UNIVERSIDADE ESTADUAL de CAMPINAS - UNICAMP
INSTITUTO de GEOCIÊNCIAS
DEPARTAMENTO de METALOGÊNESE e GEOQUÍMICA

GEOLOGIA e ASPECTOS METALOGENÉTICOS do COMPLEXO ALCALINO-CARBONATÍTICO de CATALÃO II (GO)

Delzio de Lima Machado Júnior

DISSERTAÇÃO de MESTRADO

Orientador: Prof. Dr. Asit Choudhouri

Este exemplar corresponde à redação final da tese defendida por Delzio de Lima Machado Júnior e aprovada pela comissão julgadora em 4.12.91.

Asit Choudhouri

Campinas
1991

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL

GEOLOGIA e ASPECTOS METALOGENÉTICOS do COMPLEXO ALCALINO-CARBONATÍTICO de CATALÃO II (GO)

Delzio de Lima Machado Júnior

DISSERTAÇÃO de MESTRADO

Orientador: Asit Choudhouri

Co-Orientador: Fernando F. M. de Almeida

Examinador: José Caruso Moresco Danni

À Sonilda do Valle Iserhardt *in memoriam*.
Querida companheira que partilhou dos
momentos inesquecíveis do início deste trabalho

RESUMO

O Complexo Alcalino-Carbonatítico de Catalão II integra um conjunto de diversas intrusões formadas no Cretáceo Superior que contém, além de suítes carbonatíticas, kimberlitos e rochas assemelhadas, sendo conhecida por Província do Alto Paranaíba. Esta Província compreende a região sudeste de Goiás e Triângulo Mineiro, e é caracterizada não só por suas associações petrológicas, mas também pelo seu potencial metalogenético para nióbio, fosfato, titânio e diamante, entre outros bens.

Catalão II é constituído por um agrupamento de tipos petrográficos no qual foram reconhecidas quatro séries magmáticas principais, a saber: **Série dos Piroxenitos**, **Série dos Sienitos**, **Série Carbonatítica** e **Série dos Lamprófiros**. A série dos piroxenitos destaca-se pelo seu potencial para fosfato, enquanto a série carbonatítica, além dele, é importante por ser rica em nióbio, num único estágio específico conhecido por "rocha mineralizada". Uma outra fase magmática digna de nota é aquela que formou os foscoritos, que têm como maior importância o seu elevado conteúdo em fosfato, sendo também mineralizada em pirocloro.

ABSTRACT

The Alkaline-Carbonatite Complex is one of the late cretacic igneous complexes situated in Southeastern of Goiás State, and Western of Minas Gerais State region, knowned by Alto Paranaíba Province. This Province is characterized by petrologic association with kimberlite and related rocks and by metallogenic relationship for niobium, phosphate, titanium and diamonds.

Catalão II is a complex of central type that has been formed by rocks of mafic-ultramafic-carbonatite association generated in four main phases - **Piroxenite Series**, **Syenite Series**, **Carbonatitic Series** and **Lamprophyre Series** - that intruded and fenitized proterozoic metasediments. Between Syenite Series and Carbonatitic Series is a singular magmatic stage represented by phoscorites.

The Carbonatite Series is the most important, responsible for the increasing of the complex dimension. It is distributed in five well diferentiated stages, which the first one is the protolite of a niobium mineralization located in a residual soil, like the others occurrences in the Alto Paranaíba Province.

AGRADECIMENTOS

As dificuldades encontradas na realização deste trabalho só podem ser comparadas à colaboração de diversos pessoas e entidades, a quem são consignados os seguintes agradecimentos:

À Diretoria da **Mineração Catalão de Goiás Ltda.**, nas pessoas dos geólogos Luis Carlos de Assis e Manfred Luis Boecker, os primeiros a valorizar a presente pesquisa, e cuja disposição e camaradagem em todas as discussões sobre o tema, propiciaram o desenvolvimento de uma sólida amizade;

À **Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo - FAPESP**, que financiou o período inicial deste trabalho;

Ao Prof. Fernando F. M. de Almeida, pela convivência grande interesse científico e ensinamentos durante todo o período de co-orientação;

Aos professores do **Departamento de Metalogênese e Geoquímica** da **UNICAMP**, Asit Choudhouri, Alfonso Schrank Bernardino R. Figueiredo e Sônia M. Barros de Oliveira, não só pela amizade sempre presente, mas também pelo constante incentivo, necessário à condução da pesquisa;

Ao **Instituto de Pesquisas Tecnológicas do Estado de São Paulo-IPT-DGRM**, nas pessoas de Carlos Alberto Bistrichi, Celso Dal'Ré Carneiro e Dirceu Pagotto Stein, que souberam, cada qual à sua hora, reconhecer a importância deste trabalho;

Ao Prof. Koji Kawashita, extensivo a todo o corpo técnico do **CPGeo-USP**, pela amizade, profissionalismo e colaboração nas determinações isotópicas realizadas;

À Jacinta Enzweiler, do **Departamento de Metalogênese e Geoquímica da UNICAMP**, pelo cuidado e atenção envolvidos na análise litoquímica das amostras sob sua responsabilidade;

Ao Prof. José M. V. Coutinho pela amizade, presteza e colaboração precisa nos estudos petrográficos realizados, extensivo aos demais colegas do **Agrupamento de Petrologia** da **DGRM-IPT**;

À Vera Lúcia R. Salvador, do **IPEN-CNEN-DNCMQ**, pela simpatia, atenção e dedicação na determinação dos elementos traços de parte das amostras analisadas

À Cristina e Elaine pela dedicação e profissionalismo na preparação de amostras e separação de minerais;

À Mirna pelo capricho no desenho das figuras;

Aos técnicos Juarez e Dailto (**UNICAMP**) e Eli e Nilson (**IPT**) pela dedicação sempre demonstrada na preparação de seções delgadas e polidas;

À Sandra e ao Luis Celso pela ajuda na monitoração dos textos e tabelas nos microcomputadores;

À Cida e Cleusa, pela amizade e colaboração na finalização dos trabalhos;

Aos colegas da primeira turma de Mestrado do **IG-UNICAMP** Edison, Maria Luisa, Guilherme, Borges, Paulo, Lira e Gil pela convivência e amizade;

Aos colegas da **Divisão de Geologia e Recursos Minerais** do **IPT**, pelo convívio num bom ambiente profissional;

E por último na citação, mas na verdade os primeiros no tema, aos mestres da **Universidade de Brasília**, Marini, Danni, Fuck, Othon e Dardenne;

E a todos que com seu otimismo e confiança proporcionados contribuíram no sucesso deste trabalho, os nossos mais sinceros agradecimentos.

SUMÁRIO

INTRODUÇÃO 1

ASPECTOS FISIOGRÁFICOS e de CLIMA 3

GEOLOGIA REGIONAL 5

A PROVÍNCIA do ALTO PARANAÍBA 7

O ARCO do ALTO PARANAÍBA 9

GEOFÍSICA 10

GEOLOGIA LOCAL 14

GEOLOGIA do COMPLEXO 14

Rochas Encaixantes 18

Fenitos 20

Silexitos e Diques de Rocha Magnetítica 23

Manto de Intemperismo 25

Série dos Piroxenitos 26

Piroxenitos 28

Álcali Piroxenitos 29

Série dos Sienitos 31

Quartzo Sienitos 33

Álcali Feldspato Sienitos 34

Foscoritos 35

Série Carbonatítica 38

"Rocha Mineralizada" 40

Sílico Sovitos 43

Sovitos 45

Sovitos Anqueríticos 45

Alviquitos e Beforsitos 47

Série dos Lamprófiros 48

Metassomatitos 50

GEOCRONOLOGIA 58

Resultados K/Ar 61

Resultados Rb/Sr 63

Discussão dos Resultados 66

GEOQUÍMICA 69

Elementos Menores 80

Elementos Terras Raras 83

ASPECTOS METALOGENÉTICOS 87
O NIóBIO de CATALÃO II 90
REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS 95

íNDICE de FIGURAS

FIGURA 1 - Localização do Município de Catalão (GO)..... 2
FIGURA 2 - Localização dos complexos de Catalão I e Catalão II... 2
FIGURA 3 - Mapa geológico esquemático do Complexo de Catalão II (envelope anexo)
FIGURA 4 - Mapa geológico regional da Província do Alto Paranaíba (envelope anexo)
FIGURA 5 - Mapa aeromagnético da região do Alto Paranaíba.....11
FIGURA 6 - Mapa gravimétrico da região do Alto Paranaíba.....13
FIGURA 7 - Mapa aeromagnético do Complexo de Catalão II.....16
FIGURA 8 - Perfil esquemático do Complexo de Catalão II.....17
FIGURA 9 - Orientação de uma mica.....30
FIGURA 10 - Moda das Idades K/Ar para Catalão II e demais complexos da região do Alto Paranaíba.....62
FIGURA 11 - Diagrama isocrônico para rochas do Complexo de Catalão II.....65
FIGURA 12 - Isócrona mineral Rb/Sr para glimeritos de Catalão II 65
FIGURA 13 - Isócrona interna para álcali sienito de Catalão II...67
FIGURA 14 - Isócrona interna para lamprófiro de Catalão II.....67
FIGURA 15 - Diagrama Na_2O x K_2O.....73
FIGURA 16 - Diagrama de Harker.....74
FIGURA 17 - Diagrama composto (Na_2O + K_2O) x SiO_2 e CO_2 x SiO_2...76
FIGURA 18 - Diagramas ternários de variação de óxidos.....77
FIGURA 19 - Correlação TiO2 x V.....82
FIGURA 20 - Correlação TiO2 x Nb.....82
FIGURA 21 - Padrão de ETR para amostras do de Catalão II.....85
FIGURA 22 - Perfil aerocintilométrico do Complexo de Catalão II..88
FIGURA 23 - Padrão de ETR para associação carbonatítica.....92

ÍNDICE de TABELAS

TABELA 1 - Idades K/Ar para complexos da Província do Alto Paranaíba.....60
TABELA 2 - Idades por Traços de Fissão para complexos da Província do Alto Paranaíba.....61
TABELA 3 - Resultados analíticos e determinações K/Ar para rochas do Complexo de Catalão II.....62
TABELA 4 - Resultados analíticos Rb/Sr para rochas do Complexo de Catalão II.....64
TABELA 5 - Análises químicas de rochas do Complexo de Catalão II 70
TABELA 6 - Composição normativa de rochas de Catalão II.....71
TABELA 7 - Resultados analíticos de ETR para rochas do Complexo de Catalão II.....84
TABELA 8 - Análises de pirocloros.....92

PRANCHA 1.....52
PRANCHA 2.....54
PRANCHA 3.....56

"Some petrologists preferred to put their faith even in that most strange thing, a carbonate magma"
SHAND, S.J. - 1945 - *Am. J.Sci.*(243A)

INTRODUÇÃO

O presente trabalho aborda a geologia, petrografia e aspectos metalogenéticos do Complexo Alcalino Carbonatítico de Catalão II (GO).

Catalão é uma importante cidade do Alto Vale do Rio Paranaíba no sudeste goiano (FIGURA 1) de tradição agropecuária mas que, a partir de meados da década de 70, incorporou a atividade mineira em sua economia. Atualmente três empresas exploram as jazidas de nióbio e fosfato do Complexo de Catalão I: Mineração Catalão de Goiás Ltda (nióbio), Copebrás S.A. (fosfato) e GoiásFértil S.A. (fosfato). As duas primeiras pertencem ao grupo Anglo American, enquanto a última reúne capital diversificado, em sua maioria pertencente ao grupo Petrofértil e Governo de Goiás.

O presente estudo foi realizado graças à colaboração da diretoria da Mineração Catalão de Goiás Ltda., que pôs à disposição todo o acervo de testemunhos de sondagens, e a informação geológica proveniente de pesquisa mineral referente à outra jazida niobífera de propriedade do grupo, situada a 10 km a NW de Catalão I no Complexo de Catalão II (FOTO 1 e FIGURA 2).

FOTO 1 - O Complexo de Catalão II visto de SE destaca-se como um discreto ressalto morfológico.

Em função da diversidade de litotipos encontrada, ao lado da ausência de estudos específicos, o principal objetivo proposto neste

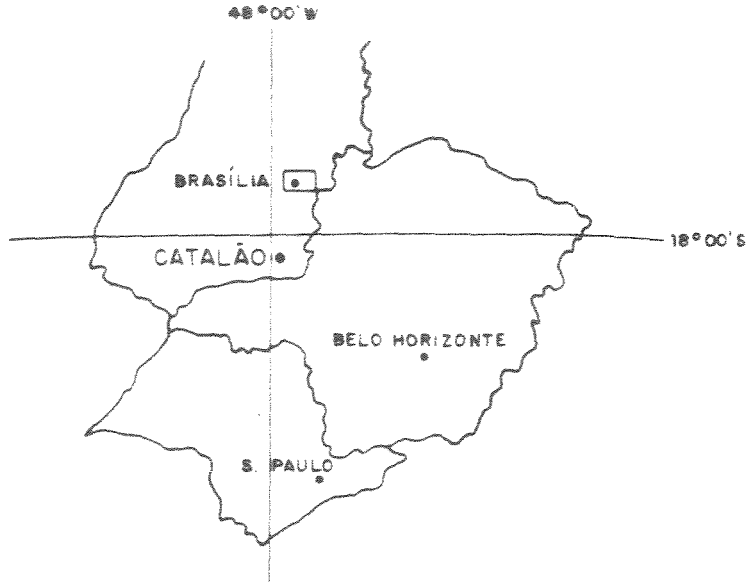


FIGURA 1 - Mapa de localização.

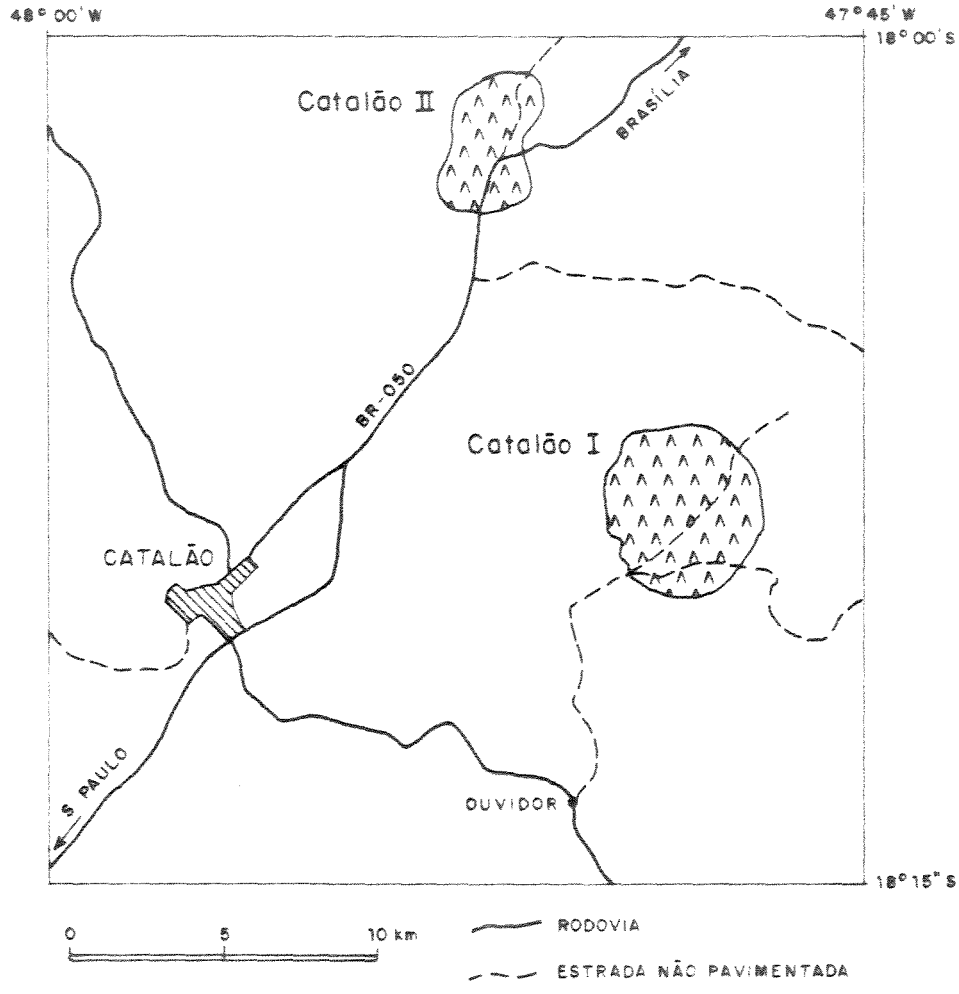


FIGURA 2 - Complexos Alcalino-Carbonatíticos de Catalão I e Catalão II.

trabalho foi o reconhecimento da história geológica do Complexo e seus aspectos metalogenéticos relacionados. Para tanto, foi realizado mapeamento geológico de superfície, identificação de todos os estágios magmáticos reconhecíveis nos tetemunhos de sondagens e na observação de afloramentos, caracterização litoquímica das principais litotipos, geocronologia e a interpretação metalogenética. Sempre que possível, todos os estudos foram comparados aos corpos semelhantes da região do Alto Paranaíba, no sentido de identificar evidências petrológicas e metalogenéticas comuns a todos eles.

ASPECTOS FISIOGRÁFICOS E DE CLIMA

A região do Alto Paranaíba está contida no amplo domínio morfoclimático do Brasil Central. Neste setor, o clima predominante é do tipo AW, na classificação de KöPPEN, que se caracteriza por duas estações: uma rigorosamente seca que vai de março-abril a setembro-outubro, e outra tomada por alta pluviosidade, no período restante. Esta condição é típica de savanas tropicais, semelhança que também é encontrada na cobertura vegetal.

As maiores extensões da região são tomadas por campos cerrados, intercalados com manchas isoladas de cerradões, quase sempre refletindo maior umidade ou uma melhor composição do solo. Nas porções norte e sul do Complexo de Catalão II, por exemplo, existem dois remanescentes de uma interessante mata mais densa, onde existem madeiras nobres como o jatobá.

Toda área trabalhada está dentro da bacia do Rio Paranaíba, que faz a divisa Minas Gerais-Goiás. Nesta região são reconhecidas inúmeras evidências da presença das superfícies de aplainamento Sulamericana (paleogênica) e Velhas (miocênica).

A Superfície Sulamericana (KING 1956) pode ser observada em boa parte do Brasil Central e, particularmente, na região do Alto Paranaíba. Constitui as maiores elevações da região dispostas segundo morros testemunhos, geralmente mantendo cotas acima de 900 m. Na área em estudo é bem representada pelos complexos de Catalão I e Catalão II, que formam feições pronunciadas em meio aos domínios de baixas amplitudes dos micaxistos proterozóicos. Catalão I mantêm-se como um platô perfeitamente aplainado numa cota pouco superior a 900 m, o que justifica a designação local de Chapadão. O principal condicionante geológico para esta feição, que é completamente distinta do padrão regional, é um anel de quartzitos circundante. A existência

destas rochas envolventes protegeu o interior daquele complexo da erosão, permitindo o aprofundamento dos perfis de alteração em sua porção interna. Já em Catalão II, a presença dos quartzitos envoltórios é mais discreta, e a possança das intrusivas menor, de vez que nem toda a região circunscrita foi tão afetada pelas mesmas como em Catalão I. Isto facilitou a implantação de uma pequena bacia que drena a porção oeste do Complexo, e que descaracterizou boa parte da superfície aplainada remanescente sobre o mesmo (FIGURA 3).

A formação da Superfície de Aplainamento Sulamericana teve decisiva imnportância na concentração mineral sobre os complexos da região do Alto Paranaíba. Inicialmente deu-se a remoção completa dos depósitos vulcânicos, o que expôs os segmentos hipo-abissais mineralizados, deixando-os expostos à laterização e enriquecimento supergênico.

A Supefície Velhas (KING *op. cit.*) foi o produto de novo ciclo de aplainamento implantando no Brasil Central, que resultou no isolamento dos testemunhos da primeira. Constitui a maior área aplainada presente na região, sendo atualmente dissecada pelas drenagens resultantes do atual ciclo erosivo.

Os testemunhos do aplainamento sulamericano são de grande importância geológica, sendo estruturados principalmente sobre unidades neocretáceas. Na FIGURA 4 há uma boa correspondência entre elas, enquanto o restante, em sua maior parte, representam domínio do Ciclo Velhas, que ocorrem mais rebaixados. No âmbito dos complexos do Alto Paranaíba sua importância é maior devido às mineralizações supergênicas que todos contém.

GEOLOGIA REGIONAL

Os complexos alcalinos do oeste mineiro e sudeste de Goiás, ao contrário de outras regiões do planeta como Península de Kola (URSS), Escandinávia e África do Sul, não se localizam numa plataforma de constituição antiga, mas sim numa faixa dobrada consolidada no neoproterozóico. Acham-se distribuídos por uma ampla área constituída por extensas coberturas dobradas que formam as faixas Uruaçu e Brasília, ambas evoluídas no segmento compreendido entre o Maciço Mediano de Goiás, a oeste, e o Cráton do São Francisco, a leste (FIGURA 4).

A Faixa Uruaçu (ALMEIDA 1968, ALMEIDA *et al.* 1976) extende-se da região do Triângulo Mineiro até o nordeste de Goiás e, tal como definida, é constituída pelos terrenos envolvidos na orogênese uruçuana (Proterozóico Médio), sendo sua maior área representada pelo Grupo Araxá. Aproximadamente na altura do paralelo 16°S a orientação geral NW presente em sua porção sul sofre brusca inflexão para NE, delineando importante feição estrutural conhecida como Inflexão do Pirineus (ARAÚJO FILHO 1981), e que divide a Faixa Uruaçu em dois segmentos, com uma diversidade de caracteres geológicos próprios a cada um deles. A metade sul do segmento meridional da Faixa Uruaçu constitui o palco das manifestações tectonomagmáticas do Cretáceo Superior, ocorridas no sudeste goiano e oeste mineiro.

Adjacente à faixa mesoproterozóica situa-se a Faixa Brasília, tida em sua definição como mais nova e evoluída durante o Ciclo Brasiliano (Proterozóico Superior) por ALMEIDA *et al.* (*op.cit.*). Aflora por toda a extensão leste da Faixa Uruaçu, embora por meio de contatos não bem marcados e com expressiva ocorrência de falhas de cavalgamentos, tendo em seu limite oriental o Cráton do São Francisco como antepaís durante a sua evolução. Em sua porção sul é composta pelas formações Vazante e Ibiá e uma área com predomínio de rochas do Grupo Bambuí, agrupadas com a designação de Subgrupo Paraopeba.

A anteriormente denominada Formação Araxá foi inicialmente definida nos arredores de Araxá (MG) como uma seqüência de epimetamorfitos predominantemente de fácies epidoto-anfibolito consistindo essencialmente de micaxistos e quartzitos, com intercalações de anfibolitos (BARBOSA 1955). Em sua constituição destaca-se a maior contribuição detrítica fina relativamente a frações ortoderivadas. Com o acúmulo de trabalhos no Centro-Oeste brasileiro,

foi logo extendida na direção norte de Goiás incluindo, deste modo, outros litotipos não definidos originariamente, passando a ser considerada mais apropriadamente como grupo.

Além do predomínio de unidades micáceas e subordinadamente quartzíticas, diversos autores reconhecem na porção basal do Grupo Araxá a existência de paragnaisses que transicionam para as primeiras (FUCK & MARINI 1981, MARINI *et al.* 1984). Entretanto, tais litotipos não têm conhecidas suas exatas espessuras devido à intensa deformação presente por toda a faixa de afloramento, contatos transicionais entre os mesmos e, no âmbito dos gnaisses, da falta de delimitação precisa devido à semelhança com granito-gnaisses do embasamento.

Magmatismo é referido para o Grupo Araxá devido a intercalações de anfibolitos, quase sempre de extensão desconhecida e encontrados em meio aos micaxistos, tal como os que existem nas porções N e SE do Complexo de Catalão II. Sem uma associação física mais clara ocorrem também diversos corpos com no máximo poucos quilômetros de diâmetro (Morro Feio, Cromínia e Pontalina) e natureza máfica-ultramáfica do tipo alpino na parte centro-sul de Goiás (MELLO & BEBERT 1969). Rochas félsicas também são relacionadas, embora de forma bem mais subordinada. PIMENTEL *et al.* (1990) referem-se a um corpo de um meta-riolito da Sequência Maratá (leste de Goiás) que forneceu resultados isotópicos U/Pb (em zircões) de 794 ± 10 Ma.

A Formação Canastra também sofreu várias interpretações desde sua proposição original (BARBOSA 1955). Inicialmente os quartzitos e filitos que a constituem foram considerados superpondo a Seqüência Araxá em discordância, devido sobretudo ao seu registro metamórfico menos intenso que o primeiro. Após ser considerada como grupo foi retomada sua proposição inicial, como uma formação do topo do Grupo Araxá (BRAUN *apud* BARBOSA *et al.* 1970a, BARBOSA *et al.* 1970b, SCHOBBENHAUS FILHO 1975, TEIXEIRA & DANNI 1978).

Uma separação clara entre as unidades constituintes do Grupo Araxá típico da Formação Canastra não é tarefa fácil, sobretudo na área em questão, onde praticamente não existem trabalhos de semidetalhe. Dos mapas existentes, derivados do trabalho de BARBOSA *et al.* (1970a) observa-se que os contatos que definem a Formação Canastra em seu limite ocidental são feitos inteiramente por meio de falhas de cavalgamentos com algumas centenas de quilômetros de extensão na direção NS, justapondo metassedimentos de mesma natureza (filitos, micaxistos e quartzitos) sem maior contraste litológico. Igualmente a falta de uma discordância estratigráfica bem nítida junto à base da

Formação Canastra segue em favor de uma história evolutiva comum entre ela e o restante do Grupo Araxá. Como exemplo, TEIXEIRA & DANNI (1978) reúnem elementos que permitem interpretar o Grupo Araxá como um depósito "flyschóide", com contribuição de clásticos psamo-psefíticos e vulcanismo andesítico caracterizando zonas tectonicamente ativas, sendo a Formação Canastra uma seqüência de ambiente plataformal, progradante sobre o primeiro.

A Formação Ibiá é outra importante unidade aflorante na região relacionada à Faixa Brasília. Reconhecida por BARBOSA *et al.* (1970a), constitui-se dominantemente por calcioxistos microdobrados dispostos sobre metaconglomerados polimíticos de matriz clorítica, localmente descontínuos, mas que afloram numa ampla extensão areal logo acima dos quartzitos Canastra. Sua idade é controvertida, tendo sido relacionada à evolução terminal das seqüências Canastra e Paranoá por CAMPOS NETO (1984) devido à natureza discordante reconhecida pelo autor sobre a primeira. Em função destas características, MARINI *et al.* (1984) a relacionam com o desenvolvimento do Grupo Bambuí (Subgrupo Paraopeba) e, portanto, integrante da Faixa Brasília.

O Grupo Bambuí também ocorre no limite NE da área em questão. Inicia-se por um conglomerado que aflora descontinuamente na área, conhecido por Conglomerado Samburá, sendo sucedido por duas seqüências argilo-carbonatadas alternadas por duas outras predominantemente terrígenas compondo a seguinte sucessão de formações: Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade, capeados por arcóseos continentais da Formação Três Marias (DARDENNE 1981, MARINI *et al.* 1984). A este conjunto MARINI *et al.* (*op. cit.*) referem-se como Subgrupo Paraopeba.

A PROVÍNCIA DO ALTO PARANAÍBA

Uma série de atributos magmáticos, tectônicos, morfológicos, geofísicos e metalogenéticos interrelacionados permitem reconhecer para a região atravessada pelo alto curso do Rio Paranaíba um segmento crustal distinto do contexto regional. Um conjunto de feições geológicas esquematizadas na FIGURA 4, atraiu a atenção de diversos pesquisadores que aí trabalharam sob os mais variados enfoques, eventualmente citando uma relação entre o tectonismo e o desenvolvimento dos complexos ígneos alcalinos da região. Tal relação, diversas vezes apontada (ALMEIDA 1967, 1971, 1972), demonstra a dupla

natureza dos fenômenos atuantes na Ativação Mesozóica (ALMEIDA 1972) por que passou a Plataforma Sulamericana durante todo o Cretáceo.

ULBRICH & GOMES (1981) reúnem argumentos de ordem petrográfica, geocronológica e regionais para o agrupamento dos complexos ígneos cretácicos da faixa Minas Gerais-Goiás numa província, dela fazendo parte duas linhagens magmáticas principais:

- a primeira, constituída por dunitos, peridotitos e piroxenitos como tipos petrográficos predominantes, inclui núcleos carbonatíticos como os complexos do Barreiro (Araxá-MG), Tapira, Serra Negra e Salitre (MG);
- a segunda é muito parecida com a primeira, mas que inclui glimeritos como tipos petrográficos silicáticos mais expressivos, e carbonatitos na forma de diques e plugs, sendo representada pelos complexos de Catalão I e II.

Do mesmo modo, ALMEIDA (1983) apresenta a Província do Alto Paranaíba como o conjunto de complexos, plugs e diques de rochas máfico-ultramáficas alcalinas situadas na região do Triângulo Mineiro e sudeste goiano, podendo conter ou não carbonatitos. Tal singularidade nos litotipos é reflexo direto do auge do tectonismo da Ativação Mesozóica geradora dos condutos profundos para os magmas mantoderivados de natureza diversa: alcalina subsaturada, lamprofírica, kimberlítica etc. Incluímos a estas designações outro fato diagnóstico exclusivo, qual seja o potencial metalogenético evidente que reforça a conotação de província.

