UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

SISTEMATIZAÇÃO DA OBRA

Ian McReath

Sistematização da obra apresentada ao concurso para a obtenção do Título de Livre-Docente junto ao Departamento de Mineralogia e Geotectônica do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo na Área de Conhecimento Petrologia Ígnea.

SÃO PAULO
2000

DEDALUS - Acervo - IGC

30900006693

APRESENTAÇÃO

Em atendimento ao disposto no Edital do Diário Oficial do Estado de São Paulo, de 1 de abril de 2000, publicado pelo Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, referente à abertura de Inscrição ao Concurso para a obtenção do Título de Livre-Docente junto ao Departamento de Mineralogia e Geotectônica na Área de Conhecimento Petrologia Ígnea, a presente Sistematização da Obra apresenta uma revisão crítica dos trabalhos desenvolvidos pelo candidato em duas linhas principais de pesquisa e uma linha na área correlata de Geoquímica Analítica desde seu Curso de Graduação e, principalmente, desde seu Curso de Doutorado.

São Paulo, 2 de maio de 2000

A handwritten signature in black ink, appearing to read 'Ian McReath', with a long horizontal stroke extending to the right.

Ian McReath

IDENTIFICAÇÃO

IAN McREATH, inglês, filho de Kenneth Roy McReath e Kathleen Ellen McReath, nascido em 10 de setembro de 1940 em Portsmouth, Inglaterra, Reino Unido, casado com Iris Braga Pereira McReath, residente à Rua Dr. Álvaro Osório de Almeida, 245, Vila Universitária, Jardim Bonfiglioli, São Paulo, SP, portador da Cédula de Identidade de Estrangeiro RNE W254710-J, Classificação Permanente, Validade 03/02/2006, CPF No. 108.445.034/87, No. Funcional da USP 495840.

SUMÁRIO

	página
Capítulo 1	1
1.1 Organização da esquematização	1
1.2 Agradecimentos	2
Capítulo 2 Associações de rochas vulcânicas e metavulcânicas	3
2.1 Suítes recentes	3
2.2 Associações metavulcânicas proterozóicas	9
2.3 Conclusões	22
2.4 Referências bibliográficas	23
Apêndice 2.1 Fontes de análises de rochas vulcânicas frescas usadas no banco de dados	29
Apêndice 2.2 Análises de:	
2.2.(a) komatiitos e komatiitos basálticos	31
2.2.(b) picritos e ferropicritos	32
2.2.(c) boninitos	32
Referências adicionais	32
Capítulo 3 Associações de rochas plutônicas e metaplutônicas	35
3.1 Associações máfico-ultramáficas, máficas e diferenciadas	35
3.2 Pesquisas sobre granitóides	37
3.3 Conclusões	45
3.4 Referências bibliográficas	46
Capítulo 4 Análise química de rochas e minerais	50
4.1 Comentários preliminares	50
4.2 Verificações dos desempenhos de métodos de rotina	52
4.3 Métodos analíticos especiais	57
4.4 Referências bibliográficas	59

CAPÍTULO 1:

ORGANIZAÇÃO DA SISTEMATIZAÇÃO; AGRADECIMENTOS

1.1 Organização da sistematização

Nesta sistematização, abordam-se as atividades do candidato nas duas linhas de pesquisa principais, desenvolvidas ao longo de sua carreira, na área de Conhecimento Petrologia Ígnea. Incluem-se algumas observações sobre sua atuação na Área de Conhecimento correlata de Geoquímica Analítica, tendo em vista a importância que as análises químicas das rochas têm na discussão da petrologia das rochas ígneas, e a forte ênfase que o candidato sempre dá à geoquímica das rochas..

No Capítulo 2, apresenta-se uma abordagem das pesquisas realizadas sobre rochas vulcânicas e metavulcânicas. Com respeito a estas rochas, inclui-se uma discussão dos trabalhos realizados sobre a questão da preservação ou não da composição original durante metamorfismo. Pesquisas sobre associações de rochas plutônicas e metaplutônicas são apresentadas no Capítulo 3. A ênfase dos trabalhos tem sido dada aos granitóides, e à geoquímica das rochas, o candidato acrescentou alguns aspectos da estrutura das intrusões aos seus interesses. As atividades na área de Geoquímica Analítica formam o assunto do Capítulo 4, salientando-se o aspecto de controle de qualidade das análises, e apresentando alguns resultados obtidos nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo.

Informações a respeito de suas atividades em projetos isolados de pesquisa em Petrologia Ígnea, bem como suas atividades didáticas e de formação de recursos humanos, e suas atividades na implantação de núcleos didáticos e de pesquisa encontram-se no Memorial, apresentado ao Concurso junto a esta Sistematização.

2.1 Agradecimentos

Correndo o risco de esquecer de um ou outro nome, o candidato gostaria de mencionar algumas pessoas cuja contribuição, de qualquer forma, ajudou na sua formação. Ao Sr. W. T. Tweed, Professor de Química na *Portsmouth Grammar School*, que estimulou e treinou o candidato para participar do Concurso para Ingresso à Universidade de Oxford (*Merton College*); ao Prof. Dr. C. S. G. Phillips, Tutor em Química Inorgânica, cuja orientação foi fundamental na decisão do candidato de cursar

a opção Mineralogia Suplementar; aos Prof. Drs. L. R. Wager, E. A. Vincent e J. Zussman, do Departamento de Geologia, pela sua paciência e consideração na organização da opção Mineralogia Suplementar e, subsequentemente, durante a realização do Relatório de Graduação em Química.

A seguir, ao pessoal dos Laboratórios de Química do Instituto de Ciências Geológicas, *Grays Inn Road*, Londres, e ao Químico W. G. Heesom, do Serviço Geológico de Zâmbia, pela paciência necessária para transformar o candidato num analista sofrível.

Aos orientadores Profs. Drs. P. G. Harris e P. E. Baker, aos técnicos do Laboratório de Espectrometria de Fluorescência de Raios-X, T. Padfield e A. Grey e à Prof^a. Dr^a. J. M. Rooke e o técnico A. Richardson do Laboratório de Espectrografia Óptica, ao Sr. F. Buckley, do Laboratório de Análise Química, e aos técnicos do Laboratório de Geocronologia D. C. Rex e A. Gledhill pela sua instrução nas suas respectivas áreas, e pela ajuda e incentivo no desenvolvimento da Tese de Doutorado; para os colegas de Pós Graduação J. Hallas e T. Marshall pela colaboração nas pesquisas sobre as ilhas de Tofua e Kao, Tonga.

No Brasil, aos Profs. Drs. R. L. Bartels, B. J. Fryer e P. Siems, pelo companheirismo nas fases iniciais da estadia no Brasil; a dois dos primeiros alunos do Curso de Pós Graduação em Geoquímica da UFBA, E. F. J. de Sá e M. C. H. Figueiredo, pelo estímulo para sempre oferecer matéria interessante nas disciplinas de geoquímica; aos Profs. Drs. P. Sabaté e I. Davison, pelo ensino de elementos de geologia estrutural; ao Prof. Dr. A. N. Sial, co-autor do livro texto, e ao Geol. H. A. V. Inda, editor, pelo estímulo (e pelos empurrões) para terminar a obra; aos docentes do Departamento de Geologia da UFRN, especialmente Profs. Drs. E. F. Jardim de Sá, J. M. Sá, J. Salim e A. C. Galindo, durante a difícil fase de implantação do Curso de Geologia naquela Universidade; aos Profs. Drs. R. Dall'Agnol e J. M. Lafon da UFPA, colegas de pesquisas e discussões; a todos os colegas do IGc-USP, em particular ao Prof. Dr. R. Machado pelas suas sugestões quanto à melhoria de boa parte do texto original (escrito parcialmente em inglês e português); a todos os alunos que conseguiram agüentar minhas aulas; e, finalmente porém sempre em primeiro lugar, à minha esposa Iris, pela paciência durante boa parte da minha carreira no Brasil.

CAPÍTULO 2: ASSOCIAÇÕES DE ROCHAS VULCÂNICAS E METAVULCÂNICAS

2.1 Suítes recentes

2.1.1. Comentários gerais

A elaboração da Tese de Doutorado intitulada "Petrogênese em Arcos de Ilhas" (McReath 1972) deu-se numa época em que a diversidade magmática neste ambiente tectônico ficava cada vez mais evidente. A importância dos toleíitos de arcos como manifestações magmáticas precoces a curtas distâncias das fossas oceânicas profundas já tinha sido levantada para os casos do arquipélago de Fiji (Jakes & Gill, 1970), do arco de ilhas Sandwich do Sul (Baker, 1968), e do vulcanismo do Japão. (Kuno, 1966).

Da mesma forma, achava-se que as diferenças petrogenéticas entre as séries cálcio-alcálica e toleítica pudessem originar-se essencialmente por diferenças nas condições de fugacidade de oxigênio (Osborn, 1959). A série cálcio-alcálica evoluiria sob condições de maior fugacidade conduzindo à estabilização da magnetita. Isso inibe o enriquecimento do ferro às custas do magnésio e promove o enriquecimento de sílica e da soma dos álcalis com uma razão praticamente constante de Fe/Mg, o que caracteriza a série cálcio-alcálica. Na evolução da série toleítica, a baixa fugacidade de oxigênio inibe a formação da magnetita, e conduz ao enriquecimento de ferro às custas do magnésio, juntamente com o menor enriquecimento ou mesmo empobrecimento da sílica na fase inicial da diferenciação. Após a proposta de Osborn, ficou evidente que a participação ou não da magnetita durante o processo de cristalização fracionada representa uma parte, apenas, da petrogênese da série cálcio-alcálica.

Estudos de estabilidade dos anfibólios sob condições magmáticas (Yoder & Tilley, 1962; Green & Ringwood, 1967) já demonstravam a possibilidade de membros da família da hornblenda cristalizarem-se a partir de diferentes tipos de magmas, desde máfico até félsico, sob pressões relativamente baixas. Levando-se em conta a solubilidade d'água nos diversos magmas (Burnham & Jahns, 1962; Hamilton *et al.*, 1964), bem como sua provável quantidade em sistemas magmáticos naturais, conclui-se que a saturação em água seria alcançada apenas a baixas pressões (< 10kb), tal

como proposto por Lewis (1971). Análises de anfibólios presentes em nódulos máficos associados a suítes cálcio-alcálinas (Lewis, 1964; Rea, 1970) demonstram que eles contêm altos teores de Al^{IV} , com suas composições sendo, portanto, nefelina-normativas. Eles são acompanhados, muitas vezes, por magnetita titanífera. Esta associação do anfibólio e magnetita representa um conjunto cujo fracionamento conduz a forte enriquecimento da sílica, mantendo-se a razão Fe/Mg aproximadamente constante.

Embora a noção de que a cristalização fracionada de magma basáltico de origem mantélica seja um processo petrogenético muito importante em arcos de ilhas, a hipótese de que andesitos pudessem ser produzidos por fusão parcial de crosta oceânica subdutada começava a ganhar apoio, no contexto da recém-formulada teoria de tectônica de placas. O papel da reciclagem de crosta oceânica como modelo de geração da crosta continental em duas etapas, partindo do manto superior, foi proposto por Taylor *et al.* (1969).

No final dos anos 60 e do início dos anos 70, surgiu a possibilidade de testar quantitativamente modelos de cristalização fracionada com base no cálculo de balanço de massas dos elementos maiores (Bryan *et al.* 1969). As primeiras tentativas de entender o comportamento dos elementos em traços durante processos de cristalização fracionada e de fusão parcial com base nas leis de partição dos elementos já tinham sido feitas (Gast, 1968) e simplificadas por Shaw (1970). A importância dos elementos incompatíveis como índice em potencial do grau de solidificação foi reconhecida por Anderson & Greenland (1969). Entretanto, foram poucos os testes quantitativos feitos com base nos elementos traços.

2.1.2. Petrogênese em arcos de ilhas

Na pesquisa executada, foram investigadas (i) rochas vulcânicas, nódulos plutônicos e minerais constituintes do arco vulcânico das Antilhas Menores, área clássica para o estudo da gênese da série cálcio-alcálica; (ii) rochas vulcânicas e seus fenocristais do arco vulcânico das ilhas Sandwich do Sul no Oceano Atlântico meridional, de composição toleítica predominantemente, máfica a intermediária; (iii) rochas vulcânicas e fenocristais das ilhas Tofua e Kao do grupo Tonga no Sudoeste do Oceano Pacífico, de composição toleítica predominantemente e intermediária; e (iv) rochas vulcânicas e fenocristais, bem como nódulos plutônicos da ilha Decepção, a

maior expressão sub-aérea do vulcanismo atual e recente no Estreito de Bransfield, Norte da Península Antártica.

2.1.2.1 A cristalização fracionada de magma basáltico hidratado Nessa parte da pesquisa, foram usadas amostras de rochas plutônicas cumulativas, que como nódulos acompanharam erupções piroclásticas recentes nas ilhas de São Vicente, São Cristóvão e Monserrat nas Antilhas Pequenas. Foram analisados para elementos maiores e alguns traços, separados puros de plagioclásio cálcico, olivina moderadamente magnesiânica, piroxênio cálcico aluminoso, hornblenda aluminosa e magnetita, bem como amostras de material intersticial de granulação muito fina, interpretado como líquido intersticial solidificado quando da erupção dos nódulos.

Os nódulos apresentam composição mineral correspondente a troctólito, olivina gabro e hornblenda gabro. Nesse aspecto, assemelham-se bastante a associações mineralógicas presentes em intrusões de arcos de ilhas (por exemplo, o batólito da ilha da Virgem Gorda, Antilhas Maiores (Martin-Kaye, 1959; Helsley, 1960), e em margens continentais, como exemplificado pelo gabro de São Marcos, uma pequena parte do batólito do Sul da Califórnia (Miller, 1935; Larsen, 1948; Larsen & Draisén, 1950).

Pelo exposto acima, fica evidente a importância de cristalização fracionada de magma basáltico aluminoso sob baixas pressões totais e elevadas pressões parciais d'água, como parte importante no petrogênese de andesitos cálcio-alcálicos. Sob essas condições, além da magnetita, estabiliza-se hornblenda aluminosa de composição nefelina-normativa e plagioclásio extremamente cálcico. O fracionamento dessa associação fortemente subsaturado em sílica e com altos teores de ferro, promove o enriquecimento de sílica sem enriquecimento em ferro, bem como o enriquecimento dos álcalis a uma razão Mg/Fe aproximadamente constante, cujas tendências químicas caracterizam a diferenciação da série cálcio-alcálica. O fracionamento precoce do conjunto mineral acima até atingir uma composição andesito-basáltica, seguido pelo fracionamento de uma associação hidratada composta de labradorita-bitownita, hornblenda e magnetita titanífera (fenocristais comuns em muitos andesitos) resulta na formação de proporções importantes de andesitos com SiO₂ em torno de 59%.

Enquanto é perfeitamente possível a diferenciação de magma máfico de alto-Al para andesito através do fracionamento de plagioclásio e piroxênio cálcicos, piroxênio

não cálcico e magnetita, a proporção de andesito resultante é relativamente muito menor.

2.1.2.2 A cristalização de magma basáltico sob condições essencialmente anídras

Nas ilhas Sandwich do Sul, o andesito cálcio-alcálico não é a rocha dominante, fato este já revelado por Baker (1968). Três grupos foram definidos com base nas razões FeO/MgO: (i) um grupo tipicamente cálcio-alcálico com FeO/MgO constante, que inclui andesitos típicos com dois piroxênios; (ii) um segundo grupo com discreto aumento de FeO/MgO; e (iii) um grupo com crescente aumento de FeO/MgO ao longo da diferenciação, terminando com dacitos parecidos com os diferenciados ricos em ferro da Islândia, os islanditos. É interessante notar que estes ferrodacitos vítreos das ilhas Sandwich do Sul apresentam coloração tão escura, que inicialmente foram mapeados como basaltos.

As diferentes tendências de enriquecimento em ferro podem ser correlacionadas aos conjuntos mineralógicos observados. A manutenção ou leve aumento da razão FeO/MgO ocorre em suítes que apresentam plagioclásio extremamente cálcico e com dois piroxênios, sendo rico ou pobre em cálcio, respectivamente. A olivina ou a magnetita podem estar presentes. De um modo geral, os minerais ferromagnesianos são moderadamente ricos no membro ferroso (por exemplo, Fo_{~70}, En_{~70}, Wo_{~45}En_{~39}Fs_{~26}). Forte aumento da razão FeO/MgO ocorre em suítes cujos basaltos apresentam plagiocásio cálcico, e podem apresentar olivina magnesiânica e/ou augita. Estas rochas não contêm ortopiroxênio e nem magnetita.

Além da diferenciação com base na razão FeO/MgO, foi possível distinguir dois grupos com base nos teores em K₂O: um grupo com teores muito baixos neste óxido, correspondendo ao grupo com leve enriquecimento na razão FeO/MgO, outro grupo com teores mais altos deste óxido engloba tanto as rochas tipicamente cálcio-alcálicas quanto os toleítos extremos.

As composições isotópicas de Sr apresentam variação significativa, sempre enquadrando-se contudo na faixa das rochas mantélicas (Gledhill & Baker, 19XX).

Concluiu-se, portanto, que nada havia contra a hipótese de que a petrogênese destas rochas seria resultado do fracionamento de um magma máfico, derivado por fusão do manto superior.

O acervo de rochas coletadas pelos pesquisadores Baker, Harris e Reay nas ilhas de Tofua e Kao, do grupo Tonga, inclui uma seção estratigráfica bastante

completa da parte subaérea daquela ilha, que abrange os produtos dos últimos estágios construtivos de um antigo estratovulcão, bem como os da fase de colapso da caldeira central, e os da atividade subsequente. A coleção da ilha de Kao, praticamente desabitada e de acesso muito mais difícil naquela época, serviu apenas para caracterizar a natureza do vulcanismo.

Ao mesmo tempo, um grupo de pesquisadores da Universidade Nacional da Austrália e do Instituto Oceanográfico de Woods Hole fizeram uma amostragem em escala de reconhecimento das demais ilhas vulcânicas do arco recente (Bryan *et al.*, 1972; Ewart *et al.*, 1973). Uma investigação independente da ilha de Tofua foi reportada por Baeur (1970).

