

Pesquisas em Geociências

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias>

Granitóides Brasileiros Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica

L.A.D. Fernandes, A. Tomassi, C.C. Porcher, E. Koester, G. Kraemer, C.M.S. Scherer, R. Menegat
Pesquisas em Geociências, 19(2): 195-215, Set./Dez., 1992.

Versão online disponível em:

<http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/article/view/21312>

Publicado por

Instituto de Geociências



Portal de Periódicos

UFRGS

UNIVERSIDADE FEDERAL
DO RIO GRANDE DO SUL

Informações Adicionais

Email: pesquisas@ufrgs.br

Políticas: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/editorialPolicies#openAccessPolicy>

Submissão: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#onlineSubmissions>

Diretrizes: <http://seer.ufrgs.br/PesquisasemGeociencias/about/submissions#authorGuidelines>

Data de publicação - Set./Dez., 1992.

Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil

Granitóides Brasilianos Precoces do Cinturão Dom Feliciano: Caracterização Geoquímica e Discussão Estratigráfica.

À memória de Nelson Vieira Júnior (1958-1992) que nos deixou tão prematuramente, mas cujo exemplo de brilhantismo e dedicação permanecem para sempre.

L. A. D. FERNANDES¹; A. TOMMASI²; C. C. PORCHER¹; E. KOESTER¹; G. KRAEMER¹;
C. M. S. SCHERER¹ e R. MENEGAT¹

¹(CPGq), Instituto de Geociências, UFRGS, Caixa Postal 15001 - CEP 91501-970 - P. Alegre, RS, Brasil
E-mail: FERNA@IF1.UFRGS.ANRS.BR

²Laboratoire de Tectonophysique - USTL - Montpellier - Cedex 5 - França

(Recebido em 12/06/92. Aceito para publicação em 19/01/93.)

Abstract — A review of the main geochemical characteristics of early-orogenic calcic-alkaline granitic rocks of the Sul-rio-grandense Shield and their implications to constrain geotectonic models proposed for the evolution of the Dom Feliciano Belt during the Brasiliano/Pan-African Cycle is presented in this paper. Discussion about stratigraphic, structural and metamorphic aspects of these rocks are also presented as an attempt to establish a chronology for the brasiliano granitic magmatism in relation to the principal tectono-thermal events responsible for the evolution of this belt during the Upper Proterozoic.

Resumo — Neste trabalho é apresentada uma revisão geral das principais características geoquímicas dos granitóides cálcio-alcálicos precoces do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações na restrição de modelos de evolução geotectônica propostos para o Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasiliano. Discussões acerca dos aspectos estratigráficos, estruturais e metamórficos dessas rochas são igualmente apresentadas, com o objetivo de estabelecer uma cronologia para o magmatismo granítico em relação aos principais eventos tectono-termais responsáveis pela estruturação deste cinturão durante o Proterozóico Superior.

INTRODUÇÃO

O presente trabalho é uma tentativa de sistematização lito-estrutural, geoquímica e estratigráfica das rochas graníticas brasilianas do Cinturão Dom Feliciano segundo o arcabouço teórico atualista da Tectônica de Placas. A escolha desses pressupostos metodológicos deve-se ao fato da Tectônica Global ter sido o paradigma mais testado da história das geociências (Allègre, 1988), estando atualmente muito bem corroborado (cf. Hilde & Carlson, 1991). Apresenta, ainda, alta capacidade de predição e consistência dedutiva, características essenciais da ciência *bona fide* e necessárias para a proposição de teorias e programas de pesquisa em geologia, (Menegat, 1992). Além disso, os pressupostos da Tectônica de Placas possibilitam a realização de uma "anatomia teórica detalhada dos cinturões de montanhas..." (Sengör 1991), definindo uma hierarquização temporal e espacial da seqüência de eventos geológicos responsáveis pela estruturação de um orógeno. Outros conceitos adotados na presente discussão, como o de orogenia ("... a collective term for convergent plate margin processes along a single convergent margin"), e o de **zonas orogênicas** ("o resultado da atividade de um grande número de limites de placas convergentes no espaço e no tempo i.e. consistem em numerosos orógenos para os quais a denominação **colagem orogênica** é utilizada"), encontram-se mais desenvolvidos em Sengör (1991, p. 319).

As concepções acerca da evolução da porção sul-brasileira da crosta continental durante o Proterozóico

Superior, através da estruturação do Cinturão Dom Feliciano (CDF), embora divergentes com relação a aspectos genético-evolutivos, parecem ser consensuais no entendimento de que tal cinturão constituiu-se de uma colagem orogênica composta por diversas associações de rochas diagnósticas de ambientes geotectônicos específicos (e.g. Ribeiro & Fantinel, 1978; Fragoso-César, 1980; Mantovani *et al.*, 1987; Tommasi & Fernandes, 1990). Duas dessas associações (Associações de Arcos Magmáticos I e II) são compostas por granitóides orogênicos, interpretados como remanescentes da infra-estrutura de arcos magmáticos originados, deformados e metamorizados durante a estruturação dessa colagem orogênica (Fernandes *et al.*, 1992a). A importância do estudo petrológico destas associações de granitóides ('precoces') para o entendimento da evolução do magmatismo granítico brasiliano mais primitivo no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense é indiscutível, tendo sido objeto de diversos trabalhos (cf. Tommasi *et al.*, 1992a). No entanto, em adição ao seu significado petrogenético, essas associações de granitóides registram igualmente os principais eventos deformacionais e metamórficos responsáveis pela estruturação do Cinturão Dom Feliciano. A discussão e integração de alguns aspectos tectono-estratigráficos, estruturais e geoquímicos desses granitóides será enfatizada nesse trabalho em função não apenas da inexistência de uma sistematização lito-estrutural e estratigráfica consistente para essas rochas, mas também da constatação de que as relações entre o magmatismo e o metamorfismo/deformação no CDF não foram ainda sequer mencionadas na literatura.

Os aspectos estratigráficos relacionados à evolução do magmatismo granítico brasileiro tardi-orogênico (sin-transcorrência) do Escudo Sul-rio-grandense, embora secundários em relação ao principal objetivo dessa contribuição, serão igualmente discutidos, visando o estabelecimento quer seja de diretivas para que estudos mais específicos possam vir a testar as proposições de evolução petrogenética para essas rochas, quer seja de outras inferências acerca da evolução geotectônica do CDF.

O estudo geoquímico apresentado consiste apenas numa tentativa de caracterização preliminar das séries magmáticas reconhecidas até o momento e não se propõe a investigar nem a gênese dessas rochas através da determinação das suas fontes, nem os processos magmáticos e metamórficos envolvidos na sua evolução. Esses objetivos são assunto de estudos específicos recentemente iniciados por dois dos autores (E. Koester e G. Kraemer).

O magmatismo brasileiro tardi- a pós-tectônico do CDF, por ser mais bem conhecido devido aos relativamente numerosos estudos petrológicos de granitos circunscritos (e.g. Sartori, 1978; Nardi & Lima, 1985; Nardi & Bonin, 1991 e referências), não será tratado nesse trabalho.

Dessa maneira, após a abordagem da nomenclatura e de alguns conceitos inapropriados para a designação dessas complexas associações de rochas, os aspectos estratigráficos, geológicos e geoquímicos diagnósticos da natureza e origem de duas das principais associações de rochas graníticas deformadas reconhecidas

no CDF serão discutidos em termos da relação espaço-temporal entre o magmatismo e a tectônica de placas. A seguir serão abordadas as relações entre o magmatismo e metamorfismo/deformação, finalizando o trabalho com comentários que sintetizam o conhecimento atual dessas rochas sob a luz dos modelos tectônicos e genéticos propostos para as mesmas (Fig. 1).

CLASSIFICAÇÃO E NOMENCLATURA

Migmatitos vs. Granitóides Sintectônicos

As suítes de granitóides presentemente discutidas são remanescentes das rochas graníticas mais antigas formadoras das AAM I e II, apresentando-se deformadas e metamorfisadas em alto grau como consequência de processos colisionais atuantes durante o Proterozóico Superior (Fernandes *et al.*, 1992). Essas rochas afloram principalmente nas porções oriental e ocidental do escudo Sul-rio-grandense, tendo sido tradicionalmente mapeadas como migmatitos (homogêneos e heterogêneos) e geralmente agrupadas sob a designação de 'Formação', 'Grupo' ou 'Gnaisses' Cambaí (e.g. Goñi 1962; Goñi *et al.*, 1962; Tessari & Picada, 1966; Tessari & Giffoni, 1970; Carraro *et al.*, 1974; Ribeiro, 1983; Silva F^o, 1984; Santos *et al.*, 1989). No entanto, o reconhecimento da presença de unidades orto- e parametamórficas afetadas por metamorfismo de alto grau e deformação polifásica, determinou a utilização da designação 'Complexo' para algumas destas associações de rochas e suas encaixantes (e.g. Frantz *et al.*, 1984; Silva

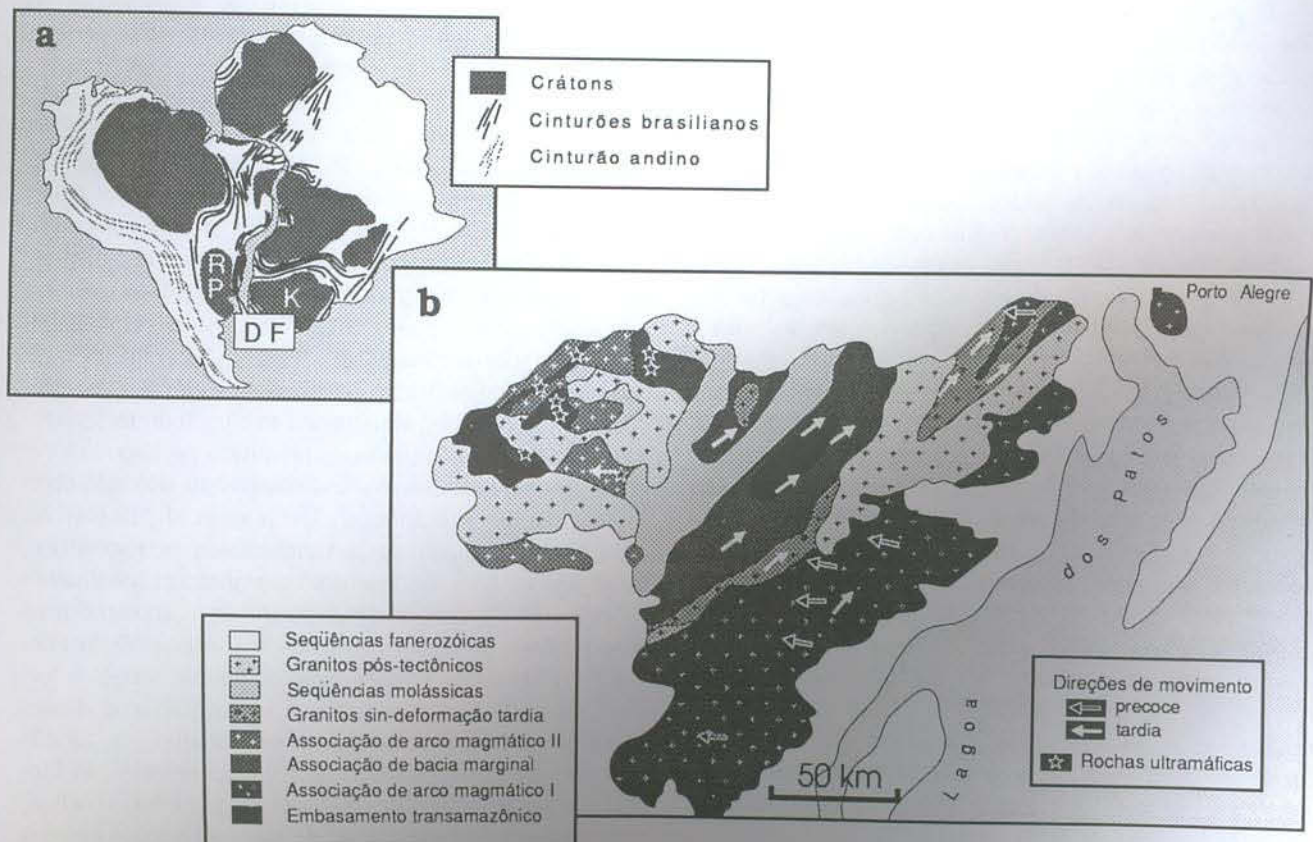


Figura 1 — (a) Posição do CDF em relação aos crátons do Rio de la Plata (RP), Kalahari (K) e demais unidades do sistema geodinâmico Brasileiro/Pan-africano. (b) Principais associações petro-tectônicas do Cinturão Dom Feliciano (DF) segundo Tommasi & Fernandes (1990).

Fº; 1984, Fragoso-César *et al.*, 1986; Frantz & Remus, 1986; Fernandes *et al.*, 1988).

Mais recentemente, trabalhos de detalhe utilizando técnicas de análise estrutural (e.g. Hopgood, 1980, 1984) demonstraram a existência de uma estratigrafia interna para este tipo de associação de rochas, sendo freqüentemente possível a individualização de unidades litoestruturais mapeáveis na escala de semi-detulhe (e.g. UFRGS, 1988, 1991, 1992). Nessas associações, as seqüências de rochas supracrustais de alto grau metamórfico são geralmente as mais antigas unidades reconhecidas, constituindo o 'substrato' para a intrusão de suítes graníticas, muitas das quais sintectônicas à deformação precoce e metamorizadas em alto grau. Apresentando idades variadas, estabelecidas a partir do estudo das suas feições de intrusão em relação aos episódios de deformação e metamorfismo formadores de petrotramas penetrativas, essas unidades podem ser individualizadas como suítes de rochas supracrustais e plutônicas intrusivas, justificando assim, nesse tipo de situação, o abandono de termos menos precisos ('Migmatito'^{1,2}) para a sua designação.

A nomenclatura tradicional utilizada para a classificação de 'Migmatitos' diz-se fortemente observacional e descritiva e pretende eximir-se de qualquer conotação genética (cf. Mehnert, 1968, p. 1-5). Esse tipo de preocupação sugere a marcante influência de concepções indutivistas nos métodos científicos da época. As contradições internas e limitações preditivas de métodos como esses, que se baseiam em conceitos como o da *neutralidade da observação* tem sido claramente demonstradas já há algum tempo pela 'Nova Epistemologia', tanto em termos da interdependência entre observação e teoria (cf. Menegat & Fernandes, 1992), quanto por estudos sobre a natureza da percepção visual (e.g. Bruce & Green, 1990). Por enfatizar unicamente a descrição do registro e alegar eximir-se de postular a identificação dos processos responsáveis pela formação dessas rochas, a classificação 'descritiva' de migmatitos permite a inclusão de litotipos de gêneses variadas sob a mesma denominação. Da mesma forma, essa classificação agrupa tipos genéticos semelhantes sob denominações distintas, mesmo que as características utilizadas para a denominação sejam de origem secundária. Exemplos disso são (i) a denominação de migmatito com 'estruturas dobradas' ou 'ptigmáticas' (pequenas espessuras dos veios de neossoma) e migmatito com 'estrutura estromática', para uma mesma rocha apresentando um bandamento (magmático e/ou de fluxo no estado sólido) pré-existente afetado por dobras em alguns locais, e não em outros, ou mesmo (ii) a formação de bandamento por deformação de uma brecha de intrusão na zona de contato entre granitóides e anfibi-

tos (UFRGS, 1991). Nesse último caso, a rocha no contato entre a intrusiva e a encaixante poderia ser denominada tanto de migmatito com estrutura *schöllén* (ou *raft* ou ainda 'agmatito' — caso mantenha formas complementares entre os fragmentos) nas zonas de baixa deformação, quanto de migmatito 'estromático' ou com estrutura *schlieren* (ou ainda 'nebulítica', Mehnert, 1968) nas zonas de alta deformação (cf. Myers, 1978; Fragoso-César *et al.*, 1986, p. 1329; e Tommasi *et al.*, 1992b).