GOMES *et al.* (1990) apresentam uma revisão acerca dos complexos carbonatíticos do Brasil em que destacam suas principais feições geológicas, entre as quais os domínios tectônicos em que se encontram. Tais autores reafirmam a presença de carbonatitos propriamente ditos como fase terminal dos grandes complexos alcalinos da região do Alto Paranaíba.

Regionalmente associados a estes complexos existem inúmeros diatremas de kimberlitos e rochas relacionadas. Além do evidente destaque econômico, de vez que parte destes corpos podem constituir-se em prováveis fontes primárias dos diamantes do Alto Paranaíba, este conjunto é de inegável importância petrológica, devido à variedade de litotipos associados. Assim são as intrusivas do Pântano (BARBOSA *et al.* 1970a, MEYER *et al.* 1991), Mata do Lenço (TALLARICO *et al.* 1991) e Sacramento (MURTA *et al.* 1966, Danni *et al* 1991). Kimberlitos típicos

são conhecidos em menor número e, ao que se sabe, acham-se centrados na região de Coromandel e Monte Carmelo (MG), na vertente sul do Rio Paranaíba. Entretanto, sabe-se da existência de "pipes" no leito do Rio Paranaíba (definitivamente submersos no lago de Emborcação) e mesmo mais para norte, até pouco a sul de Catalão (GO), infelizmente pouco conhecidos nos meios acadêmicos. De fato, diamantes de boa qualidade são conhecidos até no Rio Veríssimo, que corre a norte de Catalão (GO), o que amplia consideravelmente a área provável de ocorrência destas rochas.

A Província do Alto Paranaíba situa-se numa região que apresentou comportamento epirogênico positivo por todo o Cretáceo, como resultado da Ativação Mesozóica, constituindo o substrato dos complexos alcalinos aí desenvolvidos. Estruturalmente, foi desenvolvida numa área em que afloram rochas proterozóicas integrantes das faixas dobradas Uruaçu e Brasília, interpostas às bacias do Paraná, a SW, e Sanfranciscana, a NE, mas contendo uma parte dos seus sedimentos cretácicos (FIGURA 4).

A característica de paleorelevo ativo pode ser identificada no contorno das isópacas das formações paleozóicas da Bacia do Paraná nos trabalhos de NORTHFLEET *et al.* (1969) e ZALÁN *et al.* (1987), as quais definem a existência de um limite NE natural da grande sinéclise. NORTHFLEET *et al.* (*op.cit.*) designaram como Arco da Canastra toda a extensão NE limítrofe da Bacia do Paraná em coincidência com a designação anterior de Arco de Goiânia de MESNER & WOOLDRIDGE (1964). Na verdade, tal limite é feito por uma zona flexurada ativa até o final do Paleozóico, denominada Flexura de Goiânia por HASUI *et al.* (1975), em direção à qual se dá o acunhamento da formações paleozóicas da Bacia do Paraná, e que pode ter tido comportamento epirogênico neutro durante este período.

Posteriormente, no início do Cretáceo Inferior, a região retoma seu dinamismo, agora com maior vigor sob a influência dos fenômenos endógenos da Ativação Mesozóica.

O ARCO DO ALTO PARANAíBA

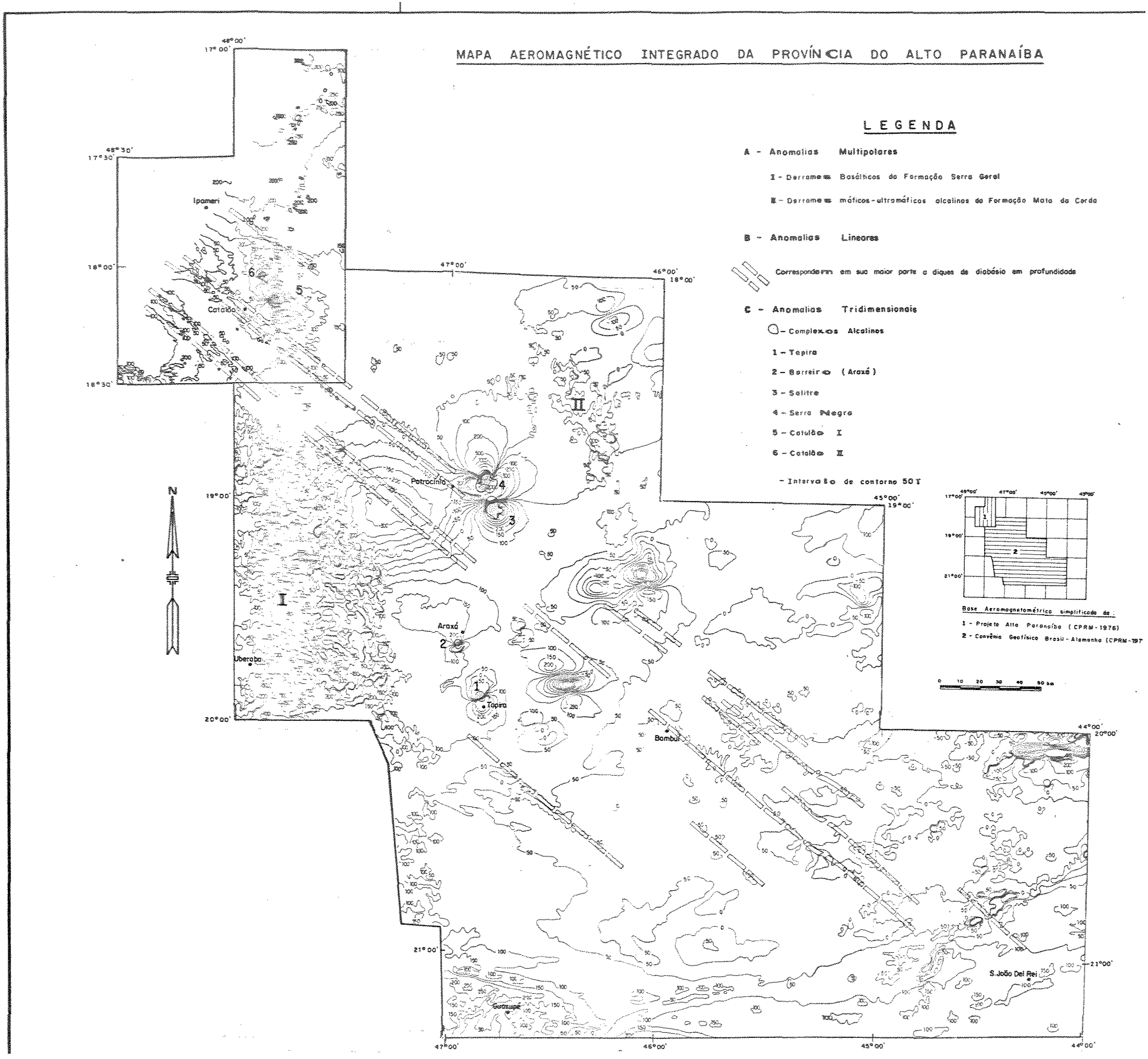
No início do Cretáceo Inferior a região em foco sofre nova estruturação com o surgimento de algumas feições relacionadas. No segmento mais a leste inicia-se a subsidência da Bacia Sanfranciscana com a deposição da Formação Areado. HASUI *et al.* (*op. cit.*) interpretam aqui outra estrutura - a Flexura Mata da Corda - limitando

a extensão da sedimentação Areado numa área por eles denominada de Depressão Abaeté. Concomitantemente, dava-se a formação do Grupo São Bento (formações Botucatu e Serra Geral) mais a oeste, num mesmo regime climático árido verificado para a Formação Areado. Estas duas unidades não mantiveram ligação física, pois que, ao mesmo tempo de sua formação, se estruturava importante feição orográfica entre elas. A este alto paleogeográfico foram dados diversos nomes: Arco de Goiânia (MESNER & WOOLDRIDGE *op. cit.*), Corredor do Quebra Anzol (BRAJNIKOV 1953, HASUI & PENALVA 1970), Antéclise do Alto Paranaíba (SAD *et al.* 1971), Arco do Alto Paranaíba (LADEIRA *et al.* 1971) e Soerguimento do Alto Paranaíba (HASUI *et al. op. cit.*).

A importância que tem o Arco do Alto Paranaíba é que constitui um remanescente de uma autêntica área intumescida ativa, senão por todo o Cretáceo, seguramente até o Campaniano. Seu exato desenvolvimento não é conhecido, mas os resultados de levantamentos gravimétricos e aeromagnetométricos permitem um valioso subsídio à análise interpretativa.

GEOFÍSICA

Dois projetos aerogeofísicos cobrem a maior parte da Província do Alto Paranaíba (**Convênio Geofísico Brasil-Alemanha**, BOSUM & MOLLAT 1975 e **Projeto Geofísico do Alto Paranaíba**, CPRM 1976) dos quais foi obtida a integração mostrada na FIGURA 5. Como pode ser notado, existem áreas individualizadas em função do forte relevo magnético presente, refletindo estruturas de natureza variada. Destacam-se as porções SW e NE da FIGURA 5, reflexo da intensidade elevada de magnetização das rochas aí presentes e que, pela grande quantidade de pólos distribuídos ao acaso, não definem qualquer estruturação. Constituem os derrames da Formação Serra Geral na Bacia do Paraná e da Formação (fácies) Patos (LADEIRA *et al.* 1971) na Bacia Sanfranciscana. Interposta a estas duas áreas são perfeitamente visíveis anomalias tridimensionais relativas aos complexos ultramáficos alcalinos carbonatíticos de: 1 - Tapira, 2 - Barreiro, 3 - Salitre I e II, 4 - Serra Negra, 5 - Catalão I e 6 - Catalão II. Tais complexos comportam-se como grandes centros magnéticos para onde convergem as isogamas, em contraposição a outros representantes de condutos magmáticos menores, dos quais destacam-se inúmeros "pipes" kimberlíticos não expressos na integração mostrada.


MAPA AEROMAGNÉTICO INTEGRADO DA PROVÍNCIA DO ALTO PARANAÍBA
LEGENDA
A - Anomalias Multipolares
I - Derrames Basálticos da Formação Serra Geral
II - Derrames máficos-ultramáficos alcalinos da Formação Mata da Corda
B - Anomalias Lineares
Correspondem em sua maior parte a diques de diabásio em profundidade
C - Anomalias Tridimensionais
- Complexos Alcalinos
1 - Tapira
2 - Barreiro (Araxá)
3 - Salitre
4 - Serra Negra
5 - Catalão I
6 - Catalão II
- Intervalo de contorno 50 γ
Base Aeromagnetométrica simplificada de:
1 - Projeto Alto Paranaíba (CPRM-1976)
2 - Convênio Geofísico Brasil-Alemanha (CPRM-197
0 10 20 30 40 50 km
Ipameri
Catalão
Patrocínio
Araxá
Uberaba
Tapira
Bambuí
S. João Del Rei
Guaxupé
N

Uma terceira feição magnética evidente são anomalias lineares que se estendem desde a região de São João Del Rei (MG) até para além de Ipameri (GO). Conforme o traçado NW apresentado pelas isogamas nesta região é de se supor uma continuação do mesmo *trend* magnético seguindo esta orientação, não havendo entretanto, continuação da informação geofísica mais para oeste. Tais anomalias, discutidas por HASUI *et al.* (*op. cit.*) e ALMEIDA *et al.* (1980), foram em parte intepretadas por BOSUM (1973) no oeste mineiro como diques de rochas máficas preenchendo fraturas. Esta conclusão pode ser extendida para o sudeste de Goiás devido à perfeita continuidade do mesmo *trend* magnético, e pela existência de corpos semelhantes reconhecidos no presente trabalho. De fato, estas feições sugerem a existência de diques de diabásio (ou mesmo anfibolito) tal como figuram nos mapas geológicos do Projeto Chaminés constituindo, segundo BARBOSA *et al.* (1970a), em um feixe que segue de Catalão (GO) até pouco a norte de Patrocínio (MG), orientados na direção média N 40 W e que os autores interpretam como ligados ao magmatismo Jurássico-Cretácico da Formação Serra Geral. A este respeito HASUI *et al.* (*op. cit.*) apresentam dados inéditos relatando uma idade de 450 Ma para uma amostra de metadiabásio da localidade de Brejão (MG), que os fazem concluir sobre dois ou mais eventos de geração de tais diques preenchendo fraturas antigas. Estes dados, embora não de forma contundente, seguem em direção à existência de um condicionamento proterozóico para as principais estruturas fanerozóicas.

Outra feição geofísica de menor expressão é a presente nos mapas de contorno gravimétrico disponíveis (HARALYI 1978, LESQUER *et al.* 1981, HARALYI & HASUI 1981, HARALYI & HASUI 1982 e HARALYI *et al.* 1985) dos quais foi obtida a FIGURA 6. Nela observa-se que a área do Arco do Alto Paranaíba acha-se dentro de uma região cujo relevo gravimétrico é pouco movimentado, com discretos gradientes junto aos complexos alcalinos de: 1 - Catalão I e II, 2 - Serra Negra e Salitre I e II e 3 - Araxá e Tapira. No conjunto, tais anomalias compõem um alto gravimétrico que delimita, em traços gerais, a área intumescida durante o Mesozóico.

A despeito da evolução proterozóica deste segmento crustal, é notória sua disposição como alto estrutural durante o Mesozóico. Como já discutido, esta região comportou-se como um segmento divisório de duas bacias que evoluíram separadamente durante todo o Cretáceo. O trecho que vai de Bambuí (MG) a Catalão (GO) mostra feições sugestivas da retomada das estruturas proterozóicas no Cretáceo. É evidente uma

coincidência dos principais traços da foliação regional, impressa nos metassedimentos das faixas Uruaçu e Brasília, com a orientação dos alinhamentos magnéticos derivados de subvulcânicas máficas, e com o traçado das isogálicas definindo um gradiente ascendente para NE, como mostrado na FIGURA 6.

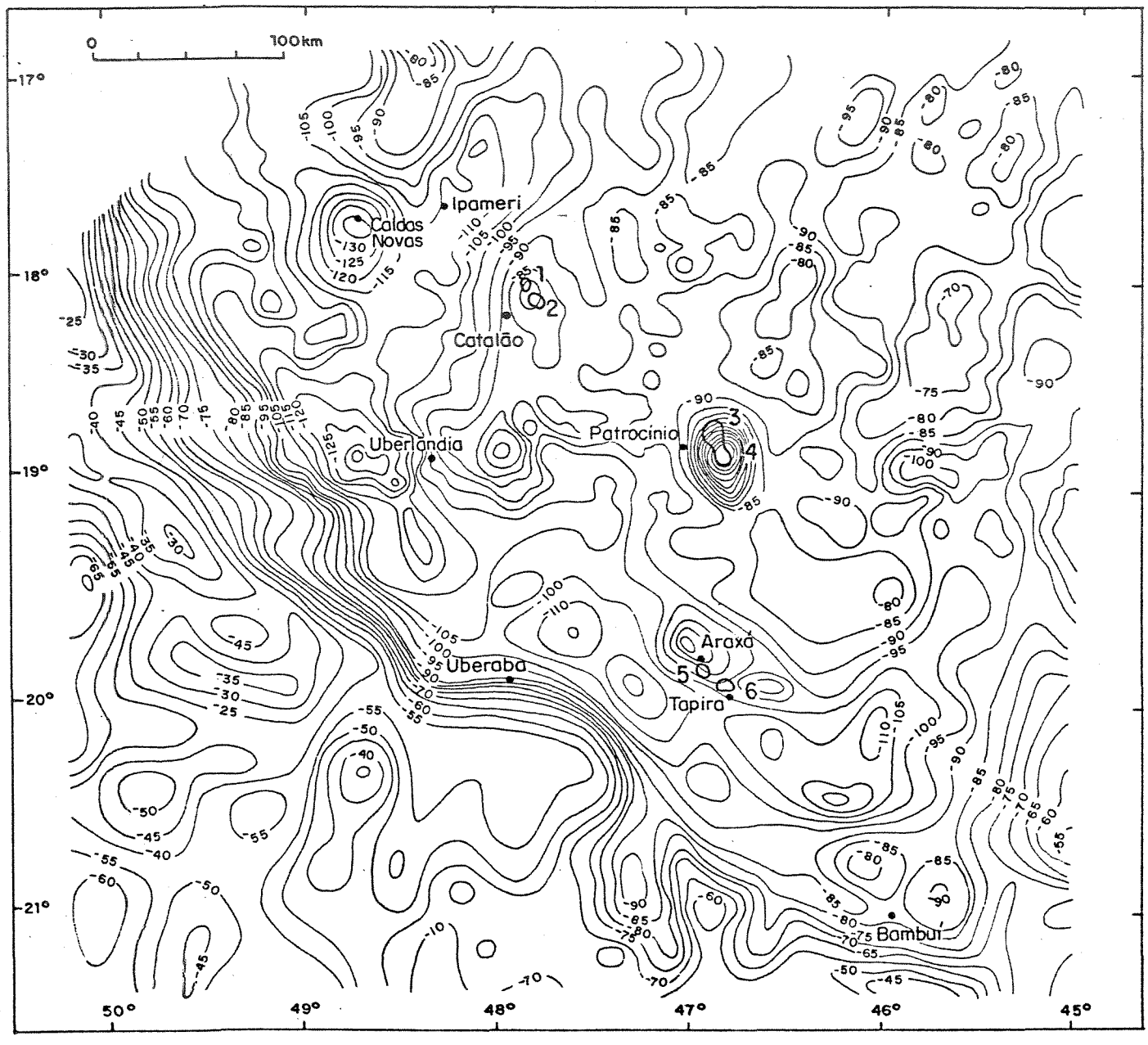


FIGURA 6 - Mapa Gravimétrico da Região do Alto Paranaíba (Lesquer *et al.* 1981, modificado)

GEOLOGIA LOCAL

O Complexo Alcalino Carbonatítico de Catalão II foi a última das grandes estruturas do gênero descoberta na região do Alto Paranaíba em fins da década de 60 pelos trabalhos de interpretação do Projeto Chaminés (BARBOSA *et al.* 1970a). Igualmente é o último dos complexos presentes na faixa que segue desde São João Del Rei (MG) até além de Ipameri (GO), expresso pelas anomalias magnéticas lineares visíveis na FIGURA 5. No segmento entre Tapira (MG) e Catalão (GO) esta faixa é caracterizada pela presença dos grandes complexos ultramáfico-alcalinos carbonatíticos de Tapira, Araxá (Barreiro), Salitre I, Salitre II, Serra Negra, Catalão I e Catalão II.

O fato de Catalão II manter-se desconhecido por tanto tempo é fruto do precário conhecimento geológico existente até então, e da discreta expressão morfológica apresentada pelo mesmo, quando comparado às outras estruturas semelhantes, de sorte que seu reconhecimento deu-se em trabalhos mais detalhados.

DYER (1969) descreve as principais feições morfológicas e os resultados de levantamentos de campo que permitiram o reconhecimento, juntamente com BARBOSA *et al.* (1970a), da intrusão de Catalão II como mais um complexo alcalino no Alto Paranaíba. Na ocasião ambos autores descreveram os quartzitos brechados e fenitizados de sua porção norte como restos de teto, conferindo a uma parte do Complexo uma característica subvulcânica.

GEOLOGIA DO COMPLEXO

O Complexo Alcalino Carbonatítico de Catalão II (GO) apresenta-se como um ressalto morfológico discreto em meio aos meta-sedimentos do Grupo Araxá. Apresenta uma forma bicentrada com suas bordas W e E reentrantes, de modo que possui maior extensão na direção NE, com perto de 5,0 km, e menor na EW, com cerca de 2,7 km, como representado na FIGURA 3. O contorno externo visto nesta figura não constitui um contato litológico, mas sim um limite morfo-estrutural reconhecível em fotografias aéreas, resultado da estruturação sofrida pelas encaixantes regionais devido à intrusão das diversas fases magmáticas que integram o Complexo.

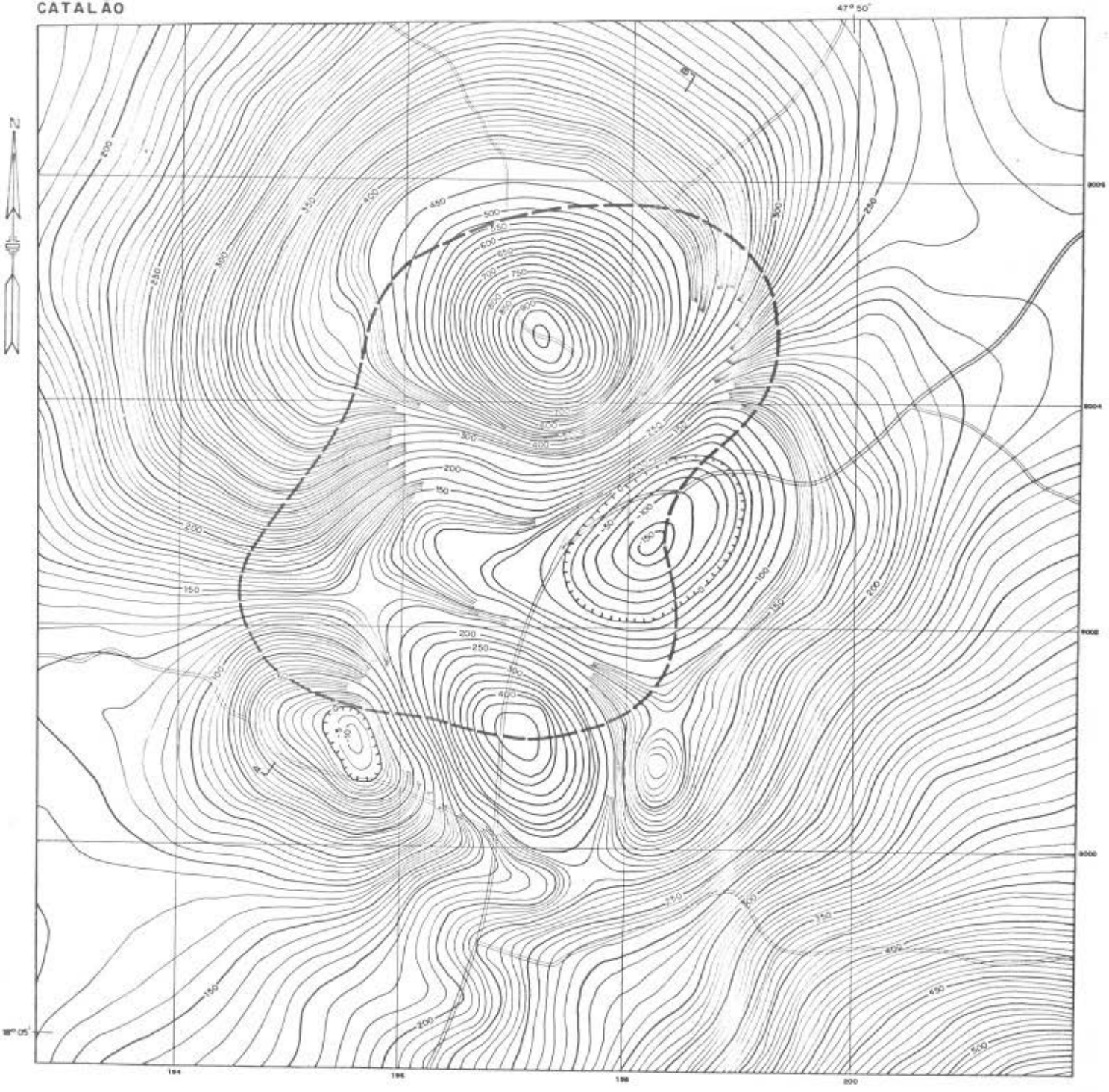
A FIGURA 3 foi confeccionada a partir de reconhecimento de campo, disposição dos furos de sondagem e interpretação aeromagnética.

Nela estão separados dois condutos principais, ou áreas com maior incidência de diques, cobertos em grande parte de sua extensão por um persistente horizonte laterítico que mascara seus exatos contornos. No entanto, considerando-se o mapa aeromagnético do Complexo (FIGURA 7), obtido a partir do levantamento aeromagnético do Projeto Alto Paranaíba (CPRM 1976), pode-se notar a presença de dois dipolos bem individualizados nas porções norte e sul. Tais dipolos caracterizam dois corpos tridimensionais magnetizados, de forma ovalada ou proximamente cilíndrica e que, associados aos resultados das sondagens e existência de manto de alteração típico, indicam a presença de dois condutos principais. Estes condutos talvez se extendam em direção ao centro do Complexo, de maneira a coalescerem numa estrutura única que, no entanto, acha-se quase inteiramente coberta por solo de alteração. Representam os locais em que as rochas (ou seus produtos de alteração) associados à formação do Complexo perfazem, de acordo com nossa interpretação, mais que 50 % do volume total presente. Assim o Complexo de Catalão II figura como uma estrutura dômica que arqueia as encaixantes regionais em sua maior extensão, da qual partem os dois condutos principais de seção quase elíptica (FIGURAS 3 e 8).

Rochas sieníticas pouco alteradas foram os únicos litotipos encontrados representantes diretos da manifestação alcalina cretácica. Afloram exclusivamente no leito da drenagem que se inicia imediatamente a oeste da antiga BR-050, junto à porção NW do "pipe" norte (FIGURA 3). De tão restrita, esta ocorrência não está assinalada no mapa geológico ora apresentado, pois que aflora num domínio em que são mais expressivas as encaixantes fenitizadas, destacando-se os quartzitos fenitizados. Estes, por sua vez, estão contidos numa auréola de fenitos que se extende por todo o contorno do Complexo, sendo geralmente paralela ao limite morfo-estrutural. Seu contato não pôde ser exatamente precisado, notadamente na metade oeste, em função do elevado grau de alteração das rochas, fenitizadas ou não. Os fenitos propriamente ditos ocorrem mais bem expressos em quase toda a metade oriental do Complexo, destacando-se as porções SE e norte (FIGURA 3).

A maior parte da informação referente à litologia do interior do Complexo é proveniente de amostras de seis furos de sondagens que totalizaram quase 2000 m. Quatro deles situam-se no conduto norte (C3B1, C3B2, C3B3 e C3D1) com perto de 1650 m, e dois deles situam-se próximos às bordas do conduto sul (C1F1 e C2F2), com cerca de 350 m. Na FIGURA 8 os principais litotipos que integram o Complexo estão

CATALÃO



Mapa Aeromagnético do Complexo Alcalino Carbonatítico de Catalão II (GO)

LEGENDA

- Isogamas - intervalo de contorno: 57
- Baixo magnético relativo
- Contorno morfoestrutural do complexo
- Rodovia
- Estrada de terra
- Perfil aerocintilométrico

0,5 0 0,5 1 km

- Base Aeromagnético compilado do Projeto Alto Paranaíba (CPRM 1976)
- Cartografia baseada em coordenadas UTM

FIGURA 7

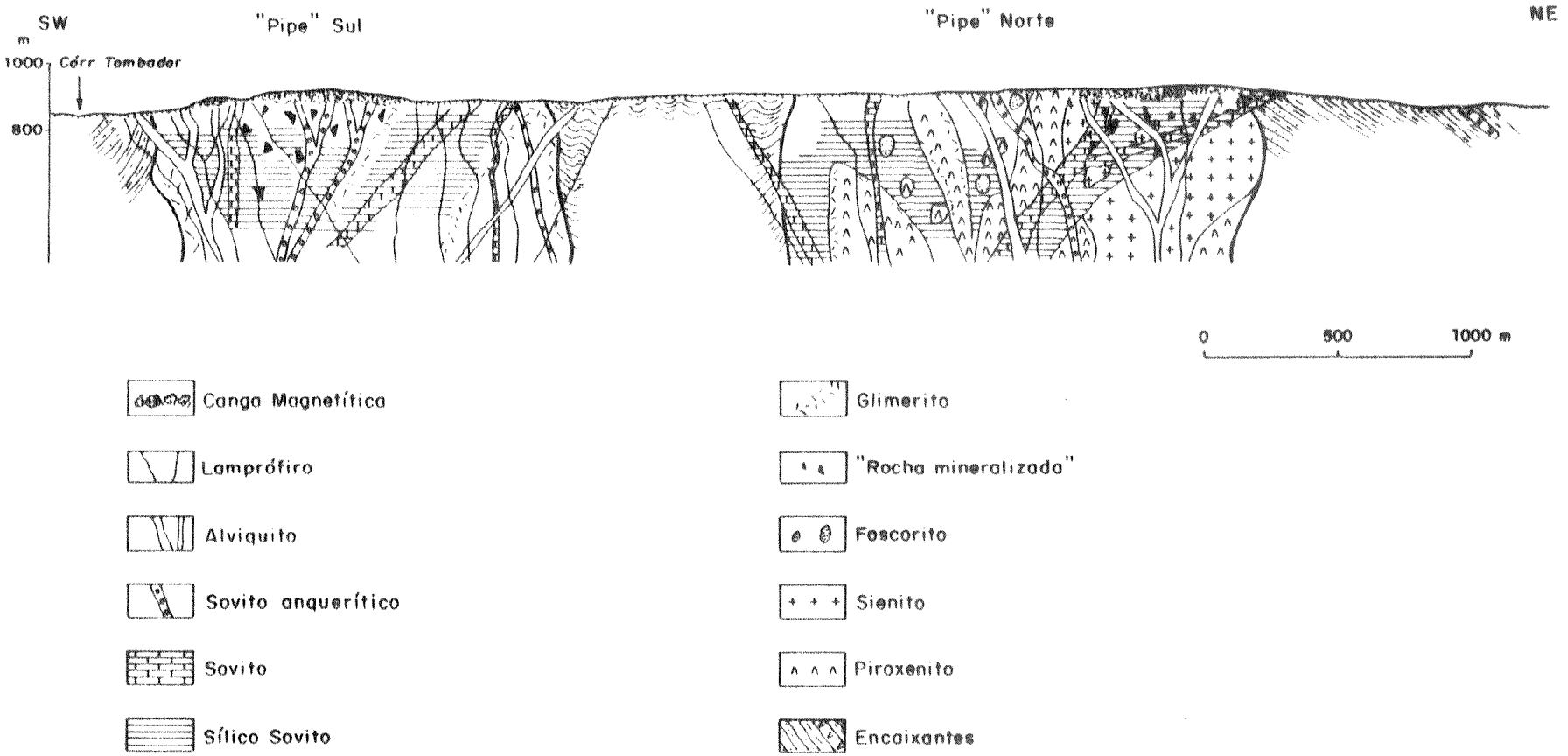


FIGURA 8 - Seção esquemática com as principais relações de contato entre os litotipos de Catalão II.

representados numa seção esquemática, na qual se observa as relações de contato ao longo da direção SW-NE, tal qual se observa nos testemunhos de sondagens. Nela se destaca a característica transgressiva que apresenta a fase carbonatítica sobre as demais.

