíte, pois estas amostras provavelmente foram agrupadas na mesma isócrona, baseado em semelhanças petrográficas, mesmo estando fora do contexto da principal ocorrência da unidade (Fig. 1).

código da amostra	litologia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro X	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro Y
278a	granito	264,2	72,8	10,6	-	0,8	-
278b	granito	209,6	20,1	28,6	-	0,9378	-
278c	granito	225,3	14,4	40,4	-	1,037	-
281	granito	296,8	92,0	9,36	-	0,798	-
282	granito	410,4	74,6	16,1	-	0,8607	-
286	granito	343,8	29,2	33,2	-	0,9878	-
LK-161	microgranito	363,2	119,5	8,863	$\pm 0,25$	0,7849	0,0007
LK-194	granito*	316,8	92,6	9,985	$\pm 0,28$	0,7933	0,0008
LK-199	granito*	306,2	119,2	7,486	$\pm 0,21$	0,7778	0,0007

Tabela 33: Análise isotópica de Rb e Sr, em rocha total, da fácies sienogranito equigranular do Granito Encruzilhada - SIES. As amostras com código LK são do Projeto RADAMBRASIL (Horbach *et al.*, 1986), as demais de Cordani *et al.*, (1974). As litologias com asterisco (*) estão catacladasas.

A amostragem dos novos dados isotópicos Rb-Sr obtidos para o Granito Encruzilhada (Tab 34) concentrou-se na porção sudoeste da SIES (Fig. 4a), com algumas amostras parte na central (Fig. 4b). Estes apontam para uma idade isocrônica (Rb-Sr_{RT}) de $581,8 \pm 16,8$ Ma e uma $R_0 = 0,71152 \pm 0,00184$ (Fig. 34). A diferença entre estes resultados e aqueles obtidos por Soliani Jr. (1986), poderia sugerir que se tratam de duas intrusões, sendo a da porção nordeste (**fse**) aproximadamente 20 Ma mais jovem que a da porção sudoeste (**fmp**). Contudo, algumas evidências de campo, como a presença de fragmentos de borda da **fse** hospedados na **fmp** do Granito Encruzilhada, e o caráter transicional no contato entre estas fácies em alguns locais, indicando uma contemporaneidade entre estas, sugerem que esta diferença de idades é muito elevada. Desta forma, a diferença entre os resultados obtidos pode ser reflexo da menor precisão decimal e a falta dos erros analíticos laboratoriais nos dados isotópicos utilizados por Soliani Jr. (1986).

código da amostra	litologia	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	erro X	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	erro Y
MV-06a	granito	385,5	70,8	15,9800	$\pm 0,4460$	0,850480	$\pm 0,000080$
MV-34a	granito	306,7	129,5	6,8950	$\pm 0,1940$	0,768390	$\pm 0,000090$
MV-46b	granito	535,5	134,5	11,6370	$\pm 0,3260$	0,807750	$\pm 0,000090$
MV-50	granito	266,8	172,2	4,5030	$\pm 0,1270$	0,749730	$\pm 0,000090$
MV-51	granito	340,0	110,6	8,9740	$\pm 0,2520$	0,783510	$\pm 0,000180$
MV-56b	granito	408,7	112,9	10,5680	$\pm 0,2960$	0,796160	$\pm 0,000120$

Tabela 34: Análise isotópica de Rb e Sr, em rocha total, da fácies monzogranito porfirítico do Granito Encruzilhada - SIES

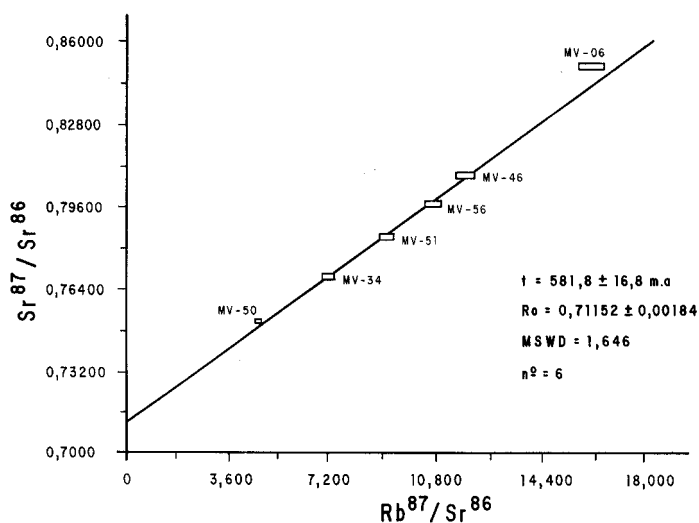


Figura 34: Diagrama isocrônico Rb-Sr obtido para a fácies monzogranito portfirítico do Granito Encruzilhada do Sul - SIES.

As idades K-Ar em biotita e anfibólio (Tab. 35) obtidas por Formoso (1972) referem-se a porção nordeste do Granito Encruzilhada (Fig. 5b). As biotitas forneceram uma idade de 533 ± 39 Ma, relacionada ao resfriamento regional da área. Os anfibólios forneceram uma idade de 1015 ± 13 Ma, sendo este um dado inconsistente com as idades brasileiras e um provável produto de problemas analíticos (cf. Soliani Jr., 1986).

código da amostra	litologia	material	K (%)	⁴⁰ Ar rad. (ccSTP/g)	⁴⁰ Ar atm. (%)	idade (Ma)
Form. 1	granito	biotita	6,404	$15,31 \times 10^{-5}$	6,35	533 ± 39
Form. 2	granito	anfíbólio	0,9209	$4,87 \times 10^{-5}$	14,17	1.015 ± 13

Tabela 35: Análise isotópica de K e Ar, em biotita e anfibólio da fácies sienogranito equigranular do Granito Encruzilhada - SIES. Os resultados foram obtidos por Formoso (1972).

Na porção sudoeste do Granito Encruzilhada (Fig. 4a), obteve-se uma idade K-Ar em biotita de $598,2 \pm 18,3$ Ma (Tab. 36). Esta, a princípio, mostra-se incoerente pois é mais antiga que as idades obtidas pelos outros métodos. Contudo, levando-se em conta o erro analítico, o valor (580 Ma) torna-se compatível com a idade de cristalização (Rb-Sr) de 582 Ma. Além disso, esta suposta idade de resfriamento aproxima-se das idades K-Ar encontradas em minerais de algumas rochas encaixantes dos granitos da SIES, como nos anfibólios Sienito Piquiri (Cordani *et al.*, 1974), e nas micas de alguns granitóides sintranscorrentes à ZCDC (Koester, 1995).

código da amostra	litologia	material	K (%)	⁴⁰ Ar rad. (ccSTP/g)	⁴⁰ Ar atm. (%)	idade ¹ (Ma)
M-34	granito	biotita	6,9018	190,05 x 10 ⁻⁶	4,24	598 ± 18,3

Tabela 36: Análise isotópica de K e Ar, em biotita da fácies monzogranito porfirítico do Granito Encruzilhada - SIES.

As idades K-Ar entre 610±18 e 606±18 Ma para as micas de rochas do embasamento metamórfico de médio a alto grau, obtidas por Texeira (1982) e Cordani *et al.* (*op cit.*), também marcam a idade do resfriamento da região. Estas idades provavelmente refletem um rejuvenecimento isotópico nas rochas do embasamento paleo ou mesoproterozóico, causado por um retrometamorfismo ou um magmatismo brasileiro.

A diferença entre as idades K-Ar, aqui conseguida para o Granito Encruzilhada e aquela obtida por Formoso (1972), sugere a ocorrência de algum evento termal na porção nordeste da SIES, que pode ter sido causado por reativação tectônica dos falhamentos transcorrentes, que atravessam o corpo granítico (Fig. 3), ou ser resultante do magmatismo tardio ou posterior marcado por diques aplíticos e riolíticos. Este rejuvenecimento pode ser também evidenciado no embasamento metamórfico, através da idade K-Ar em plagioclásio de 568±28 Ma, obtida por Formoso (*op. cit.*) para o Anortosito Capivarita.

7.c - DATAÇÕES RADIOCRONOLÓGICAS PELOS MÉTODOS U-Pb e Sm-Nd

Os primeiros resultados de Sm-Nd e Pb-Pb para os granitóides do Cinturão Dom Feliciano foram obtidos por Mantovani *et al.* (1987). Novos dados geocronológicos U-Pb e complementares de Sm-Nd foram obtidos por Babinski *et al.* (1995) para estes granitóides, em especial para o Granito Encruzilhada e algumas de suas encaixantes mais antigas ou contemporâneas.

A idade modelo Sm-Nd (T_{DM}) de 2,08 Ga e o elevado valor negativo (-15,5) de ϵNd (595 Ma) obtidos no Granito Encruzilhada por Babinski *et al.* (1995), indicam uma origem a partir de processos de retrabalhamento de um protólito com um grande tempo de residência crustal. Estas condições e idade modelo são semelhantes às que geraram o protólito que deu origem ao magma de outra suíte granítica do Batólito Pelotas, com estreita relação espacial e temporal com a SIES, a Suíte Intrusiva Dom Feliciano (SIDF), que

¹ Foi utilizado o Erro 2 (Difer), o Erro 1 (Cox-Darl) = 13,4 (2,2%).

apresenta T_{DM} de 1,95 Ga e ϵNd (600 Ma) de -7,9 (cf. Mantovani *et al.*, 1987). Além disso, os granitos desta suíte apresentam características tardi a pós-cinemática à ZCDC e quimismo de tendência alcalina (cf. Frantz & Nardi, 1992), ou cálcico-alcalinos altamente fracionados (cf. Gastal *et al.*, 1995a), indicando que possivelmente esteja relacionado a um evento comum na geração destas suítes graníticas, mas que passaram por diferentes histórias evolutivas.

A idade U-Pb em zircão de 594 ± 5 Ma para o Granito Encruzilha marca cristalização do corpo granítico (cf. Chemale & Babinski, 1995), e reforça a idade Rb-Sr de 582 ± 17 Ma obtida para este evento.

No Batólito Pelotas ocorrem outros granitóides contemporâneos ao Granito Encruzilhada, como o Granito Arroio Moinho, com idade U-Pb em zircão de 595 ± 1 Ma (Chemale & Babinski, *op cit.*), mas que apresentam características sincinemáticas à ZCDC (cf. Gomes, 1990) e quimismo cálcico-alcalino (cf. Frantz & Nardi, *op cit.*). Assim, o Granito Encruzilhada diferencia-se daquele pelo quimismo e por ter sido posicionado na borda do batólito, numa região onde a deformação dúctil imposta pela zona de cisalhamento foi menos intensa, provavelmente devido a ocorrência de uma forte componente de extensão.

7.d - CONTEXTO EVOLUTIVO DOS GRANITOS DA SUÍTE INTRUSIVA ENCRUZILHADA DO SUL NO ESCUDO SUL-RIO-GRANDENSE

Baseados em resultados isotópicos Sm-Nd e Pb-Pb das rochas do CDF e algumas áreas cratônicas adjacentes (crátoms Luís Alves e Rio de La Plata), Mantovani *et al.* (1987) identificaram eventos geradores de crosta no Arqueano (3,3 a 2,6 Ga), no Paleoproterozóico (~2,0 Ga) e no Mesoproterozóico (1,4 a 1,7 Ga). Todavia, estes autores sugerem que as amostras com T_{DM} paleoproterozóicas, situadas ao longo da margem do cinturão móvel/cráton podem ser produto de mistura de material arqueano e brasileiro.

Babinski *et al.* (1995), com os novos dados Sm-Nd obtidos para as rochas do CDF, encontraram os mesmos intervalos de idades paleo e mesoproterozóicas para a geração de crosta brasileira por retrabalhamento crustal. Contudo, sugeriram que as idades-modelo intemediárias do Mesoproterozóico estariam ligadas a processos de mistura de magmas mais jovens (mantélicos) com os de retrabalhamento (fusão crustal) de crosta antiga.

Algumas evidências reforçam a importância do evento paleoproterozóico como gerador de crosta antiga que serviu de protólito para o retrabalhamento crustal

brasileiro CDF. As T_{DM} de 2,0 Ga para o Anortosito Capivarita e 2,01 Ga nas metabásicas do Complexo Pinheiro Machado (CPM), obtidas por Babinski *et al.* (*op cit.*), podem aproximar-se da idade de cristalização desses corpos, pois, apesar de apresentarem ϵNd negativos, para idades brasileiras (600 Ma), são produtos mantélicos paleoproterozóicos provavelmente com contaminação crustal e alguns com retrabalhamento no Meso e Neoproterozóico.

As idades dos protólitos que geraram os magmas graníticos das suítes intrusivas Encruzilhada do Sul e Dom Feliciano são do Paleoproterozóico, ao passo que a idade mesoproterozóica do protólito do magma do Granito Arroio Moinho, com T_{DM} de 1,31 Ga, aproxima-se dos valores do protólito dos metagranitos do CPM, com T_{DM} entre 1,74 e 1,37 Ga, conforme os dados obtidos por Mantovani *et al.* (1987) e Babinski *et al.* (*op cit.*). Isto pode indicar um retrabalhamento crustal de materiais de diferentes idades e fontes para estes granitóides do Batólito Pelotas (Vasquez, 1995), ou mistura com magmas mantélicos (cf. Babinski *et al.*, *op cit.*).

Os granitos da SIES apresentam algumas semelhanças químicas com os granitos da Suíte Intrusiva Saibro (SIS), ambas suítes apresentando afinidade alcalina supersaturada. Contudo, os dados isotópicos Rb-Sr_{RT} obtidas por Soliani Jr. (1986) e de Pb-Pb em monozircão por Gastal *et al.* (1995b) para os granitos da SIS, apontam para intervalos de idades menores entre 520 e 570 Ma. Assim, os granitos pós-orogênicos alcalinos da porção oeste do Escudo Sul-rio-grandense, parecem ser um pouco mais jovens que os granitos da porção leste (Cinturão Dom Feliciano). Outro fato que os distingue são as T_{DM} de 1,15 a 1,35 Ga e os valores de ϵNd (600 Ma) entre -0,2 e -3,0 no Granito Lavras da SIS (Babinski *et al.*, *op cit.*), sugerindo tratarem-se de protólitos e condições de geração de crosta diferentes. Estes novos dados isotópicos, somados aos demais obtidos para outras unidades da porção ocidental (Bloco São Gabriel), com idades U-Pb em zircão entre 700 e 750 Ma, idades-modelo Sm-Nd inferiores a 1,0 Ga e valores positivos de ϵNd (700 Ma), evidenciaram uma significativa participação de magma juvenil na geração de crosta brasileira durante a Orogênese São Gabriel. Babinski *et al.* (1995) comparando os dados isotópicos Sm-Nd e U-Pb das rochas do Escudo Sul-rio-grandense, observaram que o processo de acreção juvenil ocorreu na porção oeste, e que no Cinturão Dom Feliciano predominou o retrabalhamento crustal, durante o Ciclo Brasileiro. Além disso, a partir da diferença de aproximadamente 100 Ma entre as duas orogêneses sugeriram que o Bloco São Gabriel, se comportou como antepaís da Orogênese Dom Feliciano.

A correlação entre a evolução dos cinturões orogênicos pan-africanos do sudoeste da África com a dos cinturões brasileiros do sudeste e sul da América do Sul, durante o Neoproterozóico/Cambriano, iniciou com Porada (1979) e teve continuidade com Torquato & Cordani (1981), Porada (1989) e vários outros.

Mantovani *et al.* (1987) compararam a evolução isotópica do Nd na crosta do sul do Brasil (CDF e áreas cratônicas arqueanas) com a de curva evolução crustal do sul da África, obtida por Harris *et al.* (1987), e observaram que em ambos os segmentos, consideráveis volumes de crosta foram geradas no Mesoproterozóico, enquanto no Neoproterozóico os eventos tectono-termiais (ciclos Pan-Africano e Brasileiro) caracterizaram-se por um amplo retrabalhamento crustal e pouca acreção juvenil. Além disso, ressaltaram que no lado africano o evento mesoproterozóico, entre 2,0 e 1,5 Ga, é bem marcado pelo desenvolvimento de cinturões orogênicos, sendo este ainda um evento não claramente identificado na contraparte sul-brasileira.

Chemale *et al.* (1995) correlacionaram a evolução geológica dos cinturões brasileiros do sul do Brasil (Dom Feliciano, Tijuca e Vila Nova) com os pan-africanos do sul da África (Saldania, Gariep e Damara), desde a fase rifte até o estágio de soerguimento final. Eles observaram que no estágio de colisão continental, as fases relacionadas a tectônica tangencial foram mais precoces nos cinturões pan-africanos (650 a 630 Ma) que nos brasileiros (≤ 625 Ma), mas posteriormente um evento transcorrente (~595 Ma) acompanhado de intenso magmatismo granítico afetou ambos os segmentos. Contudo, a correlação entre estes cinturões fica mais clara através das manifestações magmáticas e sedimentares dos estágios tardi a pós-orogênicos (<570 Ma).

No contexto evolutivo acima, revisto as rochas graníticas da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, levando-se em conta os novos dados geocronológicos obtidos, parecem se enquadrar nas manifestações magmáticas transcorrentes (tarditranscorrentes) do Cinturão Dom Feliciano. No entanto, a ocorrência de deformação predominantemente rúptil e o quimismo de tendência alcalina sugerem um caráter mais tardio (pós-orogênico) para os granitos desta suíte.

8 - PETROGÊNESE

8.a - INTRODUÇÃO

O primeiro modelo petrogenético para os granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul foi proposto por Picada (1967), envolvia processos metassomáticos de granitização e migmatização de uma seqüência geossinclinal sílico-aluminosa que deram origem ao maciço granítico seguidos de processos autometassomáticos de albitização e graisenização. A geração de maciços graníticos a partir de processos metassomáticos era o modelo petrogenético mais difundido na época, e estudos experimentais da mobilidade dos elementos corroboravam tal hipótese.

Os modelos petrogenéticos vigentes nas últimas duas décadas invocam uma origem magmática para as rochas graníticas, mas a questão agora é se são de origem mantélica ou fusão crustal. Atualmente, vários experimentos laboratoriais e métodos de modelamento magmático comprovam a participação de ambos componentes no processo de geração e evolução dos magmas graníticos, por vezes ocorrendo ambos.

Os dados petrográficos e geoquímicos, somados às evidências de campo permitiram esboçar um quadro evolutivo para petrogênese dos granitos da SIES, abordando os processos magmáticos atuantes, as condições de cristalização e discutindo as prováveis hipóteses de geração e evolução.

8.b - CONDIÇÕES DE CRISTALIZAÇÃO

8.b.1 - Ordem de cristalização

O estabelecimento de uma ordem de cristalização seqüencial nas rochas ígneas, através de critérios microtexturais tem sido usado com frequência em vários estudos petrológicos. Flood & Vernon (1988) criticaram a utilização de alguns critérios, revistos por Shand (1950), como tamanho de grão, grau de perfeição dos cristais, relações de inclusões e amoldamento, principalmente nas rochas graníticas onde a maioria das microtexturas indicam simultaneidade em vez de seqüência de cristalização. Eles argumentam que os experimentos com fusão de rochas graníticas têm auxiliado na revisão destes critérios microtexturais, mas que outra solução seria um estudo detalhado dos padrões de zonação química nos minerais.

A tentativa de estabelecimento de ordem de cristalização para os corpos graníticos da SIES foi feita levando em conta as observações de Flood & Vernon (1988), procurando analisá-las criticamente. Desta forma procurou-se utilizar alguns critérios

microtexturais com auxílio de experimentos laboratoriais da literatura, e evidências de processos petrogenéticos e dados de química mineral disponíveis para este corpos graníticos.

Nos granitos da SIES os fenocristais são de quartzo e feldspato potássico, frequentemente apresentam formas euédricas, o que a princípio poderia qualificá-los como minerais precoces na seqüência de cristalização. No entanto, os critérios de tamanho de grão e euedria podem ser questionados, pois ambos minerais ocorrerem como fases tardias na maioria dos experimentos de fusão e cristalização de líquidos graníticos, e pelas taxas elevadas de crescimento dos feldspatos alcalinos (Vernon, 1986). Uma forma de confirmar o caráter precoce destas fases minerais seria verificar a ocorrência destes como fenocristais nas equivalentes vulcânicas e subvulcânicas como sugerem Flood & Vernon (1988), mas estes são de ocorrência restrita na SIES e pouco estudados. Contudo, os diques sin-plutônicos e enclaves microgranulares apresentam megacristais de feldspatos e quartzo, reforçando o caráter precoce destas fases.

Os experimentos pioneiros de fusão de rochas graníticas em diferentes condições de pressão (P), temperatura (T) e quantidade de água (%H₂O), como os de Tuttle & Bowen (1958) e Whitney (1975) foram remodelados por Cherry & Trembath (1978) e Nekvasil (1988 e 1990) para obter seqüências de cristalização mais precisas, com campos de estabilidade mineral bem marcados, porém estes são restritos ao sistema Ab-An-Or-Qz.

Naney (1983) adicionou silicatos ferro-magnesianos ao sistema granítico, em condições de P, T e %H₂O semelhantes a dos experimentos anteriores, resultando numa complexidade refletida no aumento das fases minerais e os diferentes campos de estabilidade.