Embora originário de outro cinturão, um exemplo elucidativo das dificuldades de utilização dessa nomenclatura é apresentado na interpretação da Figura 2. Examinando-se o afloramento mostrado nessa figura e com base em alguma experiência em geologia estrutural pode-se identificar a situação apresentada não como um 'agmatito', mas sim como produto final de diferentes estágios de evolução da deformação de diques máficos intrudidos em gnaisses tonalíticos que, inicialmente sofrendo extensão sob condições metamórficas de alta temperatura, são posteriormente encurtados sob condições metamórficas retrogressivas (Fig. 2). Assim, a variação de aparência desse 'migmatito' é resultante de dois fatores principais (i) a relação entre a posição das estruturas planares e os eixos do elipsóide de deformação instantâneo e (ii) as variações de viscosidade relativa durante a progressão da deformação.

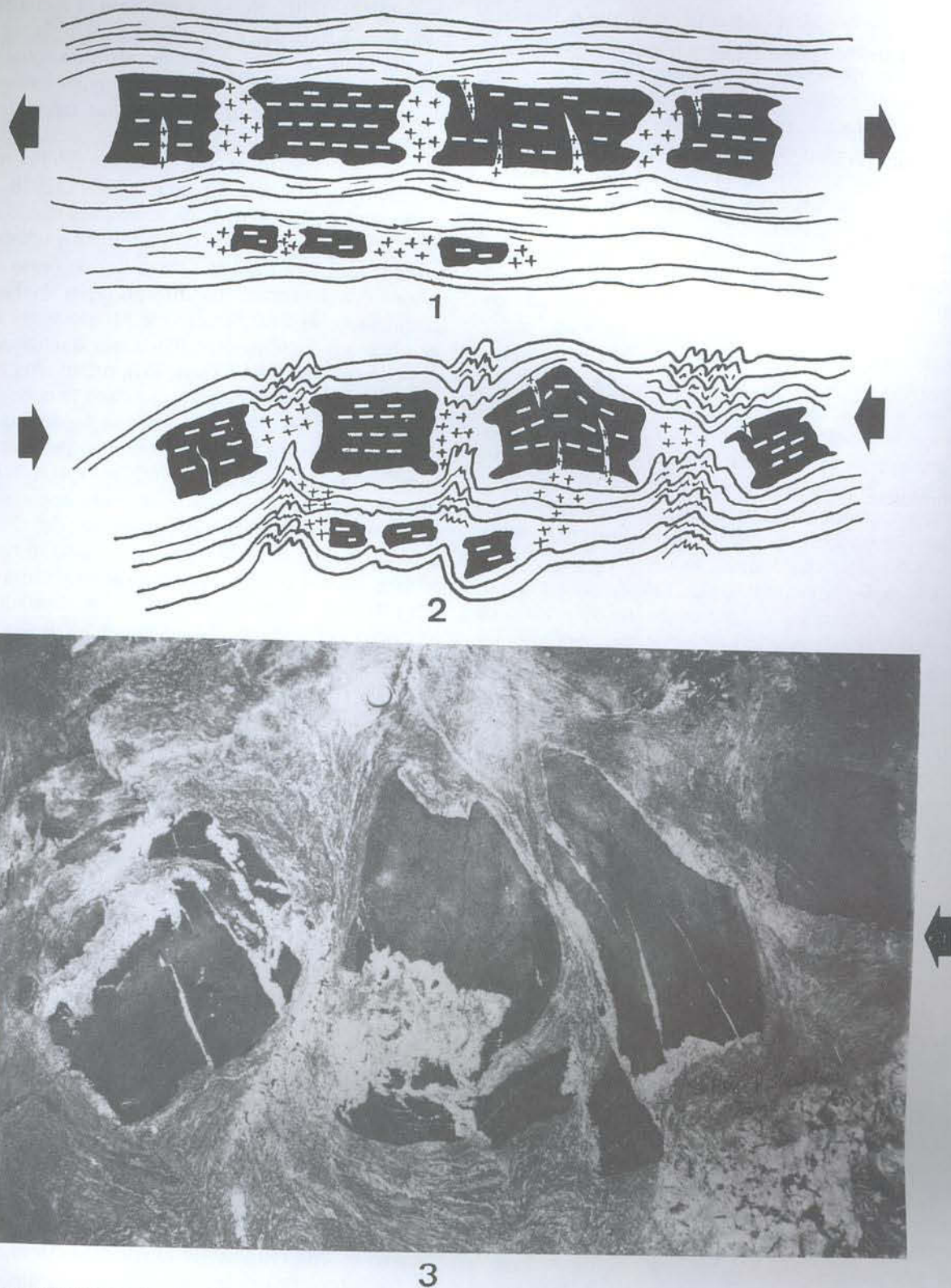
Outra consequência da classificação dessas rochas como 'migmatitos', para as quais uma origem metassomática era geralmente aceita (e.g. Goñi, 1962; Goñi *et al.*, 1962; Picada, 1971; Ribeiro, 1983), foi o abandono de qualquer tentativa de investigação mais detalhada ou mesmo de avaliação da sua potencialidade econômica, como uma decorrência, entre outros fatores, da impossibilidade de testar as proposições de gênese em função das limitações metodológicas e teóricas da época (e.g. Fernandes *et al.*, 1992b) e da idéia de que a descrição era condição suficiente na explicação geológica (cf. Menegat, 1992). Isso dificultou o reconhecimento de que essas unidades constituem-se, em grande parte, de associações de rochas de gênese variada e história evolutiva complexa, podendo no entanto, ser individualizadas por mapeamento de detalhe em litodemas, suítes, complexos, etc., e classificadas de acordo com as proposições de nomenclatura estratigráfica adotadas internacionalmente (e.g. Sohl, 1977; Hattin, 1991 e referências bibliográficas nesses trabalhos).

Uma discussão crítica de outras possíveis inconsistências estratigráficas decorrentes da utilização de classificações 'descritivas' de migmatitos (Mehnert, 1968; Ashworth, 1985) é apresentada por Jardim de Sá & Hackspacher (1983, p. 14-15), enquanto que aspectos estruturais e petrológicos são discutidos por Hopgood (1980, 1984), McLellan (1983, 1984, 1988) e por diversos trabalhos em Atherton & Gribble (1983) e Ashworth (1985).

Granitóides Sintectônicos

Uma breve revisão das principais características desse tipo de intrusão é necessária para o desenvolvimento da presente discussão, visto que não só alguns dos granitóides precoces mas também os granitos tar-

[(¹ "Migmatito é uma rocha mesoscopicamente composta consistindo de duas ou mais partes petrograficamente distintas, uma é a rocha encaixante mostrando estágios variados de metamorfismo, a outra é de aparência pegmatítica, alítica, granítica ou geralmente plutônica (Mehnert, 1968, p. 355)" ou ² "Uma rocha encontrada em áreas metamórficas de médio a alto grau, que é pervasivamente não-homogênea em escala macroscópica, uma parte de cor clara e consistentemente de composição quartzo-feldspática ou feldspática" (Ashworth, 1985, p. 3)]



3

Figura 2 — Feições que a primeira vista podem ser denominadas de 'agmatito' ou migmatito com estrutura raft segundo uma classificação tradicional como a de Mehnert (1968) ou mesmo a, atualmente utilizada, como a de Ashworth (1985, tab. 1.1). Ambas agrupam rochas de naturezas e idades diferentes sob a mesma denominação. No estágio 1 os diques formam *boudins* com formas de barril, indicando o alto contraste de viscosidade com as rochas encaixantes durante a extensão. Note-se a abundante segregação de 'neossoma' trondhjémfítico nas fraturas de extensão do interior dos *boudins* e zonas de mais baixa tensão nas imediações dos mesmos. Durante o encurtamento do estágio 2, enquanto os *boudins* de maior razão comprimento/espessura (3° *boudin* do dique mais espesso), a foliação e o material trondhjémfítico (agora já foliado) sofrem flambagem (*buckling*), os fragmentos mais curtos e os diques menos espessos sofrem principalmente rotação (*body rotation*). Com a progressão do encurtamento, ocorre uma diminuição do contraste de viscosidade entre *boudins* e encaixante, como indicado pela ocorrência de achatamento responsável pela modificação da espessura (da extremidade W) do terceiro *boudin*. Esta variação de viscosidade relativa entre as duas rochas com composição marcadamente diferente é provavelmente uma decorrência direta da variação do comportamento reológico das duas rochas durante a sua história deformacional que pode ser promovida, entre outros fatores, por transições de fases minerais menos dúcteis (como piroxênios) para mais dúcteis (e hidratadas como anfibólios) durante o metamorfismo sintectônico retrogressivo (e.g. Ramsay 1982). Note-se que do estágio 1 para o estágio 3, com a rotação de 90° (de sub-horizontal para sub-vertical) sofrida pelo eixo de extensão máxima, o material trondhjémfítico anteriormente situado entre os *boudins* torna-se ainda mais abundante, localizando-se, então, preferencialmente nas porções superiores e inferiores dos fragmentos (e.g. abaixo do 3° *boudin*) que tornam-se os novos locais de mais baixa tensão. 'Neossoma' trondhjémfítico (+). Bússola mede 10 cm.

dios (sintranscorrência) apresentam feições indicativas de posicionamento concomitante à deformação das rochas encaixantes, bem como outras feições que os caracterizam como 'sintectônicos' a essas deformações.

Granitos sintectônicos são "plutões para os quais infere-se um posicionamento durante a deformação regional e presume-se que apresentem foliações formadas por processos variando desde fluxo magmático até deformação no estado sólido. Por definição, nesses granitóides desenvolvem-se foliações tectônicas, dificultando a avaliação da natureza de foliações anteriores e da idade precisa do seu posicionamento" (Paterson *et al.*, 1989, p. 359). Ainda segundo esses autores, as principais evidências de posicionamento sintectônico para uma intrusão são: (1) a presença de foliações magmáticas e de fluxo de alta temperatura no estado sólido, (2) continuidade entre a foliação de fluxo no estado sólido do plutão e a das rochas encaixantes, e que (3) os porfiroblastos da auréola de contato ('metamorfismo de contato sintectônico') devem ser sincinemáticos com relação a foliação dos encaixantes. Outros critérios tradicionalmente empregados como (4) a presença de 'pontos triplícies' de clivagens próximo às terminações de plutões sintectônicos posicionados por 'intrusão forçada' (*forceful emplacement.*), (5) formas alongadas e geometria de estruturas que indicam posicionamento em zonas de falhas ativas e finalmente, (6) relações de intersecção mútua entre apófises graníticas e dobras com o desenvolvimento de foliações plano-axiais em ambos, plutão e encaixante, não são inequívocos devido à possibilidade dessas feições serem produzidas por outros mecanismos de intrusão, não devendo-se portanto usá-los isoladamente. Esses autores acreditam, ainda, que "é particularmente importante demonstrar que a foliação de fluxo no estado sólido da intrusão desenvolveu-se *durante e não após o posicionamento* através da obtenção de evidência para deformação no estado sólido com fluxo de alta temperatura ou de deformação de granitóides por 'fluxo sub-magmático' " (Paterson *et al.*, 1989, p. 359). Enquanto que os granitóides posicionados ao longo das zonas de cisalhamento transcorrente mostram características típicas de intrusões sintectônicas (Fernandes *et al.*, 1990, 1992; Tommasi *et al.*, 1992c) estas não são tão evidentes nos granitóides precoces, tanto em função do reduzido volume de rochas encaixantes (supracrustais) preservadas, que ocorrem geralmente como xenólitos, quanto em função das transformações texturais e minerais durante o metamorfismo de alto grau a que ambas as unidades (encaixantes e intrusivas) foram submetidas.

A demonstração de que grande parte do volume de rochas graníticas das AAM I e II constitui-se de granitóides deformados em alto grau ('granitóides precoces' e não 'migmatitos'), frequentemente sob condições de metamorfismo equivalentes às das rochas supracrustais encaixantes foi apresentada por Fernandes *et al.* (1988; 1990) e UFRGS (1991; 1992) entre outros. Esse conjunto de rochas é subsequente intrudido por granitóides sintectônicos às zonas de transcorrência (deformação tardia) em volumes variáveis (*cf.* item a seguir) e finalmente por granitos shoshoníticos a alcalinos tardi a pós-tectônicos.

As unidades de granitóides pré- a sintectônicos do CDF (granitóides precoces) reconhecidas até o presente momento a seguir, incluem na Associação de Arco Magmático I (Tab. 1) o (a) complexo gnáissico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.*, 1988, 1990), compreendendo apenas as rochas ortometamórficas dos anteriormente denominados de 'Complexo metamórfico Várzea do Capivarita' (Frantz *et al.*, 1984) e de 'Septos do Embasamento do Batólito Pelotas' (Fragoso-César *et al.*, 1986) e o (b) complexo gnáissico Piratini nas sub-áreas de Piratini e Canguçu, compreendendo alguns dos granitóides incluídos no Complexo Canguçu (Santos *et al.*, 1989; Mesquita, 1991), Suíte Pinheiro Machado (Fragoso-César *et al.*, 1986; Philipp, 1990) e gnaisses Piratini (Fragoso-César *et al.*, 1986). Na Associação de Arco Magmático II (Tab. 2) foram incluídos os 'metagranitóides' do Complexo Cambaí da região de Lavras do Sul (UFRGS, 1991) e Vila Nova (Fragoso-César & Soliani Jr., 1984; Silva F^o, 1984).

O MAGMATISMO BRASILIANO E A TECTÔNICA DE PLACAS

As duas tentativas mais abrangentes de sistematização dos granitóides brasileiros no Escudo Sul-rio-grandense de acordo com um modelo da Tectônica de Placas (Jost *et al.*, 1984 e Fragoso-César *et al.*, 1986), obtiveram sucesso parcial em função de terem incluído algumas rochas de idades, afiliação magmática e evolução tectono-metamórficas distintas sob a mesma denominação. Os últimos autores, por exemplo, incluíram na mesma unidade ('Batólito Pelotas') tanto ortognaisses e milonitos de alto grau metamórfico, mostrando feições deformacionais e metamórficas atribuídas a um processo colisional, como granitóides posicionados sintectonicamente à deformação tardia mostrando transporte tectônico paralelo ao alongamento do CDF, cuja deformação originou zonas de cisalhamento transcorrentes sob condições metamórficas geralmente de temperaturas mais baixas (Fernandes *et al.*, 1990, 1992). Assim, o reconhecimento da natureza composta de unidades geotectônicas como anteriormente propostas (*e.g.* Batólito Pelotas), bem como a pequena possibilidade de que os granitóides brasileiros da região de Lavras do Sul e Vila Nova (Silva F^o & Soliani Jr., 1987) possam constituir partes de 'nappes graníticas' desta mesma unidade (Fragoso-César *et al.*, 1990, p. 79), isso em função da sua posição em relação às demais associações petrotectônicas e padrão de deformação que apresentam, levaram Tommasi & Fernandes (1990) a propor a existência de duas associações distintas de rochas plutônicas cálcio-alcalinas - as Associações de Arcos Magmáticos I e II (AAM I e II), originadas pelo fechamento do Oceano Adamastor (Porada, 1979) durante o Proterozóico Superior. Esse modelo geotectônico preliminar, mais detalhadamente discutido por Fernandes *et al.* (1992a), que norteará a discussão a seguir.

A Associação de Arco Magmático I (AAM I)

Foram incluídos na AAM I (Fig. 1) (a) o complexo

AUTORES		SILVA FILHO (1984) SILVA FILHO & SOLIANI Jr. (1987)		SOLIANI Jr. (1986) BITENCOURT <i>et al.</i> (1987) REMUS (1990)		UFRGS (1991) PINHEIRO MACHADO (em prep.)	
ÁREAS DE ESTUDO		VILA NOVA		SÃO GABRIEL		LAVRAS DO SUL	
TIPOS LITOLÓGICOS	UNIDADE LITO-ESTRUTURAL	IDADE		TIPOS LITOLÓGICOS	UNIDADE LITO-ESTRUTURAL	IDADE	
		COMPLEXO VILA NOVA GNAISSES CAMBÁI	GNAISSES DIORÍTICOS			703 ± 41 Ro - 0,704	COMPLEXO CAMBÁI METAGRANITÓIDES
		TONALITOS E TRONDHJEMITOS	673 ± 65 Ro - 0,704				
		GRANODIORITOS E ADAMELITOS	648 ± 28 Ro - 0,704				

Tabela 2 - Correlação entre as unidades da Associação de Arco Magmático II na porção oeste do Cinturão Dom Feliciano.

gnássico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.*, 1988, 1990) redefinido como suíte ortognássica Arroio Canhão (UFRGS, 1992), aflorante nas regiões de Quitéria e Encruzilhada do Sul, bem como (b) parte do Complexo Canguçu de Santos *et al.* (1989) compreendendo os 'Granitóides de Fase I' de Frantz & Nardi (1992a, b), denominados de 'gnaisse Piratini' (Fernandes *et al.*, 1992a).

