

# GEOCIÊNCIAS

NOVEMBRO / 2001

6

CADERNOS DE

- Homenagem ao Professor Milton Santos
- Artigos
- Resumos de Dissertações de Mestrado



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS-UFBA

CADERNOS DE  
GEOCIÊNCIAS

NOVEMBRO / 2001 - Nº 6



INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

## NOTA DO CONSELHO EDITORIAL

Os trabalhos publicados podem ser reproduzidos, no todo ou em parte, com a condição de serem acompanhados do nome do autor, do registro "Reprodução dos CADERNOS DE GEOCIÊNCIAS" e indicação da data. Três cópias deverão ser enviadas ao Instituto de Geociências.

Os trabalhos publicados nos CADERNOS DE GEOCIÊNCIAS são de inteira responsabilidade dos autores e não exprimem necessariamente a opinião do Instituto de Geociências ou do Conselho Editorial.

Cadernos de Geociências / Instituto de Geociências da  
Universidade da Bahia - Vol. I nº 1 (jan. 1992); nº 2  
(mai. 1992); nº 3 (dez. 1992); nº 4 (nov. 1993); nº 5  
(nov. 1996); nº 6 (nov. 2001)  
Salvador; GEO, UFBA. 2001  
212 p. il.; 22cm

ISSN 0104-2327

I. Geociências - Periódicos I. Universidade Federal da Bahia.  
Instituto de Geociências

CDU 55:91(05)

Tiragem: 1000 exemplares

Rua Barão de Geremoabo, s/nº  
Campus Universitário de Ondina  
40.170.290 - Salvador - Bahia  
Tels.: 247-2566\* - 247-2775\*  
Fax: (071) 247-2486

## Editorial

*Com o aprofundamento da crise financeira a que têm sido submetidas as instituições federais brasileiras de ensino superior nos últimos cinco anos, ficou inviabilizada a continuidade da publicação desta Revista. Cabe registrar que durante este intervalo de tempo, foram feitas várias tentativas de voltar a publicar nossa Revista, o que só agora tornou-se possível. Daí nossa grande satisfação com a publicação do sexto volume dos "Cadernos de Geociências".*

*A partir deste volume, os editores decidiram aceitar alguns trabalhos científicos mais aprofundados, sem no entanto alterar substancialmente o caráter original da Revista, como instrumento de divulgação de reflexões e idéias relacionadas ao campo das Geociências. Dentro desta nova perspectiva, o leitor notará a inclusão de uma nova seção, constando de resumos das Dissertações e Teses defendidas nos diversos Cursos de Pós-Graduação do Instituto de Geociências da UFBA.*

*Iniciando esta edição, não poderíamos deixar de prestar uma Homenagem especial ao Dr. MILTON SANTOS, professor do Departamento de Geografia do Instituto de Geociências da UFBA e da USP, recentemente falecido. Foi professor em várias universidades estrangeiras, escreveu mais de 50 livros e recebeu mais de 20 títulos de Doutor Honoris Causa. Por sua atuação e realizações foi sem dúvida o mais importante geógrafo-filósofo brasileiro contemporâneo e um intelectual respeitado em todo o mundo.*

*Não podemos deixar de registrar que a retomada da publicação dos CADERNOS DE GEOCIÊNCIAS só foi possível graças ao esforço coletivo dos Editores e do Conselho Editorial em conjunto com o apoio decisivo da Companhia Bahiana de Pesquisa Mineral - CBPM, da Secretaria da Indústria, Comércio e Mineração do Governo do Estado da Bahia. Por último, queremos assinalar que estamos resgatando uma grande dívida para com alguns dos autores que colaboraram com esta edição, cujos trabalhos esperaram tanto tempo para sua publicação.*

Novembro, 2001

Francisco José Gomes Mesquita Osmário Rezende Leite  
Editores Responsáveis

## EDITORES RESPONSÁVEIS

Francisco José Gomes Mesquita  
Osmário Rezende Leite

## EDITOR EXECUTIVO

Teodora M<sup>a</sup> Conceição Rocha

## CONSELHO EDITORIAL

Amalvina Costa Barbosa  
Dária M<sup>a</sup> Cardoso Nascimento  
Délio José Ferraz Pinheiro  
Ilson Guimarães Carvalho  
Joil José Celino  
Maria Auxiliadora da Silva  
Maria José Marinho Rêgo  
Neyde M<sup>a</sup> Santos Gonçalves  
Pascal Jean Michel Motti  
Sylvio Bandeira de Mello e Silva  
Wilson Mouzar Figueiró

## CONSULTORIA "AD HOC"

Herbert Conceição  
Angela Beatriz de Menezes Leal

## PROJETO GRÁFICO E EDITORAÇÃO

Helida Rocha Conceição

## IMPRESSÃO

PRESSCOLOR Gráficos Especializados Ltda.

# SUMÁRIO

## HOMENAGEM

Milton Santos

*Maria Auxiliadora da Silva*

11

## ARTIGOS

- **A Geografia através da Literatura: duas abordagens do Romance "Corta Braço"** 27  
*Amenair Moreira Silva, Ednúsia .M.C. Santos e Sandra Regina Martins*
- **A importância das Controvérsias Geológicas no Ensino de Geologia: exemplo do Modelo Fixista à Tectônica de Placas** 41  
*Joil José Celino e Osmário Rezende Leite*
- **E qual o lugar da Geografia Regional no contexto atual da Geografia?** 59  
*Angelo Serpa*
- **Mundialização Soteropolitana: Turismo, Carnaval e Venda da Cidade** 81  
*Clímaco Dias*
- **Petrologia e Mineraloquímica dos Granitóides Peraluminosos com Cordierita no Extremo Sul da Bahia** 99  
*Joil José Celino e Nilson Francisquini Botelho*
- **Reforma Agrária: Ações Públicas e Movimentos Sociais** 133  
*Guiomar I. Germani*
- **Transformações das Composições Químicas dos Minerais nas Rochas da Interface Anortosito/Dolerito do Maciço Anortosítico de Potiraguá, Bahia** 145  
*Bordini, R.M., Cruz, M.J.M, Merlet, C.*
- **Uma Análise Geográfica na Literatura Amadiana: o Romance Mar Morto e a Geografia Humanística** 157  
*Margarete Rodrigues Neves Oliveira, M<sup>a</sup> Madalena Noronha e Alesselma Pereira*
- **Atenuação de Múltiplas do Fundo do Mar e Migração Pré-empilhamento no Domínio das Ondas Planas.** 165  
*João Roberto Simões Bezerra dos Santos*

<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Aplicação da Coerência Sísmica à Detecção de Feições Estratigráficas e Estruturais</b> <i>Raul Dias Damasceno</i></li> </ul>	167	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Batólito Trondhjemítico de Nordestina: Geologia, Petrografia e Litogeoquímica de uma Intrusão Paleoproterozóica</b> <i>Basílio Elesbão da Cruz Filho</i></li> </ul>	193
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Inversão Híbrida de Dados Sísmicos</b> <i>Vânia Lúcia de Albuquerque Machado</i></li> </ul>	169	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Estudo Geoquímico do Cobre na Coluna D'Água da Região Oceânica Brasileira, Cadeia Vitória – Trindade.</b> <i>Carlos Roberto Santos Silva</i></li> </ul>	195
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Conversão tempo-profundidade utilizando Imageamento tipo Kirchhoff</b> <i>Neiva Terezinha Zago</i></li> </ul>	171	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Avaliação de Impactos da Agricultura Intensiva Irrigada sobre as Propriedades Físicas e Químicas de Solos da Microrregião de Irecê-Bahia.</b> <i>Antônio Mário Reis de Azevedo Coutinho</i></li> </ul>	197
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Cidade Alta em Alta? Circuitos e Cenários das Dimâmicas Comerciais do Centro Velho de Salvador</b> <i>Noorma Maria Heinonen</i></li> </ul>	173	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Caracterização Geoquímica do Manguezal da Região Estuarina do Rio Sauípe, Litoral Norte da Bahia</b> <i>Daniela Reitermajer</i></li> </ul>	199
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>A Questão dos Meninos/as de Rua no Brasil e em Salvador: uma Análise Sócio-histórica e Territorial</b> <i>Carlos José de Almeida Santana</i></li> </ul>	175	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>O Maciço Anortosítico de Carapussê, Itamarí – Bahia</b> <i>Eron Pires Macêdo.</i></li> </ul>	201
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Impacto da Modernização da Agricultura no Oeste Baiano: Repercurssão no Espaço do Cerrado a partir da Década de 80</b> <i>Clóvis Caribé Menezes dos Santos</i></li> </ul>	177	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Dinâmica Geoquímica de Metais no Manguezal e sua Interação com o Molusco Bivalve Anomalocardia Brasileira na Bahia de Camamu: Subsídios a um Programa de Monitoramento Relacionado a Organismos Comestíveis Provenientes de Zonas de Manguezal do Estado da Bahia – Brasil.</b> <i>Jefferson Cerqueira Viana</i></li> </ul>	203
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>No Limiar da Praça - uma Forma de redescobrir Salvador</b> <i>Marlene Pires D'Aragão Carneiro</i></li> </ul>	179	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Caracterização Biogeoquímica dos Manguezais do Estuário do Rio Joanes - Lauro de Freitas - Bahia.</b> <i>Maria do Carmo Filardi Barbosa</i></li> </ul>	205
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Territorialidade da Universidade do Estado da Bahia - UNEB no Espaço Baiano: uma análise geográfica da UNEB em Santo Antonio de Jesus</b> <i>Sonia Marise Rodrigues Pereira Tomazoni</i></li> </ul>	181	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Geomorfologia e Meio Ambiente em Região Tropical Semi-Árida Município de Araci – Bahia.</b> <i>Rita de Cássia Ferreira Hagge</i></li> </ul>	207
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>O Centro Histórico de Salvador e os Discursos para a Montagem dos Cenários</b> <i>Tania Regina Santos Braga</i></li> </ul>	183	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Influência do Enxofre na Fisiologia de Mangifera Indica L. cv. Espada em Áreas de Solos Contaminados pela Poluição Área na Região do Pólo Petroquímico de Camaçari-Bahia.</b> <i>Vanusa Sousa Almeida</i></li> </ul>	209
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Petrografia, Litogeoquímica e Idade do Magmatismo Alcalino Metaluminoso a Peraluminoso Tardio da Parte Sudoeste do Núcleo Serrinha (Bahia): Granitos tipo Morro do Lopes</b> <i>Adriana Almeida de Peixoto</i></li> </ul>	185	<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Normas Editoriais</b></li> </ul>	211
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Estudo Geoquímico em Sedimentos do Trecho do Oceano Atlântico de Salvador (Bahia) e Cabo de São Tomé (Rio de Janeiro)</b> <i>Astério Ribeiro Pessoa Neto</i></li> </ul>	187		
<ul style="list-style-type: none"> <li>• <b>Diagnóstico Geoambiental de zonas de Manguezal do Estuário do Rio Itanhém, Município de Alcobaça - Região Extremo Sul do Estado da Bahia</b> <i>Bárbara Rosemar Nascimento de Araújo</i></li> </ul>	189		

## Petrologia e Mineraloquímica dos Granitóides Peraluminosos com Cordierita no Extremo Sul da Bahia

Joil José Celino \*

Nilson Francisquini Botelho \*\*

### Introdução

Granitóides fortemente peraluminosos (Miller, 1985) são comuns em associações plutônicas de orogênese do tipo colisional e de margens continentais ativas, sendo comumente considerados o produto da fusão de fontes metassedimentares (White & Chappell, 1988). Estes tipos de granitóides peraluminosos estão bem representados no orógeno brasileiro no extremo sul da Bahia (Fig. 1), onde eles ocorrem como intrusões leucograníticas a duas micas e a cordierita (Celino, 1999).

### FIGURA 1

Neste trabalho são reportados detalhes de campo, de dados petrográficos e de química mineral do Maciço de Nanuque (**NNQ**), cercanias de Lajedão (**LJD**) e Serra dos Aimorés (**SAM**), e de Cajuíta (**CJT**), onde o primeiro é uma das maiores (~ 100 Km<sup>2</sup>) intrusões peraluminosas à cordierita no extremo sul da Bahia (Fig. 1). Uma feição marcante deste conjunto plutônico intitulado de Suíte Nanuque (**SNQ**) é a ocorrência tanto de enclaves magmáticos quanto metamórficos.