Petrograficamente foi reconhecida em Catalão II a existência de quatro séries magmáticas: Série dos Piroxenitos, Série dos Sienitos, Série Carbonatítica e Série dos Lamprófiros. Uma outra fase magmática formada pelos Foscoritos situa-se, ao que tudo indica, entre as séries dos Sienitos e a Carbonatítica, mostrando íntima relação com esta última. A seguir são descritos os principais litotipos encontrados no estudo do Complexo de Catalão II, destacando-se seus aspectos petrográficos mais relevantes.

Rochas encaixantes

As rochas encaixantes de Catalão II são, segundo sua importância, quartzo micaxistos, quartzitos e anfibolitos. Observou-se que tais rochas comportam-se de maneira distinta frente a intrusão do Complexo.

Os quartzo micaxistos englobam tipos mais variados em função da mineralogia e estrutura presentes, podendo a eles relacionar-se granada-quartzo-biotita xistos, filitos, quartzo xistos e faixas de milonitos.

Granada-quartzo-biotita xistos ocorrem restritos à porção sul da área, aflorando na margem direita do Córrego do Tombador, próximo à barra do Córrego Coqueiro. Apresentam granadas com até 1,5 cm de diâmetro e uma foliação bem verticalizada. Esta unidade continua aflorando com tais características por cerca de 1,5 km drenagem acima, passando a um hematita filito. Nos dois tipos de rochas aqui encontrados não existem quaisquer evidências de fenitização, apenas alguns diques e venulações de silexito na parte sul do Complexo.

Rochas metapelíticas (filitos e filitos carbonosos) também ocorrem por toda a metade norte do Complexo, fora do limite morfo-estrutural e sem qualquer sinal mais evidente da proximidade com o mesmo. Apenas a estruturação bem verticalizada pode favorecer alguma suspeita de sua presença, ao contrário de suas composições mineralógicas não transformadas. Entretanto, na faixa envoltória interna ao limite morfo-estrutural, os meta-sedimentos, além de serem de grau metamórfico mais elevado, mostram sinais evidentes de fenitização, como ocorre a SE do Complexo (FIGURA 3). Nesta área os

micaxistos são protomilonitos que apresentam cor verde azulada típica em função da presença de Na-anfibólios. Piroxênios sódicos (egirina-augita) também estão presentes microscopicamente, mas em menor quantidade do que os anfibólios.

Quartzitos constituem outra unidade que ocorre, em alguns locais, intercalada aos meta-sedimentos *sensu lato*. Entretanto, na parte norte do domo afloram em posição intermediária entre o conduto e os metapelitos (xistos finos, filitos, meta-ritmitos), situando-se estratigraficamente abaixo dos metapelitos. Disposição semelhante é sugerida por trabalhos de pesquisa mineral efetuados no conduto sul, onde é descrita uma maior contribuição quartzítica com a profundidade. Também na parte oeste afloram no leito do Córrego Coqueiro, num trecho correspondente a uma janela erosiva em meio aos meta-sedimentos *s.l.*. De qualquer forma, nos furos de sonda C1F1 e C1F2 situados próximos à borda oeste do conduto sul, revelam apenas intercalações quartzíticas em meio aos meta-sedimentos mais finos fenitizados, que é a feição comum dos micaxistos do Grupo Araxá no sudeste goiano.

Anfibolitos constituem um tipo de rocha com pouca expressão nas proximidades do domo. Foram encontrados nas porções SE e NW em meio aos meta-sedimentos, mostrando-se afetados de maneira distinta pelo Complexo. A NW do domo são inteiramente afaníticos, muito fraturados por três sistemas principais e sem qualquer evidência de fenitização. A SE, em alguns pontos no principal afluente do Córrego Mata Preta (a 1,5 km a SE da borda do Complexo), ocorrem anfibolitos com textura fanerítica, maciços, que têm como feição sugestiva da proximidade do Complexo, veios centimétricos de feldspato potássico, semelhantes em sua forma de ocorrência, aos encontrados no corte da atual BR-050, junto ao limite do corpo (FIGURA 3). Entretanto, microscopicamente, não se observa qualquer manifestação significativa indicativa de fenitização nestas rochas, devido à baixa intensidade deste processo sobre tais rochas, certamente em função das suas paragêneses minerais, constituídas por hornblenda e biotita, estarem próximas do equilíbrio com as soluções fenitizantes.

Com relação aos dois condutos individualizados, observa-se uma diminuição na intensidade da feldspatização com a distância aos mesmos. Assim é que ocorrem veios feldspáticos espaçados entre si, cortando os anfibolitos a SE, e que aumentam sua densidade e possança nos micaxistos fenitizados mais próximos à borda do conduto norte (corte atual da BR-050), junto ao limite leste do Complexo (FIGURA 3).

Fenitos

Os Fenitos em Catalão II foram formados às expensas da maior parte das rochas descritas atrás. Todos os tipos encontrados são provenientes de rochas metamórficas de fácies xisto verde paraderivadas, quase sempre milonitizadas. Afloram sobretudo na porção SE junto a algumas nascentes que daí seguem para o Córrego da Mata Preta, e na janela erosiva na antiga BR-050, na parte norte do Complexo (FIGURA 3). Além destes locais os fenitos estudados também são provenientes dos dois furos de sondagem do "pipe" sul.

Basicamente os fenitos podem ser separados nos tipos potássicos e sódicos, em função da associação mineralógica presente. Os K-fenitos são dominados pela presença de K-feldspatos, e texturalmente são rochas brechadas. Ocorrem apenas na porção NNE do Complexo, tendo sido formados a partir de quartzitos que sofreram os efeitos da intrusão de um "stock" sienítico adjacente. Nos Na-fenitos predomina a associação Na-anfibólio e Na-piroxênio, sendo sua distribuição mais ampla e feita pelo restante do Complexo. Em sua maioria desenvolveram-se a partir dos xistos junto a carbonatitos.

Nos afloramentos encontrados na porção norte do domo os quartzitos mostram-se puros, muito fraturados, num típico sistema romboedral, o que favoreceu o preenchimento por Na-anfibólios nos planos de fraturamento (FOTO 2). Constituem, em certa medida, uma "zona de choque" tal como definido por VON ECKERMAN (1948) para o Complexo de Alno na Suécia. Entretanto, a feição mais comum e interessante nesta área é a brechação associada à fenitização potássica.

Nos cortes presentes na margem direita da antiga BR-050 (no seu trecho NNE) fica claro o aspecto brechado que tomou o quartzito com a introdução de pequenos diques de uma rocha de composição sienítica, e que se altera para caolinita pura (FOTO 3). A brechação acha-se desenvolvida preferencialmente às bordas destes pequenos condutos, e exclusivamente a eles se relaciona, reconhecendo-se fragmentos angulosos rotacionados. No seu interior predomina uma matriz de feldspato potássico, quase sempre caulinizado, em que restos do quartzito encaixante podem estar totalmente recristalizados, formando localmente massas com aspecto vítreo. Tais rochas constituem fenitos feldspáticos na classificação de SUTHERLAND (1965).

Apesar da heterogeneidade de litotipos que estiveram sujeitos à fenitização, reflexo da composição original dos meta-

FOTO 2 - Quartzito contendo Na-anfibólios nos planos de fraturamento

FOTO 3 - Quartzito brechado e invadido por venulações de composição sienítica

sedimentos, pode-se afirmar que os Na-fenitos de Catalão II são rochas relativamente homogêneas e que mantêm sua estrutura primária. Desenvolveram-se basicamente por uma percolação de fluidos através de fraturas, e principalmente dos planos de foliação de micaxistos de textura granolepidoblástica milonítica, sem que tenham perdido suas feições deformacionais e de metamorfismo. De característico têm uma cor verde azulada indicadora da presença de Na-anfibólios e Na-piroxênios. Os melhores exemplares provém das sondagens do "pipe" sul onde se nota que a sua presença está sempre ligada à proximidade com diques de carbonatitos. Neste contexto, tais condutos podem apresentar-se com paredes fragmentadas, cujos clastos foram permeados por líquidos carbonatíticos, o que formou brechas de fragmentação no sentido de ULBRICH (1986) (PRANCHA 1-A).

A natureza das soluções fenitizantes nos Na-fenitos, pode ser avaliada pela associação de minerais neoformados, destacando-se os Na-anfibólios, Na-piroxênios, apatitas e carbonato. Este conjunto de minerais está presente em maior ou menor quantidade em função do grau de fenitização, entretanto constituem uma associação onipresente em todos os tipos.

Embora nada impeça a ocorrência de mais de um tipo de Na-anfibólio nestas rochas, devido suas composições químicas muito próximas, há um amplo domínio pelos da série eckermanita-arfvedsonita. A separação entre as diferentes espécies destes minerais não é tarefa simples, haja vista possuírem uma estrutura cristalina praticamente indiferenciada através da difratometria de raios-X, e o fato de integrarem séries isomórficas em que variam os cátions Na^{+}, Ca^{+2}, Fe^{+2}, Fe^{+3} e Mg^{+2}. Dentro da série aqui referida, a elevada dispersão apresentada pelos cristais, e os baixos ângulos de extinção, são indicadores de tipos mais próximos à composição da arfvedsonita ($Na_{2,5}Ca_{0,5}Fe_{5}Si_{7,5}Al_{0,5}O_{22}(OH)_{2}$), com possíveis termos extremos mais ricos no cátion Mg^{+2}, em detrimento do Fe^{+2} (magnesioarfvedsonita), conforme DEER *et al.* (1981).

As arfvedsonitas ocorrem como pequenos prismas finos, de cor verde azulada e pleocroísmo que alcança tons violáceos e amarelados muito típicos. É comum a associação destes anfibólios com alguma quantidade de calcita e minúsculos prismas de egirina, que ocorrem sempre em menor quantidade.

Apatita é um outro mineral característico destas rochas embora ocorra de maneira discreta. Forma minúsculos cristais, alguns

quase no limite de detecção via ótica, que cresceram suborientados com a foliação dos micaxistos.

Nos Na-fenitos há ainda uma discreta, mas freqüente presença de óxidos de ferro, originários de limonitização dos anfibólios, piroxênios e também de hematitas, ao que parece cogenéticas aos primeiros.

Outra transformação presente sobre a associação mineral primária, ao que tudo indica fruto da fenitização, é uma recristalização sobre biotitas. Em todas as amostras em que estão presentes, estes filossilicatos têm uma granulação muito fina, sem muita definição de seus contornos, e uma típica cor castanha, distinta do verde dos micaxistos regionais normalmente encontrados no Grupo Araxá.

Formações Superficiais e Produtos de Alteração

Silexitos e Diques de Rocha Magnetítica

Na porção SW do Complexo foi separada uma área em que estão presentes silexitos em grande quantidade, aparentemente formando um horizonte contínuo, que aflora a partir de determinada cota. Estes silexitos expõem-se como blocos com até três metros de diâmetro, com tendência ao arredondamento e com aspecto coloforme (FOTO 4). Apresentam superfícies cavernosas devido à grande concentração de vazios, e freqüentemente são de aspecto brechóide. Nesta área ocorrem basicamente dois tipos principais:

- um mais maciço, de cor ocre, no qual predomina a sílica, seguida por barita microcristalina intimamente associada a um material esverdeado, de granulação fina, rico em elementos terras raras e com um pouco de óxidos de ferro. Apresenta às vezes um aspecto pulverulento e concentração de barita hialina junto a fraturas; perfaz a maioria absoluta das ocorrências;
- outro mais rico em magnetita bem desenvolvida, em detrimento de sílica e minério de T.R., ocorrendo de forma bem mais restrita que o tipo anterior, às vezes de aspecto brechóide, e com uma área de ocorrência bem menor, constituindo corpos restritos no conjunto de silexitos.

Uma outra forma de ocorrência destas rochas, bem comum em Catalão II, apresenta-se como diques de silexitos e de rocha

FOTO 4 - Bloco de Silexito concrecionário da porção SW do Complexo

magnetítica. Constituem os resíduos de um processo intempérico intenso que transformou principalmente as rochas carbonatíticas do Complexo durante o Terciário. Ocorrem como corpos alinhados que chegam a atingir, num exemplar, quase 700 m de extensão, que intrudem tanto rochas do Complexo, dentro dos próprios condutos, como as encaixantes. Desta forma, estão preservados principalmente devido a sua mineralogia particular, rica em óxidos de ferro e sílica, que permite mantê-los como pequenas elevações em meio aos terrenos planos circundantes. Notou-se um predomínio dos diques de silexitos junto às encaixantes, enquanto no interior do Complexo ocorrem tanto os de rocha magnetítica como os primeiros. No domínio de silexitos no extremo SW do Complexo (FIGURA 3) foram delimitados dois diques desta composição e um de rocha magnetítica. Entretanto, aí pode ocorrer um número bem maior de diques não claramente individualizáveis, de maneira que os blocos encontrados por toda esta área sejam apenas depósitos coluviais derivados dos mesmos. Do mesmo modo, a presença de diques de rocha magnetítica nos dois condutos originaria, como depósito coluvial, as cangas magnéticas individualizadas, notadamente no conduto sul, onde são ricas em pirocloro.

Petrograficamente os silexitos são rochas heterogêneas em função de uma variação na quantidade de seus constituintes minerais.

São formados por quartzo, barita, apatita, óxidos de ferro e um material amorfo acastanhado.

O quartzo nestas amostras ocorre principalmente com hábito anedral. Todavia é encontrado também pseudomorfisando prováveis cristais de anquerita ou dolomita (PRANCHA 1-B). Ocorre com dimensões submilimétricas ou menores ainda, quando pode estar associado calcedônia.

Barita ocorre como cristais incolores, expressivamente radiativos, anedrais em sua maioria, e também euedrais. Nas anedrais é comum a presença de uma grande quantidade de inclusões fluidas, enquanto que nas demais isto não se verifica. é comum a associação da barita com uma fase acastanhada que não responde à luz polarizada, e nem à difratometria de raios-X. é um material amorfo que parece ser produto da decomposição de minerais (secundários) de terras raras.

De maneira completamente subordinada existem minúsculos cristais prismáticos de difícil confirmação acompanhando a fase silicosa e que parecem ser de apatita. óxidos de ferro, certamente derivados de magnetitas, ocorrem em quantidade subordinada, mas variável.

Manto de intemperismo

Uma cobertura coluvionar e laterítica foi individualizada nas porções mais elevadas do Complexo. Corresponde a uma formação superficial cujo limite inferior coincide aproximadamente com a cota de 920 m, apresentando assim uma espessura que pode chegar a 50 m. Em sua maior extensão foi desenvolvida sobre fenitos, ficando os quartzitos da porção norte com suas feições primárias mais preservadas. Neste caso, constitui-se por um solo areno-argiloso, relativamente compacto, de cor vermelha viva ou rosada, quando próxima à rocha sã, sendo muito freqüentes nódulos concrecionários pisolíticos de goethita e cubos de piritas limonitizadas.

Sobre as áreas assinaladas como possíveis condutos observa-se um solo argiloso que orientou a delimitação dos primeiros, o qual gradativamente torna-se mais rico em magnetita a ponto de desenvolver cangas, mineralizadas ou não em pirocloro. No mapa geológico da FIGURA 3 as áreas dos condutos, esquematicamente representados fora do horizonte laterítico, apresentam apenas um solo argiloso, enquanto que as contidas no horizonte laterítico apresentam comumente magnetita concrecionária. Nestas últimas foram individualizadas duas áreas

menores com predomínio de cangas magnéticas, uma a norte e outra a sul. Estas cangas formam blocos arredondados ou ovalados semelhantes a seixos com até 0,5 m de diâmetro (FOTO 5), dispersos em meio a solos argilosos. Representam provavelmente o desmantelamento de diques laterizados de rochas da série carbonatítica, inteiramente alterados e encontrados nos dois condutos, de modo que nos serviram como indicador de sua presença.

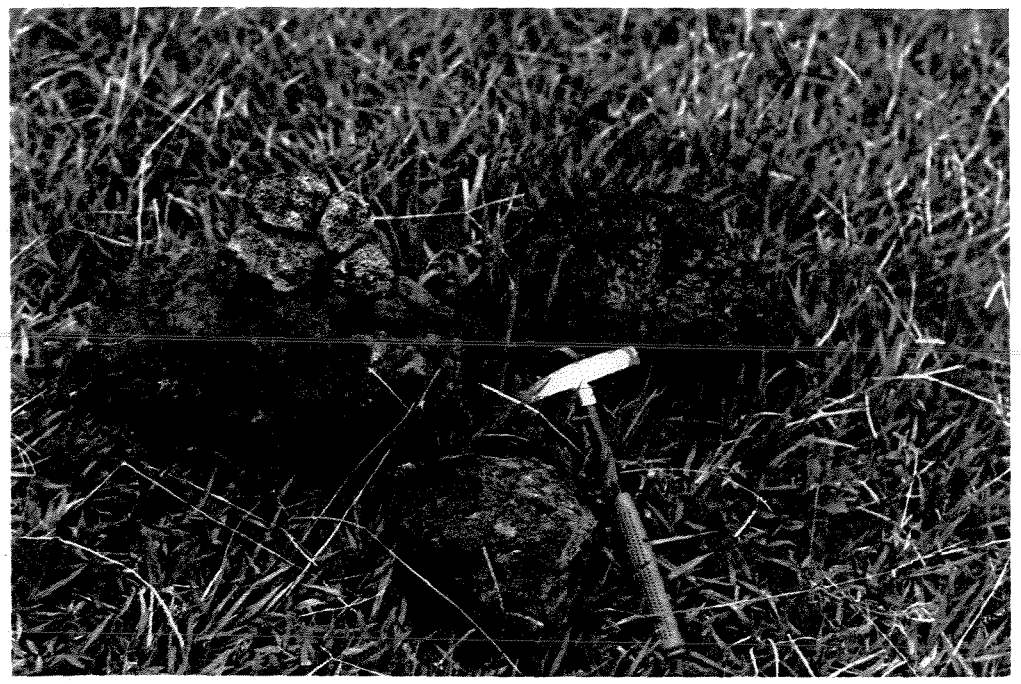


FOTO 5 - Canga magnética que recobre parte dos "pipes" Norte e Sul. Aqui é rica em pirocloro (pontuações de cor creme nas amostras quebradas). "Pipe" Sul

Uma das características mais interessantes nestas cangas é a sua elevada concentração em pirocloro, presentes principalmente sobre o conduto sul, e reveladoras de uma pequena reserva de nióbio (1,433 Mt a 2,18 % de Nb_2O_5). Os cristais de pirocloro aqui ocorrem com formas cúbicas ou romboédricas em posição intersticial às magnetitas, apresentando cor creme típica.

Rochas do Complexo

Série dos Piroxenitos

É aqui designada por Série dos Piroxenitos um conjunto de rochas intrusivas que engloba tipos como piroxenitos, magnetita

piroxenitos e biotita piroxenitos. Associam-se também, de maneira íntima, rochas genericamente designadas por apatititos e outras de natureza metassomática, formadas a partir desta série, tais como os glimeritos.

As rochas desta série constituem uma fase magmática bem expressa nos testemunhos de sondagem obtidos dos furos C3D1 e C3B1, sendo raros em C3B2 e C3B3, ocorrendo exclusivamente no "pipe" norte. Formam o principal tipo de rocha ultramáfica presente no Complexo, sendo encontradas em diversas profundidades. Provavelmente contribuíram para a formação de parte do perfil de solo de alteração que recobre o "pipe" norte, que pode apresentar-se rico em nódulos pisolíticos de magnetita em alguns locais. São rochas facilmente reconhecíveis devido sua cor predominantemente verde com vários matizes, mineralogia relativamente simples, com predomínio absoluto de piroxênios centimétricos, textura média a grossa maciça com aspecto brechóide, dado a presença de venulações e pequenos diques de sovitos.

Macroscopicamente reconhecem-se dois grupos: um dominado por rochas de cor verde escura e portadoras de um maior conteúdo em biotitas pardas, e outro de cor verde mais clara, rico em magnetita e apatita granular (PRANCHA 1-C). Microscopicamente confirma-se a separação observada, a qual reflete um conteúdo distinto em álcalis, de maneira que foram aqui separados em **Piroxenitos** e **Álcali Piroxenitos**.

Não é clara uma cronologia entre estas rochas, muito embora haja um aumento de alcalinidade entre os tipos silicáticos do Complexo. Assim, os piroxenitos seriam sucedidos pelos álcali piroxenitos. Por outro lado, há a possibilidade destes últimos serem originários dos primeiros por metassomatismo, haja vista ser este um fenômeno muito comum em Catalão II. Neste caso, estaria justificada a ausência de cronologia entre ambos. Entretanto, as composições mineralógicas observadas, conquanto se assemelhem, diferem na associação e no aspecto químico, notadamente entre os clinopiroxênios. Assim, por ora é sugestiva a seqüência preconizada.

Pelo relacionamento que apresentam com os demais litotipos do Complexo, e por sua distribuição relativamente contínua nos testemunhos de sondagens, estas rochas como um todo não devem constituir nódulos trazidos de profundidade. Ao contrário, representam uma fase magmática particular, com consolidação *in situ* e que sofreu os efeitos intrusivos e metassomáticos das fases carbonatíticas que lhes sobrepuseram.

Piroxenitos

Os Piroxenitos formam um grupo de rochas de estrutura maciça, coloração cinza esverdeada e granulação de média a grossa. São constituídos basicamente por augita (ou Na-augita), apatita, magnetita, zircão e algum Na-anfibólio. Assessoriamente pode ocorrer biotita parda e sulfetos disseminados. Dependendo do conteúdo relativo entre magnetita e piroxênio, a rocha passa a uma cor mais esverdeada clara. Da mesma forma, a presença de Na-anfibólios, envolvendo os piroxênios, dá um matiz verde azulado típico (PRANCHA 1-C).

Estas rochas apresentam uma granulação variável, em função principalmente do diâmetro dos piroxênios. Podem atingir até 5 cm de extensão sendo acompanhados, neste caso, por um aumento no diâmetro de apatitas e magnetitas. No entanto, predominam os tipos de granulação média.

A proporção relativa entre seus principais constituintes: piroxênio, apatita e magnetita pode ser variável, a ponto de existirem variedades petrográficas como magnetita piroxenitos, apatita piroxenitos, piroxênio apatititos e magnetita apatititos. Em geral, os principais tipos são os dois primeiros.

Apatita Piroxenitos são rochas formadas por augitas centimétricas que podem dispor-se segundo um arranjo cumulático. Em posição intersticial estão apatitas, alguns carbonatos, biotitas titaníferas, titanita e zircão. Exceção à apatita, os outros constituem minerais acessórios. Anfibólios cálcicos incolores do tipo tremolita-actinolita e pargasita costumam associar-se às augitas, resultado da uralitização junto a fraturas ou às bordas dos cristais.

Volumetricamente a magnetita é o principal constituinte formador dos piroxenitos logo após o clinopiroxênio, apesar das elevadas porcentagens de apatitas freqüentemente encontradas (p.ex. nos apatititos). A dimensão das magnetitas costuma acompanhar a dos outros minerais, e sua composição titanífera pode ser deduzida das freqüentes lamelas de exsolução ao longo de seus planos (111). Esta fase magnetítica é nitidamente tardia, sendo acompanhada de ilmenitas anedrais e sulfetos disseminados. A pirrotita predomina entre os sulfetos e costuma mostrar-se associada à pirita. Da mesma forma, é comum bornita sendo contornada por calcopirita ou homogeneamente distribuída em seu interior.

Embora de menor expressão, os apatititos constituem-se em litotipos interessantes. São rochas que provém dos piroxenitos em

função de uma concentração mineral favorável. São formadas essencialmente por grãos submilimétricos de apatitas sub a euedrais responsáveis por uma típica textura em mosaico. Os clinopiroxênios aqui são Na-augitas principalmente, podendo existir tipos formados por egirina-augitas. São poiquilíticos e esqueletais e, juntamente com magnetita e titanita, constituem uma fase tardi-magmática de cristalização. Na-anfibólios (richterita ou arfvedsonita) associam-se aos Na-piroxênios como produtos de uralitização.

Um mineral típico que caracteriza a associação formada pelos piroxenitos, e a difere dos álcali piroxenitos, é o zircão. Ocorre como cristais quase sempre de hábito euedral e de dimensão milimétrica em pequenas concentrações, mas de maneira onipresente (PRANCHA 1-D).

Este grupo de rochas é aqui interpretado como a primeira fase magmática a ser consolidada em Catalão II. Tal como descritas, são rochas de ocorrência restrita que se mantiveram mais preservadas estando, entretanto, quase sempre afetadas por uma intensa protoclase associada a metassomatismo provocado pelos estágios carbonatíticos posteriores. Esta protoclase é reconhecida por microfraturamentos presentes em magnetitas, apatitas e clinopiroxênios, que constituem os espaços abertos, para as soluções carbonatíticas metassomatizantes. De fato, é nos piroxênios que tal efeito é mais visível devido à profusão de Na-anfibólios e flogopitas de alteração, freqüentemente associados à passagem e à presença de carbonatos.

Álcali Piroxenitos

Álcali Piroxenitos é a designação para um grupo de rochas ultramáficas em função do maior conteúdo em Na e K expresso química e mineralogicamente. São rochas de estrutura maciça, de cor verde escura e de textura média a grossa, eventualmente pegmatóide, constituídas predominantemente por Na-augita, biotita parda, apatita, Na-anfibólio, K-feldspato, calcita primária, titanita e magnetita. A proporção relativa entre estes minerais pode variar um pouco, de modo que existem variedades petrográficas como biotita piroxenitos, piroxênio biotititos, shonkinitos e piroxenitos metassomatizados.

Os piroxênios destas rochas são um bom diferenciador dos piroxenitos. Há um claro predomínio dos tipos mais sódicos, que são de cor verde escura, variando de Na-augita a egirina-augita.

Os piroxênios dos álcali piroxenitos normalmente constituem uma fase precursora na série de cristalização, sendo antecedidos

apenas pelas apatitas. Porém, podem ocorrer de forma anedral a subeuedral, incluindo grãos de apatita, magnetita e placas de micas. São os minerais que mais se encontram afetados pelo metassomatismo. É comum sua transformação a Na-anfibólios verde azulados típicos e de hábito quase sempre acicular milimétrico, a partir de suas bordas. Foi observado a nível micro e macroscópico que a evolução metassomática destes piroxenitos passa inicialmente por uma Na-anfibolitização (uralitização), que quase sempre segue para uma glimeritização (PRANCHA 1-E). Entretanto, o desenvolvimento de micas pardas pode dar-se diretamente sobre os piroxênios, e na ausência do anfibólio sódico.

Apatitas constituem uma fase mineralógica muito importante nestas rochas, podendo alcançar concentrações econômicas. Apresentam aspecto sacaróide com grãos de hábito de prismas curtos e formas ovaladas. Podem alcançar milímetros de diâmetro com suas aglomerações de cor de mel com tons levemente esverdeados. Quase sempre constituem uma fase primária de cristalização que se manteve refratária aos processos metassomáticos que sobrevieram. É comum a presença, em algumas rochas, de brechação, reconhecida microscopicamente junto às aglomerações de apatitas, definindo textura protoclástica.

Micas são muito comuns nestas rochas e apresentam alguns aspectos peculiares. Geneticamente ocorrem de duas maneiras distintas: como produto de cristalização magmática, ou derivada da transformação sofrida pelos cristais de clinopiroxênio por efeito do metassomatismo. No domínio das rochas em questão prevalecem amplamente as micas produtos da cristalização normal, enquanto localmente percebe-se a ação do metassomatismo, o que justifica a designação de **biotititos** para as rochas geradas pelo primeiro processo, e **glimeritos** às intensamente metassomatizadas.[1] As do primeiro

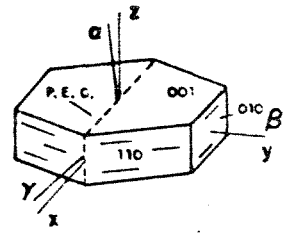


FIGURA 9 - Orientação de uma mica.