O complexo gnássico Arroio dos Ratos (cgAR) inclui granitóides trondhjemiticos a granodioríticos (G1, G2 & G3) intrusivos nas rochas supracrustais de alto grau da suíte metamórfica Várzea do Capivarita (Fig. 3).

Na sub-área de Quitéria e Encruzilhada do Sul os granitóides do cgAR são afetados por deformação sob condições metamórficas de alto grau, originando nas porções de mais alto *strain*, zonas de cisalhamento subhorizontais (retirando-se os efeitos das dobras tardias) de espessura quilométrica com lineações de estiramento indicando transporte tectônico segundo a direção E-W. Estas zonas de cisalhamento são truncadas por granitos (monzogranito porfirítico grosso - metagranito Quitéria e granitos peraluminosos - metagranitos Arroio Francisquinho) sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrente de escala quilométrica e orientação NE-SW (Fernandes *et al.*, 1990). Três conjuntos de dobras normais abertas com direção de plano axial regionalmente constante (E-W, N-S e NW) afetam as es-

truturas anteriores controlando o padrão de afloramento. O conjunto de rochas e estruturas acima descrito é intrudido por granitos shoshoníticos a alcalinos tardi-pós-tectônicos. A análise da evolução estrutural dessas rochas em diversas escalas é apresentada por Tommasi (1991) e Tommasi *et al.* (1992a).

Os gnaisse Piratini constituem um grande volume de granitóides afetados por deformação sob condições de fácies anfibolito, originando zonas de deformação subhorizontais com lineações de estiramento em feldspatos, quartzo e xenólitos deformados, indicando transporte tectônico segundo a direção NW-SE. Estas rochas são truncadas por granitóides sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrentes com direção NE-SW desenvolvidas sob condições metamórficas de baixo grau. Maiores detalhes sobre a evolução estrutural destas rochas em diversas escalas são apresentados por Tommasi *et al.* (1992b).

Geoquímica

O estudo geoquímico apresentado nesse trabalho tem como principal objetivo a caracterização preliminar da(s) série(s) magmática(s) das rochas que compõem as associações petrotectônica de Arco Magmático I e II. Os detalhes acerca de gênese e evolução dessas associações, visando a determinação das suas fontes de

avaliação dos processos magmáticos/metamórficos a que foram submetidas essas rochas são objeto de estudo de detalhe (Koester, E., em prep.; Kraemer, G., em prep.).

Diagramas de variação para elementos maiores e traço tendo a SiO_2 como índice de diferenciação são apresentados na Figura 4. A possível cogeneticidade dessas rochas pode ser descartada pela interpretação de diagramas Harker, pois esses nos sugerem a presença de diferentes *trends* lineares, como definidos nos diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$, TiO_2 , CaO , FeO^* , MgO , P_2O_5 e Zr . A mobilidade de alguns elementos pode ser inferida quando da análise de diferentes diagramas, como por exemplo, $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$, Na_2O , Ba , Sr e Rb . Esses apresentam uma forte dispersão, refletindo possíveis modificações durante o metamorfismo que atuou nestas rochas.

No diagrama da figura 5 (Brown, 1979) a sílica é utilizada como parâmetro de diferenciação em relação aos teores de álcalis e cálcio. Nessa figura as rochas da AAM I são plotadas no campo da série cálcio-alcálica, apresentando grande similaridade com o *trend* da associação de arco continental de Nova Guiné, por exemplo. Corroborando esse dado, o diagrama ternário AFM (Fig. 6), é compatível com uma natureza cálcio-alcálica para estas rochas.

As figuras 7a e 7b (Lameyre & Bowden, 1982) mostram o triângulo QAP com diferentes *trends* evolutivos. Para a elaboração do diagrama foram utilizadas, respectivamente, contagens modais em lâmina delgada e dados de mesonorma conforme Le Maitre (1989). Em ambas as figuras observa-se um *trend* cálcio-alcálico médio potássio. A ausência de termos menos diferenciados não permite a caracterização de um *trend* cálcio-alcálico baixo potássio.

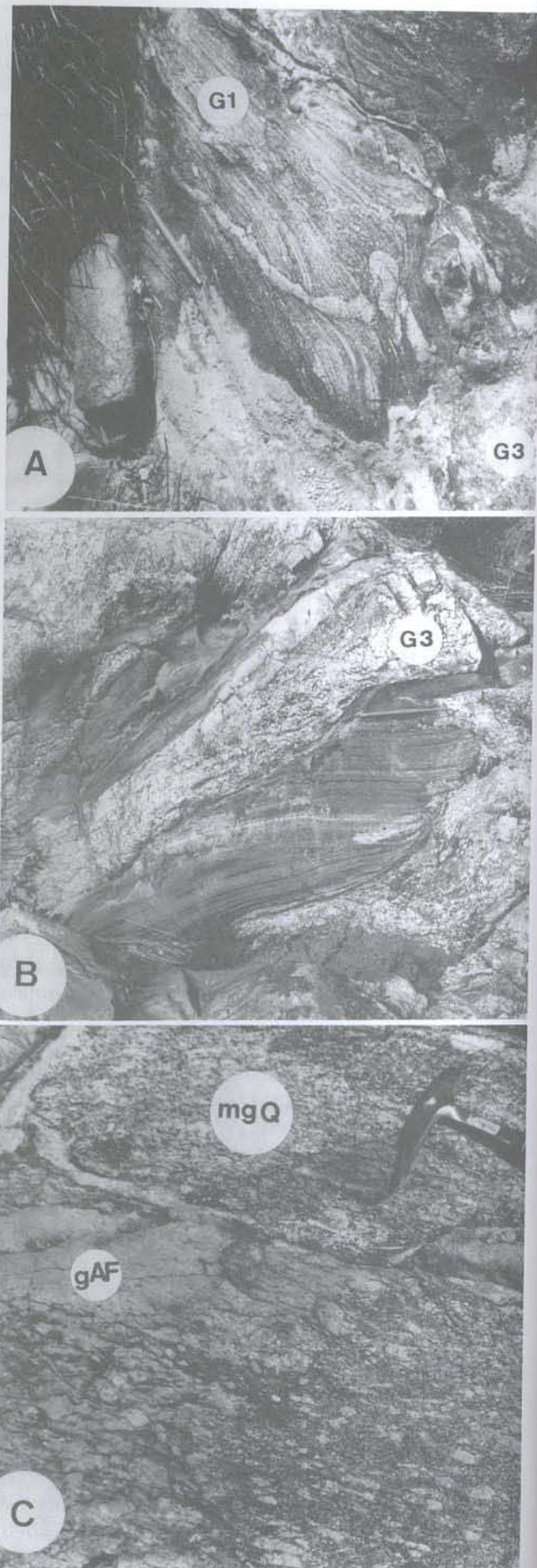
Quando plotadas no diagrama discriminante R1 & R2 da figura 8 (Batchelor & Bowden, 1985), os granitóides da AAM I apresentam uma grande dispersão, não sendo possível definir-se um ambiente getectônico específico para estas rochas.

O diagrama da figura 9 (Maniar & Piccoli, 1989) no qual uma classificação tectônica a partir do diagrama ternário de composições modais QAP é proposta, mostra que as rochas da AAM I são plotadas predominantemente no campo dos granitóides de arco continental.

A Associação de Arco Magmático II (AAM II)

Foram incluídos na AAM II os (a) 'metagranitóides' do Complexo Cambaí da região de Lavras do Sul (UFRGS 1991), os (b) 'Gnaisses Cambaí' do Complexo Vila Nova (Silva F^o, 1984) no município de São Gabriel.

Figura 3 — Granitóides trondhjemíticos e granodioríticos do complexo gnáissico Arroio dos Ratos (cgAR). (a) Relações de intrusão entre G1, G2 e G3. Note o bandamento milonítico (de alta temperatura) de G1 cortado por veio (dobrado) do G2 sendo todo o conjunto intrudido por G3. (b) Xenólito de silimanita gnaiss da suíte metamórfica Várzea do Capivarita no trondhjemito G3 do complexo gnáissico Arroio dos Ratos. (c) Apófises do metagranito Arroio Francisquinho (gAF) intrudindo o metagranito Quitéria (mgQ). Note-se que a superposição de deformação no estado sólido sobre a foliação magmática (orientação dimensional dos megacristais de k-feldspato) originou estruturas *augen* com caudas bem mais desenvolvidas (e de aparência mais dúctil) no mgAF do que no mgQ devido à composição desse último, que apresenta uma percentagem menor de minerais dúcteis (filossilicatos e quartzo) do que o primeiro. Lapiseira e martelo como escalas.



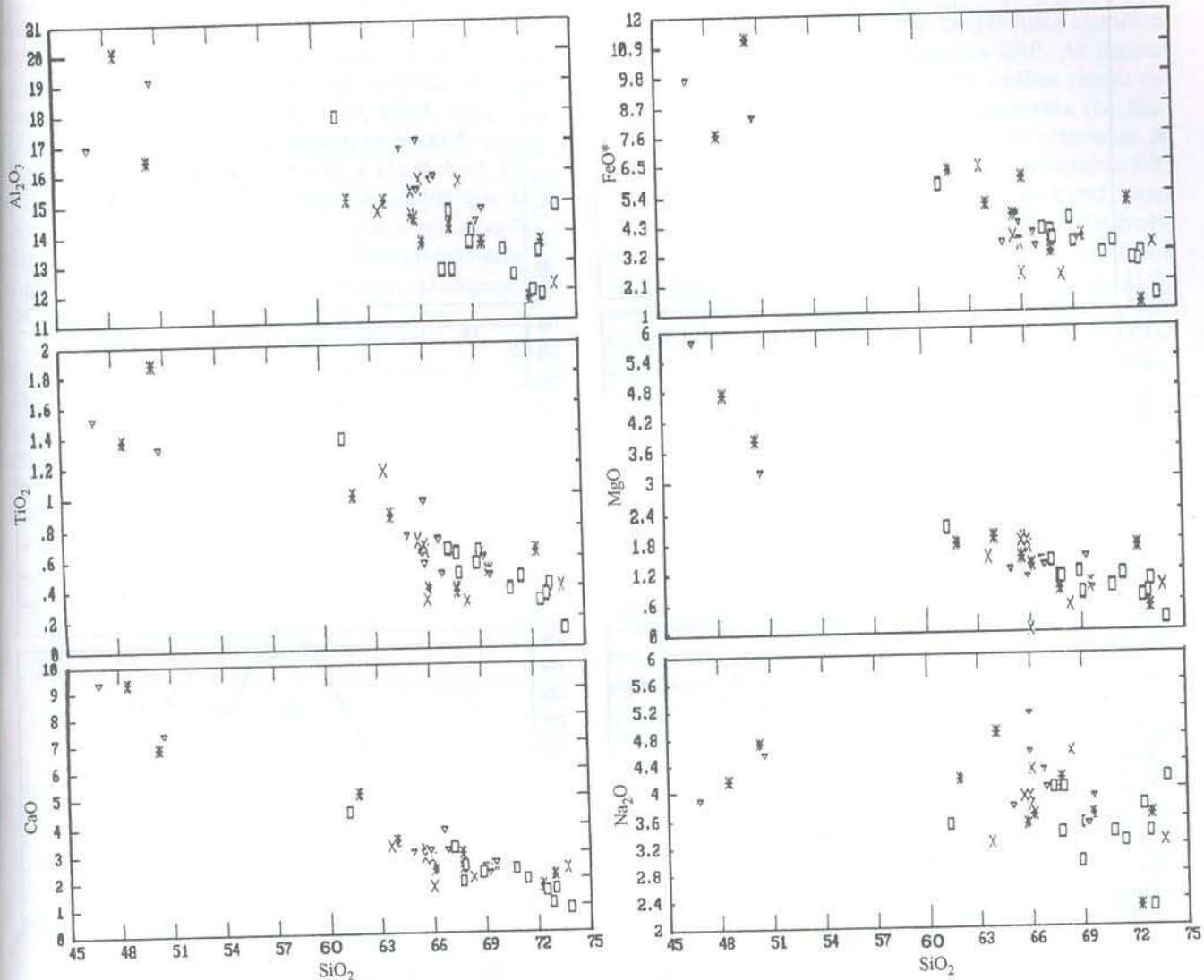


Figura 4 — Amostras da AAM I nos diagramas de variação para elementos maiores utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Gnaisses G1 e G3 do cgAR [x]; Granitóides de Fase I (Frantz & Nardi 1992) [*]; Metagranitóides do Complexo Canguçu (Phillip 1990 [▽] & Mesquita 1991 [□]).

Já os 'Granitóides Sanga do Jobim' do Complexo Cambaizinho (Bitencourt *et al.*, 1987; Remus, 1990) desta mesma região são abordados em conjunto com os granitóides precoces, apesar da possibilidade de tratarem-se de granitóides sintectônicos à deformação tardia, como especulado por Fernandes *et al.* (1992).

Os metagranitóides da AAM II da região de Lavras do Sul mostram-se deformados e metamorfizados sob condições da fácies anfibolito médio (UFRGS, 1991). Foram afetados pela deformação tardia, representada na área por zonas de cisalhamento originadas durante a atuação de um regime de deformação tangencial com transporte tectônico transversal ao alongamento do CDF (Tommasi & Fernandes, 1991), cujos estágios precoces parecem ter sido responsáveis pela imbricação tectônica dos metagranitóides com rochas ultramáficas apresentando feições de deformação mantélica (Tommasi *et al.*, 1992b). Embora microestruturas sejam raras nos granitóides, principalmente as feições de deformação intracristalina, em função da idade relativa (pós-tectônica) do evento metamórfico da fácies anfibolito responsável pela recristalização estática (*annealing*) dos

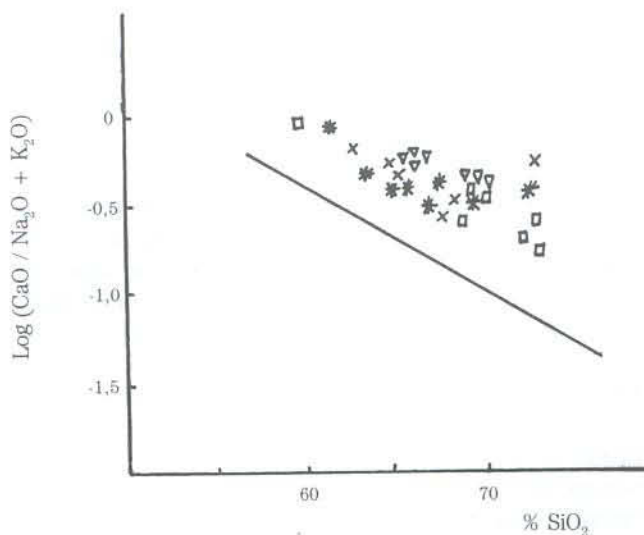


Figura 5 — Amostras da AAM I no diagrama de Brown (1979). Trend do Arco Continental da Nova Guiné [—]. Gnaisses G1 e G3 do cgAR [x]; Granitóides de Fase I (Frantz & Nardi, 1992) [*]; Metagranitos do Complexo Canguçu (Phillip, 1990 [▽] e Mesquita, 1991 [□]).