Nos experimentos de fusão de Maaloe & Wyllie (1975) e de Naney (*op cit.*) com líquidos naturais e sintéticos, a biotita teve o seu campo de estabilidade definido, sendo sua posição na seqüência de cristalização condicionada quantidade de água durante a geração do magma granítico. Assim, a 2Kbar em condições insaturadas (<1,5% de H₂O) ela é posterior aos feldspatos e o quartzo, entre 1,5 e 3,5% de H₂O ela precede o quartzo e o feldspato alcalino (condições subsaturada), e quando as condições são saturadas (>3,5% de H₂O) precede as fases minerais quartzo feldspáticas.

Na fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada a biotita ocorre como inclusões na porção de borda e mais raramente de núcleo dos fenocristais de feldspato potássico (Fotomicro. 9) e quartzo, e também como cristais bem desenvolvidos na matriz (Fotomicro. 10), por vezes podendo estar englobada pelo quartzo e feldspatos intersticiais e os sobrecrecimento mais tardios dos fenocristais feldspatos. Estas feições podem indicar que a

biotita é anterior as manifestações magmáticas tardias marcadas pela cristalização do eutético quartzo-feldspático e pelos sobrecrecimentos, mas os seus primeiros núcleos de crescimento são no mínimo contemporâneos ao início da cristalização dos fenocristais de feldspato e quartzo (Fig. 35). Estas relações microtexturais podem indicar condições subsaturadas em água para a cristalização deste magma.

fases minerais	estágio de cristalização magmática				
	<i>liquidus</i>	precoce	<i>solidus</i>	tardio	<i>subsolidus</i>
quartzo		<u>fenocristais</u>	<u>matriz</u>	<u>intersticial</u> (eutético)	<u>intercrescimento</u> (mirmequitos)
feldspato alcalino		<u>fenocristais</u>	<u>matriz</u>	<u>intersticial</u> (eutético)	<u>intercrescimento</u> (pertitas)
plagioclásio	<u>inclusões</u>	<u>fenocristais</u>	<u>matriz</u>	<u>intercrescimento (mirmequitos)</u> <u>sobrecrecimento (mantos)</u>	
biotita		<u>inclusões</u>	<u>matriz</u>	<u>transformação dos anfibólios</u> ? ? ? ?	
anfíbólio			<u>matriz</u> [xenocristais]		
apatita	<u>inclusões</u>				
zircão	<u>inclusões</u>				
óx. Fe-Ti	<u>inclusões</u>				
alanita			<u>matriz</u>		
titanita			<u>matriz</u>		

Figura 35: Ordem de cristalização das fases minerais essenciais, subessenciais e acessórias dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. Este é um quadro geral, mas algumas fases minerais são mais comum em determinadas fácies do Granito Encruzilhada ou do Pitangueiras.

A biotita na fácies sienogranítica com anfíbólio do Granito Encruzilhada ocorre como produto da substituição deste. Evidências de campo sugerem que os anfibólios não são originais do magma granítico, mas sim dos corpos sieníticos associados que foram assimilados ou misturados. Os xenocristais de anfíbólio parecem ter sido englobados em diferentes estágios de evolução dos magmas graníticos e sieníticos, assim a substituição pode ter sido parcial ou total, e ter ocorrido num estágio inicial de cristalização do magma granítico ou em condições *subsolidus* (Fig. 35).

No Granito Pitangueiras à semelhança da fácies monzogranítica do Granito Encruzilhada, a biotita também é anterior ou contemporânea ao início da cristalização das

fases feldspáticas e do quartzo, indicando também condições subsaturadas durante a cristalização deste magma granítico.

As fases acessórias, como apatita, zircão e minerais opacos (óxidos de Fe e Ti) nos granitos da SIES ocorrem na forma de inclusões nas fases minerais essenciais (Fig. 35), mas concentram-se principalmente na biotita. A utilização do critério de inclusão para inferir a cristalização precoce destas fases minerais nos magmas graníticos é válida conforme os indicam os experimentos de Watson (1979) e Watson & Capobianco (1981). Contudo, o início e término da cristalização de apatita e zircão, depende da concentração de P e Zr na fusão granítica (Watson & Harrison 1983 e Harrison & Watson, 1984).

As inclusões de plagioclásio de composição mais cálcica (labradorita) nas porções mais interiores dos fenocristais feldspato alcalino dos granitos da SIES, indicam que o plagioclásio teria iniciado a cristalização antes. O contraste composicional com os demais cristais plagioclásio, que apresentam uma composição no de máximo de andesina (Figs. 27 e 28), sugerem que estas inclusões de plagioclásio mais cálcico não sejam originais do magma granítico, mas sim de um magma de composição mais básica, e que tenham funcionado como núcleos de cristalização do feldspato alcalino. A presença de labradorita nos enclaves microgranulares quartzo-dioríticos hospedados nos granitos desta suíte (Fig. 27) reforçam a hipótese de mistura de magmas. Contudo, a ocorrência de inclusões de plagioclásio menos cálcicos (andesina e oligoclásio) nos fenocristais de feldspato alcalino podem resultar de uma reabsorção incompleta ou parcial durante a cristalização de magmas traquíticos e sieníticos (cf. Nekvasil, 1991). A estreita associação dos granitos da SIES com corpos sieníticos, provavelmente com uma história evolutiva comum envolvendo assimilação/mistura, permite ponderar a hipótese de reabsorção do plagioclásio.

Alguns minerais como a titanita e alanita, apesar dos cristais poderem apresentar formas subédricas não parecem ser fases precoces, geralmente amoldam-se aos grãos de quartzo e feldspatos da matriz ou são englobados pelos minerais intersticiais reforçando o caráter mais tardio. Além disso, estes silicatos costumam concentrar elementos incompatíveis que se enriquecem nas fases finais dos magmas graníticos.

Os intercrescimentos mirmequíticos e pertíticos bem como os mantos nos granitos da SIES podem estar relacionados aos episódios mais tardios da cristalização no estágio magmático, os eutéticos, mas podem ser pós-magmáticos relacionados ao resfriamento das intrusões e interação com fluidos.

Dempster *et al.* (1991 e 1994) através do estudo da composição química mineral e isotópica dos feldspatos com pertitização e mantos de plagioclásio (textura rapakivi) nos granitos alcalinos da Groenlândia distingiram os processos de albitização relacionados ao estágio magmático e de equilíbrio *subsolidus* pós-magmático. Neste último a composição dos mantos era predominantemente albítica.

Lee *et al.* (1995) a partir de estudos microtexturais e composicionais nos fenocristais de feldspato alcalino do Granito Shap (Cumbria-Inglaterra), sugeriu que as composições dos feldspato alcalino próximas a Or₉₀ e a ocorrência de criptopertitas de baixas temperaturas (<400°C) eram resultantes de uma recristalização deutérica dos feldspatos.

A composição dos feldspatos potássicos (>Or₉₀) e das lamelas de albita das pertitas de exsolução (<An₁₀) dos granitóides da SIES (Figs. 25 e 26) reforçam a hipótese de um reequilíbrio em condições *subsolidus* (Fig. 35), provavelmente seguida de uma alteração deutérica.

Os mirmequitos nos protomilonitos do Granito Pitangueiras (Fotomicro. 30), provavelmente são produtos da recristalização relacionada a deformação tectônica, que somada a outras feições microtexturais de deformação como recristalização de bordo nas micas e quartzo marcam a transição entre o regime rúptil e dúctil (cf. Simpson, 1985). Contudo, a ausência de feições de deformação rúptil-dúctil no Granito Encruzilhada indicam que os mirmequitos neste corpo foram produtos finais da cristalização do magma ou de um reequilíbrio *subsolidus* (Fig. 35)

A clorita, a sericita e a fluorita são fases minerais relacionados a um estágio pós-magmático, talvez hidrotermal. As micas resultantes de processos de alteração hidrotermal são mais comuns no granito Pinheiros, onde os pegmatitos e faixas graisenizadas são maiores e mais abundantes.

A ocorrência de argilização e sericitização dos feldspatos somadas a desferrificação da biotita (Fotomicro. 23) e aos teores elevados de corindon normativo (>1%), em alguns termos do granito Pinheiros (Tab. 39) reforçam a atuação de um processo de alteração hidrotermal, provavelmente relacionado aos fluidos da fase pneumatolítica ou fluidos externos que percolaram os falhamentos que afetam estes corpos.

Picada (1967) reconheceu na evolução das rochas graníticas da SIES, e outras associadas, processos de albitização e graisenização relacionando-os ao estágio autometassomático, correspondendo aos processos pós-magmáticos.

8.b.2 - Profundidade de posicionamento e pressão

Algumas evidências, já apontadas por Bitencourt *et al.* (1993), como ausência de significativa deformação no estado sólido, um controle no posicionamento dos corpos por falhamentos de direções N-S e NE e os contatos intrusivos nas rochas encaixantes sugerem um posicionamento para os corpos graníticos da SIES controlado por mecanismo de intrusão passiva, tipo **magmatic stoping** em níveis epizonais seguido por reativações tectônicas.

O posicionamento dos corpos graníticos da SIES em níveis crustais rasos é marcado pela presença de xenólitos de rochas metamórficas de médio a alto grau e sieníticas, indicando feições de tetos pendentes e de brechas magmáticas. Além disso, a ocorrência de margens resfriadas, diques aplíticos e cavidades miarolíticas em alguns corpos graníticos desta suíte reforçam o seu caráter epizonal. A abundância de tais feições no granito Pinheiros, somada a presença de graissens, indicam um posicionamento apical para estas intrusões, que ocorrem como **stocks**.

White (1992) baseado nos experimentos de Burnham & Ohmoto (1980) sobre a mudança de volume dos magmas graníticos durante a liberação de H₂O, apontou a presença de cavidades miarolíticas nos granitos posicionados a pressões inferiores 1Kbar, correspondendo a profundidades menores que 3,5Km.

O reconhecimento de uma aureóla de metamorfismo de contato nas rochas encaixantes das intrusões graníticas da SIES, também corroboraria o caráter epizonal destas. A distribuição das isogradas no contato dos metassedimentos do Cerro do Facão no Complexo Cerro da Árvore com o Granito Encruzilhada é sugestiva de um metamorfismo térmico, contudo carece de estudos mais detalhados. Além disso, a tectônica superimposta e o metamorfismo regional provavelmente mascararam este evento.

No contato do Granito Pitangueiras com os gnaisses cálcio-silicatos da Suíte Metamórfica Várzea do Capivarita, Fernandes *et al.* (1991) identificaram metamorfismo de contato, fato que reforça o nível crustal raso desta intrusão.

A aplicação do geobarômetro Al^{total} nas hornblendas para os granitóides da SIES apresentou algumas limitações. O método desenvolvido por Hammarstrom & Zen (1986) e revisto por Schmidt (1992), consiste na determinação dos conteúdos de Al^{total} e pressão de equilíbrio da hornblenda em magmas cálcio-alcálicos de composição intermediária (tonalitos e granodioritos), através de experimentos. Este equilíbrio a hornblenda atinge

próximo da temperatura *solidus* da fusão, assim permitindo uma estimativa da profundidade de solidificação da intrusão.

Nas retas de calibração do Al^{total} em função da pressão, os anfibólios dos enclaves microdioríticos hospedados no Granito Encruzilhada forneceram valores entre 3 e 4Kbar, mas a validade destes resultados pode ser questionadas quanto sua representatividade para toda intrusão, pois trata-se de uma pequena porção de magma de composição intermediária.

Nos anfibólios da fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada a aplicação do geobarômetro é menos adequada porque os anfibólios podem ser xenocristais oriundos dos corpos sieníticos associados, que apresentam um quimismo alcalino.

As evidências acima descritas sugerem que os granitos da SIES foram posicionados entre 1 e 3Kbar, o que é reforçado pelo posicionamento destes nos diagramas no diagrama An-Ab-Or (Fig. 36) utilizado por Cherry & Trembath (1978) para estimar as pressões durante a cristalização e resfriamento dos magmas graníticos.

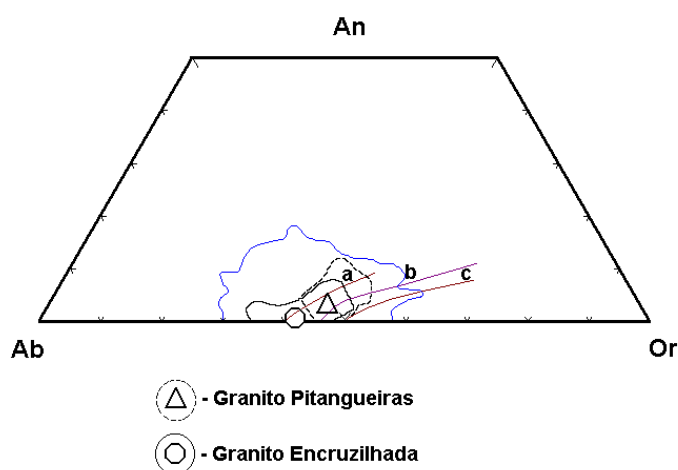


Figura 36: Diagrama An-Ab-Or com as composições médias normativas e os campos de ocorrência das fácies monzograníticas dos granitos Encruzilhada e Pitangueiras. O campo maior esboçado representa a composição normativa ($Ab+An+Or>80\%$) dos dos granitos utilizados por Tuttle & Bowen (1958). As curvas *liquidus* isobáricas **a** ($P_{total}=2Kbar$) e **c** ($P_{total}=0,5Kbar$) foram obtidas Cherry & Trembath (1978) a partir dos dados de Tuttle & Bowen (1958), e a **b** ($P_{total}=1Kbar$) foi obtida por James & Hamilton (1969).

8.b.3 - Temperatura de cristalização

O estudo da evolução térmica dos magmas graníticos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul apresentou algumas dificuldades, pois a avaliação precisa das temperaturas de cristalização através de geotermômetros, como os pares feldspatos utilizados por Fuhrman & Lindsley (1988) e Elkins & Groves (1990). A aplicação deste implica numa relação de contemporaneidade entre os dois feldspatos nem sempre verificada nos granitos desta suíte. Além disso, a composição dos feldspatos alcalinos, com o componente ortoclásio superior a 90% ($>Or_{90}$) indica um equilíbrio em condições *subsolidus* ou alteração deutérica que mascara a sua composição inicial.

Nos experimentos com sistemas graníticos a 2Kbar de pressão, em condições variadas de saturação em água na fusão, as temperaturas *liquidus* obtidas por Whitney (1975), marcada pela cristalização do plagioclásio foi entre 835°C (6% de H₂O) e 1100°C (1% de H₂O), ao passo que Naney (1983) investigando a cristalização de silicatos de ferro e magnésio no sistema granítico obteve valores maiores, entre 960°C (6% de H₂O) e superiores a 1100°C (1% de H₂O) marcados pelo aparecimento de ortopiroxênio. Os piroxênios em condições subsaturadas (<3% de H₂O) são reabsorvidos num intervalo de temperatura entre 750°C e 775°C e a biotita passa ser o único silicato ferro-magnésiano.

A similaridade das composições dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, com as dos líquidos utilizados por Naney (1983) nos experimentos e a estimativa das condições de subsaturação em água (<3,5% de H₂O) baseada na ordem de cristalização permitem inferir uma temperatura *liquidus* de no máximo 1000°C.

A temperatura *liquidus* dos magmas graníticos da SIES também pode ser estimada através da determinação dos valores das temperaturas de saturação em zircão, próximos a 800°C, como indicam as isotermas obtidas por Watson & Harrison (1983) em experimentos com magmas crustais (Fig. 37). Assim o intervalo da temperatura *liquidus* dos granitos desta suíte situam-se entre 1000°C e 800°C.

As temperaturas *solidus* dos sistemas graníticos variam com a pressão e a concentração de fluidos na fusão, como a água e o flúor. Nekvasil (1988a) no modelamento das superfícies cotéticas do sistema Qz-Ab-Or-H₂O a 2Kbar, para uma variação de concentração de H₂O entre 1,8% (aH₂O=0,20) e 5,8% (aH₂O=1,00) obteve temperaturas dos mínimos termais que de 870°C diminuíram para 711°C com o aumento da atividade da água na fusão. Neste modelamento o aumento da pressão de 2Kbar para 10Kbar, resultou num numa diminuição da

temperatura para 628°C. O abaixamento da temperatura do mínimo eutético de 710°C para 650°C também foi observado por Manning (1981), com aumento dos teores de flúor dissolvido na fusão. Os experimentos de Whitney (1975) para sistemas graníticos em condições hidratadas a 2Kbar definiram uma temperatura *solidus* entre 700°C e 725°C, já Naney (1983) obteve valores de 675±25°C.

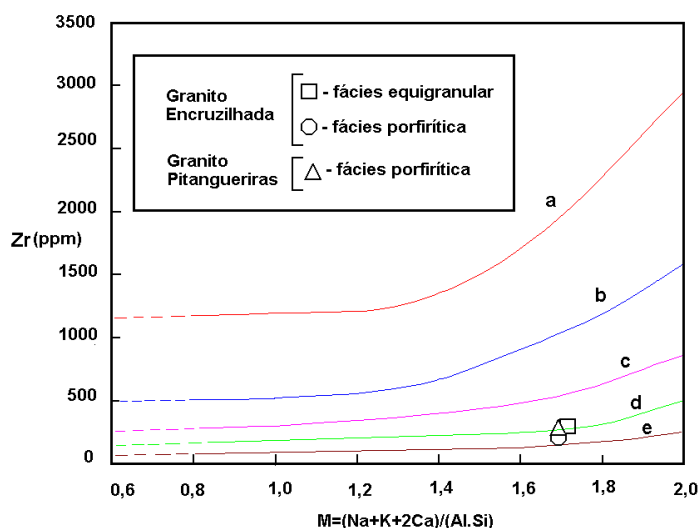


Figura 37: Diagrama de Watson & Harrison (1983) com as isotermas de saturação/solubilidade em zircão durante a cristalização de magmas crustais, obtidas a partir de experimentos envolvendo a concentração de Zr e um parâmetro cationico de diferenciação magmática (M). Os valores das isotermas são os seguintes: a=1020 °C, b=930 °C, c=860 °C, d=800 °C, e=750 °C.

As composições normativas (Tabs. 37 a 40) dos granitos da SIES por serem semelhantes (Fig 38) a dos experimentos de fusão do sistema granítico, e por estes corpos terem sido posicionados e cristalizados entre 1 a 3Kbar, as temperaturas *solidus* podem ser estimadas. Assim, admitindo uma pressão média de 2Kbar em condições subsaturada em água (<3% de H₂O) as temperaturas *solidus* dos granitos da SIES situa-se entre 710°C e 650°C, talvez até alcance temperaturas menores uma vez que a os significativos teores de flúor nasbiotitas e a ocorrência de fluorita entre os minerais acessórios indicam concentrações importantes deste elemento entre os fluidos magmáticos.

A presença de algumas feições microtexturais como a ocorrência de mantos albiticos e a própria composição dos feldspato alcalinos potássicos atestam que houve um reequilíbrio abaixo da temperatura *solidus*, ou seja em condições *subsolidus*.