---

\*Instituto de Geociências - UFBA - Salvador

\*\*Instituto de Geociências - UnB - Brasília - DF

Grupo de pesquisa Granitos e Mineralizações Associadas (Ref. UNB 0126)

Os resultados desta investigação são os subsídios para responder algumas questões: (1) relação entre granitóides peraluminosos a biotita-moscovita e a biotita-cordierita e sua associação ou não com granada; (2) mecanismos de fracionamento destes magmas; e (3) gênese destes plutonitos.

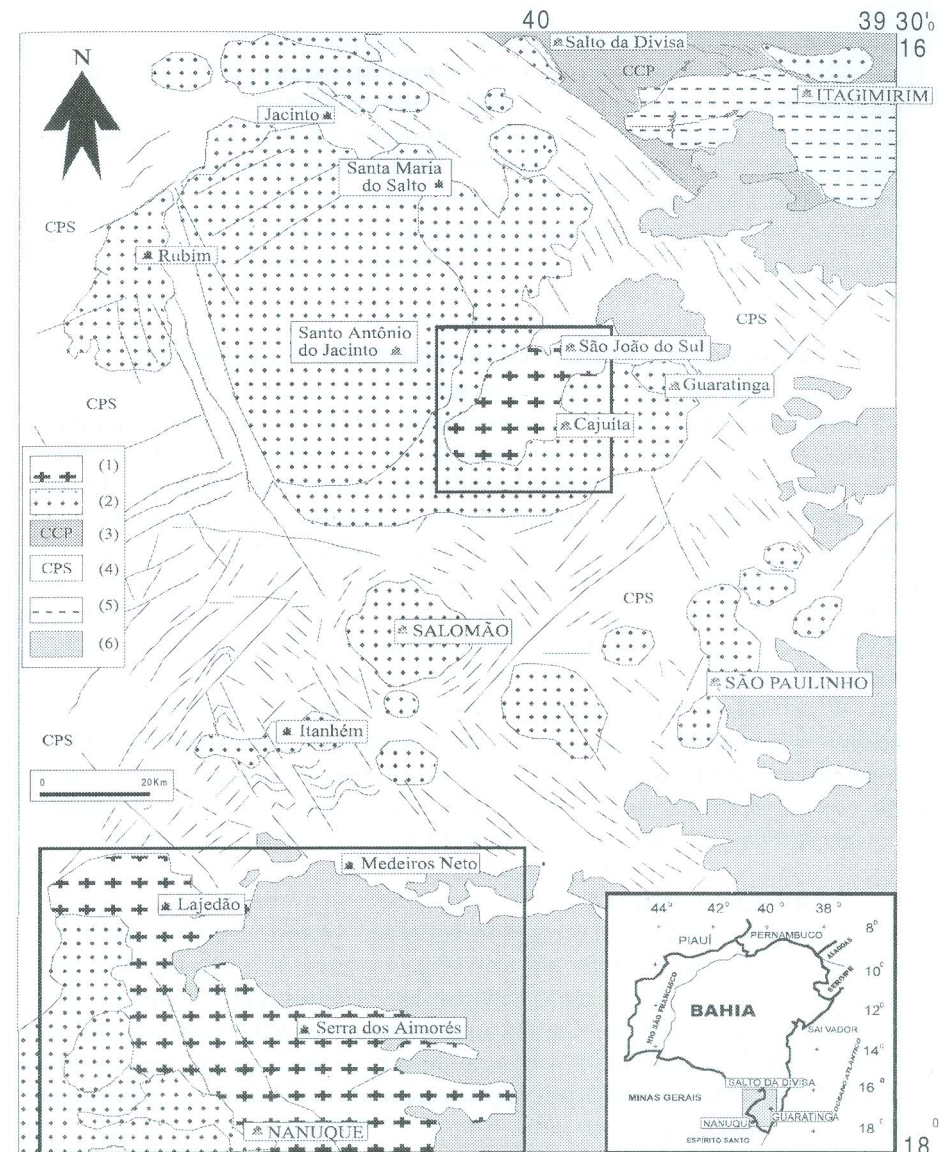
### CONTEXTO GEOLÓGICO DA REGIÃO DE NANUQUE

O embasamento metamórfico da região, denominado de Complexo Paraíba do Sul (CPS), é constituído de terrenos gnáissico-migmatíticos que mostram uma foliação NW-SE e apresentam contatos falhados ou de difícil definição com as unidades adjacentes (Fig. 1). Os tipos litológicos predominantes são piroxênio granulitos, metatexitos de composição kinzigítica e migmatitos.

Nos migmatitos a característica marcante é a presença de rochas com estruturas de fluxo, com melanossoma gnáissico de cor cinza, foliado, macroscopicamente composto por quartzo, feldspato, biotita e/ou granada.

Os gnaisses de composição kinzigítica, com granada-biotita e freqüentemente cordierita e/ou sillimanita, possuem contatos transicionais com os migmatitos. Apresentam-se bem foliados, com estrutura predominante estromática, podendo ocorrer estruturas flebítica e dobrada. Biotita-granada granitos localmente constituem as porções leucossomáticas destas rochas.

A idade do complexo gnáissico-migmatítico não é conhecida, mas seu limite superior é determinado pela presença de zircões detríticos com idades U-Pb de 2,1 Ga (Söllner *et al.*, 1989).



**Figura 1.** - Mapa geológico simplificado dos granitóides do extremo sul da Bahia destacando os maciços da Suíte Nanuque (GI). Onde: (1) Suíte Nanuque - GI; (2) outras suítes; (3) CCP : Complexo Caraíba-Paramirim; (4) CPS: Complexo Paraíba do Sul; (5) Grupo Macaúbas e (6) Cobertura sedimentar. Os quadrados em destaque delimitam os maciços desta suíte para a região de Nanuque/Lajedão/Serra dos Aimorés e de Cajuita. Os traços representam fotolineamentos, falhas ou fraturas, ou foliação nas rochas encaixantes.

## MACIÇO DE NANUQUE

Este corpo (Fig. 1) ocorre intrudido nos metamorfitos de alto grau do Complexo Paraíba do Sul (CPS), sendo o seu contato brusco, e sutil destaque de uma certa orientação preferencial dos grãos. O NNQ está representado por rochas porfiríticas, cuja matriz é de grão grosso, em meio à qual destacam-se fenocristais de feldspato potássico de coloração bege (núcleo) a rosada. Macroscopicamente, apresenta-se como uma rocha granular, porfirítica, com megacristais de feldspato potássico e cordierita automorfos.

## MACIÇOS DE SERRA DOS AIMÓRES E LAJEDÃO

Estes maciços englobam diferentes tipos de rochas graníticas (Fig. 1). Pedreiras visitadas entre estas duas localidades expõem granitóides porfiríticos muito semelhantes em coloração, mineralogia e textura aos existentes na região de Nanuque e de Cajuíta, porém contendo aglomerados granadíferos de 2 a 3 cm de diâmetro, enclaves microgranulares e um conteúdo maior de cordierita em relação a granada.

Estas rochas são intrusivas nas rochas do CPS, dispondo-se segundo a direção N-S, como marcado pela linha de contato, pelo alinhamento dos fenocristais de feldspato potássico e do eixo maior dos enclaves microgranulares.

Com base nas variações texturais e mineralógicas, foi possível identificar duas fácies porfiríticas: uma ocorrendo mais externamente, a qual caracteriza-se por uma coloração mais escura, conferida pela matriz de composição granodiorítica, e a outra mais interna, com coloração rosada, devido à matriz de composição granítica, mais rica em quartzo.

## MACIÇO CAJUÍTA

O maciço de Cajuíta é representado por granitóides porfiríticos que afloram na forma alongada NE-SW (Fig. 1), passando nas proximidades de Água Limpa a sul e, Cajuíta a leste, indo desaparecer a norte de São João do Sul. O corpo de Cajuíta está associado com os granitóides das outras suítes da região e em contato discordante com os metamorfitos do CPS, sendo a rocha petrograficamente homogênea, de textura porfirítica, orientada.

## PETROGRAFIA DOS CORDIERITA - GRANADA MONZOGRANITOS

### MACIÇO DE NANUQUE

Apresenta duas fácies principais: (i) uma porfirítica, contendo abundantes megacristais de feldspato alcalino; e (ii) uma subordinada,

composto de uma massa com grão variável, com megacristais de feldspato alcalino, de comprimento superior a 5 cm, cristais de quartzo arredondado com diâmetro médio de 2-2,5 mm, granada e cordierita em proporções variáveis.

Feldspato alcalino - Ortoclásio é o tipo mais abundante, mostrando diversas variedades morfológicas: (a) eudral a subedral e megacristais pertíticos ovóides (2 a 6 cm) nos quais pertitas do tipo *string* são freqüentes. Eles têm um fraco zoneamento definido pela variação no conteúdo da molécula de ortoclásio (91 - 93%) e a abundância de pertita. Os megacristais podem incluir grandes cristais de plagioclásio os quais, algumas vezes, aparecem como núcleos dos megacristais; (b) pequenos cristais ovóides, em torno de 3-4 mm, os quais apresentam muitas inclusões finas de plagioclásio; (c) cristais anedrais imersos na matriz. Eles são menores e menos pertíticos do que os ovóides, embora contenham pedaços irregulares de plagioclásio.

Cada um destes 3 tipos pode mostrar uma zona central com numerosas inclusões de quartzo.

Texturas manteadas aparecem em todos os tipos de feldspatos alcalinos. A textura mais comum consiste em um manto fino de feldspato alcalino ladeado por pertitas. As texturas mostram 3 variedades principais: (i) plagioclásio ocorrendo com cristais contínuos; (ii) plagioclásio agregado com uma morfologia similar ao "manto de plagioclásio dendrítico" de Hibbard (1981), e (iii) placas de feldspato alcalino e cristais de plagioclásio comparáveis com o "manto heterogêneo" descrito por Bussy (1990) em enclaves máficos.

Plagioclásio - existem 4 tipos texturais principais de plagioclásio:

(a) cristais eudrais a subedrais (4-5 mm, raramente centimétricos) com um zoneamento fraco contínuo ( $An_{27-31}$  no núcleo a  $An_{22-25}$  nas margens dos cristais). Eles contêm abundantes inclusões de quartzo e biotita e algumas placas de feldspato potássico;

(b) como inclusões nos megacristais de feldspato alcalino. O zoneamento é fraco ( $An_{28-25}$ ) com fino manto de  $An_{10-11}$  na interface plagioclásio-ortoclásio. Em alguns casos, lamelas de quartzo e biotita formam um manto descontínuo nesta interface;

(c) cristais de plagioclásio na matriz, mostrando um forte zoneamento (a partir de  $An_{19-10}$  no núcleo sericitizado a  $An_{4-9}$  nas zonas periféricas), e podem exibir placas de feldspato potássico;

(d) cristais pequenos de plagioclásio (menos do que 0,02 mm de comprimento) são particularmente abundantes nos cristais ovóides de feldspato alcalino. Mostram um definido zoneamento de  $An_{8-11}$  no núcleo a  $An_{3-4}$  nas margens dos cristais.



**Quartzo** - ocorre como grandes (mais de 8 mm) cristais subedrais, os quais exibem características de quartzo invertido de alta temperatura, tais como abundantes fraturas, e frequentes texturas de *synneusis*, refletindo uma cristalização precoce em um estágio de baixa viscosidade da história magmática. Quartzo tardio aparece como cristais eudrais na matriz ou como inclusões ou intercrescimentos na periferia dos feldspatos.

**Biotita** - dois tipos de biotita foram caracterizados: (a) biotita marrom é o tipo mais abundante. Raramente ela aparece em associação com a granada; (b) biotita verde, a qual apenas aparece em associação com a granada, tanto ao longo de suas fraturas como em porções externas. Frequentemente estão cloritizadas.

**Granada** - mineral comum nestas rochas. Quando aparece como cristais isolados têm um tamanho em torno de 5 a 8 mm. As granadas do **NNQ** ocorrem em aglomerados de 2 a 4 grãos inclusas em plagioclásio. São anedrais e com dimensões superiores a 0,25 mm de diâmetro.

**Cordierita** - dois tipos texturais de cordierita, representando dois estágios de cristalização podem ser descritos: (a) cristais de cordierita euédrica (Crd I) com comprimento variando de 0,5 a 2,5 cm; e (b) cordierita anedral granular fina (Crd II), às vezes associada a biotita verde. Ambos os tipos aparecem tanto cloritizados quanto pinitizados.