As rochas vulcânicas da ilha de Tofua são predominantemente porfiríticas e contêm fenocristais de plagioclásio muito cálcico, augita aluminosa e raramente, olivina ou pigeonita. Apresentam variação composicional bastante restrita, de modo geral variando desde andesito basáltico até andesito. Baeur (1970) descreve apenas um derrame de dacito entre os produtos da fase vulcânica que antecedeu ao colapso da caldeira. Nos andesitos basálticos os minerais óxidos de Fe-Ti ocorrem como uma nuvem escura de grãos submicroscópicos no vidro vulcânico da massa fundamental, enquanto nos andesitos e no dacito encontram-se cristais maiores destes minerais.

De um modo geral, teores dos LILE e HFSE, incluindo-se os elementos terras raras pesadas, são relativamente baixos comparados aos teores comuns em suítes cálcio-alcálicas.

As composições isotópicas de Sr situam-se na faixa de $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}) = 0,7022 - 0,7046$, com média de 0,7034 para a ilha de Tofua, e 0,7022 a 0,7048 (média 0,7031), para a ilha de Kao.

Encontram-se pequenos xenólitos de dunito em uma das lavas expelida de um conduto da caldeira (Bauer, 1970). As rochas piroclásticas expelidas durante a fase de colapso da caldeira, contêm xenólitos de dioritos com uma associação mineralógica anidra que inclui $\leq 2\%$ de magnetita modal.

Na ilha de Kao, encontram-se rochas vulcânicas porfiríticas que contêm fenocristais de ortopiroxênio, juntamente com plagioclásio bastante cálcico e augita. Novamente, são andesitos basálticos a andesitos. Embora sejam semelhantes, mineralogicamente, aos andesitos cálcio-alcálicos, quimicamente são toleíticos.

2.1.2.3 Petrogênese das ilhas Shetland do Sul A ilha de Deception é um dos poucos vulcões atualmente ativos da Antártica, que juntamente com ilhas Penguin e Bridgeman e dois vulcões submarinhos, formam uma província vulcânica recente, a sul das ilhas maiores do grupo Shetland do Sul. Este grupo apresenta rochas vulcânicas e plutônicas de idade terciária, formadas numa zona de subducção ativa há cerca de 10 Ma atrás. Com exceção da ilha Penguin, os demais vulcões recentes associam-se a uma fossa estreita, com profundidade em torno de 2 km, instalada no *graben* do Estreito de Bransfield. O assoalho desse estreito é formado predominantemente por crosta basáltica. O vulcanismo dessa região foi gerado numa fase de extensão incipiente sobre uma extinta zona de subducção. No caso da ilha Deception, a presença de xenólitos graníticos semelhantes aos granitos andinos, presentes na Península Antártica adjacente, sugere um o ambiente de transição entre crosta do arco de ilhas e crosta oceânica.

A ilha de Deception, embora tenha sido alvo de diversas visitas por expedições científicas desde o início do século 20, foi descrita de maneira detalhada somente em 1961 por Hawkes. Subsequentemente, o vulcão entrou numa nova fase de atividade vulcânica em 1967, tendo sido visitado por expedições que mapearam as modificações decorrentes das erupções de 1967, 1969 e 1970, além de complementarem o trabalho anterior de Hawkes. As contribuições do candidato foram apresentada na Tese de Doutorado, e em capítulos do Relatório Científico N°. 78, publicado pelo Serviço Antártico Britânico (Baker *et al.*, 1975). Outros estudos nessa mesma época foram conduzidos por Gonçalves-Ferran & Katsui (1970), Gonçalves-Ferran (1971), e Gonçalves -Ferran *et al.* (1971a, 1971b), enquanto diversas amostras da coleção britânica foram reanalisadas por Weaver *et al.* (1979).

Concluiu-se (McReath, 1972, 1975) que a suíte de rochas de basalto a dacito presente na ilha de Deception apresenta características mineralógicas e químicas que são transicionais entre subalcalinas e alcalinas. Destacam-se os teores altos de sódio em todos os termos, e a razão $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}$ geralmente alta. A suíte resulta do fracionamento de magma máfico sob condições de baixa pressão, inicialmente de baixa pressão parcial de oxigênio e de subsaturação em água. Sob essas condições, a associação inicial de minerais fracionados não incluía nem magnetita nem anfibólio. Após a diferenciação de basalto com alto teor de alumínio para basalto com alto teor de ferro, a diferenciação prosseguiu através do fracionamento de uma associação

mineralógica que inclui óxidos de Fe-Ti. O fracionamento produziu um volume reduzido de andesito em relação aos termos mais máficos, conforme a frequência de distribuição dos termos observada na ilha.

Uma reavaliação (McReath, em preparação) dos dados disponíveis com base na aplicação de diagramas de discriminação de processos ígneos (referências, ver seção 2.2.2) e de classificações químicas recentes [por exemplo, La Roche *et al.* (1980)] confirma que a suíte da ilha Deception possui características das séries cálcio-alcalina, alcalina e toleítica, e que a petrogênese não deve ser simples. Há grupos de amostras consistentes, tanto nos diagramas de classificação quanto nos de identificação petrogenética, que devem resultar de processos de diferenciação diferentes, partindo de magmas parentais diferentes. O caráter sódico do magmatismo talvez se deva à participação de crosta oceânica subductada. Na situação de evolução tectônica atual, a suíte talvez represente o produto de uma fase extensional, que antecederia à aglutinação do antigo arco das ilhas Shetland do Sul à Península Antártica.

2.2.Associações metavulcânicas proterozóicas

2.2.1 Comentários preliminares e problemas gerais

Um problema central na discussão da geoquímica de rochas meta-ígneas é a questão da modificação ou não da composição original devido aos processos metamórficos, especialmente aqueles ocorridos em sistema aberto. Nas pesquisas realizadas a cerca destas associações, abordou-se um ou outro aspecto desse problema.

Foram, out estão sendo investigadas, em maior ou menor detalhe, oito associações de metavulcânicas, representativas de ambientes tectônicos diferentes, com níveis diferentes de detalhamento: (i) metavulcânicas félsicas⁽¹⁾ da região do Rio Paramirim, BA, pós-orogênicas ou anorogênicas, associadas provavelmente à formação de um *rift*; (ii) Máficas, intermediárias e félsicas do cinturão dobrado de Orós, CE; também, pós-orogênicas ou anorogênicas, associadas provavelmente à formação

(1) Omite-se o prefixo "meta" dessas descrições sumárias.

de um *rift*, ou de uma bacia extensional ensialica; (iii) Vulcânicas do *greenstone belt* do Rio Itapicuru, BA; com termos máficos formados em bacia de retroarco, e intermediários a félsicos, em arco de ilhas; (iv) Ultramáficas e máficas da Suíte Metamórfica Vila Nova, PA, formada provavelmente em bacia de retroarco; (v) Vulcânicas da bacia Jaibaras, Noroeste do Ceará, formadas numa bacia extensional; (vi) Metavulcânicas dos Grupos Itaberaba e São Roque, SP, formadas provavelmente em ambiente oceânico extensional e de subducção, respectivamente; (vii) Metamáficas das vizinhanças do lineamento Ribeira, SP, também com indícios geoquímicos de gênese em ambientes distintos, de extensão oceânica e subducção; e (viii) rochas vulcânicas da bacia de Camaquã, modificadas hidrotermalmente.

2.2.2 Problema da mobilidade dos elementos químicos em suítes meta-ígneas, testes para detectar mobilizações, e a recuperação de informações petrogenéticas.

Pesquisas sobre este tópico foram conduzidas ao longo de oito anos, com apoio de bolsas de pesquisa concedidas pelo CNPq. Parte do trabalho desenvolvido envolveu a elaboração de um banco de dados sobre rochas ígneas não alteradas, representativas de diversos ambientes tectônicos⁽¹⁾. Para as vulcânicas ultramáficas, foi necessário compilar as análises de komatiitos e rochas semelhantes, na maioria dos casos, já rochas metavulcânicas. Prioritariamente, buscou-se análises de rochas acompanhadas por informações complementares básicas, tais como natureza textural da rocha (por exemplo, no caso das vulcânicas: se afanítica ou porfírica; neste último, procurou-se saber a natureza e quantidade dos fenocristais; para as plutônicas, se a textura era cumulática ou não; e assim por diante). Além disso, buscou-se casos em que os modelos petrogenéticos sugeridos apoiavam-se em evidências petrográficas e geoquímicas, incluindo-se os elementos maiores e traços e os isótopos. Em alguns casos, foi possível utilizar dados geoquímicos apresentados para testar, mais a fundo, as possibilidades petrogenéticas.

No caso dos elementos maiores, foram utilizados procedimentos simples, tais como verificação da coerência das composições e a consistência das tendências em diferentes diagramas de variação, tais como (i) diagramas binários de teores de óxidos,

(1) Para a lista das fontes usadas, ver Apêndices 2.1 a 2.2

inclusive os de Harker, e (ii) diagramas de razões de proporções moleculares de Pearce (1968). Algumas das conclusões e recomendações desta parte da pesquisa foram comunicadas por McReath & Faraco (1993) e por Juliani & McReath (1993).

A seguir, para as associações máficas passou-se a utilizar diagramas de evolução de composições magmáticas baseados nos resultados da petrologia experimental para baixas pressões (1 atm a 20 kb/2Gpa), tais como os elaborados por Cox. et al. (1979) e Walker et al. (1979). Esses diagramas indicam, tanto a natureza dos minerais em equilíbrio com o magma representado pela composição da rocha, quanto o caminho do fracionamento necessário para se chegar aos cotéticos ou eutéticos. Tais informações são importantes para orientar a interpretação dos dados referentes aos elementos em traços.

Para os elementos traços foram usados gráficos considerados discriminantes para processos de cristalização fracionada, fusão parcial por lotes, e mistura de magmas: (i) A/B vs. A em escala logarítmica, onde A e B são elementos traços, diferentemente incompatíveis; o diagrama foi proposto para distinguir entre os processos de cristalização fracionada e de fusão parcial (Treuil & Joron, 1975); (ii) A vs. B em escala logarítmica, onde A é um elemento traços compatível, e B, incompatível; também proposto para distinguir entre cristalização fracionada e fusão parcial (Loubet, 1983 em Allègre & Hart 1978; Martin 1987); e (iii) exclusivamente para a avaliação de mistura de magmas, o gráfico de $(C_1 - C_2)$ vs. $(H - C_2)$, onde C_1 e C_2 são as concentrações de um determinado elemento nos dois componentes extremos de uma mistura, e H é a concentração do mesmo elemento num magma híbrido formado pela mistura da fração em peso f_1 de C_1 e f_2 de C_2 , onde $f_1 + f_2 = 1$ (e consequentemente, $f_2 = 1 - f_1$). No caso de uma mistura perfeita, o resultado é uma reta com inclinação de f_1 (Fourcade & Allègre, 1981; Platvoet, 1982).

Além das suítes não alteradas, foram coletados exemplos de suítes de rochas modificadas, incluindo-se por exemplo: (i) fácies metamórficas/hidrotermais, tipicamente provenientes de sistemas com taxas rocha/consideradas altas, reconhecidas em ofiolitos e em sondagens da crosta oceânica, incluindo-se as "pedras marrons", xistos verdes, e anfibolitos; (ii) fácies metamórficas/hidrotermais, tipicamente provenientes de sistemas com taxas rocha/fluido consideradas baixas, em ambientes oceânicos e continentais. Esse banco de dados complementa estudos pioneiros feitos por Condie et al. (1977) e Jolly (1980)

2.2.2.1 *Os diagramas de Pearce.* Pearce (1968) introduziu os diagramas de razões de proporções moleculares numa tentativa de simplificar a interpretação qualitativa dos diagramas de variação. Na sua discussão teórica do processo de cristalização fracionada, Pearce demonstra que os elementos cujos pesos são conservados no líquido diferenciado (suas concentrações aumentam) podem servir de componentes de referência, ou denominadores comuns nas razões moleculares. Em terminologia mais corrente, os componentes conservados são os elementos incompatíveis, rejeitados pelas estruturas iônicas dos minerais em vias de cristalização. No caso de magma máfico, os minerais comumente precipitados a baixas pressões são olivina magnesiana, piroxênio cálcico e plagioclásio cálcico. Nesse caso, os componentes conservados incluem K_2O . No diagrama de razões de proporções moleculares (RPM) com $x = SiO_2(mol)/K_2O(mol)$ versus $y = MgO(mol)/K_2O(mol)$, a cristalização fracionada de olivina magnesiana, a partir de magmas máficos magnesianos é definida através de uma reta cuja inclinação é $MgO(mol)/SiO_2(mol) \approx 2,0$.

Para magmas félsicos, no entanto, todos os componentes químicos são compatíveis, em graus diversos, com os minerais comumente presentes nessas rochas. Assim, os diagramas RPM perdem sua base essencial, embora sempre seja possível definir alguma tendência.

2.2.2.2 *Críticas e defesas do método de Pearce.* Passando praticamente despercebido logo após sua publicação, o método de Pearce tem estimulado uma discussão acirrada, incluindo-se críticas centradas essencialmente na validade estatística de correlações entre razões com o mesmo denominador comum (Butler, 1986; Roolinson & Roberts, 1986; Vines, 1987; Pearce, 1987. A utilização de denominadores diferentes, teoricamente capazes de evitar a imposição de falsas correlações, enfrenta o problema da escolha do segundo denominador (além de possíveis problemas analíticos relacionados à precisão analítica alcançada - ver adiante).

O TiO_2 , cuja determinação precisa é mais fácil na sua faixa de concentração típica de rochas máficas (ca. 0,8 - $\geq 2,5\%$), pode servir de componente incompatível para a cristalização precoce de magmas máficos, antes da participação importante do clinopiroxênio com o qual apresenta alguma compatibilidade, e antes da precipitação

dos óxidos de Fe-Ti. Entretanto, para a maioria de magmas intermediários e félsicos, não é adequado devido a sua compatibilidade com os minerais comuns nessas rochas.

O P_2O_5 pode servir como elemento conservado caso sua concentração não alcance o limite de solubilidade da apatita. De um modo geral, pode ser um componente conservado satisfatório em muitos magmas máficos. Contudo, são comuns exemplos de casos de saturação em apatita em magmas intermediários a félsicos.

A utilização do P_2O_5 e de alguns elementos traços incompatíveis (por exemplo, o Zr) pode ser restrita pela falta de precisão analítica, o que é comum às baixas concentrações destes elementos em muitos magmas ultramáficos e máficos.

Um ponto pouco discutido é o fato de que mesmo com a utilização de denominadores diferentes nas razões de proporções moleculares, é inevitável o problema de correlação matemática entre as concentrações dos elementos conservados em suítes magmáticas produzidas por cristalização fracionada.

Deste modelo, continua a discussão sobre a validade estatística das correlações e o possível significado petrogenético das correlações observadas. Em defesa de seu método, Pearce (REF) sugeriu que correlações que passem pela origem devem ser consideradas como suspeitas. Entretanto, tais correlações podem surgir entre dois componentes que, tanto quanto os denominadores, são incompatíveis em relação à associação mineralógica fracionada. Podem surgir, por exemplo, em gráficos de $x = Al_2O_3(mol)/(componente\ incompatível)$ vs. $y = CaO(mol)/componente\ incompatível$ para komatiitos, correlações lineares cuja inclinação não está relacionada ao fracionamento do plagioclásio cálcico e, isto sim, reflete a razão CaO/Al_2O_3 do magma e, por extensão, da sua fonte original.

Os testes conduzidos durante essa pesquisa não foram conclusivos. Em muitos casos os diagramas com denominadores ora comuns, ora diferentes, produziram resultados petrologicamente idênticos. Em outros casos os resultados com denominadores comuns são discordantes dos com denominadores diferentes. É possível que estas divergências resultem da compatibilidade, pelo menos parcial, de um dos denominadores.

Testes de *reductio ad absurdum* incluíram a aplicação do métodos de Pearce a modelos observados e calculados dos resultados da petrologia experimental. Nestes casos, o processo petrogenético operante foi a cristalização fracionada de fases

minerais cujas composições e proporções eram conhecidas. Nestes testes, os resultados inferidos pelo método de Pearce coincidiram com os dados das experiências.

Outro aspecto ainda não abordado na literatura publicada é o significado das tendências lineares: são exclusividades do processo de cristalização fracionada, ou podem também ser produzidas pelos processos de mistura ou de fusão parcial de rochas? Conclui-se que, da mesma forma que nos diagramas Harker, as distribuições lineares resultam de diversos processos.

2.2.2.3 O método de Beswick & Soucie (1978) para a avaliação da retenção de composições primárias Um subproduto do método RPM, apresentado por Beswick & Soucie (1978), são as tendências ígneas padrão em diagramas RPM com escalas logarítmicas (RLPM). A utilização de escalas logarítmicas conduz a uma compressão do espalhamento de pontos observado em diagramas com escala linear. Tal compressão conduziu ao ocultamento de detalhes referentes às variações de história evolutiva de cada suíte. Entretanto, a conformidade de muitas suítes às tendências-padrão sugere que tais diferenças petrogenéticas não devem incluir mudanças significativas de modelos petrogenéticos, de uma suíte para outra.

McReath (1993) incrementou a base de dados usada por Beswick & Soucie (1978), incluindo análises de komatiitos e komatiitos basálticos, de boninitos, e de várias suítes vulcânicas, num total de cerca de 800 análises. A adição das rochas ultramáficas resultou na extensão das tendências propostas por Beswick & Soucie (op. cit.), bem como pelo leve alargamento dos envelopes de 90% das análises.

As tendências-padrão em diagramas que utilizam TiO_2 , como componente incompatível, refletem o fato de que este componente fica incorporado aos piroxênios e anfibólios cálcicos, micas como biotita e flogopita, e, principalmente, nos óxidos de Fe-Ti (McReath & Faraco, 1993).

2.2.3 A utilização de diagramas geoquímicos na identificação de ambientes tectônicos de suítes vulcânicas.

A utilização da geoquímica para avaliar o ambiente geotectônico de suítes vulcânicas partiu de Pearce & Cann (1971). A proposta atraiu bastante atenção dos pesquisadores devido a sua simplicidade, pois com base em diagramas simples, padronizados a partir de suítes (geralmente, recentes e inalteradas) de ambiente

tectônico conhecido, e que envolvem elementos químicos cuja determinação (precisa e exata) encontra-se no alcance de muitos pesquisadores, parecia possível determinar os ambientes tectônicos de suítes mais antigas de ambientes incertos.