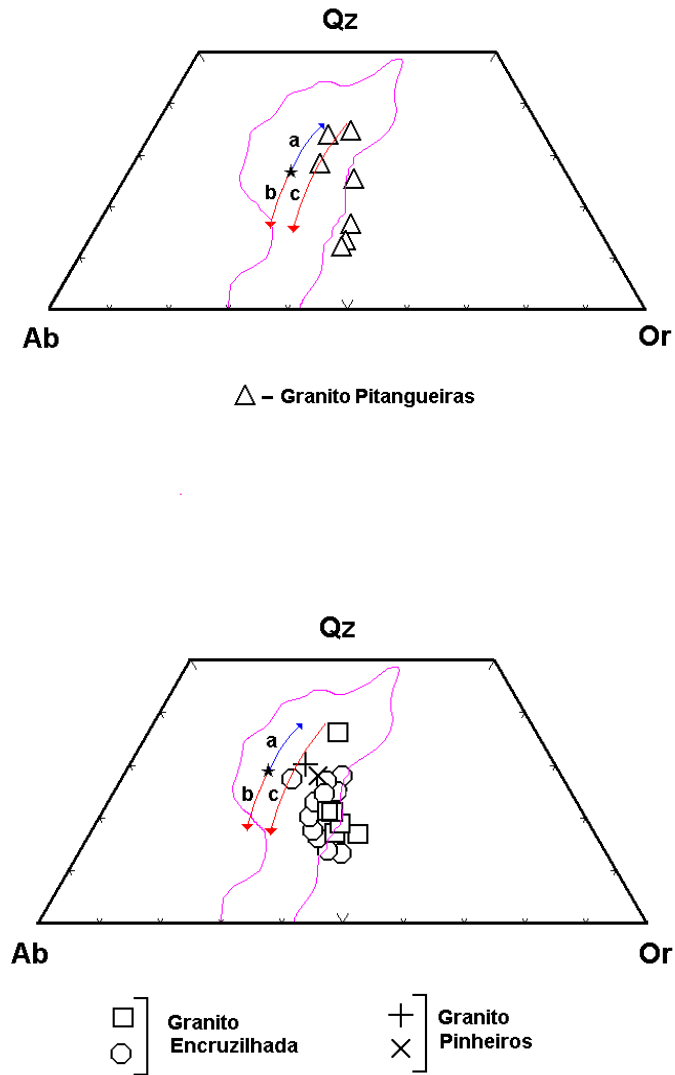


Figura 38: Diagrama Qz-Ab-Or com a composição normativa dos granitos Pitangueiras, Encruzilhada e Pinheiros da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. O campo esboçado representa a composição normativa ($Ab+Or+Qz > 80\%$) dos granitos utilizados por Tuttle & Bowen (1958). A curva **a** marca o aumento da atividade da água na fusão ($a_{H_2O}=0,2$ para $1,0$) e a diminuição da mínimos termais ($T_{min}=870^\circ C$ para $711^\circ C$) a uma pressão de 2Kbar (Nekvasil, 1988). A curva **b** marca o aumento da pressão total de 2Kbar para 10Kbar e diminui a $T_{min}=628^\circ C$ para uma $a_{H_2O}=1,0$ (Nekvasil, 1988). A curva **c** marca a diminuição do mínimo eutético ($T_{min}=710^\circ C$ para $650^\circ C$) com o aumento dos teores de F, variando de condições anidra até 4%, a 1Kbar (Manning, 1981).

código das amostras	PCA-III-15a	PED-III-107	PED-III-35	PED-II-22	MV-06	MV-34	MV-56
fases minerais normativas em % peso							
Quartzo	27,83	22,74	27,41	24,16	27,44	22,22	25,28
Ortoclásio	30,38	31,24	32,61	31,27	23,34	26,83	31,92
Albita	31,23	35,92	33,62	34,54	40,84	41,05	35,40
Anortita	4,47	3,64	0,94	2,45	1,18	1,16	1,43
Corindon	-	-	-	-	-	-	-
Na-metasilica	-	-	-	-	-	-	-
Diopsídio	0,55	2,95	2,87	2,55	4,32	5,97	3,61
Hipertênio	4,57	2,03	1,70	3,49	1,81	1,53	1,00
Magnetita	0,26	0,69	0,32	0,69	0,15	0,31	0,88
Ilmenita	0,52	0,62	0,44	0,67	0,87	0,75	0,44
Apatita	0,19	0,27	0,20	0,27	0,12	0,27	0,14
Zircão	-	0,03	0,02	0,04	0,04	0,03	0,03
Total	100,00	100,13	100,10	100,14	100,11	100,13	100,15

código das amostras	PCA-IV-161	PED-III-12	MV-46a	MV-49a	MV-49b	MV-51	CM1 fmp-GE
fases minerais normativas em % peso							
Quartzo	26,95	20,24	27,73	21,76	26,61	23,96	25,25
Ortoclásio	28,38	29,48	26,73	30,01	30,43	27,35	28,12
Albita	36,92	42,00	37,75	38,23	31,43	39,87	38,30
Anortita	-	-	-	-	-	-	1,10
Corindon	-	-	-	-	-	-	-
Acmita	-	0,85	-	-	0,29	-	-
Na-metasilica	0,32	0,01	0,70	1,23	2,58	0,99	-
Diopsídio	4,89	5,41	5,03	6,24	5,78	6,38	4,33
Hipertênio	2,08	1,45	1,81	1,84	2,07	0,92	1,84
Magnetita	-	-	-	-	-	-	0,43
Ilmenita	0,42	0,44	0,50	0,63	0,71	0,56	0,56
Apatita	0,15	0,22	0,19	0,15	0,20	0,07	0,17
Zircão	0,03	0,03	0,03	0,05	0,05	0,03	0,03
Total	100,10	100,12	100,11	100,13	100,14	100,12	100,13

Tabela 37: Composição mineral normativa dos granitos da fácies monzogranito porfírico do Granito Encruzilhada - Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. No cálculo da norma CIPW foi utilizado o programa NEWPET 2.0 (Clarke *et al.* 1993).

código das amostras	MV-38a	MV-38c	MV-38d	MV-47a	PQC-VII-57	MV-57a	CM2 fse-GE
fases minerais normativas em % peso							
Quartzo	32,41	28,91	31,29	29,87	32,09	26,83	29,06
Ortoclásio	31,74	29,36	28,06	30,43	30,08	30,56	30,39
Albita	26,36	31,64	32,79	30,55	29,52	31,05	32,09
Anortita	-	-	-	-	3,00	3,39	-
Corindon	-	-	-	-	-	-	-
Acmita	-	1,06	-	-	-	-	0,67
Na-metasilica	3,11	2,16	1,95	2,31	-	-	1,18
Diopsídio	4,60	4,75	4,00	3,91	1,14	1,73	4,14
Hipertênio	1,41	1,74	1,70	2,43	3,74	5,34	2,03
Magnetita	-	-	-	-	-	0,15	-
Ilmenita	0,44	0,42	0,25	0,50	0,42	0,75	0,42
Apatita	-	-	0,02	0,02	0,05	0,29	0,10
Zircão	0,04	0,04	0,02	0,06	0,06	0,05	0,04
Total	100,11	100,08	100,08	100,09	100,09	100,14	100,12

Tabela 38: Composição mineral normativa dos granitos da fácies sienogranito equigranular do Granito Encruzilhada da SIES. No cálculo da norma CIPW foi utilizado o programa NEWPET 2.0.

código das amostras	AN-05	PCA-IV-166	PCA-IV-167	PCA-II-10	MV-02	MV-28	CM3 gPh
fases minerais normativas em % peso							
Quartzo	35,88	35,69	34,25	34,42	33,86	33,10	34,89
Ortoclássio	25,57	25,43	27,19	25,96	25,75	25,70	26,36
Albita	33,07	33,44	33,38	33,84	36,58	35,43	33,35
Anortita	3,09	1,53	0,95	1,92	-	-	2,27
Corindon	0,69	1,87	2,54	1,08	-	-	0,78
Na-metasilica	-	-	-	-	0,65	0,79	-
Diopsídio	-	-	-	-	2,77	4,04	-
Hipertênio	0,30	1,59	1,10	2,61	0,25	0,71	1,61
Magnetita	1,29	0,13	0,18	-	-	-	0,53
Ilmenita	0,13	0,15	0,19	0,21	0,19	0,31	0,19
Apatita	0,05	0,22	0,29	0,02	0,02	-	0,10
Zircão	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,02	0,01
Total	100,07	100,06	100,08	100,07	100,09	100,09	100,08

Tabela 39: Composição mineral normativa do granito Pinheiros da SIES. No cálculo da norma CIPW foi utilizado o programa NEWPET 2.0.

código das amostras	PQC-II-09	PQC-II-199	PED-I-23	PED-I-25a	PED-II-94	MV-48a	MV-58a	CM3 GPt
fases minerais normativas em % peso								
Quartzo	24,75	27,07	26,16	25,02	24,22	15,39	16,97	21,43
Ortoclássio	30,49	33,35	29,87	34,40	29,61	33,43	33,86	33,74
Albita	29,94	27,70	34,34	33,12	34,35	38,24	37,43	34,36
Anortita	6,83	4,14	2,98	1,29	3,40	-	-	1,85
Corindon	0,32	1,28	-	-	-	-	-	-
Acmita	-	-	-	-	-	1,73	1,54	-
Na-metasilica	-	-	-	-	-	0,08	-	-
Diopsídio	-	-	2,73	3,33	2,38	6,56	6,29	3,87
Hiperstênio	6,77	5,80	2,54	1,23	3,47	2,76	3,71	2,92
Magnetita	-	-	0,57	0,79	1,33	-	0,01	0,86
Ilmenita	0,75	0,52	0,63	0,71	0,93	1,04	1,00	0,80
Apatita	0,27	0,22	0,29	0,22	0,45	0,37	0,34	0,29
Zircão	0,04	0,03	0,04	0,04	0,05	0,04	0,06	0,05
Total	100,16	100,11	100,16	100,16	100,19	100,17	100,20	100,18

Tabela 40: Composição mineral normativa da fácies monzogranítica do Granito Pitangueiras - Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. No cálculo da norma CIPW foi utilizado o programa NEWPET 2.0.

8.c - PROCESSOS MAGMÁTICOS

8.c.1 - Mistura de magmas

A mistura de magmas é um importante processo de diferenciação que resulta numa ampla diversidade composicional e textural nas rochas ígneas. A importância deste processo magmático vem sendo investigada desde o final do século XIX e início deste, conforme revisto por Wilson (1993), mas foi nas últimas duas décadas que surgiram vários estudos e experimentos laboratoriais de magmas com propriedades físicas e químicas contrastantes em diferentes condições térmicas, fluido dinâmicas e graus de misturas.

Bacon (1986) utilizou o termo **mingled magmas** para diferenciar um processo de mistura mecânica heterogênea, envolvendo cristais e líquidos, como os que resultam nos enclaves microgranulares máficos hospedados em rocha granítica, dos processos

de mistura homogênea de líquidos (**mixed magmas**), que resultam em rochas híbridadas de composição intermediária entre as ácidas e básicas. Portanto, os processos de mistura de magmas implicam em coexistência de magmas de diferentes composições e propriedades físicas.

Nos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul foram identificadas evidências de campo e petrográficas de processos de mistura de magmas, principalmente de **mingling**.

No Granito Encruzilhada foram identificados vários afloramentos com enclaves microgranulares com diferentes graus de misturas, isto se reflete pela quantidade de material granítico englobado pelos glóbulos de magma máfico e pelos tipos de contato enclave/hospedeira. A mistura mecânica por vezes foi tão efetiva que gerou produtos híbridos, as porções híbridadas¹ (foto 08), sendo que algumas vezes quando os glóbulos de magma máfico eram muito pequenas restaram apenas vestígios, os **schlierens** (Foto 15).

Os pulsos de injeção de magma máfico na câmara magmática granítica foram pluriepisódicos, pois são identificados enclaves em diferentes estágios de interação com a hospedeira granítica, apresentando diferentes formas e granulação. Alguns apresentam formas angulosas e são microgranulares, outros exibem formas arredondadas ou de bolsões irregulares com granulometria maior (porções híbridadas), indicando terem sido posicionados em diferentes estágios de cristalização da hospedeira. Além disso, nas porções híbridadas foram identificados duplos enclaves (Foto 8), corroborando o caráter pluriepisódico.

A matriz microgranular indica um rápido resfriamento da bolha de magma máfico, devido ao contraste de temperatura com a hospedeira granítica, isto também é reforçado pela ocorrência de margens resfriadas em alguns enclaves microgranulares. Em lâmina delgada a presença de microtexturas, como cristais aciculares de apatita na matriz dos enclaves microgranulares (Fotomicro. 19), tem sido comumente descrita como resultante deste rápido resfriamento (Vernon, 1983 e Mariano, 1994)

A presença de megacristais de feldspatos e quartzo resulta numa textura porfirítica fina ou pórfira nos enclaves microgranulares, conferindo-lhes um aspecto subvulcânico. Estes megacristais são originais da hospedeira granítica e penetraram mecanicamente na bolha de magma máfico, conforme pode ser observado em campo (Foto 7). Outro fator que reforça a hipótese de que os megacristais não cristalizaram do magma máfico

¹ O termo **porções híbridadas** não implica em **mixing**, mas reflete um maior grau de mistura mecânica entre os magmas .

e que estes apresentam uma composição original básica (quartzo-diorítica), sendo pouco provável cristalizarem como fenocristais precoces de feldspato e quartzo. Além disso, estes megacristais ou xenocristais apresentam microtexturas ígneas, como inclusões e feições de desequilíbrio térmico e composicional, que confirmam esta hipótese.

Os megacristais de feldspato alcalino na porção central apresentam inclusões que são semelhantes a da matriz da hospedeira granítica, e diferentes em granulação e composição das que ocorrem nos mantos de sobrecrecimento nos megacristais, que se assemelham as da matriz dos enclaves microgranulares. Este foi um critério utilizado por Vernon (1986), que também pode ser aplicado para os granitóides da SIES (Fotomicro. 4).

Hibbard (1981) e Vernon (1983) apontam o arredondamento dos grãos (corrosão) e a ocorrência de mantos de plagioclásio nos feldspato alcalino (textura rapakivi), coroas de minerais máficos no quartzo (textura ocelar) e zonação descontínua dos plagioclásios como feições marcam o hibridismo entre o magma máfico básico e o félsico granítico, o que resulta em um desequilíbrio térmico e composicional entre estes magmas de composição e propriedades físicas contrastantes. Nos enclaves microgranulares hospedados no Granito Encruzilhada foram observadas texturas rapakivi (Fotomicro. 4) e ocelar (fotomicro. 08) confirmando este caráter híbrido.

A análise química mineral das biotitas (Fig. 29), anfibólios (Fig. 32) e plagioclásios (Fig. 27) que compõem os enclaves microgranulares sem contaminação hospedados no Granito Encruzilhada, refletem uma composição básica.

A abundância de produtos de mistura de magmas félsicos e máficos no Granito Pitangueiras é maior que no Encruzilhada. Estes produtos de mistura são diferentes em alguns aspectos, pois além de ocorrerem como porções híbridas, enclaves microgranulares arredondados (Foto 29) e angulosos (Foto 31) é frequente a ocorrência de diques máficos sin-plutônicos (Foto 32). Além disso, algumas características mineralógicas e composicionais evidenciam que o processo de **mixing** entre os magmas máfico e félsico foram mais efetivos no Granito Pitangueiras. Esta variação nos produtos de misturas que refletem diferentes tipos de interação entre os magmas é principalmente controlada pelas suas temperaturas iniciais, volumes relativos, composições, conteúdos de água, taxas de cristalização e subsequentemente pela sua reologia (Fernandez & Barbarin, 1993).

No Granito Pitangueiras o hibridismo parece ter gerado um número maior de termos intermediários entre o pólo granítico e o quartzo-diorítico, isto é evidenciado

através da variação composicional petrográfica (Fig. 7) que este corpo apresenta que contrasta com a mostrada pelo Granito Encruzilhada e seus produtos de mistura (Fig. 6).

A análise química dos plagioclásios dos granitos Pitangueiras e Encruzilhada revelou a presença de recorrências cálcicas nos cristais zonados, que pode ser resultado de uma recarga de um líquido mais básico no magma granítico, sugerindo um processo de **mixing**. Este processo de mistura mais homogênea teria sido maior no Granito Pitangueiras, conforme sugere a composição mais cálcica do plagioclásio (An_{31} a An_{38}) e a maior abundância de recorrências cálcicas.

A diferença entre a composição química dos produtos de mistura e suas hospedeiras graníticas se reflete nos teores elevados de CaO, MgO, FeO, TiO_2 , P_2O_5 , Ba e Sr e inferiores de SiO_2 , K_2O e Rb apresentados pelos primeiros em ambos corpos graníticos, mas esta variação composicional é maior no Granito Pitangueiras (Figs. 39 e 40).

Os **trends** lineares nos diagramas Harker são típicos de processos de mistura de magmas (Vieira Jr., 1990 e Wilson, 1993). A variação composicional entre os produtos de mistura de magmas e a hospedeira granítica da SIES mostra **trends** lineares (Figs. 39 e 40), reforçando a importância da participação do processo de mistura de magmas.

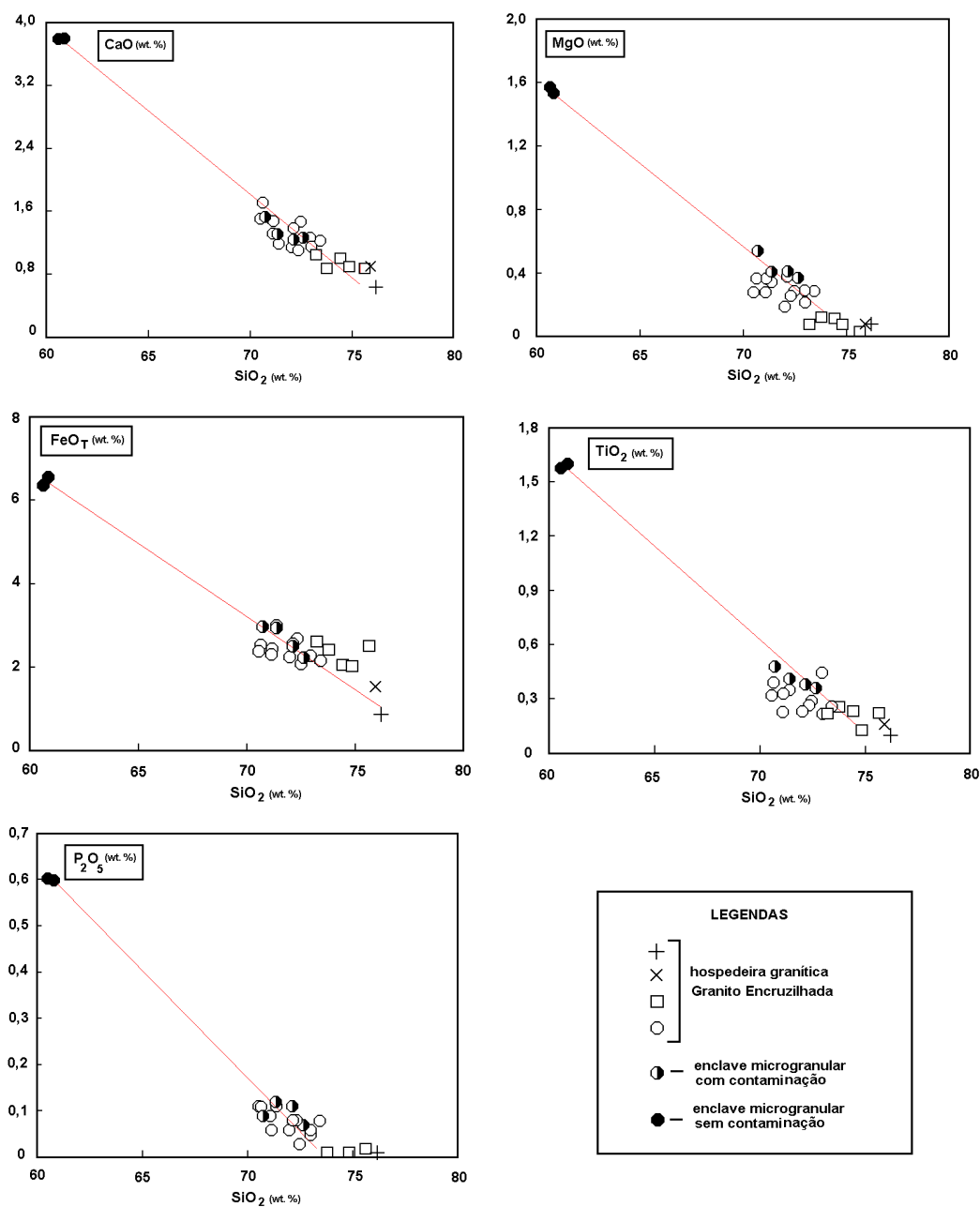


Figura 39: Diagramas Harker mostrando os **trends** lineares de mistura entre os enclaves microgranulares (pólo básico) e a hospedeira granítica, o Granito Encruzilhada (pólo ácido).

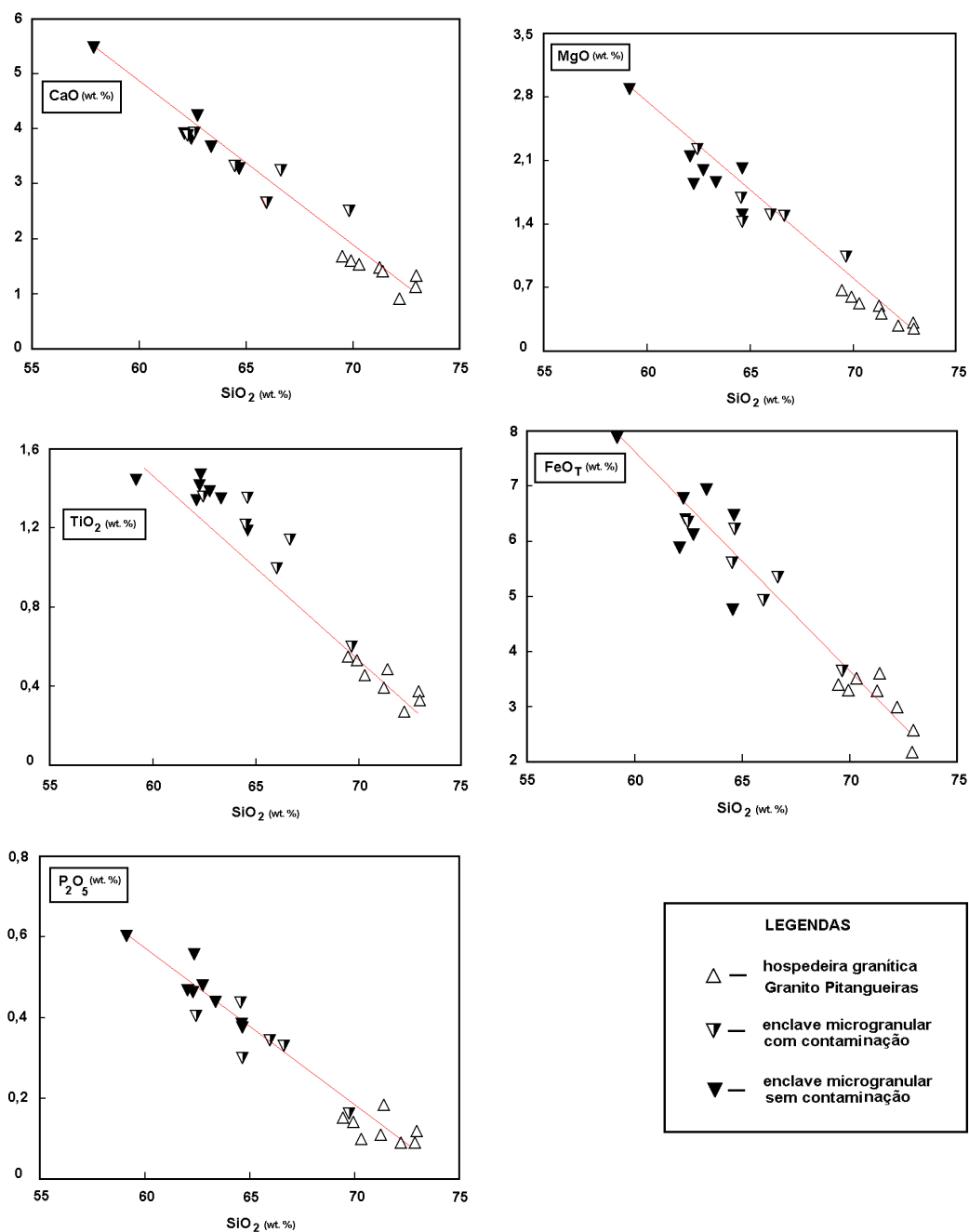


Figura. 40: Diagramas Harker mostrando os **trends** lineares de mistura entre os enclaves microgranulares (pólo básico) e a hospedeira granítica, o Granito Pitangueiras (pólo ácido).

