

**“GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO CORPO METAGABRÓICO
PRÉ-CAMBRIANO DE SÃO SEBASTIÃO DA VITÓRIA,
MINAS GERAIS.”**

MÁRCIO ANTÔNIO DA SILVA

TESE SUBMETIDA AO CORPO DOCENTE DO PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA DA UNIVERSIDADE FEDERAL DO RIO DE JANEIRO COMO REQUISITO PARCIAL PARA A OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS.

ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: Geologia Regional e Econômica

ORIENTADOR: Prof. Dr. Joel Gomes Valença

APROVADA POR:

_____ UFRJ
Prof. Dr. Fernando R. M. Pires

_____ UFRJ
Prof. Dr. Rudolph A. J. Trouw

_____ UNICAMP
Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira

_____ UFRJ
Prof.^a Dra. Cristina M. Wiedman (suplente)

Rio de Janeiro - RJ - Brasil

Novembro de 1996



526.8
5586.8
PHL 065140

C.F.R.M.
BIBLIOTECA
N.º: 5772
Data: 23/09/97

FICHA CATALOGRÁFICA

Silva, Márcio Antônio da

Geologia e Petrografia do Corpo Metagabroico Pré-Cambriano de São Sebastião da Vitória, Minas Gerais. [Rio de Janeiro] 1996.

xvi, 125 p., 29,7 cm (Instituto de Geociências - UFRJ, M.Sc., Programa de Pós-Graduação em Geologia, 1996).

Tese da Universidade Federal do Rio de Janeiro, realizada no Instituto de Geociências.

1 - Mapeamento Geológico, Petrografia e Metamorfismo de Gabros.

I - IG-UFRJ

II - Título (série)

Aos meus pais, João e Maria José, pela coragem, determinação e
esperança de realização com a educação de seus filhos.

Um especial, a minha avó Tereza (*in memoriam*), pela sua presença
e "leveza" espiritual sempre constante na rotina de meu dia-a-dia.

Aos meus irmãos e amigos, que sempre estiveram junto a mim, os quais
tanto contribuíram para a realização desta.

AGRADECIMENTOS

Aos Profs. Rubem Porto (UFRRJ) e Beatriz P. Duarte (UERJ), que fizeram despertar em mim a curiosidade científica, sempre incentivando-me na busca do conhecimento geológico; por sua amizade, carinho e exemplo de maturidade profissional, um agradecimento sincero e todo especial;

Ao orientador, Prof. Dr. Joel G. Valença, pela oportunidade concedida em desenvolver este trabalho, sendo que sua paciência, seu incentivo e sua orientação incansável no decorrer do mesmo, tornaram as tarefas mais suaves e prazerosas. Sua conduta profissional exemplar e seu caráter humano falam por si próprio;

Aos colegas de mestrado Marcelo Esteves de Almeida (Woody), Fátima R. B. de Dios, Ramsés Capilla e Luis Guilherme E. Silva, pelo aprecíavel período de convivência e aprendizado;

Ao Prof. Dr. Rudolph A. J. Trouw, pela ajuda em dirimir algumas dúvidas acerca de petrografia e por algumas discussões que, certamente, muito enriqueceram este trabalho;

Também, aos Profs. Ciro Ávila e André Ribeiro, pela companhia em algumas etapas iniciais de campo, pela presteza em elaborar croqui e mapas, e por discussões acerca de aspectos da geologia da região;

DEDICATÓRIA

Aos professores Dr.^a Maria do Carmo B. Junho e Msc. Rubem Porto Júnior, pela leitura crítica e sugestões;

Ao geólogo João Roberto M. do Carmo, pela amizade e companhia durante várias etapas de campo;

Ao geólogo Nei Porfírio (*in memoriam*), pela facilidade na confecção de algumas seções delgadas no CETEM;

Aos laminadores Tarcísio (UFRRJ) e Oswaldo (CETEM), pelo carinho e presteza de seus serviços na confecção de lâminas;

Aos meus pais, João e Maria José, pela coragem, determinação e esperança de realização com a educação de seus filhos. À minha família, pelo apoio e incentivo durante este meu processo de aprendizagem e amadurecimento;

À Inez e Clayton. Em especial, a minha avó Tercília (*in memoriam*), pela sua presença e "leveza" espiritual sempre constante na rotina de meu dia-a-dia.

Aos amigos Sérgio Crespo, Luciano Cunha e Ana Paula Salabert, pela paciência e ajuda no "desvendar" do trabalho;

Aos meus irmãos e amigos, que sempre estiveram junto a mim, os quais muito contribuíram para a realização desta.

AGRADECIMENTOS

Aos Profs. Rubem Porto (UFRRJ) e Beatriz P. Duarte (UERJ), que fizeram despertar em mim a curiosidade científica, sempre incentivando-me na busca do conhecimento geológico; por sua amizade, carinho e exemplo de maturidade profissional, um agradecimento sincero e todo especial;

Ao orientador, Prof. Dr. Joel G. Valença, pela oportunidade concedida em desenvolver este trabalho, sendo que sua paciência, seu incentivo e sua orientação incansável no decorrer do mesmo, tornaram as tarefas mais suaves e prazerosas. Sua conduta profissional exemplar e seu caráter humano falam por si próprio;

Aos colegas de mestrado Marcelo Esteves de Almeida (Woody), Fátima R. B. de Dios, Ramsés Capilla e Luís Guilherme E. Silva, pelo apreciável período de convivência e aprendizado;

Ao Prof. Dr. Rudolph A. J. Trouw, pela ajuda em dirimir algumas dúvidas acerca de petrografia e por algumas discussões que, certamente, muito enriqueceram este trabalho;

Também, aos Profs. Ciro Ávila e André Ribeiro, pela companhia em algumas etapas iniciais de campo, pela presteza em ceder algumas bibliografias e mapas, e por discussões acerca de aspectos da geologia da região;

Aos professores Dr^a. Maria do Carmo B. Junho e Msc. Rubem Porto Júnior, pela leitura crítica e sugestões;

Ao geólogo João Roberto M. do Carmo, pela amizade e companhia durante várias etapas de campo;

Ao geólogo Nei Porfirio (*in memoriam*), pela facilidade na confecção de algumas seções delgadas no CETEM;

Aos laminadores Tarcísio (UFRJ) e Oswaldo (CETEM), pelo carinho e presteza de seus serviços na confecção de excelentes seções delgadas e polidas;

À minha família, pelo apoio incondicional e extrema paciência em todo o decorrer deste meu processo de aprendizagem e amadurecimento;

À Inez e Clayton Stampa, por me alojarem e apoiarem quando da minha vinda para o Rio, ao iniciar este trabalho;

Aos amigos Sérgio Crespo, Luciano Cunha e Ana Paula Salabert, pela paciência e ajuda no “desvendar” da informática;

À Prof. Antônia Maria Ferreira (UERJ), pela facilidade em conceder as aerofotografias recobrando a área estudada;

À geóloga Ana Maria Dreher (CPRM), pela ajuda e presteza em conseguir algumas fotomicrografias;

Aos geólogos(as) Emílio Lenine, Daniela Brantes e Jeanete Negreiros, que sempre animaram-me e deram grande incentivo quando da redação desta dissertação;

Ao pessoal da biblioteca da CPRM (DIDOTE), pela atenciosidade e facilidade na aquisição de diversas bibliografias;

À CAPES, pela bolsa de estudos, concedida no período de Agosto de 1992 a Janeiro de 1995;

À CPRM, que não colocou maiores empecilhos para a efetiva concretização desta;

A todos aqueles, que de alguma forma tenham contribuído para a realização deste trabalho e que, no momento, tenham-me passado despercebido;

E, finalmente, a “Deus”, por ter-me permitido percorrer e viver toda esta “aventura”, sem desviar-me de meu objetivo, mesmo nas horas mais inseguras.

RESUMO DA TESE APRESENTADA AO PROGRAMA DE PÓS GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA / UFRJ COMO REQUISITO PARCIAL NECESSÁRIO À OBTENÇÃO DO GRAU DE MESTRE EM CIÊNCIAS (MSc.)

“GEOLOGIA E PETROGRAFIA DO CORPO METAGABRÓICO PRÉ-CAMBRIANO DE SÃO SEBASTIÃO DA VITÓRIA, MINAS GERAIS.”

MÁRCIO ANTÔNIO DA SILVA

JUNHO / 1996

ORIENTADOR: PROF. Dr. JOEL GOMES VALENÇA
ÁREA DE CONCENTRAÇÃO: GEOLOGIA REGIONAL E ECONÔMICA

Junto ao limite sul-sudeste do Craton do São Francisco, no Estado de Minas Gerais, inseridas nas sequências que constituem o Greenstone Belt Barbacena, afloram litologias metagabróicas (gabronoritos), confinados a uma área de cerca de 50 km², de forma grosseiramente elíptica em planta. Esse corpo de metagabro exhibe fácies diferenciadas, melhor evidenciadas através de exame microscópico por marcantes variações modais de plagioclásio (An₅₄ -An₆₀), clinopiroxênio (augita), ortopiroxênio (hiperstênio) e horblenda marron-esverdeada. Encontra-se circundado por um envoltório de rochas pré-cambrianas, consistindo de metaultramáficas, anfíbolitos e xistos/filitos (remanescentes de sequências do tipo greenstone belt), meta-ígneas intrusivas (ortognáissicas) tonalíticas/trondhemíticas, e rochas metassedimentares proterozóicas de cobertura. A forma elíptica do corpo estudado, em planta, acompanha a estruturação regional, de direção ENE-WSW, das rochas encaixantes.

Feições texturais e estruturais marcantes, ocorrentes em seus litotipos, tais como uma persistente e característica laminação ígnea, invariável textura de cumulado e diversas espécies de acamadamento (modal, de tamanho de grãos e de fase), sugerem que essa ocorrência de metagabro possa tratar-se de um corpo de origem acamadada. Estas feições, ainda que em pequena escala, atestam, de forma marcante e singular, a origem e evolução desse corpo, associado à diferenciação de um magma basáltico inicial, de natureza toleítica, porém, provavelmente, com certa assinatura calcialcalina, posicionado em um certo nível crustal, formado de rochas de um terreno granito-greenstone, durante o pré cambriano.

Este corpo, à ocasião de seu alojamento na crosta, encontrou condições tectôno-termiais que possibilitaram o seu resfriamento em taxas suficientemente baixas, de modo a permitir que sua cristalização fosse controlada por processos de diferenciação magmática, no decorrer de sua evolução, envolvendo o fracionamento contínuo de cristais, através de mecanismos de cristalização fracionada. Estes processos, por sua vez, envolveram a separação de cristais e líquidos, possivelmente, através de mecanismos de precipitação de cristais dirigido por gravidade, e/ou através de fluxo convectivo, induzido por diferenças de densidade no magma, com o decorrer de sua cristalização. Este último mecanismo de diferenciação por cristalização, envolvendo, basicamente, o fluxo convectivo e causando correntes magmáticas, pode vir a explicar a formação da persistente laminação ígnea, e, também, o intrínseco acamadamento, em pequena escala, modal (*modal layering*) e de tamanho dos grãos (*graded-size layering*), observada nas litologias do corpo de metagabro.

Num estágio posterior, em que as rochas do corpo gabróico já estavam consolidadas, e dispondo de texturas e estruturas ígneas dos tipos acima citados, as mesmas foram, localmente, tectonicamente deformadas e, posteriormente, reequilibradas, em dois eventos tectôno-metamórficos sucessivos (M₁ e M₂), separados um do outro, no tempo, sob condições de fácies, respectivamente, xisto verde (M₁) e anfíbolito muito baixo (epidoto anfíbolito) (M₂). Nesse contexto ressalta-se que, independentemente da intensidade do desenvolvimento de paragêneses e tramas francamente metamórficas, as suas assembléias mineralógicas ígneas, texturas cumuláticas, laminação e acamadamentos ígneos encontram-se, frequentemente, bem preservados nas rochas metagabróicas estudadas.