Há sucessivas propostas para diagramas que aproveitam os elementos maiores para tal finalidade. Para os elementos maiores, por exemplo, há uma proposta utilizando-se análise multivariante de fatores para composições de rochas máficas selecionadas de acordo com critérios de seleção rigorosos (Pearce, 1976). Outra proposta usa combinações simples dos elementos maiores, também para rochas máficas a intermediárias selecionadas (Pearce *et al.*, 1977). Há, também, várias sugestões para a utilização dos elementos em traços (e.g. Pearce & Cann, 1973;).

Embora não explicitada, a base teórica exigiria, para cada ambiente, homogeneidade das composições das rochas-fontes dos magmas máficos, graus semelhantes de fusão parcial destas rochas-fontes, e cristalização fracionada consistente dos magmas primários gerados pela fusão. Entre cada ambiente, é necessário que haja alguma diferença importante no processo petrogenético global. Considerando-se apenas as fontes dos basaltos, o manto-fonte dos basaltos meso-oceânicos deveria ter diferença significativa do manto-fonte dos basaltos continentais, que por sua vez, deveria se diferenciar do manto-fonte dos basaltos de arcos.

A maior parte dos diagramas foi elaborada a partir de bancos de dados com volume relativamente restrito, focalizando ambientes específicos.

Tentativas adicionais aplicando os diagramas em outras suítes de ambientes conhecidos tiveram resultados diferentes, com algumas identificações corretas e outras, não. Enquanto não apareciam sugestões para a melhoria dos diagramas, aumentaram os casos de interpretações equivocadas dos ambientes tectônicos, a exemplo daqueles que baseavam-se em diagramas diferentes.

O ponto culminante disso foi em 1987, quando foram documentados exemplos dos basaltos continentais, identificados como suítes geradas em ambientes de cordilheira meso-oceânica e de arco de ilha (Duncan, 1987; Marsh, 1987). Além disso, o próprio Pearce (1987) admitiu que a geoquímica, isoladamente, não é ferramenta suficientemente específica para resolver este tipo de problema. Notou que é necessário levar em conta também, aspectos geológicos tais como a associação litológica presente, e colocou a presença ou ausência de enriquecimento do ferro como uma característica de grande importância.

Há algumas cuidados que podem minimizar este problema: (i) uma seleção mais adequada das rochas analisadas, com separação de acordo com suas texturas (vítrea, afanítica, escassamente porfírica, e porfírica; neste último caso, separam-se as rochas de acordo com a natureza dos fenocristais); (ii) uma seleção das análises destas rochas, separando-as em classes menores de acordo com critérios como índice de Mg# ou de teores de MgO. Procurar-se-ia enfatizar os magmas menos diferenciados, tal como os que poderiam ter-se mantido em equilíbrio com olivina mantélica ($Mg\# \geq 66-70$); e (iii) no caso das suítes que apresentam apenas composições evoluídas, é necessário fazer uma estimativa, por meios gráficos ou por cálculos, de composições menos diferenciadas (tal como a composição inferida para $MgO = 8\%$). Mantém-se em andamento, tratamentos dos dados acumulados para testar essas sugestões.

Outro procedimento utilizado na identificação de ambientes geotectônicos aproveita os diagramas de variação multi-elementos ("spidergrams") em que os elementos estão sequenciados de acordo com critérios tais como incompatibilidade relativa aos minerais comuns de basaltos sob baixas pressões. De fato, algumas características observadas nestes diagramas são bastante específicos. O empobrecimento de Nb relativo a Ce é uma característica típica (embora não completamente exclusiva) de rochas geradas sobre zonas de subducção. A combinação de baixos teores de Na_2O , TiO_2 e Zr também é característica de rochas formados a partir de magmas derivados de manto peridotítico, muito empobrecido por episódios anteriores de fusão parcial. Normalmente, estas rochas também apresentam empobrecimento dos elementos terras raras leves (ETRL: La, Ce, e Pr) relativo aos elementos terras raras pesados (ETRP) quando formadas em cordilheiras meso-oceânicas, e não apresentam este empobrecimento de ETRL, quando formadas sobre zonas de subducção.

2.2.4 Casos estudados

2.2.4.1 As rochas vulcânicas félsicas da bacia do Rio Paramirim, Centro-Oeste da Bahia. Deu-se início às pesquisas sobre essa região como orientador da Dissertação de Mestrado do Sr. E. J. T. Dutra da UFBA (Dutra, 1977), que teve continuidade na Dissertação de Mestrado do Sr. E. F. Jardim de Sá (Jardim de Sá, 1979), também da UFBA. Alguns aspectos geológicos foram revistos durante as

pesquisas conduzidas para a CBPM de 1982 a 1983 sobre a geoquímica de rochas na região de Lagoa Real (BA). Nesta fase da investigação, percebeu-se que rochas máficas de idade paleoproterozóica tardia ou mesoproterozóica, que não foram encontradas na seqüência vulcânica, estão presentes no embasamento na forma de anfibolito de granulação bastante fina (rocha metavulcânica hipabissal?), bem como gabro e anfibolito mais grossos. As afinidades químicas variam desde toleíticas continentais a levemente alcalinas. Estas pesquisas serviram para orientar a investigação de rochas meta-vulcânicas no cinturão dobrado de Orós (CE; ver adiante, seção 2.2.4.2).

Os resultados principais da pesquisa sobre as metavulcânicas félsicas, comunicados por McReath *et al.* (1978) e Jardim de Sá *et al.* (1978) e apresentados em McReath *et al.* (1981), demonstram que as rochas menos metamorfisadas são dacitos a riolitos com características alcalinas a levemente peralcalinas. O magmatismo é, portanto, bimodal máfico-félsico, bastante típico de *riffs* continentais. Os metamorfismos regional e hidrotermal conduziram ao re-equilíbrio do sistema isotópico Rb-Sr, durante o evento brasileiro e, talvez, durante o evento Espinhaço, quando também foi parcialmente mobilizado o sistema isotópico U-Pb (Cordani *et al.*, 1992).

Por outro lado, as rochas mais modificadas por metamorfismo incluem (meta)riolitos porfiríticos não ou pouco deformados, com fenocristais arredondados de quartzo azul, albitizados, portadores de cianita, que perderam praticamente todo seu conteúdo de K e Ca. As rochas mais modificadas por atividade hidrotermal e deformação tectônica são moscovita(sericita)-hematita xistos.

2.2.4.2 O cinturão dobrado de Orós, Estado do Ceará. Desenvolveu-se o projeto inicial para empresas associadas à Caraíba Metais Ind. Com. Ltda., com o objetivo de avaliar o potencial da seqüência metavulcanossedimentar e das metaplutônicas associadas que poderiam hospedar mineralizações de cobre e zinco. A investigação abordou o segmento de orientação E-W, e a parte setentrional do segmento de orientação N-S do cinturão. Como resultado, identificou-se um depósito vulcano-exalativo associado às vulcânicas félsicas, incluindo-se turmalinitos maciços da fácies proximal, turmalinitos bandados com intercalações de *chert*, tufos félsicos bandados com intercalações de *chert*, mineralizados ou não de fenoblasts de pirita, formações feríferas bandadas, e na parte distal, formações manganíferas.

Posteriormente, fez-se uma interpretação dos dados geoquímicos referentes às rochas meta-ígneas (McReath, 1993), concluindo-se pela diversidade dos termos magmáticos presentes, e interpretando o ambiente de gênese como um rifte ou outra forma de extensão em ambiente continental..

Foi feita uma integração de dados em colaboração com o Prof. Dr. J. M. Sá, que concentrou suas pesquisas, incluindo a parte de geocronologia e geologia isotópica, sobre o segmento N-S do cinturão. Nesta integração (Sá *et al.*, 1995) concluiu-se que a associação meta-ígne/metassedimentar representa os produtos depositados durante a instalação de um *rift* ensialico, logo após a orogenia transamazônica.

2.2.4.3 O “*greenstone belt*” do Rio Itapicuru, Estado da Bahia. O candidato participou da interpretação de dados geoquímicos referentes às rochas meta-ígneas associadas à Faixa Weber, a sul do *greenstone belt*, com o intuito de verificar as possíveis relações entre essas rochas, e as meta-ígneas da seção clássica, ao longo do Rio Itapicuru. As pesquisas utilizaram dados já existentes, notadamente os obtidos para duas Dissertações de Mestrado da UFBA por geólogos da DOCEGEO - Superintendência Leste, bem como alguns dados novos obtidos para a elaboração do texto de Teixeira *et al.* (1990). Na Faixa Weber, não há a separação dos basaltos em tipos de alto-Ti e baixo-Ti, encontrada mais a norte (Kishida & Riccio, 1980) e atribuída a derivação dos dois tipos através de fusão parcial em graus diferentes a partir de fontes mantélicas diferentes (Silva, 1987). Além disso, não foram encontrados na Faixa Weber as rochas de afinidade komatiítica, presentes na seção tipo em *sills*. (Silva, 1987). Por outro lado, as rochas máficas metaplutônicas são importantes na Faixa Weber. Estas rochas metaplutônicas constituem uma associação toleítica com diferenciação muito forte, chegando a termos extremos ferrogabroicos ou ferrodioríticos cuja riqueza em ferro é tanto que foram identificados como formações ferríferas. As rochas diferenciadas são as hospedeiras da mineralização aurífera mais expressiva na região.

As metaplutônicas apresentam estilos de modificação metamórfica diferentes, incluindo-se cloritização $\pm$ carbonatação além das modificações fortes que caracterizam a zona hidrotermalizada (Teixeira *et al.*, 1990). Um estudo dos padrões de mobilização dos elementos (McReath, Teixeira e Marimon, inédito) demonstrou a dificuldade de

encontrar uma base, a partir da qual se estabelece o cálculo de ganhos e perdas. Esta dificuldade deve-se à variação das concentrações de elementos traços em rochas com índices Mg# semelhantes. Esta variação pode ser atribuída à variação da quantidade de magma diferenciado, aprisionado pelos agregados cristalinos durante a solidificação das rochas plutônicas. Não é, necessariamente, o resultado de mobilizações dos elementos em graus diferentes.

2.2.4.4 A *Suíte Metamórfica Vila Nova na Serra do Ipitinga, NW do Estado do Pará*. O candidato participou das pesquisas como orientador da Geol^a M. T. L. Faraco, da CPRM - SUREG - Belém, tanto na Dissertação de Mestrado, quanto na Tese de Doutorado da mesma, ambas desenvolvidas na UFPA. A CPRM apoiou o projeto, quase que irrestritamente e posteriormente, e a pesquisa recebeu apoio financeiro tanto da FAPESP, para a obtenção de dados isotópicos, e da CAPES (bolsa sanduíche para a candidata), para a realização de estudos de inclusões fluídas na França. Foram gerados, portanto, muitos dados e, conseqüentemente, este candidato passou a participar mais ativamente das etapas interpretativas.

Em área de acesso muito difícil, a CPRM vinha desenvolvendo trabalhos de semi-detulhe nos Estados do Pará e do Amapá, complementando e ampliando os dados já obtidos na região pelo Projeto RADAMBRASIL. Nessa época, no final dos anos 70 e no início dos anos 80 havia muito interesse no Brasil em encontrar *greenstone belts* arqueanos, visto que os mesmos representam importantes alvos para mineralizações. Ao encontrar rochas meta-ultramáficas, às vezes, com agregados fibro-radiais de actinolita-tremolita, havia grande tendência de atribuir a essas rochas, protólitos komatiíticos e, por extensão, de inferir uma idade arqueana. Dessa forma, a *Suíte Metamórfica Vila Nova* foi identificada como um *greenstone belt* arqueano (Jorge João *et al.*, 1978; Montalvão, 1985).

Seqüências metavulcanossedimentares em grau metamórfico baixo a médio formam parte importante da Cinturão Maroni-Itacaiúnas, que abrange desde Venezuela oriental atéo Pará-Amapá, passando pelas Guianas. Já no início dos anos 80, a idade desses *greenstone belts* foi determinada por sistemas geocronológicos diferentes como sendo do Paleoproterozóico (Gibbs & Olszewski, 1982; Gruaues *et al.*, 1985). Gibbs (1987) sugeriu a possibilidade de haver correlação entre esses cinturões e a *Suíte Vila Nova*. Assim, levantou um ponto que necessitava de verificação.

Além disso, as pesquisas da CPRM tinham revelado uma mineralização sulfetada, responsável por uma anomalia de condutividade. O condutor modelado possui amplo comprimento na região da Serra do Ipitinga, na divisa entre Pará e Amapá, sítio de atividades de garimpeiros de ouro. Numa área relativamente pequena, havia sido feita uma densa amostragem de afloramentos e blocos, bem como de testemunhos de três furos de sondagens, cada um com ~200 - 300~m de profundidade. Apenas algumas amostras tinham sido descritas e analisadas. A, portanto, Foi elaborado um projeto de pesquisa pela geol^a Faraco, que serviu inicialmente para o desenvolvimento de sua Dissertação de Mestrado, e, subsequentemente, foi aprofundado para sua Tese de Doutorado, envolvendo aspectos da petrologia, petrogênese e mineralizações da área.

As pesquisas petrográficas e geoquímicas resultaram na identificação das seguintes associações importantes:

(i) na parte metavulcânica, foram identificadas rochas ultramáficas como komatiitos (piroxeníticos), e rochas ricas em quartzo e clorita, juntamente como ortoanfibólio e cordierita. Essas últimas associam-se, intimamente, às rochas mineralizadas em sulfetos. As rochas metamáficas incluem anfibolitos predominantes, cujo quimismo assemelha-se em muitos aspectos ao das rochastoleiíticas de bacias de retro-arco e arcos de ilhas modernos.

(ii) na parte metassedimentar, formações ferríferas bandadas (BIF) dos tipos óxido (BIFO) e silicato (BIFS). As BIFO apresentam padrões dos elementos terras raras (ETR) típicos de depósitos associados a ambientes vulcano-exalativos de origem hidrotermal, enquanto as BIFS assemelham-se, geoquimicamente, às argilas ricas em ferro, associadas aos ofiolitos fanerozóicos.

Concluiu-se que os rochas foram afetadas por quatro eventos metamórficos:

(i) O metamorfismo de fundo oceânico (M_1), ocorrido numa célula hidrotermal, foi o responsável pela transformação de vulcânicas máficas em associações de quartzo e clorita, além de resultar na formação de mineralizações sulfetadas em zonas de descarga, e na deposição de BIFs vulcano-exalativas. Esse metamorfismo foi essencialmente sindeposicional, e ocorreu em 2,26Ga, aproximadamente.

(ii) O metamorfismo regional (M_2) foi responsável pela formação de paragêneses mineralógicas típicas da fácies anfibolito com pressão de $\approx 5-7,5$ kb (500-750MPa) e temperatura máxima $\approx 550^\circ\text{C}$. Ao que parece, a maior parte dos

anfibolitos formados durante este metamorfismo, e não afetados pelos metamorfismos subsequentes, possuem quimismo que refletem a ação de cristalização fracionada de magma basáltico sob baixa pressão. Assim, retiveram suas composições originais.

(iii) A seguir, durante fase cisalhante, incluindo-se talvez um componente de empurrão que pode ter promovido a imbricação de fatias do embasamento de alto grau e supracrustais, ocorreu metamorfismo hidrotermal retrogradante (M_3).

(iv) Finalmente, ocorreu a intrusão de corpos graníticos anorogênicos a $\sim 1,9$ Ga, causando metamorfismo de contato (M_4) com formação de hornfels.

O estudo dos isótopos de Sr e Nd revelou influências importantes dos processos metamórficos sobre a distribuição dos sistemas Rb/Sr e Sm/Nd. Mudanças neste sistema refletem-se, também, no desenvolvimento de padrões dos elementos terras raras normalizados pelo condrito de Evensen *et al.* (1978), que não refletem processos magmáticos. Por outro lado, foi possível traçar uma "errócrona" Sm-Nd em rocha total com idade aparente de $\sim 2,26$ Ga, confirmando assim a proposta de Gibbs (1987) quanto à idade deste *greenstone belt*. O metamorfismo M_3 teve efeito muito importante sobre o sistema Rb-Sr. As composições isotópicas de oxigênio retêm as composições primárias ou as desenvolvidas durante M_1 .

2.2.4.5 A região noroeste do Ceará A pesquisa sobre a Bacia de Jaibaras e rochas associadas foi desenvolvida ao longo de dois anos como a parte prática da disciplina do Curso de Graduação em Geologia da UFRN. Os resultados principais encontram-se em Jardim de Sá *et al.* (1979). O candidato responsabilizou-se pela supervisão das atividades petrográficas relacionadas ao componente ígneo, incluindo-se as rochas metavulcânicas e os granitóides de Meruoca e Mocambo. Além disso, reavaliou dados químicos já apresentados pela CPRM. Concluiu-se que, pelo estado de modificação hidrotermal da grande maioria das rochas vulcânicas, e por uma parte das rochas plutônicas, é difícil identificar as afinidades químicas das rochas por procedimentos que utilizam apenas os elementos móveis, tais como os álcalis e os álcalis terrosos.

2.2.4.6 Os Grupos São Roque e Serra do Itaberaba nos arredores da Grande São Paulo. O candidato colabora neste projeto em andamento, coordenado pelo Prof. Dr. C. Juliani, através da seleção e da interpretação dos dados geoquímicos

referentes aos componentes meta-ígneos, procurando avaliar os ambientes tectônicos de gênese das rochas, e às possíveis relações petrogenéticas em cada ambiente.

2.2.4.7 Anfibolitos e outras metamáficas nas proximidades do Lineamento Ribeira. Neste projeto em andamento, coordenado pelo Prof. Dr. G. da C. Campanha, o candidato colabora através da interpretação dos dados geoquímicos no sentido de verificar os ambientes tectônicos de gênese das rochas, e possíveis interrelações petrogenéticas

2.2.4.8 Rochas vulcânicas na Bacia do Camaquã Em fase incipiente de desenvolvimento, esta pesquisa deverá auxiliar os trabalhos do Prof. Dr. A. R. F. César e seu grupo. Em princípio, após a experiência com as rochas da Bacia de Jaibaras (CE; ver seção 2.2.4.5), pretende-se usar o quimismo dos elementos menos móveis (tais como Ti, Zr, Nb, Hf etc.) na tentativa de identificar as afinidades químicas destas rochas, em muitos caso, fortemente afetados por processos hidrotermais.