A presença de transformações no núcleo da granada, várias gerações de feldspatos com diferentes feições texturais, cristais ovóides e feldspatos manteados podem indicar que a cristalização ocorreu em diferentes estágios e condições.

### MACIÇO SERRA DOS AIMORÉS

Comparado com o granitóide de Nanuque, a textura desta rocha monzonítica se acentua do núcleo para a periferia, com uma ligeira foliação e uma fraca cataclase. Este fenômeno se traduz por extinção ondulante no quartzo; os cristais de feldspatos alcalinos são por vezes quebrados e agregados com quartzo e clorita e as micas deformadas.

A diferença fundamental entre as rochas desta intrusão e as do **NNQ** é a diminuição do volume de cordierita e pelo desenvolvimento maior em quantidade de moscovita. O plagioclásio, sendo sericitizado, possui um núcleo de oligoclásio (=An<sub>20</sub>) e uma periferia mais albítica.

As populações de zircões se agrupam nos tipos S1, S2, S3, S7, S12 (Pupin, 1980).

### MACIÇO DE LAJEDÃO

Comparadas com as da intrusão de Nanuque, a mineralogia e a textura das rochas do maciço de Lajedão são semelhantes. Exceção feita ao tamanho dos grãos, a diferença mais marcante é a presença de pequenas lamelas de moscovita associadas às biotitas. Estas moscovitas são

abundantes em certos fácies ou formam grandes indivíduos, automorfos, acoplados às biotitas.

Os plagioclásios são mais sódicos que do Maciço de Nanuque, os núcleos podem atingir An<sub>30</sub> para os indivíduos inclusos nos feldspatos potássicos e An<sub>25</sub> para aqueles da matriz. Por sua vez, a periferia é mais albítica. Esta albita, quase pura, constitui também tipos ligados aos plagioclásios da matriz e pequenas placas xenomorfas entre certos feldspatos potássicos.

Os zircões mostram também um núcleo herdado e bordos zonados, agrupando-se nos tipos L1 - S1 e S2 (Pupin, 1980).

A esta unidade se associa uma rocha de caráter aplítico e contendo cordierita. Sua cogeneticidade com estes granitos será confirmada ao longo do trabalho com a assembléia de dados, mas ele encontra-se geneticamente ligado a esta intrusão e representa um dos termos mais fracionados. De fato, este fácies provavelmente corresponde a uma borda tardia que engloba os termos porfiríticos do magma relacionado à origem do maciço de Nanuque.

### MACIÇO DE CAJUÍTA

Este maciço apresenta aspectos texturais análogos aos da intrusão de Nanuque e mineralogia semelhante as rochas do maciço de Serra dos Aimorés. Um aspecto distinto refere-se a ausência de sillimanita como acessório.

**Quartzo** - apresenta-se sob vários hábitos: (a) grandes placas xenomórficas constituída de vários cristais. As inclusões são raras e de pequeno tamanho (biotita, plagioclásio e minerais opacos). (b) cristais arredondados, inclusos no feldspato potássico, no plagioclásio e na cordierita; e (c) em vênulas e preenchendo pequenas fraturas.

**Feldspato Potássico** - apresenta-se sob dois aspectos: fenocristais que podem atingir entre 6 a 7 centímetros e indivíduos xenomorfs. Em geral é ortoclásio pertítico. Os indivíduos xenomórficos contêm poucas inclusões. Estas são tardias, nunca orientadas, representadas principalmente por quartzo, biotita, plagioclásio e alguns minerais acessórios.

Nos megacristais de feldspato potássico as inclusões são abundantes. Do centro para a periferia, as inclusões apresentam uma disposição paralela às faces dos cristais de feldspato. Estes alinhamentos tem formas concêntricas sucessivas. As inclusões centrais são representadas por pequenos cristais pouco numerosos de quartzo e de cordierita, e por grandes indivíduos automorfos de biotita e de plagioclásio. Quanto às inclusões periféricas, são pequenos cristais de biotita e plagioclásio.

**Plagioclásios** - são automorfos, e se dividem em dois tipos: (a) aquele incluso nos megacristais de feldspato potássico; e (b) aqueles da

matriz. O primeiro é zonado, ao centro são oligoclásios ( $=An_{17}$ ) e à periferia menos sódicos. Os segundos têm o centro ligeiramente mais cálcico ( $An_{20}$ ). Nos dois casos, a zonação é sublinhada por uma ligeira alteração sericítica.

**Cordierita** – apresenta-se em 3 aspectos: (a) em indivíduos automorfos, de grande tamanho (3 a 4 cm), por vezes pinitizados; (b) em cristais automorfos, de muito pequeno tamanho, e em geral inclusos nos megacristais de feldspato potássico ou intercrescido na granada e (c) na forma de “fantasmas” muito pequenos inclusos nos plagioclásios e nas biotitas.

Os grande indivíduos automorfos possuem inclusões de quartzo sub-automorfo, biotita e apatita. O seu estudo permite compreender o mecanismo de alteração deste mineral. Com efeito, uma clorita de cor esverdeada em luz natural, se desenvolve nas bordas do mineral. Perpendicularmente a esta, e por vezes, em feição oblíqua, se desenvolve uma substância esverdeada, refringente em luz natural e isotrópica em luz polarizada: a pinita.

**Biotita** - Este mineral, automorfo a sub-automorfo, possui um forte pleocroísmo marrom avermelhado a marrom. Monazita e zircão são inclusões freqüentes. Outros minerais inclusos são apatita, por vezes abundante e raramente pequenos cristais de cordierita. A cloritização da biotita é, em geral, pouco pronunciada.

**Granada** – quando presente, aparece como cristais de tamanho médio variando entre 5 a 8 mm, embora em alguns casos alcancem 10 - 12mm. Cordierita granular pinitizada e lamelas de biotita verde parcialmente cloritizadas formam intercrescimentos comuns com a granada. Menos freqüentemente, intercrescimento quartzo - granada - feldspato alcalino pode ser observado. Granada comumente contém inclusões de apatita superiores a 1mm de comprimento. Ocasionalmente está inclusa em megacristais de feldspato potássico.

**Moscovita** – subdivide-se em 3 tipos principais: (a) ao primeiro correspondem indivíduos mal formados, associados em sua maioria ao quartzo e à biotita e se desenvolvendo a dependência dos megacristais de feldspato potássico; (b) a segunda está ligada à alteração das cordieritas; e (c) a terceira é muito pouco freqüente. Está localizada, em geral, nas amostras situadas na borda da intrusão. Ela se caracteriza por pequenos grãos automorfos inclusos na biotita.

**Apatita** - é prismática e, na maioria dos casos, inclusa na biotita. Por vezes, com inclusões de minerais opacos e de zircão.

**Zircão** - Este mineral ocorre unicamente incluso nas biotitas. Os minerais separados mostram uma população relativamente homogênea. Os indivíduos são alongados e possuem um núcleo herdado e um centro zonado marcante. Esta população se agrupa nos tipos LI, SI, S2 e S6

(Pupin, 1980), indicando para estas rochas um forte caráter crustal.

**Minerais opacos** – observa-se ilmenita pouco numerosa e principalmente inclusa na biotita.

**Sillimanita** - observada em poucas amostras, é do tipo fibrolita.

**Monazita e hercinita** - Estes minerais são identificados óticamente inclusos na biotita.

## ENCLAVES MICROGRANULARES

Ao microscópio, o tamanho e arranjo dos grãos variam fortemente de um enclave a outro. Em alguns exemplares a textura é granular sem nenhuma orientação preferencial, enquanto em outros apenas a biotita mostra tal orientação. Localmente a textura é do tipo intergranular com arranjo das ripas de plagioclásio. Em meio a esta massa, aparecem inclusões ocelares de quartzo margeado por minerais máficos e cristais subédricos de plagioclásio, ambos de tamanho superior ao dos cristais da matriz. Como produtos de alteração têm-se clorita e saussurita. Os principais minerais presentes na matriz são plagioclásio, biotita, hornblenda, quartzo, raro microclínio (pode estar ausente), e acessórios como titanita, ilmenita, magnetita, allanita, apatita e zircão. A presença destes enclaves sugere a ocorrência de um provável magma máfico, sem expressão física nos locais visitados.

## COMPOSIÇÕES MODAIS

As amostras dos maciços da Suíte Nanuque (**SNQ**) foram objeto de 23 análises modais. Na tabela I encontra-se a disposição dos valores modais representativos para os 3 principais litotipos desta Suíte e enclaves microgranulares associados.

**Tabela 1.** – Amostras representativas das proporções mineralógicas dos 3 litotipos da Suíte Nanuque, onde **GCG** = granada – cordierita granitos; **CGG** = cordierita – granada granitos; **CDG** = cordierita granitos e **EMG** = enclaves microgranulares.

MINERAL	GCG	CGG	CDG	EMG
Quartzo	45,29	30,52	24,59	18,66
Feldspato potássico	15,54	32,76	37,46	6,96
Plagioclásio	15,35	26,47	30,72	42,75
Biotita	7,59	2,18	2,25	15,66
Moscovita	Tr.	Tr.	Tr.	-
Hornblenda	-	-	-	10,72
Granada	5,35	3,19	-	-
Sillimanita	Tr.	Tr.	Tr.	-
Cordierita	7,88	2,36	1,87	-
Acessórios (*)	3,00	2,52	3,11	5,00

Acessórios (\*): zircão, apatita, monazita, hercinita e opacos (Tr - traços)

**Tabela 2** – Composição representativa da ilmenita e da magnetita para os litotipos da Suíte Nanuque, onde **GCG** = granada cordierita granitos ; **CGG** = cordierita granada granitos; **CDG** = cordierita granito.

Litotipo	GCG	CGG	CDG
<b>MINERAL/ÓXIDO</b>	<b>ILMENITA</b>		
FeOtotal	44,97	46,24	47,06
MnO	0,49	2,37	1,70
TiO <sub>2</sub>	51,72	49,55	47,39
<b>TOTAL</b>	<b>97,18</b>	<b>98,16</b>	<b>96,15</b>
<b>MINERAL/ÓXIDO</b>	<b>MAGNETITA</b>		
FeOtotal	-	-	83,68
MnO	-	-	0,30
TiO <sub>2</sub>	-	-	16,38
<b>TOTAL</b>	-	-	<b>100,36</b>

**Tabela 3.** - Análises químicas representativas da biotita dos granitos da Suíte Nanuque. Legenda idêntica a da tabela 2.

Litotipos/óxidos	GCG	CGG	CDG
SiO <sub>2</sub>	35,32	35,48	35,14
TiO <sub>2</sub>	4,71	3,52	2,84
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	13,34	17,00	18,38
Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,01	0,02	0,01
MgO	6,85	8,55	9,04
MnO	0,11	0,05	0,01
FeOt	24,86	19,85	18,34
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,12	0,05
K <sub>2</sub> O	9,37	9,34	9,69
CaO	0,00	0,02	0,01
<b>TOTAL</b>	<b>94,62</b>	<b>93,95</b>	<b>93,51</b>
<b>Cátions</b>		<b>22 oxigênios</b>	
Si	5,737	5,651	5,439
Al IV	2,263	2,349	2,561
Al VI	0,291	0,841	0,792
Ti	0,576	0,421	0,332
Fe <sup>2+</sup>	3,377	2,645	2,376
Mn	0,015	0,006	0,002
Mg	1,658	2,032	2,085
Ca	0,001	0,004	0,002
Cr	0,001	0,003	0,001
<b>E(MI-M2)</b>	<b>5,918</b>	<b>5,952</b>	<b>5,588</b>
Na	0,017	0,036	0,014
K	1,941	1,899	1,914
<b>E(A)</b>	<b>1,957</b>	<b>1,935</b>	<b>1,928</b>
<b>TOTAL</b>	<b>15,875</b>	<b>15,886</b>	<b>15,516</b>
<b>Fe/(Fe+Mg)</b>	<b>0,671</b>	<b>0,566</b>	<b>0,533</b>

As evoluções da suíte ocorrem em conjunto àquelas das associações minerais ou das fácies reconhecidas nas diferentes intrusões. Nos casos estudados, o fracionamento se traduz por um aumento nas proporções de quartzo, feldspato potássico, moscovita (rara ou ausente) e diminuição de plagioclásio e de biotita.