ABSTRACT OF THESIS PRESENTED TO THE GRADUATED PROGRAMME OF
GEOLOGY/UFRJ AS PARTIAL FULFILLMENT OF THE REQUIREMENTS FOR
THE DEGREE OF MASTER OF SCIENCE (MSc.).

**“GEOLOGY AND PETROGRAPHY OF THE PRECAMBRIAN METAGABBROIC
BODY OF SÃO SEBASTIÃO DA VITÓRIA, MINAS GERAIS.”**

MÁRCIO ANTÔNIO DA SILVA

JUNE / 1996

THESIS SUPERVISOR: JOEL GOMES VALENÇA
SECTOR: REGIONAL AND ECONOMIC GEOLOGY

Close to the south-southeastern border of the São Francisco Craton, in the Minas Gerais State, and within the rock sequences of the Barbacena Greenstone Belt, metagabbroic lithologies (gabbronorites) outcrop on a roughly elliptic 50 km² area. This metagabbroic body shows differentiated igneous facies expressed by significant modal variations of plagioclase (An₅₄ - An₆₀), clinopyroxene (augite), orthopyroxene (hypersthene) and brown-green hornblende. The body is surrounded by precambrian rocks consisting of metaultramafic rocks, amphibolites and schists/phyllites (remnants of greenstone belt-type sequences), intrusive tonalitic/trondhjemitic meta-igneous rocks (orthogneisses) and proterozoic metasedimentary rocks. The elliptic shape of the studied body follows the main regional trend of the host rocks, with an ENE-WSW orientation.

The remarkable textural and structural features found in this gabbro such as a characteristic igneous lamination, typical cumulate textures and several types of the layering (modal, graded-size and phase layering) suggest that it might represent a layered intrusion. These features, some of which only locally observed, and the mineralogy indicate that the origin and evolution of this intrusion are related to the differentiation of tholeiitic to calc-alkaline basaltic parental magma, emplaced at a crustal level formed by granite/greenstone rocks, during the Precambrian.

This body is thought to have formed under magmatic conditions that allowed cooling to proceed at very low rates enough for the crystallization to be mainly controlled by differentiation processes. These processes involved liquid and crystal fractionation, possibly by gravitational crystal settling mechanisms, and/or convective flow induced by differences in magma densities. This last differentiation mechanism involving basically magmatic currents, could explain the remarkable igneous lamination and also the intrinsic modal and graded-size layering observed in the gabbro.

At a later stage when the gabbroic lithologies were already consolidated, they were locally tectonically deformed and re-equilibrated through two successive and temporally distinctive tectonic-metamorphic events: the M₁, under greenschist facies, and M₂, under epidote-amphibolite facies conditions. In this context it is also worth that despite the latter development of the metamorphic parageneses and non-oriented fabric observed, the metagabbroic rocks still retain typical igneous mineral assemblages, cumulate textures and layering.

4.1 - Introdução	19
4.2 - Unidades Litológicas	24
4.3 - Terreno Granito-Greenstone (TGG)	28
4.3.1 - Sequência Vulcano-Sedimentar ou Greenstone Belt Barbacena (SVS)	26
4.3.1.1 - Introdução	26

	<i>Pgs.</i>
4.3.1.2 - Rochas metaplásticas 27	27
4.3.1.3 - Rochas anfibolíticas e xistos/tilitos 28	28
4.3.2 - Rochas metatotalíticas/metatrandjermíticas (RMT) 29	29
CERTIFICADO DE EXAME	i
FICHA CATALOGRÁFICA	ii
DEDICATÓRIA	iii
AGRADECIMENTOS	iv
RESUMO	vi
ABSTRACT	vii
ÍNDICE GERAL	viii
ÍNDICE DE TABELAS	x
ÍNDICE DE FIGURAS	xi
ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS	xii
CAPÍTULO 1 - INTRODUÇÃO	01
1.1 - Localização e vias de acesso	01
1.2 - Aspectos Fisiográficos	01
1.3 - Objetivos	03
1.4 - Etapas de Trabalho e Metodologia	04
CAPÍTULO 2 - CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	06
CAPÍTULO 3 - SÍNTESE DOS TRABALHOS ANTERIORES	09
3.1 - Histórico Geológico-Estratigráfico	09
3.2 - Histórico Geocronológico	16
CAPÍTULO 4 - GEOLOGIA E PETROGRAFIA DA ÀREA ESTUDADA	19
4.1 - Introdução	19
4.2 - Unidades Litológicas	24
4.3 - Terreno Granito-Greenstone (TGG)	25
4.3.1 - Sequência Vulcano-Sedimentar ou Greenstone Belt Barbacena (SVS)	26
4.3.1.1 - Introdução	26

4.3.1.2 - Rochas metaultramáficas	27
4.3.1.3 - Rochas anfíbolíticas e xistos/filitos	28
4.3.2 - Rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas (RMM)	36
4.3.3 - Diques metaleucotonalíticos/metatrondhjemíticos	40
4.4 - O corpo metagabroico de São Sebastião da Vitória	44
4.5 - Diques metabásicos	89
4.6 - Rochas Metassedimentares	92
4.6.1 - Ciclo Depositional Tiradentes	92
4.6.2 - Ciclo Depositional Carandaí	93
4.6.3 - Ciclo Depositional Andrelândia	94
4.7 - Diques básicos não metamorfizados	95
4.8 - Depósitos sedimentares Terciários (?).....	97
4.9 - Depósitos aluvionares Quaternários	100
<i>Tabela 12 - Sucessão litostratigráfica provisória simplificada para a área</i>	
CAPÍTULO 5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	102
5.1 - Estratigrafia	102
5.2 - O corpo metagabroico: alguns aspectos relevantes	106
 CAPÍTULO 6 - CONCLUSÕES E SUGESTÕES	 114
 CAPÍTULO 7 - REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	 118
 ANEXO - 1 - MAPA GEOLÓGICO DA ÁREA	

ÍNDICE DE TABELAS

	Pgs
Tabela 1 - Coluna Estratigráfica de Barbosa (1954).	11
Tabela 2 - Coluna Estratigráfica de Ebert (1956a, 1963).	11
Tabela 3 - Coluna Estratigráfica de Pires (1977).	13
Tabela 4 - Coluna Estratigráfica de Trouw et al. (1986).	13
Tabela 5 - Coluna Estratigráfica de Pires et al. (1990).	15
Tabela 6 - Coluna Estratigráfica de Valeriano (1985).	15
Tabela 7 - Análises modais dos diques metaleucotonalíticos/metatrandjhemíticos.	41
Tabela 8 - Análises modais (em % de volume) de rochas gabróicas não metamorfizadas, estudadas*.	59
Tabela 9 - Sumário das principais feições petrográficas das rochas gabróicas estudadas e classificação segundo Streckeisen (1976) e Irvine (1982)*.	66
Tabela 10 - Análises modais (em % de volume) de rochas gabróicas metamorfizadas, estudadas*.	76
Tabela 11 - Análises modais de algumas amostras de rochas compondo os diques básicos não metamorfizados.	96
Tabela 12 - Sucessão litoestratigráfica provisória simplificada para a área estudada.	103

escuras (leucocráticas), também raras, ricas em plagioclásio. Estas bandas são descontínuas, e caracterizadas por uma variação na proporção modal de plagioclásio e piroxênios. Apresentam uma espessura máxima de 3 a 4 cm, estando orientadas inclinadas sendo paralelas à laminação ígnea, a qual apresenta mergulho de 65° para NE, tendo sido observadas apenas no fácies de granulação fina/média, presentes neste ponto.

Figura 7 - Classificação das rochas gabróicas não metamorfizadas, estudadas (vide Tabela 8); diagrama de Streckeisen (1976).

Figura 8 - Classificação das rochas gabróicas não metamorfizadas, estudadas (vide Tabela 8), conforme diagrama de Streckeisen (1976), utilizando Plg, Px (piroxênios = Cpx + Opx) e Hb (hornblenda). Abreviações: (Plg), (Px), (Hb); correspondem, respectivamente, a plagioclásio, piroxênios e hornblenda.

Figura 9 - Classificação dos diques básicos não metamorfizados, segundo Streckeisen (1976); Símbolos utilizados são os mesmos como na Figura 7 (pg. 64), e valores modais plotados correspondem aos das amostras listadas na Tabela 11 (pg. 93).

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pgs
Figura 1 - Localização da área estudada, no Estado de Minas Gerais e em relação à folha topográfica São João del Rei, em escala 1: 50.000, do IBGE.	02
Figura 2 - Geologia da borda sul do Craton do São Francisco (Hasui et al, 1984).	07
Figura 3 - Mapa Geológico de Quemenéur et al. (1983), modificado.	22
Figura 4 - Mapa Geológico de Valeriano (1986), modificado.	23
Figura 5 - Classificação dos diques metaleucotonalíticos/metatrandhjemíticos, conforme modas da tabela 7, de acordo com esquema proposto por Streckeisen (1976) para rochas plutônicas, baseado no conteúdo mineral em % vol. (máficos < 10%).	42
Figura 6 - Perfil esquemático de um corte da Ferrovia do Aço (ponto MJ-01), correspondendo à exposição na face oeste deste corte, onde afloram rochas gabróicas. Neste corte há uma variação de fácies granulométrico, com o de granulometria média (A), na parte sul, passando, gradualmente, através de um com granulometria fina/média, na parte intermediária (B), para um de granulometria fina, na parte norte (C). Simbologia: Pg - bolsão pegmatóide, discordante, conectado a veios também pegmatóides, estreitos, os quais mostram contatos bruscos, discordantes com rochas gabróicas; band - bandamento de ocorrência localizada, caracterizado pela alternância de bandas tênues, escuras (mesocráticas), ricas em pirobólitos, com bandas menos escuras (leucocráticas), também tênues, ricas em plagioclásio. Estas bandas são descontínuas, e caracterizadas por uma variação na proporção modal de plagioclásio e pirobólitos. Apresentam uma espessura máxima de 3 a 4 cm, estando fortemente inclinadas sendo paralelas à laminação ígnea, a qual apresenta mergulho de 65° para NE, tendo sido observadas apenas no fácies de granulação fina/média, presentes neste ponto.	50
Figura 7 - Classificação das rochas gabróicas não metamorfizadas, estudadas (vide Tabela 8), diagrama de Streckeisen (1976).	64
Figura 8 - Classificação das rochas gabróicas não metamorfizadas, estudadas (vide Tabela 8), conforme diagrama de Streckeisen (1976), utilizando Plg, Px (piroxênios = Cpx + Opx) e Hb (hornblenda). Abreviações: (Plg), (Px), (Hb), correspondem, respectivamente, a plagioclásio, piroxênios e hornblenda.	65
Figura 9 - Classificação dos diques básicos não metamorfizados, segundo Streckeisen (1976). Símbolos utilizados são os mesmos como na Figura 7 (pg. 64), e valores modais plotados correspondem aos das amostras listadas na Tabela 11 (pg. 95).	99
Fotomicrografia 10 - Aspecto microscópico, de uma amostra relativamente fresca, das rochas metatrandhjemíticas/metatrandhjemíticas, as quais encontram-se normalmente deformadas e recrystalizadas. Plg (plagioclásio), Qtz (quartzo) e Bt (biotita). Ponto MJ-122 (à beira da rodovia Barbacena-Lavras).	37
Fotomicrografia 11 - Rocha metatrandhjemítica/metatrandhjemítica intensamente deformada e recrystalizada. Notar o vigoroso e singular desenvolvimento de biotitas (Bt), ao longo de estreitas e descontínuas zonas de cisalhamento subalimétricas, e as pronunciadas bandas de deformação em grão de quartzo (Qtz) com extinção ondulada, delineando limites de subgrãos. Ponto MJ-43. Aumento de 40 X. Nódulo cruzado.	39
Fotomicrografia 12 - Textura típica dos protoplasmas dos diques.	39