2.3. Conclusões

É claro que a geoquímica é parte integral de pesquisas sobre a petrogênese de rochas vulcânicas "frescas". O sucesso de modelamento dos processos ígneos a partir da geoquímica dos elementos, por outro lado, depende da complexidade dos processos. Fica evidente que a evolução de muitas suítes foi controlada, aparentemente, por cristalização fracionada a baixas pressões. Algumas suítes podem ter evoluídas por cristalização fracionada polibárica, e outras, por mistura de magmas.

Evidentemente, há casos em que os modelos simples não são suficientes para explicar a evolução petrogenética. Entretanto, mesmo num processo relativamente simples, como a assimilação/cristalização fracionada (De Paolo, 1981), é necessário fazer estimativas de parâmetros cujos valores são desconhecidos, tais como as composições do magma original e da rocha assimilada, bem como a razão das massas de magma e da rocha assimilada. Assim, o sucesso do modelamento depende da adequação das estimativas feitas. Mesmo que estão melhorando as condições para se fazer estimativas razoáveis da razão de massas, o modelamento geoquímico ainda possui seu aspecto lotérico.

Quanto à investigação de suítes mais antigas de rochas metavolcânicas, informações importantes podem ser obtidas, desde que se faça uma rigorosa seleção das análises químicas usadas. Para isto, é essencial fazer um exame petrográfico cuidadoso para identificar o grau de modificação e, se possível, a história metamórfica de cada amostra. Com aproveitamento das análises das rochas menos modificadas (neste sentido, anfibolitos monometamórficos parecem como bons candidatos), é possível obter informações petrológicas válidas.

2.4 Referências bibliográficas

- ALLÈGRE, C. J. & HART, S. R., 1979. Quantitative models of trace element behaviour in magmatic systems. In: Allègre, C. J. & Hart, S.R. (Eds.) *Trace elements in igneous petrology*. Elsevier, Amsterdam. pp 1-25
- ANDERSON, A. T.; GREENLAND, L. P., 1969. Phosphorus fractionation diagram as a quantitative indicator of crystallization differentiation of basaltic liquid. *Geochim. Cosmochim Acta*, **33**; 493.
- BAKER, P.E., 1968. Comparative volcanology and petrology of the Atlantic island arcs. *Bull. Volc.*, **32**: 189-206.
- BAKER, P. E., 1978. The South Sandwich Islands, III: Petrology and geochemistry. *Brit. Ant. Surv., Sci. Rept.* 93
- BAKER, P. E.; McREATH, I.; HARVEY, M. R.; ROOBOL, M. J. & DAVIES, T. G., 1975. The geology of the South Shetland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island. *British Antarctic Survey Scientific Report*, No. **78**, 81 pp.
- BAEUR, G. R., 1970. The geology of Tofua island, Tonga. *Pac. Sci.*, **24**: 333-350
- BESWICK, A. E. & SOUCIE, G., 1978. A correction procedure for metasomatism in an Archean greenstone belt. *Precamb. Res.*, **6**: 235-248
- BRYAN, W. B.; FINGER, L. W. & CHAYES, F., 1969. Estimating proportions in petrographic mixing equations by least-squares approximation. *Science*, **163**: 926-927
- BRYAN, W. B.; STICE, G. D. & EWART, A., 1972. Geology, petrography and geochemistry of Tonga. *Jour. Geophys. Res.*, **77**: 1566-1585
- BURNHAM, C. W. & JAHNS, R. H., 1962. A method for determining the solubility of water in silicate melts. *Amer. Jour. Sci.*, **260**: 721-745

- BUTLER, H. C., 1986. The role of spurious correlation in the development of a komatiitic alteration model. *Jour. Geophys. Res.*, **91**: 295-280
- CONDIE, K. C.; VILJOEN, M. J. & KABLE, E. J. D., 1977. Effects of alteration on element distributions in Archean tholeiites from the Barberton greenstone belt, South Africa. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **64**: 75-89
- CORDANI, U. G.; IYER, S. S.; TAYLOR, P. N.; KAWASHITA, K.; SATO, K. & McREATH, I., 1992. Pb-Pb, Rb-Sr and K-Ar systematics of the Lagoa Real Uranium Province, South-Central Bahia, Brazil, and the Espinhaço Cucle (c. 1.5-1.0Ga). *Jour. Sth. Amer. Earth Sci.*, **5**: 33-46
- COX, K. G.; BELL, J. D. & PANKHURST, R. J., 1979. *The interpretation of igneous rocks*. Allen & Unwin, Londres. 450 p.
- DUNCAN, A. R., 1987. The Karoo igneous province - a problem area for inferring tectonic setting from basalt geochemistry. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, **32**: 13-34
- EVENSEN, N. M.; HAMILTON, P. J. & O'NIONS, R. K., 1978. Rare earth element abundances in chondritic meteorites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **42**: 1199-1212
- EWART, A.; BRYAN, W. B. & GILL, J. B., 1973. Mineralogy and geochemistry of the younger volcanic islands of Tonga, S. W. Pacific. *Jour. Petrol.*, **14**: 429-465
- FOURCADE, S. & ALLÈGRE, C. J., 1981. Trace element behaviour in granite genesis; A case study from the Querigut complex (Pyrénées, France). *Contrib. Mineral. Petrol.*, **76**: 177-195
- GAST, P. W., 1968. Trace element fractionation and the origin of tholeiitic and alkaline magma types. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **32**: 1957-1086
- GIBBS, A., 1987. Proterozoic volcanic rocks of the northern Guiana Shield, South America. In; PHAROAH, T.C.; BECKENSALE, R. D. & RICKARD, D. (Eds.), *Geochemistry and mineralization in proterozoic volcanic suites*. Geol. Soc. Lond., Spec. Publ. **33**: pp. 275-288
- GIBBS, A. K. & OLSZEWSKI, W. J., Jr., 1982. Zircon U-Pb ages of Guyana greenstone-gneiss terrane. *Precamb. Res.*, **17**: 199-214
- GONÇÁLEZ-FERRÁN, O. & KATSUI, Y., 1970. Estudio integral del volcanismo cenozoico superior de las Islas Shetland del Sur, Antártica. *Ser. Cient. Inst. antárt. Chileno*, **1**: 123-174 (*Contmes Inst. antárt. Chileno*, No. 22)

- GONÇÁLEZ-FERRÁN, O.; MUNIZAGA, F. & MORENO, H., 1971 Síntese de la evolución volcánica de Isla Decepción y la erupción de 1970. *Ser. Cient. Inst. antárt. Chileno*, **2**: 1-14 (*Contmes Inst. antárt. Chileno*, No. 24)
- GREEN, T. H. & RINGWOOD, A. E., 1968. The origin of the calc-alkaline igneous rock suite. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **18**: 105-162
- GRUAU, M.; MARTIN, H.; LEVEQUE, B. & CAPEDEVILA, R., 1985. Rb-Sr and Sm-Nd geochronology of lower proterozoic granite-greenstone terrains in French Guiana, South America. *Precamb. Res.*, **30**: 63-80
- HAMILTON, C. W.; BURNHAM, C. W. & OSBORN, E. F., 1964. The solubility of water and effects of oxygen fugacity and water content on crystallization in mafic magmas. *Jour. Petrol.*, **5**: 21-39
- HAWKES, D. D., 1981. The geology of the South Shetland islands: II. The geology and petrology of Deception Island, *Falkland Island Dependencies Survey Scientific Reports*, No. 27, 43 pp.
- HELSLEY, C. E., 1960. *Geology of the British Virgin Islands*. Tese inédita de Doutorado, Universidade de Princeton, E. U. A. 217 pp
- JAKES, P. & GILL, J., 1970. Rare earth elements and the island arc tholeiitic series. *Earth Planet. Sci. Letters*, **9**: 17-28
- JARDIM DE SÁ *et al.*, 1979. Observações sobre a estratigrafia e seqüências ígneas da bacia de Jaibaras, Noroeste do Ceará. In: IX Simp. Geol. Nordeste, Natal. *Bol. No. 7 (Atas)*, p. 30-38
- JOLLY, W. T., 1980. Development and degradation of Archean lavas, Abitibi area, Canada, in the light of major element geochemistry. *Jour. Petrol.*, **21**: 323-363
- JORGE, JOÃO, X. De S.; FRIZZO, S. J.; MARINHO, P. A. da C.; CARVALHO, J. M. da A.; SILVA NETO, C. S.; SOUZA, A. N. De & GUIMARÃES, L. R., 1978. Projeto Sudoeste do Amapá. *Relatório Técnico*, CNPM/CPRM, Belém. 554 pp.
- JULIANI, C. & McREATH, I., 1993. Petroquímica de metabasitos: Metodologia para identificação de alterações magmáticas e pós-magmáticas. *Geologia -Ciência e Técnica*. (CEPEGE/IGc-USP) **10**: 50-96
- KISHIDA, A. & RICCIO, L., 1980. Chemostratigraphy of lava sequences from the Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia, Brazil. *Precamb. Res.*, **11**: 161-178
- KUNO, H., 1966. Lateral variation of basalt magma types across continental margins and island arcs. *Bull. Volc.*, **29**: 195-222

- LARSEN, E. S. Jr., 1948. Botholith and associated rocks of Corona, Elsinore and San Luiz Rey quadrangles, south California. *Geol. Soc. Amer., Mem.* 29, 182 pp.
- LARSEN, E. S. & DRAISIN, W. M., 1950. Composition of minerals in the rocks of the southern California batholith. 18th Inter. Geol. Congr. *Rept. Part II, Sec. A.*, pp. 55-79
- LEWIS, J. F., 1970. Chemical composition and physical properties of magnetite from the ejected blocks of the Soufriere volcano, St. Vincent. *Amer. Min.*, **55**: 793-807
- MARSH, J. S., 1987. Basalt geochemistry and tectonic discrimination within continental flood basalt provinces. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, **32**: 35-49
- MARTIN, H., 1987. Petrogenesis of archaean TTG suite from eastern Finland: major and trace element geochemistry. *Jour. Petrol.*, **28**: 921-953
- MARTIN-KAYE, P. H. A., 1959. *Report on the geology of the Leeward and British Virgin Islands*. Govt. Offices, St. Lucia, British West Indies, 117 pp.
- McREATH, I., 1972. *Petrogenesis in island arcs*. Unpublished Doctors thesis, University of Leeds. 110pp.
- McREATH, I., 1993. The proterozoic Orós belt, Northeast Brazil: Geochemically diverse meta-igneous rocks, lithological associations and tectonic implications. *Geochim. Brasil.*, **7**: 1451-1467
- McREATH, I. & FARACO, M. T. L., 1993. Geochemistry of low-grade metavolcanic rocks: A review and suggestions for screening procedures. In: 4th Congr. Bras. Geol. (Brasília). *Resumos*: p 86-89
- McREATH, I.; JARDIM DE SÁ, E. F. & FRYER, B. J., 1978. Vulcânicas comendíticas da faixa Santo Onofre, centro-oeste da Bahia. In: XXX Congr. Bras. Geol. (Recife). *Bol. No. 1* (Resumo)
- McREATH, I.; JARDIM DE SÁ, E. F. & FRYER, B. J., 1981. As vulcânicas ácidas proterozóicas da região da Bacia do Rio Paramirim - Bahia. In: INDA, H. A. V.; MARINHO, M. M. & DUARTE, F. B. (Eds) *Geol. Rec. Minerais Estado da Bahia, Textos Básicos Vol 4*, p. 121-134
- MONTALVÃO, R. M. G. de, 1985. Petrologia das rochas máfico-ultramáficas do Supergrupo Vía Nova (*greenstone belt*) e Grupo Parima (*greenstone belt*) e enclaves na região do Parima. In: 2nd Simp. Geol. Amaz^{on}9a, Belém. *Anais*, pp110-124

- OSBORN, E. F., 1959. Role of oxygen pressure in the crystallization and differentiation of basalt magma. *Amer. Jour. Sci.*, **257**: 609-647
- PEARCE, J. A., 1976. Statistical analysis of major elements in basalts. *Jour. Petrol.*, **17**: 15-43
- PEARCE, J. A., 1987. An expert system for the tectonic characterization of ancient volcanic rocks. *Jour. Volc. Geotherm. Res.*, **32**: 51-66
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R., 1971. Ophiolite origin investigated by discriminant analysis using Ti, Zr and Y. *Earth Planet. Sci. Letters*, **12**: 339-349
- PEARCE, J. A. & CANN, J. R., 1973. Tectonic setting of basic volcanics determined using trace element analysis. *Earth Planet. Sci. Letters*, **19**: 290-300
- PEARCE, T. H., 1968. A contribution to the theory of variation diagrams. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **19**: 142-157
- PEARCE, T. H., 1987. The identification and assessment of spurious trends in pearce-type ratio variation diagrams: a discussion of some statistical arguments. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**: 529-534
- PEARCE, T.H.; GORMAN, B. E. & BIRKETT, T. C., 1977. The relationship between major element geochemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth Planet. Sci. Letters*, **36**: 121-132
- PLATVOEIT, B., 1982. Melanges magmatiques dans le complexe annular de Porto, Corse. *Compt. Rend. Acad. Sci. Paris*, **204**: 907-910
- ROLLINSON, H. R. & ROBERTS, C. R., 1986. Ratio correlations and major element mobility in altered basalts and komatiites. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **93**: 89-97
- SÁ, J. M.; McREATH, I & LETERRIER, J., 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of proterozoic igneous rock suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Jour. Sth. Amer. Earth Sci.*, **8**: 299-314
- SHAW, D. M., 1970. Trace element fractionation during anatexis. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **34**: 237-243
- SILVA, M. G., 1987. *Geochimie, petrologie und tektonische entwicklung eines proterozoischen gruensteinguertels: Rio Itapicuru, Bahia, Brasilien*. Tese inédita de Doutorado, Universidade de Feiburg, Alemanha.
- TAYLOR, S.R.; KAYE, M.; WHITE, A. J. R.; DUNCAN, A. R. & EWART, A., 1969. Genetic significance of Co, Cr, Ni, Sc and V contents of andesites. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **33**: 275-286

- TEIXEIRA, J. B. G.; MARIMON, M. P. C.; KISHIDA, A.; XAVIER, R. P. & McREATH, I., 1990. The Fazenda Brasileiro gold deposit, Rio Itapicuru greenstone belt, Bahia: Geology, hydrothermal alteration and fluid inclusion studies. *Econ. Geol.*, **85**: 990-1009
- TREUILL, M. & JORON, J. M., 1975. Utilisation des éléments hygromagmatophiles pour la simplification de la modélisation quantitative des processus magmatiques. Exemples de l'Afar et de la dorsale médioatlantique. *Soc. It. Mineral. Petrol.*, **21**: 125-174
- VINES, K. J., 1987. Comments on Ratio correlations and major element mobility in altered basalts and komatiites, by H. R. Rollinson and C. R. Roberts. *Contrib. Mineral. Petrol.* **97**: 525-526
- WALKER, D.; SHIBATA, T. & LONG, St. E. de, 1979. Abyssal tholeiites from the Oceanographer fracture zone. II: Phase equilibria and mixing. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 111-124
- WEAVER, S. D.; SAUNDERS, A. D.; PANKHURST, R. J. & TARNEY, J., 1979. A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of back-arc spreading. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **68**: 151-169
- YODER, H. S. & TILLEY, C. E., 1962. Origin of basaltic magmas: an experimental study of natural and synthetic rock systems. *Jour. Petrol.*, **3**: 342-532

Apêndice 2.1 Fontes das análises de rochas vulcânicas frescas usadas no banco de dados ⁽¹⁾, divididas de acordo com ambiente tectônico e localização geográfica.

Ambiente tectônico	Localização	Referência⁽²⁾
<i>Cordilheiras meso-oceânicas</i>		
Ilhas sub-aéreas	Azores	White <i>et al.</i> (1979)
	Galápagos	McBirney & Williams (1969)
	Islândia	Wood <i>et al.</i> (1979);
	Jan Mayen	Trønnes <i>et al.</i> (1999).
Cordilheiras submersas	Meso-atlântica	Engel <i>et al.</i> (1965); Langmuir <i>et al.</i> (1977); Bryan <i>et al.</i> (1979); Rhodes <i>et al.</i> (1979);
	Pacífico oriental	Batiza & Vanko (1984); Allan <i>et al.</i> (1989); Niu <i>et al.</i> (1996, 1999)
	SO do Oceano Índico	Le Roex <i>et al.</i> (1983); Mahoney <i>et al.</i> (1992)
	América-Antártica	Le Roex <i>et al.</i> (1985)
Platôs submersos fósseis	EUA/Canadá	Lassiter <i>et al.</i> (1995)
<i>Crosta oceânica - ofiolitos</i>		
	Omã	Lippard <i>et al.</i> (1986)
	Finlândia	Peltonen <i>et al.</i> (1996; 1998)
<i>Arcos de ilhas</i>		
Imaduros	Ilhas Tonga-Kermadec	Brothers (1967); Baur (1970); Brothers & Martin (1970); Brothers & Searle (1970); Bryan (1971); McReath (1972); Bryan <i>et al.</i> (1972); Ewart <i>et al.</i> (1973); Ewart <i>et al.</i> (1998)
	Ilhas Sandwich do Sul	McReath (1972); Baker (1978); Pearce <i>et al.</i> (199X)
Maduros	Antilhas Menores	Baker (1963, 1968); Lewis (1964, 1971); Rea (1970, 197X); Tomblin (1964);
	Mar Egeu	Nicholls (1971a,b)
<i>Margens continentais</i>		
	Cascatas, E. U. A.	Hughes & Taylor (1986)

Apêndice 2.1 (cont)		
Ambiente tectônico	Localização	Referência⁽²⁾
<i>Bacias de retro-arco</i>		
	Tonga-Kermadec	Jenner <i>et al.</i> (1987); Gamble <i>et al.</i> (1996)
	S. Sandwich	Hawkesworth <i>et al.</i> (1977); Saunders & Tarney (1979); Gledhill & Baker (1973)
Sobre subducção fóssil	Sth. Shetland Is.	McReath (1972); Weaver <i>et al.</i> (1979); Keller & Fisk (1992)
<i>Ambientes intra-placas</i>		
Ilhas oceânicas	Avai	MacDonald & Katsura (1964); Wilkinson (1991); Fodor & Galar (1997)
Basaltos continentais	Bacia do Paraná	Mantovani <i>et al.</i> (1985); Belieni <i>et al.</i> (1986); Petrini <i>et al.</i> (1987); Piccirillo & Melfi (1988); Piccirillo <i>et al.</i> (1988, 1989);
	Deccã, Índia	Paul <i>et al.</i> (1977); Cox & Hawkesworth (1985); Mahoney (1988); Lightfoot <i>et al.</i> (1990); Peng <i>et al.</i> (1998)
	Etiópia	Mohr & Zanettin (1988)
	Karoo	Walker & Poldevaart (1949); Vail <i>et al.</i> (1969); Cox (1988)
	Planalto do Rio Colômbia, EUA	Hooper (1988); Carlson & Hart (1988)
	Província atlântica terciária	Moorbath & Thompson (1980); Fram & Leshner (1997)
	Outras áreas	McDougall (1962); Hawkes (1966); Hotz (1963)