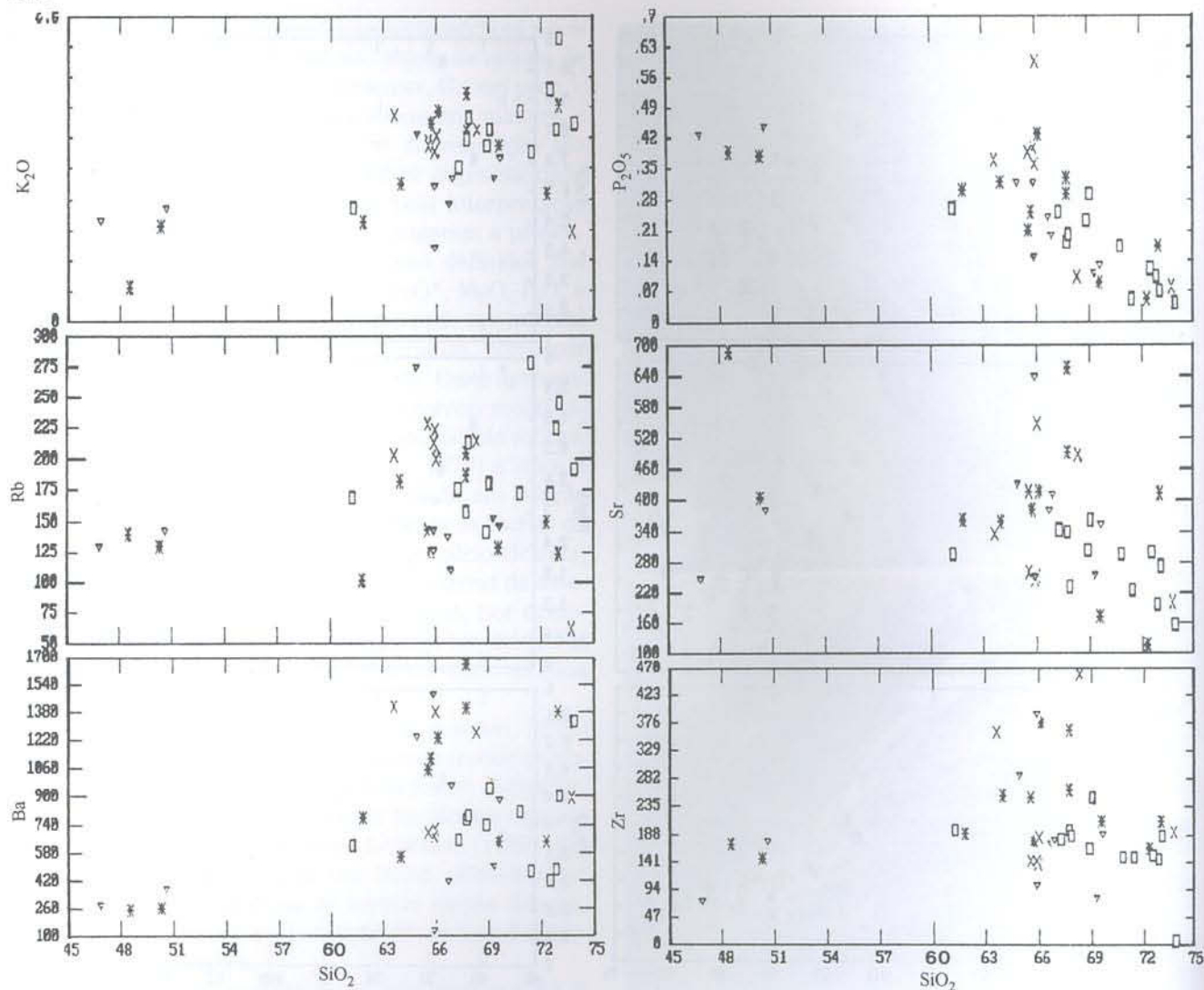


Figura 4 — (continuação).

minerais, a presença de estruturas macro e mesoscópicas indicativas de alta deformação permite algumas inferências mais detalhadas sobre a evolução estrutural geométrica e cinemática das rochas estudadas, a serem apresentadas em breve (Fernandes *et al.*, em preparação).

Geoquímica

A caracterização preliminar das séries magmáticas da AAM II, através da utilização de diagramas geoquímicos discriminantes de ambientes tectônicos, foi realizada a partir do estudo comparativo de análises extraídas de UFRGS (1991), Siva F^o (1984) e Remus (1990). São amostras de (quartzo-) hornblenda dioritos, tonalito, trondhjemitos, granodioritos (Tab. 2), deformados e metamorizados sob condições da fácies anfibolito. Os sieno a monzogranitos intrusivos nessas rochas, embora em perfeita concordância estrutural com as encaixantes, apresentam em geral feições indicativas de deformação sob condições metamórficas menos severas (UFRGS, 1991). Descrições mais detalhadas das características e relações entre estas rochas são apresentadas nos trabalhos referidos acima e em Tommasi & Fernandes (1991).

Na Figura 10 são apresentados os diagramas de

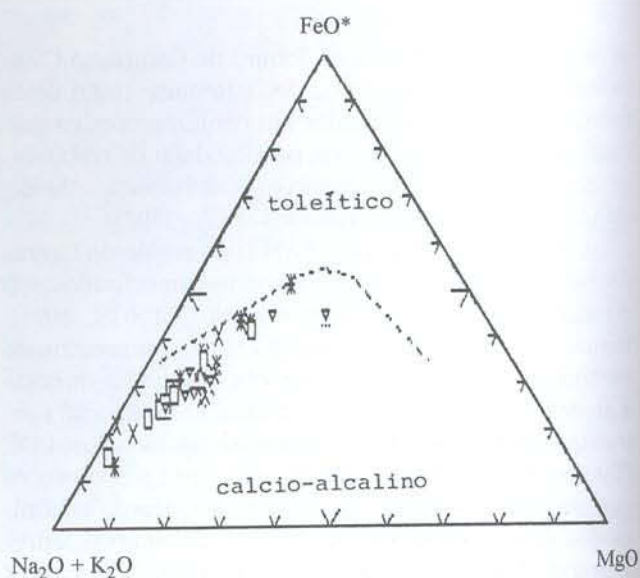


Figura 6 — Amostras da AAM I definindo um *trend* cálcio-alcálico no diagrama AFM. Campo toleítico e cálcio-alcálico, Gnaisses G1 e G3 do cgAR [x]; Granitóides da Fase 1 (Frantz & Nardi, 1992) [*]; Metagranitos do Complexo Canguçu (Phillip, 1990) [▽] e Mesquita, 1991 [□].

variação para elementos maiores e traço, utilizando-se a SiO_2 como índice de diferenciação. A presença de *trends* lineares diferentes pode ser definida em alguns diagramas como, $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$, CaO , FeO^* , MgO , TiO_2 , P_2O_5 e Zr , sugerindo que as amostras plotadas não são cogenéticas. Diagramas como $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O}$, K_2O , Ba , Sr e Rb , devido a grande dispersão de pontos que apresentam, permitem a sugestão de que o metamorfismo que afetou estas rochas mobilizou substancialmente esses elementos, não retratando portanto, as características químicas do magma original.

Em relação aos teores de álcalis e cálcio, as unidades da AAM II apresentam características de rochas pertencentes à associação cálcio-alcálica, mostrando um *trend* semelhante ao do arco continental da Nova Guiné, conforme o diagrama da Figura 11 (Brown, 1979). Confirmando essa interpretação, o diagrama ternário AFM (Fig. 12) apresenta um *trend* cálcio-alcálico.

Lameyre & Bowden (1982) propõe uma classificação tectônica com base no diagrama QAP. As Figuras 13a e 13b, apresentam os dados de análise modal em lâmina delgada e utilizando-se a mesonorma (Le Maître, 1989), respectivamente. Em ambos diagramas as rochas da AAM II apresentam dois *trends* dominantes, cálcio-alcálico baixo e médio potássio. O *trend* baixo potássio é representado predominantemente pelos gnaisses Cambaí e parte dos metagranitóides Cambaí. Esses apresentam valores relativamente elevados de Al_2O_3 (acima de 14,5% para valores de sílica de 70%), geralmente relacionados à rochas de origem continental (Arth, 1979). O *trend* cálcio-alcálico 'normal' é representado pelos metagranitóides Sanga do Jobim e alguns dos metagranitóides Cambaí.

Em termos das relações multicatiônicas de Batchelor e Bowden (1985), as amostras da AAM II não se posicionam em um campo de um ambiente geotectônico específico (Fig. 14).

Na Figura 15 (diagrama de Maniar & Piccoli, 1989), observa-se que as amostras poderiam representar rochas granitóides originadas em arcos continentais, bem como em arcos de ilhas. Contudo, sugere-se que sejam geradas em um ambiente de arco continental, em função do predomínio das amostras nesse campo do diagrama.

Assim, as rochas da AAM I e AAM II foram aparentemente geradas em um ambiente de margem continental ativa, interpretação essa baseada tanto no presente estudo geoquímico preliminar, quanto nas características geológicas que apresentam, reforçando sugestões anteriormente propostas por Frago-César *et al.* (1986) e Figueiredo *et al.* (1990). A AAM I seria representada predominantemente por rochas cálcio-alcálico médio potássio, enquanto que a AAM II, por termos baixa à médio potássio.

Granitos sintectônicos à deformação tardia

A deformação tardia que afeta as rochas da AAM I é registrada principalmente pelas zonas de transcorrência com orientação NE e espessura quilométrica. Granitóides posicionados e deformados ao longo dessas zonas de cisalhamento foram reconhecidos na sub-área de Quitéria-Encruzilhada do Sul, onde constituem a maior parte do volume das rochas graníticas mapeadas (Fernandes *et al.*, 1988, 1990, 1992) e Piratini (Frantz & Remus, 1986; Tommasi *et al.*, 1992a), onde ocorrem em maior proporção. Os monzogranitos porfiríticos grossos (metagranito Quitéria) são intrudidos por leucogranitos com muscovita, biotita, granada e turmalina (metagranitos Arroio Francisquinho, Fig. 3c), e metamorizados geralmente em condições metamórficas de baixo a alto grau, este último restrito às proximidades das intrusões. Apresentando foliações e lineações magmáticas e tectônicas de orientação geral NE, paralelas ao alongamento dos corpos e ao *trend* das lineações de estiramento (em feldspatos e quartzo), esses granitos foram interpretados como *sintectônicos à deformação tardia*, com transporte tectônico paralelo ao alongamento do CDF, que, na região do AAM I, é representa-

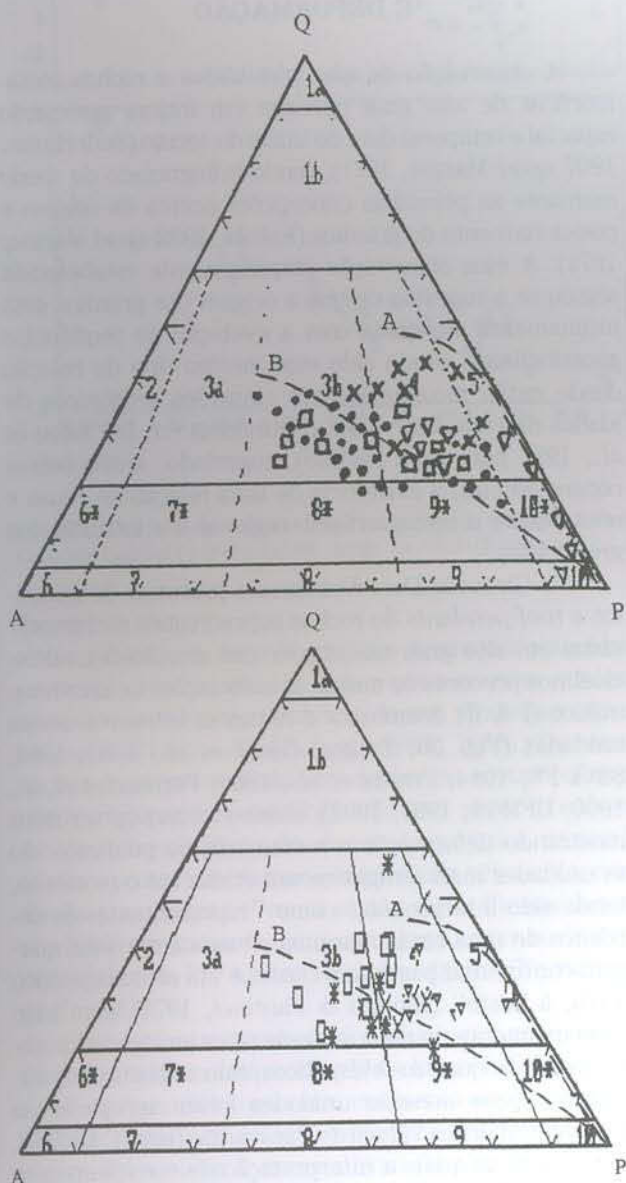


Figura 7 — Amostras da AAM I no diagrama QAP (Lameyre & Bowden, 1982). Dados obtidos a partir de contagem modal em lâmina delgada (7a) e mesonorma (7b). Gnaisses G1 e G3 do cgAR [x]; Granitóides de Fase I (Frantz & Nardi, 1992) [*] e [●]; Metagranitos do Complexo Canguçu (Phillip, 1990 [▽] e Mesquita, 1991 [□]). *Trends* de baixo potássio (A) e médio potássio (B).

da pelas zonas de cisalhamento transcorrente. Essas retrabalham as unidades mais antigas (cf. Tab. 1) e suas estruturas, em geral sob condições metamórficas retrogressivas (Fernandes *et al.*, 1990, 1992; Tommasi *et al.*, 1992c).

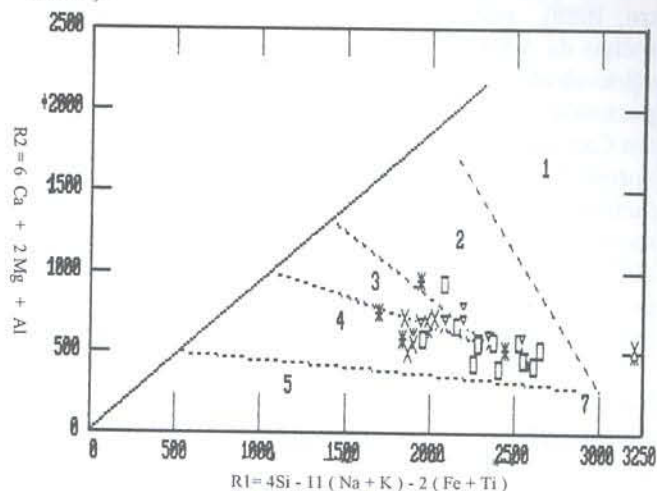


Figura 8 — Amostras da AAM I no diagrama R1/R2 de Batchelor & Bowden (1985). Gnaisses G1 e G3 do cgAR [x]; Granitóides de Fase I (Frantz & Nardi, 1992) [*] e [•]; Metagranitos do Complexo Canguçu (Phillip, 1990 [▽] & Mesquita, 1991 [□]).

Os granitóides leucocráticos tem sido tradicionalmente denominados na literatura regional de granitos do 'tipo S' (Fragoso-César *et al.*, 1986; Figueiredo *et al.*, 1990), apesar de não apresentarem algumas das características geológicas, mineralógico-químicas diagnósticas desse tipo de granito, como originalmente descritas no Cinturão Lachland (Chappell & White, 1974).

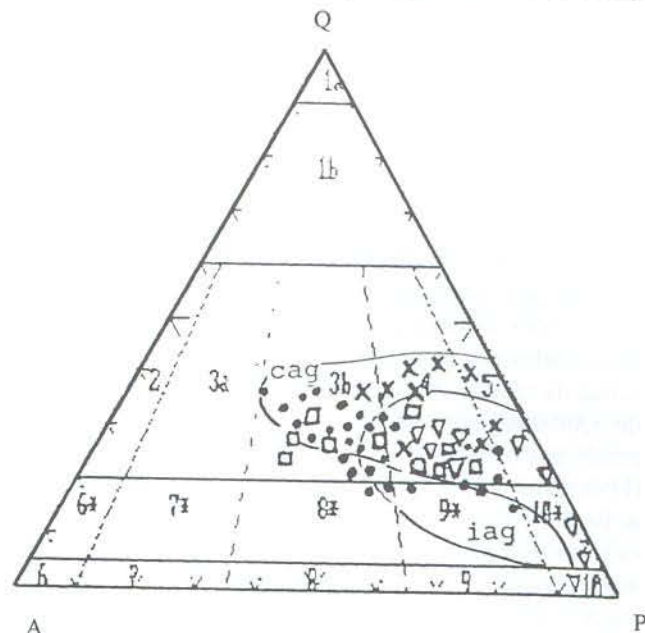


Figura 9 — Amostras da AAM I no diagrama de Manir & Piccoli (1989). Gnaisses G1 e G3 do cgAR [x]; Granitóides de Fase I (Frantz & Nardi, 1992) [*]; Metagranitos do Complexo Canguçu (Phillip, 1990 [▽] & Mesquita, 1991 [□]). Granitóides de Arcos Continentais (CAG) e Arcos de Ilhas (IAG).