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS E FOTOMICROGRAFIAS

	Pgs
Fotografia 1 - Afloramento de rocha anfibolítica (clorita-tremolita-actinolita xisto) de cor verde escura e textura maciça, sendo afetada por uma zona de cisalhamento estreita, de espessura centimétrica, com direção aproximadamente N-S. Ponto MJ-79.	29
Fotografia 2 - Rocha anfibolítica com injeções de rocha metatonalítica/metatrondhjemítica, onde todo o conjunto encontra-se fortemente deformado, dando origem a um bandamento metamórfico, o qual encontra-se cortado por um dique metabasítico posterior. Ponto MJ-109.	29
Fotografia 3 - Rocha anfibolítica atravessada por rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas de forma intrusiva e brusca, onde pequenos xenólitos da rocha anfibolítica (lado inferior direito do canivete) podem ser, ainda, observados. Ponto MJ-109.	31
Fotografia 4 - Rocha anfibolítica penetrada por veios metatonalíticos/metatrondhjemíticos irregulares, estreitos e difusos, de larguras centimétricas, os quais são também, posteriormente, cortados por diques metaleucotonalíticos/metatrondhjemíticos, holofélsicos. Ponto MJ-06.	31
Fotografia 5 - Dique metaleucotonalítico/metatrondhjemítico, com cerca de 20 cm de espessura, atravessando rochas anfibolíticas na parte nordeste da área. Ponto MJ-79.	32
Fotografia 6 - Veio composto por carbonato e quartzo, de espessura centimétrica, atravessando rocha anfibolítica. Nesses veios é comum observar-se grandes cristais (de 3,0 cm de comprimento) de calcita bem cristalizados, com planos de clivagem perfeitos. Ponto MJ-79.	32
Fotomicrografia 7 - Porfiroblasto de hornblenda (Hb) , sendo intensamente substituído por actinolita e clorita. A rocha é um plagioclásio-epidoto-anfibólio xisto, moderadamente deformado e recristalizado, com textura orientada (foliação tectônica) desviando-se ao redor do blasto de hornblenda. Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos.	35
Fotomicrografia 8 - Textura de um plagioclásio-epidoto-biotita anfibolito, rico em grãos euédricos a subédricos, zonados e bem preservados, de plagioclásio (Plg), com núcleos fortemente substituídos por epidoto. Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.	35
Fotografia 9 - Foto panorâmica mostrando uma grande ravina, feição morfológica característica e marcante que desenvolve-se nas áreas compostas pelas rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas, onde essas encontram-se profundamente intemperizadas. Ponto MJ-122 (à beira da rodovia Barbacena -Lavras).	37
Fotomicrografia 10 - Aspecto microscópico, de uma amostra relativamente fresca, das rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas, as quais encontram-se normalmente deformadas e recristalizadas. Plg (plagioclásio), Qtz (quartzo) e Bt (biotita). Ponto MJ-124. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.	39
Fotomicrografia 11 - Rocha metatonalítica/metatrondhjemítica intensamente deformada e recristalizada. Notar o vigoroso e singular desenvolvimento de biotitas (Bt), ao longo de estreitas e descontínuas zonas de cisalhamento submilimétricas, e as pronunciadas bandas de deformação em grão de quartzo (Qtz) com extinção ondulante, delineando limites de subgrãos. Ponto MJ-43. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.	39
Fotomicrografia 12 - Textura típica dos litotipos componentes dos diques	

metaleucotonalíticos/metatromhjemíticos, deformados e metamorfizados, ainda bem preservados. Plg (plagioclásio), Qtz (quartzo) e BT (biotita). Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.	43
Fotomicrografia 13 - Litotipo componente dos diques metaleucotonalíticos/metatromhjemíticos, composto essencialmente de quartzo (Qtz), intensamente recristalizado, e plagioclásio (Plg), sendo vigorosamente substituído, pseudomorficamente, por epidoto (grãos muito finos que ocorrem como uma poeira impregnando cristais de plagioclásio). Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.	43
Fotografia 14 - Aspecto geral de um afloramento de blocos da rocha metagabroica, os quais ocorrem dispersos nas encostas dos morros de topografia aplainada da área estudada. Ponto MJ-07.	45
Fotografia 15 - Foto panorâmica do único afloramento onde rocha metagabroica não ocorre na forma de blocos soltos. Corte da Ferrovia do Aço, localizado na parte NNE da área mapeada. Ponto MJ-01.	45
Fotografia 16 - Feição típica da alteração da rocha metagabroica, comumente observada nos blocos de seus litotipos, semelhante a uma esfoliação esferoidal, originando uma “casca” intempérica, áspera e rugosa, que nunca avança mais que 2 a 3 cm em direção ao interior dos mesmos. Ponto MJ-112.	47
Fotografia 17 - “Boulder” de rocha metagabroica, ocorrendo de modo disperso, na encosta, no qual foi observado uma efetiva variação no tamanho dos grãos dos minerais constituintes. Esta variação acha-se ressaltada devido ao intemperismo, que origina a formação de uma textura mais áspera e, relativamente, proeminente nos estratos de granulometria mais desenvolvida. Esta feição foi interpretada como representante de um acamadamento gradacional no sentido de Irvine (1982). Ponto MJ-112.	48
Fotografia 18 - Acamadamento modal em rochas gabroicas, resultante de variações nas proporções modais de plagioclásio e pirobólios. As bandas são tênues (realçadas por giz), de espessura centimétrica, e variam de mesocráticas a leucocráticas. Notar o mergulho em alto ângulo imposto às mesmas. Ponto MJ-01, à beira da Ferrovia do Aço, a NNE da área.	51
Fotografia 19 - Textura de uma amostra de pegmatito gabroico, formado por grandes cristais de pirobólios com formas sub-édricas e tamanhos centimétricos, os quais são, comumente, poiquilíticos e englobam cristais de plagioclásio (de cor branca), com formas variando de euédrica a subédrica, hábito tabular e tamanho centimétrico. Os pirobólios constituem a matriz da rocha, onde o plagioclásio ocorre subordinadamente. Notar a forte alteração intempérica impressa na rocha. Ponto MJ-01.	53
Fotografia 20 - Dique (Dq) de rocha máfica metamorfizada, de espessura centimétrica, geometria irregular, porém, de contatos bruscos, cortando a rocha metagabroica, observado num grande bloco, resultante do desmonte de um afloramento de rocha metagabroica, junto a um corte da Ferrovia do Aço. Ponto MJ-01.	55
Fotografia 21 - Potente veio de quartzo com orientação NW-SE, de largura variável (métrica), atravessando as rochas metagabroicas fortemente intemperizadas, as quais geram um solo de coloração vermelho-amarelada característico. Cobertura regolítica de um corte da Ferrovia do Aço, localizado no ponto MJ-01.	57
Fotografia 22 - Venulações estreitas, de espessuras milimétricas a centimétricas, aleatoriamente orientadas, cortando rochas metagabroicas. São feições bastante comuns nestas rochas, sendo resultantes do preenchimento de microfraturas, associadas a um evento deformacional rúptil, por epidoto e carbonato. Ponto MJ-01. Notar ficha telefônica como escala.	58

- Fotomicrografia 23** - Cristal de plagioclásio (Plg) zonado, euédrico, com núcleo cumulático, de contornos retos, euédrico a sub-édrico, exibindo típico fenômeno de sobrecrecimento pós-cumulático, caracterizado pela ocorrência de uma borda larga (em extinção), de contornos irregulares, a qual tende a incluir grãos finos de clinopiroxênio (Cpx). Ponto MJ-27. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados. 61
- Fotomicrografia 24** - Cristal de clinopiroxênio (Cpx) intercumulático, de hábito anédrico, exibindo conjunto de lamelas de exsolução, de espessuras submilimétricas, paralelas. Encontra-se bordejado por minerais opacos (óxidos de Fe-Ti) e hornblenda marrom-acastanhada, intercumulática, os quais possuem formas também anédricas e hábitos esqueléticos típicos. Ponto MJ-17. Aumento de 100 X. Nicóis cruzados. 61
- Fotomicrografia 25** - Laminação ígnea bastante pronunciada, definida pela orientação preferencial de grãos cumuláticos de plagioclásio (Plg), subédricos com hábitos tabulares/ prismáticos. Próximo à borda esquerda da foto, pode ser observada uma microfratura, de espessura submilimétrica, atravessando, quase perpendicularmente o traço do plano da laminação ígnea, causando, em alguns trechos, uma substancial alteração do plagioclásio. Também, no centro da foto, um cristal cumulático de ortopiroxênio (Opx), com baixa birrefringência, e, no alto da foto, clinopiroxênio (Cpx) com forte birrefringência, sendo uralitizados. Ponto MJ-01. Aumento de 25 X. Nicóis cruzados. 62
- Fotomicrografia 26** - Textura de mesocumulato, marcada pelo sobrecrecimento pós-cumulático em grãos, inicialmente, cumuláticos, de plagioclásio, dando origem a grãos zonados do mesmo, com bordas, por vezes, poiquilíticas, incluindo piroxênios (Cpx e/ou Opx). Contatos triplos entre os próprios grãos de plagioclásio podem ser observados. Ponto MJ-27. Aumento de 25. Nicóis cruzados. 67
- Fotomicrografia 27** - Cristais de piroxênios (Cpx e Opx) cumuláticos, de hábitos poiquilíticos, incluindo diminutos grãos de plagioclásio geminados (Plg), com formas arredondadas, de até 0,3 mm de diâmetro, os quais exibem bordas ligeiramente corroídas. A rocha é um plagioclásio-clinopiroxênio-ortopiroxênio mesocumulato, segundo classificação de Irvine (1982). Ponto MJ-27. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados. 69
- Fotomicrografia 28** - Acamadamento modal em escala de seção delgada, caracterizado por uma nítida e brusca variação na proporção modal de plagioclásio (Plg) e piroxênios (Cpx e Opx), onde estratos milimétricos, ricos em plagioclásio, leucocráticos, contrastam com estratos, também milimétricos, mesocráticos, mais enriquecidos em piroxênios. Ponto MJ-01, seção delgada de amostra de rocha *in situ*. Montagem obtida a partir da sobreposição de duas fotos da mesma seção, em luz polarizada e natural, respectivamente. Aumento de 10 X. 70
- Fotomicrografia 29** - Grão anédrico de ortopiroxênio (Opx) intercumulático, com hábito poiquilítico, englobando ripas muito finas de plagioclásio (PLG), possuindo contorno irregular reentrante, resultante de sua cristalização como uma fase pós-cumulática, preenchendo espaços de poros. Notar alteração, a partir dos planos de microfraturas de espessuras submilimétricas que o atravessam, gerando como principal produto, de sua substituição metamórfica, talco e, subordinadamente, actinolita e clorita. Ponto MJ-17. Aumento de 25 X. Nicóis cruzados. 72
- Fotomicrografia 30** - Grão poiquilítico de hornblenda (HB) intercumulática, englobando plagioclásio (PLG), clinopiroxênio (CPX), ortopiroxênio (OPX) cumuláticos, e opacos (OP) pós-cumulático. Hornblenda é, juntamente com opacos (óxidos de Fe-Ti), uma fase tipicamente intercumulática, sendo que sua cristalização deu-se posteriormente à dos opacos, que, também, mostram formas anédricas, geralmente esqueléticas, típicas. Ponto MJ-21. Aumento de 25 X. Nicóis cruzados. 72
- Fotomicrografia 31** - Cristal anédrico de hornblenda (HB) intercumulática,