Apêndice 2.2 Análises de komatiitos, komatiitos basálticos, picritos e ferropicritos, e boninitos

(a) komatiitos e komatiitos basálticos

Idade	Localização	Referência
<i>Fanerozóico</i>		
	Ilha Gorgona, Colômbia	Echeverria (1980); Echeverria & Aitken (1986); Kerr <i>et al.</i> (1996)
	Província do Caribe	Mottana <i>et al.</i> 1985); Spadea <i>et al.</i> (1989); Kerr <i>et al.</i> (1996)
<i>Precambriano</i>		
	África do Sul	Viljoen & Viljoen (1969a,b); Hermann <i>et al.</i> (1976); Hawkesworth & O'Nions (1977); de Wit <i>et al.</i> (1987)
	Austrália	Arndt & Lesher (1985); Gruau <i>et al.</i> (1987)
	Brasil	Teixeira & Danni (1979a, b); Saboia & Teixeira (1980); Pires (1983); Jahn & Schrank (1983); Padilha <i>et al.</i> (1985); Teixeira <i>et al.</i> (1987); Arndt <i>et al.</i> (1989); Rivalenti <i>et al.</i> (1989)
	Canadá	Arndt <i>et al.</i> (1977); Arndt & Nesbitt (1984)
	Finlândia e Noruega	Jahn <i>et al.</i> (1980); Barnes & Often (1990); Korkiakoski (1992)
	Índia	Das & Achanja (1985); Rajaman <i>et al.</i> (1985)
	Rodésia (Zimbabwe)	Bickle <i>et al.</i> (1975); Barnes <i>et al.</i> (1983); Nisbet <i>et al.</i> (1987); Cattell & Arndt (1987)
	Global	Brooks & Hart (1974); Nesbitt & Sun (1976); Sun & Nesbitt (1981)

(b) Picritos e ferropicritos

Idade	Localização	Referência
<i>Fanerozóico</i>	Canadá	O'Nions & Clarke (1972); Gale (1973); Francis (1985)
<i>Proterozóico</i>	Canadá	Paktune (1984); Stone <i>et al.</i> (1987); Stone <i>et al.</i> (1995)
	Estados Unidos	Green & Schulz (1977)
	Rússia	Hanski & Smolkin (1989)

(c) Boninitos

Idade	Localização	Referência
<i>Cambriano</i>	Região do Pacífico	Crawford <i>et al.</i> (1989)
<i>Proterozóico</i>	Antártica	Kuehner (1989)

(1) Aproximadamente 75% dos dados está armazenado em arquivos NEWPET (Clarke, 1992).

(2) As referências para os apêndices que não constam das citadas no texto são fornecidas aqui de forma abreviada.

(A) Allan, J. F. *et al.*, *Jour. Petrol.*, **30**: 1245-1298 (1989); Arndt, N. T., *Geol. Assoc. Canada, Spec. Paper 14*, pp 617-657; Arndt, N. T. & Leshner, C. M., *Geochim. Cosmochim. Acta*, **56**: 4191-4294 (1979); Arndt, N. T. & Nesbitt, R. W. *In*: Kröner, A. *et al.* (Eds.) *Archaean Geochemistry*. Springer-Verlag, Berlin. pp. 99-114 (1984); Arndt, N. T. *et al.*, *Jour. Petrol.*, **18**: 319-369 (1977); Arndt, N. T. *Et al.*, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **101**: 187-197 (1989);

(B) Barnes, S.-J. & Offen, M., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **105**: 42-54 (1990); Barnes, S.-J. *et al.*, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **3**: 293-308; Batiza, R. & Vanko, D. A., *Jour. Geophys. Res.*, **89**: 11,235-11,260; Belieni, G. *et al.*, *Jour. Petrol.*, **27**: 915-944 (1986); Bickle, M. *et al.*, *Earth Planet. Sci. Lett.*, **27**: 155-162 (1975); Brooks, C. & Hart, S. R., *Geology*, **2**: 107-110 (1974); Brothers, R.N., *Bull. Volc.*, **31**: 17-19 (1967); Brothers, R. N. & Martin, K. R., *Bull. Volc.*, **34**: 330-346 (1970); Brothers, R. N. & Searle, E. J., *Bull. Volc.* **34**: 7-37 (1970); Bryan, W. B., *Geol. Soc. Amer. Bull.* **82**: 2799-2812 (1971); Bryan, W. B. *et al.*, *Tectonophys.*, **55**: 63-85 (1979);

(C) Carlson, R. W. & Hart, W. K. *In*: MacDougall, J.D. (Ed) *Continental Flood Basalts*. pp. 35-61; Cattell, A. & Arndt, N. T., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **97**: 218-227 (1987); Cox, K. G. *In*:

- MacDougall, J.D. (Ed) *Continental Flood Basalts*. pp. 239-271 (1988); Cox, K. G. & Hawkesworth, C.J., *Jour. Petrol.*, **26**: 355-377 (1985); Crawford, A. J. et al., In: Crawford, A. J. (Ed.), *Boninites*. Unwin Hyman, London. pp. 1-49
- (D)** Das, M. & Acharya, D., *28 Inter. Geol. Congr., Washington, Absts. V. 1*, p. 368 (1986); de Wit, M. T. et al., *Jour. Afr. Earth Sci.*, **6**: 681-730 (1987);
- (E)** Echeverria, L. M., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**: 253-265 (1980); Echeverria, L. M. & Aitken, B. G., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **92**: 428-436 (1986); Engel, A. E. et al., *Geol. Soc. Amer. Bull.* **76**: 719-734 (1965); Ewart, A. et al., *Jour. Petrol.*, **33**: 331-368 (1998);
- (F)** Fodor, R. V. & Galar, P., *Jour. Petrol.*, **38**: 561-624 (1997); From, M. S. & Lesher, C. E., *Jour. Petrol.* **38**: 231-275 (1997); Francis, D., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **89**: 144-154 (1985);
- (G)** Gale, N., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **18**: 22-28 (1973); Gledhill, A. & Baker, P. E., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **19**: 369 (1973); Green, J. C. & Schulz, K. J., *Can. Jour. Earth Sci.*, **14**: 2181-2192 (1977); Gruau, G. et al., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **85**: 105-116 (1987);
- (H)** Hanski, E. J. & Stolkin, V. F., *Precamb. Res.*, **45**: 563-83 (1989); Hawkes, D. D., *Geol. Soc. Amer., Bull.* **77**: 1131-1158 (1966); Hawkesworth, C. J. & O'Nions, R. K., *Jour. Petrol.*, **18**: 487-520 (1977); Hawkesworth, C. J. et al., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **36**: 253-262 (1977); Hermann, A. G. et al., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **59**: 1-12 (1976); Hooper, P.R., In: MacDougall, J.D. (Ed) *Continental Flood Basalts*. pp. 1-33; (1988); Hotz, P. E., *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **64**: 675-704 (1963); Hughes, S. S. & Taylor, E. M., *Geol. Soc. Amer., Bull.* **97**: 1024-1036 (1986);
- (J)** Jahn, B.-M. & Schrank, A., *Precamb. Res.*, **21**: 1-20 (1983); Jahn, B.-M. et al., *Jour. Petrol.*, **29**: 201-244 (1980);
- (K)** Keller, R. A. & Fisk, M. R. p. 155-169 In Parsons, L. M. et al. (Eds), *Geol. Soc. Spec. Publ.* No. 60 (1992); Kerr, A. C. et al., *Lithos* **37**: 245-260 (1996); Kerr, A. C. et al., *Contrib. Mineral. Petrol.* **124**: 29-43 (1996); Korkiakoski, E. A., *Geol. Surv. Finland, Bull* **360** (1992); Kuehner, S. M., In: Crawford, A. J. (Ed.), *Boninites*. Unwin Hyman, London. pp. 208-224
- (L)** Langmuir, C. H. et al., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **70**: 319-339 (1977); Lassiter, I. C. et al., *Jour. Petrol.*, **36**: 983-1009 (1995); Le Roex et al. (1983); Le Roex et al. (1985); Lippard, S. J. et al., *Geol. Soc. London, Mem. No. 11*;
- (M)** MacDonald & Katsura (1864); Mahoney, J. et al., *Jour. Geophys. Res.*, **97**: 19.771-19.790 (1992); MacDougall, I., *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **73**: 299-316 (1962); Mantovani, M, S. M. et al., *Jour. Petrol.*, **26**: 187-209 (1985); McBirney & Williams, 1969; Moorbath, S. & Thompson, R. N., *Jour. Petrol.*, **21**: 295-321 (1980); Mottana, A. et al., *Chem. Geol.*, **50**: 351-368 (1985);
- (N)** Nesbitt, R. W. & Sun, S. S., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **31**: 433-543 (1976); Nicholls, I. A., *Tectonophys.*, **11**: 377-385 (1971); Nicholls, I. A., *Jour. Petrol.*, **12**: 67-119 (1971); Nisbet, E. G.

- Et al.*, *Geology*, **15**: 1147-1150 (1987); Niu, Y., *et al.*, *Jour. Geophys. Res.*, **101**: 27,711-27,733 (1996); Niu., Y. *et al.*, *Jour. Geophys. Res.* **104**: 7067-7087 (1999);
- (O)** O'Nions, R. & Clarke, D. B., *Earth Planet. Sci. Lett.*, **15**: 436-446 (1972);
- (P)** Padilha *et al.*, *Rev. Bras. Geoc.*, **15**: 74-84 (1985); Paktune, A. D., *Contrib. Mineral. Petrol.*, **88**: 348-357 (1984); Pearce, J. A. *et al.*, *Jour. Petrol.*, **39**: . (1998); Peltonen, K. *et al.*, *Jour. Petrol.*, **37**: 1359-1383 (1996); Peltonen, K. *Et al.*, *Jour. Petrol.*, **39**: 297-329 (1990); Peng, J. X. *Et al.*, *Jour. Geophys. Res.*, **103**: 29.843-29.865 (1998); Petrini, R. *et al.*, *Jour. Petrol.*, **28**: 701-726 (1987); Piccirillo, E. M. & Melfi, A. J. (Eds.) *The mesozoic flood volcanism of the Paraná basin*. IAG/USP, São Paulo. 600 pp. (1988); Piccirillo, E. M. *et al.* In: MacDougall, J.D. (Ed) *Continental Flood Basalts*. pp. 199-238 (1988); Piccirillo, E. M. *et al.*, *Chem. Geol.*, **75**: 103-122 (1989); Pires, *Rev. Bras. Geoc.*, **13**: 106-112 (1983);
- (R)** Rajamam, V. *Et al.*, *Jour. Petrol.*, **26**: 92-123 (1985); Rhodes, J. M. *et al.*, *Tectonophys.*, **55**: 35-61 (1979); Rivalenti, G. *Et al.*, *Jour. Petrol.*, **30**: 175-197 (1989);
- (S)** Saboia, L. A. de & Teixeira, N. A., *Rev. Bras. Geoc.*, **10**: 28-42 (1980); Spadea, P. *Et al.*, *Chem. Geol.* **54**: 303-321 (1989); Stone, W. E. *et al.*, *Can. Jour. Earth. Sci.*, **24**: 2537-2550 (1987); Stone, W. E. *et al.*, *Chem. Geol.*, **121**: 51-71 (1995);
- (T)** Teixeira, N., & Danni, J., *Rev. Bras. Geoc.*, (**1**: 151-158 (1979); Teixeira, N. A. *et al.*, *Rev/ Bras. Geoc.*, **17**: 209-220 (1987); Tomblin (1964); Viljoen, M. J. & Viljoen, R. P., *geol. Soc. Sth. Africa, Spec. Publ.* 2, pp. 221-244 (1969);
- (W)** Walker, F. & Poldevaart, A., *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **60**: 591-706 (1949); White, W. M. *et al.*, *Contrib. Mineral. Petrol.*, **69**: 201-213 (1979); Wilkinson, J. F. G., *Jour. Petrol.*, **32**: 863-908 (1991); Wood *et al.* (1979)

CAPÍTULO 3: ASSOCIAÇÕES DE ROCHAS PLUTÔNICAS E METAPLUTÔNICAS

3.1 Associações máficas-ultramáficas, máficas e diferenciadas

3.1.1 Intrusão acamadada de Skaergaard, Gröenlândia Oriental.

A primeira investigação da geoquímica de rochas plutônicas feitas pelo candidato foi com relação ao comportamento do estrôncio em rochas da intrusão acamadada de Skaergaard, Groenlândia oriental (McReath, 1963). A discussão foi condicionado fortemente pelo modelo de cristalização fracionada de magma basáltico, elaborado por Wager e colaboradores (ver, por exemplo, Wager & Brown 1967). O estudo demonstrou o forte controle sobre o comportamento do estrôncio pela sua incorporação preferencial no plagioclásio.

3.1.2 Intrusão máfica ultramáfica associada às mineralizações cupríferas de Caraíba, BA.

Mais adiante, retomou-se as pesquisas a respeito de suítes toleíticas numa pesquisa sobre as rochas hospedeiras das mineralizações de cobre no vale do Rio Curaçá, especialmente, aquelas da área da mina de Caraíba. Uma das teorias correntes na época entre alguns dos geólogos da mina, pertencente à empresa mineradora Caraíba Metais Ind. Com. Ltda., era de que a gênese dessas rochas estava relacionada a um *sill* composto por três ciclos de injeção e diferenciação de um magma máfico.

A pesquisa (McReath, 1985) foi realizada principalmente em testemunhos de sondagens da parte oriental do depósito, onde se localizam as minas subterrânea e a céu aberto. Os resultados confirmaram a hipótese acima, bem como demonstraram que os três ciclos possuíam diferenças com relação à alimentação magmática do *sill* a partir de uma câmara maior que se diferenciava. A mineralização primária ocorre como uma massa semi-contínua que engloba olivina e piroxênios nos piroxenitos inferiores, o que sugere uma separação relativamente precoce de um líquido sulfetado imiscível a partir do magma parental homogêneo. As mineralizações nas partes intermediária e superior são disseminadas, sugerindo que nesse caso uma separação tardia do líquido

sulfetado teria ocorrido, após formação de um retículo de cristais silicáticos que retiveram o líquido sulfetado nos interstícios.

Os estudos das amostras da parte oeste do depósito revelaram que, na região de contato entre o *sill* e as rochas encaixantes, as rochas ultramáficas foram transformadas de ortopiroxenitos para clinopiroxenitos, contendo como variedade mineralógica o dialágio, cuja forte partição basal confunde-se com uma clivagem. São cristais euédricos englobados parcialmente por anidrita na textura subofítica. Alguns pesquisadores levantaram a possibilidade de que as rochas encaixantes da mineralização continham horizontes evaporíticos. Existe a possibilidade, portanto, que o enxofre da mineralização tenha sido extraído, pelo menos parcialmente, das encaixantes.

3.1.3 O Complexo Granulítico de Santa Catarina.

Num estudo iniciado em colaboração com o falecido Prof. Dr. M. C. H. Figueiredo, tentou-se uma análise dos dados existentes sobre este complexo granulítico. Um fato interessante a ser assinalado é a tendência comum dessas rochas de uma evolução cálcio-alcalina, a partir de magmas de composições máficas. Isto levou à conclusão de que pelo menos uma parte do complexo seja produto de processos petrogenéticos semelhantes aos que operam em arcos de ilhas modernos, ou seja, de uma crosta oceânica fria que, ao sofrer subducção passa inicialmente por desidratação. Os fluídos então liberados invadem a cunha mantélica subjacente, provocando ali a fusão parcial sob condições parcialmente hidratadas. Isto produz um basalto aluminoso que passa por uma cristalização fracionada sob baixas pressões, forma tanto os termos piroxeníticos e ferrogabroicos por acumulação de cristais, quanto os termos intermediários e ácidos com padrões multi-elementos semelhantes aos das súites cálcio-alcalinas modernas (Figueiredo et al. 1997).

Por outro lado, uma parte do complexo não se enquadra neste esquema. Algumas rochas intermediárias apresentam padrões multi-elementos parecidos com os dos TTG arqueanos, em contraste com os padrões tipicamente cálcio-alcalinos (Basei et al., 1998). Assim, parte da associação pode ter sido gerada pela fusão direta da crosta oceânica em subducção. O magma então gerado mantém equilíbrio com um resíduo refratário eclogítico. Tal processo é típico do Arqueano, porém tem sido

também registrado em determinados arcos de ilhas modernos, o que poderia ser explicado pela subducção de crosta oceânica recém-criada e, portanto, ainda quente.

3.1.4 As rochas meta-ígneas da região de Brejo Seco, São João do Piauí, Estado do Piauí.

A pesquisa fez parte da Dissertação de Mestrado na UFBA da Geol^a M. P. Marimon, Petrógrafa da DOCEGEO - Superintendência Leste (Marimon, 1990). O projeto recebeu o apoio da DOCEGEO, e de um convênio mantido com entidades finlandesas para a obtenção de análises químicas. Foi também apoiado pelo CNPq, na forma de Auxílio de Pesquisa para a obtenção de análises químicas complementares.

A associação de rochas meta-ígneas inclui metaplutônicas ultramáficas a máficas (metadunito/serpentinito mineralizado com cromita, metaperidotito serpentinizado; piroxenito e gabro) e básicas (leucogabro-anortosito mineralizado com minerais óxidos de Fe-Ti-V), bem como metavulcânicas máficas a félsicas. Às rochas meta-ígneas, sobrepõem-se metassedimentos detríticos de granulação fina a média, inclusive com pacotes turbidíticos. A partir da composição dos metabasaltos, notadamente, os padrões dos elementos terras raras, concluiu-se que a associação ígnea formou-se num ambiente de subducção.