A representação no diagrama de classificação modal de Streckeisen (1976) situa a assembléia das rochas analisadas no campo dos monzogranitos (Figura 2). Já os enclaves microgranulares (**EMG**) concentram-se próximos ao campo dos tonalitos. Há um intervalo entre a composição dos enclaves e a dos granitos que os contém. Tal fato contribui para o descarte desses enclaves como de natureza autolítica, concluindo que o mecanismo de interação entre magma granítico e enclaves foi imperfeito, na medida em que não produziu volume expressivo de rochas de composição granodiorítica.

A análise modal proporcionou a separação de três fácies principais da **SNQ**: (a) granada – cordierita granito (**GCG**); (b) cordierita – granada granito (**CGG**) e (c) cordierita – granitos (**CDG**).

O fácies **CGG** é mais enriquecido em plagioclásio, em minerais máficos e tem teor em sódio mais elevado que o fácies interno (**GCG**), denotando um mecanismo de diferenciação atuante em sua cristalização. Já a fácies **CDG** é específica do maciço de Cajuíta e/ou aplitos associados a outros maciços desta suíte. Por outro lado, a presença dos enclaves microgranulares e o hiato composicional entre esses e os granitos apontam para um mecanismo de mistura, incipiente do ponto de vista mecânico, no nível crustal exposto.

## QUÍMICA MINERAL ILMENITA

Os minerais analisados situam-se entre os pólos de ilmenita ( $\text{FeTiO}_3$ ) e pirophanita ( $\text{MnTiO}_3$ ). Desenham uma suíte homogênea e linear, tendendo a mostrar a existência de variações das temperaturas de cristalização (Neumann, 1974) do centro para a borda das intrusões. Como é o caso das amostras de Cajuíta (**CDG**) em relação à amostra de São João do Sul que se situam nos bordos da intrusão de Cajuíta (Tab. 2).

## MAGNETITA

Nos grãos analisados destaca-se o enriquecimento em  $\text{TiO}_2$ , marcados por fenômenos de exsolução, o que vem a caracterizá-la como pertencente à série magnetita-ulvoespínio (Tab. 2), que representa uma solução sólida contínua a temperaturas elevadas, dando-se a exsolução abaixo de  $600^\circ\text{C}$  (Deer et al., 1976).

## BIOTITA

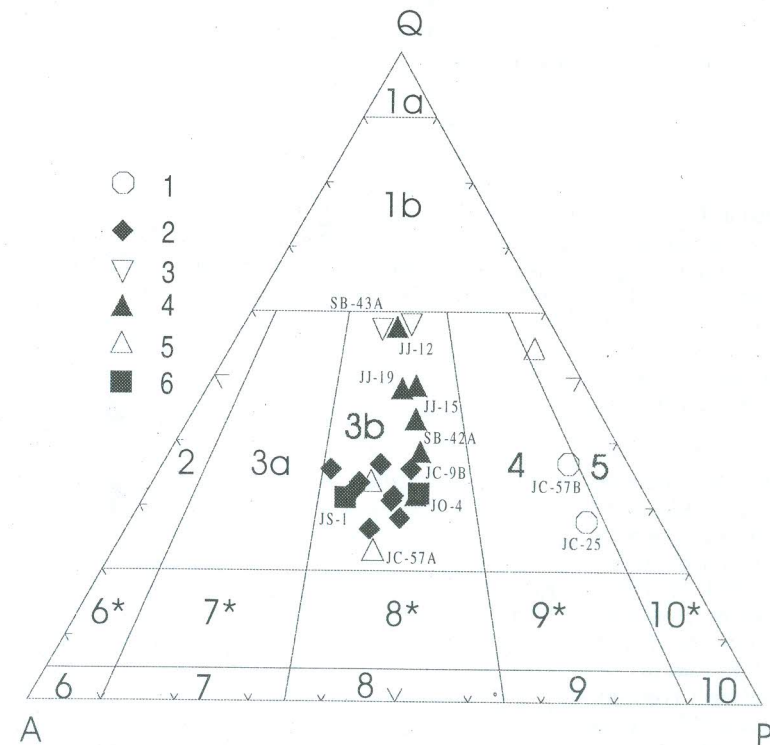
As biotitas estudadas têm um composição comparável, com exceção feita a teores mais elevados de  $\text{FeO}$  (total) dos **GCG**, em especial do

maciço de Nanuque e de  $\text{MgO}$  dos **CDG**, destacando-se o maciço de Cajuíta. Sendo assim, cada uma das intrusões com mineralogia típica, são diferentes umas das outras principalmente pelos teores em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (bastante diferente em Nanuque),  $\text{FeO}$  (total) e  $\text{MgO}$ ; indicando um fracionamento próprio a cada unidade (Tab. 3).

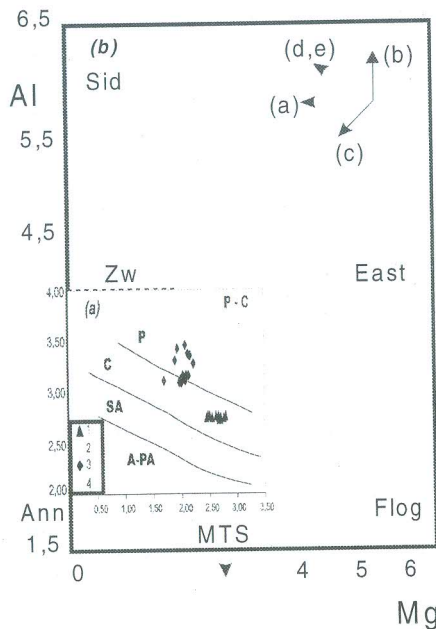
Através do diagrama  $\text{Al}^{\text{IV}} - \text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  (Clarke, 1981), observa-se uma razão  $\text{Fe}/\text{Fe}+\text{Mg}$  variando entre 0,37 e 0,70 e uma posição relativamente alinhada para a razão da junção siderofilita-annita (Fig. 3). A biotita dos **CGG** representa perfeitamente estas condições (Fig. 3).

De fato, o conteúdo de  $\text{Al}$  da biotita cristalizada em equilíbrio com um fundido silicático reflete o índice de saturação em alumina do fundido (Stussi & Cuney, 1996).

No caso estudado, sobre comparáveis condições de  $P$ ,  $T$  e  $f\text{O}_2$ , a composição das biotitas torna-se progressivamente aluminosa a partir dos termos sub-alcálicos para os peraluminosos (Fig. 4).

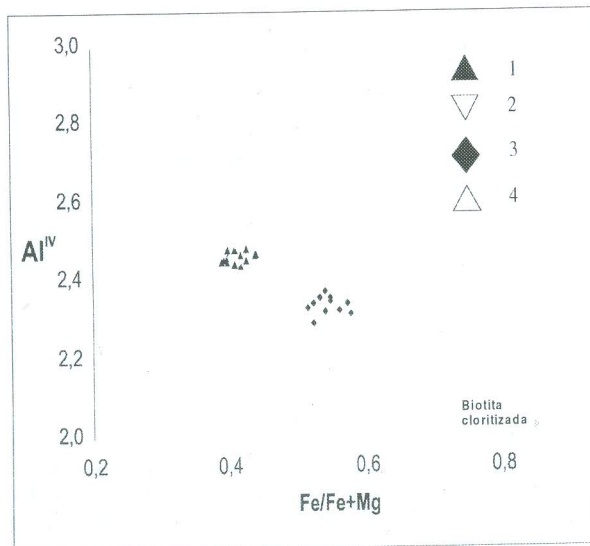


**Figura 2** - Análises modais, com algumas amostras discriminadas, representadas no diagrama de Streckeisen (1976) para as rochas da Suíte Nanuque, onde: 1 - enclaves microgranulares; 2 - GCD de Cajuíta; 3 - GCG de Lajedão; 4 - GCG de Nanuque; 5 - GCG de Nanuque e 6 - GCD de Nanuque (Abreviações idênticas a da Tabela 1).



**Figura 3** - Composição das biotitas representadas sobre o diagrama Al<sup>IV</sup> - Fe/Fe+Mg dos maciços da Suíte Nanuque, onde: 1 - Cordierita-granada granito (GCG) de Nanuque; 2 - Cordierita-granada granito (GCG) de Lajedão; 3 - Cordierita granito (GCD) de Cajúita; 4 - Granada-cordierita granito (GGC) de Nanuque.

**Figura 4** - (a) Tipologia da composição da biotita de acordo com Nachit et al. (1985) para as rochas da Suíte Nanuque, onde 1 - Cordierita-granada Granito (GCG) de Nanuque; 2 - Cordierita-granada granito (GCG) de Lajedão; 3 - Cordierita granito (GCD) de Cajúita e 4 - Granada - cordierita granito (GGC) de Nanuque. Al, Mg em número de átomos por fórmula unitária. Os campos delimitados são: P = peraluminoso; C = cálcio-alcalino; SA = subalcalino; A-PA = alcalino-peralcalino. C-P = transposição para o diagrama de Nachit et al. (1985) dos limites entre os campos C-P para a biotita de Abdel-Rahman (1994). (b) Membros finais da biotita no diagrama Al-Mg. Sid = siderofilite; East = eastonite; Flog = flogopite; Ann = annite; MTS = mica tetrasilicica (Mg = 2,5; Al = 0); Zw = zinvalidite; (a), (b), (c), (d), (e), substituições citadas no texto.



A correlação negativa entre Al e Mg observada entre as composições da biotita é usualmente caracterizada por um número de substituições que operam entre os 4 membros finais:

- (a) Mg « Fe (substituição flogopita-annita) e
- (b) M<sup>2+VI</sup>, Si<sup>IV</sup> « Al<sup>VI</sup>, Al<sup>IV</sup> (substituição siderofilítica) (Speer, 1984);
- (c) M<sup>2+VI</sup>, 2Al<sup>IV</sup> « [ ]<sup>VI</sup>, 2Si<sup>IV</sup> entre a annita/flogopita-MTS (mica tetrasilicica) e
- (d) 3 M<sup>2+VI</sup> « 2Al<sup>VI</sup>, [ ]<sup>VI</sup> ao longo da junção annita/flogopita-moscovita;
- (e) Ti<sup>4+</sup> « 2Fe<sup>2+</sup> (Patiño Douce, 1993) e
- (f) M<sup>2+VI</sup> « Al<sup>VI</sup>, Li<sup>VI</sup> em sistemas ricos em Li (Monier & Robert, 1986).

A substituição (d) é específica da biotita dos granitos peraluminosos ; acoplada com a substituição (a) gera a correlação negativa Al-Mg (Fig.4).

As composições da biotita cálcio-alcalina são principalmente controladas pelas substituições (a), (c) e (d), o que também resulta na correlação negativa de Al-Mg (Fig. 4).

A tendência da correlação negativa Al-Mg ocorre nos mais baixos conteúdos dos granitos cálcio-alcalinos do que nos granitos peraluminosos por causa da atividade menor de Al nos magmas cálcio-alcalinos (Stussi & Cuney, 1996).

Além disso, investigou-se a relação entre X<sup>Mg</sup> biotita — X<sup>Mg</sup> líquido — associação mineral, para os cordierita granitos com e sem granada (Tabela 4). Isto confirma a evolução paralela destas rochas, pelos trabalhos experimentais de Green (1976) que para valores de X<sup>Mg</sup> no líquido de 0,29 - 0,52 obtém uma biotita com X<sup>Mg</sup> vizinho entre 0,33 - 0,57.

### MOSCOVITA

A principal questão concernente a moscovita nas rochas ígneas é determinar se, de fato, é um mineral ígneo. Foram analisadas as secções de moscovita subédrica associada a biotita dos cordierita granitos que reúnem inequivocamente as condições texturais referidas por Miller et al. (1985) para moscovitas primárias. Os cálculos das fórmulas estruturais foram efetuados com base em 44 cargas (Foster, 1960) e encontram-se dispostos na tabela 5. As análises da pinita, proveniente da desestabilização da cordierita, são tratadas na mesma tabela, junto com a moscovita secundária.

Em seus trabalhos estatísticos, Miller et al. (1981) advogam que as moscovitas primárias são mais ricas em TiO<sub>2</sub> com ligeiro decréscimo de Na<sub>2</sub>O e Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e mais baixos teores de MgO e SiO<sub>2</sub> do que as micas brancas secundárias.