- poiquilítico, englobando clinopiroxênio (CPX) e opacos (OP). Este tipo de feição é comum em várias amostras analisadas, onde relictos de CPX com formas amebóides são observados, parcialmente preservados, no interior de grãos anédricos de hornblenda intercumulática, sugerindo um processo de substituição do CPX por uma fase magmática tardia. Ponto MJ-22. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados. 73
- Fotomicrografia 32** - Grão intercumulático de magnetita (MGT), poiquilítica, exibindo formas anédricas esqueléticas, ocupando espaços intergranulares (ou de poros), dentro de uma trama do tipo mesocumulática, formada por plagioclásio (PLG), clinopiroxênio (CPX) e ortopiroxênio (OPX). Ponto MJ-27. Aumento de 25 X. Nicóis paralelos. 73
- Fotomicrografia 33** - Grão cumulático de clinopiroxênio (CPX), poiquilítico, englobando grãos de opacos (pirita) muito finos (<0,1 mm), alguns dos quais, possuindo hábito quadrático bem delineado. Notar grão de mineral opaco (OP) intercumulático no alto, à direita. Ponto MJ-17. Aumento de 63 X. Nicóis cruzados. 74
- Fotomicrografia 34** - Fenômeno de substituição pseudomórfica, relacionado ao segundo estágio metamórfico (E₂), do clinopiroxênio (CPX) por actinolita + clorita (grãos muito finos de cor verde clara, substituindo CPX, no alto à direita), e do plagioclásio (PLG) por epidoto (grãos prismáticos finos, incolores, no interior do Plg). Notar, no centro, relictos de CPX. Ponto MJ-48. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos. .. 81
- Fotomicrografia 35** - Zonamento observado em grãos de anfibólios, resultante dos processos de transformação metamórfica. Num primeiro estágio (E₂), o grão de clinopiroxênio (CPX) é pseudomorficamente substituído por grãos muito finos de actinolita + clorita (cor verde pálida), os quais, são transformados, num estágio posterior (E₃), em um anfibólio fortemente pleocróico, com cores variando de verde escura a um verde-azulado escuro (provavelmente, hornblenda actinolítica). Ponto MJ-01. Aumento de 63 X. Nicóis paralelos. 81
- Fotomicrografia 36** - Textura de rocha metagabroica deformada e intensamente recristalizada, exibindo um típico mosaico de grãos de plagioclásio (Plg), poligonizados. Observar, também, a intrínseca substituição pseudomórfica de grãos de piroxênios por agregados de grãos finos de actinolita + clorita (AGS). Ponto MJ-02. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados. 85
- Fotomicrografia 37** - Textura granoblástica, orientada, resultante da deformação e recristalização de uma amostra da rocha metagabroica, onde os minerais constituintes encontram-se orientados segundo uma direção preferencial, definindo uma foliação. Ponto MJ-02. Aumento de 25 X. Nicóis cruzados. 85
- Fotomicrografia 38** - Detalhe da substituição metamórfica de actinolita (Act), de cor verde clara pálida, relacionada ao primeiro evento (M₁) de metamorfismo, por um anfibólio (Hbact) de cor verde-azulada escura (provavelmente, hornblenda actinolítica), associado ao segundo evento (M₂) de metamorfismo. Ponto MJ-01. Aumento de 63 X. Nicóis paralelos. 86
- Fotomicrografia 39** - Microfraturas preenchidas, de espessuras submilimétricas, penetrativas, atravessando grãos primários, deformados, de plagioclásio (PLG), piroxênios (PX) e hornblenda marrom-acastanhada (HB), as quais promoveram a canalização dos fluidos responsáveis pela marcante substituição metamórfica hidrotermal, das fases ígneas (PLG, PX e HB) e metamórficas (tremolitas-actinolitas), pré-existentes, por fases metamórficas/metassomáticas posteriores, típicas, associadas ao segundo evento (M₂) de metamorfismo. Ponto MJ-21. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos. 87
- Fotomicrografia 40** - Detalhe de microfraturas atravessando um grão ígneo, reliquiar, de clinopiroxênio (CPX), parcialmente substituído por um agregado de grãos muito finos de actinolita + clorita de cores verdes claras pálidas (AGS), sendo

preenchida por grãos finos de anfibólio verde-azulado, hornblenda actinolítica (Hbact), e epidoto, os quais crescem orientados segundo as direções das mesmas. Ponto MJ-01. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos.	88
Fotomicrografia 41 - Textura de um dique metabásico, mostrando, localmente, relictos de uma trama ígnea, marcada pela ocorrência de aglomerados radiais de grãos ígneos de plagioclásio (PLG) de formas euédricas a sub-édricas (centro da foto), e cristais de actinolita (ACT) e clorita (CLT) formados por metamorfismo. Ponto MJ-120. Aumento de 25. Nicóis X.	91
Fotomicrografia 42 - Textura de um dique básico não metamorfizado, exibindo uma trama do tipo glomerofítica seriada, caracterizada pela ocorrência de aglomerados de grãos de plagioclásio (Plg) e clinopiroxênio (Cpx), com granulometria variando de fina a média. Ponto MJ-03. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.	98
Fotografia 43 - Aspecto de campo de sedimentos compondo depósitos terciários (?), compostos, predominantemente, de argilas com cores variegadas. Um certo grau de litificação desses sedimentos é denotado pela ocorrência de numerosos planos de fratura com diversas orientações. Alguns destes, encontram-se, por vezes, intensamente preenchidos por óxido de ferro, que por efeitos intempéricos, dá origem uma espécie de canga ferruginosa característica (Ponto MJ-98; à beira da rodovia Barbacena/Lavras).	101

O acesso à área pode ser feito através da rodovia BR-265, que liga Barbacena a Lavras, atravessando-a na sua porção mais ao sul. Ao longo da citada rodovia, várias vias de acesso podem ser utilizadas, as quais dão origem a estradas vicinais, que permitem um fácil trânsito pela região. Ainda, ao longo da citada rodovia, vários outros pontos dão origem a estradas de leito de terra, que também percorrem a área. O leito da Ferrovia do Aço é outro importante meio de acesso à mesma, percorrendo-a de NE a SW, exibindo, embora escassas, as melhores exposições de rochas para efeito de estudo na região.

1.2 - Aspectos Fisioográficos

Segundo a classificação climática de Köppen, o clima da região é do tipo Cwb, correspondendo a um clima úmido de verões brandos, onde a pluviosidade média anual é de 1.400 a 1.500mm, com estação seca, curta, durante o período de junho a agosto, e temperatura média anual variando entre 17,4 e 19,8° C, sendo a média de janeiro, mês mais quente, inferior a 22° C (Ab'Saber, 1972).

A rede hidrográfica na região é constituída pelos Rios dos Moinhos Grande e Pequeno, e diversos córregos menores, os quais escoam para leste, sendo estes regidos por uma rede de drenagem de padrão retilíneo, por vezes, denso, escoando em direção ao norte, a qual corta quase toda a área.

CAPÍTULO 1

1 - Introdução

1.1 - Localização e vias de acesso

A área mapeada, com cerca de 140 Km², localiza-se no centro sul do Estado de Minas Gerais, junto ao vilarejo de Rio das Mortes, distrito de São João del Rei, daí estendendo-se para SSW, em direção ao vilarejo de São Sebastião da Vitória. É cortada na sua porção superior, ao norte, pelo Rio das Mortes Pequeno, que a atravessa de noroeste para sudeste (Fig.1). Acha-se contida na folha topográfica São João del Rei (IBGE), 1:50.000. As coordenadas geográficas que a delimitam são dadas pelos paralelos 21°09'33''S, 21°15'00''S e pelos meridianos 44°19'32''W e 44°28'42''W.

O acesso à área pode ser feito através da rodovia BR-265, que liga Barbacena a Lavras, atravessando-a na sua porção mais ao sul. Ao longo da citada rodovia, várias vias de acesso podem ser utilizadas, as quais dão origem a estradas vicinais, que permitem um fácil trânsito pela região. Ainda, ao longo da citada rodovia, vários outros pontos dão acesso a estradas de leito de terra, que também percorrem a área. O leito da Ferrovia do Aço é um outro importante meio de acesso à mesma, percorrendo-a de NE a SW, exibindo, embora escassas, as melhores exposições de rochas para efeito de estudo na região.

1.2 - Aspectos Fisiográficos

Segundo a classificação climática de Koppen, o clima da região é do tipo Cwb, correspondendo a um clima úmido de verões brandos, onde a pluviosidade média anual é de 1.400 a 1.500mm, com estação seca, curta, durante o período de junho a agosto, e temperatura média anual variando entre 17,4 e 19,8^o C, sendo a média de janeiro, mês mais quente, inferior a 22^oC (Ab'Saber, 1972).

A rede hidrográfica na região é constituída pelos Rios das Mortes Grande e Pequeno, e diversos córregos menores, os quais escoam para leste, sendo estes supridos por uma rede de drenagens de padrão retilíneo, por vezes, dendrítico, escoando em direção ao norte, a qual corta quase toda a área.

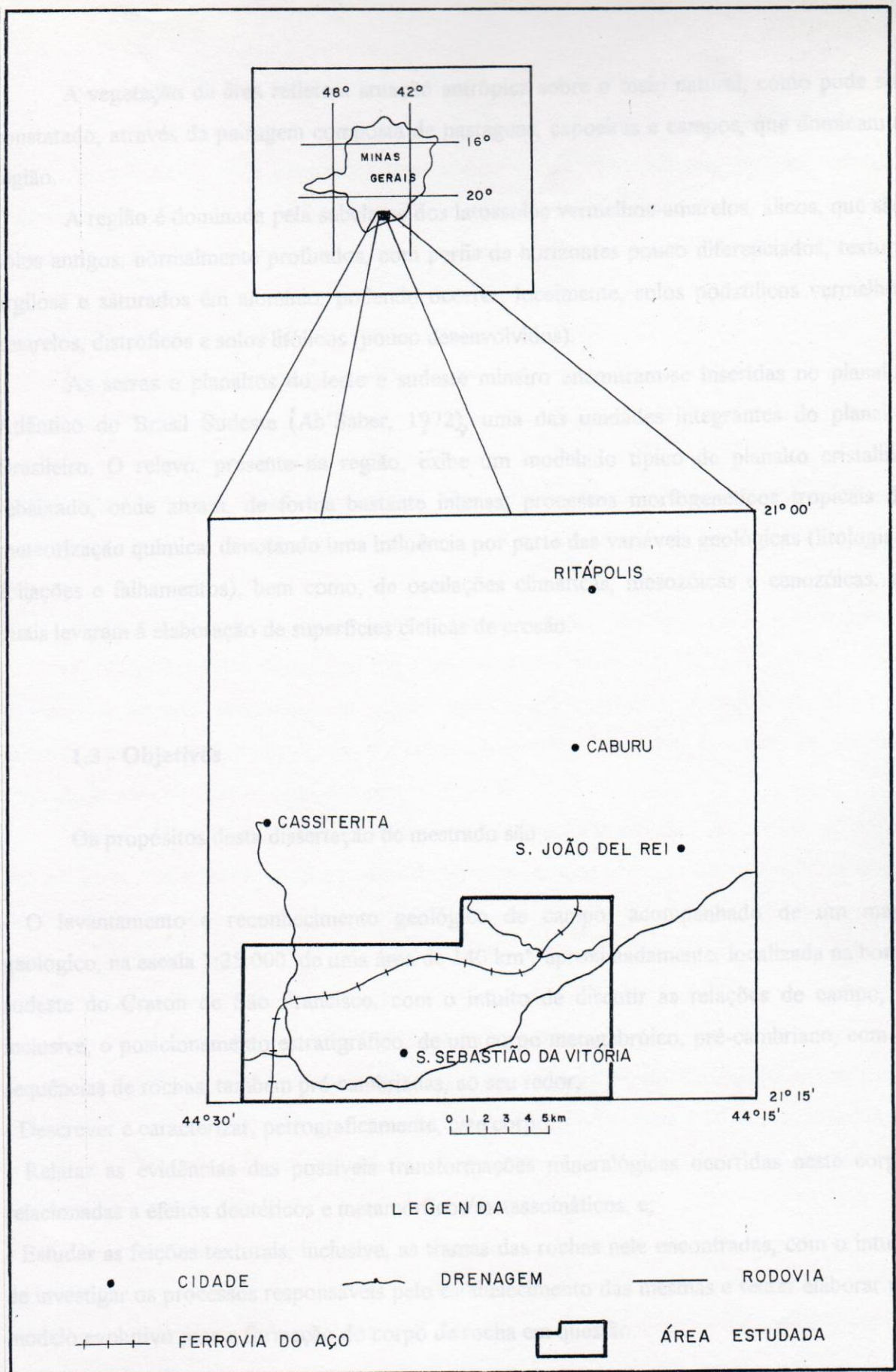


Figura 1 - Localização da área estudada, no Estado de Minas Gerais e em relação à folha topográfica São João del Rei, em escala 1: 50.000, do IBGE.