Há muita similaridade entre as rochas do complexo de Brejo Seco, e as da região de Passira, perto da cidade de Recife, PE, que é alvo dos trabalhos da aluna de Doutorado, Ana Cláudia Accioly, orientada do candidato. Em Passira, no entanto, faltam as rochas metavulcânicas e metassedimentares, presentes em Brejo Seco. Além disso, o grau metamórfico em Brejo Seco é mais baixo que em Passira. Há uma faixa notável de complexos semelhantes, todos nas proximidades do lineamento Pernambuco e suas ramificações. A faixa começa perto da borda da bacia do Maranhão, continua até os arredores de Recife, e pode marcar um limte primário de terrenos.

3.2 Pesquisas sobre granitóides

A maior atenção sobre o estudo de rochas plutônicas tem sido dada às rochas granitóides, componentes muito importantes de grandes extensões das rochas atualmente expostas no Nordeste e Sudeste do Brasil.

3.2.1 Granitóides neoproterozóicos e eocambrianos do Nordeste

3.2.1.1 *Leste do Rio Grande do Norte e Paraíba.* O início das pesquisas realizadas sobre granitóides se deu nessa região. As primeiras viagens exploratórias permitiram assinalar a presença de plútons nos arredores das cidades de Japí e Monte das Gabaleiras (RN) e de Dona Inês (PB). As pesquisas preliminares, de mapeamento e de estudos petrográficos (McReath e Perrin, 1979), foram seguidas por estudos mais aprofundados de Monte das Gamaleiras (Galindo, 1982; McMurry, 1982) e Dona Inês (McMurry, 1982). O plúton de Japí foi usado como exemplo de mapeamento e de petrografia de granitóides em aulas práticas da disciplina de Petrologia Ígnea do Curso de Graduação em Geologia da UFRN.

Mais adiante, foram retomadas as pesquisas sobre o plúton de Japí, pois que a fácies alcalina parece representar manifestação precoce do magmatismo brasileiro associado à zona de cisalhamento na região (Jardim de Sá *et al.*, 1997). Assim, sua posição temporal relativa ao desenvolvimento de uma região orogênica seria contrária à de muitas suítes modernas. A contribuição do candidato nesta fase incluiu participação de uma viagem de campo para a verificação geológica e amostragem, a tentativa de datar as fácies, a obtenção e avaliação preliminar de parte dos dados geoquímicos, e participação na orientação da aluna de Mestrado, Maria H. B. M de Holanda.

Outros corpos alcalinos pré ou sin-cisalhamento foram localizados ao longo de zonas de cisalhamento situadas a sul do plúton de Japí. O candidato atuou como co-orientador da aluna de Mestrado UFRN, Rielva C. Nascimento, cuja Dissertação constou de um estudo de geoquímica, de química mineral, de geologia isotópica de parte desses corpos.

3.2.1.2 *Região do Seridó central.* Durante a fase inicial de pesquisas sobre granitóides na UFRN, os pesquisadores Jardim de Sá e Legrand investigaram aspectos estruturais de outras intrusões na região do Seridó. Algumas datações preliminares da região, incluindo-se idades obtidas pelo grupo, permitiram a separação de gerações com bases estruturais e geocronológicas. As conclusões desse estudo foram apresentadas por Jardim de Sá *et al.* (1981), e orientaram pesquisas do grupo potiguar durante muito tempo.

O esquema proposto teve um efeito negativo, que é a tendência de identificar granitóides com orientações tectônicas fortes como pertencentes à geração G₂, de

idade transamazônica, quando os mesmos podem ser granitóides pré ou sin-colisionais do Brasileiro.

3.2.1.3 *Oeste do Rio Grande do Norte.* Esta pesquisa originou um projeto de Doutorado na UFPa do Prof. A. C. Galindo da UFRN, sob a orientação do Prof. Dr. R. Dall'Agnol, e com minha coorientação. No início, atraído pela descoberta de faialita num granitóide dentro da cidade de Umarizal, com provável idade brasileira, o pesquisador Galindo pensou inicialmente em formular um plano de trabalho que dedicava toda sua atenção a este corpo. No entanto, após uma viagem de reconhecimento em companhia dos orientadores e do Prof. Dr. J. M. Sá (UFRN), optou-se por estender a pesquisa, abrangendo os plútons vizinhos. Devido à forma de expressão do magmatismo granítico na região, um "mar de granitos" pois mais de 76% da área aflorante é constituído por granitos, houve dificuldades na delimitação da área, optando finalmente pela inclusão de seis corpos associados a zonas de cisalhamento de escala regional. A Tese teria inicialmente um caráter de reconhecimento, pois os trabalhos de mapeamento previamente disponíveis haviam caracterizado apenas uma suíte granítica, em vez do complexo granítico descoberto.

Os resultados obtidos por Galindo foram apresentados em 1993, e transformados num artigo inicial (Galindo *et al.*, 1995). Em síntese, identificou-se com base em critérios de campo e de geocronologia pelo método de Rb-Sr, em rocha total, uma seqüência de intrusão de plútons relacionados à zona de cisalhamento principal, desde os sin-cinemáticos, intrudidos ao redor de 630 Ma, até os pós-cinemáticos, ao redor de 545 Ma. As suítes presentes incluem : (i) suítes bi-modais, com dioritos potássicos associados a granodioritos/monzogranitos; (ii) uma suíte shoshonítica a álcali-cálcica, com componente máfico composto por jotunito; (iii) uma suíte alcalina, incluindo-se fácies com faialita sem ferrosilita, e outra com ferrosilita sem faialita (mangeritos e charnockitos); e (iv) suítes leucograníticas.

A seguir, o Prof. Dr. C. J. Archanjo liderou uma equipe que investigou a anisotropia da susceptibilidade magnética da fácies Umarizal, portadora de faialita. O ex-aluno de Graduação da UFRN, depois aluno de Pós Graduação do IAG-USP, R. I. F. Trindade, desenvolveu uma pesquisa sobre um dos corpos considerados tardi-cinemáticos por Galindo *et al.* (1995). Essas pesquisas, com enfoques sobre mecanismos de intrusão, estimularam a retomada dos trabalhos, agora de cunho mais

específico, dirigido ao entendimento das condições físico-químicas de cristalização dos plútons, bem como a datação precisa dos eventos.

Archanjo *et al.* (1998) argumentaram que a intrusão do corpo composto pela fácies portadora de faialita é um *sill* que ocupa uma cavidade formado em consequência de movimentos tardios de extensão. Trindade *et al.* (1997) demonstraram que um plúton considerado por Galindo *et al.* (1995) como tardi-cinematóico com base em critérios estruturais foi, na verdade, sin-cinematóico. Em discussões com os outros pesquisadores, foi debatida a possibilidade que o magma ascendeu através de uma fratura dilatacional do tipo Riedel, desenvolvida em decorrência dos movimentos maiores da zona de cisalhamento principal. Após ascensão através da fratura extensional, para ocupar a sua posição atual o magma sofreu um processo de expansão essencialmente lateral, aproveitando talvez a descontinuidade entre gnaisses do embasamento e da cobertura metassedimentar.

Subsequentemente, datações U/Pb (zircão e titanita) para duas intrusões obtidas por Trindade *et al.* (1999) mostraram que o granito mais antigo é mais novo do que a idade obtida pela isócrona Rb/Sr em rocha total, reduzindo sua idade de ~630Ma para ~580Ma. Uma reavaliação dos dados referentes às razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ calculadas para 580 Ma demonstram que o sistema Rb-Sr foi afetado pelo processo de mistura de magmas. As idades U-Pb (zircão) e Rb-Sr (rocha total) para o segundo plúton são concordantes, e de fato, o sistema Rb-Sr satisfaz a exigência para datação isocrônica bem sucedida.

Da intrusão com faialita, considerada a mais nova, duas frações não magnéticas de cristais com morfologias apropriadas de cristalização a temperaturas > 800°C (Pupin, 1981) foram cuidadosamente separadas e examinadas por cátodo-luminescência e por microscópio eletrônico de varredura com sistema de dispersão de energia, para verificar se os cristais possuem núcleos herdados, para investigar a natureza da zonação dos cristais, e para medir os teores de HfO_2 na verificação da provável faixa de temperatura de cristalização dos cristais (Pupin, 1992). Os cristais foram considerados satisfatórios para utilização. As idades U-Pb de ~593 Ma para composições isotópicas essencialmente concordantes, obtidas no CPGeo-USP, sugerem que esta intrusão é a mais antiga dos corpos ígneos datados na região! Este problema permanece sob investigação. A falta de afloramento em áreas críticas, perto da zona de cisalhamento maior, todas recobertas por sedimentos meso-cenozóicos, ou

por solos, oculta as verdadeiras relações geológicas. Entretanto, a 300-400 m do suposto traçado da zona de cisalhamento, o *sill* não é deformado.

As pesquisas em andamento incluem tentativas de traçar a evolução petrogenética dos magmas charnockitóides com base na utilização de geotermobarômetros (McReath *et al.*, 2000; e em preparação final), pois a intrusão do magma pode ter ocorrida após longa ascensão dentro da crosta, facilitada pela ação ou pela presença das zonas de cisalhamento.

3.2.1.4 Faixa Sergipana, Bahia-Sergipe. Durante suas pesquisas sobre a evolução da Faixa Sergipana na borda Nordeste do cráton São Francisco, o Prof. Dr. Ian Davison do Departamento de Geologia e Geofísica Aplicada do Instituto de Geociências da UFBA percebeu a possibilidade de estabelecer pelo menos um ponto cronológico na evolução dessa faixa através da datação de granitóides sin- a tardi-tectônicos que a intrudem. Um tipo importante na Faixa a Leste da Bacia de Tucano é representado pelo plútons de Coronel João Sá e de Nossa Senhora da Glória. Na literatura, havia descrições apenas resumidas destes plútons.

Viagens de reconhecimento dos dois corpos revelaram grande interesse petrogenético pelas zonações faciológicas constatadas nos corpos, bem como pela presença de encaves máficos a félsicas, principalmente na parte central do plúton ao redor da cidade de Coronel João Sá. Além disso, há muitos marcadores de orientações preferenciais desenvolvidas durante a fase de fluxo magmático, bem como outras texturas que resultam da cristalização essencialmente *in situ*, após a parada do fluxo magmático.

Elaborou-se um projeto de Dissertação de Mestrado, a ser desenvolvido pela aluna de Pós Graduação em Geociências, Joselisa M. Chaves, que passou a fazer parte do projeto do Departamento de Geoquímica da UFBA, sobre "Granitóides da Bahia". Através de colaboração com o Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, foram obtidas análises do sistema Rb-Sr em rocha total, complementando-se assim os dados já obtidos por geólogos da CPRM. Foram obtidas, também, análises de elementos maiores e traços, visando complementar os dados já disponíveis.. Os resultados e discussões preliminares foram apresentados por Chaves *et al.* (1989) e Chaves (1991).

Discussões com o Prof. Dr. A. N. Sial com relação às pesquisas sobre granitóides brasileiros nordestinos estimularam uma reavaliação dos dados já obtidos,

e a obtenção de novos dados petrográficos sobre os encraves máfico-intermediários microgranulares. Esta reavaliação resultou no artigo de McReath *et al.* (1998), que identificaram duas populações de rochas com base nas composições isotópicas de Sr. De um modo geral, as populações isotopicamente diferentes incluem rochas similares, petrograficamente. Entretanto, a população mais radiogênica concentra-se numa parte do plúton que inclui as rochas mais félsicas, e que contém poucos encraves máficos. Foi proposto que um componente máfico, derivado da fusão parcial de manto enriquecido em LILE e HFSE, está envolvido na petrogênese, e que a petrogênese foi influenciada pela complexidade do sistema de alimentação magmática.

3.2.2 Granitóides neoproterozóicos do Sudeste brasileiro

Essas pesquisas estão sendo realizadas em colaboração com os pesquisadores R. Machado (USP) e grupo, e J. C. Mendes (UFRJ). A primeira pesquisa está sendo desenvolvida sobre a geoquímica de gerações de granitóides brasileiros do Rio de Janeiro, enquanto a segunda enfoca padrões dos elementos LILE e HFSE, e de isótopos de Sr e Nd em charnockitóides brasileiros de dois plútons no Espírito Santo.

3.2.3 Granitóides paleoproterozóicos e mesoproterozóicos da Bahia

3.2.3.1 Embasamento do cinturão de xistos verdes do Rio Itapicuru. Mapeamentos efetuados pela CPRM permitiram separar granitóides não deformados em meio de gnaisses e migmatitos, supostamente arqueanos a (paleo)proterozóicos. Datações U-Pb em zircão (Gaal *et al.* 1987) demonstraram a idade transamazônica de alguns dos "gnaisses". Observações feitas durante trabalhos de reconhecimento regional realizados pelo grupo de pesquisadores do projeto "Granitóides da Bahia", por outro lado, mostraram que parte dos "migmatitos" - inclusive, o "gneisse" datado - corresponde na realidade a granitos deformados, colocados de maneira sincrônica a movimentos das zonas de cisalhamento regionais. Outras observações permitiram a identificação de várias intrusões, agrupadas de acordo com critérios estruturais em tipos tardi e pós-tectônicos. A região passou a ser um dos alvos principais do projeto "Granitóides da Bahia". O candidato responsabilizou-se no início do projeto pelo mapeamento em escala de semi-detelhe de uma área a sul do Rio Itapicuru, enquanto o Prof. Dr. P. Sabaté dedicou-se às pesquisas petro-estruturais. Os resultados dessas

pesquisas preliminares foram relatados por Silva *et al.* (1984a, b), Sabaté *et al.* (1987) e McReath *et al.* (1988).

Os critérios estruturais utilizados incluíram: (i) a análise dos estilos de deformação de veios intrudidos sequencialmente num corpo granítico enquanto ele sofria deformações; e (ii) o estilo micro-estrutural da deformação de orientações minerais por zonas de cisalhamento pequenas desenvolvidas em rochas incompletamente solidificadas, em que boa parte dos minerais anisotrópicos, especialmente a biotita, sofreu deflexões progressivas de suas orientações, sem o desenvolvimento de deformações como *kink bands* ou quebras. Foram caracterizados:

(i) Os corpos sin-tectônicos em relação a movimentos ocorridos ao longo das zonas de cisalhamento regionais que foram intrudidos no estado magmático, e subsequentemente comprimidos ou achatados nos estados visco-plástico a rúptil, conforme atestado por estudos inéditos de Sabaté das morfologias e da orientação de fenocristais e fenoblastos de feldspatos. As orientações internas dos corpos concordam com as orientações regionais das rochas hospedeiras.

(ii) Os corpos tardi-tectônicos foram intrudidos sob condições que conduziram ao desenvolvimento de fortíssimas orientações preferenciais magmáticas. De um modo geral, estas orientações magmáticas concordam com as orientações regionais. Houve superposição de orientações tectônicas, desenvolvidas no estado sólido, apenas em zonas localizadas.

(iii) Os corpos pós-tectônicos geralmente apresentam fortes orientações magmáticas apenas localmente, por exemplo, nas vizinhanças de condutos alimentadores. As orientações, quando presentes, discordam das estruturas regionais. Em alguns casos, é possível identificar planos de orientações, desenvolvidos no estado magmático, que serviram de condutos para a percolação dos fluidos gerados durante as fases tardi e pós-magmática.

As associações ígneas evoluíram, partindo de uma associação bimodal (máfica-félsica) nos plútons sin-tectônicos. Nesta associação, o componente máfico ocorre predominantemente como diques sin-plutônicos, deformados juntos aos granitos hospedeiros. Há exemplos em que o dique, incompletamente consolidado, ficou dispersado como uma nuvem de cristais máficos, dentro do granito. As composições químicas são toleítica a transicional, esta com enriquecimento dos elementos alcalinos. A parte félsica é mais complexa. Um dos componentes félsicos é

monzonítico a monzogranítico, transicional entre cálcio-alcalino e álcali-cálcico, enquanto o outro é cálcio-alcalino, granodiorítico.

Há outra associação bimodal, máfica-félsica, que ocorre num pluton tardi-tectônico que foi investigado detalhadamente. Neste plúton, o componente máfico é representado por enxames de encraves, apenas. Os encraves incluem tipos cumuláticos e microgranulares, com aspectos que acusam os efeitos de mistura de magmas (Nascimento & Sabaté, 1996). Investigações isotópicas revelaram uma situação bastante complexa (Sabaté *et al.* 1990). O componente félsico é quartzo-monzonítico/ quartzo-sienítico a monzogranítico/sienogranítico. A mesma associação, sem os encraves cumuláticos, é presente num outro corpo, de exposição muito pobre e, conseqüentemente, pouco estudado.

Há duas associações nos plútons pós-tectônicos. Uma é essencialmente félsica composta por monzogranitos cinzentos. A segunda associação é alcalina, bimodal, e contém lamprófiros (Conceição *et al.*, 1995).

3.2.3.2 Cinturão charnockítico na margem norte do Complexo Jequié, BA. Estimulado pela paisagem exótica vista da estrada BR-116 no trecho entre o Rio Itapicuru e a cidade de Milagres, o candidato iniciou uma pesquisa sobre os gnaisses e granitóides neste cinturão, que contorna a borda norte do Complexo Jequié e vai de encontro com o cinturão granítico Flamengo-Vitória da Conquista (ver 3.2.3.3 a seguir). Em mapas da CPRM, consta a presença de gnaisses granulíticos e de migmatitos. Entretanto, reconhecimento revelou a presença de charnockitos gnaissicos em corpos próximos à estrada. Subsequentemente, detalharam-se algumas áreas desse cinturão entre as cidades de Amargosa e Iaçú.

Embora os charnockitóides representem alguns dos plútons de maior expressão, não são o único tipo granítico presente. Foram encontrados na região da escarpa da borda norte do Complexo Jequié: (i) hornblenda-biotita quartzo-monzonito a monzogranito profirítico, recortado por veio e diques pegmatíticos; (ii) leucogranitos com ou magnetita, ou biotita±moscovita, ou granada como minerais varietais. A variação mineralógica constatada talvez resulte de variações da pressão parcial d'água e do oxigênio durante a cristalização; e (iii) aplitos extremamente pobres em minerais escuros.