8.c.2 - Modelamento para mistura de magmas

Os modelamentos dos **trends** dos líquidos em diagramas Harker feitos por Wall *et al* (1987) para os granitóides da Suíte Jindabyne (SE da Austrália) e por Nielsen (1990) para as rochas vulcânicas do Kilauea (Hawaii) mostraram que é difícil avaliar a evolução dos magmas, unicamente através do processo de cristalização fracionada sem ponderar as recargas na câmara magmática que implicam em processos de mistura de magmas.

O processo de mistura de magmas nos basaltos da Cadeia de Reykjanes (Islândia) foi avaliado por Langmuir *et al* (1978), utilizando métodos gráficos binários de elementos, isótopos e razões entre estes, configurando curvas hiperbólicas que refletem diferentes proporções de mistura. Contudo, as restrições aos modelos simples de mistura e/ou assimilação das encaixantes não ponderando a cristalização fracionada, um processo importante na diferenciação magmática na maioria das rochas ígneas, fez com que De Paolo (1981) desenvolvesse a modelo ACF utilizando elementos traços e isótopos e combinando ambos processos.

Nas rochas da SIES foi feita uma modelagem de mistura simples, pois a avaliação por ACF é mais complexa, necessitando de parâmetros mais específicos como o coeficiente de partição global sólido/líquido dos elementos envolvidos, razões de mistura e cristalização e a fração de líquido em cada estágio. Neste modelamento foi escolhido o Granito Pitangueiras por apresentar os melhores exemplos de produto de mistura de magmas e por dispor dos dados isotópicos Rb-Sr necessários para o modelamento. Foi utilizado o módulo NEWMIX do programa NEWPET 2.0 (Clarke *et al.*, 1993) que aplica o método de Langmuir *et al.* (1978), onde plotando-se as amostras que representam os membros extremos, 287 a mais básica e 289 a mais ácida, nos diagramas de variação de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \times \text{Sr}$ (Fig. 41a) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times \text{Sr}$ (fig. 42a) obteve-se uma hiperbole com os intervalos de mistura. Nestes diagramas as amostras intermediárias não caíram sobre a curva, talvez devido à escolha dos termos extremos, o pólo ácido e o básico. Mas pode também estar refletindo uma influência do processo de cristalização fracionada, isto pode ser reforçado pelos diagramas de variação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} \times 1/\text{Sr} \cdot 1000$ (Fig. 41b) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} \times 1/\text{Sr} \cdot 1000$ (Fig. 42b), onde os pontos intermediários não caem sobre a linha de mistura.

Desta forma ficou comprovado que apesar da mistura de magmas gerar produtos que resultaram numa variação composicional nos granitóides da SIES, em especial no Granito Pitangueiras. Contudo, este processo não foi o único e provavelmente nem o mais significativo na evolução magmática desta suíte.

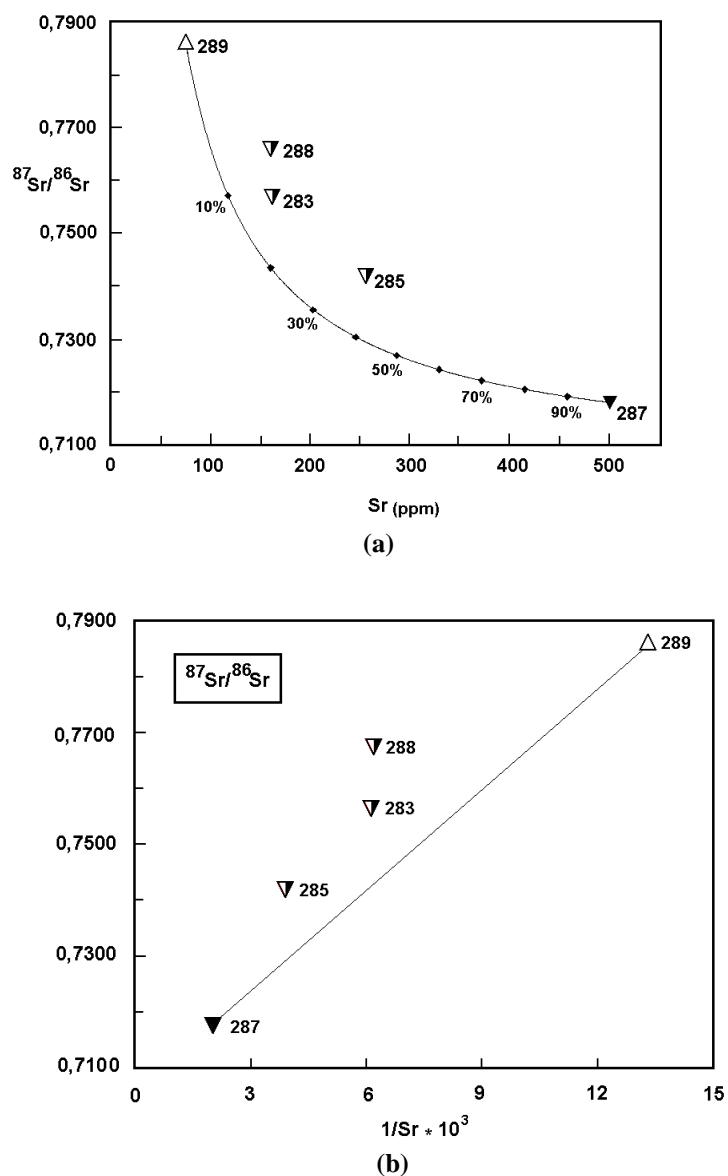


Figura 41: Diagramas de variação $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x Sr (a) e $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ x $1/\text{Sr} \cdot 10^3$ (b) de mistura simples para o Granito Pitangueiras e seus produtos híbridos. Os intervalos percentuais na hipérbole da figura a refere-se as proporções de mistura entre os dois membros extremos.

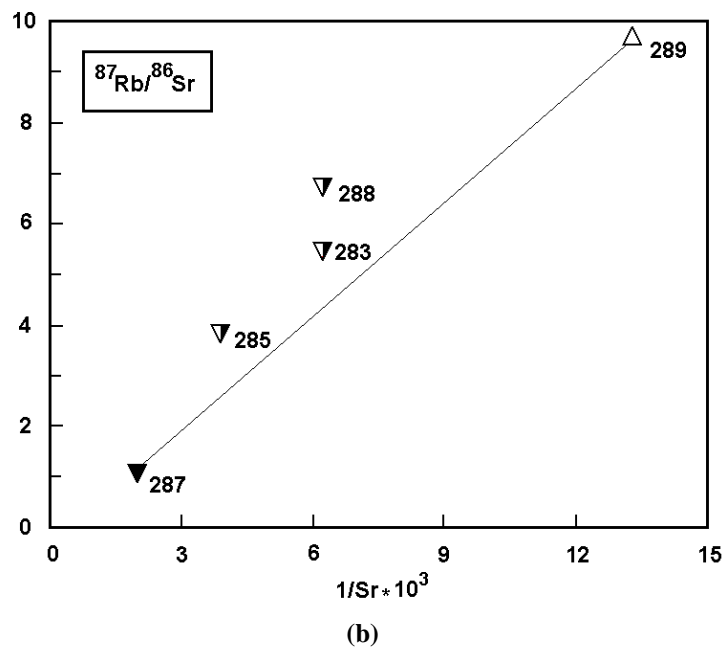
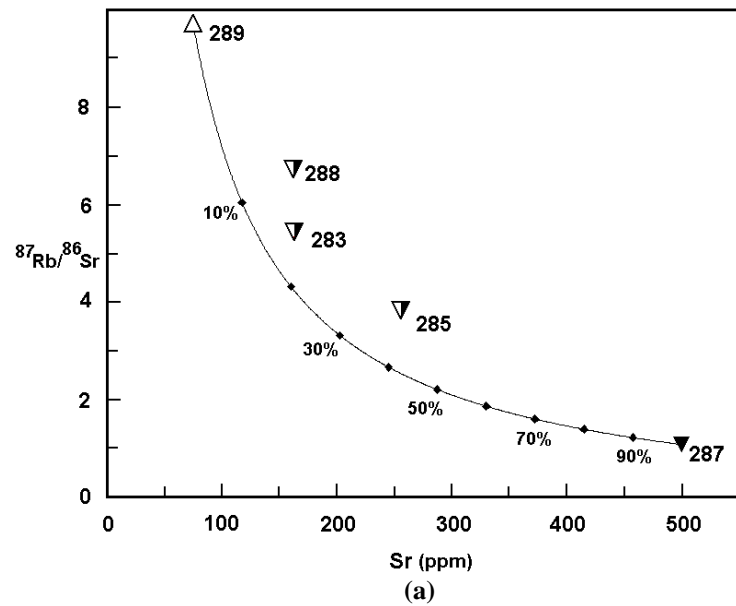


Figura 42: Diagramas de variação $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ x Sr (a) e $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ x $1/\text{Sr} \cdot 10^3$ (b) de mistura simples para o Granito Pitangueiras e seus produtos híbridos. Os intervalos percentuais na curva da figura a refere-se as proporções de mistura entre os dois membros extremos

8.c.3 - Cristalização fracionada

A cristalização fracionada é um processo de diferenciação magmática que envolve a fracionamento cristal-líquido, e vem sendo investigada por pesquisadores nos últimos 150 anos, conforme revisto por Wilson (1993).

O assentamento gravitacional (**gravitational settling**), onde os cristais por gravidade sedimentam se separando do líquido, foi o primeiro mecanismo utilizado na investigação da diferenciação de magmas básicos de intrusões acamadadas como a de Skaergaard, no Leste da Groenlândia. Este mecanismo de fracionamento foi questionado por McBirney & Noyes (1979) e Naslund (1984) que propuseram modelos alternativos.

O fracionamento convectivo (**convective fractionation**) proposto por Sparks *et al.* (1984), implica em separação de líquidos de diferentes densidades por correntes termais convectivas do magma, concentrando os menos densos e mais diferenciados no topo da câmara magmática e os mais densos e básicos numa camada na base da câmara. A cristalização inicia nas zona de solidificação nas paredes da câmara magmática, onde o **mush** (cristal+líquido) por efeito de pressões (**filter pressing**) segregaria líquidos diferenciados que migrariam para o interior da câmara.

Os modelos envolvendo a cristalização *in situ* (McBirney & Noyes, 1979, McBirney *et al.*, 1985, Nilson *et al.*, 1985, Languimur, 1989) tem predominado, mas Nielsen (1990) ponderou os processos de recargas na câmara magmática. Além disso, no limite de transição entre as camadas e nas zonas de solidificação pode ocorrer assentamento de cristais, conforme McBirney (1980).

Dentre os mecanismos acima descritos o fracionamento convectivo tem sido o mais aplicado para explicar a diferenciação de magmas graníticos por cristalização fracionada. Isto se deve principalmente a alta viscosidade e o intenso fluxo termal convectivo dos magmas ácidos que anula ou atenua o assentamento gravitacional dos cristais (Wilson, 1993).

Vieira Jr. & Soliani Jr. (1989) e Gastal & Nardi (1991) no modelamento de granitos da Suíte Intrusiva Saibro, por cristalização fracionada utilizaram este mecanismo para explicar a separação cristal-líquido durante a diferenciação magmática.

Nos granitos da SIES algumas evidências de campo, petrográficas e geoquímicas apontam para um processo de cristalização fracionada na diferenciação magmática, e provavelmente por fracionamento convectivo.

A distribuição dos corpos graníticos da SIES, com a localização mais externa do Granito Pitangueiras e mais interna do Granito Encruzilhada (Fig. 1), poderia sugerir uma zonalidade na suíte. As evidências texturais e composicionais, como granulação mais fina e composição menos diferenciada no Granito Pitangueiras são contrastantes com as características do Granito Encruzilhada, reforçando a hipótese de uma zonalidade. Contudo, a

dificuldade de individualização e de um controle da distribuição espacial das fácies em alguns corpos graníticos, como o Pitangueiras, torna difícil a identificação de uma zonalidade interna.

No Granito Encruzilhada observa-se feições locais com concentrações de fenocristais formando bolsões, sobrando porções onde predomina matriz (Foto 4), podendo ser resultante de fracionamento convectivo. Não sendo descartada a hipótese de que tal heterogeneidade seja resultado de uma concentração de voláteis e núcleos de crescimento minerais.

O estabelecimento de uma seqüência de cristalização para os granitos da SIES baseada em relações microtexturais, evolução química e correlação com experimentos da literatura reforçam a participação de um processo de cristalização fracionada.

Nos diagramas Harker de variação dos granitos da SIES (Figs. 8, 9 e 17) os **trends** curvilineares, típicos de magmas diferenciados por cristalização fracionada (Vieira Jr., 1990 e Wilson, 1993), não são bem claros para todos elementos, podendo estar refletindo a participação de outros processos magmáticos (mistura magmas/assimilação) ou pós-magmáticos (hidrotermalismo).

8.c.4 - Modelamento para cristalização fracionada

Na tentativa de avaliar a participação do processo de cristalização fracionada, por mecanismo convectivo nos magmas graníticos da SIES foi utilizado cálculo de balanço de massa dos elementos maiores e para os traços, pelo método dos mínimos quadrados, no programa GPP (Geist *et al.* 1985).

Foram selecionados o plagioclásio, feldspato alcalino potássico, quartzo e biotita por serem as principais fases minerais a refletirem a variação na composição petrográfica dos granitos da SIES.

A cristalização dos feldspatos e biotita envolve a participação dos principais elementos maiores e alguns traços importantes como Ba, Rb e Sr. A composição das fases minerais utilizadas no modelamento foi obtida resultados das análise por microsonda eletrônica, a excessão do feldspato alcalino potássico que por não refletir mais a composição original foi adotado um exemplo da literatura.

Na primeira hipótese testou-se a possibilidade do Granito Pitangueiras representar o magma parental numa diferenciação para o Granito Encruzilhada (Tab. 41a). Obteve-se um fracionamento de 9% de plagioclásio (An₃₂), 38% de biotita (#Fe=0,65) e 53%

de sanidina (Or₇₁) à aproximadamente 11% de cristalização do magma (1-F). A baixa taxa de cristalização favoreceria uma diferenciação por fracionamento convectivo, como observado por Huppert & Sparks (1984) e Sparks *et al.* (1984). Apesar do somatório dos quadrados dos resíduos não ter sido suficientemente baixo ($\Sigma \text{res.}^2 < 1\%$), os bons coeficiente de correlação (calculado/observado), próximos da unidade, para o Ba e Sr (Tab. 41b) reforçam a hipótese de diferenciação entre os granitos Pitangueiras para o Encruzilhada por fracionamento mineral. A utilização do quartzo entre as fases minerais fracionadas resulta num produto de composição quartzo-sienítica, com 15% de plagioclásio (An₃₂), 25% de biotita (#Fe=0,65), 43% de sanidina (Or₇₁) e 16% de quartzo à 20% de cristalização do magmática.

elementos maiores (% wt. óx.)	líquido parental CM ₄	fases minerais			composição final	
		PLGpt	BTGpt	SN20	CM ₁	calculada
SiO ₂	71,38	61,31	38,20	65,62	73,25	73,35
TiO ₂	0,43	-	2,70	-	0,29	0,35
Al ₂ O ₃	13,59	24,94	16,26	18,91	12,99	13,01
FeO _T	3,22	0,10	24,57	0,10	2,47	2,48
MgO	0,45	-	8,10	-	0,27	0,13
CaO	1,39	6,27	-	0,28	1,29	1,47
Na ₂ O	4,08	7,25	-	3,67	4,52	4,26
K ₂ O	5,47	0,19	10,16	11,42	4,92	4,94

Tabela 41a: Balanço de massa com elementos maiores para avaliar a possível evolução do Granito Pitangueiras (Gpt) para o Granito Encruzilhada (GE). Nesta etapa obteve-se somatório do quadrado dos resíduos (Σres^2) de 0,141.

CM₄ - composição média da fácies mozogranítica do Gpt

CM₁ - composição média da fácies monzogranítica do GE

PLGpt - composição média dos plagioclásios do Gpt (An₄₂)

BTGpt - composição média das biotitas do Gpt (# Fe=0,65)

SN20 - composição de uma sanidina com Or₇₁ (Nash & Crecraft, 1985)

el. traços (ppm)	liq. parental CM ₄	coeficientes de partição (Kd)			produto final		calc/obs
		sanidina	plagioclásio	biotita	CM ₁	calc.	
Ba	676	5,0	0,4	6,4	377	425	1,13
Rb	319	0,97	0,8	3,6	161	286	1,78
Sr	161	4,0	2,8	0,36	117	136	1,16

Tabela 41b: Balanço de massa com elementos traços na diferenciação do Gpt para o GE. Os valores dos coeficientes de partição dos elementos traços/mineral/líquido (Kd) em magmas ácidos foram extraídos de Henderson (1984) e Nash & Crecraft (1985).

Na continuidade do modelamento testou-se a diferenciação entre as fácies do Granito Encruzilhada. Foi testada a hipótese da fácies monzogranítica (CM₁) representar o líquido inicial que diferenciaria para a fácies sienogranítica (CM₂). Contudo, os melhores resultados matemáticos, como menor somatório dos quadrados dos resíduos e coeficiente de correlação dos elementos traços foram obtidos utilizando uma composição média das fácies do Granito Encruzilhada (CL₁₋₂) como líquido inicial (Tab. 42)

Na diferenciação entre as fácies do Granito Encruzilhada obteve-se um fracionamento de 61% de plagioclásio (An_{20}), 9% de biotita ($\#Fe=0,78$) e 30% de sanidina (Or_{71}) com $1-F=6\%$. A adição de quartzo entre as fases minerais fracionadas resulta num termo de composição quartzo-monzonítica, com de 42% de plagioclásio (An_{20}), 9% de biotita ($\#Fe=0,78$) e 31% de sanidina (Or_{71}) e 19% de quartzo à 12% de cristalização.

Foi feita uma tentativa de modelar a diferenciação do Granito Encruzilhada para o granito Pinheiros, mas os resultados não foram satisfatórios. Isto reflete a alteração hidrotermal no granito Pinheiros, e se este corpo granítico for realmente da SIES deve corresponder a uma fácies hidrotermalizada do Granito Encruzilhada, onde as evidências de campo e texturais indicam tratar-se de porções ápicais das intrusões.

O modelamento matemático acima indica que a cristalização fracionada pode ter sido o processo magmático responsável pela diferenciação do Granitos Pitangueiras para o Encruzilhada, e entre as fácies deste último. Contudo, não se limita um único processo magmático atuante.

elementos maiores (% wt. óx.)	líquido parental	fases minerais			composição final	
	CM ₁	PLGE	BTGE	SN20	CM ₂	calculada
SiO ₂	73,25	64,31	37,80	65,62	74,85	74,79
TiO ₂	0,29	-	3,80	-	0,22	0,29
Al ₂ O ₃	12,98	22,90	15,03	18,91	11,83	11,85
FeO _T	2,47	0,10	28,64	0,10	2,49	2,44
MgO	0,27	-	4,78	-	0,12	0,25
CaO	1,29	3,93	-	0,28	0,97	1,11
Na ₂ O	4,52	8,49	-	3,67	4,49	4,27
K ₂ O	4,92	0,27	9,95	11,42	5,03	5,00

Tabela 42a: Balanço de massa com elementos maiores para avaliar a possível diferenciação da fácies monzogranítica para a sienogranítica do GE. Nesta etapa obteve-se um $\Sigma res^2=0,097$.

CM₁ - composição média da fácies monzogranítica do GE

CM₂ - composição média da fácies sienogranítica do GE

PLGE - composição média dos plagioclásios do GE (An_{32})

BTGE - composição média das biotitas do GE ($\# Fe=0,78$)

SN20 - composição de uma sanidina com Or_{71} (Nash & Crecraft, 1985)

el. traços (ppm)	liq. parental	coeficientes de partição (Kd)			produto final		calc/obs
	CM ₁	sanidina	plagioclásio	biotita	CM ₂	calc.	
Ba	377	5,0	0,4	6,4	256	318	1,24
Rb	372	0,97	0,8	3,6	288	159	0,55
Sr	117	4,0	2,8	0,36	86	90	1,06

Tabela 42 b: Balanço de massa com elementos traços na diferenciação entre as fácies do GE. Os valores dos Kds dos elementos traços em magmas ácidos foram extraídos de Henderson (1984) e Nash & Crecraft (1985).

8.c.5 - Assimilação das rochas encaixantes

O processo de assimilação das rochas encaixantes pelos granitos da SIES é sugerido por algumas evidências de campo e geoquímicas.