1 - A separação entre biotitas e flogopitas, como se sabe, é baseada num maior conteúdo em magnésio ou ferro. DEER *et al.* (1981) utilizam como critério (arbitrário) a relação Mg:Fe) 2 para designar flogopita, e Mg:Fe (2 para biotita. Em Catalão II micas foram encontradas em <u>todas</u> as séries estudadas, de sorte que as mesmas tendem a refletir a composição da rocha hospedeira com respeito àqueles elementos. Nas rochas da série dos piroxenitos e sienitos há um claro domínio das micas castanhas, um pouco mais escuras que as encontradas no conjunto restante. É bem provável que reflitam um conteúdo maior em Ti^{+3} e Fe^{+2}, de modo que são aqui designadas como Ti-biotitas. Já as micas provenientes dos foscoritos e, principalmente, da série carbonatítica e dos lamprófiros, apresentam cores avermelhadas mais claras, mais provavelmente enriquecidas em magnésio (e certamente titânio), sendo aqui designadas como flogopitas. Por outro lado, a principal feição da maior parte das amostras de Catalão II é o seu pleocroísmo invertido. Nas micas normais a maior absorção se dá nas direções $\beta e \gamma$, enquanto em α ela é menor ($\alpha < \beta = \gamma$). Nas micas invertidas ocorre o contrário ($\alpha > \beta = \gamma$), pois o que se observa ao microscópio é a maior absorção na direção perpendicular às clivagens dos minerais. (FIGURA 9). Isto é devido à presença do Fe^{+3} nas posições tetraédricas das cadeias silicáticas, lugar normalmente ocupado pelo Al^{+3}. Justifica-se assim a designação de tetraferribiotitas e tetraferriflogopitas para estas micas.
A importância de tal feição é a deficiência em alumínio e abundância em Fe^{+3} nos líquidos formadores de rochas, e principalmente naqueles responsáveis pelo metassomatismo, como será discutido adiante.

caso são tetraferribiotitas subeuedrais que coexistem com egirina-augitas mostrando contornos bem definidos, freqüentemente precedendo o piroxênio ou até acompanhando-o na cristalização. Já no segundo tipo, o limite entre ambos costuma mostrar turvação, e quase sempre é acompanhado pela existência de Na-anfibólios, também produtos de alteração.

Ortoclásios são intersticiais entre os piroxênios e flogopitas, mantendo assim formas anedrais e quase completamente isentos de geminação. São límpidos e por vezes constituem agregados com até 2 mm de diâmetro. Eventualmente podem estar incluídos em egirina-augitas como minúsculos cristais ovalados, acompanhados de apatitas e biotitas.

Magnetitas existem como grãos subeuedrais a anedrais inteiramente de forma acessória, podendo estar incluídas ou adjacentes aos clinopiroxênios. Sua menor distribuição nestes litotipos é outra feição típica a este grupo de rochas.

Calcitas acastanhadas, eventualmente associadas à titanita, constituem uma fase residual de pouca distribuição (não excede a 3 % da moda) mas homogeneamente distribuída nestas rochas. Tal associação é interessante por indicar equilíbrio entre um líquido carbonatítico e uma fase silicática envolvente, quando da cristalização destas rochas. Notadamente quando se sabe que é regra para Catalão II uma intensa transformação das fases minerais silicáticas por ação das soluções carbonatíticas, junto a diques e veios. Esta independência revela então a separação que pode indicar imiscibilidadde entre um líquido silicático dominante em volume, de um outro carbonatítico, subordinado e residual, no sítio onde se deu a cristalização destas rochas.

Série dos Sienitos

As rochas desta série têm sua maior distribuição no domínio NNE do Complexo, compondo talvez a maior parte do "pipe" norte, não sendo encontrados indícios da sua existência para a porção centro-sul. São volumetricamente mais representadas nos testemunhos da sondagem C3D1, e aumentam de importância na direção da borda NE do "pipe" norte, onde sua influência nas rochas superficiais pode ser reconhecida. Como já referido, os quartzitos fenitizados que ocorrem ao longo do antigo traçado da BR-050, que afloram numa pequena janela no horizonte laterítico apresentam, em alguns locais, uma intensa brechação, tendo sido permeados por magma sienítico na forma de

estreitos diques e veios, que quando alterados transformam-se em caolinita pura (FOTO 3).

A série dos sienitos é constituída por dois tipos de rochas bem distintos, mas que mostram relacionamento entre si. O primeiro deles é um quartzo sienito que ocorre em contato com os quartzitos na porção norte do Complexo, e que é o responsável mais direto pela fenitização dos mesmos. O outro litotipo é um álcali feldspato sienito, muito homogêneo e de composição mineralógica simples, e que foi encontrado apenas em testemunhos de sondagem.

A influência do magmatismo sienítico pode também ser observada no corte da BR-050 próximo do limite leste do domo, em meio aos micaxistos fenitizados e francamente laterizados. Neste local estão presentes alguns diques e grande quantidade de venulações, das quais reconhecem-se apenas o material argiloso de alteração (FOTO 6).

FOTO 6 - Conjunto de venulações e pequenos diques de provável material sienítico, inteiramente transformados em caolinita. Corte da BR-050, 250 m da borda leste do Complexo

A associação dos sienitos dos testemunhos de sondagem, os que afloram e os diversos diques e venulações aqui interpretados como geneticamente ligados a um mesmo magmatismo, sugere a existência de um "stock" subaflorante com pelo menos 1,5 km de diâmetro, cuja borda é algo diferenciada e que está situado na porção NE do domo de Catalão II. Este corpo acha-se em parte recoberto pelos quartzitos

fenitizados adjacentes ao "pipe" norte, de maneira que deve ter aumentada sua expressão em profundidade e no sentido N e NE.

Quartzo Sienitos

Os Quartzo Sienitos são rochas de cor cinza esverdeada com matizes rosados devido à oxidação e textura predominante grossa. Envolvem parcial ou totalmente fragmentos centimétricos de quartzitos, de modo que são comuns porções de aspecto vítreo resultantes da total recristalização dos mesmos. Os sienitos são assim identificados apenas nos locais em que são suficientemente homogêneos e livre de xenólitos do quartzito encaixante, situação em que passariam a fenitos feldspáticos.

Na drenagem que nasce logo a W do antigo traçado BR-050, em seu trecho NNW, por não mais que 500 m afloram igualmente quartzo sienitos. Aqui também contém quartzito encaixante, mas com uma distribuição regular que confere à rocha uma boa homogeneidade. Volumetricamente o quartzo sienito é mais expresso que nos afloramentos da janela erosiva assinalada na FIGURA 3, provavelmente por situar-se numa cota mais inferior e mais internamente ao Complexo. Tal como no outro ponto descrito, apresentam uma textura média a grossa, mas sem uma definição nítida dos exatos contornos dos indivíduos constituintes.

Pela maneira que se apresentam, os quartzo sienitos parecem representar um fácies marginal do "stock" sienítico sugerido. A presença dos quartzitos encaixantes, totalmente atravessados pelos sienitos, foi o argumento responsável pela individualização deste setor do "stock" sienítico de seu interior, representado nos furos de sondagem. Deste modo, foi a primeira porção de magma sienítico a se consolidar junto às encaixantes, sofrendo posterior brechação e protoclase por efeito de pulsos intrusivos subseqüentes.

Mineralogicamente os quartzo sienitos são constituídos por ortoclásio, quartzo, microclínio ou anortoclásio e algum plagioclásio.

É comum nestas rochas feições que sugerem um tipo particular de silicificação, que pode estar associada à deformação. O quartzo apresenta-se com hábito fibroso, em parte sugerindo pseudomorfose, sem qualquer recristalização, e ocupando preferencialmente planos de ruptura da rocha. Ao que parece, a sílica que satura estas rochas é proveniente dos quartzitos encaixantes que foram permeados pelo magma sienítico em função da extensiva brechação a que estiveram sujeitos.

Por sua vez, deformação também é uma feição marcante dos quartzo sienitos. É concentrada principalmente nas bordas dos grãos de ortoclásio segundo uma moagem, ou ao longo de fraturas que os atravessam, onde se dá a formação de pequenos cristais euedrais de anortoclásio. De característico, estes minerais apresentam típicas seções quadradas e uma perfeita geminação em xadrez que ocupa a totalidade das faces (100), além de cores de interferência anômalas azul cinzentas. Encontram-se imersos numa matriz de quartzo, ao que parece invasivo (PRANCHA 1-F). Os cristais de ortoclásio podem ser mesopertíticos e normalmente mostram sericiticação.

Plagioclásios ocorrem quase inteiramente de forma subordinada, não somando mais que 5 % da moda. Sua composição varia sempre de albita a oligoclásio (An_{10} a An_{30}). Entretanto, algumas amostras de ocorrência muito restrita e procedência incerta, pois foram encontradas como blocos soltos, contêm uma quantidade tal de plagioclásio que as qualificam como monzonitos.

Álcali Feldspato Sienitos

Os Álcali Sienitos de Catalão II são rochas homogêneas, maciças, de cor cinza clara, granulação média predominante e eventualmente com um aspecto brechado, dado pela presença de diques carbonatíticos (PRANCHA 1-G). São constituídas por K-feldspatos cinzentos centimétricos, Na-piroxênio verde intergranular associado a Na-anfibólios, biotitas pardas milimétricas (na maior parte de transformação), apatita e alguma calcita, ilmenita e titanita. Os quatro primeiros minerais ocorrem de maneira essencial, enquanto o restante pode não fazer parte da associação. Apresentam variações naturais pouco mais ricas em Na-piroxênios e/ou Na-anfibólios, mas mantendo a mesma associação mineralógica dos álcali piroxenitos. Apenas a proporção de seus constituintes é que muda, o que indica um relacionamento com a série anterior através dos tipos intermediários como shonkinitos, dos quais parecem provir por um incremento na quantidade de K-feldspato em detrimento dos máficos. Tal qual os álcali piroxenitos, sofrem profunda transformação com a passagem dos líquidos da série carbonatítica, com expressiva formação de micas (PRANCHA 1-G).

São sienitos hipersolvus saturados, dominados majoritariamente por ortoclásio. No entanto, alguns representantes apresentam um total de máficos que pode alcançar até 30 % da moda. Não contêm

quartzo nem tampouco nefelina modais, sendo mais apropriadamente referidos como álcali feldspato sienitos e mela álcali feldspato sienitos.

Os álcali feldspato sienitos são rochas holocristalinas de granulação média a grossa formadas por um arranjo em mosaico dos grãos de ortoclásio e apatitas acessórias, onde alguns interstícios são ocupados por Na-piroxênios, Na-anfibólios e calcita, formando típica textura agpaítica (PRANCHA 1-H).

Os ortoclásios são, em sua maioria, anedrais a subeuedrais. No geral constituem um mosaico equigranular e homogêneo rompido pela presença dos máficos intergranulares ou por venulações de carbonatos. Em algumas amostras mostram-se subeuedrais, situação em que se acham geminados. Por efeito do metassomatismo alcalino junto a veios carbonatíticos transformam-se em tetraferribiotitas.

Os ortoclásios às vezes apresentam micropertitas e, tal qual os cristais de piroxênios, podem mostrar uma freqüente zonação para bordas mais enriquecidas em sódio. Estes, por sua vez, são na maior parte das vezes egirina-augitas com contornos mais enriquecidas em egirina. Ocorrem sempre associados à arfvedsonita, para a qual transformam-se por efeito da uralitização, quase sempre próximo a microveios sovíticos.

Foscoritos

Os Foscoritos constituem a última fase essencialmente silicática que precede as manifestações carbonatíticas propriamente ditas. São rochas máficas, homogêneas, de estrutura maciça, cor predominante castanha e textura granular média (PRANCHA 2-A). Tal como as demais rochas que precederam os carbonatitos, os foscoritos acham-se muito afetados por venulações e diques de carbonatitos.

A expressão volumétrica dos foscoritos nos testemunhos de sondagens não é das maiores (cerca de 10 % do volume presente), e sua ocorrência está restrita ao "pipe" norte. Não há evidências seguras da exposição de seus produtos de alteração em superfície, pelo que seu reconhecimento só pode ser feito em testemunhos de sondagens. Nos exemplares macroscópicos o foscorito mostra um predomínio da mica avermelhada equigranular, que dá a cor da rocha, e que em grande parte é proveniente da transformação de olivinas. Compõem-se ainda de magnetita anedral ou prismática intergranular subcentimétrica, apatita esverdeada sacaróide milimétrica, calcita branca intersticial muito

fina e pirita muito fina disseminada ou em microveios. Na-anfibólios podem ocorrer ocasionalmente.

Em Catalão II verifica-se que os foscoritos ocorrem como rochas ígneas que sofreram profundamente com o metassomatismo, sendo bem individualizáveis nos testemunhos de sondagens. Apresentam uma textura granular hipidiomórfica, com cristais de olivina euedrais e subeuedrais dispersos numa fase constituída por apatitas anedrais majoritariamente, placas de tetraferriflogopita subeuedrais, magnetita anedral dispersa e eventuais cristais de zircão (PRANCHA 2-B). Carbonato primário também pode compor esta associação. Texturalmente são ainda caracterizados por uma generalizada protoclase que certamente relaciona-se à atividade carbonatítica. Nos fraturamentos gerados deu-se a invasão de carbonatos distribuídos de uma forma relativamente homogênea pela rocha.

As olivinas ocorrem como cristais com até 1,5 cm de extensão. Apresentam fraturamento típico e alteração que tanto é para idingsita como para bowlingita. Entretanto, é comum sua total transformação a tetraferriflogopitas, associada à presença de romboedros de magnetita. Estas micas diferem de uma outra geração de flogopitas previamente formadas, por serem menores e estarem sempre pseudomorfisando cristais de olivina, segundo minúsculas placas dispostas em posição radial. As flogopitas da primeira geração oticamente são idênticas às de origem metassomática, mas ocorrem como placas centimétricas independentes, homogeneamente distribuídas pela rocha. é comum apresentarem-se deformadas com curvamentos e quebramentos. São de cor amarela parda e mostram forte pleocroísmo invertido com $\alpha > \beta = \gamma$, sendo:

α laranja avermelhado

$\beta = \gamma$ pardo claro

A evolução do metassomatismo nestas rochas é na direção da total transformação dos máficos olivina e, mais raramente, Na-anfibólio, em flogopitas. Exemplares deste tipo são os apatita glimeritos e flogopita apatititos, comumente encontrados fazendo parte deste contexto.

As apatitas nos foscoritos assumem a maior importância no aspecto econômico, pois formam concentrações elevadas (até cerca de 50 % em volume), que faz desta rocha um dos principais prospectos para fosfatos em Catalão II. Ocorrem como cristais ovalados, quase sempre

fraturados e permeados por material carbonatítico. Não se nota qualquer transformação por efeito do metassomatismo, nem tampouco figuram como minerais neoformados. Ao contrário, mantiveram seus contornos primários e rigidez compatível com o fraturamento hidráulico que sobreveio pela injeção dos fluidos carbonatíticos. É freqüente apresentarem ainda extinção ondulante e figuras ligeiramente biaxiais que sugerem deformação mecânica.

Magnetitas ocorrem em proporção relativamente menor e sempre compondo uma fase residual, com típico hábito esqueletal. Em quantidade menor é encontrada provindo da transformação de olivinas.

Pirocloro ocorre como um acessório discreto, mas que pode alcançar concentração econômica em alguns exemplares. Sua presença realça a importância econômica dos foscoritos, visto serem mais uma fonte para o nióbio em Catalão II. Ocorrem como cristais subeuedrais, fraturados, de cor amarela dourada e comumente zonados (PRANCHA 2-C). Ao contrário dos da "rocha mineralizada" têm dimensões submilimétricas e milimétricas, e integram uma paragênese substancialmente distinta, da qual os carbonatos figuram como constituintes subordinados.

Quando presente, calcita é o carbonato predominante, ocorrendo também anquerita em algumas amostras. São inteiramente anedrais e preenchem fraturas ou espaços intergranulares em meio às apatitas.

Foscoritos são rochas conhecidas em diversos outros complexos alcalinos carbonatíticos no mundo, como Palabora, Sokli, parte dos da Península de Kola na URSS (onde são conhecidos por camaforitos), em Catalão I e Anitápolis. Em todos estes corpos mostram uma íntima associação com rochas carbonatíticas dos primeiros estágios de geração. Da mesma maneira, vários pesquisadores relacionam tais rochas a metassomatismo, tanto pelo aspecto genético como pelos efeitos transformantes a elas relacionado.

VARTIAINEN & PAARMA (1979) e VARTIAINEN (1980) reconhecem dois tipos de foscoritos para o Complexo de Sokli (Finlândia), tal qual BAECKER (1983) para Catalão I. Estes autores discutem o aspecto genético destas rochas, de modo que denominam metafoscoritos os de origem metassomática e foscoritos os de origem ígnea.

Para o Complexo de Palabora as descrições dos foscoritos feitas por alguns autores (HANEKON *et al.* 1965, PALABORA MINING COMPANY LTD 1976) sugerem claramente uma origem ígnea. Nele os foscoritos situam-se num "pipe" distinto, subsidiário ao Complexo, conhecido por Loolekop. Constituem um "plug" central discordante do

restante das rochas, e que contém um outro "plug" carbonatítico em seu interior, disposição que sugere uma origem magmática. Entretanto, são reconhecidas feições que atestam efeitos metassomáticos por ação de carbonatitos tardios. Em Anitápolis FURTADO *et al.* (1986) e FURTADO (1989) apresentam também os foscoritos como rochas magmáticas ocupando diques, que sofreram metassomatismo. Este é indicado pela substituição das olivinas por richterita ou flogopitas.

SOKOLOV (1983) também discute a origem dos foscoritos, baseando-se em alguns complexos russos, mas principalmente ressaltando sua ligação genética com carbonatitos. Esta se dá tanto no aspecto químico, bem como por suas relações intramagmáticas apresentadas. Tal relacionamento também foi observado em Catalão II, de modo que os foscoritos são aqui interpretados como precursores do magmatismo carbonatítico *sensu stricta*.

Série Carbonatítica

é aqui designada por Série Carbonatítica o maior agrupamento de litotipos em Catalão II, cujas formas de ocorrência e caracteres petrográficos o distingue substancialmente das outras rochas anteriormente descritas.

Petrograficamente as rochas desta série são caracterizadas pela presença de carbonatos como constituintes essenciais, numa proporção superior a 10 % do volume. A forma de ocorrência dos diversos estágios que compõem esta série é semelhante, e se dá como diques que atravessam agora um substrato já suficientemente consolidado, formado pelas rochas das séries anteriormente descritas. é bem provável que estas rochas juntas totalizem mais de 50 % do volume total do Complexo, já que tanto seus produtos de alteração, como seus representantes sãos dominam por toda a metade sul de Catalão II.

As rochas carbonatíticas foram separadas de acordo com suas feições macro e microscópicas mais evidentes, e em função de uma razoável correspondência, tanto vertical como lateralmente entre os testemunhos de sondagem nos dois "pipes" assinalados. Entretanto, mesmo mantendo feições petrográficas e formas de ocorrência muito semelhantes, poderiam ter sido geradas através de pulsos magmáticas distintos, com alguma separação cronológica entre si, em cada um dos "pipes". Do mesmo modo, fases carbonatíticas consideradas contemporâ-

neas podem apresentar alguma heterogeneidade na distribuição mineral, de acordo com o local de ocorrência. Assim, foram reconhecidos cinco estágios principais e sucessivos, bem expressos nos testemunhos de sondagens, e que geneticamente são designados por carbonatíticos. Cada estágio destes é representado por um litotipo particular, que caracteriza uma manifestação magmática específica.

Verifica-se que houve uma clara diferenciação a partir dos termos iniciais ricos em silicatos, óxidos, sulfetos e fosfatos na direção dos finais, de composição essencialmente carbonatítica. Esta diferenciação se deu através de um incremento gradativo em calcita, barita, anquerita, dolomita e carbonatos de terras raras, ao lado de um decréscimo na quantidade de apatitas. Deste modo, no primeiro estágio ocorreu a cristalização da aqui designada "Rocha Mineralizada", seguida pela formação de sovitos ainda muito ricos numa fase silicática, e que por isso são denominados de Sílico Sovitos. Estes foram sucedidos por mais dois estágios de Sovitos típicos, distintos apenas pelo maior conteúdo em Ba, ETR e quartzo no último deles, e finalmente por um estágio derradeiro de Alviquitos e Beforsitos.

Pode-se constatar que o somatório das atividades carbonatíticas em Catalão II aumentou consideravelmente o volume do Complexo, notadamente na direção sul. Os testemunhos das cinco sondagens realizadas confirmam a presença da Série Carbonatítica, sendo que seus representantes perfazem a quase totalidade das rochas encontradas no "pipe" sul.

Todos os exemplares estudados foram obtidos de testemunhos de sondagem. No entanto, é bem provável que a maioria, senão a totalidade dos restos de diques encontrados sobre o Complexo, e assinalados no mapa geológico, sejam produtos de alteração superficial de tais rochas, haja vista possuírem a mesma forma de ocorrência e uma associação mineralógica que sugere origem comum. De qualquer modo, é certa a ampliação vertical no sentido de níveis crustais superiores, manifestada por este magmatismo. Não fosse a espessa cobertura intemperizada, seria perfeitamente reconhecível a presença das rochas carbonatíticas atravessando o substrato do Complexo, a exemplo de outras regiões do planeta.

Rocha Mineralizada

A primeira manifestação carbonatítica em Catalão II está representada por uma rocha maciça, de cor variável nos diversos tons de cinza e granulação grossa. Na falta de uma melhor designação, e pelo fato desta rocha constituir o protolito da mineralização niobífera em Catalão II, adotou-se a denominação utilizada nos trabalhos de pesquisa da Mineração Catalão de Goiás Ltda. de "rocha mineralizada". Esta encontra correspondência com a "rocha rica em magnetita, flogopita, apatita e pirocloro" de BAECKER (1983) para o complexo vizinho (Catalão I), que lá também constitui a fonte primária de nióbio.

A "rocha mineralizada" é uma variedade de rocha carbonatítica de composição situada entre foscoritos e sovitos propriamente ditos. Tem sua composição dividida entre óxidos, sulfetos, carbonatos e silicatos e fosfatos. É constituída essencialmente por magnetita, flogopita e calcita. Ilmenita e pirocloro e apatita são minerais acessórios que, no entanto, podem se constituir em minerais essenciais. Entre os óxidos destacam-se prontamente a magnetita ou a ilmenita, que ocorrem em proporção variável, sendo mutuamente excludentes. Pirocloro ocorre sempre em menor quantidade embora com teores apreciáveis. Já entre os sulfetos dominam amplamente os de cobre (associação de calcopirita, bornita etc.) seguidos de pirita, um pouco de calcocita e pirrotita. Carbonatos são representados em sua quase a totalidade por calcita, sendo acompanhada, às vezes, por anquerita. Juntas formam a última fase mineral na seqüência de cristalização (PRANCHA 2-D).

A "rocha mineralizada" dispõe-se na forma de diques de espessura variável na escala centimétrica a métrica, distribuídos nos furos de sonda dos dois "pipes", e certamente tendo representantes alterados aflorando na superfície do Complexo. Seu aspecto muda substancialmente de um a outro conduto. No "pipe" norte provém principalmente dos furos C3B1, C3B2 e C3B3 em posição central ao conduto. Ocorre ali com sua feição e composição mais típicas, onde coexistem os óxidos e sulfetos, freqüentemente envolvidos por calcita branca. A maioria das amostras daí provenientes tem a apatita e o pirocloro como minerais essenciais, de sorte que os teores em Nb_2O_5 podem alcançar até 12 %.

Verifica-se que esta rocha encontra correspondência com uma outra carbonatítica nos dois furos de sonda adjacentes ao "pipe" sul,

mas que constitui um fácies nitidamente diferenciado. Neste caso, a quantidade de magnetita é muito menor, ao passo que há um total predomínio de ilmenitas tabulares que, devido ao corte, apresentam-se como estreitos prismas (PRANCHA 2-E). Pirocloro ocorre como um raro mineral acessório. Flogopita existe em maior quantidade, e calcita branca impregnada de apatita sacaróide cor de mel constitui uma fase residual que envolve os outros minerais.

Apesar da substancial diferença apresentada entre estas rochas nas duas áreas em que ocorrem, alguns elementos permitem relacioná-las. Ambas figuram como a primeira manifestação carbonatítica, sendo afetadas pelos pulsos magmáticos subseqüentes. A associação mineralógica é de certa forma a mesma, de maneira que a diferença de aspecto apresentada nas duas áreas de ocorrência deve-se apenas à distribuição desigual de minerais. Ambos constituem o protolito da mineralização presente no solo residual de alteração sobre partes do Complexo de Catalão II. A este respeito é interessante observar-se que a principal área mineralizada em Catalão II é a parte centro-sul do "pipe" sul, fora do domínio de silexitos (FIGURA 3). Entretanto, os exemplares da "rocha mineralizada" neste sítio provêm dos furos situados mais a oeste, onde não existe concentração econômica de pirocloro, o que é correspondido pela baixa quantidade deste mineral nas amostras daí provenientes. Ao contrário, as amostras estudadas originárias dos furos do "pipe" norte, a despeito de sua alta concentração em pirocloro, não geraram quantidades apreciáveis de minério no solo que o recobre. Este contraste se deve ao fato das amostras do "pipe" sul situarem-se na borda do "plug" carbonatítico mineralizado, evidentemente numa situação em que a rocha é mais diferenciada do que na sua porção central, francamente mais rica em pirocloro. Por outro lado, toda a parte sudoeste do "pipe" norte é drenada pelo Córrego Coqueiro, que removeu boa parte do solo residual potencialmente mineralizado em nióbio.

Microscopicamente a "rocha mineralizada" apresenta uma textura inequigranular hipidiomórfica e, na maior parte das vezes, protoclástica.

As apatitas constituem uma fase de distribuição bem variável podendo perfazer até pouco mais de 50 % do total mineral. São submilimétricas, granulares, subhexagonais e concentram em si a maior intensidade da deformação através da protoclase.

As tetraferriflogopitas formam placas subuedrais a anedrais e também apresentam sinais evidentes de quebramentos e deformação, associadas à injeção de líquidos carbonatíticos.

Os grãos de pirocloro ocorrem em proporção variável que pode atingir até 20 % do total da rocha. Formam cristais euedrais na maior parte das vezes, e facilmente atingem mais de 1,5 mm. De fato, há amostras em que os mesmos podem ter diâmetro de até 1 cm. Apresentam cor castanha dourada, freqüente zonação e acham-se associados preferencialmente a opacos, sobretudo ilmenita ou magnetita. A zonação mais comum é a que apresenta núcleo mais escuro (castanho avermelhado) e borda mais clara (amarela dourada) ocorrendo, também o inverso deste padrão.

Os cristais de pirocloro também mostram-se afetados por fraturamentos, por onde pode ter se dado a passagem de fluidos carbonatíticos que os transformaram em parte. Observa-se nestes casos uma discreta mudança de coloração para tons mais claros.

Entre os opacos há um total domínio dos óxidos magnetita e ilmenita sobre os sulfetos. Observa-se que em algumas amostras a magnetita domina, mascarando a presença das poucas ilmenitas. Do mesmo modo, dá-se o inverso em outras amostras, de sorte que a existência destes minerais tende a obedecer uma relação inversa. As magnetitas são titaníferas (titanomagnetitas) e por conta disso costumam mostrar, em seções polidas, matizes rosados claros e freqüente exsolução de ilmenita em seu interior. Formam concentrações contínuas em meio à rocha, nas quais podem ser encontrados cristais ovóides ou subtabulares de ilmenita. Esta é o principal óxido em alguns exemplares da "rocha mineralizada", especialmente naqueles provenientes das sondagens no "pipe" sul. Costuma ocorrer como cristais sub a euedrais com hábito tabular e extensão que pode alcançar até mais de 1 cm. Pode apresentar ainda bordas de alteração para leucoxênio em alguns exemplares.

Entre os sulfetos destacam-se os de cobre, principalmente bornita e calcopirita. Quase sempre apresentam-se inteiramente anedrais, podendo conter minúsculas piritas de seções quadradas. Estes sulfetos costumam ocorrer associados, de modo que a calcopirita recobre a maior parte dos cristais de bornita. Nas amostras em que a bornita está ausente, ou é subordinada, a calcopirita normalmente está associada à pirita, ou mesmo à pirrotita.

Sílico Sovitos

Com esta denominação são referidos os carbonatitos do segundo estágio, ainda com destacada contribuição de minerais silicáticos, e que ocorrem de maneira distinta nos dois "pipes". São as primeiras rochas da série carbonatítica que têm calcita como mineral francamente majoritário, superando 50 % de volume. Dolomita é completamente subordinada nestes litotipos, perfazendo pouco mais de 5 % do volume da rocha. Apatita e magnetita são constituintes onipresentes, de sorte que o magnetismo é uma feição diagnóstica para estas rochas.

De acordo com o predomínio de um ou outro mineral podem ser subdivididos nos tipos egirina-augita sovitos, mais raros, e flogopita sovitos, mais comuns.

A principal feição que apresentam os sílico sovitos é uma grande heterogeneidade quanto à sua distribuição mineral e quanto à sua estrutura. São freqüentes tipos bandados ou laminados que podem passar lateralmente para outros mais homogêneos e isótropos (PRANCHA 2-F), reflexo de uma concentração mineral heterogênea ao longo da rocha. Apresentam cor variável entre cinza a castanho, dependendo da quantidade relativa de carbonato, magnetita e flogopita.

Os sílico sovitos estão distribuídos normalmente como diques de espessuras métricas a submétricas nos dois "pipes", e com características distintas em cada um deles. Os do "pipe" sul são exclusivamente flogopita sovitos com aspecto pegmatóide que freqüentemente constituem verdadeiros glimeritos de textura grossa. Neste local apresentam relações de contato não muito claras com a "rocha mineralizada". Cortam as encaixantes regionais do Complexo, sendo eventualmente cortados por sovitos puros do terceiro e quarto estágios, por venulações de alviquitos e por lamprófiros.