3.2.3.3 Cinturão granítico de Flamengo a Vitória da Conquista, Centro-Leste da Bahia. Depois de participar do reconhecimento descrito na seção anterior, o aluno de

Pós Graduação em Geociências, opção Geoquímica, P. C. d'Á. Fernandes, optou por trabalhar sobre um plúton charnockítico que ocorre na área de interseção entre o cinturão charnockítico já citado, e o cinturão granítico Flamengo-Vitória da Conquista, como uma contribuição ao projeto Granitóides da Bahia. Com a chegada do Prof. Dr. G. Giuliani para fazer parte do grupo de docentes/pesquisadores, participante neste projeto, definiu-se como um segundo enfoque importante do trabalho, a mineralização do molibdênio, conhecida há bastante tempo, porém nunca pesquisada a fundo. Na mesma época, deu-se início a uma cooperação entre o Departamento de Geoquímica da UFBA e o Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA, que permitiu a inclusão de uma estudo geocronológico do plúton.

Os resultados principais destes trabalhos forma comunicados na Dissertação de Fernandes (1991), e em várias comunicações a reuniões nacionais e internacionais (Fernandes *et al.*, 1990, 1992a,b,c, 1993, 1996)

3.2.3.4. *Plutônicas da bacia do Rio Paramirim.* Esta pesquisa foi citada, brevemente, na seção 2.2.4.1. O seu interesse reside na demonstração da possibilidade de que houve importante plutonismo máfico, acompanhando o plutonismo félsico, este de tendência transicional a alcalina, e que apresenta muita coisa em comum com as rochas vulcânicas da região.

3.3 Conclusões

O estudo de granitóides apresenta muitas dificuldades, devido à complexidade de muitos dos plútons formados por estas rochas. Estas complexidades abrangem, desde aspectos estruturais (internos e externos) dos corpos até suas composições isotópicas. O sucesso na aplicação de qualquer ferramenta de estudo resulta apenas quando a evolução plúton ocorreu sob condições que tornam a utilização da ferramenta escolhida, válida. Assim, por exemplo: não é muito útil usar determinado geotermobarômetro que se reajusta facilmente em decorrência do resfriamento lento do corpo, para deterimnar as condições de cristalização inicial dos minerais precoces. É inútil aplicar um geotermômetro cuja base é a saturação do magma em determinado magma, quando a saturação neste componoente não foi alcançada no magma estudado.

Por outro lado, com a utilização de ferramentas adequadas a cada caso, pode-se chegar a conclusões interessantes. Ao mesmo tempo, é bom lembrar que estas

conclusões pode permanecer válidas apenas até a obtenção de novos resultados por outros métodos de estudo!

3.4. Referências bibliográficas

- ARCHANJO, C. J.; MACEDO, J. W.; GALINDO, A.C. & ARAÚJO, M. G. S., 1998. Brasiliano crustal extension and emplacement fabrics of the mangerite-charnockite pluton of Umarizal, North-east Brazil. *Precamb. Res.*, **87**: 19-32
- BASEI, M. A. S.; McREATH, I & SIGA Jr., O., 1998. The Santa Catarina granulite complex of Southern Brazil: A review. *Gond. Res.*, **1**: 383-391
- CHAVES, J. M., 1991. *Maciços Cel. João Sá e Glória: Petrologia e geoquímica de granitóides do Domínio Macururé, Faixa Sergipana (NE do Brasil)*. Dissertação inédita de Mestrado, Universidade Federal da Bahia, Salvador. 153 p.
- CHAVES ET AL. 1989
- CONCEIÇÃO, H.; RIOS, D. R. & ROSA, M. L. S., 1995. Petrologia da associação sienito-lamprófiro: caso da intrusão de Morro do Afonsa (*greenstone belt* do Rio Itapicuru, Bahia). *Geochim. Brasil.*, **9**: 91-109
- FERNANDES, P. C. d'Á., 1991. *Geoquímica e mineralizações de molibdênio de granitos e charnockitos transamazônicos, Itaberaba, Bahia*. Dissertação inédita de Mestrado da UFBA.
- FERNANDES, P. C. d'Á.; McREATH, I. & LAFON, J.-M., 1990. Uma idade transamazônica para o magmatismo, metamorfismo e deformação na borda norte do núcleo de Jequié (Itaberaba, Bahia). 36 Congr. Bras. Geol., Natal. *Anais*.
- FERNANDES, P. C. d'Á., GIULIANI, G. & McREATH, I., 1992a. Metamorfismo de alto grau e anatexia no limite norte do Núcleo Jequié, Itaberaba, Bahia. 1 Simp. Regional Geol. Bahia-Sergipe, *Anais*, pp 101-104
- FERNANDES, P. C. d'Á., GIULIANI, G. & McREATH, I., 1992b. O distrito urano-molibdenífero transamazônico de Itaberaba, Bahia. 1 Simp. Regional Geol. Bahia-Sergipe, *Anais*, pp 141-143

- FERNANDES, P. C. d'Á., McREATH, I. & GIULIANI, G., 1992c. O maciço transamazônico de Pedra d'Água (Itaberaba, Bahia): um charnockito peraluminoso de fonte crustal. 1 Simp. Regional Geol. Bahia-Sergipe, *Anais*, pp. 155-159
- FERNANDES, P. C. d'Á., McREATH, I. & GIULIANI, G., 1993. Petrogenesis and Mo, W mineralizations in early Proterozoic charnockites and granites from the Itaberaba district (Bahia, Brazil). "Workshop"sobre Magmatismo e Mineralizações, Acad. Bras. Cien., *Resumos*, pp. 62-65
- FERNANDES, P. C. d'Á., McREATH, I. & GIULIANI, G., 1996. Uranium and molybdenum mineralization of early Proterozoic charnockites and granites of Itaberaba, Bahia, Brazil. GAC/MAC Joint Meeting, Winnepeg. *Program Absts.*, p. A-29
- FIGUEIREDO, M. C. H.; McREATH, I.; BASEI, M. A. S. & MANTOVANI, M. S. M., 1997. Geochemistry of Santo Catarina granulite rocks, Southern Brazil: A model of differentiation from high alumina basalt. *Rev. Bras. Geoc.*, **27**: 33-40
- GAAL, G.; TEIXEIRA, J. B. G.; DEL REY, J. M. H. & SILVA, M. G. da, 1987. New U-Pb data from granitoids reflecting early Proterozoic evolution in Northeast Bahia-Brazil. *In: 1 Internat. Symp. Granites Assoc. Mineraliz.*, Salvador. *Extended Abstracts*. (Obs.: O segundo autor gentilmente cedeu cópia da versão preliminar do relatório inédito, usado de base para este resumo, que foi comunicado, mas não publicado).
- GALINDO, A. C., 1982. *Estudo petrológico do corpo granítico de Monte das Gamaleiras - RN/PB*. Dissertação inédita de Mestrado, Universidade Federal de Pernambuco, Recife.
- GALINDO, A. C., 1993. *Petrologia dos granitóides brasileiros da região de Caraúbas - Umarizal, Oeste do Rio Grande do Norte*. Tese inédita de Doutorado, Universidade Federal do Pará, Belém. 319 pp.
- GALINDO, A. C.; DALL'AGNOL, R. ; McREATH, I.; LAFON, J.-M. & TEIXEIRA, N., 1995. Evolution of Brasiliano-age granitoid types in a shear zone environment, Umarizal-Caraúbas region, RioGrande do Norte, Northeast Brazil. *Jour. South Amer. Earth Sci.*, **8**: 79-95

- JARDIM DE SÁ, E. F.; LEGRAND, J.-M. & McREATH, I., 1981. "Estratigrafia" de rochas granitóides na região do Seridó (RN-PB) com base em critérios estruturais. *Rev. Bras. Geoc.*, **11**: 50-57
- JARDIM DE SÁ, E. F. *et al.*, 1997. Syntectonic alkalic granites emplaced in a Brasiliano-age strikeslip/extensional setting (eastern Seridó belt, NE Brazil). In: 11 Internat. Symp. Granites Assoc. Mineraliz., Salvador. *Extended Abstract Program*, pp. 310-312
- MARIMON, M. P. C., 1990. *Petrologia e litogeoquímica da seqüência vulcanossedimentar de Brejo Seco, Município de São João do Piauí, Estado do Piauí*. Dissertação inédita de Mestrado, Universidade Federal da Bahia.
- McMURRY, J., 1982. *Petrology and Rb-Sr geochemistry of Monte das Gamaleiras and Dona Inês plutons, northeastern Brazil*. Tese inédita de Mestrado, Universidade de Texas, Austin. 180 pp.
- McREATH, I., 1963. *The determination of strontium and barium in the rocks of the Skaergaard Intrusion by X-ray fluorescence analysis*. Relatório inédito de Graduação, Universidade de Oxford, Inglaterra.
- McREATH, I., 1985. Magmatismo intracratônico proterozóico da bacia do Rio Paramirim. "Workshop", Granitogênese e Mineralizações Associadas, NEG/CNPq, Caruaru, PE, *Resumos*.
- McREATH, I. & PERRIN, P., 1979. Corpos circulares e sub-circulares na área divisória dos Estados do Rio Grande do Norte e da Paraíba. In: IX Simp. Geol. Nordeste (Natal). *Bol. No. 7 (Atas)*: p. 52-55
- McREATH, I. & SABATÉ, P., 1987. Granitoids of the State of Bahia: a review. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**: 404-414
- McREATH, I.; SABATÉ, P. & MASCAREMHAS, O. M., 1988. Granitóides sintectônicos transamazônicos nos terrenos de médio-alto grau a oeste do "greenstone belt" do Rio Itapicuru-BA. VII Congr. Latino-Americano Geol., Belém. *Atas*, V. 1: p. 560-566.
- McREATH, I.; LAFON, J.-M.; DAVISON, I.; CHAVES, J. M. & CONCEIÇÃO, H., 1998. Late tectonic Brasiliano-age granitoids in the Sergipana fold belt: The Coronel João Sá pluton and its implications. *Jour. Sth. Amer. Earth Sci.*, **11**: 51-66

- McREATH, I.; GALINDO, A. C. & DALL'AGNOL, R., 2000. The Neoproterozoic Umarizal Igneous Association, NE Brazil, and the implications for the genesis of A-type granites. Resumo aceito para apresentação ao IGC, Rio de Janeiro.
- NASCIMENTO, H. A. de, & SABATÉ, P.O., 1996. Significado dos encraves máficos numa intrusão monzonítica, Bahia, Brasil. *In*; 39 Congr. Bras. Geol., Salvador. *Resumos Vol. 2*.
- PUPIN, J.-P., 1981. Zircon and granite petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **73**: 207-220
- PUPIN, J.-P., 1992. Les zircons des granites océaniques et continentaux: coplage typologie-géochimie des éléments en traces. *Bull. Soc. géol. France*, **163**: 485-507
- SABATÉ, P. McREATH, I. & GIULIANI, G., 1987. Plutonic associations of Northeast Bahia. Int. Simp. Granites Associated Mineralizations, Salvador. *Excursion Guides*, p. 91-122
- SABATÉ, P.; CAEN-VACHETTE, M.; MARINHO, M. M.; VIDAL, Ph & SOARES FILHO, C. P., 1990. Dados isotópicos Rb-Sr e Sm-Nd da intrusão monzonítica a 2,0Ga de Cansanção (Bahia, Brasil), implicações sobre as fontes. *In*: 36 Congr. Bras. Geol., Natal. *Bol. Resumos*, p. 163
- SILVA, G. V. M. da, McREATH, I. & SABATÉ, P., 1984A. Granitóides da Bahia a leste do Rio São Francisco. 11 Simp. Geol. Nordeste, Natal. *Resumos*.
- SILVA, G. V. M.; SABATÉ, P. & McREATH, I., 1984b. Granitóides transamazônicos da Bahia: tendências petrológicas e relações geotectônicas. 33 Congr. Bras. Geol, Rio de Janeiro. *Resumos*
- TRINDADE, R. I.F.; ERNESTO, M.; ARCHANJO, C. J. & USSAMI, N., 1997. Emplacement of flattening-plane oriented plutons on shear zones: the case of the Tourão mafic (western Seridó belt, NE Brazil). II Inter. Symp. Granites Assoc. Mineralizations, Salvador. *Extended Abst. Program*, pp.327-328
- TRINDADE, R. I. F.; DANTAS, E. L.; BABINSKI, M. & VAN SCHMUS, W. R., 1999. Short-lived granite magmatism along shear zones: Evidence from U-Pb zircon and sphene ages of Caraubas and Tourão granites. *In*: II. Simp. Sul. Amer. Geol. Isot., Córdoba, Argentina. *Actas*, p. 143-144
- WAGER, L. R. & BROWN, G.M., 1967. *Layered Igneous Rocks*. Freeman, São Francisco.

CAPÍTULO 4: ANÁLISE DE ROCHAS E MINERAIS

"Nunca saberemos a verdadeira concentração de qualquer elemento nesses padrões" (Fairbairn 1951)

4.1 Comentários preliminares

Antes da primeira guerra mundial todas as análises químicas eram feitas por via úmida aproveitando-se, principalmente, de procedimentos gravimétricos. Em muitos casos, o teor de Al_2O_3 era determinado por diferença, por não haver outra opção satisfatória. Os álcalis eram determinados por métodos gravimétricos por procedimentos que exigiam extremo cuidado por parte do analista. Era comum, entretanto, aplicar rigor no controle de qualidade, fazendo-se duplicatas e controlando o somatório dos óxidos dentro de limites rígidos. Manteve-se essa rigidez nas análises obtidas até logo depois da segunda guerra mundial, num período em que os métodos instrumentais (colorimetria, espectrofotometria) começaram a ser usados.

A partir do fim da segunda guerra mundial, houveram vários avanços na química analítica. Um avanço importante no que se diz respeito à determinação dos elementos-traço foi dado através da aplicação de espectrografia de emissão de arco de corrente contínuo (EE; ver, por exemplo, Nockolds e Allen, 1953). De um modo geral, EE permitia a determinação das concentrações de muitos elementos na faixa de 10-1000 p.p.m. As limitações principais são a estabilidade do arco durante cada análise, e de análise para análise, bem como pela a reprodução exata das condições da revelação das placas espectrográficas, e da leitura das densidades das imagens das linhas de emissão registradas pelas placas. Além disso, questiona-se se as pequenas quantidades de amostra usadas (geralmente, <100 mg) representam a amostra coletada no campo. Há grandes problemas com a determinação daqueles elementos, presentes em traços na rocha, que se concentram em minerais acessórios, como é o caso, por exemplo, do zircônio, concentrado pelo zircão.

Este avanço na obtenção das concentrações dos elementos em traços se deu na mesma época em que ampliou-se a utilização de métodos colorimétricos e espectrofotométricos na determinação de alguns elementos maiores. Ao mesmo tempo, começou-se o controle da qualidade das análises através dos programas comparativos de análises de padrões internacionais, com a distribuição dos dois primeiros padrões, o granito G1 e o diabásio W1, pelo Serviço Geológico dos Estados

Unidos. No início, os resultados eram, ao mesmo tempo, desanimadores e encorajadores (Fairburn *et al.*, 1951). Desanimadores, porque alguns laboratórios conseguiram resultados muito longes dos obtidos por outros laboratórios. Encorajadores, porque laboratórios bem conceituados produziram resultados bastante semelhantes.

Na análise química de rochas e minerais, os anos 60 caracterizaram-se pela difusão dos métodos de espectrometria de fluorescência de raios-X (EFRx) e de espectrofotometria de absorção atômica (EAA) na determinação de elementos maiores e em traços. Com a introdução dos discos fundidos, eliminam-se ou reduzem-se ao mínimo os efeitos de matriz, muito complexos em rochas. Permite-se, portanto, aproveitar as características da EFRx, conhecidas desde a década anterior, que favorecem a obtenção de resultados precisos, tanto para os elementos maiores, usando-se curtos tempos de contagens, como para os elementos em traços, através do ajuste para maior do tempo de contagem.

McReath (1972) estendeu o método do disco fundido para analisar pequenas quantidades (<200mg) de minerais puros, separados por meios físicos, com êxito. De um modo geral, os resultados concordaram com os obtidos por microsonda eletrônica, com determinações ópticas de minerais como a olivina magnésiana e o plagioclásio cálcico, e com análises de outras alíquotas das mesmas amostras.

Nessa época também, a EAA passa pelo ciclo, comum a praticamente todos os métodos instrumentais novos: (i) divulgação pelos descobridores/desenvolvedores dos princípios do método, e de alguns resultados (geralmente, suficientemente impressionantes para chamar a atenção) obtidos em equipamentos experimentais; (ii) lançamento dos primeiros equipamentos comerciais (no caso aqui discutido, adaptações de outros equipamentos já existentes); (iii) fase de decepção do usuário comum, aliada ao descobrimento e à solução pelo menos parcial, de alguns problemas fundamentais; (iv) lançamento da segunda geração de equipamentos, e aplicação crescente do método em análises de materiais geológicos, devido a sua sensibilidade na detecção e na medição de uma ampla gama de elementos, usando-se preparações das amostras mais adequadas, e tratamento computadorizado dos dados de intensidade crua, para compensar efeitos de matriz, etc.

Nessa década, foi distribuída a segunda série de padrões internacionais do USGS (Flanagan 1969). A seguir, a busca de métodos cada vez mais seinsíveis

resulta na introdução de espectrometria de emissão óptica com fonte de plasma com acoplamento indutivo (EEA-PAI) e, na década atual, espectrometria de massas com fonte de plasma (EM -PAI). A lista de elementos determinados cresce, dos 20-25 reportados nos anos 60 aos 45-50 elementos nos dias atuais, enquanto os limites de detecção decrescem sucesivamente até, em alguns casos, a casa de algumas partes por bilhão.

4.2 Verificações dos desempenhos de métodos de rotina

A Tabela 4.1 apresenta uma compilação de resultados selecionados referentes ao padrão G1. Nota-se que os resultados obtidos pelos melhores laboratórios em 1960 através dos métodos então disponíveis (via úmida, EEA, etc.) são, na sua maioria, indistinguíveis do obtidos pelos métodos mais novos. Estes, entretanto, deixam um maior número de elementos ao alcance do geoquímico.

A Tabela 4.2 apresenta dados obtidos por uma combinação de EFRx e EEA, principalmente, no início da década de 70 pelo autor e outros pesquisadores, bem como os valores recomendados naquele tempo e hoje, para os padrões AGV-1 (andesito) e BCR-1 (basalto). É provável que o performance alcançado represente o performance típico dos bons laboratórios analíticos da época.