Sobre os cordierita granitos, em especial no maciço de Nanuque, esta distinção química revela consistência em virtude da substituição do Ti e do seu fracionamento por outros minerais presentes (p. ex.: a biotita).

A variação da presença da moscovita nos diversos maciços desta suíte representa que o seu aparecimento não tem o mesmo significado, como se poderia supor pela ordem de cristalização.

Equilíbrio biotita-moscovita primária.

A representação nos diagramas Fe/(Fe+Mg) versus  $Al_2O_3$  (Fig. 5) e Fe/(Fe+Mg) versus  $TiO_2$  das análises de moscovita e a biotita associada nos cordierita granitos da Suíte Nanuque, mostram que ao traçar as junções (*tie-lines*) associando uma análise de moscovita com aquela da biotita diretamente adjacente, observa-se que as evoluções da composição da biotita e da moscovita são paralelas. No caso da razão Fe/(Fe+Mg) da moscovita estar condicionada pela biotita, observa-se uma tendência ao zoneamento em ferro e magnésio, e talvez Si, Al e Na das moscovitas que poderia ser interpretado como o resultado de contrastes cristalquímicos, provavelmente associado a uma variação de temperatura. Para o caso de algumas *tie-lines* que se cruzam, isso implica que as assembléias biotita-moscovita não estão em equilíbrio e que o equilíbrio para a composição da moscovita varia mais do que da biotita.

**Tabela 4.** – Resultados obtidos sobre os cálculos  $X^{Mg}$  do líquido,  $X^{Mg}$  da biotita em equilíbrio ( $X^{Mg} = Mg/Mg+Fe^{2+}$  com  $Fe^{2+} =$  ferro total). Legenda indêntica à da tabela 3.

Litotipos	$X^{Mg}$ do líquido	$X^{Mg}$ da biotita
Granada-cordierita granitos ( <b>GCG</b> )	0,29 – 0,34	0,33 – 0,35
Cordierita-granada granitos ( <b>CGG</b> )	0,50 – 0,52	0,51 – 0,57
Cordierita granito ( <b>CDG</b> )	0,38 – 0,43	0,41 – 0,45

**Tabela 5.** – Composição representativa de moscovitas primárias, secundárias e da pinita nos cordierita granitos (**CDG**).

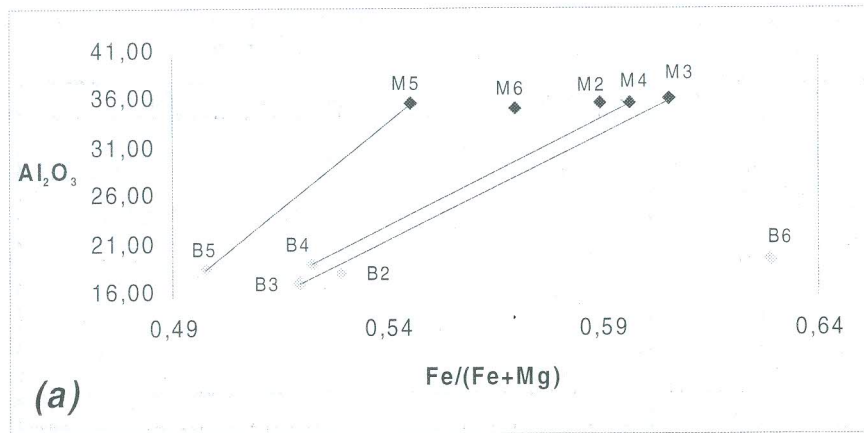
Óxidos	Moscovita Primária	Moscovita Secundária	Pinita
$SiO_2$	46,19	46,84	47,02
$TiO_2$	0,35	0,14	1,61
$Al_2O_3$	36,34	35,39	31,39
<b>MgO</b>	0,51	0,53	2,14
<b>FeO</b>	1,24	1,03	2,70
$Na_2O$	0,42	0,37	0,16
$K_2O$	11,24	10,57	10,84
<b>TOTAL</b>	<b>96,29</b>	<b>95,38</b>	<b>95,86</b>

**Tabela 6.** – Composição química representativa da cordierita e dos minerais de transformação dos cordierita granitos (**CDG**).

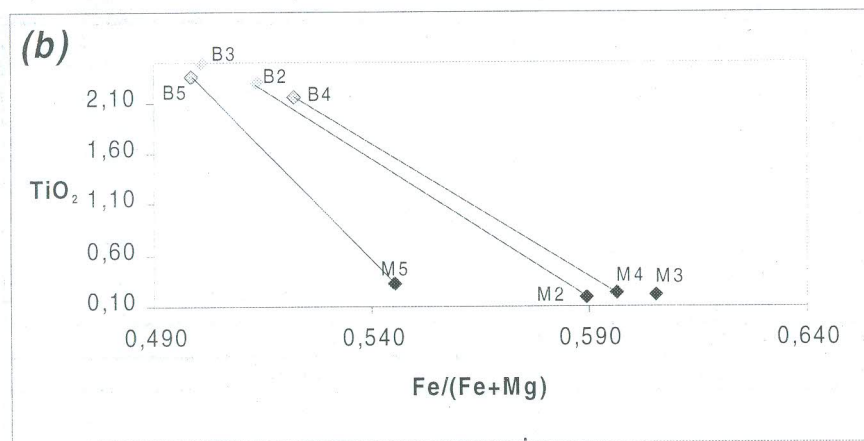
Mineral/Óxido	Cordierita	Pinita	Biotita II
$SiO_2$	47,96	41,81	37,78
$Al_2O_3$	35,37	29,52	20,61
<b>FeO (total)</b>	<b>8,42</b>	<b>3,94</b>	<b>12,94</b>
<b>MnO</b>	<b>0,07</b>	<b>0,15</b>	<b>0,59</b>
<b>MgO</b>	<b>4,00</b>	<b>2,24</b>	<b>10,61</b>
<b>CaO</b>	<b>0,26</b>	<b>1,87</b>	-
$Na_2O$	0,14	0,20	0,23
$K_2O$	0,96	0,32	10,02
$TiO_2$	0,01	-	0,02
<b>TOTAL</b>	<b>97,19</b>	<b>80,05</b>	<b>92,80</b>

**Tabela 7.** - Análises químicas representativas de granadas dos granitos da Suíte Nanuque. Onde : **GCG** = Granada-cordierita granitos; **CGG** = Cordierita-granada granitos e **CDG** = Cordierita granitos.

Litotipos/óxidos	GCG	CGG	CDG
$SiO_2$	36,88	37,68	37,43
$TiO_2$	0,03	0,02	0,04
$Al_2O_3$	21,08	21,45	20,64
$Cr_2O_3$	0,02	0,01	0,02
$Fe_2O_3$	0,00	0,00	0,00
<b>FeO</b>	<b>35,71</b>	<b>31,09</b>	<b>35,27</b>
<b>MnO</b>	<b>0,68</b>	<b>0,76</b>	<b>0,69</b>
<b>MgO</b>	<b>4,01</b>	<b>6,17</b>	<b>3,03</b>
<b>CaO</b>	<b>0,72</b>	<b>1,57</b>	<b>0,65</b>
$Na_2O$	0,00	0,00	0,00
<b>TOTAL</b>	<b>99,13</b>	<b>98,75</b>	<b>97,77</b>
<b>Cátions</b>	<b>24 oxigênios</b>		
Si	5,965	5,993	6,000
Al IV	0,035	0,007	-
Al VI	3,967	3,990	3,970
Ti	0,004	0,000	0,003
$Fe^{3+}$	0,000	0,000	-
$Fe^{2+}$	4,831	4,137	4,820
Mn	0,094	0,103	0,100
Mg	0,967	1,464	0,740
Ca	0,125	0,268	0,110
Na	0,000	0,000	-
<b>TOTAL</b>	<b>15,988</b>	<b>15,962</b>	<b>15,743</b>
<b>Mg/(Mg+Fe)</b>	<b>0,17</b>	<b>0,26</b>	<b>0,13</b>



(a)



(b)

**Figura 5** - Assembléias biotita (B) - moscovita (M) nos cordierita granitos (GCD) da Suíte Nanuque, representados nos diagramas (a)  $Al_2O_3$  versus  $Fe/(Fe+Mg)$  e (b)  $TiO_2$  versus  $Fe/(Fe+Mg)$ . As junções foram traçadas entre uma análise pontual de moscovita e uma análise de uma biotita adjacente. Vide texto para maiores explicações.

## CORDIERITA

Para tentar responder como se transforma este mineral e se este mineral é primário ou foi herdado, foram analisados grãos de cordierita, mais ou menos alterados (Tab. 6), e também produtos de transformação (geralmente, pinita - Tab. 5 e 6). Esta transformação da cordierita, de modo simplificado, se traduz por uma redução dos teores de  $SiO_2$ , um aumento em  $K_2O$  e em água. Esta transformação é representada pelo aparecimento da pinita como produto de alteração (Tab. 6).

Observa-se que as cordieritas hidratadas ( $2,15\% > H_2O < 4,50\%$ ) da Suíte Nanuque identificam-se com todas as características químicas das cordieritas dos granitóides peraluminosos (Clarke, 1981; Schreyer, 1985; Mailler & Clarke, 1985). Nos cordierita granitos (**CDG**) e granada - cordierita granitos (**GCG**) de Nanuque, o valor médio fica em torno de 0,49. Isto sugere que seja pouco provável que as cordieritas destes granitos sejam herdadas de rochas metamórficas. Green (1976) coloca em evidência a cristalização simultânea de biotita e cordierita magmática à  $X^{Fe}$  compreendido entre 0,39 e 0,50 para um  $X^{Fe}$  do líquido calculado entre 0,59 - 0,69. Para uma temperatura de  $780^\circ C$  definiu-se experimentalmente um  $K_D^{Fe}$  cordierita - biotita entre 0,41-0,47 onde  $K_D^{Fe}$  cordierita - biotita =  $(X^{Fe} \text{ cordierita} / X^{Mg} \text{ cordierita}) / (X^{Mg} \text{ biotita} / X^{Fe} \text{ biotita})$ . No caso dos **CDG**, este valor se situa em torno de 0,48. Isto colabora para identificar a cordierita desta suíte como fruto da cristalização direta a partir de um magma ácido peraluminoso. Ela é primária e está em equilíbrio com a biotita, exceção feita à biotita dos **GCG**, que tem  $Al_2O_3$  muito baixo.

## GRANADA

A granada é do tipo almandina-piropo, com fracos teores de andradita para os cordierita granitos e de grossularita para os cordierita-granada e/ou granada-cordierita granitos (Tab. 7) e com razão  $Mg/Mg+Fe$  variando entre 0,13 e 0,27. Os cristais mostram um fraco zoneamento com o Mg e o Fe decrescendo e o Mn aumentando em direção às bordas dos cristais. Ocasionalmente a granada está inclusa em megacristais de feldspato-K.

No geral, duas assembléias se distinguem: (a) uma assembléia que agrupa a granada (rara) nos cordierita granitos (**CDG**) que são aquelas com os teores mais fracos de piropo e com os teores mais fortes de andradita; e (b) outra que agrupa aquela dos cordierita-granada granitos (**CGG**) que se distinguem do grupo dos granada-cordierita granitos (**GCG**) pelos teores mais fracos de almandina e o aumento nas moléculas de piropo e grossularita.

Em geral, a concentração de magnésio diminui à medida que os líquidos magmáticos evoluem em virtude da cristalização da granada e da maior ou menor ocorrência de cordierita (Celino, 1999).

## FELDSPATO POTÁSSICO

As fórmulas estruturais do plagioclásio e do feldspato potássico foram calculadas sobre a base de 8 oxigênios. Nem todos os feldspatos potássicos são de composição homogênea (Tab. 8.). A composição média (Or% 82-90) é compatível com o caráter magmático deste mineral (Mergoill-Daniel, 1970).

## PLAGIOCLÁSIO

No geral, possuem uma zonação normal, exceção feita a alguns grãos nos granada-cordierita granitos - **GCG** - com zonação inversa. As porcentagens de anortita são variáveis e dependem principalmente do grau de fracionamento da rocha. Em geral, o núcleo do cristais chega a oligoclásio - andesina; enquanto a periferia tende a composições albiticas. Em conclusão, o estudo químico confirma os dados óticos, mostrando que os plagioclásios diferem composicionalmente dentro do próprio maciço (Tab. 9).