Os enclaves de rochas sieníticas que ocorrem hospedadas no Granito Encruzilhada mostram diferentes graus de digestão, ocorrendo como enclaves angulosos parcialmente assimilados (Foto 35) até como vestígios na forma de **schlierens** e xenocristais (Foto 36). Este processo de assimilação das rochas sieníticas em algumas porções foi tão efetivo que gerou produtos híbridos de composição quartzo-sienítica (Fig. 6) com xenocristais de anfibólio cálcico, sendo aqui englobados na fácies sienogranítica do Granito Encruzilhada.

As rochas do embasamento metamórfico também ocorrem como enclaves nas rochas graníticas da SIES (Fotos 38 e 45), mas o grau de contaminação assimilação é pequeno restringindo-se as proximidades dos xenólitos, não modificando a composição do magma granítico durante o seu posicionamento e cristalização.

Os altos teores LILE, as elevadas razões isotópicas de Sr e os ϵNd negativos nos granitos da SIES sugerem uma significativa contaminação crustal se este magmas forem derivados de produtos mantélicos, e não de fusão crustal. Esta contaminação resultaria da assimilação das rochas encaixantes durante o processo ascensão do magma granítico na crosta

A falta de uma amostragem com análise litoquímica e isotópica dos produtos de diferentes graus de assimilação das rochas encaixantes sieníticas e metamórficas pelos granitos da SIES restringe a possibilidade de um modelamento magmático por ACF.

8.c.6 - Fracionamento no estado líquido

A identificação da participação dos processo de diferenciação termogravitacional no estado líquido (Hildreth, 1979) nos magmas graníticos é difícil pois os padrões geoquímicos de empobrecimento e enriquecimento são semelhantes aos resultantes de cristalização fracionada (Miller & Mittlefehldt, 1984)

8.d - PROCESSOS DE GERAÇÃO E EVOLUÇÃO

8. d.1 - Processos de geração

A gênese dos magmas da associação alcalina (ou tipo A), a partir de processos de fusão parcial de rochas da crosta inferior, como granulitos (restitos) e metatonalitos tem sido defendida por Collins *et al.* (1982), Clemens *et al.* (1986) e Whalen *et al.* (1987). Contudo, outros pesquisadores como Liégeois & Black (1987) e Bonin (1987)

sustentam uma origem mantélica, isto é diferenciado a partir de magma produzido por fusão mantélica.

Os modelos de geração dos magmas graníticos alcalinos foram baseadas em experimentos laboratoriais e modelamentos geoquímicos e isotópicos, conferindo a ambos a devida validade científica.

Clemens *et al.* (1986) baseados em dados petrogenéticos, geoquímicos e experimentais de fusão sustentaram uma origem dos granitos tipo A a partir de fusão parcial à alta temperatura (>900 °C) de rochas da crosta inferior previamente fundidas (restitos), em condições de moderados conteúdos de água (2,4 a 3% e H₂O) e altos de flúor (0,15 % de F) provindos da quebra dos anfibólios e micas do protólito.

Skjerlie & Johnston (1993) em experimentos com fusão de gnaisses tonalíticos com biotita e hornblenda à altas temperaturas (875 a 975°C), em condições não saturadas em água e a pressões de 6, 10 e 14 Kbar obtiveram 25 a 10% de fusões graníticas moderadamente aluminosas, ricas em flúor e de composição alcalina (tipo A), sobrando um resíduo granulítico composto de ortopiroxênio, quartzo e plagioclásio. Eles explicam as reações de desidroxiliação e o enriquecimento em flúor nas fases máficas hidratadas do protólito resultado do metamorfismo, mas invocam a intrusão de magmas mantélicos de alta temperatura na crosta inferior para explicar a fonte de calor necessária para o início da fusão em condições insaturadas em água. Por fim, argumentam que as rochas fontes das fusões graníticas não precisam ser remanentes (restitos) previamente fundidos de onde foram extraídas fusões de composição cálcico-alcalina (tipo I), como sugerem Collins *et al.* (1982), Clemens *et al.* (1986) e Whalen *et al.* (1987), assim suportando o modelo de Creaser *et al.* (1991) de granitos tipo-A produzidos por fusões parciais de rochas meta-ígneas não restíticas de composição tonalítica a granodiorítica.

No modelamento geoquímico dos granitos das suítes cálcio-alcalinas e alcalinas pós-colisionais do cinturão orogênico Lachlan, Sylvester (1989) testou a hipótese de fusão parcial de crosta inferior meta-ígneas. Na geração dos magmas graníticos alcalinos assumiu um grau de fusão de 15% para o cálculo das composições das rochas fontes utilizando elementos traços, e obteve uma assembléia mineral residual composta por 50% de plagioclásio, 25% de clinopiroxênio, 10% de ortopiroxênio, 5% de magnetita, 3% de quartzo e 2% de feldspato alcalino potássico, que asemelha-se a composição dos xenólitos da crosta inferior e dos terrenos granulíticos expostos. Sylvester comparou a composição química calculada para os protólitos restíticos dos granitos alcalinos com a dos restitos das suítes

cálcio alcalinas associadas, geradas a partir de 30 a 50% de fusão de crosta tonalítica, e constatou contrastes composicionais que implicaria numa limitação na hipótese de fontes restíticas previamente fundidas na geração das suítes alcalinas.

A geoquímica isotópica também tem sido uma poderosa ferramenta no modelamento petrogenético dos magmas graníticos.

Pimentel & Fuck (1993) modelaram isotopicamente a gênese dos granitos cálcio-alcalinos tarditectônicos e alcalinos pós-tectônico do Ciclo Brasileiro na região sudoeste de Goiás. Compararam as composições isotópicas de Sr e Nd dos granitos com a dos ortognaisses de quimismo cálcico e cálcio-alcalino do embasamento metamórfico, a semelhança entre estas permitiram-lhes sugerir a contribuição crustal na geração dos granitos. Os valores positivos e negativos do ϵ_{Nd} obtidos nos granitos, para eles, implicam numa mistura de material mantélico (manto superior) com material crustal. Por fim, observaram que apesar de existir uma componente mantélica na geração dos granitos não havia evidências isotópicas de que a transição composicional do magmatismo granítico estaria relacionada a diferentes fontes mantélicas, mas sim ligada a diferentes condições termodinâmicas de fusão crustal, progressivamente menos hidratada e de temperatura mais elevada.

O modelamento isotópico das associações bimodais de corpos anortosíticos, gabroícos e dioríticos com os batólitos de granitos rapakivi do Escudo Fenoscandiano (Rämö *et al.*, 1994) e da Província de Nain (Emslie *et al.*, 1994) apontam para contaminação dos magmas básicos mantélicos durante o posicionamento na crosta continental inferior e a subsequente geração dos magmas graníticos por fusão parcial da crosta

Contrapondo os modelos de geração por fusão crustal, Liégeois & Black (1987), propuseram um modelo evolutivo para o magmatismo do Cinturão Pan-africano de Adras des Iforas envolvendo derivação de fontes mantélicas. Os dados geoquímicos e isotópicos de Sr permitiram-lhes avaliar a composição do manto nos diferentes estágios de evolução do cinturão orogênico, e constataram que o magmatismo cálcio-alcalino teria uma fonte relacionada a fusão de um manto litosférico empobrecido em LILE com participação de crosta oceânica subductada nas regiões profundas e de granulitos da crosta inferior durante ascensão. A geração dos magmas alcalinos por sua vez estaria relacionada a uma mudança de regime tectônico, de compressivo para distensivo, que permitiu a ascensão do manto astenosférico à níveis crustais litosféricos pela ruptura da placa “fria” subductada. Assim, as

diferenças isotópicas e composicionais na transição do magmatismo resultariam de diferentes contribuições mantélicas e graus de contaminação crustal ao longo da evolução do cinturão.

Bonin (1987 e 1990) adotou um modelo semelhante ao acima descrito para outros cinturões orogênicos do mundo em diferentes épocas. Destacou a importância da água nas zonas de fusão do manto e crosta inferior, onde são produzidos os magmas cálcio-alcalinos, e a deficiência desta e o enriquecimento em flúor e LILE no manto responsável pela geração dos magmas alcalinos.

Eby (1990 e 1992) revisando várias associações alcalinas distinguiu geoquimicamente dois grupos utilizando razões entre os HFSE e isótopos de Sr: uma com a composição semelhante a dos basaltos de ilhas oceânicas (OIB), diferenciada de magmas mantélicos intraplacas com pouca ou nenhuma contaminação crustal, e outra com composição semelhante a dos basaltos de arcos de ilhas (IAB) originados a partir de magmas derivados de crosta continental e/ou manto subcontinental em margens continentais com significativa contaminação crustal.

Nardi & Bonin (1991) defenderam uma origem mantélica para os granitos da Suíte Intrusiva Saibro, a partir de uma taxa de fusão entre 15 e 20% de um manto anômalo, produzindo magmas gabróicos que evoluem para magmas traquíticos moderadamente alcalinos e subsequentemente para líquidos graníticos alcalinos, através de altas taxas de cristalização fracionada (40 a 70%) de anfibólios, óxidos de Fe-Ti, plagioclásios e feldspato alcalino potássico. A variação das razões isotópicas de Sr, entre 0,703 e 0,7108 nos granitos da suíte, somada as evidências geoquímicas sugeriu-lhes tratar-se de magmas derivados de um manto enriquecido em HFSE e ETRL, com diferentes graus contaminação crustal e contribuição de fluidos aquosos ricos em flúor. No entanto, não descartam totalmente uma origem destes magmas a partir da fusão parcial de uma crosta granulítica empobrecida em Rb.

A contribuição crustal para os granitos da SIES é sugerida por algumas evidências geoquímicas, como o altos teores de LILE, e isotópicas pela $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}_0$ maior que 0,710 e o ϵ_{Nd} fortemente negativo (-15,5) no Granito Encruzilhada, mas é difícil de precisar se essa assinatura crustal foi resultado do processo geração dos magmas a partir de fusão crustal ou da contaminação crustal de magmas derivados do manto.

A ocorrência gnaisses tonalíticos e meta-anortositos no embasamento metamórfico de médio a alto grau (Frantz *et al.*, 1984 e Fernandes *et al.*, 1988) dos granitos da SIES podem testemunhar uma crosta inferior ortometamórfica que seria uma potencial rocha

fonte assumindo um processo de geração a partir de fusão crustal. A necessidade de uma caracterização geoquímica e isotópica mais completa para estas rochas do embasamento metamórfico dificulta um modelamento por fusão parcial da crosta

Os elevados teores de flúor e cloro nas fases máficas hidratadas, somada à afinidade alcalina dos granitos da SIES com moderados teores de HFSE indicam um papel importante para os halogênios no processo de fusão parcial, independente da fonte ser crustal ou mantélica anômala.

A contribuição mantélica para a geração dos granitóides da SIES é sugerida através da ocorrência de feições que indicam a coexistência destes magmas graníticos com líquidos de composição mais básica (quartzo-diorítica) e intermediária (quartzo-monzonítica e sienítica), indicativos de processos de mistura de magmas e assimilação.

Na hipótese de derivação mantélica para os granitos da SIES, as altas razões isotópicas de Sr entre 0,7079 (Granito Pitangueiras) e 0,711 (Granito Encruzilhada) poderiam ser resultantes da contaminação crustal durante ascensão do magma, ou resultar da interação com fluidos hidrotermais que percolaram no embasamento.

8.d.2 - Mecanismos de ascensão e posicionamento

A propagação de diques é o mecanismo mais efetivo de transporte de magmas a partir de zonas profundas da crosta e manto superior (cf. Castro., 1987), e as fraturas extensionais tem um importante papel no transporte de magmas por este mecanismo (cf. Shaw, 1980 e Spera, 1980), principalmente para os magmas graníticos para os quais este mecanismo é cinco vezes mais rápido que a ascensão diapírica (cf. Clemens & Mawer, 1992).

A íntima associação espacial e temporal de eventos magmáticos, metamórficos e tectônicos é requerida para propagação de diques e a situação mais comum nos orógenos intracontinentais (cf. Castro., *op cit.*). Os fraturamentos profundos relacionados a zonas de cisalhamento podem atuar como conduto de ascensão de magmas graníticos (cf. Bateman, 1984, Castro, 1986 e Hutton, 1988).

Petford *et al.* (1993 e 1994) observaram que a largura dos dutos depende da viscosidade magmática, dos contrastes de densidade de temperatura entre o magma e a encaixante e da altura de ascensão. No modelamento de algumas associações graníticas (plutons e batólitos) de ambientes compressional e extensional, eles obtiveram distâncias de transporte de 20 a 30 Km e larguras de diques alimentadores entre 2 e 20 m. Argumentam que o modelo formação de batólitos de Clemens & Mawer (1992), a partir de numerosos

diques alimentadores e pequenas quantidades de fusão em discretos pulsos, .sustenta as heterogenidades geoquímicas e isotópicas características de vários sistemas plutônicos.

O **stopping** como produto das tensões termais e conseqüente fragmentação das rocha hospedeiras (Marsh, 1982) apresenta limitações como mecanismo de ascensão de magmas, pois os blocos das encaixantes congestionariam os condutos limitando a distância de transporte. Além disso, as fraturas que servem de condutos dos magmas são originadas por tensões regionais e não por fragmentação termal. Assim, Castro (1987) observou que o **stopping** é um fenômeno local, relacionado ao posicionamento de intrusões discordantes em níveis rasos da crosta.

Os granitos da SIES estão espacial e temporalmente relacionados aos falhamentos profundos da ZCDC, de um estágio tardio (transcorrentes) ou de reativações, onde as componentes extencionais favoreceram a ascensão do magma granítico desta suíte.

A presença de inúmeros de rochas básicas (Gabro Fabiana) e riolíticas (Riolitos Asprezas) no Batólito Pelotas com direções paralelas aos **trends** da ZCDC favorecem a participação de propagação de diques como mecanismo de transporte de magmas. Os diques riolíticos que ocorrem nos granitos da SIES são raros e pouco estudados, podendo até estarem relacionados a um evento magmático posterior. No entanto, não se pode descartar a hipótese de que alguns destes sejam diques alimentadores preservados.

Por fim, as evidências de campo como predomínio de deformação rúptil, o controle pelos falhamentos principais, as feições de teto pendente e as relações de intrusão nas hospedeiras indicam o **magmatic stopping**, como outro mecanismo de posicionamento dos granitos da SIES em níveis crustais rasos e localizados.

9 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

O magma granítico da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul (SIES) deve ter sido gerado em uma profundidades próxima ao limite crosta inferior e manto sublitosférico, provavelmente à pressões superiores a 10Kbar, independente do processo de geração envolver fusão de crosta ou manto.

Algumas evidências geoquímicas, como abundância de elementos traços de raio iônico grande (LILE) e as razões isotópicas de Sr e Nd, apontam para uma contribuição crustal na geração dos granitos da SIES, que pode ser produto de fusão parcial de uma crosta inferior meta-tonalítica. Por outro lado, os significativos teores de elementos traços de alto potencial iônico (HFSE) e terras raras (ETR) sugerem para os magmas graníticos desta suíte uma derivação mantélica, acompanhada de contaminação crustal pela assimilação das rochas.

A contribuição mantélica como fonte ou simples componente na evolução do magma granítico da SIES é marcada pela ocorrência de produtos de mistura com um magma de composição mais básica (quartzo-diorítica). A estreita associação temporal e espacial com magmas sieníticos, que podem derivar de líquidos basálticos e traquíticos de afinidade alcalina, também reforçam esta componente mantélica.

As falhas e fraturas extensionais da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu devem ter funcionado como condutos para os magmas gerados em profundidade que vieram a compor o Batólito Pelotas. Os magmas graníticos da SIES ascenderam no final da fase tardia da evolução ZCDC, quando predominavam esforços tectônicos transcorrentes, e foram posicionados por **magmatic stopping** em níveis crustais rasos ($\leq 10\text{Km}$).

A cristalização dos granitos da SIES ocorreram em condições subsaturadas em fluidos aquosos ($\leq 3,5\%$ de H_2O) ricos em halogênios, à pressões entre 1 e 3 Kbars e temperaturas entre 900 e 650°C.

A cristalização fracionada por mecanismos convectivos termais parece ter sido o principal processo de diferenciação entre os granitos da SIES, mas não o único pois foram identificados processos de mistura com magmas quartzo-dioríticos e assimilação de corpos quartzo-sieníticos que resultaram numa ampla variação composicional.

O quimismo de afinidade alcalina metaluminosa dos granitos da SIES é evidenciado pelo aumento dos parâmetros de alcalinidade com a diferenciação e pelos moderados a altos teores de HFSE e ETR, mas alguns corpos de composição mais primitiva, como o Granito Pitangueiras ainda preservam algumas características cálcio-alcalinas, marcando assim a transição na evolução química do magmatismo do Batólito Pelotas.

As idades radiocronológicas Rb-Sr existentes já apontavam para um intervalo neoproterozóico-cambriano para a cristalização dos granitos Pitangueiras (617 Ma) e Encruzilhada (559 Ma). Os novos dados geocronológicos Rb-Sr obtidos para porção sudoeste da suíte (Granito Encruzilhada) apontam para uma idade um pouco mais antiga, de 582 Ma, o que foi corroborado pela idade U-Pb em zircão, de 594 Ma. As idades K-Ar para os minerais do Granito Encruzilhada sempre se mostraram problemáticas, com valores baixos e altos provavelmente refletindo problemas de rejuvenecimento isotópicos e analíticos, respectivamente. Contudo, as idades de resfriamento dos granitos da SIES devem ser próximas de 580 Ma como indicado pelas idades K-Ar nas rochas encaixantes.

As idades neoproterozóico-cambrianas obtidas para os granitos da SIES, correspondem à metade final do Ciclo Brasilano no Sul do Brasil, marcando assim o final da orogênese responsável pela estruturação do Cinturão Dom Feliciano

A tectônica impressa nos granitos da SIES também apresenta um caráter transicional de regime rúptil-dúctil nos corpos mais antigos (Granito Pitangueiras) e mais próximos da ZCDC, para um regime rúptil nos corpos mais jovens (Granito Encruzilhada) posicionados nas componentes extensinais da zona de cisalhamento, e reativadas pelo Sistema de Falhas Passos dos Marinheiros, assim passando de condições tardicinemáticas para pós-cinemática à ZCDC.

O magmatismo cálcio-alcálico precoce no Batólito Pelotas pode estar relacionado a um arco magmático de uma zona de subducção com subsequente colisão continental, conforme os modelos evolutivos propostos para evolução do Cinturão Dom Feliciano, mas os magmatismos cálcio-alcálico diferenciado dos granitos da Suíte Intrusiva Dom Feliciano e alcálico da SIES parecem ser produtos de um estágio pós-colisional de cinturão, num ambiente intracontinental.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABDEL-RAHMAN, A. F. M. 1994. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline, and peraluminous magmas. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 35.nº2, p. 525-541.
- AFIFI, A. M. & ESSENE, E. J. 1990. Programa MINFILE. Department of Geological Sciences - University of Michigan.
- BABINSKI, M.; CHEMALE Jr., F.; HARTMANN, L. A.; VAN SCHMUS, W. R.; SILVA, L. C. 1995. Crescimento Juvenil no Bloco São Gabriel e retrabalhamento Crustal no Cinturão Dom Feliciano durante o ciclo brasileiro: evidências isotópicas. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6º/ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1º. Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos...Porto Alegre: SBG, p. 105-107.
- BACON, C. R. 1986. Magmatic inclusions in silicic and intermediate volcanic rocks. **Journal of Geophysical Research**, Washington, v. 91. p. 6091-6112.
- BATCHELOR, R. A. & BOWDEN, P. 1985. Petrogenetic interpretation of granitoid rock series using multicationic parameters. **Chemical Geology**, Amsterdam. v. 48, p. 43-55.
- BATEMAN, R. 1984. On role of diapirism in the segregation, ascent and final emplacement of granitoid magmas. **Tectonophysics**, Amsterdam, v. 110, p. 211-231.
- BITTENCOURT, M. F.; GASTAL, M. C. P.; KIRCHHEIM, R. E.; COSTA, K. B. & TOLEDO, F. A. L. 1993. Reavaliação preliminar das Relações Estratigráficas do Complexo Granítico Encruzilhada (CGE), RS. SIMPÓSIO INTERNACIONAL DEL NEOPROTEROZÓICO-CAMBRICO DE LA CUENCA DEL PRATA, 1º. Boletim de Resumos Expandidos.... Las Palomas-Minas, Montevideo, Uruguai, 1993. v.2, nº 34, 6p.
- BLADH, K. L. 1980. Rapakivi texture from the O'Leary Porphyry, Arizona. **Bulletin Volcanologique**, Roma, v. 43, p. 155-171.
- BONIN, B. 1986. **Ring Complex Granites and Anorogenic Magmatism**. Studies in Geology, North Oxford Academic, Londres. 188p.
- BONIN, B. 1987. From Orogenic to anorogenic magmatism: A petrological model for the transition calc-alkaline-alkaline complexes. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 17, nº4, p.366-371.
- BONIN, B. 1990. From orogenic to anorogenic settings: evolution of granitoid series after a major orogenesis. **Geological Journal**, Bafin Isle, Inglaterra, v. 25, p. 1-11.
- BOWDEN, P. & TURNER, D. C. 1974. Peralkaline and associated ring complexes in the Nigeria-Niger province West Africa. In: H. SORENSEN, (ed.). **The Alkaline Rocks**. Wiley, Nova York. p. 35-351.
- BROW, G. C. 1982. Calc-alkaline intrusive rocks: their diversity, evolution, and relation to volcanic arcs. In: R. S. Thorpe (ed.). **Andesites**, John Willey & Sons, Londres. p. 437-461.
- BROWN, G. C.; THORPE, R. S. & WEBB, P. C. 1984. The geochemical characteristics of granitoids in contrasting arcs and comments on magma sources. **Journal Geological Society of London**, Londres, v. 141. p. 413-426.
- BURNHAM, C. W. & OHMOTO, H. 1980. Late stage processes of felsic magmatism In: S. Ishihara, and S. Takenonohi, (eds.). **Granitic Magmatism and Related Mineralization**. **Minning Geology**, Special Issue, Tóquio, v.8, p.1-11.
- CARRARO, C. C.; GAMERMANN, N.; EICK, N. C.; BORTOLUZZI, C. A.; JOST, H. & PINTO, J. F. 1974. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul - Escala 1:1.000.000. Porto Alegre. Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul.- **Pesquisas-Série Mapas**. 29 p.
- CARVALHO, P. F. de. 1932. Reconhecimento geológico no estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Serviço. Geológico e de Mineralogia do Brasil**, Rio de Janeiro, nº.66, 72p.
- CASTRO, A. 1986. Structural pattern and ascent model in the Central Extremadura Batholith, Hercynian Belt, Spain. **Journal Structural Geology**. Elmsford-EUA. v. 8, 633-645p.