No "pipe" norte os sílico sovitos são bem freqüentes e variados os seus tipos. Seu relacionamento, do que pôde ser visto nos testemunhos dos quatro furos de sonda em que estão presentes, em alguns casos é de modo que atravessa a "rocha mineralizada" e, na maioria das vezes, os piroxenitos. Também são atravessados por diques de sovitos do terceiro estágio, por lamprófiros e por venulações de beforsito (PRANCHA 2-F). Como se nota na PRANCHA 1C e, principalmente na PRANCHA 2-G, são discerníveis porções do piroxenito encaixante sendo assimiladas pelos sílico sovitos. Neste processo a maior parte dos piroxênios constituintes das encaixantes é visivelmente transformada em Na-anfibólios e, mais comumente, em biotitas que vão

compor a associação mineralógica destas rochas. Já minerais como apatita, e principalmente magnetita proveniente destes piroxenitos, ao que se nota, estão em equilíbrio com os sílico sovitos, sendo incorporados aos mesmos sem sofrer transformação visível.

Estas feições revelam um aspecto notável das rochas carbonatíticas, que é mais pronunciado com os sílico sovitos e que é o forte metassomatismo que provocam, dependendo da rocha à qual estão associados. No "pipe" sul evidentemente influenciaram na fenitização que sobreveio aos milonitos, xistos e quartzitos encaixantes. Entretanto, é junto aos piroxenitos no "pipe" norte que seu efeito degenerador é mais destacado. Sempre junto ao contato com os piroxenitos é marcante uma "flogopitização" que pode alcançar proporções elevadas. A rocha que se forma nestas condições é um glimerito fino, castanho que pode conter restos do piroxenito anfibolitizado, e que mostra uma laminação bem evidente (PRANCHA 1-C e PRANCHA 2-G). Diferem dos glimeritos pegmatóides encontrados no "pipe" sul tanto por sua textura mais fina, como por sua maior heterogeneidade. Tais características refletem gênese distinta para tais rochas.

Os flogopita sovitos são rochas homogêneas ao nível microscópico, de textura equigranular alotriomórfica, na maior parte das vezes, e de granulação submilimétrica. As calcitas formam um mosaico dominante no qual sempre se destacam grânulos ovóides ou pequenos prismas de apatita (PRANCHA 2-H) e magnetitas anedrais. Zircão foi encontrado como acessório discreto.

As flogopitas normalmente são equidimensionais, no entanto, podem formar placas mais desenvolvidas que se destacam no mosaico constituído pelas calcitas. Sua quantidade pode variar em alguns litotipos, de modo que existem glimeritos pegmatóides de matriz calcítica ou apatita sovitos com flogopita.

Os egirina-augita sovitos são carbonatitos substancialmente mais sódicos, pois são ricos em egirina-augitas, egirina e alguns Na-anfibólios. As egirina-augitas formam cristais prismáticos de extensão centimétrica que caracterizam este tipo de rocha. Nestes exemplares é muito comum a formação posterior de flogopitas pela alteração de Na-piroxênios. Titanita é um acessório que pode estar presente.

A elevada concentração de apatita dos sílico sovitos só pode ser comparada à da "rocha mineralizada". Entre as rochas da Série Carbonatítica é a mais rica neste mineral. Normalmente a apatita está disseminada, mas pode concentrar-se em veios centimétricos ou em

massas que formam verdadeiros apatititos, com notável importância econômica. Os apatititos assim reconhecidos são rochas granulares, quase inteiramente constituídas por apatitas milimétricas anedrais, alguma tetraferriflogopita e magnetita. Uma generalizada protoclase atuou nestas rochas determinando um intenso fraturamento por onde se deu a invasão e cristalização de calcita e dolomita.

Sovitos

Os Sovitos constituem o terceiro estágio carbonatítico em Catalão II. São rochas dispostas na forma de diques de espessuras submétricas que cortam diversas das rochas anteriormente descritas.

A este estágio magmático se relaciona talvez a maioria das venulações centimétricas presentes no Complexo. Igual às outras rochas da série carbonatítica, estão presentes nos dois "pipes" de Catalão II.

A principal feição que caracteriza este grupo de rochas é sua homogeneidade. São de cor creme a branca, aspecto cristalino maciço e compostas quase que exclusivamente por calcita branca de brilho sedoso. Alguma pirita e calcopirita altera a constância presente nestas rochas. Estão freqüentemente em contato com os sílico sovitos com os quais contrastam fortemente (PRANCHA 2-F). Isto indica que ocupam, em boa parte dos casos, os mesmos condutos anteriormente utilizados por eles.

Embora volumetricamente não constituam uma quantidade considerável, os sovitos estão bem distribuídos no Complexo. Não há qualquer evidência de sua presença em superfície. Petrograficamente correspondem exatamente à definição original da IUGS (STRECKEISEN 1978). São as rochas mais puras e homogêneas presentes no Complexo, sendo compostas por mais de 95 % de calcitas anedrais milimétricas (PRANCHA 3-A). Raros acessórios são a dolomita, tetraferriflogopita e barita. Normalmente não chegam a compor nem 5 % do volume da rocha, sendo de reconhecimento apenas no nível microscópico. Juntos compõem uma textura equigranular alotriomórfica.

Sovitos Anqueríticos

Os Sovitos Anqueríticos constituem o quarto estágio carbonatítico em Catalão II. Tal como os demais, é um tipo litológico transgressivo sobre as outras rochas reconhecidas, pois que ocorrem

nos dois "pipes" do Complexo. Formam diques de espessuras sempre inferiores a 1 m, na maior parte das vezes com 10 a 20 cm de espessura, e que atravessam principalmente os sílico sovitos e os sovitos do terceiro estágio. São atravessados pelos lamprófiros, como pode ser visto na PRANCHA 1-A e PRANCHA 2-G.

Estas rochas se assemelham muito com os sovitos do terceiro estágio e, por vezes, aproveitam os mesmos condutos. Entretanto, diferem mineralogicamente por serem de composição mais complexa. Apresentam coloração rósea creme-acastanhada típica, e um aspecto maciço comparável aos sovitos do terceiro estágio, quando inalterados (PRANCHA 2-G). Quando sujeitos ao menor efeito intempérico tomam uma coloração parda devido à oxidação e um aspecto pulverulento muito típico.

A despeito de sua discreta presença nos testemunhos de sondagens, os sovitos anqueríticos certamente alcançam uma grande distribuição no "pipe" sul. Ao que parece contribuíram majoritariamente para a formação dos silexitos da porção SW do Complexo, devido a composição mineralógica afim mais rica em Ba, SiO_2 e ETR. São carbonatitos constituídos por calcita, anquerita, dolomita, carbonato de terras raras, quartzo e barita. Pode ainda estar presente pirita acessória. Nota-se no detalhe que são heterogêneos quanto a sua coloração, contendo porções de diâmetro milimétrico de cores branca, castanha e eventualmente outras menores ainda de cor azulada.

Nestas rochas calcita constitui uma fase dominante e primariamente cristalizada, distinta de uma outra formada pelo restante da associação mineral. As calcitas são euedrais a subeuedrais e ocupam de 50 a 65 % do volume da rocha. Juntamente com a anquerita e a dolomita formam uma fase contínua que contém quartzo, carbonatos de T.R. e barita intersticial. Os carbonatos quando testados com solução de alizarina Red-S distinguem-se prontamente, com a calcita tomando a coloração rosada típica, enquanto os outros permanecem inalterados, tal qual na PRANCHA 3-C.

As anqueritas constituem carbonatos anedrais a subeuedrais. No entanto, podem formar junto com a dolomita indivíduos isolados euédricos. Apresentam-se quase sempre com o aspecto sujo devido a presença de alguma deposição de compostos de ferro (principalmente óxidos). Estes dois tipos de carbonatos mostram associação íntima, ocorrendo preferencialmente como bolsões ou pequenos veios subcentimétricos.

Diferentes do conjunto de carbonatos descritos atrás são os carbonatos de T.R.. Estes associam-se ao quartzo e à barita que integram uma fase nitidamente intersticial. Têm hábito de minúsculos cristais prismáticos ou aciculares, formando pequenas drusas e dispostos em arranjo radial que normalmente têm um centro opaco à luz transmitida. São de cor acastanhada ou amarelada e parecem pertencer ao sistema monoclínico ou hexagonal. A birrefringência apresentada, tal qual o índice de refração, são substancialmente mais elevados que o conjunto dos carbonatos conhecidos. Por outro lado, suas raias obtidas em difratogramas são quase coincidentes com o "padrão" apresentado por outros carbonatos, o que invalida sua determinação por raios-X a partir destas amostras.

Uma amostra de sovito anquerítico analisada quimicamente apresentou teores elevados em ETR, particularmente em Cério. Do mesmo modo, há uma significativa quantidade em flúor (TABELA 5) que não provém de fluoritas ou de apatitas, ausentes nestes carbonatitos. Certamente tais elementos estão confinados em fluorcarbonatos de Cério do tipo bastnaesita ($(CeLa)CO_3F$), sinchisita ($(CeLa)Ca(CO_3)_2F$) ou parisita ($(CeLa)_2Ca(CO_3)_3F_2$), que mais se aproximam oticamente do conjunto de características obtidas para os aqui referidos (v.p. ex. KAPUSTIN 1980).

Barita ocorre como mineral euédrico a subédrico sempre contornada por quartzo. Quartzo é um mineral que aparece significativamente pela primeira vez entre os carbonatitos, tanto na forma primária como secundariamente, preenchendo fraturas ou pseudomorfisando outros minerais. é comum estar zonado e mostrando extinção ondulante, não sendo portanto recristalizado.

Alviquitos e Beforsitos

é agrupado como alviquitos e beforsitos um conjunto de pequenos diques e venulações centimétricas que cortam os carbonatitos anteriores (PRANCHA 2-F). Sua composição predominante é variável, podendo ser rica em dolomita, anquerita ou calcita. Apesar disso, sua forma de ocorrência e textura dominante fina são muito semelhantes às descritas por LE BAS (1977) por alviquitos.

Embora possam ter uma distribuição espacial que alcance o Complexo inteiro, volumetricamente estas rochas não têm grande importância, figurando como um estágio carbonatítico terminal, de baixa possança, e que ocupou algumas fraturas ou falhas no interior do

Complexo. De característico mostram uma freqüente orientação de seus constituintes minerais paralela à direção dos condutos, o que demonstra o fluxo dos líquidos quando de sua formação.

Microscopicamente verifica-se que este grupo de rochas apresentam uma grande variação na quantidade dos carbonatos identificados: dolomita, anquerita e calcita. Isto gerou uma heterogeneidade de litotipos como alviquitos, alviquitos dolomíticos, alviquitos anquerítícos e beforsitos. Além dos três carbonatos identificados, alguns destes litotipos podem conter ainda magnetita, perovsquita, barita, tetraferriflogopita, anfibólios, um pouco de pirocloro e até algum carbonato de terras raras do tipo sinchisita-parisita-bastnaesita, semelhante aos sovitos anquerítícos.

Nos alviquitos dolomíticos verifica-se uma textura de fluxo definida sobretudo pelo alinhamento de cristais de dolomita prismática diminuta que, tal como nos demais carbonatitos em que estão presentes, acham-se associados à anquerita. A calcita aparece com o hábito anedral, homogeneamente distribuída, constituindo uma matriz na qual encontra-se o restante da paragênese mineral (PRANCHA 3-D).

Os beforsitos propriamente ditos são mais homogêneos e cristalinos, e têm uma composição mais simples (PRANCHA 3-E). Além da dolomita e anquerita, contêm algum opaco (hematita) e, em posição intersticial aos carbonatos, resíduos microcristalinos de quartzo, a$&.16)Forcarbonatos de terras raras.

Série dos Lamprófiros

é designado por Série dos Lamprófiros um conjunto de rochas melanocráticas a ultramelanocráticas que não se encontram aqui diferenciadas. São rochas muito típicas, facilmente reconhecíveis nos testemunhos de sondagens, pois ocorrem sempre de modo discordante com todos os litotipos identificados em Catalão II. Formam diques estreitos, muitas vezes resultado de injeções múltiplas, mas que podem atingir até 1 m de espessura, que penetram fraturas e falhas de colapso no interior do Complexo. Além de tais feições, são comuns bordas de resfriamento indicando que intrudiram um Complexo já suficientemente resfriado.

Os lamprófiros são rochas maciças, de cor negra, cinza escura ou castanha escura, de textura freqüentemente porfirítica e com matriz afanítica (PRANCHA 1-A e PRANCHA 2-H). Os fenocristais são de olivina subcentimétrica, em boa parte serpentinizados e cloritizados, e mais

UNICAMP
BIBLIOTECA CENTRAL

raramente de flogopitas, pois são mais comuns formando a matriz. Não raro são portadores de amígdalas de calcita ou calcedônia com até 1 cm de diâmetro (PRANCHA 3-F). Algumas variedades são dominadas por flogopitas subcentimétricas de maneira que a rocha passa a um glimerito fino. De sua composição mineralógica essencial faz parte ainda magnetita.

Microscopicamente confirma-se a textura holocristalina, constituída por uma matriz relativamente fina e composta por microfenocristais de flogopita, carbonato, minúsculas agulhas de apatita, grãos de seções quadradas ou romboédricas de magnetita e alguma barita. Imersos nesta matriz estão cristais ou pseudomorfos de olivinas subcentimétricas que podem perfazer, em alguns casos, até perto de 50 % do volume. Ocorrem entre os lamprófiros variedades que se caracterizam por conter ainda perovsquita, clinoanfibólios e a granada andradita (PRANCHA 3-G).

Este conjunto de minerais, quase sempre euedrais, confere à rocha uma textura panidiomórfica de fluxo, realçada pela presença de ripas de flogopitas e agulhas de apatitas. É comum estes minerais, juntamente com grãos de magnetita ou perovsquita, delinearem perfeitamente cristais ou pseudomorfos de olivina e amígdalas de carbonatos, como se vê na PRANCHA 3-G.

Os fenocristais de olivina estão freqüentemente transformados para clorita, serpentina e carbonato, com expressiva deposição de óxidos de ferro na forma de magnetita em suas bordas. Os microfenocristais de flogopita têm a forma de ripas e, na maior parte destes litotipos estão contornados por um envoltório castanho avermelhado de tetraferriflogopita, que perfaz cerca de 10 % da dimensão do mineral. Este envoltório mostra comportamento contrário quanto ao pleocroísmo quando comparado com o núcleo, tal qual no seguinte esquema:

	Pleocroísmo	Núcleo	Borda
α	Normal	Amarelo Claro	Castanho avermelhado
$\beta = \gamma$	Inverso	Pardo	Castanho claro a bem claro

Certamente tais envoltórios representam crescimento tardio, com expressiva contribuição de titânio, durante um processo metassomático de carbonatação tardia.

Estas micas de bordas avermelhadas têm uma boa distribuição entre os litotipos que compõem a série dos lamprófiros. São particularmente freqüentes nas associações compostas por carbonato, perovsquita, andradita e alguma titanita, reveladoras de teores relativamente altos em titânio, que é uma particularidade química dos lamprófiros (v. p.ex. TABELA 5).

As perovsquitas alcançam grande distribuição em alguns litotipos da série. Ocorrem como minúsculos cristais idiomórficos, comumente geminados e associados à magnetita e eventualmente à andradita.

As andraditas, na maior parte das vezes, são do tipo melanita, de cor avermelhada em função do maior teor em titânio. Formam cristais sub a euedrais, submilimétricos e comumente poiquilíticos. Ao que parece, são minerais associados a uma carbonatação tardia que certamente agiu sobre tais rochas, e que provocou discretas transformações como alteração das olivinas e a zonação em flogopitas.

Os clinoanfibólios constituem outro conjunto de minerais que são típicos em alguns lamprófiros. São Na-anfibólios do tipo arfvedsonita ou richterita que ocorrem com hábito de finos prismas integrantes da matriz.

Carbonatos constituem uma fase que permeia todo o conjunto mineral descrito. Há um predomínio absoluto de calcita, ocorrendo entre elas anquerita e dolomita mais subordinadamente. Nesta fase carbonática é que se associam minúsculos prismas de apatita e raros cristais de barita. Em algumas amostras parte deste conjunto é tomado por um material de índice de refração baixo e que não responde à luz polarizada.

Metassomatitos

É aqui designado por Metassomatitos um conjunto de rochas muito particulares, heterogêneas devido sua origem francamente metassomática, e que na maioria dos casos não encontra uma denominação mais apropriada. São rochas formadas sempre junto a diques de carbonatitos que atravessam sobretudo piroxenitos.

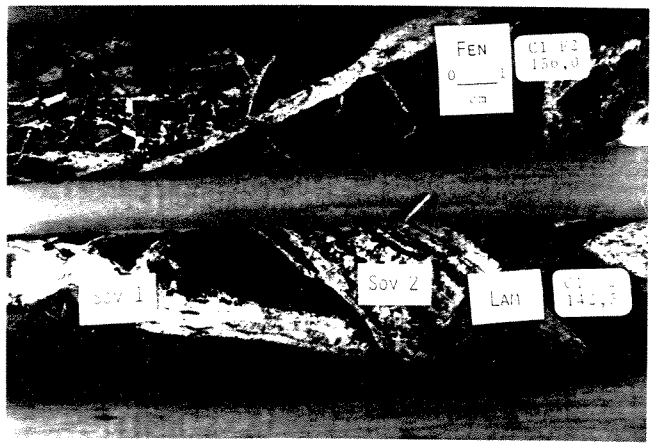
Os metassomatitos são variados e normalmente formados por uma associação de Na-anfibólio, Na-piroxênio, K-feldspato e carbonato. Apresentam bandamento ou foliação paralelos à direção do dique, e que são definidos pelo alinhamento de prismas de Na-anfibólios e Na-

piroxênios. Quase sempre contém flogopita de granulação fina, disposta igualmente segundo a foliação da rocha, e que é o último mineral estável na série de transformações metassomáticas, de sorte que os glimeritos finos são os tipos mais comuns de metassomatitos.

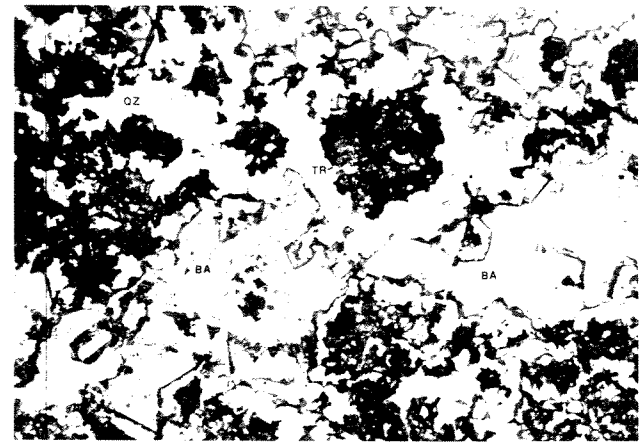
Alguns exemplares são caracterizados por uma textura fina formada pela associação de finos prismas de egirinas completamente envolvidos por belos cristais euédricos de arfvedsonita, constituindo típica textura poiquiloblástica (PRANCHA 3-H). Dessa associação faz parte ainda ortoclásio mesopertítico e microclínio, ambos frequentemente zonados e com cores de interferência cinza azuladas anômalas. Carbonato, titanita e quartzo existem em menor quantidade.

Algumas amostras apresentam arfvedsonitas com tons mais claros do que outras, o que deve refletir composições mais cálcicas. Esta heterogeneidade é esperada devido à natureza metassomática destas rochas. Entretanto, uma característica é comum a todos os metassomatitos, qual seja a paragênese rica em álcalis, notadamente em sódio, responsável pelos maiores teores em Na_2O nas rochas analisadas em Catalão II (TABELA 5).

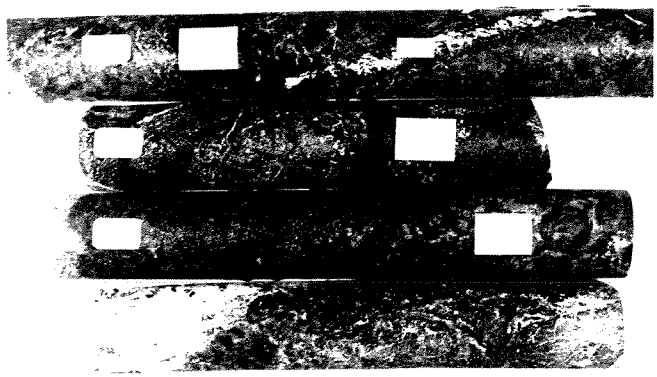
P R A N C H A 1



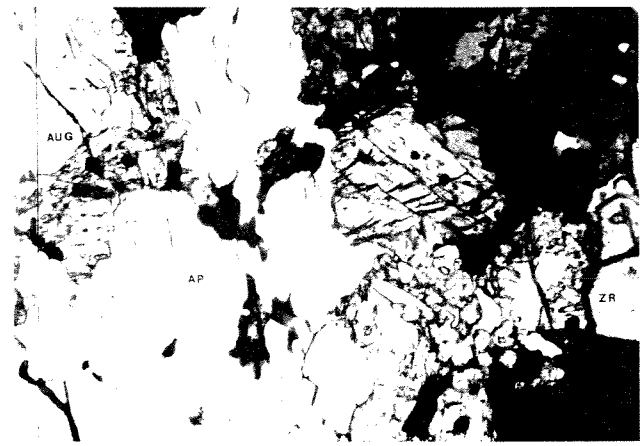
A



B

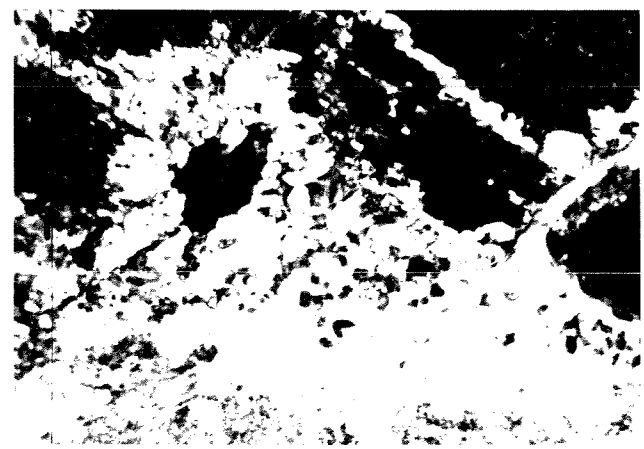


C

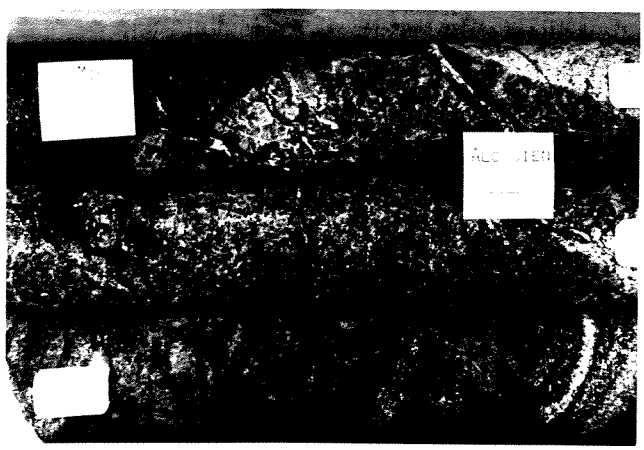


D

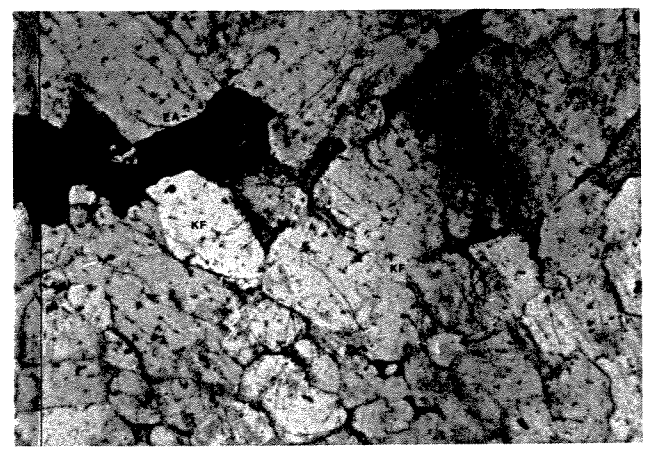
E



F



G



H

												Carbonato										Diopsidio			Hiperstenio		Olivina		Pirocloro		
	Qz	Or	Lc	Kp	Ks	Ab	Ne	Ms	Eg	Fl	Ap	Cc	Mg	Ch	Mh	Oc	Pk	Il	Mt	Hm	Pr	C	Zr	Wo	En	Fs	En	Fs	Fo	Fa	Fe	Lu	ID#
C3B2-355,00	20,6	30,6	-	-	3,5	-	-	0,6	12,5	-	1,2	9,6	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-	5,0	3,7	0,8	10,6	2,2	-	-	-	-	64,9
C3D1-196,15	3,1	4,4	-	-	1,8	-	-	1,8	49,0	-	0,5	6,8	-	-	-	-	-	1,1	-	-	-	-	-	6,5	4,1	2,1	10,2	5,3	-	-	-	-	17,9
C3B2-182,50	-	11,7	-	-	-	3,1	-	-	-	-	1,3	9,3	6,3	-	-	-	5,2	-	9,3	-	-	1,0	-	-	-	-	40,3	5,9	2,3	0,4	-	-	30,4
C3B3-312,00	-	24,5	-	-	-	2,1	-	-	-	-	2,7	10,6	13,3	-	-	-	5,7	-	8,8	-	-	0,4	-	-	-	-	14,1	3,5	8,9	2,4	-	-	50,5
C3B2-272,40	-	8,3	-	-	-	3,7	-	-	-	-	1,3	9,8	2,8	-	-	-	4,5	-	8,8	-	-	1,0	-	-	-	-	34,0	4,1	15,7	2,1	-	-	24,6
C3B2- 92,40	-	-	-	0,3	-	-	-	0,4	-	(0,1	0,1	92,5	-	0,4	1,9	-	0,1	-	0,7	0,5	1,0	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	93,7
C3D1-264,35	-	-	-	0,3	-	-	0,6	0,1	-	(0,1	0,3	89,1	1,4	-	-	-	-	0,1	-	0,2	0,7	1,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	91,6
C3B3-418,6M	-	3,3	-	3,8	0,5	-	-	-	1,4	0,2	5,0	75,2	-	-	-	3,8	-	0,5	3,2	-	1,1	-	-	-	-	-	-	-	4,0	0,1	-	-	83,0
C3D1-143,2M	-	-	-	0,3	2,0	-	-	-	0,9	0,6	9,1	68,9	-	-	-	-	-	1,2	7,0	0,5	0,6	-	-	2,7	-	-	-	-	6,0	-	-	-	71,8
C3B3-258,00	-	1,1	-	-	2,8	-	-	-	4,4	1,5	10,1	6,0	4,7	-	-	-	-	9,6	24,2	11,9	0,6	-	-	-	-	-	-	7,1	1,2	-	12,0	2,8	16,1
C3B3-281,50	3,5	1,7	-	-	2,5	-	-	-	3,2	1,7	14,1	6,4	7,9	-	-	-	-	6,2	26,6	20,6	2,3	-	-	-	-	-	-	-	-	-	2,9	0,3	23,7
C3D1-311,10	-	-	6,5	7,6	-	-	-	-	1,4	0,7	34,9	7,3	3,8	-	-	-	-	10,0	-	11,4	1,7	1,5	0,2	-	-	-	-	-	17,5	-	-	-	25,9
C3D1- 72,70	-	2,8	-	-	4,6	-	-	-	0,9	1,4	39,7	5,7	0,9	-	-	-	-	6,5	10,0	7,2	-	-	-	-	-	-	8,4	-	13,3	-	-	-	15,4
C3D1-322,0A	-	10,6	-	-	5,1	-	-	-	1,8	1,5	25,5	0,7	-	-	-	-	-	-	27,1	1,8	0,5	-	-	1,9	-	-	4,1	-	14,3	-	-	-	17,9
C3B3-449,20	0,9	69,5	-	-	0,6	-	-	-	6,5	-	1,0	-	-	-	-	-	-	0,5	2,3	-	-	-	-	8,6	6,0	1,9	-	-	-	-	-	-	71,0
C3D1-322,60	-	64,5	14,8	-	-	-	-	-	0,9	-	1,0	-	-	-	-	-	-	1,5	3,0	-	-	-	-	1,4	6,6	0,7	4,4	4,8	-	-	-	-	79,3
C3D1-122,85	-	6,7	-	-	1,1	-	-	-	20,8	0,7	12,1	8,8	-	-	-	-	-	2,7	3,7	-	(0,1	-	0,4	20,3	15,3	3,0	-	-	3,5	0,7	-	-	17,3
C3D1-114,9M	-	1,7	-	-	4,3	-	-	-	11,1	1,7	30,2	10,9	-	-	-	-	-	1,8	6,3	-	0,1	-	0,1	9,7	8,3	0,1	12,4	0,2	0,9	(0,1	-	-	18,6
C3D1-114,90	-	2,8	-	-	0,5	-	-	-	4,6	1,2	32,6	2,2	-	-	-	-	-	1,7	4,2	4,6	1,7	-	0,2	25,1	17,2	-	-	-	2,8	-	-	-	6,7

Qz	Quartzo	Ab	Albita	Ap	Apatita	Oc	Ortossilicato calcico	Pr	Pirita	Zr	Zircao
Or	Ortoclasio	Ne	Nefelina	Cc	Calcita	Pk	Perovsquita	C	Corindon	Fo	Forsterita
Lc	Leucita	Ms	Metassilicato sodico	Mg	Magnesita	Il	Ilmenita	Wo	Wolastonita	Fa	Fazalita
Kp	Kaliofilita	Eg	Egirina	Ch	Hidroxido calcico	Mt	Magnetita	En	Enstatita	Fe	Fersmita
Ks	Kalsilita	Fl	Fluorita	Mh	Hidroxido de magnesio	Hm	Hematita	Fs	Ferrossilita	Lu	Lueshita

TABELA 6 - Composicao normativa para as rochas analisadas de Catalao II. O indice de diferenciacao (ID#) inclui carbonato.