## ORDEM DE CRISTALIZAÇÃO

A maioria dos minerais acessórios (zircão, monazita, hercinita, apatita, opacos) estão inclusos, principalmente, nas biotitas automorfas. Estes minerais são os principais termos dos primeiros estágios da história magmática e caracterizam a fase precoce.

O desenvolvimento da biotita está ligado aos 3 estágios (Fig. 6). São indivíduos automorfos na matriz e estão inclusos, sem orientação preferencial, no núcleo dos megacristais de feldspato potássico. Sua cristalização persiste durante a fase principal com os indivíduos inclusos e orientados principalmente nos megacristais de feldspatos potássicos que se cristalizam na fase precoce. Desaparecem ao longo da fase tardia.

O plagioclásio aparece também durante a fase precoce (inclusive em outros minerais), um pouco depois ou ao mesmo tempo que a biotita (Fig. 6). O máximo do seu desenvolvimento aparece no curso desta fase e entra pela fase principal. Durante os primeiros estágios da fase principal, seu tamanho cresce para formar alguns fenocristais. Quando desenvolvidos, estes fenocristais, vão incluir a maior parte dos outros minerais. É também durante este período que se cristalizam grandes cordieritas automorfas. Depois seu tamanho se reduz, e durante a fase tardia, eles formam placas xenomorfas.

O quartzo aparece desde a fase precoce sob a forma de pequenos indivíduos relativamente automorfos inclusos em plagioclásios da matriz, nos megacristais de feldspato potássico e nas cordieritas de grande tamanho (Fig. 6). Seu desenvolvimento se situa durante a primeira metade da fase principal: apresentando-se como grandes placas xenomorfas ou mosaicos. Na fase tardia e deutérica, está expresso através da sua forma de associação nas mirmequitas.

A história da cordierita começa com pequenos cristais inclusos na biotita e no plagioclásio. Ela é, assim como eles, característica da fase precoce. Durante a fase precoce seu desenvolvimento é mais progressivo, formando cristais de tamanho médio inclusos, em sua maioria, nos megacristais de feldspato potássico (Fig. 6). É durante esta fase, ou no desenvolvimento dos megacristais de feldspato potássico que aparecem os grandes cristais automorfos. Ela desaparece na entrada da fase tardia e neste momento se processa a sua transformação. Sua desestabilização proporciona o aparecimento de cristais de sillimanita, segundo a reação do tipo:

**cordierita + líquido « biotita + silicato de alumínio** (Abbott & Clarke, 1979)

Estas 3 fases descritas se repetem para os maciços de Nanuque, Lajedão e Serra dos Aimorés (Fig. 6 e 7). Em relação ao maciço Nanuque e demais corpos, este fácies se destaca pela ausência de sillimanita, rara ocorrência de granada e pela expressão de moscovita nos primeiros estágios (Fig. 6). A diferença notável é, nestes casos, a presença de moscovita na fase precoce, onde sua cristalização é sincrônica com as primeiras biotitas. Entretanto três pontos principais permitem uma distinção (Fig. 6 e 7): a presença ou não da sillimanita; a abundância da granada e da cordierita em cada fácies; e o estágio de aparecimento da moscovita.

**Tabela 8.** - Análises químicas representativas do feldspato-K dos granitos da Suíte Nanuque. Onde: **GCG** = Granada-cordierita granitos; **CGG** = Cordierita-granada granitos e **CDG** = Cordierita granitos.

Litotipos/óxidos	GCG	CGG	CDG
SiO <sub>2</sub>	65,02	64,24	64,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,15	18,32	18,91
FeO	0,00	0,09	0,02
BaO	0,07	0,01	0,03
K <sub>2</sub> O	13,78	15,21	15,22
CaO	0,23	0,07	0,08
Na <sub>2</sub> O	1,84	1,09	1,37
<b>TOTAL</b>	<b>100,10</b>	<b>99,03</b>	<b>100,19</b>
Ortoclásio (%)	82	90	88
Albita (%)	17	10	12



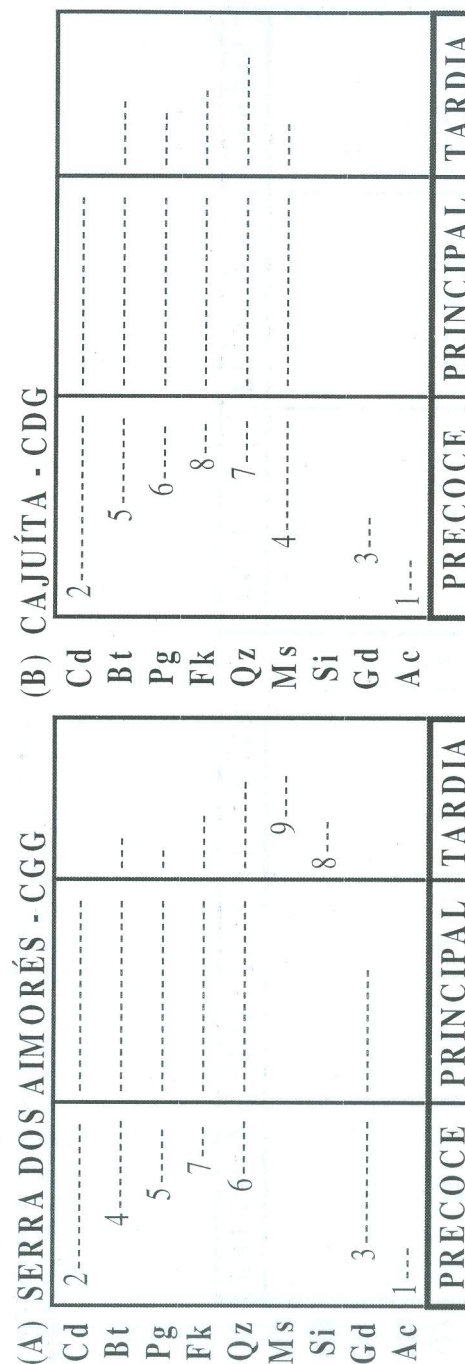
**Tabela 9.** - Análises químicas representativas do plagioclásio dos granitos da Suíte Nanuque. Onde: **GCG** = Granada-cordierita granitos; **CGG** = Cordierita-granada granitos e **CDG** = Cordierita granitos.

Litotipos/óxidos	GCG	CGG	CDG
SiO <sub>2</sub>	61,82	62,47	68,93
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,92	23,04	19,87
FeO	0,04	0,04	0,01
BaO	0,00	0,01	0,00
K <sub>2</sub> O	0,36	0,16	0,10
CaO	6,20	4,60	0,43
Na <sub>2</sub> O	7,21	7,94	10,34
<b>TOTAL</b>	<b>100,54</b>	<b>98,26</b>	<b>99,68</b>
Ortoclásio (%)	2	1	1
Anortita (%)	33	24	2
Albita (%)	65	75	97

**Tabela 10** – Temperaturas estimadas nos granitos da Suíte Nanuque assumindo valores de pressão de 5 Kbar e usando os geotermômetros granada – cordierita (Gr-Cd) ; granada – biotita (Gr-Bt) e feldspato potássico – plagioclásio (Fss-K – Plg) segundo a calibração de vários autores. **GCG** = Granada-cordierita granitos; **CGG** = Cordierita-granada granitos e **CDG** = Cordierita granitos.

Geotermômetro	GCG	CGG	CDG
<b>Gr-Cd</b>	P = 5 Kbar		
(1)	-	-	711
(2)	-	-	719
(3)	-	-	711
<b>Gr-Bt</b>	P = 5 Kb		
(4)	-	679	544
(5)	-	698	552
(6)	-	568	525
<b>Fss-K - Plg</b>	P = 5 Kbar		
(7)	744	612	477
(8)	853	677	527
(9)	683	591	492

- (1) Perchuk & Lavrent'eva (1983)
- (2) Martignole & Sisi (1981)
- (3) Lonker (1981)
- (4) Ferry & Spear (1978)
- (5) Hodges & Spear (1982)
- (6) Ganguly & Saxena (1984)
- (7) Stormer (1975)
- (8) Whitney & Stormer (1976)
- (9) Powell & Powell (1977)



**Figura 6** - Ordem de cristalização dos granitos da Suíte Nanuque onde: (A) Maciço Serra dos Aimorés (cordierita-granada granitos - CGG) e (B) Maciço de Cajúta (cordierita granitos - CDG). Os números de 1 - 9 : ordem de aparecimento do mineral; Cd: cordierita; Bt: biotita; Pg: plagioclásio; Fk: feldspato potássico; Qz: quartzo; Ms: moscovita; Si: sillimanita; Gd: granada; Ac: acessórios.

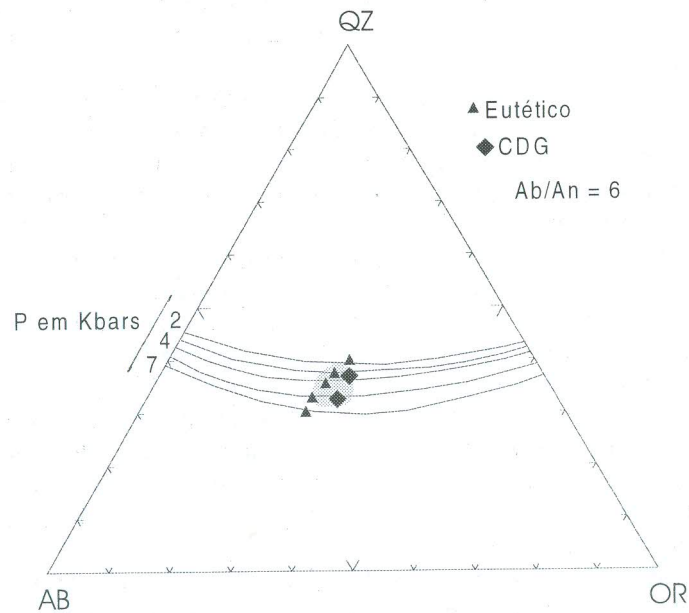


Para os granitos da Suíte Nanuque, as variações da razão  $Ab/An$  são fracas, com o valor médio em torno de 6. Reportados no diagrama Q-Ab-Or normativo (Fig. 8), os pontos se situam entre os eutéticos  $E_{H_2O}$  (fase fluida unicamente constituída por água) e  $E_{HCl}$  (fase fluida contendo HCl), e se dispersam entre 3 e 6 Kbar, com uma concentração principal na altura dos pontos eutéticos correspondentes a pressões de fluidos de 4 a 5 Kbar. Os cordierita-granada granitos são, em geral, de pressões mais elevadas do que os cordierita granitos (acima de 5 Kbar). Temperatura de cristalização do magma

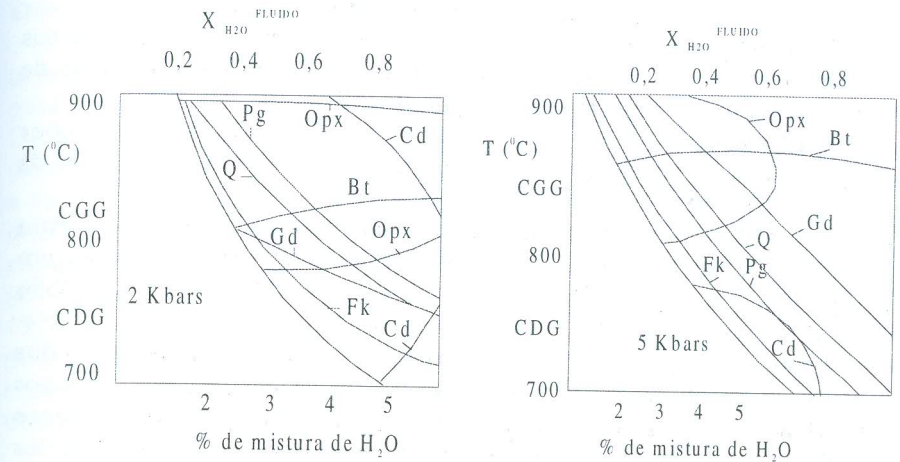
Admitindo-se a cordierita I e a granaça como fases em equilíbrio, então uma aproximação termodinâmica pode ser tentada para inferir as condições de P-T da cristalização (Tab. 10).

Considerando os valores mais frequentes de  $X_{Mg}$  na cordierita (0,44 - 0,52) e granada ( $X_{Mg} = 0,13 - 0,18$ ), os valores obtidos usando a reação meta-estável :

$3MgCr_d = 2Py + 4Sil + 5Qtz$  (Martignole & Sisi, 1981) estão no intervalo de 3,7 - 4 Kbar e 743 - 766°C respectivamente.