Também não apresentam evidências inequívocas da sua origem a partir da anatexia de metassedimentos, essa última considerada atualmente uma condição imprescindível para o uso de tal designação (Miller, 1985;

White *et al.*, 1986). Ao contrário, além das características anteriormente citadas, a (i) ocorrência preferencial dessas rochas como inúmeras intrusões ao longo de uma faixa aproximadamente contínua com dezenas de km de largura por centenas de quilômetros de extensão e com direção NE, seccionando tipos litológicos diversos e não apenas possíveis protólitos (metassedimentos de alto grau-smVC); juntamente com as suas (ii) relações de campo, intrusivas tanto nos granitóides cálcio-alcalinos precoces da AAM I, como nos granitos porfíricos sintranscorrência e imediatamente mais antigos (Fig. 3c e Suíte Granítica Pinheiro Machado) indicam que esses granitóides, embora geneticamente relacionados a fusão crustal (Frantz & Nardi, 1992a), não podem ser, exclusivamente, produto de anatexia de metassedimentos da suíte metamórfica Várzea do Capivarita (ver item Discussão Final).

MAGMATISMO VS. METAMORFISMO E DEFORMAÇÃO

A observação de que granitóides e rochas metamórficas de alto grau ocorrem em íntima associação espacial e temporal data do início do século (Sederholm, 1907 *apud* Marmo, 1971), tendo influenciado de modo marcante as primeiras concepções acerca da origem e posicionamento de granitos (Eskola, 1932 *apud* Marmo, 1971). A essa observação empiricamente estabelecida seguiu-se a sugestão de que a origem dos granitos está intimamente associada com a evolução de seqüências geossinclinais, tendo sido este mesmo tipo de relação desde então reconhecido em cinturões orogênicos de idades diversas em vários continentes (cf. De Yoreo *et al.*, 1991 para uma revisão), sugerindo, entre outras conseqüências, a existência de uma relação de causa e efeito entre o metamorfismo regional e a intrusão dos granitóides.

No Cinturão Dom Feliciano a presença de xenólitos e *roof-pendants* de rochas supracrustais metamorfizadas em alto grau no interior dos granitóides cálcio-alcalinos precoces de ambas as associações de arco magmático (I & II) demonstra a natureza intrusiva dessas unidades (Fig. 3b; Fragoso-César *et al.*, 1982, 1986; Silva Fº, 1984; Frantz *et al.*, 1984; Fernandes *et al.*, 1990; UFRGS, 1991, 1992). Essas rochas supracrustais mostrando deformação e metamorfismo polifásico são as unidades mais antigas reconhecidas até o momento, tendo sido interpretadas como "representantes de depósitos de uma bacia marginal situada entre uma margem continental passiva, à Oeste, e um arco magmático ativo, à Leste" (Ribeiro & Fantinel, 1978), com base principalmente na associação de tipos litológicos (gnaiesses pelíticos, quartzo-feldspáticos, calcossilicáticos e mármore). Essas mesmas unidades foram agrupadas na suíte metamórfica Várzea do Capivaritas (sm VC-UFRGS, 1988) para as quais a interpretação de constituírem-se parte de uma seqüência mioclinal de idade brasileira é atualmente aceita (Fragoso-César *et al.* 1982, 1986). Mostram-se polideformadas e metamorfizadas sob condições da fácies anfibolito superior ($T > 650^{\circ}\text{C}$ e $4 \text{ kb} < P < 8 \text{ kb}$, Fernandes *et al.*, 1992) e as suas ocorrên-

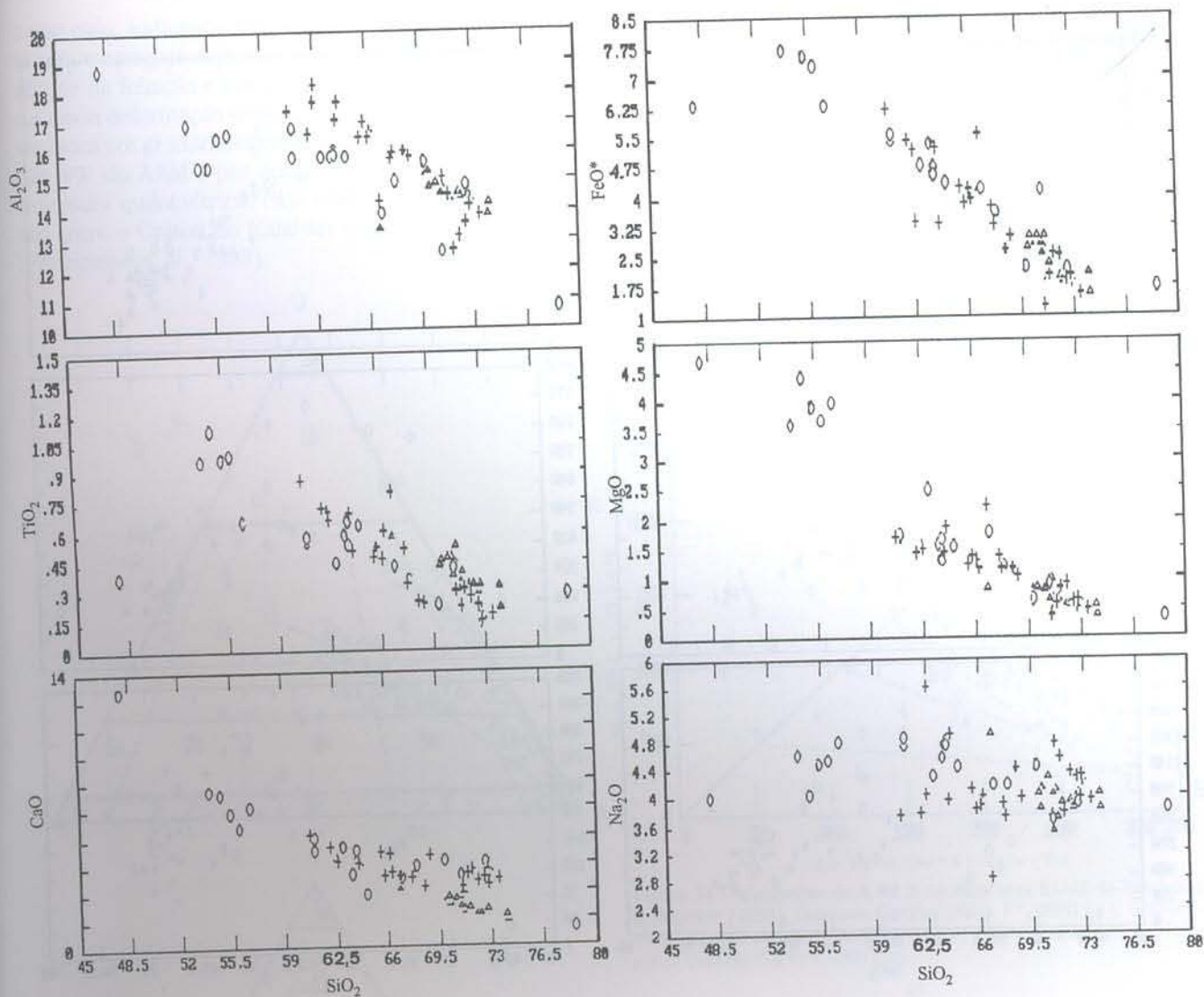


Figura 10 — Amostras do AAM II nos diagramas de variação para elementos maiores e traço, utilizando SiO_2 como índice de diferenciação. Gnaisses Cambaí [+]; Granitóides Sanga do Jobim (Remus, 1990) [Δ]; Metagranitóides do Complexo Cambaí (UFRGS, 1991) [o].

cias na região do Arco Magmático foram denominadas de 'septos metamórficos', que representariam o nível crustal relativamente profundo de um arco magmático exumado (Fragoso-César *et al.*, 1982, 1986). Determinações mais precisas das condições de metamorfismo registradas por essas rochas não são ainda possíveis devido à inexistência de dados de química mineral, porém a ocorrência de paragêneses com silimanita, cordierita e andaluzita (Frantz *et al.*, 1984; Fernandes *et al.*, 1990) em gnaisses pelíticos sugere tratar-se de metamorfismo de P/T baixas a intermediárias (Fernandes *et al.*, 1992).

Embora possa ocorrer em ambientes tectônicos os mais diversos, o metamorfismo de baixa P/T desenvolve-se preferencialmente em ambientes de arcos magmáticos, sugerindo assim a possibilidade de uma relação genética entre o magmatismo de algumas das rochas da AAM I e o metamorfismo que afetou essas unidades. De fato, a correlação espacial e temporal positiva entre plutonismo granítico e metamorfismo de baixa P/T (2-4 kbar e 500-750°C), associados à (1) baixa condutividade térmica das rochas, (2) trajetórias apro-

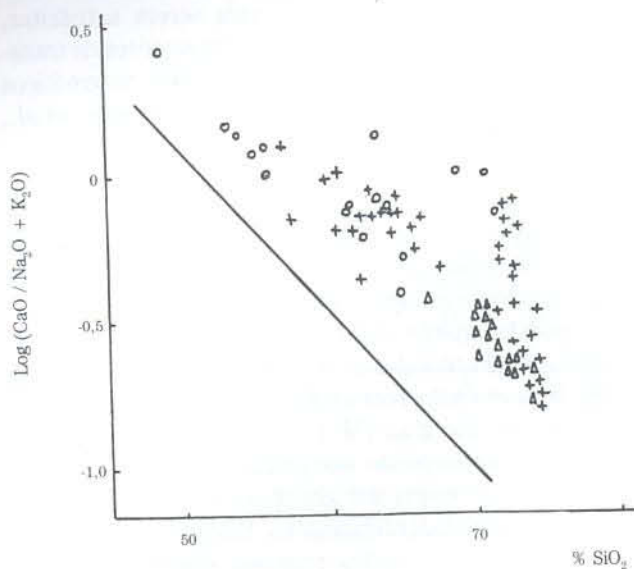


Figura 11 — Amostras do AAM I no diagrama de Brown (1979). Gnaisses Cambaí [+]; Granitóides Sanga do Jobim (Remus, 1990) [Δ]; Metagranitóides do Complexo Cambaí (UFRGS, 1991) [o]. Tend do Arco Continental da Nova Guiné [—].

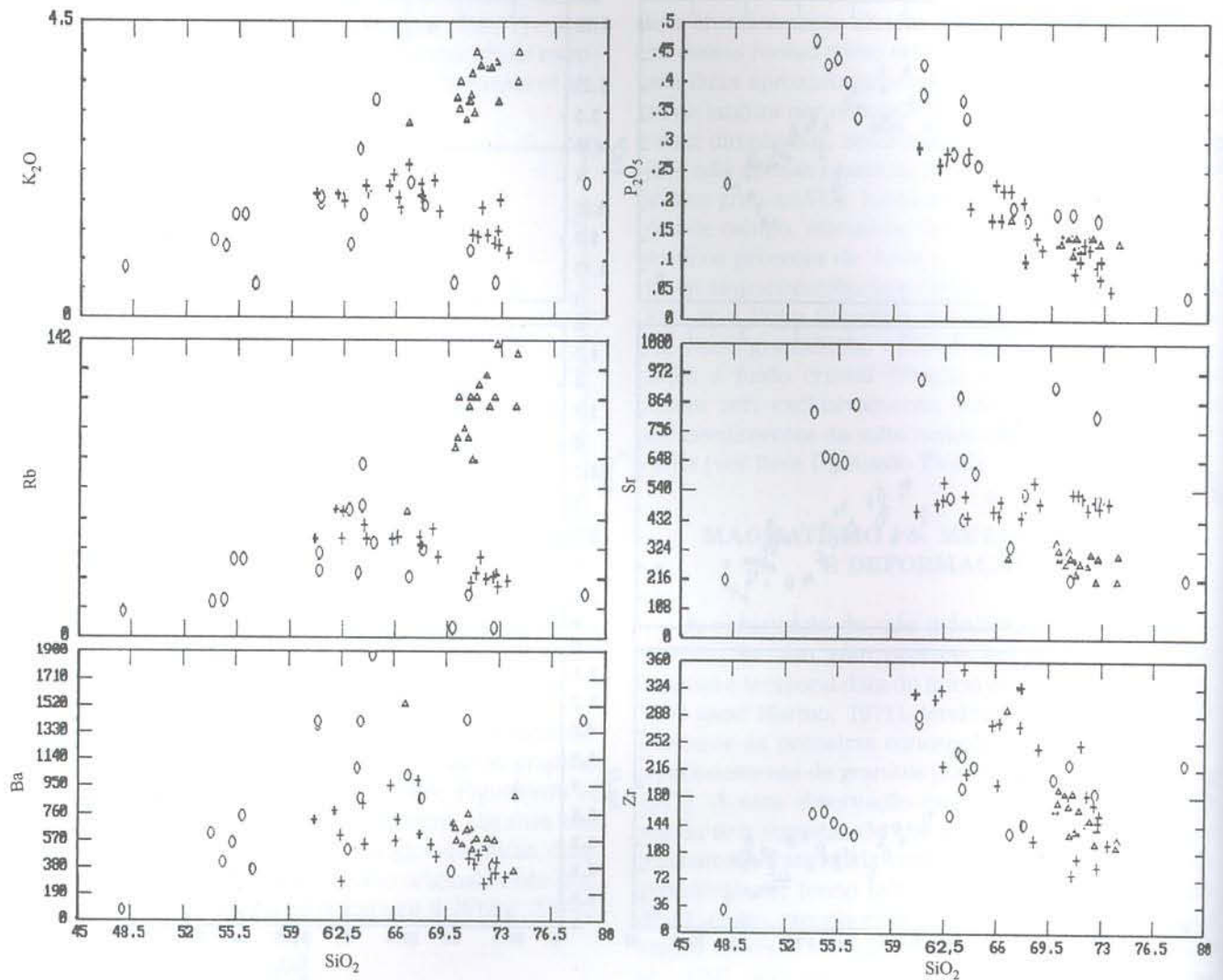


Figura 10 — (continuação).

ximadamente isobáricas de $P/T/t$ e (3) altos gradientes geotérmicos ($60-150^{\circ}\text{C}/\text{km}$) inferidos para rochas desse ambiente, são condições que, para serem satisfeitas, necessitam a presença de grandes componentes de transmissão de calor por advecção (via fluidos magmáticos e/ou aquosos) durante o metamorfismo (De Yoreo *et al.*, 1991).

Alguns dos granitóides precoces, embora apresentando concordância estrutural, texturas e microestruturas compatíveis com as condições de metamorfismo (D1-M1) caracterizadas nas rochas supracrustais, em geral não desenvolvem paragêneses minerais diagnósticas, possivelmente como função da sua composição inadequada (Fernandes *et al.*, 1990). Assim, a interpretação de que essas rochas foram afetadas pelo metamorfismo de alto grau (M1) é baseada principalmente no desenvolvimento de estruturas e texturas de alta temperatura, comuns aos granitóides deformados e às rochas supracrustais encaixantes. Essas estruturas, embora apresentando idades relativas diferentes, foram agrupadas num único regime de deformação progressiva (D1), de acordo com os princípios da análise e correlação estrutural modernas (Fernandes *et al.*, 1991) interpretadas como parte do mesmo regime de fluxo

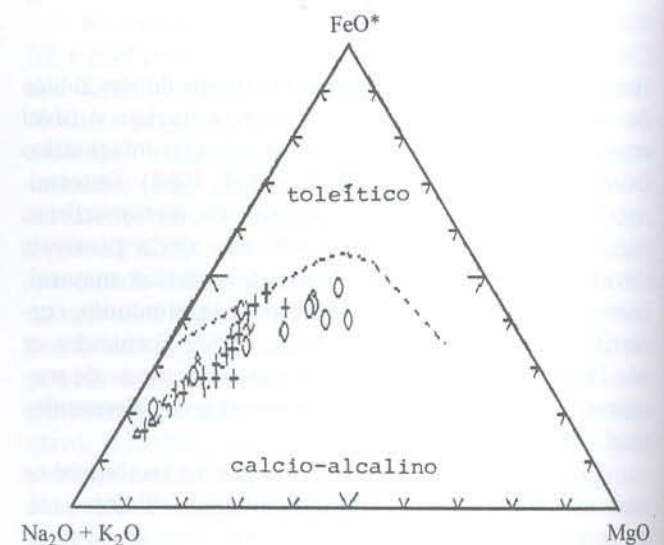


Figura 12 — Amostras do AAM II definindo um *trend* cálcio-alcino no diagrama AFM. Gnaisses Cambaf (Silva *F.*, 1984) [+]; Granitóides Sanga de Jobim (Remus, 1990) [Δ] e Metagranitóides do Complexo Cambaf (UFRGS, 1991) [o].

tectônico. Muitas dessas estruturas são típicas de deformação não-coaxial e registram a atuação de processos deformacionais em zonas de cisalhamento tangencial,

nesse caso, indicando transporte tectônico a alto ângulo com o alongamento do CDF, como evidenciado pela atitude da foliação e lineações de estiramento. Os efeitos dessa deformação estão particularmente bem representados nos granitóides cordilheiranos precoces da porção NW do AAM I por zonas de rocha miloníticas de espessura quilométrica, cuja origem é atribuída à colisão entre o Cráton do Kalahari e esse arco magmático (Fernandes *et al.*, 1992).