4 - a composição mais provável dos carbonatos pode ser estimada pelas quantidades de calcita e magnesita normativas. Uma pequena fração de CaO e MgO constitui um excesso, impossível de ser arranjado como carbonatos pela quantidade de CO_2 disponível, de modo que não pôde ser incorporada nestes minerais, sendo arranjada como $Ca(OH)_2$ e $Mg(OH)_2$.

A maior parte das amostras contém resultados para F, S e CO_2, de sorte que a perda ao fogo (P.F.) representa H_2O estrutural em biotitas e anfibólios, principalmente. Apenas para os metassomatitos e os lamprófiros tais análises não foram realizadas, de modo que apresentam valores de P.F. que variam de 6 a 13 %. Assim, no cálculo da norma destas amostras foi fixado um máximo de P.F. de 1,5 %, sendo o excedente considerado como CO_2, em função da existência de uma importante fase carbonática compondo sua matriz. As três primeiras amostras da TABELA 5 não foram analisadas para seus elementos traços.

Da análise dos resultados ora apresentados percebe-se que a variação no conteúdo de SiO_2, CO_2 e P_2O_5 permite discriminar os grupos de rochas silicáticas (piroxenitos e sienitos), carbonatíticas e de tendência híbrida (foscoritos e lamprófiros). No geral, a quase totalidade dos litotipos contém menos de 40 % de SiO_2, com uma correspondente baixa concentração em Al_2O_3. Ao lado disso, existem teores apreciáveis em álcalis (exceto nas rochas carbonatíticas) e Fe_2O_3, que são os responsáveis pela existência de alguns minerais insaturados e hipoaluminosos na norma, tais como kaliofilita, kalsilita, leucita e metassilicato sódico.[1] Ocorrem ainda razões Fe_2O_3/FeO quase sempre maiores que um, que indicam predomínio de condições oxidantes na sua formação. No âmbito das rochas silicáticas, este grau de oxidação é o responsável por uma associação mineralógica mais rica em Na-piroxênios e Na-anfibólios, correspondida pela presença de egirina normativa, sobretudo entre os álcali piroxenitos e metassomatitos (TABELA 6).

Uma das características químicas mais importantes de Catalão II é a expressiva quantidade de CaO em todas as séries estudadas. Apenas nos sienitos sua participação é relativamente mais baixa. Disso resulta a paragênese cálcica observada e o conjunto de minerais normativos cálcicos obtidos (TABELA 6). Como se verifica, nos piroxênios formados a partir dos piroxenitos, é maior a quantidade de

1 - Note-se que a formação destes minerais normativos é devido principalmente à baixa concentração relativa de Al_2O_3, e não necessariamente à de SiO_2.

wolastonita, só comparável à de apatitas; nos foscoritos as apatitas constituem a principal fase mineral formada, e na série carbonatítica os carbonatos dominam (calcita principalmente). Catalão II destaca-se também por sua natureza alcalina potássica, como pode ser verificado pelas razões K/Na quase sempre superiores à unidade (TABELA 5 e FIGURA 15). Nela nota-se um claro agrupamento das amostras no setor dominado pelo K_2O, independente do tipo petrográfico, refletindo litotipos mais micáceos (foscoritos, lamprófiros e sílico sovitos) e feldspáticos (álcali sienitos). Por outro lado, a característica sódica em duas amostras reflete uma maior concentração neste elemento por conta da fenitização.

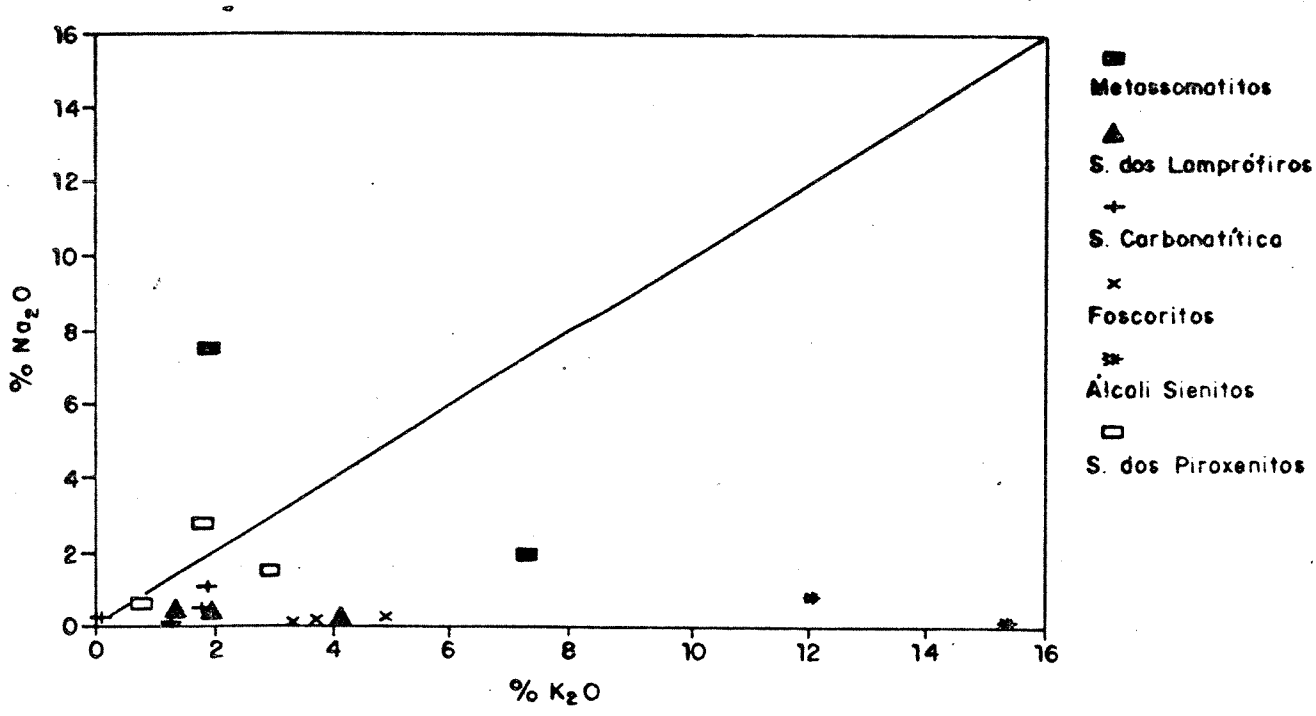


FIGURA 15 - Diagrama Na_2O x K_2O para rochas de Catalão II. Os símbolos usados na identificação das amostras são os mesmos em todas as figuras seguintes.

A variação no conteúdo de SiO_2 presente nas rochas estudadas possibilitou a confecção dos diagramas da FIGURA 16. Nela é possível discriminar diferentes conjuntos quanto ao conteúdo em SiO_2, os quais se acham agrupados principalmente numa associação de afinidade carbonatítica, e em outra silicática. A este respeito, lamprófiros e foscoritos apresentam paragêneses minerais que os tornam tipos intermediários. Entretanto, seus teores em SiO_2 e CaO demonstram maior afinidade respectivamente com a associação silicática e carbonatítica.

A par de suas características petrográficas e químicas, os foscoritos, nos complexos onde são reconhecidos, mostram esta natureza

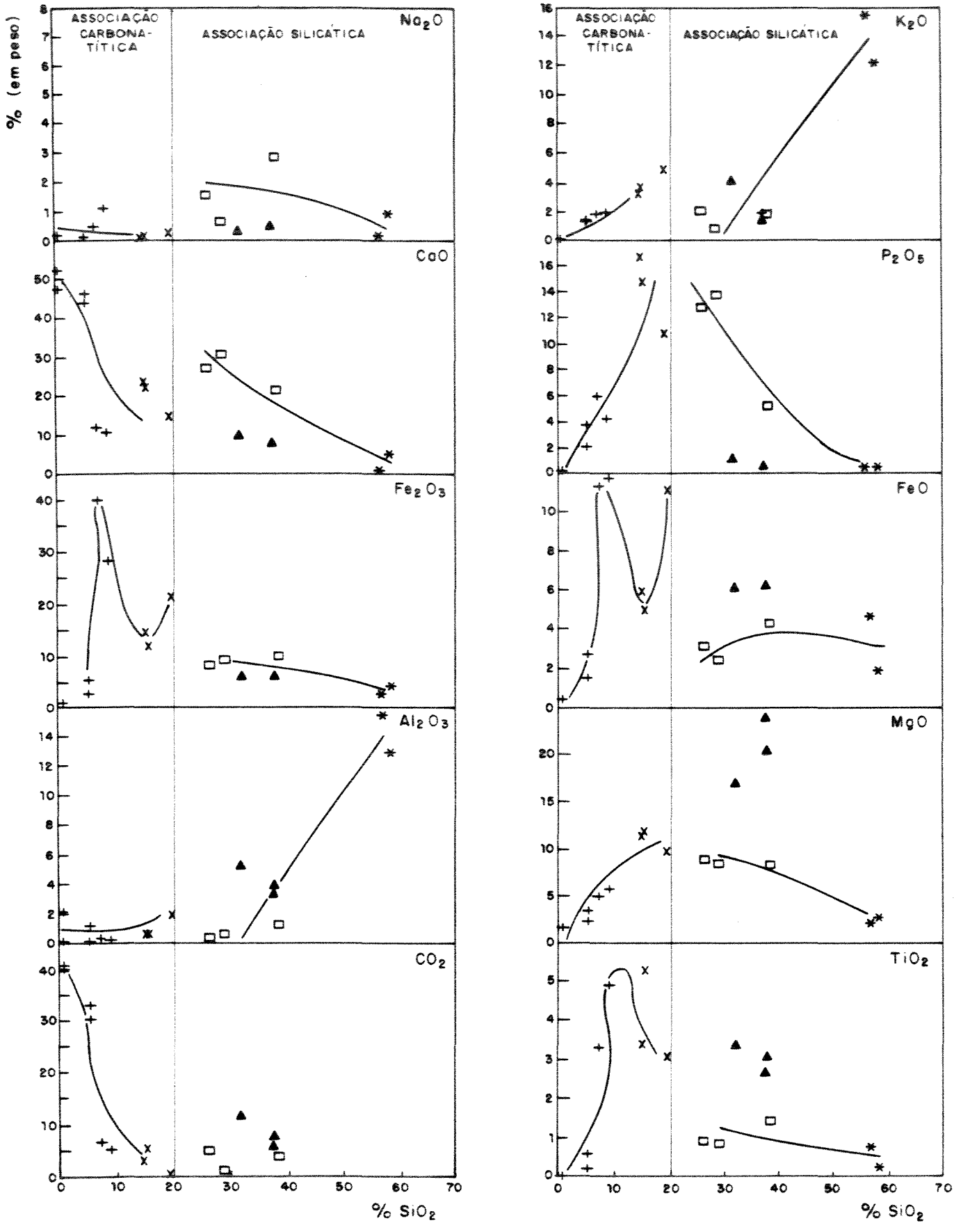


FIGURA 16 - Diagrama de Harker e CO_2 x SiO_2 para as rochas de Catalão II.

híbrida por conterem eventualmente uma significativa quantidade de carbonatos (não necessariamente essenciais), ao lado de olivinas e flogopitas. Contudo, sua afinidade é maior com o conjunto de carbonatitos, cujas relações de contato demonstram sua imediata anterioridade. Assim são os foscoritos de Palabora (PALABORA MINING LTD 1976), Sokli (VARTIAINEN 1980), boa parte dos da Península de Kola (SOKOLOV 1983), Catalão I (BAECKER 1983) e Anitápolis (FURTADO 1989). Além disso, as relações entre K_2O, MgO, P_2O_5 e SiO_2 sugerem uma continuidade entre estes litotipos. A este respeito, nota-se que a relação SiO_2 x CO_2 é, *grosso modo*, inversamente proporcional, enquanto K_2O x SiO_2 e MgO x SiO_2 são, sem dúvida, diretamente proporcionais, e P_2O_5 x SiO_2 é, *grosso modo*, diretamente proporcional. Esta é uma evolução claramente distinta da presente na associação de rochas silicáticas.

Este conjunto de tendências acompanha a importância que tem o CO_2 na medida em que SiO_2 decresce. Isto se nota, por exemplo, na similaridade apresentada nos comportamentos do CaO e CO_2, o que reflete a presença cada vez maior de calcitas na evolução carbonatítica. Paralelamente, dá-se a diminuição na quantidade das apatitas, fato confirmado tanto petrograficamente como pela diminuição de P_2O_5 que se nota na FIGURA 16. Do mesmo modo, a formação precoce de flogopitas e olivinas foi responsável pela subtração preferencial do K_2O e MgO do líquido primitivo, o que não se deve necessariamente ao incremento de Pco_2.

Ainda é digno de nota na FIGURA 16 a semelhança no comportamento do Fe_2O_3 e FeO. Isto acha-se mais relacionado ao fracionamento de magnetitas que caracteriza a "rocha mineralizada". Observa-se também que, de certa forma, o TiO_2 acompanha este padrão, devido ao fato de seus maiores teores refletirem sobretudo a natureza titanífera das magnetitas. Por tudo isso, é razoável que a separação em torno de 20 % de SiO_2 limite aproximadamente duas linhagens de rochas de tendência diferente. Uma agrupa as de natureza mais claramente silicática. A outra reúne rochas que têm como parâmetros químicos principais a quantidade crescente de CaO e CO_2, com uma relação inversa entre CO_2 e SiO_2, e positiva entre Na_2O+K_2O x SiO_2 (FIGURA 17), caracterizando um agrupamento com típica evolução carbonatítica e aqui designadas por "associação carbonatítica".

Como visto, a maior participação do CaO e CO_2, dentro da associação carbonatítica, é a responsável pela quantidade crescente de carbonatos em boa parte dos litotipos mais evoluídos, como se verifica

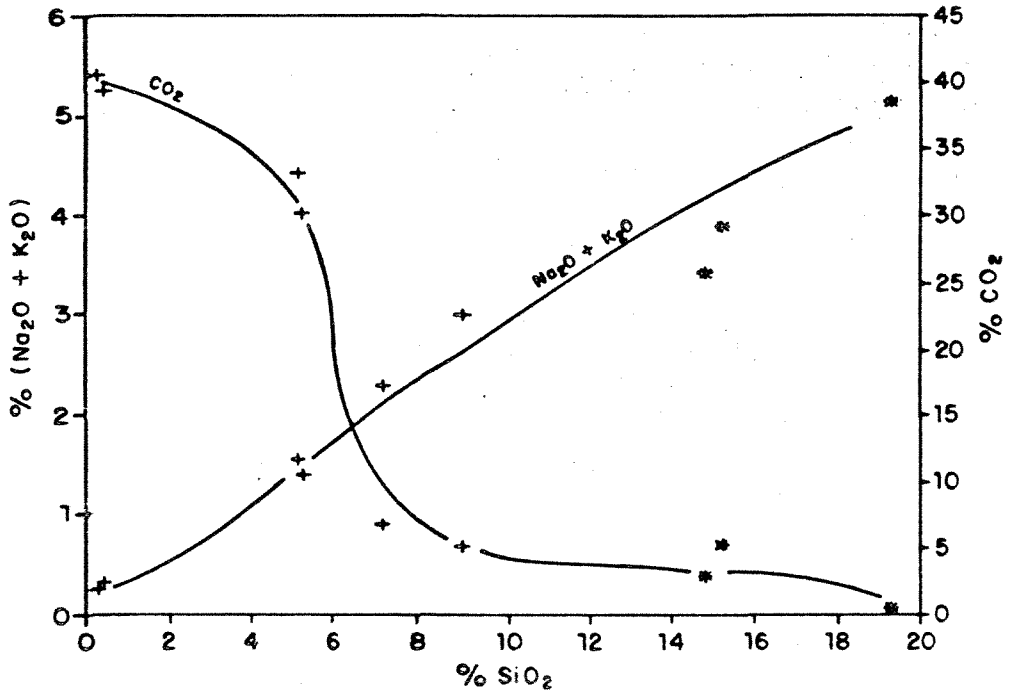


FIGURA 17 - Diagrama composto ($Na_2O + K_2O$) e CO_2 x SiO_2.

na TABELA 6. Deste modo, a freqüência dos carbonatos normativos pode representar aproximadamente o grau de diferenciação, que é evidente na associação carbonatítica. De fato, carbonatos são a conjugação de CaO com CO_2, que é tanto mais presente quanto mais evoluído o litotipo. Assim, na última coluna da TABELA 6 são apresentados valores de ID* que indicam o índice de Diferenciação, considerando a participação destes minerais.

O enriquecimento em CaO para a associação carbonatítica pode ser também ilustrado pelos diagramas da FIGURA 18, nos quais são considerados outros óxidos importantes. Se agrupados, os foscoritos, "rocha mineralizada" e os demais carbonatitos mostram uma evolução que segue do campo dos ferrocarbonatitos para o vértice dos cálciocarbonatitos (sovitos), na classificação de WOLLEY & KEMPE (1989) (FIGURA 18A). Nota-se também que há um *trend* que vai do domínio MgO+FeO, iniciado pela "rocha mineralizada" e pelos foscoritos, na direção do CaO (FIGURA 18B). É sabido que a evolução típica dos complexos carbonatíticos é na direção de diferenciados finais mais enriquecidos em anquerita e/ou siderita, produtos de cristalização fracionada (HEINRICH 1966, KAPUSTIN 1980). A "tendência contrária" que aqui se observa é reflexo sobretudo do fracionamento precoce de magnetita e ilmenita, ainda sob baixa P_{CO_2}, na formação destas rochas. De fato, elas não constituem carbonatitos *sensu stricto*, mas sim tipos

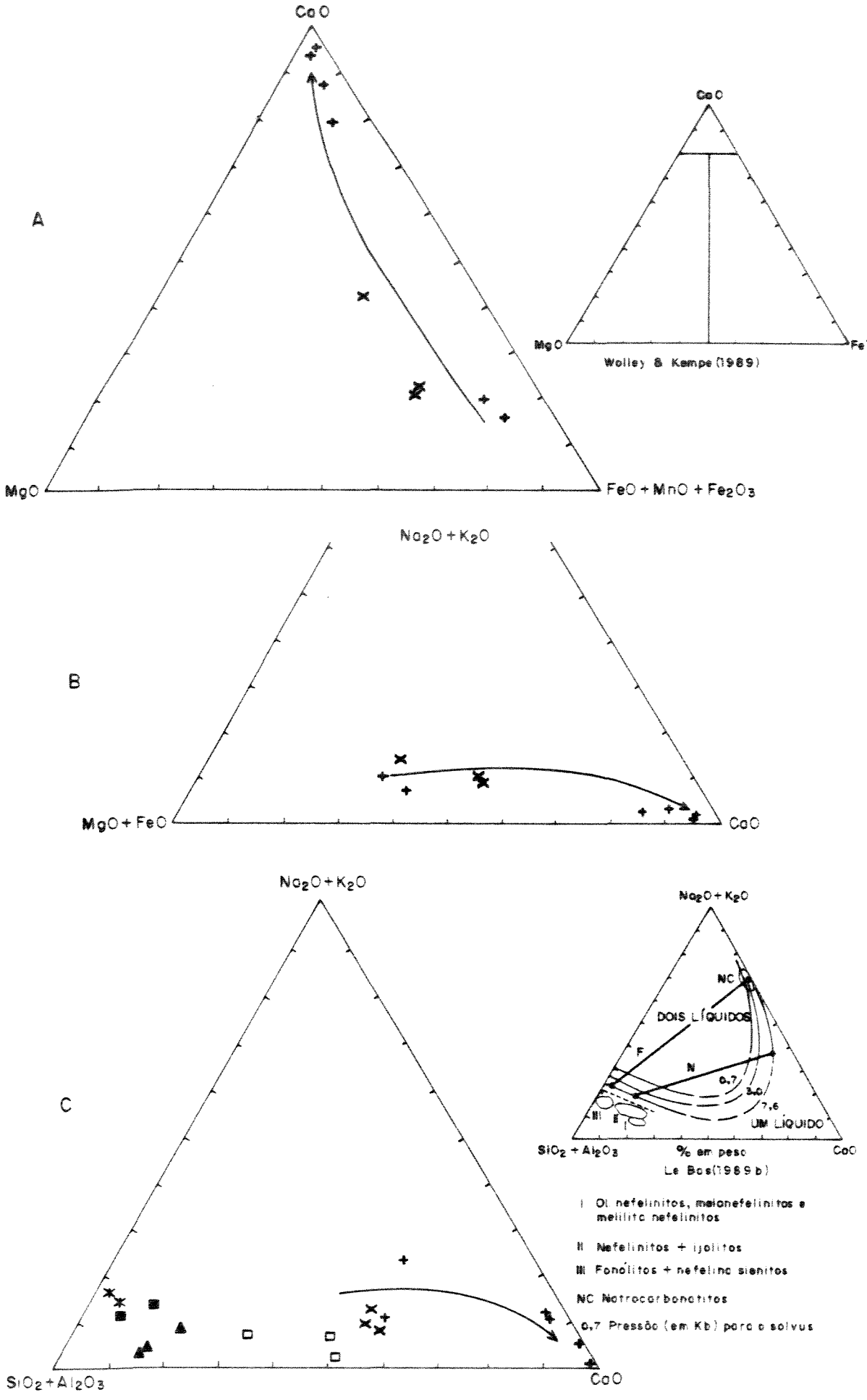


FIGURA 18 – Diagramas de variação de óxidos para rochas de Catalão II. A e B inclui apenas foscoritos e série carbonatítica e C inclui todas as rochas analisadas.

relacionados geoquimicamente (carbonatitóides). Sua característica marcante é uma fase carbonática mais restrita, na qual sobressaem amplamente os óxidos correspondentes, entre os quais o pirocloro.

A FIGURA 18C (conforme LE BAS 1987, 1989b) considera além da série carbonatítica e foscoritos, as demais rochas do Complexo. Nota-se novamente a associação da "rocha mineralizada" com os foscoritos, em posição intermediária com as rochas silicáticas e os carbonatitos *sensu strictu*. Na figura ao lado estão assinalados diferentes *solvi* para os correspondentes valores de pressão, no sistema Na_2O+K_2O - CaO - $SiO_2+Al_2O_3$, separando uma região com dois líquidos imiscíveis de outra com um só, onde está a maioria das rochas analisadas.

LE BAS (*op. cit.*) baseia-se no trabalho de FREESTONE & HAMILTON (1980) e defende a imiscibilidade como fenômeno gerador de carbonatitos. Esta se daria sob condições adequadas de pressão, de modo que a relação entre um líquido silicático com outro carbonatítico é feita segundo *tie lines*, tal como mostrado na FIGURA 18C. Para um líquido de composição fonolítica há um correspondente natro-carbonatítico. Da mesma forma, um líquido nefelinítico tem um correspondente mais cálcico. Observe-se que o campo de imiscibilidade se amplia quando são tomados valores de pressão confinante cada vez mais elevados. No caso de Catalão II, não há indícios de magmatismo ou de líquidos de composição nefelinítica, sendo este um tipo muito raro em complexos carbonatíticos brasileiros, e particularmente nos do Alto Paranaíba. Entretanto, os álcali sienitos são as rochas que mais se aproximam destas composições, de forma que podem ter sido originariamente separados de uma outra fração carbonatítica que evoluiu separadamente da associação silicática. Neste sentido, são sugestivos os carbonatos intersticiais (que constituem frações residuais) encontrados tanto nos álcali piroxenitos, como nos álcali sienitos, tal como mostrados na PRANCHA 1-H. Por outro lado, na FIGURA 16 nota-se que para a maior parte dos óxidos assinalados, há uma razoável correlação entre os piroxenitos e sienitos, que indica uma evolução contínua, embora os lamprófiros não se relacionem claramente com estas rochas nestes diagramas. Assim, o que se tem são duas tendências que seguem em direção contrária e que produziram litotipos completamente contrastantes, aqui diferenciados nas duas associações.

Embora haja um incremento nos teores em álcalis para as primeiras rochas de afinidade carbonatítica, tal como ilustrado na FIGURA 17, isto se mostra bem longe dos totais apresentados pelas

lavas natrocarbonatíticas. No entanto, não é possível obter-se a real composição dos líquidos carbonatíticos a partir dos carbonatitos estudados, não só por provirem de um nível de erosão mais aprofundado em relação aos supostos centros natrocarbonatíticos (tipo Oldoinyo Lengai, na Tanzânia), mas também por eventuais transformações posteriores, que certamente alteram as composições dos carbonatos de suas respectivas lavas. Por outro lado, deve-se considerar uma expressiva adição de K_2O nos foscoritos por conta do metassomatismo, o que vai atenuar a curva do Na_2O+K_2O na FIGURA 17.

Além disso, deve-se também ressaltar a natureza dominantemente saturada e a discreta tendência alcalina da associação de rochas silicáticas de Catalão II pois, embora de suas paragêneses não faça parte o quartzo, tampouco ocorre nefelina ou leucita. Isto é confirmado para a maior parte das composições normativas presentes na TABELA 6. Assim, houve uma relativa baixa concentração em álcalis nos líquidos formadores da associação silicática de Catalão II, notadamente Na_2O, que limitou a formação de magmas de composição mais alcalina subsaturada.

Por outro lado, é interessante observar que o enriquecimento em álcalis (principalmente K_2O) para as primeiras manifestações carbonatíticas reflete exclusivamente a maior quantidade em micas nos foscoritos e "rocha mineralizada". Isto indica que na formação de tais rochas uma importante fase volátil foi a responsável pela segregação destes minerais. Contudo, esta fase volátil, ainda relativamente rica em SiO_2, teve grande expressão com os sílico sovitos, perdendo importância nos carbonatitos tardios, o que permitiu a formação da sequência de sovitos descritos, e que culmina nos alviquitos e beforsitos terminais. De fato, além dos foscoritos e "rocha mineralizada", os sílico sovitos são as rochas mais ricas em micas. Um tipo particular de sílico sovito, por exemplo, são os glimeritos, mais comumente encontrados nos testemunhos de sondagens da borda SW do "pipe" sul. Foram gerados a partir de líquidos que, de tão ricos em voláteis, formaram rochas de aspecto pegmatítico neste setor do Complexo.

Com base nisso, atribui-se aqui que a maior parte de todo o metassomatismo que agiu no interior do Complexo, e a fenitização nas rochas encaixantes, deve-se principalmente à ação dos líquidos formadores dos sílico sovitos. Como se discutiu no capítulo referente à Geologia Local, sua formação afetou sobremaneira todo o conjunto que atravessam. Os piroxenitos, por exemplo, foram metassomatizados em

grande parte, resultando numa paragênese acrescida em Na-anfibólios, e, principalmente numa elevada quantidade de flogopitas. Da mesma forma os foscoritos, que tiveram transformadas quase inteiramente suas olivinas primárias nestas micas.

Estes são dois exemplos de abertura dos sistemas, com incorporação de álcalis, uma vez que tais elementos não compõem os minerais sobre os quais vieram se formar. Na TABELA 5, do piroxenito para seu par metassomatizado o teor em álcalis mais do que dobra.

Cabe por fim observar que o papel da Na_2O é substancialmente distinto do K_2O, apesar da sua afinidade química. Como visto, ele foi o responsável pelo primeiro estágio do metassomatismo, com franco desenvolvimento de uma associação mineralógica rica em Na-anfibólios e egirina. Esta é encontrada desde o interior do Complexo até a algumas centenas de metros de sua borda, certamente devido à alta mobilidade e energia de suas soluções formadoras. Foi sucedida por um outro estágio de mais baixa temperatura, portanto de menor extensão, caracterizado pela formação de micas, e principalmente confinado ao interior do Complexo. A este estágio relaciona-se sobretudo a cristalização dos sílico sovitos. Prova dessa separação temporal em Catalão II é o fato de ser rara a associação Na-anfibólios - flogopitas em equilíbrio. O que se vê sistematicamente é a substituição dos primeiros pelos últimos.

Elementos Menores

A variação na concentração dos elementos menores nas rochas analisadas de Catalão II em sua maior parte reflete a natureza distinta das associações identificadas.

Os elementos bário, estrôncio, césio, lantânio e nióbio (em parte) constituem bons marcadores para a associação de foscoritos e série carbonatítica.

O bário apresenta uma distribuição nos diferentes litotipos de modo que vai ter uma maior concentração nos álcali sienitos (na associação silicática), e mais ainda nos sovitos e sovitos anquerítico (na associação carbonatítica). Isto reflete a participação maior do elemento nos feldspatos dos álcali sienitos, e nos carbonatos e barita dos sovitos e sovitos anquerítico. Como visto, há uma profusão de barita nos silexitos que é fruto da concentração residual deste elemento sobre os dois tipos de carbonatitos relacionados.

O rubídio tem uma distribuição que reflete bem a concentração de K_2O. Seus maiores teores estão nos álcali sienitos (entre as rochas silicáticas), nos lamprófiros e na associação carbonatítica (foscoritos, "rocha mineralizada" e sílico sovitos, TABELA 5). Isto mostra uma variação decrescente para os litotipos mais diferenciados, tal qual verificado para o K_2O.

O estrôncio reflete praticamente o mesmo comportamento do CaO, concentrando-se sobretudo entre os sovitos e sovitos anqueríticos, na associação carbonatítica, e nos piroxenitos, entre as rochas silicáticas.