- CASTRO, A. 1987. On granitoid emplacement and related structures: a review. **Geologische Rundschau**, Berlim, v. 76, p.101-124.
- CHEMALE Jr., F. & BABINSKI, M. 1995. U-Pb Zircon Dating of Deformational events from neoproterozoic rocks in eastern Brazil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 5º. Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos... Porto Alegre: CPGq/CPGEO-UFRGS, p. 377-378.
- CHEMALE Jr., F.; GRESSE, P.; SILVA, L. C. da; HARTMANN, L. A. & WALRAVEN, F. 1995. Correlação Geológica entre as Unidades Brasileiras e Pan-Africanas do Sul do Brasil e África do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6º/ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1º. Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos...Porto Alegre: SBG, p. 13-16.
- CHERRY, M. E. & TREMBATH, L. T. 1978. The pressure quench formation of rapakivi texture. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York. v. 68, p. 1-6.
- CLARK, A. M. 1984. Mineralogy of the Rare Earth Elements In: P. Henderson, (ed.). **Rare Earth Elements Geochemistry**. Elsevier, Amsterdam. p. 33-54.
- CLARKE, D.; MENGEL, F.; COISH, R.A.& KOSINOWSKI, .1993. Programa Newpet - Memorial Newfoundland.
- CLEMENS, J. D. & MAWER, C. K. 1992. Granitic magma transport by fracture propagation. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.204, p. 339-360.
- CLEMENS, J. D.; HOLLOWAY, J. R. & WHITE, A. J. R. 1986. Origin of A-type granites: Experimental constraints. **American Mineralogist**, Washington, v. 71. p. 317-324.
- COLLINS, W. J.; BEAMS, S. D.; WHITE, A. J. R. & CHAPPELL, B. W. 1982. Nature and origin of A-type granites with particular reference to south-eastern Austrália. . **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York. v. 80. p. 189-100.
- CORDANI, U. G.; HALPERN, M. & BERENHOLC, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha Porto Alegre. In: Nota Explicativa das folhas Porto Alegre e Lagoa Mirim. DNPM, p. 70-84.
- COSTA, A. F. U.; RAMGRAB, G. E.; FERNANDES, L. A. D.; CAMOZZATO, E. & AZEVEDO, L. M. V. 1995. Compartimentação tectônica das associações de rochas pré-cambrianas do Escudo Sul-rio-grandense baseada em dados de Magnetometria e Gravimetria. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6º /ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1º.Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos.... Porto Alegre: SBG, p.236-238.
- CREASER, R. A.; PRICE, R. C. & WORMALD, R. J. 1991. A-type granites revisited. Assesment of a residual-source model: **Geology**, Boulder-EUA, v. 19. p. 163-166.
- CULLERS, R. L. & GRAF, J. L. 1984. Rare Earth Elements in igneous rocks of continental crust: intermediate and silic rocks- ore petrogenesis In: P. Henderson, (ed.). **Rare Earth Elements Geochemistry**. Elsevier, Amsterdam, p. 275-308
- DE LA ROCHE, H.; LETERRIER, J.; GRAND CLAUDE, P.; MARCHAL, M. 1980. A classification of volcanic and plutonic rocks using R₁-R₂ diagrams and major element analyses-its relationships with corrent nomenclature. **Chemical Geology**, Amsterdam, v.29, p.183-210.
- DEER, W. A.; HOWIE, R. A. & ZUSSMAN, J. 1981. **Minerais constituintes das rochas - Uma introdução**. Fundação Calouste Gulbenkian. Lisboa. 561p.
- DEMPSTER, T. J.; HUTTON, D. H. W.; HARRISON, T. N.; BROWN, P. E. & JENKIN, G. R. T. 1991. Textural evolution of the rapakivi granites, south Greenland- Sr, O and H istopic investigations. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York, v. 107, p. 459-471.
- DEMPSTER, T. J.; JENKIN, G. R. T. & ROGERS, G. 1994. The Origin of Rapakivi Texture. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 35. p. 963-981.

- DE PAOLO, D. J. 1981. Trace element and isotopic effects of combined wallrock assimilation and fractional crystallisation. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 53. p. 189-202.
- EBY, G. N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations on their petrogenesis. **Lithos**, Amsterdam, v.26, nº 1/2, p. 115-134.
- EBY, G. N. 1992. Chemical subdivision of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, Boulder-EUA, v. 20, p. 641-644.
- ELKINS, L. T. & GROVE, T. L. 1990. Ternary feldspar experiments and thermodynamic models. **American Mineralogist**, Washington, v. 75, p. 544-559.
- EMSLIE, R. F.; HAMILTON, M. A. & THÉRIAULT, R. J. 1994. Petrogenesis of a Mid-Proterozoic Anorthosite-Mangerite- Charnockite- Granite (AMCG) Complex: Isotopic and Chemical Evidence from the Naim Plutonic Suite. **Journal of Geology**, Chicago. v. 102, p. 539-558.
- FERNANDES, L. A. D.; KOESTER, E. & SOLIANI Jr., E. 1995. Evolução do Sistema de zonas de Cisalhamento transcorrentes dorsal de Canguçu no Cinturão Dom Feliciano durante o neoproterozóico: uma discussão. SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 5º. Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos...Porto Alegre: CPGq/UFRGS, CPGeo/UFRGS, p.30-32.
- FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A. & PORCHER, C. C. 1992. Deformation patterns in the southern Brazilian Branch of the Dom Feliciano Belt: a reappraisal. **Journal Society of South America. Earth Science**, Oxford, v.5: p. 77-96.
- FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C.; MARQUESTOIGO, M.; GUERRA-SOMMER, M.; PICCOLI, A. E. M. 1988. Mapa geológico de Parte das Folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita-RS. Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. **Pesquisas-Série Mapas**.
- FERNANDES, L. A. D.; TOMMASI, A.; PORCHER, C. C.; MENEGAT, R.; KOESTER, E.; VAUCHEZ, A. 1993. Zona de Cisalhamento transcorrente dorsal de Canguçu: Caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 23, nº3, p. 224-233.
- FIGUEIREDO, M. C. H.; FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S.; KRONBERG, B. J. 1990. Litogeoquímica das principais unidades do Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36º. Natal, 1990. Anais...Natal: SBG. v. 6. p. 1723-1738.
- FLOOD, R. H. & VERNON, R. H. 1988. Microstructural evidence of orders of crystallization in granitoid rocks. **Lithos**, Amsterdam, v.21, p. 237-245.
- FORMOSO, M. L. L. 1972. Geologia da Folha de Capivarita: Anortosito Capivarita. São Paulo. 226p. Tese de Doutorado, Instituto de Astronomia e. Geociências, Universidade de São Paulo..
- FORMOSO, M.L. & CARRARO, C. 1968. Anortosito Capivarita, Rio Pardo, RS. **Anais da Academia Brasileira de Ciências**, São Paulo, v.40, nº 3, p.361-372.
- FRAGOSO CÉSAR, A. R. S. 1980. O Cráton do Rio de La Prata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 31º, Camboriú,1980. Anais...SBG, v. 5. p. 2879-2892.
- FRAGOSO CÉSAR, A. R. S. 1991. Tectônica de placas no Ciclo Brasileiro: As orogenias dos cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. São Paulo 367p.. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

- FRAGOSO CÉSAR, A. R. S.; FIGUEIREDO, M. C. H.; SOLIANI Jr., E. & FACCINI, U. F. 1986. O Batólito Pelotas (Proterozóico Superior/Eo-Paleozóico) no Escudo do Rio Grande do Sul. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34°, Goiânia, 1986. Anais..., Goiânia: SBG. v. 3. p. 1322-1343.
- FRAGOSO CÉSAR, A. R. S.; WERNICK, E. & SOLIANI Jr., E. 1982b. Evolução Geotectônica do Cinturão Dom Feliciano uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32°. Salvador, 1982. Anais....Salvador:SBG, v. 1. p. 13-22.
- FRAGOSO-CÉSAR, A. R. S.; WERNICK, E. & SOLIANI Jr., E. 1982a. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano- uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32°. Salvador, 1982. Anais...Salvador: SBG. v.1. p. 13-23.
- FRANCO, R. R. 1944. A faixa estanífera do Rio Grande do Sul. **Boletim da Faculdade de Filosofia Ciências e Letras da Universidade de São Paulo**, São Paulo, v.44, p. 5-54.
- FRANTZ, J. C. & FERNANDES, L. A. D. 1994. Granitóides Tardi- a Pós-orogênicos do Ciclo Brasileiro no Cinturão Dom Feliciano-RS. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38°, Camboriú,1994. Boletim de Resumos Expandidos...SBG. p. 150-152.
- FRANTZ, J. C. & NARDI, L. V. S. 1992. Litoquímica e evolução dos granitóides cálcio-alcalinos da região de Cangaçu. Rio Grande do Sul. **Pesquisas**, Porto Alegre, v.19, nº1 p. 13-25.
- FRANTZ, J. C. & REMUS, M. V. D. 1986. Geologia da região de Cangaçu-Torrinhas, RS. Caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34°. Goiânia, 1986. Anais.... Goiânia: SBG, v.2. p. 931-948.
- FRANTZ, J. C.; LIMA, E. F.; MACHADO, R. P. & NAUMANN, M. P. 1984. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul-RS. CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33°. Rio de Janeiro,1984. Anais....Rio de Janeiro: SBG. v. 5. p. 2407-2416.
- FUHRMAN, M. & LINDSLEY, D. H. 1988. Ternary feldspar modeling and thermometry. **American Mineralogist**, Washington, v. 73, nº 2/4, p. 201-215.
- GASTAL, M. C. P. & NARDI, L. V. S. 1992. Petrogênese e evolução do Granito Jaguari: um típico representante metaluminoso da Suíte Intrusiva Alcalina Saibro, RS. **Geochimica Brasiliensis**, São Paulo, v. 6, nº 2, p. 169-189.
- GASTAL, M. C. P.; VASQUEZ, M. L.; GOTARDO, E.; NARDI, L. V. S. & BITENCOURT, M. F. 1995a. Diversidade composicional, entre os granitos metaluminosos de afinidade alcalina, exemplos do Escudo Sul-riograndense, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6º/ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1°. Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos...Porto Alegre: SBG, p. 63-66.
- GASTAL, M. C. P.; NARDI, L. V. S. & LAFON, J. M. 1995b. Classificação dos granitóides pertencentes à Suíte Intrusiva Saibro (SIS), RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6º/ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1°. Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos...Porto Alegre: SBG. p. 72-75.
- GEIST, D. J.; BAKER, B. H. & Mc BIRNEY, A.R. 1985. A program package for creating and using geochemical data files - GPP. Center for Volcanology - University of Oregon.
- GOMES, M. E. B. 1990. Petrologia do Granito Arroio Moinho (Cangaçu,RS)- Geoquímica e Deformação. Porto Alegre. 209p. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-Graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- GUIMARÃES, D. 1926. Wolframita e cassiterita no Estado do Rio Grande do Sul. **Boletim do Serviço Geológico e Mineralógico**, Rio de Janeiro, nº 21, p. 65-70.
- HAMMARSTROM, J. M. & ZEN, E-An. 1986. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer. **American Mineralogist**, Washington, v. 71, p. 1297-1313.

- HANSON, G. N. 1978. The application of trace elements to the petrogenesis of igneous rocks of granitic composition. **Earth Planetary Science Letters**, Amsterdam, v.38, nº , p.26-43.
- HARRIS, N. B. W.; PEARCE, J. A. & TINDLE, A. G. 1986. Geochemical characteristics of collision- zone magmatism. In: M. P. Coward. & A. C. Ries. (eds.). **Collision Tectonics. Geological Society Special Publication**. Londres, p. 67-81.
- HARRISON, T. M. & WATSON, E. B. 1984. The behaviour of apatite during crustal anatexis: equilibrium and kinetic considerations. **Geochimica et Cosmochimica. Acta**, Elmsford-EUA, v.48, nº 7, p. 1467-1477.
- HASKIN, L. A.; HASKIN, M. A.; FREY, F. A.; WILDEMAN, T. R. 1968. Relative and absolute terrestrial abundances of the rare earths. In: L. H. Arhens (ed.), **Origin and Distribution of the Elements**. Pergamon, Oxford. p. 889-912.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C. D. R. & COIMBRA, A. M. 1975. The Ribeira folded Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.5 (4), p. 257-266.
- HERDERSON, P. 1984. **Inorganic Geochemistry**. Pergamon, Oxford. 353p.
- HIBBARD, M. J. 1981. The magma mixing origin of mantled feldspar. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York, v. 76, p.58-170.
- HORBACH, R.; KUCK, M. R. G.; MOREIRA, H. L.; FUCK, G. F.; MOREIRA, M. L. O.; MAREMAH, M. P. C.; PIRES, J. L.; VIVIAN, O.; MARINHO, D. A. & TEIXEIRA, W. 1986. GEOLOGIA- Folha SH. 22- Porto Alegre e parte das folhas SH. 21- Uruguai e SI.22- Lagoa Mirim - Projeto RADAMBRASIL. Levantamento de Recursos Naturais-Fundação Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística- IBGE, Rio de Janeiro. v. 33, p. 29-312.
- HUPPERT, H. E. & SPARKS, R. S. J. 1984. Double-diffusive convection due to crystallization in magmas. **Annual Review Earth Planetary Science**, Palo Alto-EUA v. 12, p. 11-37.
- HUTTON, D. H. W. 1988. Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences **Royal Society of Edinburgh. Transactions. Earth Science**, Edinburgh, v.79, p. 245-255.
- ISSLER, R. S. 1982. Evento geodinâmico brasileiro-fechamento de oceano e colisão continental dos crátons Rio de La Prata e Dom Feliciano: Granitos a duas micas e ofiolitos.In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32º Salvador, 1982. Anais....Salvador: SBG. v. 1. p. 24-38.
- ISSLER, R.S. & PIRES, J. L. 1990. Granito a duas micas na Placa Sul-Americana: Território Brasileiro. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4º. Porto Alegre, 1989. Anais....Porto Alegre: SBG, **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo,. v.13, nº 30, p. 93-116.
- JAMES, R. S. & HAMILTON, D. L. 1969. Phase relations in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$ - KAlSi_3O_8 - $\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$ - SiO_2 at 1Kbar water vapor pressure. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York. v. 21, p.111-141.
- JOST, H. & BITENCOURT, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo. v. 4, nº7, p. 27-59.
- JOST, H. & HARTMANN, L. A. 1984. Província Mantiqueira, Setor Meridional. In: F. F. M Almeida,. & Y. Hasui, (ed.). **O Pré-Cambriano do Brasil**. Edgard Blucher, São Paulo. p. 345-378.
- JOST, H. & VILLWOCK, J.A. 1966. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do Rio Grande do Sul. **Notas e Estudos**, Escola de Geologia da Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, v.1, p.13-26.

- JOST, H. 1981. Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista Region, Southern Brazil. Athens-EUA, 208p. Tese de Doutorado. The University of Georgia.
- JOST, H. 1982. Condições de metamorfismo regional de uma parte da Faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo, v.6, nº12, p.3-32.
- JOST, H.; BROD, J. A.; HOLZ, M.; KUHN, A.; FLOR, M. A. D.; KRON BAUER, A. & DILLEMBURG, S. 1985. Geologia Estrutural, petrografia e petrologia dos Sienito Piquirí (Proterozóico Superior), Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 2º. Florianópolis, 1985. Anais....SBG, p. 63-81.
- JOST, H.; FRANTZ, J. C.; BROD, J. A. 1984b. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Estudo Sul-Rio-Grandense, In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33º. Rio de Janeiro, 1984. Anais... Rio de Janeiro: SBG, v.3, p. 1707-1720.
- JOST, H.; FRANTZ, J. C.; WERNICK, E. 1984a. Implicações geotectônicas da variação composicional temporal e regional dos granitóides do Ciclo Brasileiro do Escudo Sul-Riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33º. Rio de Janeiro, 1984 Anais...Rio de Janeiro: SBG..... p.2978-3000.
- KAWASHITA, K.; SONOKI, I. K.; SATO, K. & SONOKI, H. M. 1990. Regressões Lineares em Geocronologia: Isócronas, Errócronas e Pseudoisócronas. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, São Paulo, v. 21. p. 53-72.
- KOESTER, E.; KRAEMER, G.; FERNANDES, L. A. D. & NARDI, L. V. S. 1994. Magmatismo cálcico-alcalino e peraluminoso sintectônico à Zona de Cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu, RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38º, Camboriú,1994. Boletim de Resumos Expandidos...SBG, p. 166-167.
- KOESTER, E.; SOLIANI Jr., E.; FERNANDES, L. A. D.; NARDI, L. V. S. & KRAEMER, G. 1995. Posicionamento de Granitóides Cálcico-alcalinos e peraluminosos Sintectônicos à zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu, Encruzilhada do Sul, RS. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS. 5º. Gramado, 1995. Boletim de Resumos Expandidos... Porto Alegre: CPGq/CPGEO-UFRGS. p. 197-198.
- LANGMUIR, C. H. 1989. Geochemical consequence of in situ crystallization. **Nature**, Londres, v. 340, p. 199-205.
- LANGMUIR, C. H.; VOCKE, R. D. & HANSON, G. N. 1978. A general mixing equation with applications to Iceland basalts. **Earth and Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 37, p. 380-392.
- LEAKE, B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. **American Mineralogist**, Washington, v.36 nº 11/12, p.1023-1052.
- LEE, M. R.; WALDRON, K. A. & PARSONS, I. 1995. Exsolution and alteration microtextures in alkali feldspar phenocrysts from the Shap granite. **Mineralogical Magazine**, Londres, v. 59, p. 63-78.
- LEINZ, V. & PINAGEL, H. 1945. A mina de estanho Campinas, Município de Encruzilhada, RS. **Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral**, DNPM, Rio de Janeiro, nº 70, 99p.
- LIÉGEOIS, J. P. & BLACK, R. 1987. Alkaline magmatism subsequent to collision in the Pan-African belt of the Adrar the Iforas (Mali). In: J. G. Fitton and B. G. J. Upton (eds.), **Alkaline Igneous Rocks. Geological Society Special Publication**. Londres, v. 30, p.381-401.
- MAHOOD, G. & HILDRETH, W. 1983. Large partition coefficients for trace elements in high-silica rhyolites. **Geochimica Cosmochimica Acta**, Elmsford-EUA, v.47, nº 1, p.11-30.

- MANIAR, P. D. & PICOLLI. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. **Geological Society of America Bulletin**, Boulder-EUA, v.101, p. 635-643.
- MANTOVANI, M. S. M.; HAWKESWORTH, C. J.; BASEI, M. A. S. 1987. Nd and Pb isotope studies bearing on the crustal evolution of southeastern Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v.17, p. 263-268.
- MARIANO, G. 1994. Petrographic evidence for coexistence and interaction between magmas of contrasting composition: the Serra da Lagoinha Batholith, state of Paraíba, Northeastern Brazil. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA-38°. Camboriú, 1994. Boletim de Resumos Expandidos...SBG, p. 173-174.
- MCBIRNEY, A. R. & NOYES, R. M. 1979. Crystallization and layering of the Skaegaard intrusion. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 20. p. 487-554.
- MCBIRNEY, A. R. 1980. Mixing and unmixing of magmas. **Journal Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 7. p. 357-371.
- MCBIRNEY, A. R.; BARNEY, B. H. & NILSON, R. H. 1985. Liquid fractionation, Part 1: Basic principles and experimental simulations. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 24, p. 1-24.
- MESQUITA, M. J. & FERNANDES, L. A. 1990. Petrografia dos granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Região de Quitéria-Capivarita). In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4°. Porto Alegre, 1989. Anais....Porto Alegre: SBG, **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo., v.13, nº 30
- MICHAEL, P. I. 1984. Chemical differentiation of the Cordillera Paine granite (southern Chile) by in situ fractional crystallization. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York, v.87, p. 179-195.
- MILLER, C. F. & MITTFELDLT, D. W. 1984. Extreme fractionation in felsic magma chambers: a product of liquid-state diffusion or fractional crystallization? **Earth Planetary Science Letters**, Amsterdam, v. 68, nº1, p. 151-158.
- NAIME, R. H. & NARDI, L. V. S. 1991. O Granito da Ramada, porção oeste do Escudo Sul-Riograndense: Geologia, Petrologia e Geoquímica. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 21, nº 3, p. 266-274.
- NANEY, M. T. 1983. Phase equilibria of rock forming ferromagnesian silicates in granitic systems. **American Journal of Science**, New Haven-EUA, v. 283, nº10. p. 993-1033.
- NARDI, L. V. S. & BONIN, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: the Saibro Intrusive Suite, Southern Brazil. A case study. **Chemical Geology**, Amsterdam, v. 92, nº1/3, p. 197-212.
- NARDI, L. V. S. 1987. Geoquímica dos elementos terras raras nas rochas graníticas da região centro-sul do Brasil. In: M. L. L. Formoso, L. A. Hartmann and L. V. S. Nardi (eds.), **Geoquímica dos Elementos Terras Raras no Brasil**. DNPM/CPRM, Porto Alegre, p.....
- NARDI, L. V. S. 1991. Caracterização Petrográfica e Geoquímica dos granitos metaluminosos da associação alcalina: Revisão. **Pesquisas**, Porto Alegre, v. 18, nº 1, p.44-57.
- NASLUND, H. R. 1984. Petrology of the Upper Border Series of the Skaergaard intrusion. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, p.185-212.
- NEKVASIL, H. 1988a. The calculation of crystallization paths of compositionally simple felsic melts. **American Mineralogist**, Washington, v. 73. p. 956-965.
- NEKVASIL, H. 1988b. Calculated effect of anorthite component on the crystallization paths of H₂O- undersaturated haplogranitic melts. **American Mineralogist**, Washington, v. 73. p. 966-982.
- NEKVASIL, H. 1990. Reaction relations in the granite system: Implications for trackytic and syenitic magmas. **American Mineralogist**, Washington, v. 75, 560-571p.