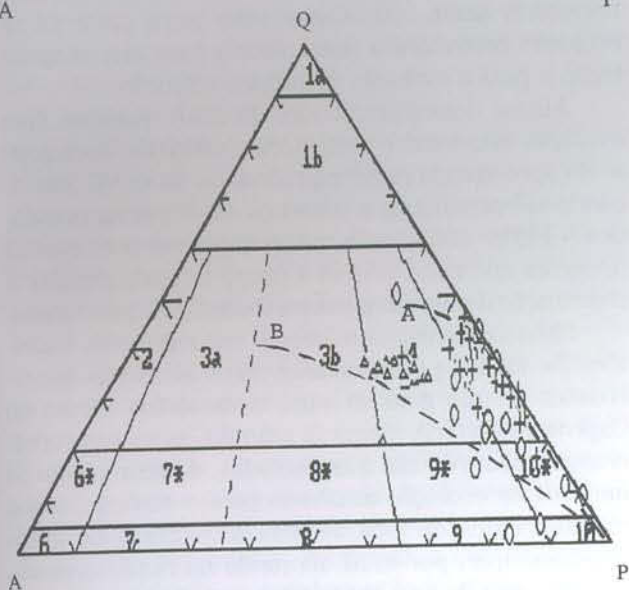
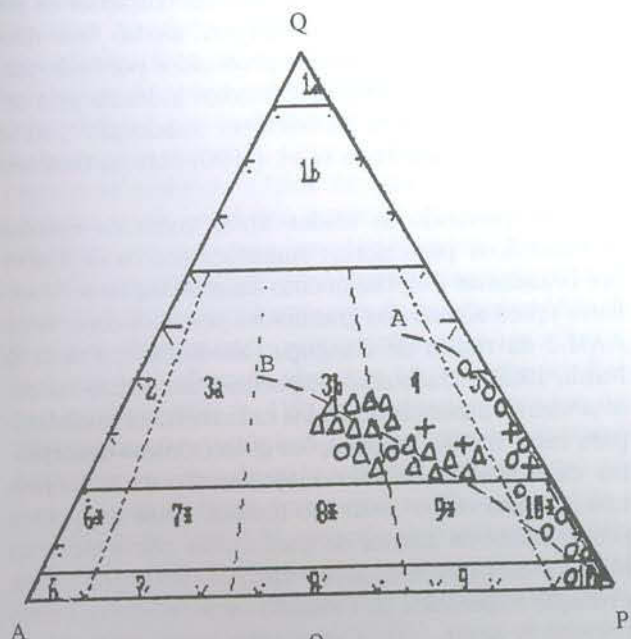


Figura 13 — Amostras do AAM II nos diagrama QAP (Lameyre & Bowden 1982). Dados obtidos a partir de contagem modal em lâmina delgada (13a) e mesonorma (13b). Gnaisses Cambaf (Silva F^o, 1984) [+]; Granitóides Sanga do Jobim (Remus, 1990) [Δ] e Meta-granitóides do Complexo Cambaf (UFRGS, 1991) [o]. Trends de baixo potássio (A) e médio potássio (B).

Assim, em evidente contraste com os granitóides sintranscorrência onde foram preservadas diversas das características diagnósticas de granitóides sintectônicos, a interpretação de que alguns dos granitóides cálcico alcalinos precoces como os da região de Piratini podem ser sintectônicos ao metamorfismo de alto grau (e devem ter contribuído para o alto fluxo térmico) é essencialmente dedutiva e baseia-se na identificação de

que as duas associações (suítes metamórfica e ígnea) apresentam o mesmo padrão estrutural indicativo de transporte tectônico sob condições de alta temperatura, exibindo, na região de Piratini, estruturas de fluxo magmático de orientação bastante semelhante (Tommasi *et al.*, 1992a). A raridade de feições típicas de posicionamento sintectônico como essas pode ser preliminarmente atribuída, pelo menos em alguns casos (*e.g.* ortognaisses migmatíticos da região de Piratini), à atuação de 'processos de migmatização' (Tommasi, 1991), incluindo anatexia, diferenciação metamórfica e segregação de fluidos aquosos (*cf.* Ashworth & McLellan, 1985, p. 180). Algumas implicações estratigráficas dessa interpretação são discutidas a seguir.

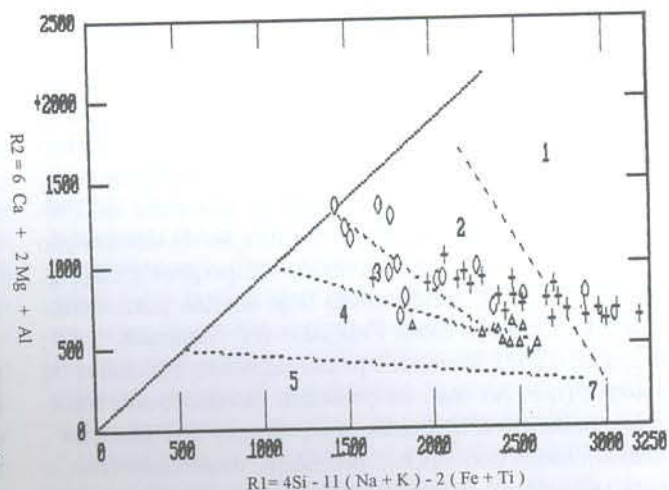


Figura 14 — Amostras da AAM II no diagrama R1/42 de Batchelor & Bowden (1985). Gnaisses Cambaf (Silva F^o, 1984) [+]; Granitóides Sanga do Jobim (Remus, 1990) [Δ] e Meta-granitóides do Complexo Cambaf (UFRGS, 1991) [o].

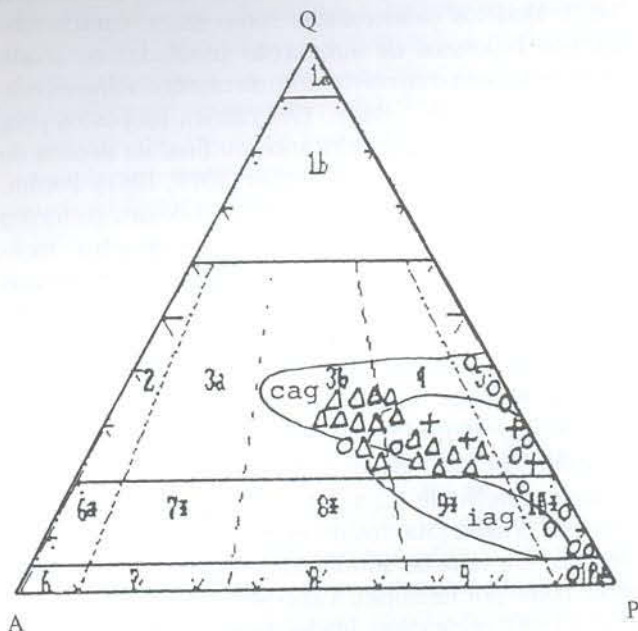


Figura 15 — Amostras do AAM II no diagrama de Manir & Piccoli (1989). Gnaisses Cambaf (Silva F^o, 1984) [+]; Granitóides Sanga do Jobim (Remus, 1990) [Δ] e Meta-granitóides do Complexo Cambaf (UFRGS, 1991) [o]. Granitóides de arcos continentais (cag) e granitóides de arcos de ilha (iag).

DISCUSSÃO FINAL

A interpretação dos granitóides cálcico-alcalinos pre-

coces como migmatitos foi uma dentre as inúmeras conseqüências da concentração dos estudos (principalmente de geoquímica) em granitóides brasileiros tardi-a pós-tectônicos, vindo a influenciar fortemente as concepções propostas para a evolução dessa porção da crosta durante o Ciclo Brasileiro. Assim, os granitóides precoces na 'região Oeste do Escudo' eram interpretados principalmente como rochas pertencentes às orogêneses anteriores (*greenstone belts* arqueanos - e.g. granitóides do Grupo I - Hartmann & Nardi, 1983) e os tardi- a pós-tectônicos como "formados em áreas cratônicas ou espessas margens continentais", "apenas parcialmente remobilizada durante uma orogênese brasileira desenvolvida mais para Leste" (cf. Bitencourt *et al.*, 1987).

Percebe-se nessas concepções de evolução geotectônica a influência exercida pelos modelos 'ensialicos', originalmente propostos para cinturões pan-africanos (e.g. Kröner, 1981). Seguindo os princípios do 'determinismo neo-catastrofista', esses modelos assumem variações nos processos geotectônicos atuantes do Pré-Cambriano para o Paleozóico em função da diminuição global de fluxo térmico através do tempo geológico (e.g. Sandiford, 1989), sendo ainda hoje aceitos para a evolução do Cinturão Dom Feliciano (cf. Tommasi, 1991; Menegat, 1992). Baseados principalmente em dados de isótopos (que no caso da presente discussão são reforçados pelas características geoquímicas dos granitos tardios), essas concepções postulam, essencialmente, o retrabalhamento de crosta siálica mais antiga sem adição significativa de novo material, como sendo o principal processo de crescimento da crosta continental durante o Ciclo Brasileiro (e.g. Basei, 1985; Mantovani, 1987). Modelos catastrofistas como esses, caracterizados por processos de subducção (limitada) de crosta continental *sem o envolvimento de crosta oceânica* (subducção do 'tipo A' - Bally, 1981) foram propostos para diversos cinturões pan-africanos no final da década de 70 e início dos anos 80 por Kröner (1977, 1981). Porém, os avanços recentes no conhecimento desses cinturões e de outros similares em diversos continentes, mostram evidências inequívocas da atuação de processos de acreção continental semelhantes aos que ocorreram no Fanerozóico, questionando assim a necessidade de postular-se modelos não atualistas para a sua evolução (e.g. Windley, 1984; Kalsbeek *et al.*, 1987; Rocci & Deschamps, 1991; Pimentel & Fuck, 1992). No caso específico do CDF, dados isotópicos disponíveis como as idades Sm/Nd de 1.2 a 2.0 Ga interpretadas como de acreção crustal (Mantovani *et al.*, 1987) não são conclusivos, em vista de admitirem interpretações alternativas, como por exemplo, a apresentada por Figueiredo *et al.* (1990) onde essas idades foram atribuídas a episódios anteriores de fracionamento de Sm-Nd em uma fonte litosférica.

Já os modelos atualistas para a evolução do CDF (Fragoso-César *et al.*, 1982; 1986; Jost, 1981; Soliani Jr., 1986; Tommasi & Fernandes, 1990; Figueiredo *et al.*, 1990; Fernandes *et al.*, 1992) influenciados pelas concepções pioneiras de Porada (1979) e Fragoso-César (1980), postulam, como anteriormente discutido, que

os granitóides precoces são do tipo cordilheirano, originados por subducção de litosfera oceânica em margem continental ativa, ou seja, um arco magmático construído sobre um embasamento siálico mais antigo. Esse modelo é favorecido tanto pelas características de contexto geológico apresentadas pelos granitóides precoces, como por dados geoquímicos sugestivos da sua "derivação a partir de líquidos andesíticos ou basálticos cálcio-alcalinos com elevadas concentrações de potássio" (Frantz & Nardi, 1992a) ou, ainda, "por diferenciação de magmas básicos produzidos por fusão parcial do manto litosférico proterozóico induzida pela desidratação de litosfera oceânica em subducção", como sugerido por Figueiredo *et al.* (1990) para os Gnaisses Piratini.

Interpretando as idades Rb/Sr como de eventos metamórficos posteriores, sugestões acerca de idades pré-brasilianas ('embasamento da granitogênese brasileira') para alguns dos granitóides precoces como os da AAM I da região de Canguçu (Nardi 1990; Frantz & Nardi, 1992a, b) são ainda especulativas, considerando-se a virtual ausência de dados radiométricos confiáveis para estas rochas. Implicações geotectônicas decorrentes da aceitação de uma interpretação de influência não-atualista como essa são muitas, entre as quais a possibilidade de admitir-se que, rochas cálcio-alcalinas típicas e de baixo-K estariam virtualmente ausentes na evolução magmática do Cinturão Dom Feliciano, sendo necessário assim, postular-se uma outra natureza de evolução geotectônica (intraplaca?) para este magmatismo e para a evolução do próprio cinturão.

Alguns desses granitóides do cgAR mostram uma evolução estrutural e metamórfica difícil de distinguir-se da apresentada pelas supracrustais da smVC, destacando-se entre outras a presença de silimanita prismática (UFRGS, 1992), orientada paralelamente às demais lineações que materializam a trama formada durante a deformação de alta temperatura observada nessas rochas.

Situação semelhante ocorre em relação às sugestões de idades pré-brasilianas para as rochas supracrustais de alto grau da suíte metamórfica Várzea do Capivarita (smVC). Como já referido, as rochas supracrustais da smVC são interpretadas, de acordo com os modelos de evolução atualistas para o cinturão, como remanescentes de uma seqüência mioclinal de idade brasileira que, por estar aflorando na região ocupada por uma raiz de arco magmático, estaria apresentando metamorfismo de mais alto grau (Cordani, *inf. verbal* 1991). A interpretação dessa suíte como pré-brasiliana pode ser reforçada por feições como (i) a discordância estrutural (cf. Porcher & Fernandes, 1990) com seqüências supracrustais comprovadamente brasileiras (Soliani Jr., 1986) de grau metamórfico mais baixo e *trends* NE que afloram na região de Santana da Boa Vista e Caçapava (Fernandes *et al.*, 1992); a (ii) ocorrência comum de *roof-pendants* e xenólitos dessa associação de metassedimentos clásticos e mármore nas AAM I e II, caracterizando a (iii) natureza intrusiva dos granitóides precoces 'cordilheiranos' (como já sugerido por Fragoso-César *et al.*, 1986), Figueiredo *et al.*, (1990), Frantz & Nardi (1992a, b) para a primeira dessas associações);

e finalmente, a (iv) inexistência de uma associação de rochas que possa constituir-se nos representantes do embasamento siálico pré-brasiliano (Fernandes *et al.*, 1990).

Os granitóides do cgAR cortam o bandamento bem desenvolvido das rochas supracrustais (Fig. 3b), estrutura ausente mesmo nos granitóides mais antigos como G1 (Fig. 3a). Assim, se esse bandamento fosse atribuído somente à atuação de processos de segregação metamórfica sindeformacionais, de acordo com uma interpretação simplista, as rochas supracrustais mostrariam evidências de terem sofrido um evento metamórfico-deformacional a mais do que os granitóides cálcio-alcalinos precoces do cgAR, o que poderia ser interpretado como uma evidência a favor de uma origem relacionada à um ciclo orogênico anterior. No entanto, uma natureza composta para esse bandamento, interpretado como materializando predominantemente a intercalação litológica original acrescida da ação secundária de processos de segregação metamórfica atuantes sob condições metamórficas de alto grau foi proposta por Fernandes *et al.* (1990, p. 119), mesmo sem estar a par das suas implicações tectônicas. Como os *trends* estruturais dos remanescentes do embasamento pré-brasiliano não retrabalhado indicam transporte tectônico segundo a direção NW-SE ou E-W, estando portanto em perfeita concordância como o concebido para os estágios precoces da estruturação do Cinturão Dom Feliciano (Tommasi, 1991; Fernandes *et al.*, 1992), torna-se impossível distinguir-se as rochas como pertencentes ao embasamento ou cobertura brasileira com base em dados estruturais (*cf.* Fernandes *et al.*, 1991).