Urânio e tório apresentam um comportamento relativamente discreto, em que pesem suas baixas concentrações na maior parte das rochas estudadas. O urânio não sobressai acima do limite de detecção empregado, enquanto o tório tem um claro destaque na "rocha mineralizada". Sem dúvida, reflete a natureza do pirocloro que pode formar variedades ricas neste elemento (HOGGARTH 1977, KAPUSTIN 1980). Assim é que há uma relativa correspondência entre as variações nas quantidades de tório e nióbio, cujas maiores concentrações na "rocha mineralizada" caracterizam a natureza torífera do pirocloro.

O vanádio, nas rochas em que foi dosado, mostra uma maior preferência pelo foscoritos e "rocha mineralizada", no que se assemelha ao nióbio e ao titânio, com o qual mantém uma boa correlação (FIGURA 19). Isto é reflexo da presença de titanomagnetitas e ilmenitas unicamente nestes litotipos, dentro do conjunto estudado em Catalão II.

O zircônio não mostra uma tendência concentradora mais clara entre as duas associações discutidas, destacando-se a pequena quantidade na "rocha mineralizada". A existência de zircões nos piroxenitos está aqui apenas discretamente representada por suas concentrações na associação silicática.

O nióbio quimicamente é o elemento que caracteriza a "rocha mineralizada". Apresenta uma franca preferência pelas fases mais enriquecidas em SiO_2 da associação carbonatítica e, como será discutido no capítulo seguinte, tem um comportamento condicionado à presença de soluções de K_2CO_3, $KHCO_3$, e regulado pela presença de sódio. Tal como o vanádio, mostra uma afinidade com o titânio, o que justifica uma certa correspondência em suas quantidades, como mostrado na FIGURA 20.

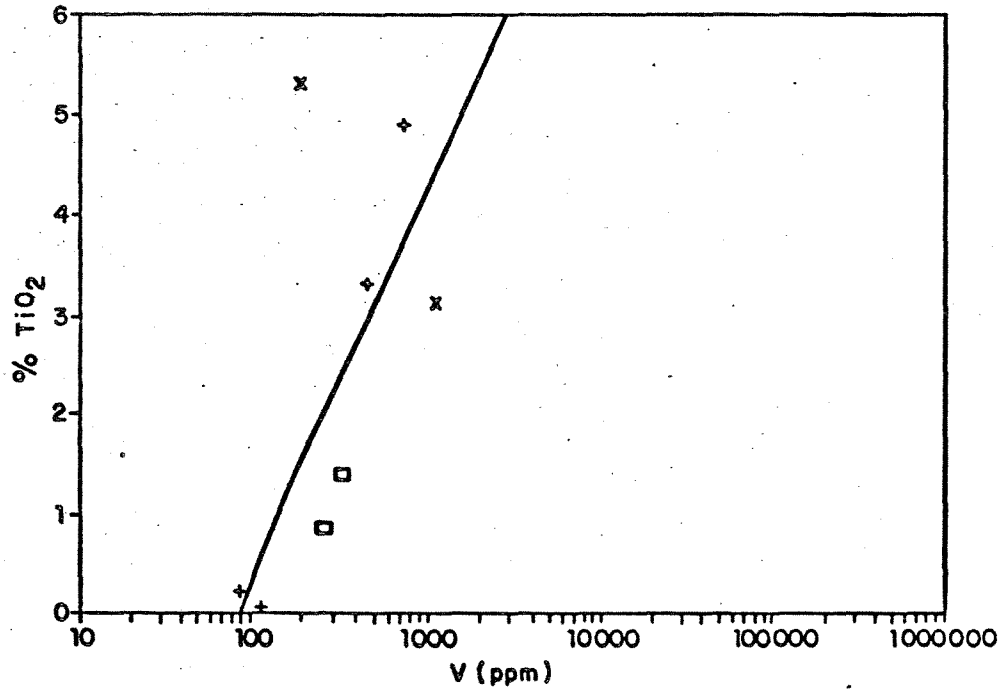


FIGURA 19 - Correlação TiO_2 x V para rochas de Catalão II.

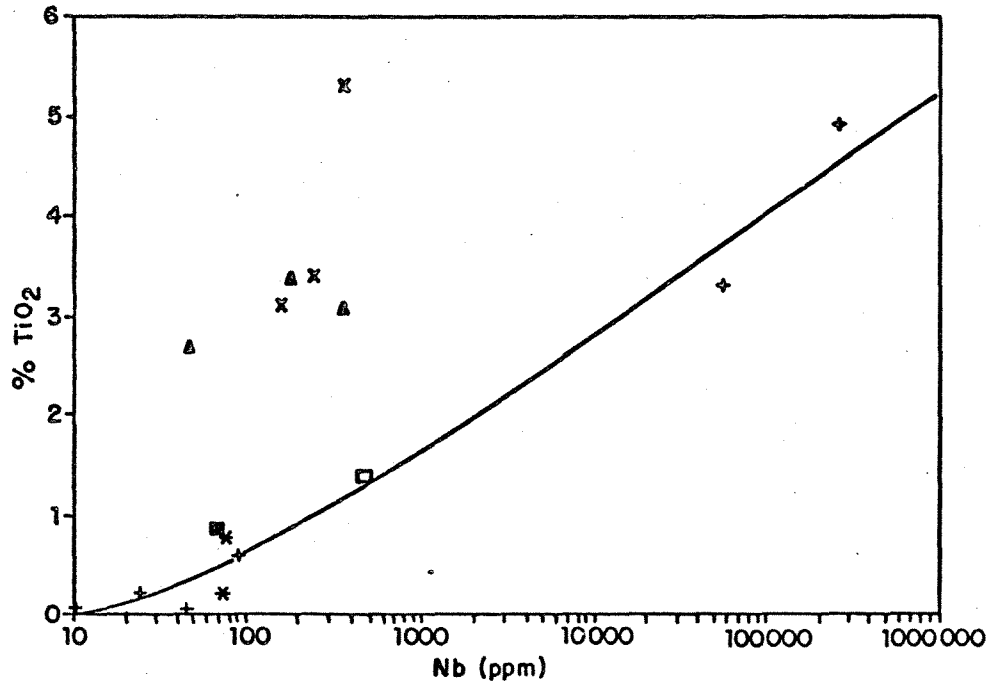


FIGURA 20 - Correlação TiO_2 x Nb para rochas de Catalão II.

Cromo e níquel não apresentam concentração relevante em quaisquer dos litotipos analisados, nem mesmo nos foscoritos, onde seria mais previsível, em função da associação mineralógica rica em olivinas e magnetitas.

Cobre, nos dois representantes da "rocha mineralizada", revela a presença de fases sulfetadas, tipicamente individualizadas neste estágio carbonatítico, tais como calcopirita, bornita e calcocita.

Cloro, flúor e enxofre apresentam teores que somados não ultrapassam 2,0 %. Este comportamento é coerente com as diferentes associações mineralógicas encontradas nas séries estudadas. À exceção do enxofre, fixado em minerais como sulfetos ou barita, flúor e cloro não formam minerais próprios, sendo mais provavelmente integrantes de apatitas, pois seus maiores teores (somados) são encontrados nos litotipos mais enriquecidos em fosfato.

Elementos Terras Raras

Na TABELA 7 estão os resultados das análises para ETR de oito amostras representativas dos principais litotipos existentes em Catalão II. As curvas normalizadas em relação aos condritos são apresentadas na FIGURA 21. Os valores empregados na normalização são aqueles de EVENSEN *et al.* (1978).

As amostras que foram analisadas estão distribuídas nas associações silicática e carbonatítica, tal como designado anteriormente. A primeira está aqui representada pelo álcali sienito, lamprófiro, álcali piroxenito e piroxenito. A segunda inclui o foscorito, dois exemplares da "rocha mineralizada" e um sovito.

Como se nota na TABELA 7, as rochas da associação silicática apresentam um progressivo enriquecimento em ETR em termos absolutos. Este é crescente a partir do álcali sienito em direção ao piroxenito, passando pelo lamprófiro e álcali piroxenito. Este incremento mantém a proporção entre os ETR, de modo que existe um padrão relativamente paralelo nas curvas da FIGURA 21, o que revela uma relação comum a estes litotipos. No entanto, a seqüência sugerida por esta variação não corresponde à evolução das diferentes fases magmáticas identificadas no Complexo, pois ela é muito afetada pela presença de minerais que podem fracionar quantidades expressivas de ETR. Este é o caso dos álcali sienitos, cuja paragênese quase inteiramente formada

Ident.Amost.	La	Ce	Nd	Sm	Eu	Gd	Dy	Ho	Er	Yb	Lu	Σ_{ETR}	La/Yb	(La/Yb)n
C3B2-182,50	128,300	268,500	110,300	15,260	3,640	9,020	4,540	0,890	1,940	0,850	0,130	543,370	150,94	101,88
C3D1-264,35	970,400	1571,000	457,500	48,420	10,230	24,780	12,130	2,420	4,360	1,350	0,210	3102,800	718,81	485,19
C3B3-258,00	1111,500	6505,000	1930,000	238,900	45,400	82,600	32,500	5,500	9,900	2,200	0,475	9963,975	505,23	341,02
C3B3-281,50	368,900	1403,000	492,900	59,700	11,620	26,050	10,260	1,720	3,070	0,850	0,152	2378,222	434,00	292,94
C3D1-311,00	233,500	595,600	300,600	41,270	9,820	23,150	10,830	2,110	4,030	1,370	0,190	1222,470	170,44	115,04
C3B3-449,20	39,870	85,490	39,920	5,120	1,080	2,400	1,350	0,230	0,580	0,510	0,130	176,680	78,18	52,77
C3D1-122,85	182,600	472,700	225,800	30,710	7,280	16,530	7,600	1,660	3,150	1,270	0,220	949,520	143,78	97,05
C3D1-114,90	237,300	642,400	313,500	46,700	10,770	25,420	11,450	2,230	4,150	1,270	0,170	1295,360	186,85	126,12

TABELA 7 - Resultados analiticos para ETR para rochas de Catalao II (em ppm)

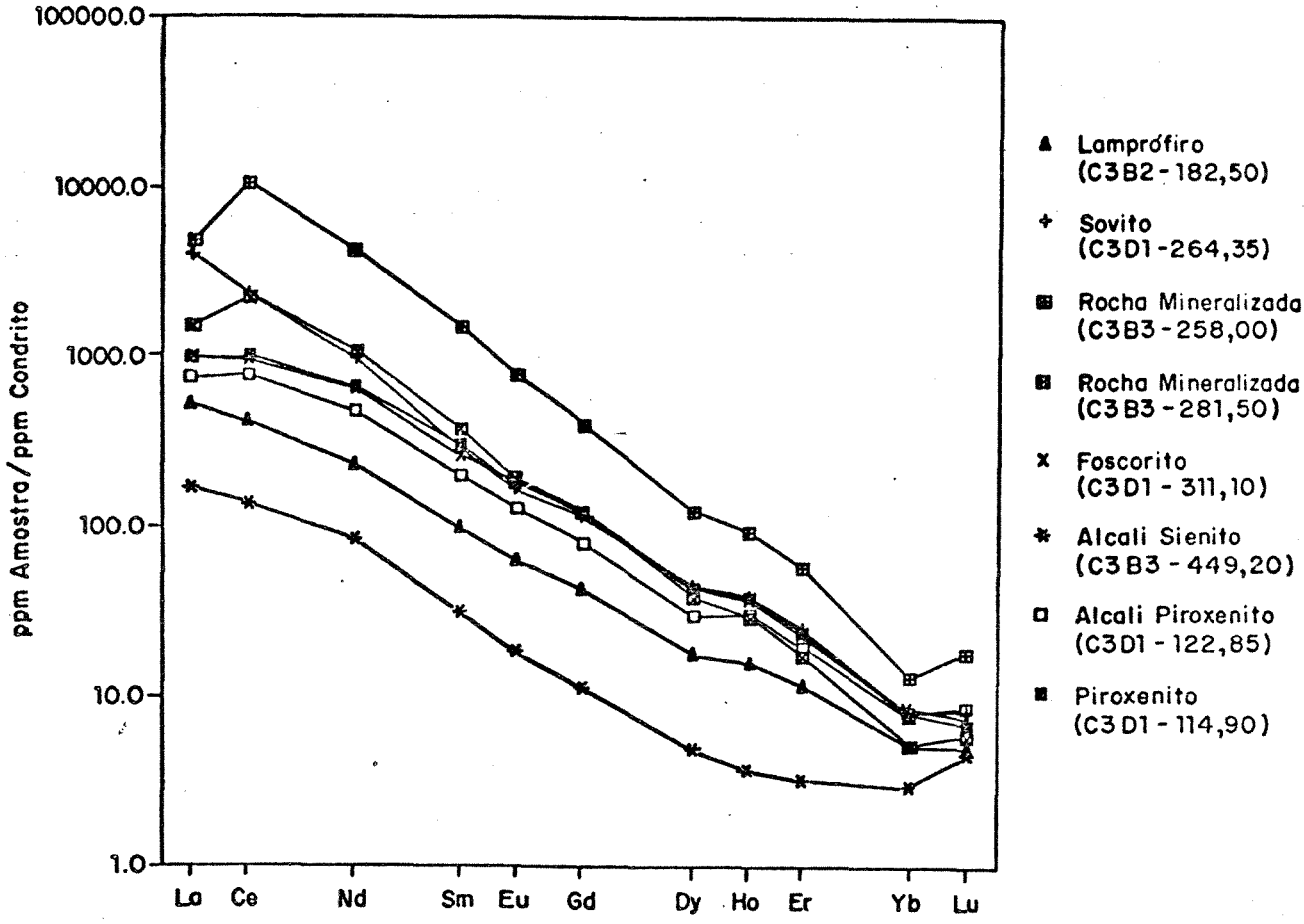


FIGURA 21 - Padrão de ETR para amostras das séries estudadas de Catalão II.

por K-feldspatos, e praticamente desprovida de apatitas, relativamente não contribui no sentido do fracionamento de ETR.

No âmbito das rochas da associação silicática, as apatitas têm um papel importante, pois concentram a maior parte dos ETR disponíveis. Assim, verifica-se que a disposição das curvas na FIGURA 21 mostra rochas mais primitivas, como lamprófiro e o piroxenito, numa posição inversa da que seria de se esperar com relação a um outro litotipo de natureza diferenciada, como o álcali sienito. No caso específico dos piroxenitos, a presença de zircão favorece ainda mais este enriquecimento.

O papel das apatitas no fracionamento de ETR de Catalão II também é notável para o foscorito, cujas concentrações resultaram em uma quase sobreposição de sua curva com a do piroxenito (FIGURA 21). No entanto, a partir daquele litotipo observa-se que ocorre um forte fracionamento dos ETR, resultante da contribuição adicional de minerais como o pirocloro e carbonatos.

No caso das rochas da associação carbonatítica, nota-se que as curvas para a "rocha mineralizada" e sovito tornam-se discretamente mais inclinadas a partir do samário. De fato, esta feição pode ser mensurável pelo fato destas rochas apresentarem as maiores razões $(La/Yb)_N$ entre os litotipos analisados (TABELA 7). Isto é decorrente da adição de carbonatos e pirocloro, com uma diminuição parcial de apatitas nas paragêneses minerais, o que promove um forte fracionamento dos ETR, dado a maior preferência destes elementos por aqueles minerais. Neste sentido, KAPUSTIN (1980) apresenta as concentrações de ETR em pirocloros e carbonatos para uma série de complexos alcalino-carbonatíticos russos. Em ambos os casos, do total de ETR presentes, em média 50 % é cério. O segundo ETR mais abundante é o lantânio, mas com teores significativamente distintos em cada mineral. Nos carbonatos sua freqüência é em torno de 20 a 30 %, enquanto nos pirocloros é de 9 a 15 %. O mesmo certamente ocorre em Catalão II, onde se observa que as duas anomalias negativas de lantânio correspondem apenas aos dois exemplares da "rocha mineralizada", o que não se verifica para o sovito. Nota-se ainda que ela é tanto mais acentuada quanto mais rica em pirocloro é a amostra (no caso a C3B3-258,00).

ASPECTOS METALOGENÉTICOS

A caracterização dos eventos magmáticos de Catalão II, feita nos capítulos anteriores, revelou uma diversidade de tipos petrográficos que nos levou reconhecer alguns domínios mineralizados.

Como mineralizações em Catalão II são aqui designados os bens minerais com importância sobretudo geológica, independente do valor econômico que possam ter. Mesmo assim, é evidente o papel do nióbio e fosfato como recursos minerais principais para qualquer programa exploratório no Complexo, haja vista a sua profusão. Da mesma forma, terras raras, bário, tório e cobre constituem ocorrências de importância francamente periférica, que talvez possam ser viabilizadas economicamente, considerando-se a exeqüibilidade de projetos que explorem os primeiros bens. Assim, são considerados domínios mineralizados em Catalão II as seguintes unidades, ao lado dos seus bens minerais principais:

Série dos Piroxenitos - Fosfato
Foscoritos - Fosfato e nióbio
"Rocha mineralizada" - Nióbio, fosfato e cobre
Sílico Sovitos - Fosfato
Sovitos Anqueríticos e Silexitos - ETR, bário e tório

O conceito de domínio mineralizado é interessante para Catalão II, por relacionar determinados litotipos a mineralizações específicas. A evolução complexa presente em corpos semelhantes faz necessária esta abordagem, visto que alguns litotipos encontrados em complexos do gênero são exclusivos portadores de determinados bens, enquanto outros não, de modo que os primeiros devem se constituir em alvos para o detalhamento petrográfico. Naturalmente todo o relacionamento existente entre os diversos litotipos nestes complexos torna-se inteiramente obliterado nos perfis de alteração intempérica, o que dificulta o reconhecimento dos domínios mineralizados. Mesmo assim, foi possível individualizar a associação silexitos e canga magnética rica em pirocloro do "pipe" sul (FIGURA 3), como um exemplo de domínio mineralizado em nióbio, ETR, bário e tório. Este domínio pode ser bem identificado na só por suas feições petrográficas e químicas, como também por sua assinatura aerocintilométrica mostrada na FIGURA 22.

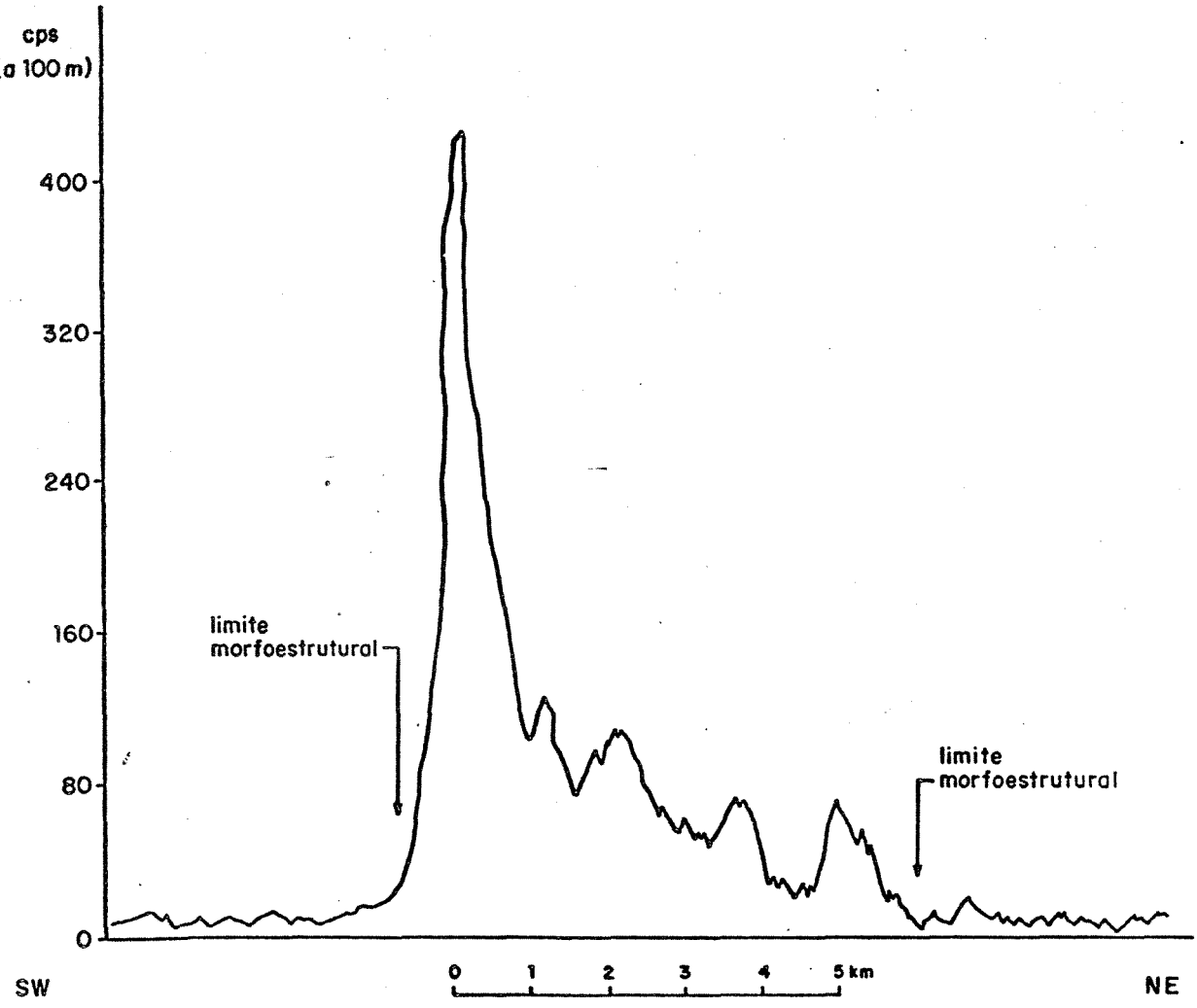


FIGURA 22 - Perfil aerocintilométrico SW-NE (canal do tório) para o Complexo de Catalão II (CPRM 1976, modificado). A principal anomalia reflete o domínio dos silexitos e canga magnética rica em pirocloro.

No caso da mineralização de fosfato, nota-se que há uma dispersão maior, comparativamente aos outros bens relacionados, em função da contribuição de uma maior variedade petrográfica, de modo que seu domínio mineralizado é mais amplo. Já o nióbio em Catalão II acha-se quase integralmente confinado na "rocha mineralizada", pois os foscoritos são de menor importância no conteúdo em pirocloro, embora representem uma nova matriz mineralizada cujo potencial necessita ser avaliado. O domínio mineralizado, neste caso, é mais restrito, e reflete sobretudo a afinidade química entre os dois tipos litológicos.

A natureza mineralógica e química dos foscoritos revela que sua origem deu-se a partir de líquidos primitivos ricos em CaO e MgO, que diferenciaram para os demais termos que formam a série carbonatítica. Em sua evolução ocorreu o fracionamento de olivinas e apatitas principalmente, logo seguidos de magnetitas, flogopitas e uma

contribuição ainda discreta de carbonatos. Estes têm aumentada sua importância na fase seguinte ("rocha mineralizada"), compensando a diminuição na participação de apatitas que se verifica, ao lado do total predomínio dos óxidos (acompanhados de sulfetos). A associação flogopitas carbonatos indica a participação cada vez maior dos voláteis na série carbonatítica, resultado do incremento de P_{CO_2}.

A "rocha mineralizada" de Catalão II é muito semelhante com a matriz do minério de nióbio do vizinho Catalão I, como se conclui do trabalho de BAECKER (1983), e com a do Complexo do Barreiro em Araxá, como se verifica no trabalho de ISSA FILHO *et al.* (1984). A associação mineralógica essencial é a mesma, formada por magnetita, (± ilmenita), apatita, flogopita e carbonatos. A este respeito, vale destacar que os últimos autores, mesmo reconhecendo a ausência de piroxênio (na verdade não relevante) e/ou olivina no principal protolito do nióbio em Araxá, preferem denominá-lo de "foscorito", destacando uma semelhança com os foscoritos de Palabora e do Complexo de Sokli. No entanto, uma das feições mais típicas dos foscoritos, tal como descritos por PALABORA MINING LTD (1976) é a existência de olivina, não só pelo aspecto textural que conferem os cristais centimétricos, mas por confirmar a natureza primitiva desta rocha. Além disso, como já ressaltado, em Catalão I e em Catalão II o pirocloro é um acessório típico de uma outra fase bem individualizada ("rocha mineralizada"), distinta dos foscoritos propriamente ditos, que são igualmente bem individualizados. Talvez a relativa proximidade petrográfica entre os dois litotipos seja a responsável por aquela abordagem.

De qualquer maneira, a grande especificidade da "rocha mineralizada", fruto da associação mineralógica descrita, faz supor a sua existência também nos demais complexos igualmente anômalos em nióbio, mas petrologicamente menos conhecidos como Tapira, Salitre e Serra Negra. Entretanto, nestes corpos a participacão do titânio é bem mais importante, e responsável pelas paragêneses ricas em perovsquita e, portanto, pelas conhecidas reservas do metal. Assim, esta associação única de minerais reflete condições endógenas que distingue esta região como uma autêntica Província Niobífera de expressão mundial, de vez que concentra mais de 90 % das reservas conhecidas do metal (LEITE *et al.* 1988). Seus principais caracteres petrográficos são responsáveis também por sua importância, que vai além do nióbio e fosfato, incluindo as mineralizações periféricas (ETR, titânio, bário, tório, urânio etc.).

O NIÓBIO de CATALÃO II

Embora exista um número relativamente grande de minerais portadores de nióbio, os principais acham-se restritos aos das séries columbita-tantalita e pirocloro-microlita. A importância econômica da primeira foi, até meados deste século, devida principalmente à demanda pelo tântalo, da qual era extra6Qê*6)Feve-se até então apenas como um metal de aplicação restrita, pela sua condição de subproduto do tântalo, mormente derivado de fontes originárias de pegmatitos graníticos.

Após as descobertas das ocorrências de pirocloro nos complexos alcalino-carbonatíticos de Oka, no Canadá, e de Araxá (MG) o nióbio ficou disponível a variadas aplicações tecnológicas, e garantido pelos grandes volumes lá encontrados. A sua utilização industrial crescente contribuiu para o aumento dos estudos em complexos do gênero, do que resultou a delimitacão de outras mineralizacões semelhantes na Península de Kola (URSS) e na região do Alto Paranaíba. A facilidade da exploração nesta última província consolidou de vez o melhor tipo de mineralização para o nióbio, que é o de pirocloro em manto de alteração sobre complexos alcalino-carbonatíticos, devido aos grandes volumes normalmente encontrados, e à elevada concentração média de Nb_2O_5 (até 2,5 %). Das novas pesquisas então realizadas resultou a descoberta do próprio Complexo de Catalão II, do Complexo de Lueshe (no Zaire), e a maior de todas as reservas de nióbio conhecidas, no Complexo de Seis Lagos, em São Gabriel da Cachoeira (Am), as duas últimas na faixa equatorial.

A formação do pirocloro em complexos alcalino-carbonatíticos é resultado de uma série de fatores que em Catalão II puderam ao menos em parte ser reconhecidos. Entre estes, o mais conspícuo é o fato deste mineral ser restrito ao primeiro estágio da série carbonatítica, (HEINRICH 1966, KAPUSTIN 1980), quando estão disponíveis vários íons, entre os quais Ca^{2+}, Sr^{2+}, Ba^{2+}, Na^{+}, K^{+}, ETR, Th^{4+}, Zr^{2+}, Ti^{4+}, Nb^{5+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, CO_3^{2-}, PO^{4+} e F^{-}. Ao lado disso, é relativamente discreta a presença SiO_2, Al_2O_3 e MgO.

HOGGARTH (1977) recomenda o nome pirocloro para um grupo de minerais do tipo $A_{2-m}B_2O_6(O,OH,H,F)_{1-n}.pH_2O$ que contém os subgrupos do pirocloro, microlita e betafita, com uma ampla variedade de espécies. Estes subgrupos foram divididos de acordo com os átomos-B (respectivamente Nb, Ta, Ti) enquanto as espécies segundo os átomos-A (Ca-Na, Ba, ETR, K, U, Sn, Pb, Bi).

Ao lado da conhecida afinidade química do tântalo ao nióbio, HOGGARTH (*op. cit.*) destaca também a participação do titânio neste grupo de minerais. De fato, HEINRICH (1978) apresenta o conteúdo de nióbio de uma série de minerais de rochas ígneas, em que os maiores teores estão nos minerais titaníferos como a perovsquita e a titanita. Em Catalão II nota-se que há uma certa correspondência no aumento das quantidades destes dois elementos entre as rochas analisadas (TABELA 5 e FIGURA 20). Entretanto, além do titânio e tântalo, este mineral é conhecido por incorporar uma série de elementos incompatíveis disponíveis neste estágio primitivo da série carbonatítica, cujos principais são bário, ETR e tório. Por outro lado, sabe-se que todos os complexos da região do Alto Paranaíba apresentam uma cobertura laterítica da qual o pirocloro, fosfato e/ou titânio constituem as principais mineralizações. Do conjunto de rochas que formam tais complexos, as carbonatíticas são as primeiras e, portanto, as mais afetadas pela alteracão supergênica, a ponto de haver uma subtracão completa de sua paragênese carbonática. Os principais minerais que suportaram este processo (apatita, pirocloro e magnetita) invariavelmente sofrem transformacões secundárias que alteram substancialmente suas composicões. Este é o caso de Catalão II e de Araxá, cujas análises de pirocloros acham-se apresentadas na TABELA 8 comparativamente a um exemplar de Blue River (Canadá). Nos dois primeiros pirocloros destacam-se os elevados teores em bário, em detrimento do cálcio, que indica tratar-se da espécie Ba-pirocloro (pandaíta). A significativa quantidade de P.F. e H_2O revela também que a hidratação deve estar relacionada à transformação do Ca-pirocloro (koppita) primário em pandaíta durante o enriquecimento supergênico tal como proposto por VALARELLI (1971) para Catalão I.