A vegetação da área reflete a atuação antrópica sobre o meio natural, como pode ser constatado, através da paisagem composta de pastagens, capoeiras e campos, que dominam a região.

A região é dominada pela subclasse dos latossolos vermelhos-amarelos, álicos, que são solos antigos, normalmente profundos, com perfis de horizontes pouco diferenciados, textura argilosa e saturados em alumínio, podendo ocorrer, localmente, solos podzólicos vermelho-amarelos, distróficos e solos litólicos (pouco desenvolvidos).

As serras e planaltos do leste e sudeste mineiro encontram-se inseridas no planalto Atlântico do Brasil Sudeste (Ab'Saber, 1972), uma das unidades integrantes do planalto Brasileiro. O relevo, presente na região, exhibe um modelado típico de planalto cristalino rebaixado, onde atuam, de forma bastante intensa, processos morfogenéticos tropicais de meteorização química, denotando uma influência por parte das variáveis geológicas (litologias, foliações e falhamentos), bem como, de oscilações climáticas, mesozóicas e cenozóicas, as quais levaram à elaboração de superfícies cíclicas de erosão.

1.3 - Objetivos

Os propósitos desta dissertação de mestrado são :

- O levantamento e reconhecimento geológico de campo, acompanhado de um mapa geológico, na escala 1:25.000, de uma área de 140 km², aproximadamente, localizada na borda sudeste do Craton de São Francisco, com o intuito de discutir as relações de campo, e, inclusive, o posicionamento estratigráfico, de um corpo metagabroico, pré-cambriano, com as seqüências de rochas, também pré-cambrianas, ao seu redor;
- Descrever e caracterizar, petrograficamente, este corpo;
- Relatar as evidências das possíveis transformações mineralógicas ocorridas neste corpo, relacionadas a efeitos deutéricos e metamórficos/metassomáticos, e;
- Estudar as feições texturais, inclusive, as tramas das rochas nele encontradas, com o intuito de investigar os processos responsáveis pelo estabelecimento das mesmas e tentar elaborar um modelo evolutivo para a formação do corpo de rocha em questão.

1.4 - Etapas de Trabalho e Metodologia

As atividades, com suas respectivas metodologias, desenvolvidas na presente tese, foram realizadas através de várias etapas. Estas, envolveram, preliminarmente, uma etapa de levantamento do acervo bibliográfico existente da área a ser estudada, acompanhado de:

- seleção e aquisição de mapas topográficos e fotografias aéreas;
- compilação e estudo de mapas geológicos, abrangendo a área;
- foto-interpretação geológica das aerofotografias, em escala 1:25.000, recobrimdo a área, a partir da qual planejou-se os caminhamentos de campo a serem realizados;
- uma visita prévia à área, durante dois dias, objetivando-se fazer um reconhecimento geológico expedito da mesma e a familiarização com suas vias de acesso.

Após esta etapa, procedeu-se o início do mapeamento geológico da área, na escala de 1:25.000. Para tanto, foi dispendido um total de vinte e nove dias de trabalhos de campo, distribuídos em três campanhas, as quais visaram a cartografia geológica do corpo em questão e de suas rochas envoltórias e a coleta de amostras de rochas de ambos os domínios litológicos, para análises petrográficas em laboratório.

Os trabalhos de mapeamento foram orientados para o estudo das relações de campo entre o corpo metagabroico e suas rochas encaixantes, juntamente com a observação detalhada de possíveis variações estruturais e faciológicas (mineralógica, modal e granulométrica) internas, presentes no corpo. Para tanto, foram realizados perfis geológicos radiais e transversais ao corpo e, também, perfis esquemáticos detalhados, junto às exposições, em cortes da Ferrovia do Aço, as quais, embora raras, constituem os melhores afloramentos de rochas, na região. Nesta fase foram utilizadas fotografias aéreas do IBC-GERCA, em escala 1:25.000, e a folha topográfica São João del Rei do IBGE, em escala 1:50.000, ampliada para a escala 1:25.000. Todas as campanhas de campo contaram com a supervisão do Prof. Joel G. Valença (orientador - UFRJ).

Numa etapa posterior, foram realizados os trabalhos de laboratório, os quais consistiram no estudo petrográfico de 120 seções delgadas e 15 seções polidas dos diversos litotipos encontrados. O estudo petrográfico teve como objetivo a identificação e caracterização das diversas texturas e fases mineralógicas, inclusive aquelas relacionadas a transformações deutéricas e metamórficas/metassomáticas, impressas nas mesmas. Ao

microscópio petrográfico, utilizou-se técnicas convencionais para determinação de minerais. Na análise modal foram efetuadas contagens totais de grãos, variando entre 1000 e 1200 pontos, através de contador pontual automático, marca Swift, e estimativas de percentagem modais, em certas amostras, com o auxílio de tabelas de comparação visual. A análise modal teve como finalidade, a caracterização e classificação dos diversos tipos litológicos estudados.

A última etapa constou dos trabalhos de escritório, onde procedeu-se a integração, o tratamento e a interpretação dos dados de mapeamento e petrografia, elaborando-se ao final, o presente texto, o qual encerra os resultados da investigação dos itens mais importantes da pesquisa realizada.

Almeida (1981) propôs que o Craton do São Francisco na região, como postulado por diversos autores que, ali, já trabalharam, é delimitado pelo contato das litologias do Greenstone Belt Barbacena, de Pires (1977), de idade arqueana, com as litologias dos antigos Grupos São João del Rei e Andrelândia, no sentido de Hasi et al. (op. cit.), redefinido por Andreis et al. (1989a, b) e Ribeiro et al. (1990), como ciclos deposicionais Tiradentes, Lenheiro, Carandai e Andrelândia, aos quais são atribuídas idades proterozóicas. Trouw et al. (1994), com base em dados estruturais e metamórficos, reinterpretaram a faixa móvel Alto Rio Grande, como sendo uma zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira.

Almeida (1981) propôs que o Craton do São Francisco ter-se-ia originado pelo acrecimento de um trecho do cinturão móvel Costeiro à região interna e mais oásivel de uma área cratônica arqueana - o Craton do Paranaíba. Este craton, foi por ele definido como uma entidade geotectônica estabilizada e consolidada ao final do Arqueano, a qual sofreu os efeitos do evento Jequié (entre 2,4 e 3,4 Ga) e teve seus limites originais muito modificados no decorrer do Proterozóico, como reflexo dos fenômenos tectônicos que se processaram nos cinturões móveis, envolvendo-o. As faixas de dobramento brasileiras, adjacentes ao Craton do São Francisco, teriam evoluído, em grande parte, sobre a área originalmente ocupada pelo Craton do Paranaíba. O embasamento do Craton do Paranaíba, no sul do Estado de Minas Gerais, seria caracterizado por diversos núcleos, de idades variando entre 3,0 e 2,4 Ga (Coriani & Teixeira, 1979; Teixeira, 1982 e 1985) sendo representado pelas rochas dos Grupos Maniquire, Barbacena e do Supergrupo Rio das Velhas e seus possíveis correlatos, constituindo-se de diversos tipos de gnaisses e migmatitos, incluindo anfibolitos, charnockitos, granitos, granodioritos e rochas eruptivas máficas e ultramáficas, onde, estas últimas, representariam porções preservadas de "greenstone belts" (Almeida, op. cit.).

CAPÍTULO 2

2 - Contexto Geológico-Regional

A área de estudo, situada na porção sul-sudeste do estado de Minas Gerais, encontra-se, segundo Hasui et al. (1984), situada num contexto geológico bastante singular e complexo, correspondente ao limite entre dois grandes domínios geotectônicos distintos (Fig. 2), representados pelo Craton do São Francisco, definido por Almeida (1969) e pela faixa móvel Alto Rio Grande, caracterizada por Hasui et al. (op. cit.), esta englobando os grupos São João del Rei e Andrelândia, definidos por Ebert (1956b). Assim, o limite sul do Craton do São Francisco na região, como postulado por diversos autores que, ali, já trabalharam, é delineado pelo contato das litologias do Greenstone Belt Barbacena, de Pires (1977), de idade arqueana, com as litologias dos antigos Grupos São João del Rei e Andrelândia, no sentido de Hasui et al. (op. cit.), redefinido por Andreis et al. (1989a, b) e Ribeiro et al. (1990), como ciclos deposicionais Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia, aos quais são atribuídas idades proterozóicas. Trouw et al. (1994), com base em dados estruturais e metamórficos, reinterpretaram a faixa móvel Alto Rio Grande, como sendo uma zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira.

Almeida (1981) propôs que o Craton do São Francisco ter-se-ia originado pelo acréscimo de um trecho do cinturão móvel Costeiro à região interna e mais estável de uma área cratônica arqueana - o Craton do Paramirim. Este craton, foi por ele definido como uma entidade geotectônica estabilizada e consolidada ao final do Arqueano, a qual sofreu os efeitos do evento Jequié (entre 2,4 e 3,4 Ga) e teve seus limites originais muito modificados no decorrer do Proterozóico, como reflexo dos fenômenos tectônicos que se processaram nos cinturões móveis, envolvendo-o. As faixas de dobramento brasilianas, adjacentes ao Craton do São Francisco, teriam evoluído, em grande parte, sobre a área originalmente ocupada pelo Craton do Paramirim. O embasamento do Craton do Paramirim, no sul do Estado de Minas Gerais, seria caracterizado por diversos núcleos, de idades variando entre 3,0 e 2,4 Ga (Cordani & Teixeira, 1979; Teixeira, 1982 e 1985) sendo representado pelas rochas dos Grupos Mantiqueira, Barbacena e do Supergrupo Rio das Velhas e seus possíveis correlatos, constituindo-se de diversos tipos de gnaisses e migmatitos, incluindo anfíbolitos, charnockitos, granitos, granodioritos e rochas eruptivas máficas e ultramáficas, onde, estas últimas, representariam porções preservadas de "greenstone belts" (Almeida, op. cit.).

Figura 2 - Geologia da borda sul do Craton do São Francisco (Hasui et al., 1984).

Em síntese, a área estudada, situada na porção sul-oriental do Cratão do São Francisco, encontra-se, num contexto regional, inserida junto ao contato das rochas dos Grupos São João del Rei e Andrelândia, de Almeida (1969) e Hasui et al. (1984), com rochas vulcânico-sedimentares do Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1977) e intrusivas associadas, no limite sul-sudeste do Cratão do São Francisco. Desta forma, a sua evolução tectônica é caracterizada pela presença de rochas Arqueanas (gnaisses, migmatitos e anfibolitos), que fazem parte do Cratão do Paranaíba e São Francisco, e por rochas formadas durante o evento Transamazônico (granitos e granodioritos), pertencentes, semente, ao Cratão do São Francisco (Quemener de Vasal, 1989).

Mais especificamente, a área de estudo, com cerca de 140 Km², engloba, principalmente, rochas metamórficas (gnaisses e migmatitos) e rochas ígneas intrusivas e anfibolíticas, as quais têm sido inseridas por diversos autores que trabalharam na região, no Cratão Barbacena de modo a ser uma unidade geológica independente, com características próprias, tais como, mássas restritas.

FIGURA 2 - GEOLOGIA DA BORDA SUL DO CRATON DO SÃO FRANCISCO (HASUI ET AL, 1984)



- +** **+** **+** - CRATON DO SÃO FRANCISCO
- **-** **-** - EMBASAMENTO RETRABALHADO
- .** **.** **.** - GRUPOS SÃO JOÃO DEL REI E ANDRELÂNDIA
- **-** **-** - MACIÇO DE GUAXUPÉ
- V** **V** **V** - FAIXA BRASÍLIA
- T** **T** **T** - FAIXA ARAÇUAÍ
- ~** **~** **~** - ROCHAS SUPRACRUSTAIS
- ^** **^** **^** - BACIA DO PARANÁ
- - -** - LIMITE DO CRATON DO PARAMIRIM

Figura 2 - Geologia da borda sul do Craton do São Francisco (Hasui et al, 1984).