A interpretação do conjunto supracrustais/granitóides precoces como relacionados ao mesmo ciclo orogênico é mais simples, pois, admitindo-se idades pré-brasilianas para essas rochas, haveria a necessidade de postular-se a superposição de dois eventos metamórfico-deformacionais de alta temperatura responsáveis pela sua evolução: um de idade pré-brasiliana (formador do bandamento na smVC) e, o outro, de idade brasileira, sendo apenas este último registrado nos granitóides precoces. Considerando-se ainda, as diferenças entre taxas de atuação de processos metamórfico-deformacionais e de intrusões em zonas orogênicas (*cf.* Pateron & Tbbisch, 1992), não é possível, com os dados atualmente disponíveis, confirmar a possibilidade de que o metamorfismo e deformação mostrado pelas rochas supracrustais correspondem aos incrementos iniciais dos mesmos processos registrados nos granitóides intrusivos durante o Ciclo Brasileiro.

Dados de geocronologia atualmente disponíveis para gnaisses cálcio-silicatados da smVC (620 Ma, Rb/Sr-RT, Soliani Jr., 1986) são conflitantes com as evidências estratigráficas, pois nesse caso os granitóides precoces intrusivos forneceria idades mais antigas que as das encaixantes (Tab. 1). Assim, para o esclarecimento inequívoco da natureza policíclica ou monocíclica desta associação de rochas e suas equivalentes no CDF torna-se imprescindível a utilização de métodos radiométricos capazes de fornecer as idades dos seus protólitos.

Outra questão ainda bastante controversa e de

importância fundamental para o entendimento da evolução do magmatismo brasileiro é a interpretação dos granitóides porfiríticos como o metagranito Quitéria e os da Suíte Pinheiro-Machado com granitóides pré-colisionais (Figueiredo *et al.*, 1990, p. 1728). Esses autores, embora reconhecendo que os granitos porfiríticos são rochas álcali-cálcicas e apresentam "composições comparáveis aos de granitóides de soerguimento pós-colisional do tipo Caledoniano", envolvendo espessamento crustal e atividade tectônica tensional ou transcorrente, como originalmente sugerido para rochas semelhantes do Cinturão Trans-Labrador (Kerr, 1989), não consideram a ausência nesses de feições metamórficas de alto grau desenvolvidas nos granitóides precoces mais antigos ('cordilheiranos' - gnaisses Piratini) nem a ocorrência de feições características de granitos sintectônicos às zonas de cisalhamento transcorrente apresentadas por Fernandes *et al.* (1990). Mesmo admitindo as idades mais antigas dos granitóides porfiríticos (intrudidos pelos leucogranitos), mas possivelmente refletindo a influência de analogias com os granitos himalaianos (de que leucogranitos a duas micas são sincolisionais), Figueiredo *et al.* (1990) interpreta os granitóides porfiríticos como pré-colisionais, originados em arcos magmáticos mais maduros do que os formadores dos granitóides cordilheiranos representados pelos gnaisses Piratini. Considerando-se os dados disponíveis até o momento, no entanto, parece evidente que a interpretação dos granitóides porfiríticos como sintectônicos às zonas de transcorrência de escala crustal constitui-se numa hipótese que, além de atender critérios de parcimônia e simplicidade ("Navalha de Oc-kham"), acomoda tanto as evidências de campo (idades relativas, metamorfismo e estruturas) quanto as geoquímicas. Essa última interpretação é ainda reforçada pela existência de outras ocorrências de granitóides porfiríticos em corpos de orientação NE e foliação magmática de alto ângulo de mergulho como observado por exemplo em municípios a mais de 100km a Leste como o de Butiá e Porto Alegre (*e.g.* no Campus da UFRGS).

A interpretação dos leucogranitos paraluminosos como 'granitos do tipo S' (Fragoso-César *et al.*, 1986; Issler, 1987; Figueiredo *et al.*, 1990) implica na ocorrência de anatexia de metassedimentos de alto grau (*cf.* Miller, 1985). Embora Fragoso-César *et al.* (1986) tenha sugerido que os granitóides peraluminosos sejam originados por anatexia de metassedimentos do Grupo Porongos (p. 1331), dentre as unidades de alto grau metamórfico reconhecidas no CDF, as supracrustais da suíte metamórfica Várzea do Capivarita, tanto pelo grau metamórfico que apresentam como por sua ocorrência, seriam as rochas fontes mais prováveis para esses granitos. No entanto, além dessas rochas e leucogranitos não se apresentarem em íntima associação espacial nas suas diversas ocorrências no CDF, a estratigrafia regional demonstra que, como observado a partir de relações de campo (Fernandes *et al.*, 1990), anteriormente à intrusão dos leucogranitos ocorreu tanto o emplaçamento dos granitóides cálcio-alcalinos precoces (G1, G2 & G3 do cgAR), quanto o do metagranito porfirítico

(metagranito Quitéria). Enquanto os primeiros são geneticamente relacionados à subducção da litosfera oceânica durante o fechamento do Oceano Adamastor (Fragoso-César *et al.*, 1986; Figueiredo, 1990) os granitóides do 'tipo Quitéria', embora apresentando razões Sr^{87}/Sr^{86} anormalmente elevadas, mostram características tectônicas e petrológicas preliminares sugestivas de uma origem mantélica (*cf.* Tommasi *et al.*, 1992d). Isso indicaria que processos orogênicos de natureza, magnitude e duração consideráveis desenvolveram-se entre o metamorfismo das rochas supracrustais e o posicionamento dos leucogranitos, tornando pouco provável a sugestão de que os mesmos formaram-se a partir de fusão de rochas da suíte metamórfica Várzea do Capivarita. Essa interpretação, embora de acordo com os resultados preliminares de modelamento apresentado por Frantz & Nardi (1992a, b), indicando que os granitóides da Suíte Cordilheira são mais provavelmente produto da fusão de rochas quartzo-feldspáticas, depende ainda de estudos petrológicos de detalhe para ser confirmada ou refutada (Koester, em prep.).

As relações estratigráficas entre as rochas supracrustais e granitóides precoces metamorfizados em alto grau de um lado, e os leucogranitos de outro, podem ser utilizadas na elucidação da história evolutiva do CDF, pois em contraste com as origens aparentemente conflitantes propostas para os granitóides porfiríticos e os leucogranitos à duas micas, parece haver consenso quanto à origem em ambiente de arco magmático de margem continental ativa para grande parte dos granitóides precoces da Associação de Arco Mágmató I. Assumindo essa interpretação como um pressuposto, Fernandes *et al.* (1990) deduziu que a deformação e metamorfismo sofridos por essas unidades (D1-M1) devem ser representativos dos efeitos da colisão entre o Arco Mágmató I e um bloco continental mais antigo, provavelmente o Cráton do Kalahari (Fernandes *et al.*, 1992, Fig. 1), em vista da posição desse último em relação às unidades do sistema geodinâmico considerado e da remota possibilidade de que apenas o processo de subducção possa ser responsável por deformação e metamorfismo de tais intensidades. Como os leucogranitos a duas micas não apresentam evidências de terem sofrido este evento metamórfico-deformacional (M1-D1) e a possibilidade de que evidências para tal tenham sido completamente obliteradas é muito pequena (e difícil de ser testada), a dedução de que os mesmos ainda não estavam presentes durante o desenvolvimento da referida deformação é uma interpretação bastante provável. Esse argumento, no entanto, não invalida a possibilidade de que esses magmas possam ser geneticamente relacionados aos processos colisionais, pois, como demonstrado por estudos recentes dos clássicos exemplos do Cinturão Himalaiano (*e.g.* Burg *et al.*, 1984; Le Fort *et al.*, 1987), os leucogranitos são tardios em relação à movimentação da estrutura (*Main Central Thrust*) considerada como responsável pelas condições metamórficas necessárias à sua gênese (*cf.* Crawford & Windley, 1990). Essa interpretação, por outro lado, levanta a questão de onde estariam os verdadeiros representantes do 'magmatismo sincolisional' e de quais se-

riam as suas características petrológicas. Uma possibilidade a ser testada é a de que estas rochas tenham sido incluídas no grupo dos 'granitóides precoces', alguns dos quais podem ser considerados como responsáveis em potencial pelo fluxo de calor do metamorfismo de alto grau, como anteriormente especulado. Isso porque estruturas indicativas da atuação de mecanismos de extensão litosférica ou mesmo evidências indiretas características dessa situação tectônica (trajetórias de P-T-t), uma outra explicação possível para os elevados fluxos térmicos necessários para o metamorfismo sintectônicos de baixa P/T (De Yoreo *et al.*, 1991), não foram (ainda?) reconhecidas no CDF.

Assim, embora concordando com a opinião de Pitcher (1982, p. 19) em relação à gênese de granitos o qual afirma: "*each genetic type should carry some special signature indicative of its source and, furthermore, each should relate to a specific geotectonic environment*", deve-se ter sempre em mente de que existe a possibilidade de que processos semelhantes ocorram em mais de um ambiente, apesar da inegável existência de uma relação direta entre processos geradores de magmas graníticos e determinados ambientes geotectônicos. Um exemplo ilustrativo é o da gênese e evolução dos leucogranitos peraluminosos que ocorrem em ambientes tectônicos diversos desde que haja condições para fusão da crosta (*e.g.* Burg *et al.*, 1981; Guinebertau *et al.*, 1987).

Hipóteses de que os granitóides cálcio-alcalinos da AAM I e da AAM II (na região de Vila Nova) são parte de uma mesma associação de rochas com base em critérios como similaridade geoquímica, petrográfica e de deformação (Fragoso-César *et al.*, 1990; Frantz & Nardi, 1992a), embora não possam ser inequivocadamente refutadas com base nos dados geocronológicos disponíveis, podem ser descartadas com base na presença de outras associações petrotectônicas intervenientes. Como exemplo, pode-se citar as seqüências de rochas supracrustais atribuídas à Associação da Bacia Marginal e as seqüências do embasamento sílico transamazônico, aflorantes nas regiões de Caçapava e Santana da Boa Vista, respectivamente (*cf.* Fernandes *et al.*, 1992, Porcher, 1992). Isso porque correlações baseadas apenas em similaridade geoquímica, por exemplo, são extremamente frágeis em função da possibilidade de que processos petrogenéticos semelhantes possam atuar em diferentes partes de um mesmo cinturão orogênico em períodos diversos.

Desse modo, a interpretação de que os 'granitóides de Fase 1, 2 e 3', equivalentes aos granitóides precoces, sintranscorrência e tardi-orogênicos da presente discussão (*cf.* Tabs. 1 e 2) "... mostram feições gerais sugestivas de uma origem e evolução comum ...", sendo que "... as variações entre as fases podem ser compreendidos com base no predomínio dos mecanismos de cristalização fracionada..." (Frantz & Nardi, 1992a), pode ser considerada improvável. Isso pode ser deduzido não apenas em função dos dados radiométricos disponíveis, indicando a existência de um intervalo de aproximadamente 300 Ma. entre os granitóides precoces e os pós-tectônicos (Soliani Jr., 1986, Tommasi,

1991), mas também pela necessidade de um intervalo mínimo de tempo capaz de acomodar a cronologia dos diversos eventos responsáveis pela estruturação dessa colagem orogênica (cf. Tommasi *et al.*, 1992d), dentre os quais destacamos, no caso da presente discussão, o magmatismo da Associação de Arco Magmático I cujas características petrológicas indicam a ocorrência de subducção de litosfera oceânica (Fragoso-César *et al.*, 1986; Figueiredo *et al.*, 1990).

O reconhecimento da existência de duas unidades geotectônicas que representam as raízes de arcos magmáticos (AMM I & II) de idades diferentes, constituídas por granitóides pré- a sintectônicos aos principais eventos metamórfico-deformacionais registrados no Cinturão Dom Feliciano, caracteriza o mesmo como uma colagem orogênica. Isso permite deduzir-se a natureza diacrônica do magmatismo brasileiro (Fernandes *et al.*, 1992b) o que parece ser confirmado por dados geocronológicos preliminares (Tommasi, 1991), onde os granitóides sintranscorrência da AAM I mostram idades mais antigas que os sintectônicos da AAM II, demonstrando igualmente a necessidade de utilização de critérios mais adequados para o estabelecimento de uma estratigrafia para essas rochas. Assim, tão importante quanto a simples determinação das características petrológicas de uma associação de rochas é a determinação da sua idade e história evolutiva em relação à seqüência de eventos ígneos e metamórfico-deformacionais responsáveis pela estruturação geológica da região considerada, permitindo avaliar a consistência geológica das interpretações petrogenéticas (e.g. discussão acerca da petrogênese dos leucogranitos peraluminosos). Ainda, isso viria a confirmar a relevância da preocupação de Vieira Jr. (1990) quando reafirma que: "A elucidação dos processos magmáticos deve basear-se em critérios múltiplos como dados de campo, petrográficos, mineralógicos, experimentais e geoquímicos..." (p. 45), sem os quais torna-se impossível o estabelecimento de uma cronologia evolutiva consistente para o magmatismo brasileiro no Escudo Sul-rio-grandense.

Agradecimentos — Agradecemos aos colegas E. F. Jardim de Sá (UFRN) e E. F. Lima (UFRGS) pela revisão do texto, A. Vauchez do Laboratório de Tectonofísica da Universidade de Montpellier e L. V. S. Nardi, J. C. Frantz, M. F. A. S. Bitencourt do Departamento de Geologia e formandos do Trabalho de Graduação da UFRGS na região de Encruzilhada do Sul (turmas de 1988, 1991 e 1992), pelas discussões que influenciaram algumas das idéias aqui apresentadas, mas que são no entanto, de inteira responsabilidade dos autores. Agradecemos ainda ao Instituto de Geociências da UFRGS na pessoa do seu diretor Prof. C. C. Carraro pelo apoio logístico durante os trabalhos de campo e aos bolsistas J. F. Resende e M. F. Costa pelo auxílio com a finalização de algumas figuras e parte da datilografia, respectivamente. O trabalho foi possível graças ao apoio financeiro do CNPq e FAPERGS.

Apêndice

Todos os dados analíticos extraídos dos trabalhos

referidos foram obtidos no laboratório de Geoquímica do IG-UFRGS, através de espectrometria de absorção atômica, fluorescência de raios-X e espectrografia ótica de emissão, em amostras pulverizadas e fundidas. Isso com exceção dos elementos traço dos gnaisses Cambaf (Silva F^o, 1984), que foram obtidos por espectrometria de fluorescência de raios-X na Universidade de Glasgow, UK.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Allègre, C. 1988. A espuma da terra. Gradiva, Lisboa, 399p.
- Arth, J. G. 1979. Some trace elements in trondhjemites - their implications to magma genesis and paleotectonic setting. In E. Barker (ed.) *Trondhjemites, dacites and related rocks*. Elsevier, N. Y. p. 1-13.
- Ashworth, J. R. (ed.) 1985. *Migmatites*. Blackie, Glasgow, 302p.
- Atherton, M. P. & Gribble, C. D. (eds.) 1983. *Migmatites, Melting and Metamorphism*. Shiva, Nantwich, 325p.
- Basei, M. A. S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado, Curso de Pós-graduação do IG/USP, São Paulo, 185p.
- Bally, A. W. 1981. Thoughts on the tectonics of folded belts. In: McClay, K. R. & Price, N. J. (eds.) *Thrust and Nappe Tectonics*. Special Publication of the Geological Society of London, 9: 13-32.
- Bitencourt, M. F.; Remus, M. V. D. & Nardi, L. V. S. 1987. Complexos Graníticos da Região Oeste do Escudo Sul-rio-grandense. *Roteiro das Excursões, 1º Congresso Brasileiro de Geoquímica*, P. Alegre, SBG, 55-90.
- Brown, G. C. 1979. The changing pattern of batholith emplacement during Earth History. In: Atherton, M. P. & Tarney, J. (eds.) *Origin of granite batholiths UK*, Shiva Publishing, p. 106-115.
- Bruce, V. & Green, P. 1990. *Visual Perception*. London, Lawrence Erlbaum Publishers, 431p.
- Burg, J. P.; Brunel, M.; Gapais, D.; Chen, G. M. & Liu, G. H. 1984. Deformation of Leucogranites of the crystalline Main Central Sheet in southern Tibet (China). *Journal of Structural Geology* 6: 535-542.
- 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. UFRGS. Série Mapas. Mapa 8.
- Chappell, B. W. & White, A. J. R. 1974. Two contrasting granite types. *Pacific Geology* 8: 173-174.
- Crawford, M. B. & Windley, B. F. 1990. Leucogranites of the Himalaya/Karakoram: implications for magmatic evolution within collisional belts and the study of collision-related leucogranite petrogenesis. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 44: 1-19.
- De Yoreo, J. J.; Lux, D. R. & Guidotti, C. V. 1991. Thermal modelling in low-pressure/high temperature metamorphic belts. *Tectonophysics* 188: 209-238.
- Fernandes, L. A. D.; Tommasi, A.; Porcher, C. C.; Marques-Tbigo, M.; Guerra-Sommer, M.; Piccoli, A. E. M. 1988. Mapa Geológico de Parte das Folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita - RS. UFRGS. Série Mapas. Mapa 14.
- _____; _____. 1990. Esboço estrutural de parte do Batólito Pelotas - região de Quitéria-Capivarita. *Acta Geológica Leopoldência* 13: 117-138.
- _____; _____. & Menegat, R. 1991. Correlação estrutural cinemática em faixas móveis: Uma discussão. *Boletim de resumos, 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Rio Claro, SP, p. 166-168.
- _____; _____. & _____. 1992a. Deformation Patterns in the southern Brazilian branch of the Dom Feliciano Belt: A reappraisal. *Journal of South American Earth Sciences* 5: 77-96.
- _____; _____. & Koester, E.; Kraemer, G.; Scherer, C. M. S. & Menegat, R. 1992b. Stratigraphy of early-orogenic granitoids in the Dom Feliciano Belt of southern Brazil: a discussion. *Boletim de Resumos Expandidos, 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, SP, 1: 333-335.
- _____; _____. Pinheiro-Machado, R.; Kraemer, G.; Koester, E.; Scherer, C. M. S.; Ruther, E. & Bitencourt, M. F. A. S. (em prep.). "Caracterização estrutural dos granitóides da Associação de Arco Magmático II na porção meridional das folhas de Lavras do Sul e Coxilha do Tabuleiro".
- Figueiredo, M. C. H.; Fragoso-César, A. R. S. & Kronenberg, B. I. 1990. Litogeoquímica das principais unidades de Batólito Pelotas no Rio Grande do Sul. *Anais, 36º Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, 6: 1723-1738.