**Figura 8** - Assembléia dos pontos analíticos dos granitos da Suíte Nanuque plotados no diagrama Q - Ab - Or normativo (área cinza). Destaque para os pontos do cordierita granitos (CDG).



**figura 9** - Trabalhos experimentais de Clemens & Wall (1981) : posições das temperaturas médias dos cordierita granitos (CDG) e dos cordierita - granada granitos (CGG) para pressões de 2 e 5 Kbars, o que permite uma aproximação das porcentagens em água na mistura e as proporções de água na fase fluida.

Outras calibrações (Perchuk *et al.*, 1981; Holdaway & Lee, 1977; Aranovich & Podleskii, 1983) fornecem pressões sutilmente maiores (4,5 Kbar) e temperaturas mais altas (em torno de 775°C). A escassez ou ausência da sillimanita nos fácies da Suíte Nanuque não permite a confirmação destes valores.

Temperaturas obtidas pelo par cordierita magmática (I) - granada usando a reação de troca  $Cr_{d_{Fe}} + Gr_{d_{Mg}} = Cr_{d_{Mg}} + Gr_{d_{Fe}}$  (Perchuk & Laurent'eva, 1983) variam entre 688°C a 1 Kbar e 711°C a 4 Kbar. A estas temperaturas, com valores de  $X_{Mg}$  abaixo ou em torno de 0,5 na cordierita, a coexistência de cordierita e granada é instável para pressões maiores do que 4,7 Kbar (Holdaway & Lee, 1977). Sendo assim, é razoável pensar que a associação granada-cordierita alcançou condições de equilíbrio a pressões variando de 3,7 a 4,5 Kbar e temperaturas em torno de 700°C. Esta estimativa está consistente para as pressões indicadas por Uhlein *et al.* (1998), e com os valores de temperatura. Temperaturas obtidas com a reação de troca  $Bt_{Fe} + Gr_{d_{Mg}} = Bt_{Mg} + Gr_{d_{Fe}}$  para granada e biotita verde são altas (em torno de 800°C) (Perchuk, 1977) ou sutilmente menores (725°C) (Goldman & Albee, 1977).

Teor de água do magma e proporção desta fase no fluido

Esta seção tende a confirmar, através dos trabalhos experimentais de Clemens & Wall (1981), que os magmas dos cordierita granitos da Suíte Nanuque são deficitários em água (Fig. 9)

A 2 Kbar e para uma temperatura em torno de 750°C, as proporções de água na mistura são elevadas a 3,5% e constituem cerca de 50% da fase fluida (Fig.9).

A 5 Kbar, os resultados são respectivamente de 4,5% e 40%. Para pressões menores, entre 3-4 Kbar, os valores obtidos são: porcentagem de água na mistura = 4% ; proporção de água na fase fluida = 45% (Fig.9).

Estes dados experimentais confirmam a sub-saturação em água dos magmas que produzem cordierita granitos. Supondo para os 3 litotipos de cordierita granitos uma fonte petrográfica e geoquímicamente semelhante, fica claro que os teores em água dos magmas produzidos são, em grande parte, o reflexo da quantidade de água disponível nas fontes, onde a menos hidratada é a mais profunda.

Grau de oxidação e fugacidade de oxigênio

(a) Grau de oxidação - esta grandeza definida por Rittman (1973) pode ser expressa pela equação :

$$Ox = \frac{Fe^{3+}}{Fe^{3+} + Fe^{2+} + Mn^{2+}} \text{ (em número de átomos)}$$

Os resultados obtidos sobre os litotipos da Suíte Nanuque, os menos alterados possíveis, são:

Amostra	GCGCGG CDG		
Grau de oxidação	$44 \times 10^{-3}$	$125 \times 10^{-3}$	$211 \times 10^{-3}$

(b) Fugacidade de oxigênio - este parâmetro é classicamente definido com a ajuda dos teores de  $Fe^{2+}$  e  $Fe^{3+}$  das biotitas (Wones & Eugster, 1965). Plotados no diagrama  $Fe^{2+} - Fe^{3+} - Mg$  (Wones & Eugster, 1965), os pontos indicam uma diferença de fugacidade de oxigênio entre os 3 litotipos, mas no geral, se situam abaixo do tampão Ni-NiO com a concentração maior de pontos no tampão  $Fe_2SiO_4 - SiO_2 - Fe_3O_4$  (Fig. 10).

Como regra geral, para uma dada série de rochas, o grau de oxidação diminui com a profundidade (Georget, 1986), o que leva a propor que o litotipo **GCG** era o de nível mais profundo enquanto os **CDG** são de um nível crustal superior.

### ORIGEM DAS TEXTURAS NO MACIÇO DE NANUQUE

No caso do fácies **GCG** de Nanuque, não há clara evidência de processos de mistura ou mingling. O fácies que mostra esta textura não está relacionado a rochas básicas ou intermediárias coevais. Descompressão é a mais provável causa do desenvolvimento das texturas descritas. De acordo com Cherry & Trembath (1978) e Whitney (1975), a textura "manteada" pode ser gerada em fundidos graníticos pelo decréscimo na pressão sobre diferentes variações: 5 - 2 Kbar para condições subsaturadas em  $H_2O$  a 1-1.5 Kbar para fundidos saturados em  $H_2O$ . No processo de contenção da pressão (Cherry & Trembath, 1978), as mudanças na fase de equilíbrio que acompanham o decréscimo da pressão explicam tanto o desenvolvimento dos feldspatos ovóides por resorção, como a cristalização tardia do feldspato alcalino, o qual obscurece os cristais resorvidos como observado no maciço de Nanuque.

Algumas das feições texturais observadas no maciço de Nanuque, tais como o embaimento dos cristais de quartzo e uma perturbação menor na forma dos plagioclásios, são comparáveis com aquelas descritas por Nekvasil (1991) e Corretgé & Suárez (1994) como causadas pela descompressão isotermal durante a ascensão de um magma sub-saturado em  $H_2O$  em uma pressão variando de 5 a 2 Kbar a uma temperatura inicial de 780°C. Considerando as tie lines experimentalmente determinadas (a  $P_{H_2O} = 5Kbar$ ) (Yoder et al., 1957) (Fig. 11), a variação da temperatura de equilíbrio para os feldspatos coexistentes nos fenocristais de Nanuque seria de 700-750°C. Entretanto, a composição final é suficientemente rica em ortoclásio para permitir a cristalização precoce de feldspato alcalino e a saturação em feldspato alcalino e plagioclásio durante estágios precoces da cristalização, de acordo com as idéias de Nekvasil (1991).

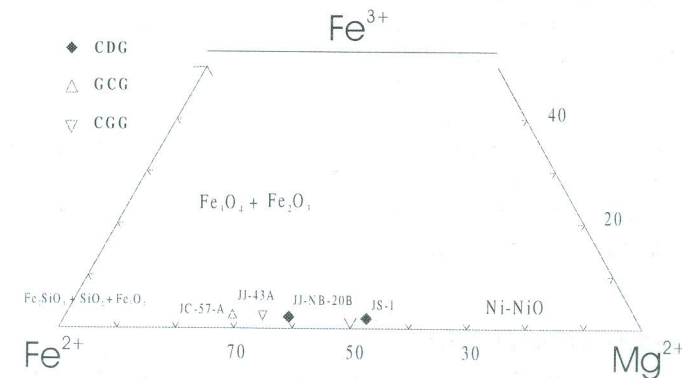
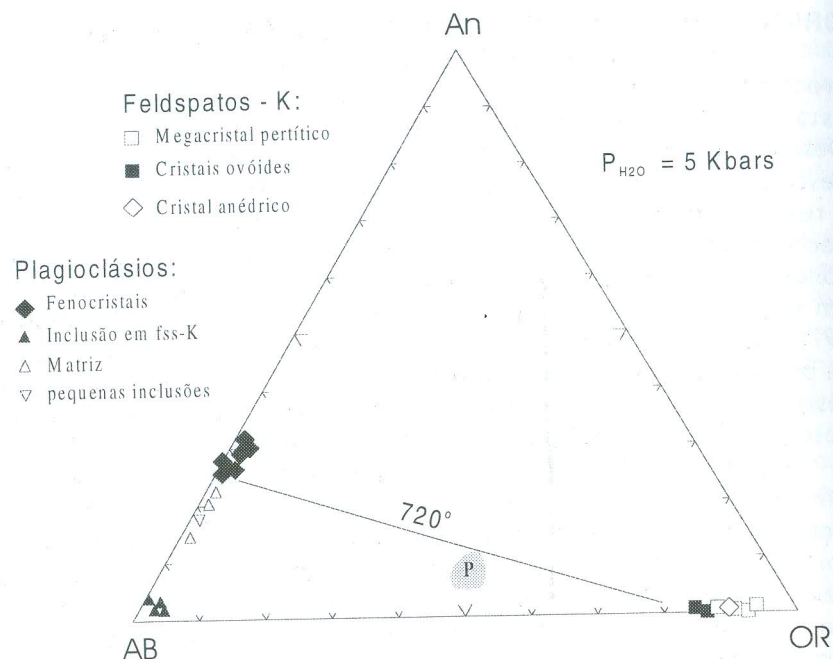


Figura 10 - Pontos representativos das biotitas dos granitos da Suíte Nanuque plotados no diagrama  $Fe^{3+} - Fe^{2+} - Mg^{2+}$  (Wones & Eugster, 1965). Formulação empírica para cálculo de FeO de Bruyín et al. (1983). Onde: cordierita granitos (GCD); cordierita - granada granitos (CGG) e granada - cordierita granitos (GCG).



**Figura II** - Composição das diferentes gerações de feldspatos projetados no diagrama An - Ab - Or. A "tie line" conecta feldspatos em equilíbrio (a  $P_{H_2O} = 5Kb$ ) após Yoder et al. (1975). P é a composição CIPW normativa do cordierita - granada granito porfirítico.

As temperaturas obtidas com o geotermômetro de dois feldspatos (Whitney & Stormer, 1976) variam de 580 a 470°C. Estas temperaturas não são claramente temperaturas magmáticas, mas elas estão consistentes com as similaridades texturais observadas na sequência de cristalização. Elas indicam um decréscimo nas temperaturas de cristalização a partir das inclusões de plagioclásio nos megacristais de feldspato alcalino (580 - 530°C), através das pequenas inclusões de plagioclásio em feldspatos alcalinos ovóides menores (534-502°C), até a matriz (520-503°C). Valores baixos similares são obtidos com o par feldspato potássico - pertita (530-470°C).

### CONSIDERAÇÕES FINAIS

Este estudo ressaltou que para a Suíte Nanuque (SNQ), tem-se:

(I) - os granitos, com uma mineralogia muito semelhante, distinguem-se uns dos outros pela presença ou não de cordierita e/ou granada, e pelo aparecimento e quantidade de moscovita ;

(II) - uma feição marcante é a ocorrência tanto de enclaves magmáticos quanto metamórficos. Os primeiros mostram feições muito parecidas com enclaves máficos microgranulares comuns em granitóides cálcio-alcálicos, enquanto os segundos são supermicáceos compostos por agregados de granada e cordierita.

(III) - estas rochas correspondem a granodioritos e monzogranitos e suas principais características são: intrusões epizonais; intrusões zonadas e plurifaciológicas; tipologia S (Chappell & White, 1974); cordierita abundante e ausência de andaluzita;

(IV) - quando comparada a outras séries peraluminosas (Celino & Botelho, 1998), a SNQ tem uma composição de fundido não-mínimo (*no-minimum melt*) e mostra variações próprias do fracionamento precoce de plagioclásio, quartzo e biotita.

(V) - as biotitas têm uma composição comparável, exceção feita àquelas dos GCG com baixo  $Al_2O_3$ , diferindo também pelos teores de FeO e MgO indicativos de um fracionamento próprio a cada maciço. Em geral, a composição média das biotitas posiciona esta suíte no domínio da série cálcio-alcálica. Os zircões mostram uma população relativamente homogênea, com indivíduos alongados, de núcleo provavelmente herdado e centro zonado, agrupados nos tipos LI, SI, S2 e S6 indicativos de um forte caráter crustal.