Em síntese, a área estudada, situada na porção sul-sudeste do estado de Minas Gerais, encontra-se, num contexto regional, inserida junto ao contato das rochas dos Grupos São João del Rei e Andrelândia, de Almeida (1969) e Hasui et al. (1984), com rochas vulcano-sedimentares do Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1977) e intrusivas associadas, no limite sul-sudeste do Craton do São Francisco. Desta forma, a sua evolução tectônica é caracterizada pela presença de rochas Arqueanas (gnaisses, migmatitos e anfibolitos), que fazem parte dos Cratons do Paramirim e São Francisco, e por rochas formadas durante o evento Transamazônico (granitos e granodioritos), pertencentes, somente, ao Craton do São Francisco (Quemenéur & Vidal, 1989).

Mais especificamente, a área de estudo, com cerca de 140 Km², engloba, principalmente, rochas metaplutônicas máficas e rochas metaultramáficas e anfibolíticas, as quais têm sido inseridas por diversos autores que trabalharam na região, no Grupo Barbacena, de idade arqueana, além de rochas metagranitóides e metassedimentares, proterozóicas, estas últimas, mais restritamente.

3.1 - História Geológica-Estratigráfica

Barboza (1984) subdividiu o Arqueano da região em duas séries distintas - Mantiqueira e Barbacena. A mais antiga, a Série Mantiqueira encerrava gnaisses e migmatitos, e constituía uma faixa costeira até a Serra da Mantiqueira, nas proximidades da cidade de Santos Dumont. A Série Barbacena foi por ele definida como um conjunto de xistos máficos (xistos verdes) e ultramáficos (xisto-xistos, tremolita-xistos, anfibólio-xistos), mica-xistos e gnaisses, de origens diversas, nela estando, inclusive, as rochas metassedimentares que Leonardos (1940) havia reunido como Formação Carandá. Esta última série, segundo esse autor, possuía grande extensão areal, abrangendo largas porções da região sul do estado de Minas Gerais e parte do estado de Goiás (Tabela 1)

3 - Síntese dos Trabalhos Anteriores

Inúmeros trabalhos de investigação geológica já foram realizados na região sul-sudeste do estado de Minas Gerais. Os mais antigos, datando, pelo menos, do final do século passado (ver Lombard, 1894), enfocaram, mormente, o estudo das ocorrências dos diversos depósitos minerais, aí encontrados. Por sua vez, a maioria dos trabalhos que se seguiram, em última análise, passaram, gradualmente, a objetivar o mapeamento geológico-estrutural e a estratigrafia, apoiados ou não em dados radiométricos dos conjuntos e/ou das unidades litológicas representantes do Arqueano e Proterozóico da região. Assim sendo, a literatura geológica existente, em termos de trabalhos de cunho mais detalhado, por exemplo, sobre a geologia e petrografia das diversas ocorrências de rochas ígneas ultramáficas, máficas e graníticas, na região, é, relativamente, escassa.

Devido aos propósitos desta tese, apenas aqueles trabalhos de maior relevância foram abordados, durante a elaboração da presente síntese do conhecimento geológico-estratigráfico e geocronológico da região. Em decorrência do cunho regional desses trabalhos, esse conhecimento acaba por referir-se, preferencialmente, às rochas pré-cambrianas, às quais as litologias vizinhas ao corpo metagabroico de São Sebastião da Vitória, tentativamente, podem ser correlacionadas. No tocante às informações existentes na literatura, sobre a geologia e a petrografia deste corpo metagabroico, face à sua limitação e especificidade, optou-se por sua apresentação no capítulo seguinte desta tese, onde são discutidos os dados alusivos a tais itens, coligidos durante a presente pesquisa.

3.1 - Histórico Geológico-Estratigráfico

Barbosa (1954) subdividiu o Arqueano da região em duas séries distintas - Mantiqueira e Barbacena. A mais antiga, a Série Mantiqueira encerrava gnaisses e migmatitos, e constituiria uma faixa costeira até a Serra da Mantiqueira, nas proximidades da cidade de Santos Dumont. A Série Barbacena foi por ele definida como um conjunto de xistos máficos (xistos verdes) e ultramáficos (talco-xistos, tremolita-xistos, anfibólio-xistos), mica-xistos e gnaisses, de origens diversas, nela estando, inclusive, as rochas metassedimentares que Leonardos (1940) havia reunido como Formação Carandaí. Esta última série, segundo esse autor, possuía grande extensão areal, abrangendo largas porções da região sul do estado de Minas Gerais e parte do estado de Goiás (Tabela 1).

Ebert (1955a, 1955b, 1956a, 1956b, 1957, 1963, 1984) realizou vários trabalhos na região, os quais, obedecendo a uma metodologia de mapeamento regional sistemático, integrado com estudos petrográficos, ensejaram, dentre outras coisas, o estabelecimento das primeiras diretrizes para o estudo da evolução estratigráfica e tectônica da região. Para tanto, o autor utilizou-se das diversas variações sedimentares, deformacionais e tectônicas encontradas na região. Retirou as rochas metassedimentares da Formação Carandaí, da Série Barbacena de Barbosa (1954). Distinguiu, nesta série, uma fácies metabasítica e uma fácies metassedimentar, afetadas por um evento de intrusões ácidas, principalmente trondhjêmicas. Propôs, na área de Conselheiro Lafaiete, a denominação de Formação Lafaiete para xistos, quartzitos, ultrabasitas, hornblenditos, itabiritos e gonditos, pobres em veios ácidos. Esta formação seria mais jovem que a Série Barbacena e mais antiga que a Série Minas. Manteve, também, o posicionamento da Série Mantiqueira no Arqueano Inferior e formalizou o conjunto das quatro formações (Tiradentes, Carandaí, Barroso e Prados), como Grupo São João del Rei (Tabela 2).

Pires (1977) englobou, sob a denominação de Grupo Barbacena, o conjunto de rochas que constitui o embasamento do Grupo São João del Rei, incluindo nesse grupo, também, corpos intrusivos, ácidos, associados, e metamorfitos invadidos por corpos granodioríticos sincinemáticos, ocorrentes na região de Conselheiro Lafaiete (Tabela 3).

Ao final da década de 70, merece menção, o projeto de mapeamento geológico, efetuado em conjunto pelo CPRM-DNPM, na escala 1:250.000 (Projeto Mantiqueira/ Furnas; Silva et al., 1978), e os trabalhos, abordando as relações do Grupo São João del Rei com outras faixas marginais ao Craton do São Francisco, realizados por Hasui et al. (1978).

Barbosa (1985), estudando as rochas ultramáficas, máficas e graníticas pertencentes ao Grupo Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete, caracterizou-as, por sua vez, como sendo essas, respectivamente, semelhantes a komatiitos basálticos, basaltos e andesitos da série toleítica e basaltos da série cálcio-alcalina, e à linhagem tonalítica-trondhjêmica.

Pires & Porto Junior (1986) sub-dividiram as rochas do “Grupo Barbacena” em três unidades: (a) sequência Greenstone Belt Barbacena, abrangendo xistos básicos e ultrabásicos, metagabros, tonalitos, formação manganésifera, turmalinitos, quartzitos chérticos e xistos grafitosos; (b) granodioritos e gnaisses, os quais abrangem os migmatitos e gnaisses tonalíticos do “Grupo Mantiqueira”; (c) Migmatito Barbacena.

Tabela 1 - Coluna Estratigráfica de Barbosa (1954).

Algonkiano	Série Minas	itabiritos e quartzitos
Arqueano	Série Barbacena	xistos verdes, mica-xistos, gnaisses e metassedimentos da Fm. Carandaí
	Série Mantiqueira	gnaisse e migmatitos

Tabela 2 - Coluna Estratigráfica de Ebert (1956a, 1963).

Algonkiano Superior	Formações Prados, Barroso, Carandaí e Tiradentes	
	Suposta Discordância	
Algonkiano Inferior	Série Minas	itabiritos e quartzitos
Arqueano Superior	Formação Lafaiete	gonditos e mica xistos
	Fase Granítica Pós-Barbacena	
	Formação Barbacena	Fácies Metassedimentar - metagrauvacas
		Fácies Metabasítica - anfibolitos, xistos máficos, etc...
	Suposta Discordância	
Arqueano Inferior	Série Mantiqueira	gnaisse e migmatitos

Trouw et al. (1986), sub-dividiram a estratigrafia do embasamento da região entre Lavras e Barbacena, em três conjuntos litológicos principais: (a) gnaisses bandados, localmente migmatíticos, com intercalações de anfibólitos e hornblenda gnaisses, correlacionáveis, em parte, à Série Mantiqueira de Barbosa (1954) e ao Gnaiss Piedade de Ebert (1984); (b) ortognaisses; (c) faixas vulcano-sedimentares, ricas em rochas máficas, ultramáficas e em metagabros, que gradam para faixas de xistos verdes (tabela 4).

Na região entre Itumirim e Nazareno, Fortes & Laranjeira (1987), sub-dividiram o embasamento em quatro unidades litológicas: (a) metaultramáfica (composta por tremolita xistos, hornblenda-tremolita xistos, tremolititos, tremolita-actinolita-clorita xistos, hornblenditos, serpentinitos, talco-clorita xistos); (b) metamáfica (anfíbólitos, anfíbólio gnaisses, metagabros, gnaisses anfibolíticos e rochas quartzofeldspáticas); (c) anfibolítica; (d) unidade composta por granodioritos e gnaisses. Observaram, também, uma tendência de afinidade komatiítica para as rochas metaultramáficas e toleítica, para as rochas metamáficas.

Rochas komatiíticas, com texturas spinifex, foram descritas por Jost et al. (1987), na região do Alto da Varginha, município de Conselheiro Lafaiete.

Noce et al. (1987) correlacionaram as rochas metaultramáficas do Grupo Barbacena, as quais possuiriam afinidade komatiíticas, com as rochas do Grupo Quebra Osso, no Quadrilátero Ferrífero.

Andreis et al. (1989a, 1989b), introduziram o conceito de “ciclos deposicionais” para as litologias dos Grupos São João del Rei e Andrelândia, na região de São João del Rei, subdividindo-os em quatro ciclos, baseados em suas características sedimentares. Estes são, da base para o topo, respectivamente: Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia, equivalentes aos antigos Grupos São João del Rei e Andrelândia, de Almeida (1969) e Hasui et al. (1984).

Junqueira et al. (1989) sub-dividiram as litologias do embasamento da região, em cinco unidades: (“streaky” gnaisses, metaultramáfica, metamáfica 1, metamáfica 2 e metassedimentar). Salientaram a ocorrência de estruturas típicas de rochas vulcânicas (remanescentes de “pillows” e variolas) nas rochas da unidade metamáfica, e de possíveis relictos de trama spinifex, nas rochas metaultramáficas da região de Nazareno, e correlacionaram estas últimas com as rochas vulcânicas metaultramáficas do Grupo Nova Lima.

Pires et al. (1990), seguindo proposta de Trouw et al. (op. cit.), denominaram de “Greenstone Belt Barbacena”, somente as rochas vulcano-sedimentares da região, retirando

Tabela 3 - Coluna Estratigráfica de Pires (1977).

	Formação Santo Amaro	-----
Proterozóico Inferior	Grupo Minas	itabiritos quartzitos
Arqueano	Grupo Barbacena	granodioritos, migmatitos metamorfitos
	Grupo Mantiqueira	gnaises e migmatitos

Tabela 4 - Coluna estratigráfica de Trouw et al. (1986), modificada.

Proterozóico	Grupo São João del Rei
	Grupo Minas
	Granito
	Granodiorito gnaise - Ortognaise
Arqueano	Metagabro
	Faixas vulcano-sedimentares
	Corpos de rochas ultramáficas
	Rochas ultramáficas intercaladas com gnaises
	Biotita gnaise bandado

de sua antiga denominação (Grupo Barbacena) as rochas granodioríticas, tonalíticas e os migmatitos. Forneceram, também, uma coluna lito-estratigráfica regional para o Greenstone Belt Barbacena (Tabela 5), na região de Conselheiro Lafaiete, propondo uma sub-divisão do mesmo, em três unidades: basal, constituída por rochas metaultrabásicas - serpentinitos, esteatitos, clorita-talcoxistos - pertencentes ou não ao campo composicional das rochas komatiíticas; intermediária, composta de anfibolitos, epidositos e anfibólio xistos; e superior, contendo formação manganesífera e muscovita-cianita xistos.