Finalmente, a Tabela 4.3 reporta valores obtidos durante os últimos três anos, por EFRx e EEA-PAI nos laboratórios do DMP/IGc-USP pelo autor e outros pesquisadores para alguns padrões distribuídos durante as décadas de 70 e 80. É possível verificar que, para muitos elementos, os valores obtidos pelos pesquisadores do IGc-USP são praticamente indistinguíveis dos valores recomendados, levadas em conta as precisões vigentes. Há, é claro, espaço para melhorias, que podem resultar: (i) da utilização de discos fundidas para a determinação de SiO_2 e Al_2O_3 por EFRx; (ii) da homogeneização mais eficiente da amostra em pó e ligante na preparação das pastilhas prensadas; e (iii) na separação de calibrações específicas para rochas ultramáficas/máficas, intermediárias e félsicas, combinada ao aumento do tempo de contagem para aqueles elementos cujas concentrações aproximam-se às do limite de detecção.

Pastilhas prensadas: a partir de amostra em pó "micronizado" durante 20 - 30 min em moinho do tipo McCrone com recipiente de plástico, elementos de moagem de ágata, em meio etílico. Na prática, a granulação média final gira em torno das 2 - 4

Tabela 4.1: Valores recomendados para o padrão G1

Óxido ou elemento	(1)	(2)	(3)	Elemento	(2)	(3)
SiO ₂	72,45	72,45	72,51(0,19)	F	730	680(70)
TiO ₂	0,25	0,26	0,27(0,2)	Ga		19,5(1,5)
Al ₂ O ₃	14,30	14,29	14,23(0,21)	In	0,026	0,035
Fe ₂ O ₃	0,85	0,87	0,86(0,16)	La	150	105(16)
FeO	1,00	0,98	0,97(0,07)	Li	24	21,3(0,6)
MnO	0,025	0,03	0,03(0,01)	Mo	7	6,8(1,7)
MgO	0,45	0,41	0,36(0,07)	Nb	20	22,6(1,0)
CaO	1,35	1,39	1,37(0,06)	Ni		3,4(1,8)
Na ₂ O	3,35	3,32	3,33(0,5)	Pb		46(2)
K ₂ O	5,45	5,46	5,51(0,06)	Rb	220	214(2)
P ₂ O ₅	0,10	0,09	0,08(0,01)	Sr	280(250)	248(11)
				Ta		1,5(0,4)
Ba		1220	1080(60)	Th	52	51(7)
Be		3,3	3,0(0,3)	U	37	3,4(0,5)
Ce			173(24)	V	21	
Co		2,5 (2,2)	2,3(0,2)	W		0,43(0,04)
Cr		22	20(6)	Y	21	13,0(0,3)
Cs			1,6(0,3)	Zn		45(8)
Cu		13	12(2)	Zr	210(185)	201(23)

Óxidos em % de peso; elementos em traços, em p.p.m. (1) Fairburn *et al.* (1951); (2) Stevens *et al.* (1960); valores de consenso ou recomendados; números em parênteses, valores de arbitragem; (3) Gladney *et al.* (1991); valores em parênteses, 1 σ absoluta - para elementos maiores, em % de peso; para elementos em traços, em p.p.m.

Tabela 4.2: Resultados para os elementos maiores nos padrões AGV-1 e BCR-1

	AGV-1			BCR-1		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
SiO ₂	59,1	58,99 ₇	58,84(0,28)	54,1	54,48 ₅	54,11(0,28)
TiO ₂	1,05	1,08 ₂	1,05(0,05)	2,32	2,23 ₄	2,24(0,10)
Al ₂ O ₃	17,0	17,01 ₄	17,15(0,15)	13,6	13,65 ₇	13,65(0,25)
Fe ₂ O ₃	6,71	6,80 ₄	6,77(0,17)	13,7	13,50 ₈	13,42(0,36)
MnO	0,10	0,09 ₄	0,09(0,01)	0,19	0,17 ₆	0,18(0,01)
MgO	1,49	1,49 ₂	1,53(0,10)	3,49	3,28	3,48(0,13)
CaO	4,98	4,98 ₂	4,94(0,14)	6,99	6,95 ₂	6,95(0,15)
Na ₂ O	(-)	4,33 ₄	4,26(0,11)	(-)	3,31 ₃	3,27(0,12)
K ₂ O	2,90	2,89 ₈	2,92(0,08)	1,78	1,68 ₄	1,69(0,04)
P ₂ O ₅	0,49	0,48 ₇	0,49(0,04)	0,49	0,36 ₃	0,36(0,02)

Tabela 4.2 (cont.): Resultados para elementos em traços nos padrões AGV-1 e BCR-1

	AGV-1			BCR-1		
	(1)	(2)	(3)	(1)	(2)	(3)
Ba				790, 872	790	681(15)
Co				56, (-)	35,5	37(2)
Cr				14, (-)	16,3	16(4)
Li				19, (-)	16,9	12,9(0,4)
Ni	17,5(0,7)	17,8	16(3)	16, 18	15	13(4)
Rb	69(7,0)	89,4	67,3(0,9)	(-), 46	72,8	47,2(0,6)
Sr	657(15,8)	657	662(9)	433, 348	345	330(5)
V				418, (-)	384	407(34)
Y	18(4)	25,3	20(3)	(-), 26	46,2	38(5)
Zr	253(25)	227	227(18)	185, 193	185	190(6)

(1) Resultados obtidos por pesquisadores do Departamento de Geociências da Universidade de Leeds; elementos maiores, em disco fundido com sais de Na; elementos em traços; para AGV-1, por EFRx; para BCR-1, o primeiro resultado é por EEA (analista, I. McR.), o segundo, por EFRx; as estimativas de precisão foram obtidas por I. McR. em testes de replicação com uma amostra de controle; (2) valores recomendados de Flanagan (1969); (3) valores recomendados para BCR-1 por Gladney *et al.* (1990), e para AGV-1 por Gladney *et al.* (1992); estimativas de precisão, ver Tabela 1.

Tabela 4.3: Resultados analíticos obtidos nos laboratórios do DMP/IGc-USP para padrão JB1a

	(1)	(2)	(3)		(1)	(2)	(3)
SiO ₂	52,16	52,63	51,45	F			
TiO ₂	1,3		1,264	Ga	18		15
Al ₂ O ₃	14,51	14,26	14,07	La	37,8(2,5)	31,7(3,1)	57
Fe ₂ O ₃	9,10	9,05	9,11	Nb	27		31
MnO	0,15		0,146	Nd	25,5		24
MgO	7,75	7,94	7,64	Ni	139(15)	124(4)	138
CaO	9,23	9,23	9,29	Pb	7,2		5
Na ₂ O	2,73	2,75	2,68	Rb	41		37
K ₂ O	1,42	1,43	1,43	Sc	27,8(3,7)		28
P ₂ O ₅	0,26		0,251	Sr	443		420
				Th	8,8		11
Ba	497		552	U	1,6		1
Ce	66,1		78	V	204(16)	213	203
Co	38,6(4,2)	41,0(2,2)	40	Y	34(2,5)	20,0(1,0)	31
Cr	415		406	Zn	82,1(5)	87,7(2,9)	75
Cu	56,7(3,6)	51,3(1,5)	81	Zr	146		151

(1) valores recomendados por REFS; (valores por EEA-PAI, elementos maiores após fusão obtidos por V de A. Janassi, elementos em traços após digestão ácida por I. McReath, valores em parênteses, desvio padrão absoluto; (2) valores recomendados e, em parênteses, desvio padrão absoluto; (3) valores for FRx em pastilhas prensadas

micras. Após secagem, o pó é prensado em suporte de ácido bórico com aglutinante de álcool polivinílico 3% em meio aquoso.

As curvas de calibração são estabelecidas através da utilização de amostras-padrão internacionais. Estimaram-se os limites de detecção para os elementos-traço como a concentração do elemento analisado (c p.p.m.) necessária para produzir uma taxa de contagem de $I_{\text{fundo}} + 3\sigma_{I_{\text{fundo}}}$, onde I_{fundo} = intensidade do ruído de fundo no comprimento de onda do elemento determinado.. Na prática, alcançam-se precisões relativas de $\pm 50\%$ apenas quando a concentração do elemento presente c fica na casa de $2 - 3.c$, enquanto alcançam-se precisões relativas da ordem de $\pm 5\%$ apenas quando $c = 5 - 10.c$. O controle de qualidade é feito (i) através da utilização de padrões internacionais como desconhecidas; e (ii) através de duplicatas aleatórias de amostras desconhecidas. Foram usados seis padrões internacionais (duas máficas e quatro félsicas) para avaliar a exatidão das análises, a partir do cálculo da divergência relativa média $D = 100 \cdot \sum |(x_{\text{med}} - x_{\text{rec}})| / n \cdot x_{\text{rec}}$, onde x_{med} = concentração medida do elemento x ; x_{rec} = concentração recomendada; n = número de padrões usados no cálculo. Consideram-se as análises das duplicatas satisfatórias, quando $100 \cdot (x_i - x) / x \leq D$.

De um modo geral, resultados para os componentes SiO_2 e, especialmente, para Al_2O_3 são insatisfatórios, havendo uma tendência para viés negativos que resultam em baixos somatórios, inferiores a 98% e, muitas vezes, inferiores a 95%. Análises dos componentes TiO_2 , $\text{Fe}_2\text{O}_3(\text{tot})$, MnO , CaO , Na_2O e K_2O são satisfatórios, com valores de D na faixa $\pm 2,0\% - \pm 3,3\%$. Para MgO e P_2O_5 , os valores de D são $\pm 7,8\%$ e $\pm 8,7\%$, respectivamente.

Foram estabelecidas calibrações para 23 elementos-traço. Na prática, resultados satisfatórios (com $D < 10\%$) foram obtidos para concentrações iguais ou superiores aos respectivos limites de detecção, em rochas tanto máficas como félsicas, para apenas sete desses elementos. Bons resultados foram obtidos para Ni apenas em rochas máficas, enquanto os resultados para outros elementos (Nb, La, Ce, Nd) foram de boa qualidade apenas em rochas félsicas. Nenhum resultado de confiança foi obtido para os elementos Th, U, Cl . . .

**Tabela 4.4: Avaliação do performance
de E. F. R-x no IGc-USP em 1998-9**

Componente e método (a)	c p.p.m. (b)	D % (c)	Nº. e tipo de padrão (d)	Faixa de conc. p.p.m. (e)
SiO ₂ (1)		0,9	6 (MF)	
(2)		0,1	1 (M)	
TiO ₂ (1)		3,5	6(MF)	
Al ₂ O ₃ (1)		2,7	6(MF)	
(2)		0,1	1(M)	
Fe ₂ O ₃ (tot) (1)		3,3	6(MF)	
MnO (1)		2,0	6(MF)	
MgO (1)		7,8	6(MF)	
(2)		0,5	1(M)	
CaO (1)		2,1	6(MF)	
Na ₂ O (1)		3,1	6(MF)	
K ₂ O (1)		2,0	6(MF)	
P ₂ O ₅ (1)		8,7	6(MF)	
Ni(1)	10	2,8	1(M)	142
Co (1)	10	4,1	4(MF)	12-62
Cr (1)	10	20,1	3(MF)	60-418
V (1)	10	8,3	5(MF)	166-323
Rb (1)	10	4,3	4(MF)	41-182
Sr (1)	10	3,5	5(MF)	166-323
Ba (1)	20	6,7	5(MF)	55-849
Ga (1)	7,5	14,4	6(MF)	
Sc (1)	10	4,1	3(MF)	27-37
Y (1)	10	25,2	4(MF)	21-186
La (1)	10	18,2	4(MF)	22-59,5
Ce (1)	20	12,7	4(MF)	45,6-155,3
Nd	10	12,2	4(MF)	21,2-92,8
Zr (1)	10	9,9	5(MF)	89-787
Nb (1)	15	10,0	2(MF)	27,3-110,9
F (1)	150	13,8	4(MF)	454-2118

Anotações para a Tabela 4.4:

(a) (1) = pastilha prensada; (2) = pastilha fundida.

(b) estimativa do limite de detecção (ver texto): para elementos maiores, % em peso; para elementos-traço, p.p.m.

(c) desvio relativo (ver texto)

(d) tipo de amostra-padrão: M = máfico; F = félsico; MF = máfico a félsico.

(e) faixa de concentrações nas amostras-padrão

Alguns métodos, tais como activação neutrônica (AN) por reator nuclear ou por isótopos, ou de diluição isotópica por espectrometria de massas com fonte sólida (DI), mantêm, ainda, sua pequena penetração na análise dos elementos. Entretanto, demonstram suas vantagens de elevada sensibilidade, grande especificidade para o elemento analisado, precisão de determinação boa ou muito boa, e assim por diante. Desde cedo, foram considerados como métodos de referência ou de arbitragem quando da compilação das concentrações recomendadas para os padrões internacionais (por exemplo, Stevens e outros 1960). Entretanto, por serem métodos que exigem manuseio às vezes complexo, bem como equipamentos e periféricos numa faixa de preços bastante altos, foram adotados por poucos laboratórios como métodos de rotina para a determinação dos elementos.

4.3 Métodos analíticos especiais

4.3.1 Fluorescência da scheelita sob ondas ultra-violetas de comprimento de onda curta

No Estado do Rio Grande do Norte, encontram-se as maiores jazidas de tungstênio, na forma da scheelita, no Brasil. A concorrência dos depósitos chineses colocou as minas ativas em situação operacional precária. Ao longo do final dos anos 70 e do início dos anos 80, a Companhia de Desenvolvimento de Recursos Minerais (estadual) executou um programa de avaliação de recursos existentes e prospecção para recursos novos.

O método analítico empregado inicialmente, quando testado contra padrões de teores de W conhecidos, revelou-se deficiente, a despeito de possuir a rapidez necessária para a determinação de grandes quantidades de amostras num prazo curto. A absorção de tungstênio por sílica gelatinosa, gerada durante o ataque da amostra, resultava em valores inferiores aos recomendados. Assim, procurou-se um método alternativo para uso no programa de prospecção.

O método de contagem de pintas de ouro em concentrados de minerais pesados, obtidos por bateamento, já tinha se mostrado eficiente e rápido em etapas preliminares de prospecção para Au por técnicos da DOCEGEO. Resolveu-se, então, adaptar este método para a prospecção da scheelita. Este mineral possui uma fluorescência característica que é ativada por raios ultra-violetas de comprimento de onda curta, porém, não é ativada pelas ondas UV de comprimento longo. A scheelita

da província norterio-grandense contém, de um modo geral, uma baixa concentração de powellita (molibdato de cálcio) em solução sólida, o que confere à fluorescência uma tonalidade de branco levemente amarelada. Junto à falta de ativação da fluorescência da scheelita pelas ondas UV curtas, esta propriedade é suficiente para não haver confusão com outros minerais fluorescentes que ocorrem na região.

A contagem de pontos fluorescentes foi feita sobre uma alíquota de aproximadamente 10 g retirada do concentrado total de bateia previamente pesado. A fração da amostra representada pela alíquota, portanto, era conhecida. Espalhou-se a alíquota uniformemente sobre uma placa de Petri. Realizou-se a contagem de pontos fluorescentes numa câmara escura, primeiro, em ondas UV longas (o que corresponde à medição do branco em outros métodos ópticos) e, depois, em ondas UV curtas. O valor obtido foi corrigido posteriormente pela fração do concentrado relativo ao peso total da amostra original.

4.3.2 Catodoluminescência

O candidato foi apresentado ao método de catodoluminescência (CL) pelo Geol. B. Riffel da CBMM durante pesquisa sobre aspectos dos carbonatitos de Angola. Subsequentemente, o usou numa pesquisa sobre minerais em granitóides brasileiros nordestinos, cujos resultados foram reportados em McReath *et al.*, (1993). Nessa fase, verificou-se a possibilidade de aplicar o método ao estudo de zircões usados em geocronologia pelo método U/Pb, uma vez que o catodoluminescência ativada pelos elementos terras raras é muito sensível, pois as concentrações desses elementos necessárias para a excitação da CL são bastante baixas, e a cor da CL é caracteristicamente bastante clara. Assim, é possível investigar a zonação das ETR, que traz informações sobre a história de cristalização ou reação do zircão. Após a caracterização com luz normal, transmitida e refletida, a utilização da CL junto à determinação da distribuição do háfnio pelo microscópio eletrônico ou pela microsonda eletrônica representa poderosa ferramenta na investigação da natureza dos zircões.

Atualmente, o autor é responsável pela implantação do Laboratório de CL do IGc-USP, que conta com equipamentos para a captação de imagens de CL, e para a medição dos espectros emitidos pelos minerais presentes, para auxiliar na identificação dos elementos responsáveis para a ativação da CL.

4.4 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- FAIRBURN, H. W. *et al.*, 1951. A cooperative investigation of precision and accuracy in chemical, spectrochemical and modal analysis of silicate rocks. *U. S. Geol. Surv., Bull.* 980, pp 1-71
- FLANAGAN, F. J., 1969. US Geological Survey standards - II. First compilation of data for the new U. S. G. S. Rocks. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **33**: 81-120
- GLADNEY, R. S.; JONES, E. A.; NICHOLL, E. J. & ROELANDTS, I., 1990. 1988 compilation of elemental concentration data for USGS basalt BCR-1. *Geostand. Newsl.*, **14**: 209-359
- GLADNEY, R. S.; JONES, E. A.; NICHOLL, E. J. & ROELANDTS, I., 1992. 1988 compilation of elemental concentration data for U. S. G. S. AGV-1, GSP-1 and G2. *Geostand. Newsl.*, **14**: 111-300
- GOVINDARAJU, K., 1994. 1994 compilation of working values and sample descriptions for 383 geostandards. *Geostand. Newsl.*, **18**: 1-158
- McREATH, I., 1972. *Petrogenesis in island arcs*. Tese inédita de Doutorado, Universidade de Leeds, Inglaterra. 110 pp.
- McREATH, I.; RIFFEL, B. F. & ALMEIDA, A. R. de, 1993. Estudos de minerais acessórios no granito de Quixadá - Quixeramobim por catodoluminescência e SEM/EDS. In: XV Simp. Geol. Nordeste, Natal. *Bol. 13 (Resumos)*, p.3 373
- NOCKOLDS, S. R. & ALLEN, R., 1953. The geochemistry of some igneous rock series. *Geochim. Cosmochim. Acta.*, **4**: 105-142
- STEVENS, R. E. *et al.*, 1960. Second report on a cooperative investigation of the composition of two silicate rocks. *U. S. Geol. Surv., Bull.* 1113, p. 1-126