(VI) - dados geoquímicos (Celino, 1999) e de química mineral registram diferentes estágios em um complexo processo de homogeneização de um magma máfico, sem expressão física aparente, com um fundido crustal;

(VII) - o maciço de Nanuque contém várias associações minerais geradas a diferentes condições de pressão. A associação granada-cordierita II provavelmente representa minerais restitos incluídos como xenocristais dentro de um magma granítico gerado em domínio migmatítico de alta temperatura e baixa pressão a partir de paragneisses kinzigíticos.

Dados petrográficos nos enclaves metamórficos (Celino, 1999) indicam a geração do fundido por fusão parcial em alto grau, envolvendo a quebra da biotita de um protólito predominantemente quartzo-feldspático a uma  $T > 750-800^\circ C$  e  $P > 6Kbars$  deixando um resíduo com granada na fácies granulito, e colocação a aproximadamente 3Kbar.

A transformação para biotita II ou biotita II + cordierita II e a gênese de feldspatos "manteados" são interpretadas como o resultado de uma descompressão possivelmente isotermal ocorrida durante um processo de ascensão rápida do magma, o qual envolveu os seguintes processos:

a) deformação intracristalina dos minerais precocemente cristalizados (mais comumente o *kinking* nas placas de biotita marrom);

b) reação parcial e resorção parcial de minerais precocemente formados em diferentes estágios da evolução magmática (arredondamento

dos cristais de feldspatos);

c) geração tardia de assembléias reativas de minerais em resposta às baixas condições de pressão (cordierita II e biotita II);

d) desenvolvimento de albita e bordas de alcáli-feldspato puro (sem intercrescimento peritítico) ao redor de cristais ovóides de alcáli-feldspato, precocemente formados.

(IX) – sendo assim, um magma máfico não relacionado, provavelmente derivado do manto, está associado com a produção desta suíte fortemente peraluminosa a partir de “fundido não-mínimo”, suportando a proposta de que o calor gerado pelo magma máfico contribuiu para a fusão crustal.

## REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- ABBOTT, R.N. & CLARKE, D.B. Hypothetical liquidus relationships in the subsystem  $Al_2O_3$  - FeO - MgO projected from quartz, alkali feldspar and plagioclase for a  $(H_2O)$  1. *Can. Mineral.*, 17: p. 549-560. 1979.
- ARANOVICH, L. Y. & PODLESKII, K.K. The cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium: experiments and applications. In: Saxena, S.K. (ed.) Kinetics and equilibrium in mineral reactions. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, Tokyo, 1983, p. 379-394.
- BUSSY, F. The rapakivi texture of feldspars in a plutonic mixing environment: a dissolution-recrystallization process? *Geological J.*, 25: 319-324. 1990.
- CANN, J.R. Upward movement of granitic magma. *Geol. Mag.*: p. 335-340. 1970.
- CELINO, J.J. Variação Composicional em Suítes de Granitóides Neoproterozóicos e sua Implicação na Evolução do Orógeno Araçuaí (Brasil) – Oeste Congolês (África). Tese de Doutorado. IG-UnB, 1999, 266p. + anexos.
- CELINO, J.J. & BOTELHO, N.F. Granitóides peraluminosos com cordierita e granada no Cintrão Móvel Costeiro (BA/MG): Mecanismos de fracionamento e gênese. *XL Cong. Bras. de Geol.*, Belo Horizonte, 1998, *Anais...* SBG-MG, 1998. p. 33.
- CHAPELL, B.W. & WHITE, A.J.R. Two contrasting granites types. *Pacific Geology*, 8: p. 173-174. 1974.
- CHERRY, M.E. & TREMBATH, L.T. The pressure quench formation of rapakivi texture. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 68: p. 1-6. 1978.
- CLARKE, D.B. The mineralogy of peraluminous granites: a review. *Can. Mineral.*, 19: p. 3-17. 1981.
- CLEMENS, J.D. & WALL, V.J. Origin and crystallization of some peraluminous (S-type) granitic magmas. *Can. Mineral*, 19: p. 111-131. 1981.
- CORRETGE, L.G. & SUÁREZ, O. – A garnet-cordierite granite porphyry containing rapakivi feldspars in the Cabeza de Araya Batholith (Extremadura, Spanish Hercynian Belt). *Mineral. and Petrol.*, v. 50, p. 97-111. 1994.
- DEER, W.A., HOWIE, R.A. et ZUSSMAN, J. Rocks forming minerals. Longmans, London; 5 vol. 1976.
- FERRY, J. M. & SPEAR, F. S. Experimental calibration of the partitioning of Fe and Mg between biotite and garnet. *Contrib. Mineral. Petrol.* 66: 113-117. 1978.
- FOSTER, M.D. Interpretation of the composition of trioctahedral micas. *Geol. Survey Prof. paper*, 354 B: 49p. 1960.
- GANGULY, J. & SAXENA, S.K. Mixing properties of aluminosilicate garnets: constraints from natural and experimental data, and applications to geothermo-barometry. *Amer. Mineral.*, 69: p. 88-97. 1984.
- GEORGET, Y. Nature et Origine des Granites Peralumineux à cordierite et des roches associées: exemple des granitoïdes du massif armoricain (France) pétrologie et géochimie. *Memoires et Documents*, CAESS, Rennes, 250p. 1986.
- GOLDMAN, D.S. & ALBEE, A. L. Correlation of Mg/Fe partitioning between garnet and biotite quartz and magnetite. *Am. J. Sci.*, 277: p. 750-761. 1977.
- GREEN, T.H. Experimental generation of cordierite or garnet bearing granitic liquids from pelitic composition. *Geology*, 4: p. 85-88. 1976.
- HIBBARD, M.J. The magma mixing origin of mantled feldspar. *Contr. Miner. Petrol.*, 76: p. 158 - 170. 1981.
- HODGES, K. V. & SPEAR, F. S. Geothermometry, geobarometry and the  $Al_2SiO_5$  triple point at Mt. Moosilauke, New Hampshire. *Am. Mineral.* 67: p. 1118-1134. 1982.
- HOLDAWAY, M.J. & LEE, S.M. Fe-Mg cordierite stability in high-grade pelitic rocks based on experimental, theoretical, and natural observations. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 63: p. 175-198. 1977.
- LAMEYRE, J. Granites and Evolution of the Crust. *Rev. Bras. Geoc.*, 17(4): p. 349-359. 1987.
- LONKER, S.W. The P-T-X relations of the cordierite-garnet-sillimanite-quartz equilibrium. *Amer. J. Sci.*, 281: p. 1056-1090. 1981.
- MAILLER, L.A. & CLARKE, D.B. Cordierite in the peraluminous granites of the Meguma zone, Nova Scotia, Canada. *Min. Magazine*, 49, p. 695-702. 1985.
- MARTIGNOLE, J. & SISI, J.C. Cordierite-garnet- $H_2O$  equilibrium: a geological thermometer, barometer and  $H_2O$  fugacity indicator. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 77, p. 38-46. 1981.
- MERGOIL-DANIEL, J. Les feldspaths potassiques dans les roches métamorphiques du Massif Central Français. *Ann. Fac. Sci. Univ. Clermont*, 42: 304p. 1970.
- MILLER, C.F. Are strongly peraluminous magmas derived from pelitic sedimentary sources. *J. Geol.*, 93: p. 673-689. 1985.
- MONIER, G. Cristallochimie des micas des leucogranites. Nouvelles données expérimentales et applications pétrologiques. *Thèse d'Etat*, Univ. d'Orleans. 299p. 1985.
- MONIER, G. & ROBERT, J.L. Muscovite solid solutions in the system  $K_2O$  -  $MgO$  -  $FeO$  -  $Al_2O_3$  -  $SiO_2$  -  $H_2O$ : an experimental study at 2 Kbarar  $PH_2O$  and comparison with natural Li-free white micas. *Mineral. Mag.* 50, p. 257-266. 1986.
- NEKVASIL, H. Ascent of felsic magmas and formation of rapakivi. *Am. Mineral.*, 76: p. 1279-1290. 1991.
- NEUMANN, E.R. The distribution of  $Mn^{2+}$  and  $Fe^{2+}$  between ilmenites and magnetites in igneous rocks. *Am. J. Sci.*, 245: p. 401-420. 1974.
- PATIÑO DOUCE, A.E. Titanium substitution in biotite: an empirical model with applications to thermometry,  $O_2$  and  $H_2O$  barometries, and consequences for biotite stability. *Chem. Geol.*, 108, p. 133-162. 1993.

- PERCHUK, L. L. Thermodynamical control of metamorphic processes. In: Saxena, S.K. & Bhattacharji, S. (eds.) Energetics of geological processes. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, p. 199-239. 1977.
- PERCHUK, L. L. & LAVRENT'eva, I. V. Experimental investigation of exchange equilibria in the system cordierite-garnet—biotite. In: Saxena, S.K., ed., *Kinetics and equilibrium in mineral reactions*. New York, Springer-Verlag, 1983, p. 199-239.
- PERCHUK, L. L.; PODLESSKII, K.K. & ARANOVICH, L. Y. Calculation of thermodynamic properties of end-member minerals from natural parageneses. In: Newton, R.C.; Navrotsky, A.; Wood, B.J. (eds.) *Thermodynamics of minerals and melts*. Springer, Berlin, Heidelberg, New York, p. 111-129. 1981.
- POWELL, R. & POWELL, M. Plagioclase-alkali feldspar geothermometry revisited. *Min. Mag.*, 41, p. 253-256. 1977.
- PUPIN, J.P. Zircon and Granite Petrology. *Contrib. Mineral. Petrol.*, 73: p. 207-220. 1980.
- RITTMAN, A. Stable mineral assemblages of igneous rocks. Ed. Springer verlag, 1973. 262p.
- SCHREYER, W. Experimental studies on cation substitutions and fluid incorporation in cordierite. *Bull. Mineral.*, 108, p. 273-291. 1985.
- SÖLLNER, F.; LAMMERER, B. & WEBER-DIEFENBACH, K. Brasileiro Age of a charnoenderbitic rock suite in the Complexo Costeiro (Ribeira Mobile Belt), Espírito Santo, Brazil: Evidence from U-Pb geochronology on zircons. *Zbl. Geol. Paleont.*, 1, no. 5/6, p. 933-945. 1989.
- SPEER, J. A. Micas in igneous rocks. In: Bailey, S.W. (ed.) *Micas. Mineral. Soc. of Am., Rev. in Mineral.* 13, p. 299-356. 1984.
- STORMER, J.C. A practical two feldspar geothermometer. *Amer. Miner.*, 60, p. 667-674. 1975.
- STRECKEISEN, A. To each plutonic rock its proper name, *Earth-Science Reviews*, vol.12, p. 1-33. 1976.
- STUSSI, J.M. & CUNEY, M. Nature of biotites from alkaline, calc-alkaline and peraluminous magmas by Abdel-Fattah M. Abdel-Rahman: A Comment. *J. of Petrol.*, v. 37, no. 5, p. 1025-1029. 1996.
- UHLEIN, A.; EGYDIO-SILVA, M.; VAUCHEZ, A. e BOUCHEZ, J.L. Tectônica do granitóide de Rubim - MG e a cinemática da junção das Faixas Araçuaí-Ribeira. *Bol. Res. Exp., XL Cong. Bras. Geol. - SBG/MG*, 1998, Belo Horizonte, pp. 47.
- WHITE, A.J.R. & CHAPPEL, B.W. Ultrametamorphisms and Granitoid Genesis. *Tectonophysics*, 43, p. 7 - 22. 1988.
- WHITNEY, J.A. The effects of pressure, temperature, and  $X_{H_2O}$  on phase assemblage in four synthetic rock composition. *J. Geol.*, 83: p. 11-31. 1975.
- WHITNEY, J.A. & STORMER, J.C. Geothermometry and geobarometry in epizonal granitic intrusions: a comparison of iron-titanium oxides and coexisting feldspars. *Amer. Mineral.*, 61, 751-761. 1976.
- WINKLER, H.G.F. La genése des roches métamorphiques. Ed. Ophrys. 1962. 188p.
- WONES, D.R. & EUGSTER, H.P. Stability of biotite : experiment, theory and application. *Am. Mineral.*, 50 : p. 1228-1272. 1965.
- YODER, H.S. Jr.; STEWART, D.B. & SMITH, J.R. Ternary feldspars. *Carnegie Inst. Washington Yearbk*, 56: p. 206-214. 1957.