- NEKVASIL, H. 1991. Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. **American Mineralogist**, Washington, v. 76, p. 1279-1290.
- NIELSEN, R. L. 1990. Simulation of igneous differentiation processes. In: J. NICHOLLS & J. K. RUSSELL (eds.). **Modern methods of igneous petrology: Understanding magmatic processes. Reviews in Mineralogy**. Washington, nº 24. p.65-105.
- NILSON, R. H.; MCBIRNEY, A. R. & BAKER, B. H. 1985. Liquid fractionation, part II: fluid dynamics and quantitative implications for magmatic systems. **Journal of Volcanology and Geothermal Research**, Amsterdam, v. 24, p. 25-54.
- OLIVEIRA, J. M. M. T. & FERNANDES, L. A. D. 1992. Bacias molássicas brasileiras: mito ou realidade? In: WORKSHOP SOBRE AS BACIAS MOLÁSSICAS BRASILIANAS, 1º. Boletim Especial... São Leopoldo, UNISINOS. p. 97-105.
- PEARCE, J. A.; HARRIS, N. B. W.; TINDLE, A. G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 25, nº4, p.956-983.
- PETFORD, N.; KERR, R. C. & LISTER, J. R. 1993. Dike transport of granitoid magmas. **Geology**, Boulder-EUA, v.21, p.845-848.
- PETFORD, N.; LISTER, J. R. & KERR, R. C. 1994. The ascent of felsic magmas in dykes. **Lithos**, Amsterdam, v. 32, 161-168.
- PETRI, S.; COIMBRA, A. M.; AMARAL, G. & POÇANO, W. L. 1986. Guia de Nomenclatura Estratigráfica. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 16, nº 4, p. 376-415.
- PHILIPP, R. P. 1990. Geologia e petrologia dos Granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas (RS). Porto Alegre. 222p. Dissertação de Mestrado. Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- PHILLIP, R. P.; GOMES, M. E. B.; ALMEIDA, D. P. M. & PINTAÚDE, D. 1991. Granito Bela Vista: Um exemplo do magmatismo alcalino no setor oriental do Escudo Sul-riograndense. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3º/CONGRESSO GEOQUÍMICA. DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1º. São Paulo, 1991. Boletins de Resumos Expandidos..., São Paulo: SBG., v. 1, p. 152-157.
- PICADA, R. S. & PINTO, P. 1966. Geologia da Folha Figueiras, Município de Encruzilhada do Sul, RS. Relatório da Divisão de Fomento e Produção Mineral, DNPM, Porto Alegre. (inédito)
- PICADA, R. S. & TESSARI, R. I. 1970. Geologia da Folha de Pinheiro, Encruzilhada do Sul, RS. **Boletim da Escola de Geologia**, Universidade do Rio Grande do Sul., Porto Alegre. nº15: p.1-41.
- PICADA, R. S. 1965. Ocorrências de migmatitos, granitos e gnaiss controlados por fraturas regionais. Encruzilhada do Sul, RS. **Boletim da Escola de Geologia**, Universidade do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, nº14, p.7-59.
- PICADA, R. S. 1967. Estudos preliminares sobre a evolução geoquímica e mineralógica do Maciço Granítico Encruzilhada. **Publicação Especial da Escola de Geologia**, Universidade do Rio Grande do Sul. Porto Alegre. nº14. p.1-87.
- PICADA, R. S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do escudo sul-riograndense. Caracterização dos sistemas de falhas. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25º, São Paulo, 1971. Anais... São Paulo: SBG, v.1, p. 167-191.
- PIMENTEL, M. M. & CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implications for Sm-Nd model age calculations in latestage granitic rocks: An example from central Brazil. **Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)**, Amsterdam. v. 86. p. 123-138.
- PIMENTEL, M. M. & FUCHS, R. A. 1991. Origem dos Granitóides Brasileiros (588-483 Ma) da Região Sudoeste de Goiás, Brasil: Um estudo geoquímico e isotópico (Sr e Nd). In:

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 3º/CONGRESSO GEOQUÍMICA. DOS PAÍSES DE LÍNGUA PORTUGUESA, 1º. São Paulo, 1991. Boletins de Resumos Expandidos..., São Paulo: SBG,. v. 1, p. 612-615.
- PORADA, H. 1979. The Damara- Ribeira Orogen of Pan African-Brasiliano Cycle in Namibia (Southwest Africa), Interpreted in terms of continental collision. **Tectonophysics**, Amsterdam, v.57, p. 237-268.
- PORADA, H. 1989. Pan-African rifting and orogenesis in southern to equatorial Africa and Eastern Brazil. **Précambrian Research**, Amsterdam, v. 44, p. 103-136.
- RAMO, T.; HAAPALA, I. & SALONSAARI, P. 1994. Rapakivi granite magmatism: Implications for lithospheric evolution. **Geological Survey of Finland, Guide**, Helsinki, v.37. p. 61-68.
- RIBEIRO, M. & FANTINEL, L. M. 1978. Associações petrotectônicas do Escudo Riograndense: I. Tabulação e distribuição das associações petrotectônicas do Escudo do Rio Grande do Sul. **Ilheringia-Série Geologia**, Porto Alegre, v5. p. 19-54.
- RICHARD, L. R. 1995. Programa MINPET 2.02. Minpet Geological Softwares.
- SARTORI, P. L. & RUEGG, N. R. 1979. O complexo granítico de São Sepé, Rio Grande do Sul e a evolução das rochas graníticas da região orogênica do Sudeste. **Boletim do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo**, São Paulo, 10, p. 69-78.
- SARTORI, P. L. P. 1978. Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé. São Paulo. 196p Tese de Doutorado. Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- SCHMIDT, M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York, v.110, p. 304-310.
- SHAND, S. J. 1950. **Eruptive Rocks**. Murby, Londres. 488p.
- SHAW, H. R. 1980. Fracture mechanisms of magma transport from the mantle to surface. In: R. B. Hargraves (ed.) **Physics of Magmatic Processes**. Princeton, p.201-264.
- SHUKOWSKY, W.; VASCONCELLOS, A. C. B. C.; MANTOVANI, M. S. M. 1991. Estruturação dos terrenos Pré-Cambrianos da região sul do Brasil e oeste do Uruguai: Um estudo por modelamento gravimétrico. **Revista Brasileira de Geofísica**, São Paulo, v. 9, nº2, p. 275-287.
- SILVA, L. C. da; HARTMAN, L. A.; CHEMALE Jr., F. 1995. Natureza e evolução da crosta continental pré-gondwana: o registro granítico neoproterozóico (brasiliano) no sul do Brasil. SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6º /ENCONTRO DE GEOLOGIA DO CONE SUL, 1º. Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos.... Porto Alegre: SBG, p.79-81.
- SIMPSON, C. 1985. Deformation of granitic rocks across the brittle-ductile transition. **Journal of Structural Geology**, Elmsford-EUA, v. 7, p. 503-511.
- SKJERLIE, K. P. & JOHNSTON, A. D. 1993. Fluid-Absent Melting Behavior of an F-Rich Tonalitic Gneiss at Mid-Crustal Pressures: Implications for the Generation of Anorogenic Granites. **Journal of Petrology**, Oxford, v. 34, p. 785-815.
- SOLIANI Jr., E. 1986. Os dados geocronológicos do Escudo Sul-Riograndense e suas implicações de ordem geotectônica. São Paulo. 425p Tese de doutorado em Geociências. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- SPARKS, R. S. J.; HUPPERT, H. E. & TURNER, J. S. 1984. The fluid dynamics of evolving magma chambers. **Philosophy. Transactions Royal Society of London**, Londres. v. A310, p. 511-534.
- SPERA, F. J. 1980. Aspecto of magma transport. In: R. B. Hargraves (ed.) **Physics of Magmatic Processes**, Princeton, p.265-323.

- STIMAC, J. A. & WARK, D. A. 1992. Plagioclase mantles on sanidine in silicic lavas, Clear Lake, California: Implications for the origin of rapakivi texture. **Geological Society of America Bulletin**. Boulder-EUA, v. 104. p. 728-744.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. **Earth Science Reviews**. Amsterdam, v. 12, p.1-33.
- SYLVESTER, P. J. 1989. Post-collisional alkaline granites. **Journal of Geology**, Chicago, v. 97. p. 261-280.
- TESSARI, R. I. & GIFFONI, L. E. 1970. Geologia da região Piratini-Pinheiro Machado-Bagé, Rio Grande do Sul. **Boletim. Divisão de Fomento e Produção Mineral**, Rio de Janeiro, v.246, 122p.
- TESSARI, R. I. & PICADA, R. S. 1966. Geologia da quadrícula de Encruzilhada do Sul, Brasil. **Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral**, Rio de Janeiro, DNMP, nº124, 147p.
- TOMMASI, A.; FERNANDES, L. A. D.; PORCHER, C. C. & VAUCHEZ, A. 1992. Evolução cinemática das porções internas do Cinturão Dom Feliciano na região de Piratini, RS. **Pesquisas**, Porto Alegre, v. 19, nº2, : p. 145-156.
- TORQUARTO, J. R. & CORDANI, U. G. 1981. Brazil-Africa geological links. **Earth Science Reviews**, Amsterdam, v.17, p. 155-176.
- TUTTLE, O. F. & BOWEN, N. L. 1958. Origin of granite in the light of experimental studies in the system $\text{NaAlSi}_3\text{O}_8\text{-KAlSi}_3\text{O}_8\text{-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$. **Geological Society of America. Memoirs**, Boulder-EUA, v. 74, p. 1-153.
- UFRGS. 1978. Mapeamento Geológico - Projeto Quitéria-Serra do Herval. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (inédito).
- UFRGS. 1988. Mapeamento Geológico - Projeto Quitéria- Várzea do Capivarita. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (inédito)
- UFRGS. 1989. Mapeamento Geológico - Projeto Cerro da Árvore. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (inédito)
- UFRGS. 1992. Mapeamento Geológico - Projeto Encruzilhada do Sul e Delfino. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia. Porto Alegre, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. (inédito)
- VASQUEZ, M. L. 1993. Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul: Um exemplo de granitos da associação alcalina metaluminosa. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 5°. Curitiba, 1993. Boletim de Resumos Expandidos...Curitiba: SBG.
- VASQUEZ, M. L. 1995. Reavaliação da Geocronologia dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 6°. Porto Alegre, 1995. Boletim de Resumos Expandidos...Porto Alegre: SBG. p. 67-69.
- VASQUEZ, M. L.; MORAES, P. R. C.; BORDINI, R. M.; CANOVA, C. A. A. & FRASCA, A. S. F. 1989. Caracterização Petrológica das Rochas Graníticas da Folha Cerro da Árvore, Município de Encruzilhada do Sul, RS. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4°, Porto Alegre, 1989. SBG, **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo., v. 12, nº 29, p.171-184.
- VERNON, R. H. 1983. Restite, xenoliths, and microgranitoid enclaves in granites: **Journal Proceedings of Royal Society New South Wales**, Austrália, v. 116, p.77-103.
- VERNON, R. H. 1986. K-feldspar megacrysts in granites- phenocrysts, not porphyroblasts. **Earth Science Reviews**. Amsterdam, v. 23. p. 1-63.

- VIEIRA Jr., N. 1990. Processos Magmáticos: II- Métodos de Quantificação. **Pesquisas**, Porto Alegre. v. 17, nº 1/2, p. 53-61.
- VIEIRA Jr., N. & SOLIANI Jr., E. 1989. Um novo modelo genético- evolutivo para o maciço granítico de lavras do Sul, RS. : SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4º, Porto Alegre, 1989. SBG, **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo,. v. 12, nº. v. 12. p. 143-160.
- VIEIRA Jr., N.; FERNANDES, L. A. D.; KOESTER, E. & SCHERER, C. S. 1989. Enclaves microgranulares do maciço sienítico de Piquiri. Rio Grande do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 4º, Porto Alegre, 1989. SBG, **Acta Geológica Leopoldensia**, São Leopoldo,. v. 12, nº 29, p. 185-206.
- VLACH, S. R. F. & CPGEO-IG-USP. 1990. PISOG: Isócronas e errocronas - Rb/Sr e Sm/Nd. Centro de Geocronologia do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.
- WALL, V. J.; CLEMENS, J. D. & CLARKE, D. B. 1987. Models for granitoid evolution and source compositions. **Journal of Geology**,. Chicago. v. 95, p. 731-749.
- WATSON, E. B. & CAPOBIANCO, C. J. 1981. Phosphorus and rare earth elements in felsic magmas an assessment of the role of apatite. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, Elmsford-EUA, v. 45, p. 2349-2358.
- WATSON, E. B. & HARRISON, T. M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magmas types. **Earth Planetary Sciences Letters**, Amsterdam. v. 64, p. 295-304.
- WATSON, E. B. 1979. Zircon saturation in felsic liquids: experimental data and applications to trace element geochemistry. **Contributions Mineralogy an Petrology**, Nova York, v. 70, 407-419p.
- WERNICK, E. & PENALVA, F. 1978. Contribuição ao conhecimento das rochas granitóides do Sul do Brasil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 8, nº2, p.113-133.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L. & CHAPPELL, B. W. 1987. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York, v. 95 407-441.
- WHALEN, J. B.; CURRIE, K. L.; CHAPPELL, B. W. 1987. A- type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions Mineralogy and Petrology**, Nova York, v. 95, p.407-441.
- WHITE, A. J. R. 1992. Granite handbook: description, genesis, some associated ore deposits- Short Course. In: Congresso Brasileiro Geologia, 37º. São Paulo, 1992. SBG 109p.
- WHITNEY, J. A. 1975. The effects of pressure, temperature and X_{H_2O} on phase assemblages in four synthetic rock compositions. **Journal of Geology**. Chicago, v. 83, p. 1-31.
- WILLING, C.D.; VALENTINI, N., CONTE, C. N.; ZIR FILHO, J. A. & MÔNACO, O. A. 1974. Folha Porto Alegre (SH.22) e Lagoa Mirim (SI.22). In: SCHOBENHAUS FILHO, C. (coord.) Carta Geologica do Brasil ao milionésimo, Brasília, DNPM, p1-69 e p. 85-98.
- WILSON, M. 1993. Magmatic differentiation. **Journal of the Geological Society London**, Londres, v. 150. p. 511-624.

ANEXOS

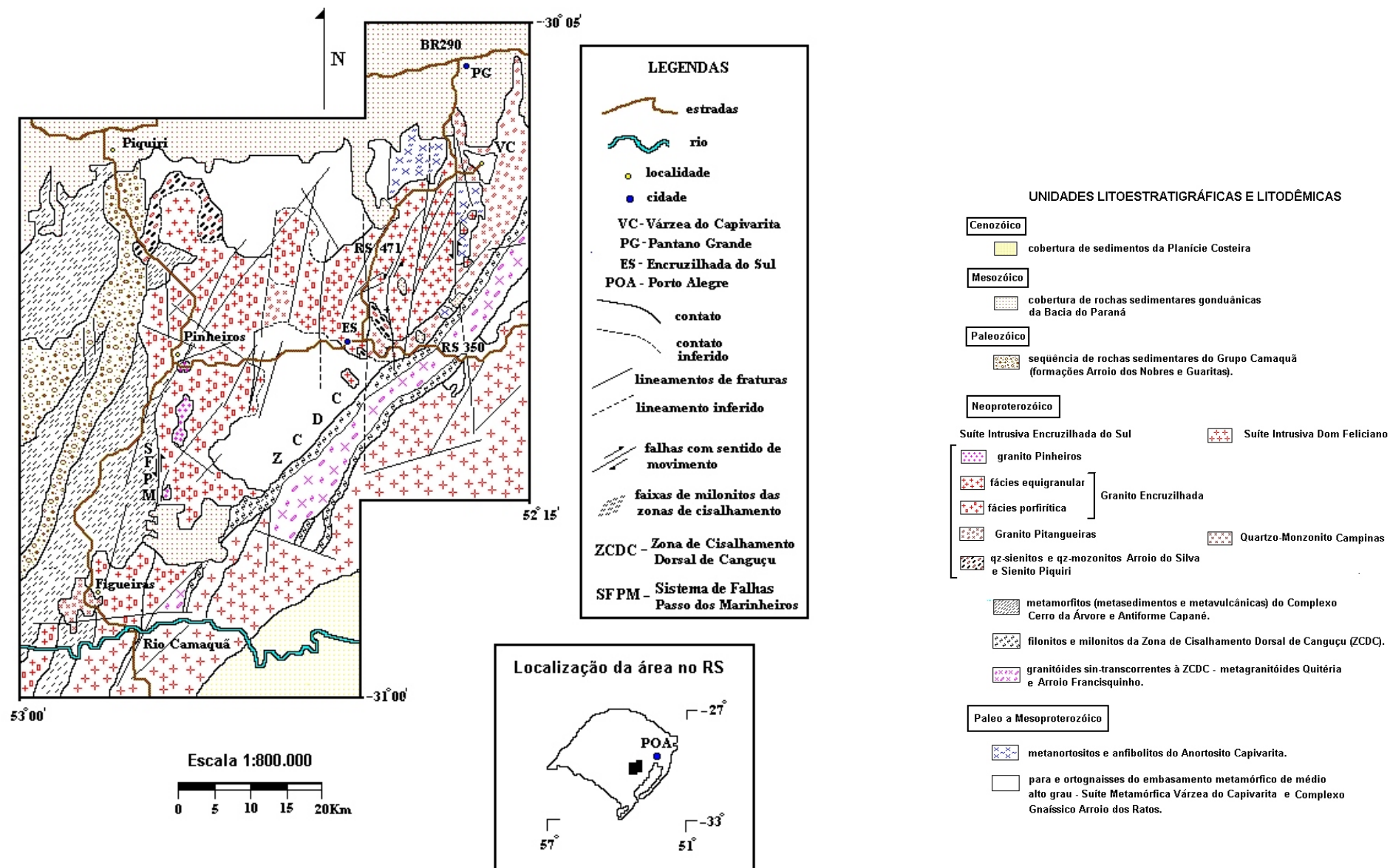


Figura 01: Esboço geológico regional, com a área de ocorrência dos granitos da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, as principais estruturas, unidades litoestratigráfica e litodêmicas da Região de Encruzilhada do Sul. (modificado a partir de Picada, 1967; Picada & Tessari, 1970; Formoso, 1972; Fernandes *et al.*, 1988; UFRGS, 1989, 1992 e 1993).