A partir da década de 80, um grupo de professores e alunos da Universidade Federal do Rio de Janeiro, coordenados pelo Prof. Rudolph Trouw, vêm realizando um programa de levantamento geológico, através de mapeamento sistemático, em escala de detalhe, executado junto ao projeto intitulado “Evolução Geológica do Pré-Cambriano do Sul de Minas Gerais”. Estes trabalhos foram, inicialmente, voltados, principalmente, para a evolução estrutural e metamórfica das unidades metassedimentares Proterozóicas. Posteriormente, alguns trabalhos começaram a ser realizados em áreas do embasamento e nas rochas intrusivas nas sequências do Greenstone Belt Barbacena. Valeriano (1985) forneceu uma coluna estratigráfica para a área de São João del Rei, por ele estudada, subdividindo as litologias do Grupo Barbacena em gnaisses bandados, faixas de xistos (clorita, tremolita, talco, sericita xistos), xistos verdes, granodioritos gnaisses e rocha metagabroide (Tabela 6). Mais recentemente, Ávila (1992) estudou as rochas meta-intrusivas que cortam as sequências de rochas do Greenstone Belt Barbacena, na área da folha topográfica São João del Rei (IBGE), mais ao norte da área de trabalho da presente tese. Este mesmo autor descreveu suas relações de campo, petrográficas e geoquímicas, tecendo considerações sobre o ambiente tectônico e a petrogênese relacionados com a sua formação e estabeleceu as relações estratigráficas destas com rochas encaixantes e outras, associadas, espacialmente.

Quemenéur & Garcia (1993) decreveram, na região de Nazareno e São Sebastião da Vitória, a ocorrência de granitóides transamazônicos, intrusivos em rochas de faixas greenstone, estas faixas por eles denominadas de Greenstone Belt Rio das Mortes. Segundo esses autores, estes granitóides definem uma associação do tipo granito-trondhjemitopegmatito, representada pelos maciços de Tabuões e Ritópolis, os quais apresentam uma grande variedade petrográfica, encerrando granitos, adamellitos, granodioritos, trondhjemitos e tonalitos.

Diversos autores têm correlacionado as faixas de rochas metamáficas e metaultramáficas da região entre Conselheiro Lafaiete e Lavras, com as rochas metavulcânicas

Tabela 5 - Coluna Estratigráfica de Pires et al. (1990).

Proterozóico	Formações Carandaí, Andrelândia, Lenheiros e Tiradentes	metassedimentos
	Granito Santa Rita e Porto Mendes	granitos
	Supergrupo Minas	itabiritos e quartzitos
Arqueano Superior		granodioritos
		tonalitos
		metagabros
Arqueano Inferior	Greenstone Barbacena	metavulcanitos ácidos
		anfíbolitos e xistos máficos
		metavulcânicas ultramáficas
	Grupo Mantiqueira	gnaisses e migmatitos

3.2 - História Geomorfológica

Tabela 6 - Coluna Estratigráfica de Valeriano (1985).

Arqueano	Grupo Barbacena	metagabro
		granodiorito gnaisse
		xistos máficos, ultramáficos e metassedimentos de baixo grau
		gnaisse feldspático com bandas anfíbolíticas

do Grupo Nova Lima no Quadrilátero Ferrífero, interpretando estas faixas metamáficas e metaultramáficas, como sendo remanescentes de rochas vulcânicas de um greenstone belt arqueano (Pires, 1977 e 1978; Barbosa, 1985; Pires et al., 1990; Pires & Barbosa, 1992). Decorrente disso, uma profusão de denominações têm surgido na literatura, a saber: Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1978), Greenstone Belt Rio das Velhas - Lafaiete (Wernick, 1981), Greenstone Belt Nova Lima - Lafaiete (Cordani & Neves, 1982) e Greenstone Belt Rio das Mortes (Quemenéur, 1987). Mais recentemente, Teixeira (1992) propôs a denominação de Greenstone Belt Itumirim-Nazareno para faixas vulcano-sedimentares, estreitas (de 0,3 km até 5 km de largura) e descontínuas, de direção NE-SW, ocorrentes entre Lavras e São João del Rei, as quais, segundo o autor, estariam limitadas por falhamentos, que cicatrizam o contato entre os conjuntos supracrustais e os terrenos gnaíssicos. A despeito de todas essas sugestões, a denominação de greenstone Belt Barbacena empregada por Pires (1977 e 1978) é que tem tido maior aceitação e uso corrente na literatura geológica.

A sequência de rochas que compõem o Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1977) é, segundo a maioria dos autores que estudaram a região (Pires, 1977, 1978; Barbosa, 1985; Porto Junior, 1988a; Pires et al., op. cit.), atravessada por inúmeros corpos intrusivos, de composição predominantemente granodiorítica e quartzodiorítica. Segundo eles, estes corpos intrusivos foram deformados conjuntamente com a sequência de rochas vulcano-sedimentares, sendo, posteriormente, invadidos por corpos graníticos, formando assim, os chamados terrenos tipo granito-greenstone, comuns em diversas áreas Arqueanas do mundo.

3.2 - Histórico Geocronológico

O conhecimento geocronológico da região estudada, abrangendo rochas do Greenstone Belt Barbacena e dos corpos intrusivos metamorfizados associados, é bastante escasso. Desta maneira, as idades atribuídas a essas rochas são inferidas a partir de suas correlações com rochas semelhantes, ocorrentes em áreas próximas na porção sudeste do Craton do São Francisco, e/ou com rochas do Greenstone Belt Rio das Velhas, para as quais, alguns dados geocronológicos estão disponíveis.

Os primeiros estudos geocronológicos, realizados na região, foram concentrados, basicamente, nas monazitas dos corpos pegmatíticos da Fazenda Rochedo e da Fazenda da Barra e no pegmatito de Volta Grande (Guimarães & Florêncio, 1949; Peixoto & Guimarães, 1952; Guimarães, 1966; Dirac & Ebert, 1967).

sendo Posteriormente, ao fim da década de 70, as rochas do embasamento e dos corpos graníticos começaram a ser investigadas, mais detalhadamente. Neste contexto, Cordani & Teixeira (1979) e Teixeira (1982 e 1985) constataram a presença de núcleos bastante antigos, com idades Rb/Sr de, aproximadamente, 3,0 Ga, para as rochas das regiões de Itapeçerica - Cláudio, Perdões - Formiga e para as rochas migmatíticas próximas à cidade de Barbacena. Admitiram, nessa investigação, que todas estas rochas foram submetidas a sucessivos retrabalhamentos crustais mais recentes, entre 2,4 e 2,6 Ga, e que sofreram os efeitos do Evento Transamazônico, entre 2,1 e 1,9 Ga e, além disso, ainda, um reaquecimento, durante o Evento Brasileiro. Machado Filho et al. (1983) admitiram para as rochas dos "Complexos Barbacena e Divinópolis", na região de Lavras, idades, Rb/Sr, variando entre 2,65 e 2,43 Ga, caracterizando, ainda, idades Rb/Sr entre 2,0 e 1,9 Ga para as intrusões graníticas de Porto Mendes e Cia. Lebourg.

Quemenéur & Vidal (1989), a partir das datações radiométricas Rb/Sr, obtidas para o Granito de Bom Sucesso (2,7 Ga) e para o Granito de Tabuões ($1,932 \pm 21$ Ga), sugeriram que elas marcavam duas importantes fases na evolução da borda meridional do Craton do São Francisco. A primeira, representaria o final do Evento Termotectônico Jequié, enquanto a segunda, evidenciaria um retrabalhamento de rochas arqueanas, no Ciclo Transamazônico. Caracterizaram, desta forma, uma idade mínima arqueana superior para as rochas anfíbolíticas pertencentes ao Greenstone Belt Barbacena, pois, segundo esses autores, estas seriam cortadas pelo Granito de Bom Sucesso.

Heilbron et al. (1989) obtiveram, para o Granodiorito de Lavras, uma idade Rb/Sr de $1,982 \pm 134$ Ga, o qual pertence, segundo Trouw et al. (1986), à unidade dos ortognaisses do embasamento dos metassedimentos proterozóicos. Admitiram os primeiros autores, a partir destes dados, que esta unidade dos ortognaisses teria se formado entre 2,1 e 1,9 Ga, caracterizando, assim, a existência de um grande evento magmático, de composição granodiorítica a granítica, correspondente a um retrabalhamento crustal de rochas pré-existentes, durante o Ciclo Transamazônico.

Diques metabásicos subverticais, de direção E-W, cortando o embasamento arqueano e as sequências dos ciclos deposicionais proterozóicos Tiradentes e Lenheiro, são descritos, na região de São João del Rei e Tiradentes, por Ribeiro et al. (1990) e Ribeiro (1992). "Estes registram fase extensiva pré-deposição da sequência Carandaí, e forneceram idades padrão Sm/Nd entre 1,4 e 1,8 Ga" (Ribeiro et al., op.cit.).

Desta forma, pode-se concluir que a porção sul do Craton do São Francisco sofreu os efeitos de uma intensa atividade tectono-termal, ao fim do Arqueano e Proterozóico Inferior,

sendo que, na região que abrange o Greenstone Belt Barbacena, o evento Transamazônico está representado pela formação de diversos corpos granitóides, como os de Cristais (2,0 Ga), Porto Mendes (2,0 Ga), Jacarandá (1,9 Ga), Tabuões (1,9 Ga), Cia. Lebourg (1,9 Ga), de corpos granodioríticos, como os de Lavras e Seritinga, os quais possuem idades Rb/Sr variando entre 1,9 e 2,0 Ga, e por intrusões pegmatóides, próximas à cidade de Cláudio com idades Rb/Sr de 1,9 Ga (Teixeira, 1982 e 1985; Teixeira et al., 1983; Machado Filho et al., 1983; Quemenéur & Vidal, 1989; Heilbron et al., 1989).

Ainda, segundo os diversos autores acima citados, as rochas mais antigas na região correspondem aos gnaisses do "Grupo Mantiqueira", onde nestes, núcleos bastante antigos, com idades Rb/Sr, variando entre 3,0 e 2,4 Ga, foram identificados. Adicionalmente, segundo Pires et al. (1990), os anfibolitos pertencentes às sequências vulcano-sedimentares do Greenstone Belt Barbacena possuem idade mínima, Rb/Sr, de 2,7 Ga, pois são cortados por corpos graníticos muito antigos (por ex., Granito de Bom Sucesso - 2,7 Ga).

Para a esta problemática, Trouw et al. (op. cit.) sugeriram subdividir as litologias regionais em conjuntos litológicos, posicionando-os cronologicamente e tentando evitar, ao máximo, a utilização de denominações específicas para os mesmos, porém, recomendando compará-las com as denominações existentes na literatura geológica da região.

Não obstante as sugestões desses autores, vários outros investigadores, utilizando-se da correlação entre as unidades de rochas metavulcânicas da região entre Conselheiro Lafaiete e Lavras, e as rochas metavulcânicas do Grupo Nova Lima, do Quadrilátero Ferrífero, interpretaram as falhas metamáficas e metaultramáficas desta área como sendo remanescentes de rochas vulcânicas de um Greenstone Belt Arcaico (Pires, op. cit.; Mantareukas et al., 1984; Barbosa, 1985; Nece et al., 1987; Pires et al., 1990). Dentro deste contexto, esse conjunto de rochas metamáficas e metaultramáficas, ocorrente entre Conselheiro Lafaiete e Lavras, foi, primeiramente, denominado de Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1978), recebendo, posteriormente, outras novas denominações, as quais não tiveram aceitação e uso na literatura geológica.