- Fragoso-César, A. R. S.; Wernick, E. & Soliani Jr., E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano - uma contribuição através da aplicação do modelo de Tectônica de Placas. *Anais, 32º Congresso Brasileiro de Geologia*, Salvador, SBG, 1: 13-23.
- _____; 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. *Anais, 34º Congresso Brasileiro de Geologia*. Goiânia, SBG. 3: 1322-1342.
- _____; Machado, R.; Monteiro, R. L. & Sallet, R. 1990. Nappes e estruturas correlatas do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-rio-grandense: Uma introdução ao problema. *Act. Geológica Leopoldênsia* 30: 75-93.
- Frantz, J. C.; Lima, E. F.; Machado, R. P. & Naumann, M. P. 1984. Contribuição à geologia da região de Encruzilhada do Sul - RS. *Anais, 33º Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro, SBG, 5: 2407-2416.
- _____; Remus, M. V. D. 1986. Geologia da região de Canguçu-Torinhas, RS - caracterização petrográfica, estrutural e estratigráfica. *Anais, XXXIV Congresso Brasileiro de Geologia, Goiânia*, 2: 931-948.
- _____; & Nardi, L. V. S. 1992a. Litoquímica e evolução dos granitóides cálcio-alcálicos da Região Leste do Escudo Sul-rio-grandense. *Pesquisas* 19 (1): 13-25.
- _____; & Nardi, L. V. S. 1992b. O magmatismo granítico da região oriental do Escudo Sul-rio-grandense: Uma revisão. *Pesquisas* 19 (2): 183-189.
- Gill, J. B. 1981. Orogenic andesites and Plate Tectonics. Springer-Verlag, Berlin: 358p.
- Goñi, J. C. 1962. Origine des roches ultrabásiques et serpentines du Pré-Cambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralization. *Boletim da Escola de Geologia da UFRGS*. Porto Alegre, 12: 1-89.
- _____; Goso, H. & Issler, R. S. 1962. Estratigrafia e Geologia Econômica do Pré-Cambriano e Eo-Paleozóico Uruguaio e Sul-rio-grandense. *Avulso, Escola de Geologia da UFRGS*. P. Alegre, 3: 1-105.
- Guinebertau, B.; Bouchez, J-L. & Vigneresse, J-L. 1987. The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication. *Geological Society of America Bulletin* 99: 763-770.
- Hattin, D. E. 1991. Lithodemes, suites, supersuites, and complexes: intrusive, metamorphic, and genetically mixed assemblages of rocks now embraced by North American Code of Stratigraphic Nomenclature. *Precambrian Research* 50: 355-357.
- Hilde, T. W. C. & Carlson, R. L. (eds.) 1991. Silver Anniversary of Plate Tectonics. *Tectonophysics* 187: 1-344.
- Hopgood, A. M. 1980. Polyphase fold analysis of gneisses and migmatites. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 71: 55-68.
- Hopgood, A. M. 1984. Structural evolution of Svecofennian migmatites, southern Finland: a study of Proterozoic crustal development. *Transaction of the Royal Society of Edinburgh. Earth Sciences* 74: 229-264.
- Issler, R. S. 1987. Granitos e granitóides da região sul. *Pesquisas* 20: 125-184.
- Jardim de Sá, E. F. & Hackspacher, P. C. 1983. Revisão sobre Análise Estrutural. Parte II: Algumas Aplicações e Tópicos Adicionais. *Ciências da Terra* 8: 7-18.
- Jost, H.; Frantz, J. C. & Brod, J. A. 1984. Revisão da tipologia, cronologia e significado geotectônico dos falhamentos do Escudo Sul-rio-grandense. *Anais, 33º Congresso Brasileiro de Geologia*. Rio de Janeiro, SBG, 3: 1707-1720.
- Kaalsbeek, F.; Pidgeon, R. T. & Taylor, P. N. 1987. Nagssugtoqidian mobile belt of West Greenland: a cryptic 1850 Ma suture between two Archaean continents - chemical and isotopic evidence. *Earth Planetary Science Letters* 85: 365-385.
- Kennedy, W. Q. 1964. The structural differentiation of Africa in the Pan-African (+ 550 m.y.) tectonic episode. *Research Institute of African Geology, University of Leeds 8th Annual Report* p. 48.
- Kerr, A. 1989. Geochemistry of the Trans-Labrador granulite belt, Canada. A quantitative comparative study of a Proterozoic batholith and possible Phanerozoic counterparts. *Precambrian Research* 45: 1-17.
- Koester, E. *Petrologia e geocronologia dos granitóides peraluminosos deformados da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado (em preparação).
- Kröner, A. 1977. Precambrian mobile belts of southern and eastern Africa-ancient sutures or sites of ensialic mobility? A case for evolution towards plate tectonics. *Tectonophysics* 40: 101-135.
- _____. 1981. (ed.). *Precambrian Plate Tectonics*. Elsevier, Amsterdam, 750p.
- Le Fort, P.; Cuney, M.; Deniel, C.; France-Lanord, C.; Sheppard, S. M. F.; Upreti, B. N. & Vidal, P. 1987. Crustal generation of the Himalayan leucogranites. *Tectonophysics* 134: 39-57.
- Maniir, P. D. & Picolli 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, 101: 635-643.
- Mantovani, M. S. M.; Hawkesworth, C. J. & Basei, M. A. S. 1987. Nd and Pd isotope studies bearing on the crustal evolution of Southeastern Brazil. *Revista Brasileira de Geociências* 17: 263-268.
- Marmo, V. 1971. *Granite Petrology and the Granite Problem*. Elsevier, Amsterdam, 244p.
- McLellan, E. L. 1983. Contrasting textures in metamorphic and anatectic migmatites: an example from the Scottish Caledonides. *Journal of Metamorphic Geology* 1: 241-262.
- _____. 1984. Deformation behaviour of migmatites and problems of structural analysis in migmatite domains. *Geological Magazine* 121: 339-345.
- _____. 1988. Migmatite Structures in the Central Gneiss Complex, Boca de Quadra, Alaska. *Journal of Metamorphic Geology* 6: 517-542.
- Mehnert, K. R. 1968. *Migmatites and the Origin of Granitic Rocks*. Elsevier, Amsterdam, 405p.
- Menegat, R. & Fernandes, L. A. D. 1992. *The Black-Box Technique: Characteristics of a Scientific Problem in Geology*. *Boletim de Resumos Expandidos, 37º Congresso Brasileiro de Geologia*, SBG, SP, 2: 250-251.
- _____. 1992. *Das Minas de cobre e carvão ao modelo de colisão continental. Contribuição ao estudo da mutação epistemológica dos modelos do Pré-Cambriano do Escudo Sul-rio-grandense (1823-1992)*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, 308p. (inédito).
- Mesquita, M. J. M. 1991. *Petrografia dos Granitóides deformados na Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu (Piratini-Quitéria, RS)*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado, 269p. (inédito).
- Miller, C. F. 1985. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *Journal of Geology* 93: 673-689.
- Miyashiro, A. 1974. Volcanic Rocks series in arcs and active continental margins. *American Journal of Science* 274: 321-355.
- Mpodozis, C. & Kay, S. M. 1992. Late Paleozoic to Triassic evolution of the Gondwana margin: Evidence from Chilean Frontal Cordilleran batholiths (28°S to 31°S). *Geological Society of America Bulletin* 104: 999-1014.
- Myers, J. S. 1978. Formation of banded gneisses by deformation of igneous rocks. *Precambrian Research* 6: 43-64.
- Nardi, L. V. S. 1991. Geoquímica dos granitóides do Escudo Sul-rio-grandense. In: *Boletim de Resumos, Workshop de Geoquímica Isotópica, Geocronologia e Litogequímica das Regiões Sul e Sudeste do Brasil*. SBG, USP, S. Paulo, Nov. 1991, p. 6-7.
- _____; & Bonin, B. 1991. Post-orogenic and non-orogenic alkaline granite associations: The Saibro intrusive suite, southern Brazil - A case study. *Chemical Geology*, 92: 197-211.
- _____; & Lima, E. F. 1985. A Associação Shoshonítica de Lavras do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 15: 139-146.
- Paterson, S. R.; Vernon, R. & Tobish, O. T., 1989. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. *Journal of Structural Geology*, 11: 349-363.
- _____; & Tobisch, O. T. 1992. Rates of processes in magmatic arcs: implications for the timing and nature of pluton emplacement and wall rock deformation. *Journal of Structural Geology*, 14: 291-300.
- Philipp, R. P. 1990. *Geologia e petrologia dos Granitóides da região de Monte Bonito, Pelotas (RS)*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 222p. (inédito).
- Picada, R. S. 1971. Ensaio sobre a tectônica do Escudo Sul-rio-grandense. Caracterização dos sistemas de falhas. *Anais, XXV Congresso de Geologia, P. Alegre*, SBG, 167-191.
- Pimentel, M. M. & Fuck, R. A. 1992. Neoproterozoic crustal accretion in central Brazil. *Geology*, 20: 375-379.
- Pinheiro-Machado, R. *Geologia e Petrologia das rochas ultramáficas Cerro Mantiqueira*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. (em prep.).
- Pitcher, W. S. 1982. Granite Type and Tectonic Environment. In: Hsü, K. J. (ed.). *Mountain Building Processes*. London, Academic press, 18-40.
- _____; & Cobbing, E. J. 1985. Phanerozoic plutonism in the Peruvian Andes. In: Pitcher, W. S.; Atherton, M. P.; Cobbing, E. J. & Beckinsale, R. D. (eds.) *Magmatism at a plate edge - the Peruvian Andes* London Blackie, 19-25.
- Porcher, C. C. 1992. *Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na região de Santana da Boa*

- Vista (RS). Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 192p. (inédito).
- Ramsay, J. G. 1982. Rock ductility and its influence on the development of tectonic structures in mountain belts. In: HSU, K. J. (ed.). *Mountain Building Processes*. Academic Press, London. p. 111-127.
- Remus, M. V. D. 1990. *Geologia e geoquímica do Complexo Cambaizinho, São Gabriel (RS)*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 267p. (inédito).
- Ribeiro, M. 1983. Estudo comparativo dos migmatitos de Canguçu e São Martinho, Bagé, RS. Aspectos anatéticos e metassomáticos. *Iheringia, Série Geológica*, P. Alegre, 8: 51-100.
- Rocci, G. & Deschamps, M. 1991. Report on the 15th Colloquium on African Geology. *Episodes* 14: 73-74.
- Sandiford, M., 1989. Secular trends in the thermal evolution of metamorphic terrains. *Earth and Planetary Sciences Letters*, 95: 85-96.
- Santos, E. L.; Ramgrab, G. E.; Maciel, L. A. & Mosmann, R. 1989. Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Sul. DNPM, 1º Distrito Regional.
- Sartori, P. L. P. 1978. *Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé*. Curso de Pós-graduação em Geociências, USP, Tese de Doutorado. 196p. (inédito).
- Silva Fº, B. C. 1984. Geology of the Polyphase deformed Precambrian Terrane of the Vila Nova Region, State of Rio Grande do Sul, Southern Brazil. Part I: Petrogenesis. *Acta Geológica Leopoldênsia* 17: 35-152.
- Sohl, N. F. 1977. Note 45 - Application for Amendment Concerning Terminology for Igneous and High-Grade metamorphic Rocks. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* 61: 248-252.
- Tessari, R. I. & Giffoni, L. E. 1970. Geologia da região de Piratini, Pinheiro Machado e Bagé, Rio Grande do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*. DNPM, 246:1-122.
- ____ & Picada, R. S. 1966. Geologia da Quadricula de Encruzilhada do Sul. *Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral*. DNPM, 124: 1-147.
- Tommasi, A. 1991. *Evolução Cinemática do Cinturão Dom Feliciano durante o Ciclo Brasileiro*. Curso de Pós-graduação em Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado. 207p.
- ____ & Fernandes, L. A. D. 1990. O Ciclo Brasileiro na porção sudeste da Plataforma Sul-americana: um novo modelo. *Anais, I Congresso Uruguaio de Geologia, Montevideo, 1*: 107-114.
- ____ & _____. 1991. Evolução cinemática da Associação de Arco Magmático I do Cinturão Dom Feliciano - região de Piratini, RS. *Boletim de resumos, 3º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, Rio Claro, SP, p. 7-8.
- ____; ____; Porcher, C. C. & Vauchez, A. 1992a. Evolução cinemática das porções internas do Cinturão Dom Feliciano: Evidências microestruturais da transição de um fluxo transversal para um longitudinal na região de Piratini-RS. *Pesquisas* 19 (2): 143-154.
- ____; ____ & Pinheiro Machado, R. 1992b. Incorporação de lascas do manto à crosta continental nas porções externas do Cinturão Dom Feliciano - evidências de uma zona de cisalhamento de escala litosférica. *Pesquisas*. (submetido)
- ____; ____; Porcher, C. C. & Vauchez, A. 1992c. Movimentação paralela e transversal aos limites de placas durante uma colisão continental - o exemplo do Cinturão Dom Feliciano, RS. *Boletim de Resumos Expandidos, 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo, SBG. 1: 286-287.
- ____; ____; ____ & _____. 1992d. Magmatismo sincinemático em zonas de cisalhamento litosféricas: origem e conseqüências reológicas. *Boletim de Resumos Expandidos, 37º Congresso Brasileiro de Geologia*. São Paulo, SBG. 2: 367-368.
- UFRGS 1988. *Mapeamento Geológico de parte das folhas de Quitéria e Várzea do Capivarita*. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, P. Alegre (inédito).
- ____. 1991. *Mapeamento Geológico de parte das folhas de Lavras do Sul e Coxilha do Tabuleiro*. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, P. Alegre (inédito).
- ____. 1992. *Mapeamento Geológico de parte das folhas de Encruzilhada do Sul e Delfino*. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, P. Alegre (inédito).
- Vieira Jr., N. 1990. Processos Magnéticos: I - Um algoritmo de Identificação. *Pesquisas*, 17: 45-52.
- White, A. J. R.; Clemens, J. D.; Holloway, J. R.; Silver, L. T.; Chappel, B. W. & Wall, V. J. 1986. S-type granites and their probable absence in North America. *Geology* 14: 115-118.
- Windley, B. F. 1984. *The evolving continents*. 2nd ed. Wiley & Sons, N. Y., 399p.
- Wright, J. B. 1969. A simple alkalinity ration and its application to questions of non-orogenic granite genesis. *Geological Magazine*, 106: 370-384.