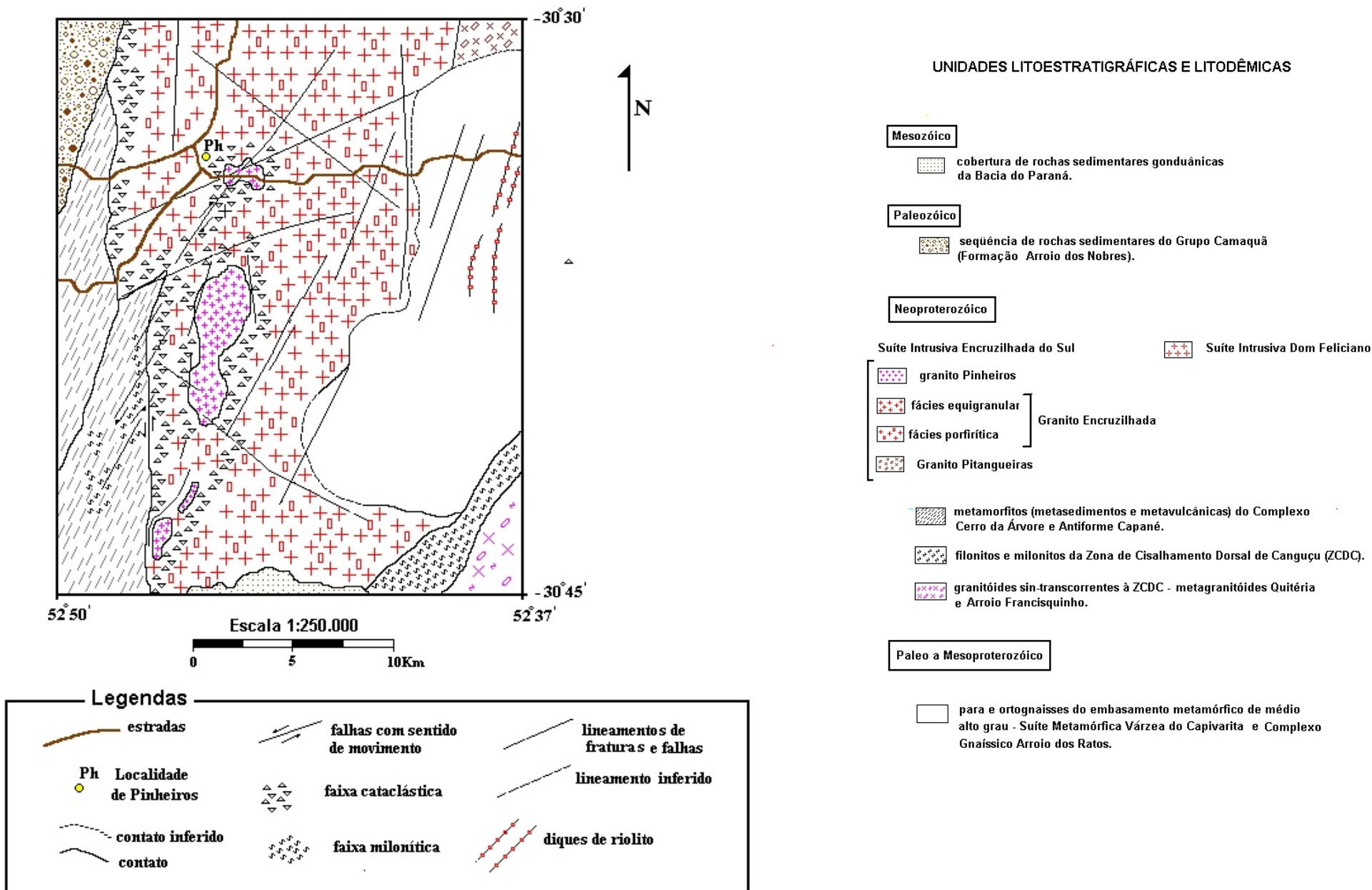


Figura 02: Esboço geológico de partes das folhas Cerro da Árvore e Encruzilhada do Sul, abrangendo a porção sudoeste da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. (modificado de Tessari & Picada, 1966; Picada & Tessari, 1970 e UFRGS, 1989,1992).

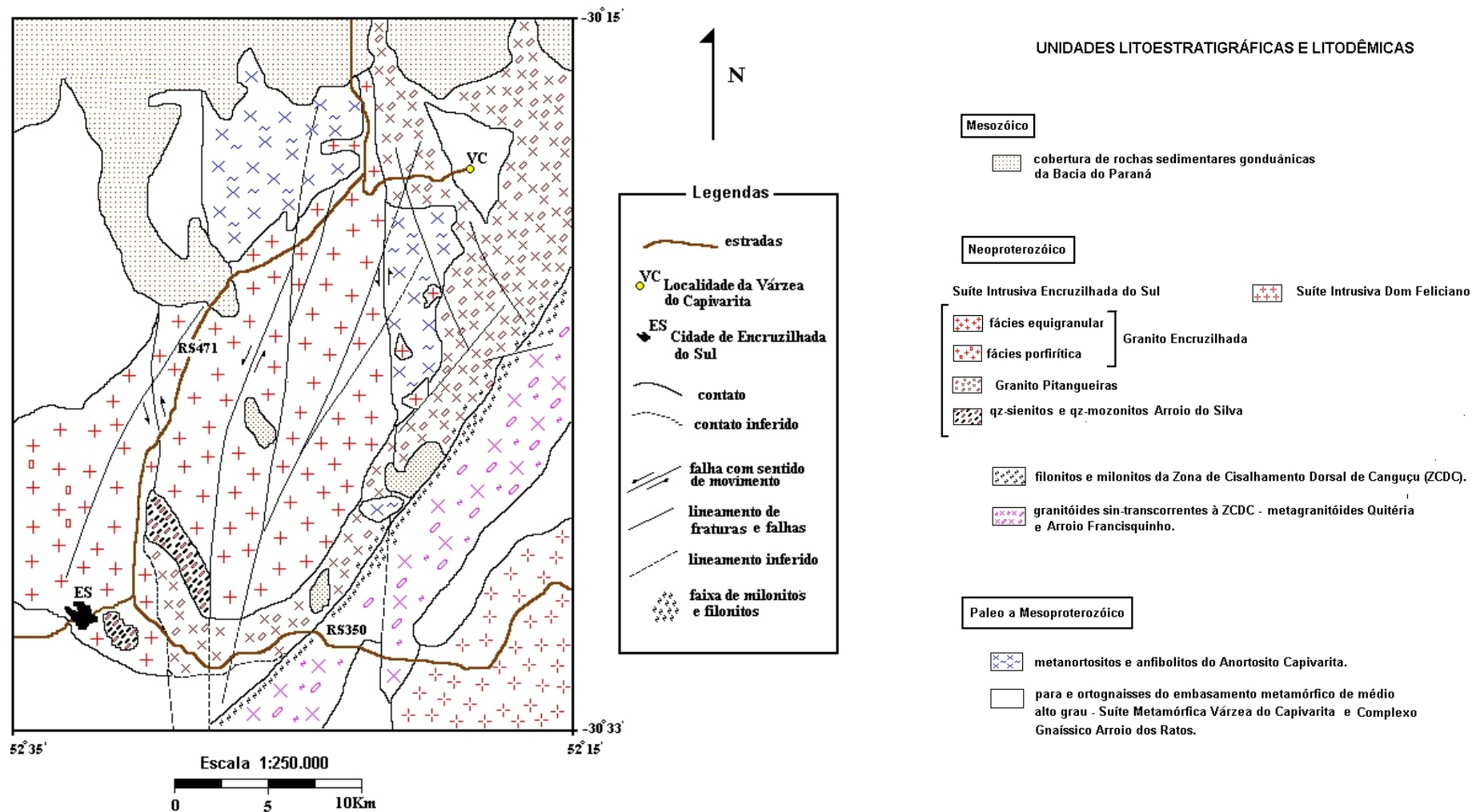
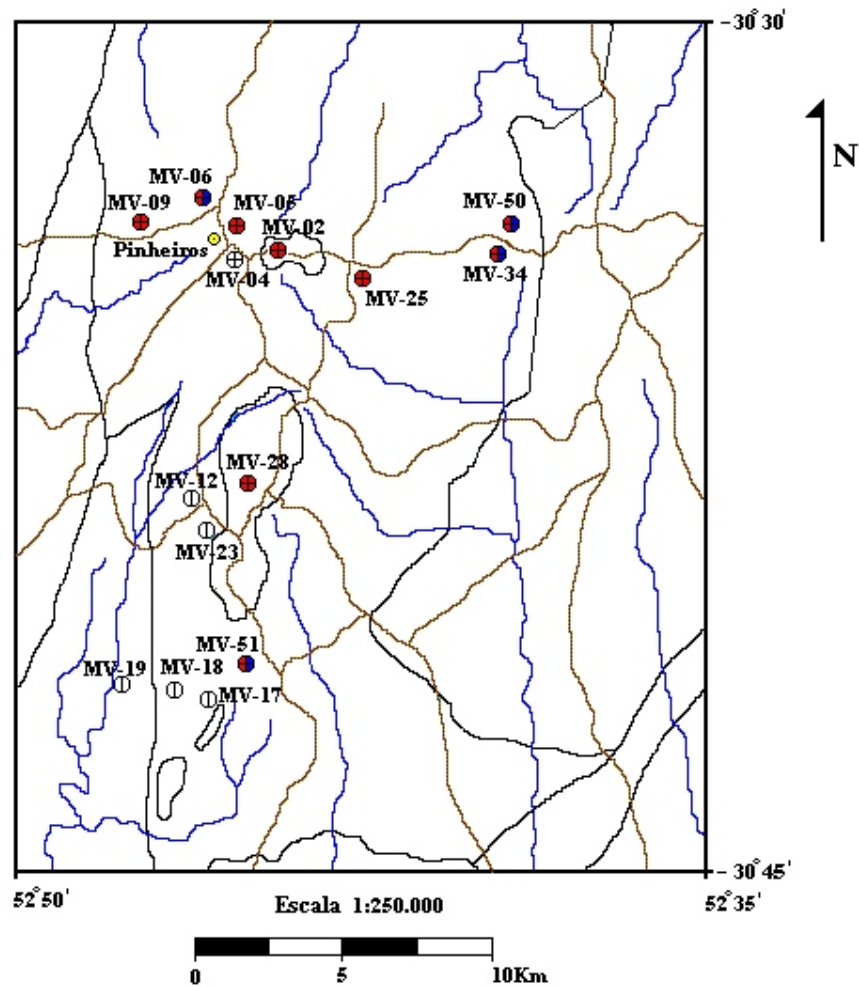


Figura 03: Esboço geológico de parte das folhas Várzea do Capivarita, Encruzilhada do Sul e Passo das Canas, abrangendo as porções nordeste e central da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul. (modificado de Tessari & Picada, 1966; Formoso, 1972; Fernandes *et al.*, 1988 e UFRGS, 1992).



LEGENDAS




- | | |
|---|------------------------|
|  contato entre as unidades litoestratigráficas e litodêmicas | - Afloramento com: |
|  estradas | ⊙ fotografia |
|  drenagens | ⊖ análise petrográfica |
| ● localidade | ● análise litoquímica |
| | ● análise isotópica |

Figura 04a: Mapa de pontos da porção sudoeste da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, com os afloramentos descritos, amostrados e analisados pelo autor (MV).

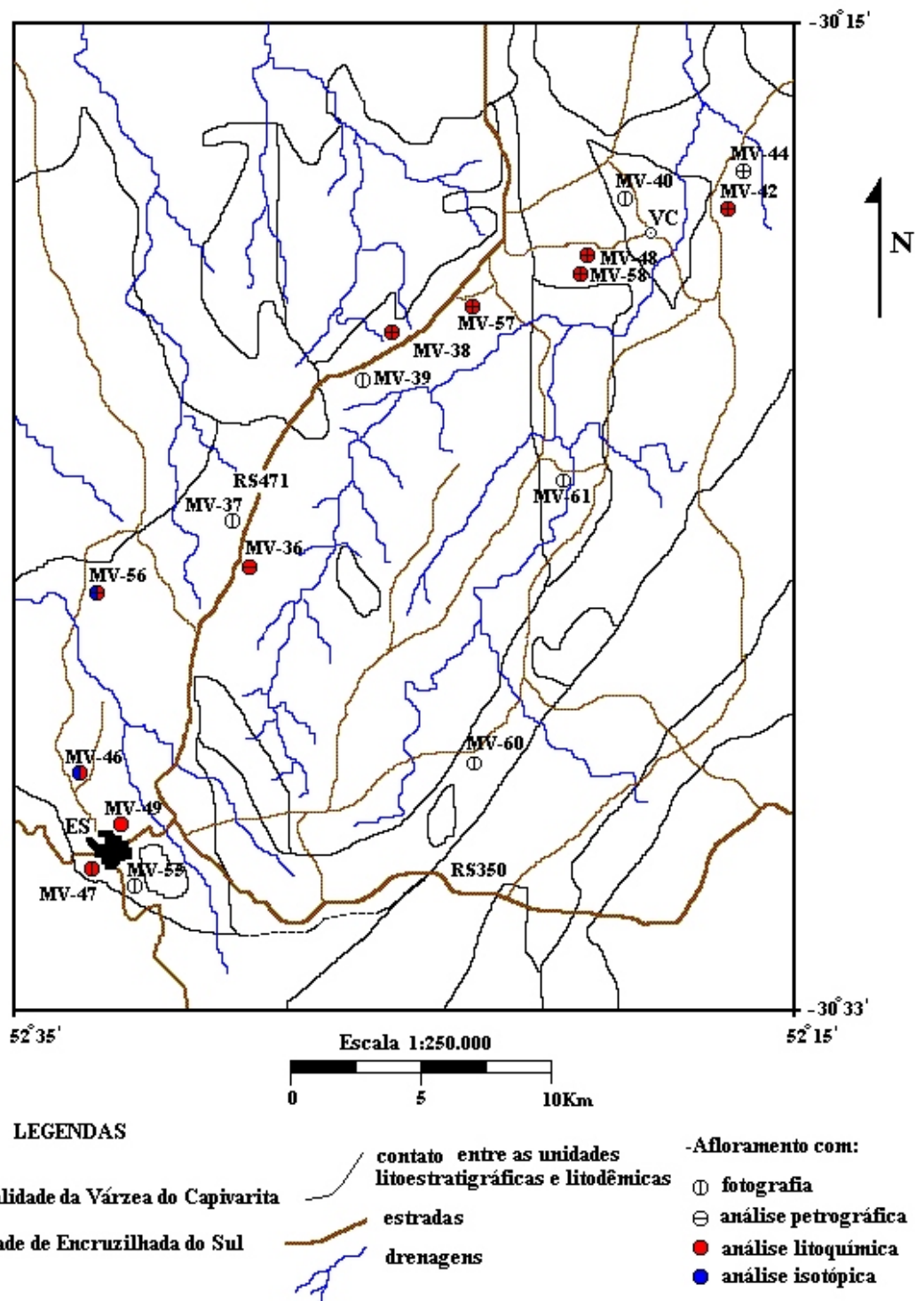


Figura 04b: Mapa de pontos da porção nordeste da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, com os afloramentos descritos, amostrados e analisados pelo autor (MV).

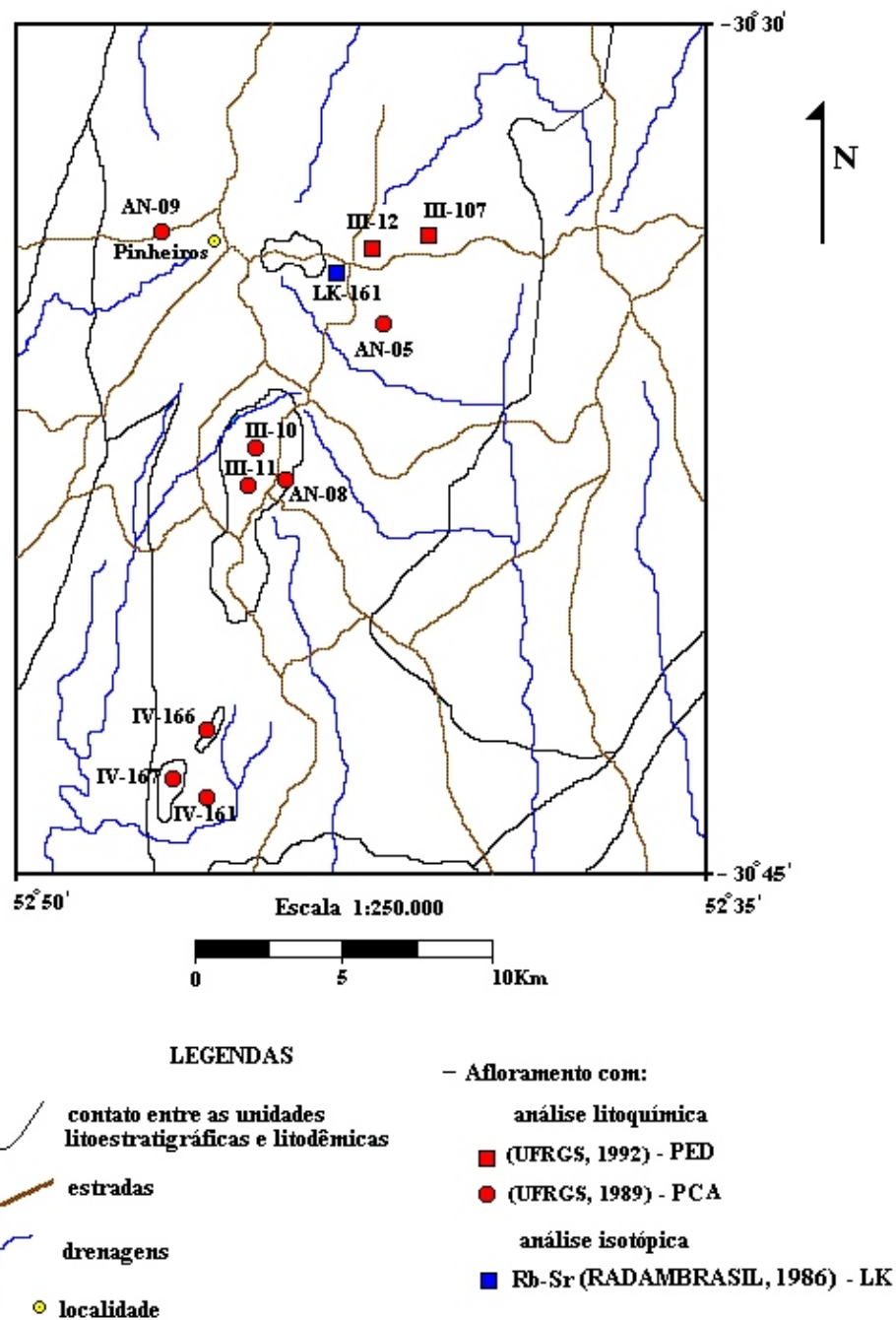


Figura 05a: Mapa de pontos da porção sudoeste da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, com amostras analisadas por outros autores .

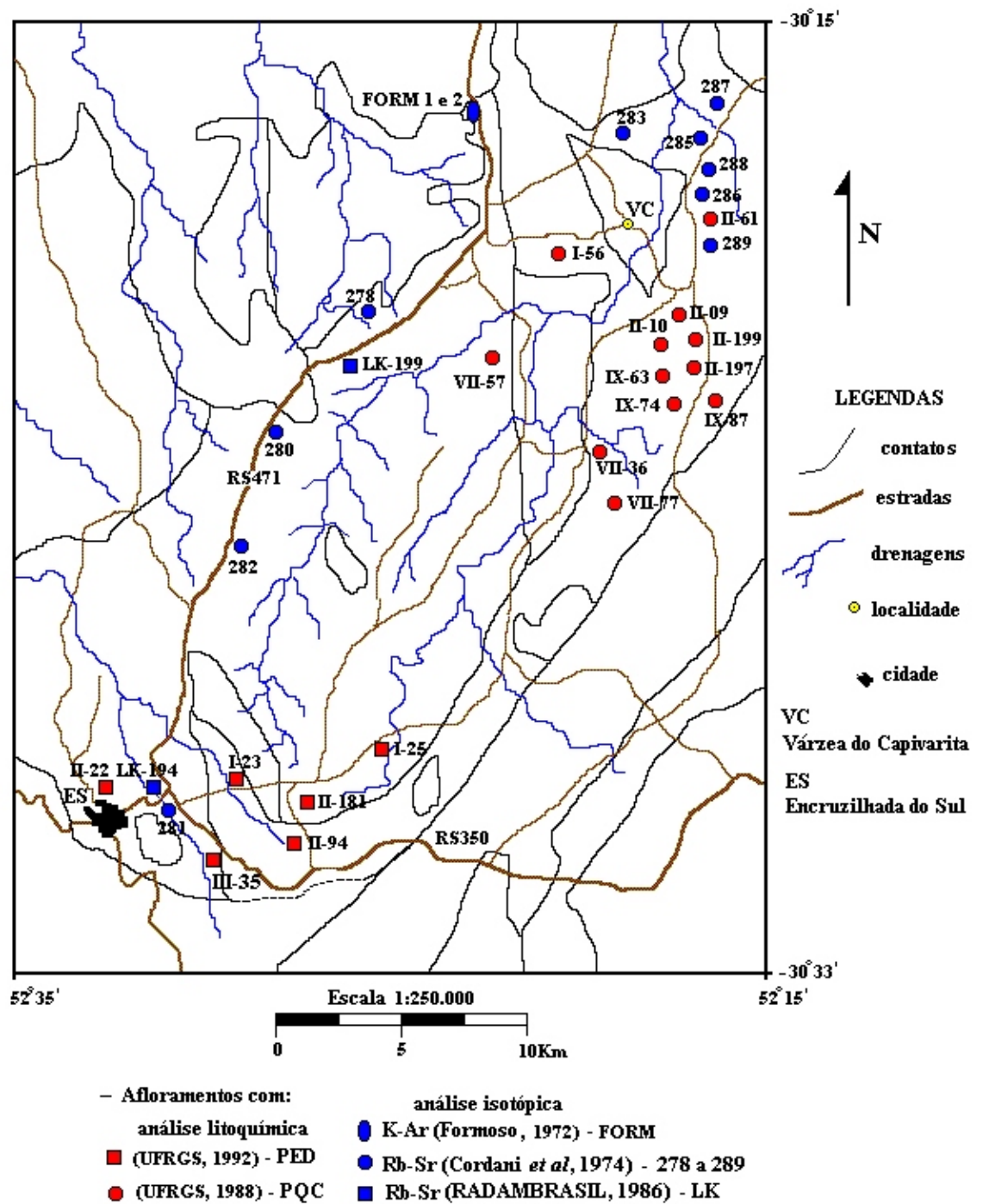


Figura 05b : Mapa de pontos da porção nordeste da Suíte Intrusiva Encruzilhada do Sul, com amostras analisadas por outros autores.