Os ETR em Catalão II foram em grande parte fracionados pela formação do pirocloro, o que resultou nas elevadas concentrações presentes na "rocha mineralizada" (sobretudo em cério) (TABELA 5 e FIGURA 23). Nota-se que estas refletem diretamente a quantidade distinta de pirocloro nas duas amostras analisadas (TABELAS 5 e 6). Como já visto, KAPUSTIN (*op. cit.*) mostra que a maioria dos ETR participantes de pirocloros de vários complexos soviéticos é também constituída pelos leves, e destes, de 50 a 60 % é cério. O mesmo ocorre em Catalão II, do que resultaram as anomalias negativas de lantânio da FIGURA 23.

	Catalão II	Araxá	Blue River
Nb_2O_5	40,00	63,42	61,78
Ta_2O_5	-	0,15	7,22
TiO_2	6,50	2,3	2,32
CaO	2,00	0,44	14,54
BaO	9,00	16,51	-
SrO	0,52	-	0,56
La_2O_3	1,04	-	0,12
Ce_2O_3	3,50	-	0,235
Nd2O3	-	-	0,08
TR_2O_{3T}	-	3,29	-
ThO_2	4,30	2,34	(0,05
U_3O_{8T}	-	-	3,05
Fe_2O_{3T}	8,00	-	0,02
FeO	-	2,37	-
PbO	-	0,42	-
SnO_2	-	0,10	-
MnO	0,09	0,16	(0,02
MgO	tr	-	-
Al_2O_3	1,80	-	-
P_2O_5	6,00	-	-
H_2O	-	8,50	-
F	-	-	3,76
P.F.	11,80	-	-

TABELA 8 - Análises de pirocloros do manto de alteração de Catalão II (DUTRA & GUIMARÃES 1970), e Araxá (PARAISO & FUCCIO 1981) comparados ao de Blue River - Canadá (borda de cristal zonado, HOGGARTH 1989).

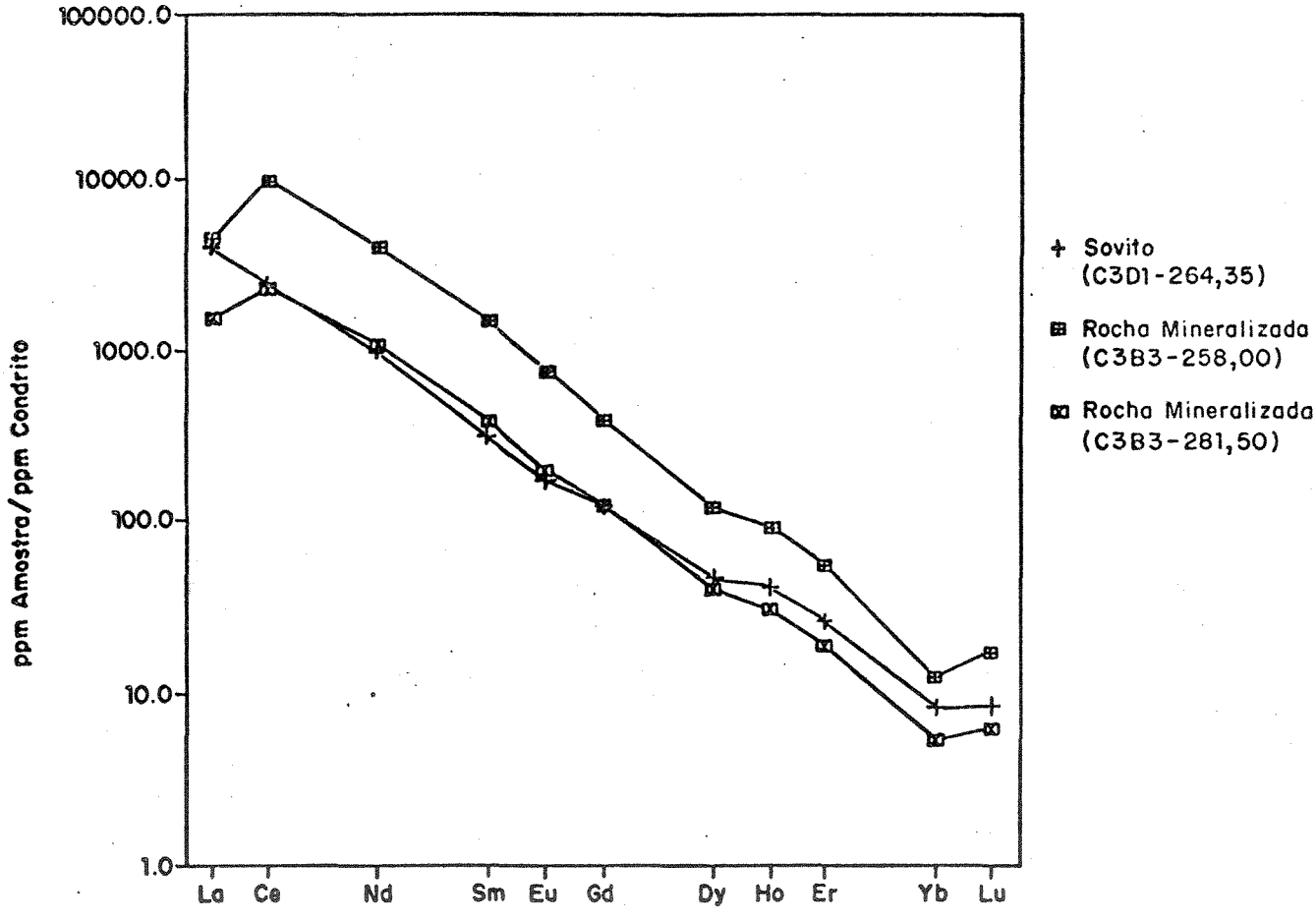


FIGURA 23 - Padrão de ETR para amostras da série carbonatítica de Catalão II.

Apesar da freqüente associação do tântalo ao nióbio, este metal tem sido completamente inexpressivo nos complexos da Província do Alto Paranaíba. As rochas analisadas de Catalão II apresentaram teores abaixo do limite de detecção, de modo que não foram incluídos nos resultados tabelados. Da mesma forma, não tem sido até agora relatada a sua ocorrência em quantidade significativa nos demais complexos.

Por outro lado, é conhecida há algum tempo a importância da presença do potássio na manutenção da solubilidade do nióbio, provavelmente devido à formação de complexos solúveis (ALEXANDROV 1967, ALEXANDROV *et al.* 1975). Exemplo disso são as mineralizações niobíferas do tipo columbita-tantalita em pegmatitos graníticos.

De acordo com ALEXANDROV (1967) e ALEXANDROV *et al.* (1975), soluções aquosas ricas em K_2CO_3 e $KHCO_3$, confinadas a altas pressões e temperaturas (1600 kg/cm^2 e 500 °C), promovem aumento de solubilidade de nióbio e tântalo. No entanto, a presença de sódio em solução causa um significativo decréscimo nas concentrações de nióbio, mantendo-se as mesmas condições (ALEXANDROV *et al.* 1971). Este comportamento diferente do nióbio na presença de sódio foi identificado como resultado da formação de Na-niobatos e CO_3-niobatos em precipitados, que são menos solúveis que os correspondentes potássicos. O mesmo se dá na presença do cálcio, quando se formam Ca-niobatos (ALEXANDROV *et al.* 1975).[1]

O maior conteúdo em álcalis presente nas primeiras fases carbonatíticas, deve também estar relacionado à solubilidade do nióbio de Catalão II. Existem teores crescentes em álcalis (sobretudo potássio) que vão atingir um máximo no domínio mineralizado a nióbio (foscoritos e "rocha mineralizada). Além disso, a ampla distribuição dos minerais potássicos (flogopitas) presente na série carbonatítica, não exclui a existência dos correspondentes de natureza mais sódica. Como visto, isso foi identificado apenas nas fases iniciais (sílico sovitos), geneticamente mais próximas à "rocha mineralizada", quando a participação dos álcalis agiu favoravelmente na precipitação do pirocloro.

A presença dos álcalis nas fases iniciais carbonatíticas é reconhecida por vários autores, entre os quais GITTINS *et al.* (1975) e LE BAS (1987, 1989a, b). Ambos admitem sua participação na forma de carbonatos em solução. Como já discutido, a principal conseqüencia da

---

1 - Fenômeno semelhante foi observado também com a utilização de urânio, inclusive em experimentos repetidos com o tântalo. Este último, apesar da grande afinidade com o nióbio, vai se concentrar no pirocloro num regime de temperaturas mais elevadas (> 500 °C).

sua existência é a migração destes elementos para as rochas encaixantes. Isto gera nestas rochas as novas paragêneses minerais da fenitização, o muda substancialemente a natureza alcalina dos líquidos iniciais. Ao mesmo tempo dá-se uma elevação proporcional de cálcio, estrôncio, bário, ETR, tório etc. nos líquidos finais. LE BAS (*op. cit.*) exemplifica as lavas álcali-carbonatíticas do vulcão Oldoinyo Lengai, na Tanzânia, como manifestação carbonatítica primária.

Em Catalão II, esta maior participação dos álcalis é bem evidente, pois foram os responsáveis pela fenitização nas rochas encaixantes e pelo intenso metassomatismo nas fases silicáticas precursoras. Os Na-fenitos, como visto geneticamente associados aos carbonatitos, apresentam-se com suas paragêneses típicas numa largura que pode atingir perto de 2,0 km do limite morfoestrutural do Complexo, na sua parte sul, o que demonstra a existência de soluções com alta mobilidade nas fases iniciais da atividade carbonatítica. Além de responsáveis pela formação de minerais de mais alta temperatura, propiciaram inicialmente uma ampla distribuição do sódio em torno do Complexo, favorecendo a fixação do nióbio, restando o potássio para um estágio seguinte, retrito ao seu interior.

A precipitação do pirocloro é, portanto, relacionada à primeira fase carbonatítica, quando todos os elementos catalizadores estiveram disponíveis.

Este estágio de maior atividade sódica foi, portanto, extenso e suficiente para agir na precipitação do pirocloro de Catalão II, considerando-se a natureza niobífera existente na série carbonatítica, como nos demais complexos do Alto Paranaíba.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

ALEXANDROV, I.V. - 1967 - Niobium in the carbonate solutions and some considerations on the migration of rare elements under hidrotermal conditions. Geochemistry International 4(1):558-566.

ALEXANDROV, I.V.; TRUSIKOVA, T.A. & TUPITSIN, B.P. - 1971 - Effect of sodium and potassium on migration and precipitation of niobium. Geochemistry International 8(1):229-233.

ALEXANDROV, I.V.; TRUSIKOVA, T.A. & TUPITSIN, B.P. - 1975 - The geochemistry of niobium and tantalun in the carbonatite process. In: TUGARINOV, A.I. (ed.). **Recent contributions to geochemistry and analytical chemistry**. New York, John Wiley & Sons. p.335-344.

ALMEIDA, F.F.M. - 1967 - Origem e evolução da plataforma brasileira. Boletim Divisão de Geologia e Mineralogia, DNPM (241):1-36.

ALMEIDA, F.F.M. - 1968 - Evolução tectônica do Centro-Oeste brasileiro no Proterozóico Superior. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** (Suplemento) 40:285-295.

ALMEIDA, F.F.M. - 1971 - Condicionamento tectônico do magmatismo alcalino mesozóico do sul do Brasil e do Paraguai oriental. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 43(3-4):835-836.

ALMEIDA, F.F.M. - 1972 - Tectono-Magmatic activation of the South American Plattform and Associated Mineralization. In: INTERNATIONAL GEOLOGICAL CONGRESS, 24., Montreal, 1972. **Proceedings**...Montreal, IUGS. section 3:339-346.

ALMEIDA, F.F.M. - 1983 - Relações tectônicas das rochas alcalinas mesozóicas da região meridional da plataforma Sul-Americana. **Revista Brasileira de Geociências** 13(3):139-158.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y. & NEVES, B.B.B. - 1976 - The upper precambrian of South American. **Boletim IG** (7):45-80.

ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; DAVINO, A. & HARALYI, N.L.E. - 1980 - Informações geofísicas sobre o oeste mineiro e seu significado tectônico. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 52:49-60.

AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. & REINOLDS, J.H. - 1966 - Potassium-argon dates of basaltic rocks from southern Brazil. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 30:159-189.

ARAÚJO FILHO, J.O. - 1981 -Contribuição à estratiggrafia e tectônica da região da megainflexão dos Pirineus, Goiás centro-meridional. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA CENTRO OESTE, 1., Goiânia, 1981. **Resumos**.. Goiânia, SBG. p.24-26

BAECKER, M.L. - 1983 - A mineralização de nióbio do solo residual laterítico e a petrografia das rochas ultramáficas-alcalinas do domo de Catalão I, Goiás, 113p (Dissertação de Mestrado-UnB).

BARBOSA, O. - 1955 - Guia das excursões do 9º Congresso Brasileiro Geologia, Araxá, Noticiário 2:3-5.

BARBOSA, O.; BRAUN, O.P.G.; DYER, R.C.; CUNHA, C.A.B. - 1970a - Geologia da Região do Triângulo Mineiro. Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral, DNPM (136):1-140.

BARBOSA, O.; BAPTISTA, M.B.; DYER, R.C.; BRAUN, O.P.G.; FRATIN, H. & MENEGUESSO, G. - 1970b - Projeto Goiânia. Rio de Janeiro, DNPM (inédito).

BOSUN, W. - 1973 - O levantamento aeromagnético de Minas Gerais e Espírito Santo e sua seqüência quanto à estrutura geológica. Revista Brasileira de Geociências 3(3):149-159.

BOSUN, W. & MOLLAT, H. - 1975 - Interpretação do levantamento aerogeofísico sistemático de Minas Gerais e Espírito Santo, fundamentos teóricos. Belo Horizonte, DNPM/CGBA/CPRM. v.1. (inédito).

BRAJNIKOV, B. - 1953 - A geologia, fisiografia e hidrografia da Bacia do Paranaíba. Rio de Janeiro, Divisão de Águas, Boletim Fluviométrico, DNPM (2):65-102.

CAMPOS NETO, M.C. - 1984 - Litoestratigrafia, relações estratigráficas e evolução paleogeográfica dos grupos Canastra e Paranoá (região de Vazante-Lagamar, MG). Revista Brasileira de Geociências 14(2):81-91.

CPRM - 1976 - Projeto Alto Paranaíba. Mapas de intensidade magnética do campo total e perfis aerocintilométricos-DNPM (inéditos).

DANNI, J.C.M; BOTELHO, N.F. & SAD, J.H.G. 1991 - Bulk and mineral Chemistry of the olivine leucitite from Juana Vaz, Sacramento, Minas Gerais, Brasil. In: FIFTH INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, Araxá, 1991. Extended Abstracts, Brasília, CPRM. p.60-62.

DARDENNE, M.A. - 1981 - Os grupos Paranoá e Bambuí na faixa dobrada Brasília. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. Anais...Salvador, SBG. p.140-157.

DEER, W.A.; HOWIE, R.A. & ZUSSMAN, J. - 1981 - Minerais constituintes das rochas - uma introdução. Lisboa, Calouste Gulbenkian. 559 p.

DUTRA, C.V. & GUIMARÃES, D. - 1970 - Catalão II, uma nova ocorrência de pirocloro. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 24., Brasília, 1970. **Resumos**...Brasília, SBG. p.240-242.

DYER, R.C. - 1969 - Os domos ultrabásicos - alcalinos dos arredores de Catalão, Geologia Regional. REM Revista da Escola de Minas, 27(4):170-176.

EBY, N. & MARIANO, A.N. - 1986 - Geology and geochronology of carbonatites peripheral to the Paraná basin, Brazil-Paraguai. CARBONATITES SYMPOSIUM, Ottawa, 13p.

EVENSEN, N.M.; HAMILTON, P.J. & O'NIONS, R.K. - 1978 - Rare earth abundances in chondritic meteorites. **Geochimica et Cosmochimica Acta** 42:1199-1212.

FREESTONE, I. & HAMILTON, D.L. - 1980 - The role of liquid imiscibility in the genesis of carbonatites - an experimental study. Contributions to Mineralalogy and Petrology 73:105-107.

FUCK, R.A. MARINI, O.J. - 1981 - O Grupo Araxá e unidades homotaxiais. In: SIMPÓSIO SOBRE O CRÁTON DO SÃO FRANCISCO E SUAS FAIXAS MARGINAIS, 1., Salvador, 1979. **Anais**...Salvador, SBG. p.118-130.

FURTADO, S.M.A. - 1989 - Petrologia do maciço alcalino de Anitápolis, SC. São Paulo, 245 p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências-USP).

FURTADO, S.M.A.; GOMES, C.B. & SCHEIBE, L.F. - 1986 - Ocorrência de foscoritos no Maciço Alcalino de Anitápolis-SC. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 34., Goiânia, Anais...Goiânia, SBG. v.4, p.1604-1614.

GITTINS, J.; ALLEN, C.R. & COOPER - 1975 - Phlogopitization of piroxenite; its bearing on the composition of carbonatite magmas. Geological Magazine 112(5):503-507.

GOMES, C.B.; RUBERTI, E. & MORBIDELLI, L. - 1990 - Carbonatite complexes from Brazil: a review. Journal of South American Earth Sciences 3(1)51-63.

HANEKON, H.J.; VAN STADEN, C.M.V.H.; SMITH, P.J. & PIKE, D.R. - 1965 - The geology of the Palabora igneous complex. Pretoria, Geological Survey of South Africa (Memoir 54). 179 p.

HARALYI, N.L.E. - 1978 - Carta gravimétrica Bouguer do oeste de Minas Gerais, sudeste de Goiás e norte de São Paulo. São Paulo 359 p. (Tese de Doutoramento - Instituto de Geociências-USP).

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1981 - Anomalias gravimétricas e estruturas maiores do sul de Goiás. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 1., Goiânia, 1981. Atas...Goiânia, SBG. p.73-92.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y. - 1982 - Compartimentação geotectônica do Brasil Oriental com base na informação geofísica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., Salvador, 1982. **Anais**...Salvador, SBG. v.1, p.374-385.

HARALYI, N.L.E. & HASUI, Y.; MIOTO, J.A.; HAMZA, V.M. & RODRIGUES, C.R.V. - 1985 - Ensaio sobre a estruturação crustal do Estado de Minas Gerais com base na informação geofísia e geológica. In: **Contribuições à Geologia e Petrologia**. Boletim Especial do Núcleo de Minas Gerais, SBG. p.71-93.

HASUI, Y.; CORDANI, U.G. - 1968 - Idades potássio-argônio de rochas eruptivas mesozóicas do oeste mineiro e sul de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 22., Belo Horizonte, 1968. **Anais**...Belo Horizonte, SBG. p.139-143.

HASUI, Y.; PENALVA, F. - 1970 - O problema do diamente do Alto Paranaíba. **Boletim Sociedade Brasileira de Geologia** 19(1):71-78.

HASUI, Y.; SADOWISKI, G.R.; SUGUIO, K. & FUCK, G.F. - 1975 - The phanerozoic tectonic evolution of the western Minas Gerais State. **Anais da Academia Brasileira de Ciências** 47(3/4):431-438.

HEINRICH, E.W. - 1966 - **The Geology of Carbonatites**. Chicago, Rand Mc Nally. 555 p.

HEINRICH, E.W. - 1978 - Abundance in rock-forming minerals, niobium minerals, phase equilibria. In: WEDEPOHL, K.H.(ed), **Handbook of Geochemistry**. II-3. Berlin, Springer Verlag, section 41-D.

HOGGARTH, D.D. - 1977 - Classification and nomenclature of the pyrochlore group. **American Mineralogist** 62:403-411.

HOGGARTH, D.D. - 1989 - Pyrochlore, apatite and amphibole: distintive minerals in carbonaatite. In: BELL, K. (ed) **Carbonatites - genesis and evolution**. London, Unwin Hyman. p.105-148.

IANHEZ, A.C.; PITTHAN, J.H.L.; SIMÕES, M.A.; DEL'ARCO, J.O.; TRINDADE, C.A.H.; LUZ, D.S.; FERNANDES, C.A.C. & TASSINARI, C.C.G. - 1983 - **Projeto RADAMBRASIL - Folha SE.22 Goiânia (Levantamento de Recursos Naturais)**. Rio de Janeiro, MME. p.23-348.

ISSA FILHO, A.; LIMA, P.R.A. & SOUZA, O.M. - 1984 - Aspectos da geologia do complexo carbonatítico do Barreiro, Araxá, MG, Brasil. In: **Complexos carbonatíticos do Brasil: geologia**. São Paulo, CBMM (ed) p.19-44.

JOHANNSEN, A. - 1931 - **A descriptive petrography of the igneous rocks**. Chicago, University of Chicago Press. v.1. 318 p.

KAPUSTIN, Y. - 1980 - **Mineralogy of Carbonatites**. New Delhi, Amerind Publishing. 259 p.

KAWASHITA, K.; MANTOVANI, M.; THOMAZ FILHO, A.; TORQUATO, J.R. & BERENHOLC, M. - 1974 - **Método radiométrico rubídio-estrôncio. Procedimentos das análises do Centro de Pesquisas Geocronológicas da Universidade de São Paulo**. São Paulo, Instituto de Geociências-USP.

KING, L.C. - 1956 - A Geomorfologia do Brasil Oriental. **Revista Brasileira de Geografia** 18:147-256.

LADEIRA, E.A.; BRAUN, O.P.G.; CARDOSO, R.N. & HASUI, Y. - 1971 - O Cretáceo em Minas Gerais. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 25., **São Paulo, 1971. Anais...São Paulo**, SBG. v.1, p.15-31.

LE BAS, M.J. - 1977 - **Carbonatite - nephelinite volcanism**. London, John Wiley & Sons. 347 p.

LE BAS, M.J. - 1987 - Nephelinites and carbonatites. In: FITTON, J.G. & UPTON, B.G.J. (eds), **Alkaline Igneous Rocks**, Oxford, The Geological Society by Blackwell. p.53-83 (Geological Society Special Publication, nº 30).

LE BAS, M.J. - 1989a - Petrogenesis of carbonatites and fenites: some recent developments. In: LEELANANDAM, C. (ed), **Alkaline Rocks**, Bangalore. p.137-144. (Geological Society of India, Memoir 15).

LE BAS, M.J. - 1989b - Diversification of carbonatite. In: BELL, K. (ed) **Carbonatites - genesis and evolution**. London, Unwin Hyman. p.428-447.

LEITE, R.C.C.; COMIN, A.; MACHADO JR.; D.L.; PEREIRA, E.S.; MITLAG, H. & QUEIROZ, S.R. - 1988 - **Nióbio uma conquista nacional**. São Paulo, Duas Cidades. 101p.

LESQUER, A.; ALMEIDA, F.F.M.; DAVINO, A.; LACHAUD, J.C. & MALLARD, P. - 1984 - Importance structurale des anomalies gravimétriques de la partie sud du craton de São Francisco et de sa bordure occidentale (Brasil). **Tectonophysics 76**: 273-293.

MARINI, O.J.; FUCK, R.A.; DARDENNE, M.A. & DANNI, J.C.M. - 1984 - Província Tocantins - setores central e sudeste. In: ALMEIDA & HASUI (eds) **O Pré-Cambriano do Brasil**, São Paulo, Edgard Blucher. p.205-264.

MELLO, J.C.R. & BEBERT, C.O. - 1969 - Investigação geológica-econômica da área de Morro Feio, Hidrolândia, Goiás. **Boletim da Divisão de Fomento da Produção Mineral**, DNPM (132):1-73.

MESNER, J.C. & WOOLDRIDGE, L.C.P. - 1964 - Maranhão paleozoic basin and cretaceous coastal basins, North Brazil. **Bulletin of the American Association of Petroleun Geologists** 48(9):1475-1512.

MEYER, H.O.A.; GARWOOD, B.L. & SVISERO, D.P. - 1991 - The Pântano intrusion. In: FIFTH INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, Araxá, 1991. Field Guide Book...Brasília, CPRM. p.59-63.

PALABORA MINING COMPANY LIMITED - MINE GEOLOGICAL and MINERALOGICAL STAFF - 1976 - The Geology and the economic deposits of cooper, iron and vermiculite in the Palabora igneous complex: A brief review. Economic Geolology 71:177-192.

MURTA, L.L.R. - 1966 - O vulcanito leucitítico de Sacramento, Minas Gerais. Boletim do Instituto de Geologia, EMOP 1(1):13-20.

NORTHFLEET, A.; MEDEIROS, R.A. & MULMANN - 1969 - Reavaliação dos dados geológicos da Bacia do Paraná. Boletim Técnico da PETROBRÁS, 12(3):291-346.

PARAISO, O.S. & FUCCIO, R. - 1981 - One preparation and ferro-niobium production at CBMM. In: INTERNATIONAL SYMPOSIUM - NIOBIUM'81., San Francisco, 1984. Proceedings...AIME. p.113-132.

PIMENTEL, M.M.; HEAMAN, L. & FUCK, R.A. - 1990 - Idade U-Pb do metariolito da Seqüência Maratá, Grupo Araxá, Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 36., Natal, 1990. Resumos...Natal, SBG. p.307-308.

SAD, J.H.G.; CARDOSO, R.N. & COSTA, M.T. - 1971 - Formações Cretáceas em Minas Gerais: uma revisão. Revista Brasileira de Geociências 1(1):2-13.

SCHOBBENHAUS FILHO, C.; OGUINO, K.; RIBEIRO, C.L.; OLIVIA, A. & TAKANOHASHI, J.T. - 1975 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Goiânia (SE.22). Brasília, DNPM.

SCHOBBENHAUS FILHO, C; SILVA, A.S.;MIGNON,R.A.; NEVES, S.B.;LEÃO, E. & PIMENTEL, E.C. - 1978 - Carta geológica do Brasil ao milionésimo. Folha Belo Horizonte (SE.23). Brasília, DNPM (mapa).

SOKOLOV, S.V. 1983 - The genetic unity of the apatite-magnetite ores and carbonatites in alkali-ultrabasic intrusions. Geochemistry International 20(2):86-98.

SONOKI, I.K. & GARDA, G.M. - 1988 - Idades K/Ar de rochas alcalinas do Brasil meridional e Paraguai oriental: compilação e adaptação às novas constantes de decaimento. Boletim IG-USP, Série Científica. 19:63-85.

SUTHERLAND, D.S. - 1965 - Nomenclatures of the potassic-feldspathic rocks associated with carbonatites. Geological Society of American Bulletin 76:1409-1412.

STEIGER, R.H. & JAEGER, E. - 1977 - Subcommission on geochonology convertion on the use of the decay constants in geo and cosmochronology. Earth and Planetary Science Letters 36:359-362.

STRECKEISEN, A. - 1978 - IUGS subcommission on the systematics of igneous rocks - classification and nomenclature of volcanic rocks, lamprophyres, carbonatites and melilitic rocks. Neuees Jahrbuch für Mineralogie Abhandlungen 134(1):1-14.

TALLARICO, F.H.B.; SOUZA, J.C.F.; LEONARDOS, O.H. & MEYER, H.O.A. - 1991 - The Mata do Lenço mica-rich kimberlite, western Minas Gerais. In: FIFTH INTERNATIONAL KIMBERLITE CONFERENCE, Araxá, 1991. Extended Abstracts...Brasília, CPRM. p.408-409.

TEIXEIRA, N.A. & DANNI, J.C.M. - 1978 - Contribuição à estratigrafia do Grupo Araxá na região de Passos (MG). In: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 30., Recife, 1978. Anais...Recife, SBG. v.3., p.700-711.

ULBRICH, H.H.G.J. - 1986 - As brechas de origem ígnea: revisão e proposta para uma classificação geológica. Boletim IG-USP, Publicação Especial(3):1-82.

ULBRICH, H.H.G.J.; & GOMES, C.B. - 1981 - Alkaline rocks from continental Brazil. Earth Sciences Reviews 17:135-154.

VALARELLI, J.V. - 1971 - O minério de nióbio, titânio e terras raras de Catalão, GO. São Paulo, 104 p. (Tese de Livre Docência Instituto de Geociências-USP).

VARTIAINEN, H. - 1980 - The petrography, mineralogy and petrochemistry of the Sokli carbonatite massif, Northern Filand. Geological Survey of Finland Bulletin (Finland Geologinen Tutkimuslaitos Bulletin 313):1-126.

VARTIAINEN, H. & PAARMA, H. - 1979 - Geological characterists of the Sokli carbonatite complex, Finland. Economic Geolology 74:1296-1306.

VON ECKERMAN, H. - 1948 - The alkaline district of Alno Island. Stockholm, AB: Kartografiska Institutet (Sweriges Geologiska Undersokning, 36).

WOLLEY, A.R. & KEMPE, D.R.C. - 1989 - Carbonatites: nomenclature, average chemical compositions and element distribution. In: BELL, K. (ed) Carbonatites - genesis and evolution. London, Unwin Hyman. p.1-13.

ZALÁN, P.V.; WOLFF, S.; CONCEIÇÃO, J.C.J.; ASTOLFI, M.A.M.; VIEIRA, I.S.; APPI, V.T. & ZANOTTO, O.A. - 1987 - Tectônica e sedimentação da Bacia do Paraná. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Curitiba, 1987. Atas...Curitiba, SBG. v.1, p.441-477.