Trouw et al. (op. cit.), Nece et al. (op. cit.), Fortes & Laranjeira (1987) e Ribeiro et al. (op. cit.) admitiram que estas falhas de rochas metamáficas/metaultramáficas, acima descritas, faziam parte de uma sequência vulcano-sedimentar, denominada por eles, de "Grupo

4 - Geologia e Petrografia da Área Estudada

4.1 - Introdução

Uma grande problemática com relação à nomenclatura estratigráfica da área estudada existe, na literatura, a começar quanto ao uso e à abrangência, em geral, do termo “Barbacena”. Este termo tem sido utilizado por diversos autores, originando as mais variadas denominações. Primeiramente, utilizado como **Série** (Barbosa, 1954), posteriormente, foi empregado com os significados de **Formação** (Ebert, 1956a), **Grupo** (Pires, 1977; Fonseca et al., 1979; Valeriano, 1985 e 1986; Trouw et al., 1986; Ribeiro et al., 1990), **Associação** (Silva et al., 1978; Kaefer et al., 1979) e **Complexo** (Oliveira, 1980; Quemenéur & Baraud, 1982; Machado Filho et al., 1983; Hasui et al., 1984). Assim é que, cada um dos autores, ou conjunto de autores acima citados, acaba abrangendo diferentes unidades litológicas sob a respectiva denominação que adota, causando, desta maneira, grande confusão quanto ao significado geológico do termo.

Face a esta problemática, Trouw et al. (op. cit.) sugeriram subdividir as litologias regionais em conjuntos litológicos, posicionando-os cronoestratigraficamente e tentando evitar, ao máximo, a utilização de denominações específicas para os mesmos, porém, recomendando compará-los com as denominações existentes na literatura geológica da região.

Não obstante às sugestões desses autores, vários outros investigadores, utilizando-se da correlação entre as unidades de rochas metavulcânicas, da região entre Conselheiro Lafaiete e Lavras, e as rochas metavulcânicas do Grupo Nova Lima, do Quadrilátero Ferrífero, interpretaram as faixas metamáficas e metaultramáficas dessa área como sendo remanescentes de rochas vulcânicas de um Greenstone Belt Arqueano (Pires, op. cit.; Mascarenhas et al., 1984; Barbosa, 1985; Noce et al., 1987; Pires et al., 1990). Dentro deste contexto, esse conjunto de rochas metamáficas e metaultramáficas, ocorrente entre Conselheiro Lafaiete e Lavras, foi, primeiramente, denominado de Greenstone Belt Barbacena (Pires, 1978), recebendo, posteriormente, outras novas denominações, as quais não tiveram aceitação e uso na literatura geológica.

Trouw et al. (op. cit.), Noce et al. (op. cit.), Fortes & Laranjeira (1987) e Ribeiro et al. (op. cit.) admitiram que estas faixas de rochas metamáficas/metaultramáficas, acima descritas, fariam parte de uma sequência vulcano-sedimentar, denominada por eles, de “Grupo

Barbacena”, adotando o mesmo termo, porém, com sentido mais amplo que o utilizado por Ebert (1956a), e mais restrito que o empregado por Pires (1977).

À luz do exposto acima, pode-se perceber a grande confusão estabelecida, acerca da utilização do termo Barbacena. No presente trabalho, a terminologia utilizada é aquela estabelecida por Pires (1977) e Pires et al. (1990), onde estes autores, denominam de Greenstone Belt Barbacena somente as rochas vulcano-sedimentares.

Um outro tópico, de considerável debate, diz respeito à nomenclatura e ao posicionamento estratigráfico da diversidade de rochas intrusivas, pré-cambrianas, nas rochas das sequências do Greenstone Belt Barbacena. Neste contexto, Ávila (1992), por exemplo, chama a atenção para a grande dificuldade de se estabelecer uma coluna litoestratigráfica para a região, levando-se em conta as rochas plutônicas, graníticas, existentes em áreas do citado greenstone, entre Conselheiro Lafaiete e Lavras. Segundo este autor, a maior dificuldade advém das diferentes denominações utilizadas para estas rochas graníticas, durante o próprio mapeamento geológico das mesmas. De modo geral, tais denominações são baseadas, puramente, em aspectos descritivos de campo, não levando em consideração as características petrográficas microscópicas e geoquímicas das citadas rochas, sua ambiência tectônica e a associação de tipos litológicos semelhantes.

No tocante ao corpo metagabroico de São Sebastião da Vitória, a literatura geológica existente é bastante escassa, conforme já mencionado anteriormente. A primeira referência a este corpo de que se tem notícia, encontra-se no trabalho de Ebert et al. (1958), o qual trata de um levantamento geológico, realizado na região de São João del Rei, em que estes sugeriram “origem pelo menos hipoabissal, talvez abissal para certas rochas de granulação grosseira, como gabros e hornblenditos, compondo parte da fácies metabasítica da Série Barbacena”, de Barbosa (1954), por eles redefinida. Estas rochas constituiriam as partes centrais dos maiores maciços metabasíticos, como por exemplo, aqueles localizados, respectivamente, entre Tiradentes e Dores de Campo e entre a Serra do Lenheiro e São Sebastião da Vitória, e teriam idades Arqueanas. Salientam, esse autores, que, a granulação destas rochas, pode chegar a atingir até um centímetro ou mais, e apresentam, também, análises químicas de alguns representantes desta fácies metabasítica, no referido trabalho.

Silva et al. (1978) denominaram este corpo de metagabro, descrevendo a presença de clinopiroxênio (augita) em suas rochas, nas proximidades de São Sebastião da Vitória, não indicando, contudo, se este mineral era uma fase mineralógica essencial ou, apenas acessória, nas mesmas.

Quemenéur & Baraud (1983), estudando a geologia econômica e estrutura do embasamento arqueano da área pegmatítica de São João del Rei, separaram as litologias mapeadas em três grandes conjuntos: (1) formações metassedimentares supracrustais; (2) embasamento arqueano; e (3) rochas intrusivas. Situarão o corpo de gabro, por eles referido como **Gabro de São Sebastião da Vitória**, no conjunto das rochas intrusivas, e sugeriram que sua idade de formação fosse anterior à da última granitização ocorrida na região (Fig. 3). Esses autores citam que: “O grande maciço de gabro de SW de Lenheiro parece remanescente do embasamento mais antigo da área, talvez de idade ante-Conselheiro Lafaiete. Ele apresenta-se parcialmente granitizado até adquirir uma composição global de diorito ou granodiorito na sua extremidade ocidental”.

Valeriano (1985 e 1986), discorrendo acerca da geologia estrutural e estratigrafia das rochas metassedimentares do Grupo São João del Rei, na região de São João del Rei, descreve o corpo em questão, como um “metagabro ocorrendo sob a forma de um corpo de grandes dimensões, de contorno aproximadamente elíptico, com diâmetro menor de 3,5 Km, e diâmetro maior de pelo menos 10 Km”. Segundo ele, esse corpo tem, em planta, uma forma alongada, acompanhando as faixas, de direção ENE-WSW, de xistos verdes, gnaisses bandados e granodiorito gnaisses, que compõem o Grupo Barbacena, sendo, por isso, também, agrupado no referido grupo de rochas de idade arqueana; embora tendo idade incerta, em relação ao magmatismo ácido, intrusivo nas rochas das faixas compondo o mesmo (Fig. 4). A área de afloramento do metagabro corresponde, segundo esse autor, a uma área de topografia relativamente arrasada, com raros afloramentos, originando um solo vermelho com blocos e matacões arredondados na superfície, e ocorre na região central do corpo, exposições com granulação grosseira e boa preservação da textura intergranular primária, sendo o piroxênio totalmente substituído por clorita e anfibólios da série tremolita-actinolita. Em direção à borda há um decréscimo gradual no tamanho do grão, acompanhado de um aumento progressivo do grau de xistificação, onde o teor de clorita também aumenta substancialmente, e a clivagem se torna mais penetrativa, podendo o metagabro gradar para filitos e xistos verdes”.

Quemenéur & Vidal (1989), tecendo considerações acerca de idades radiométricas Rb/Sr dos granitos da região de São João del Rei, referiram-se a esse corpo de rocha como sendo um grande maciço de gabro de, pelo menos, 15 km x 5 km, que deve ser atribuído a uma época anterior aos granitos novos, por ser cortado por numerosos veios aplíticos e pegmatíticos, podendo se tratar de um corpo diferenciado por apresentar fácies com proporção variável de plagioclásios.

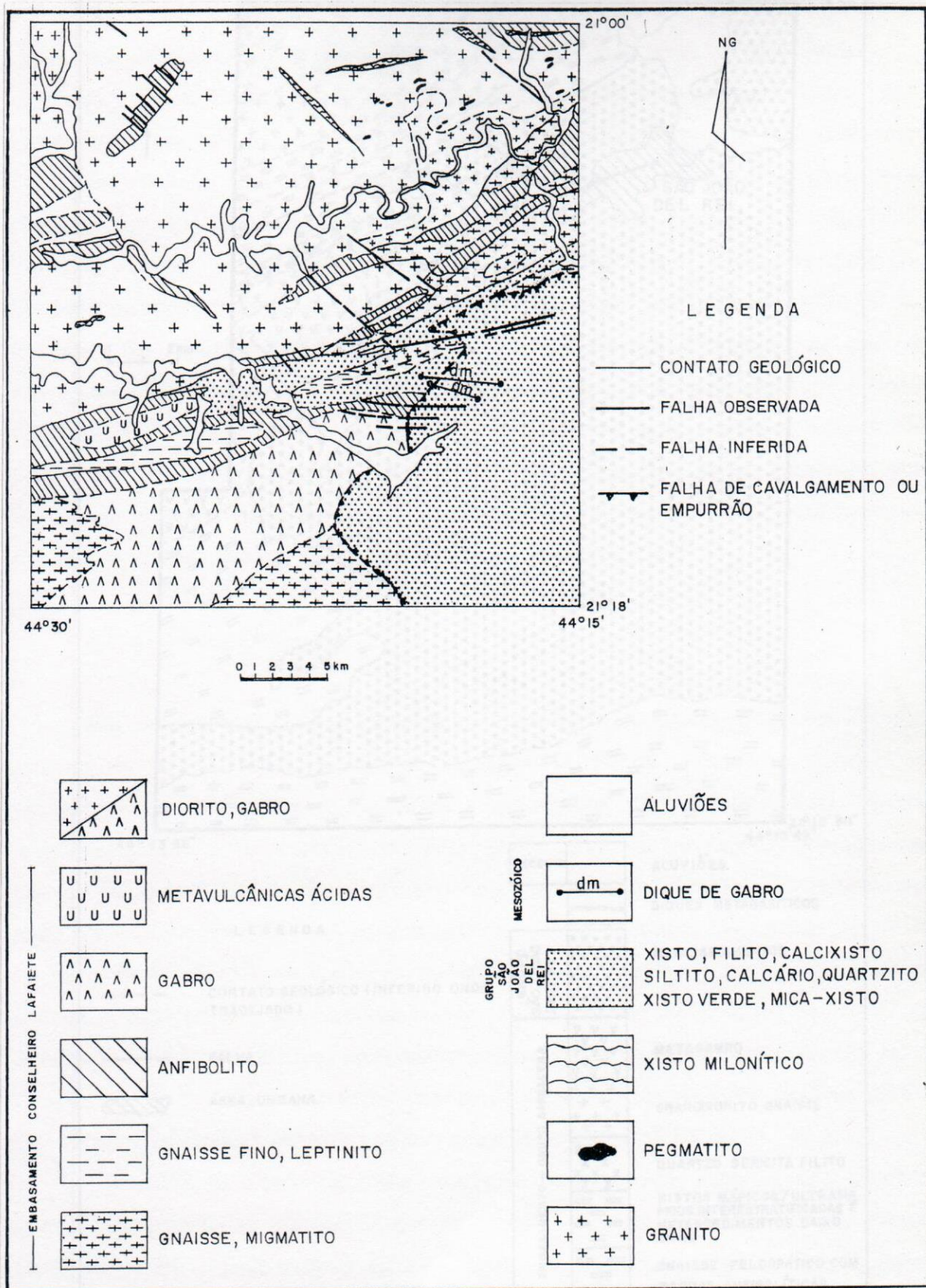


Figura 3 - Mapa Geológico de Quemenéur et al. (1983), modificado.

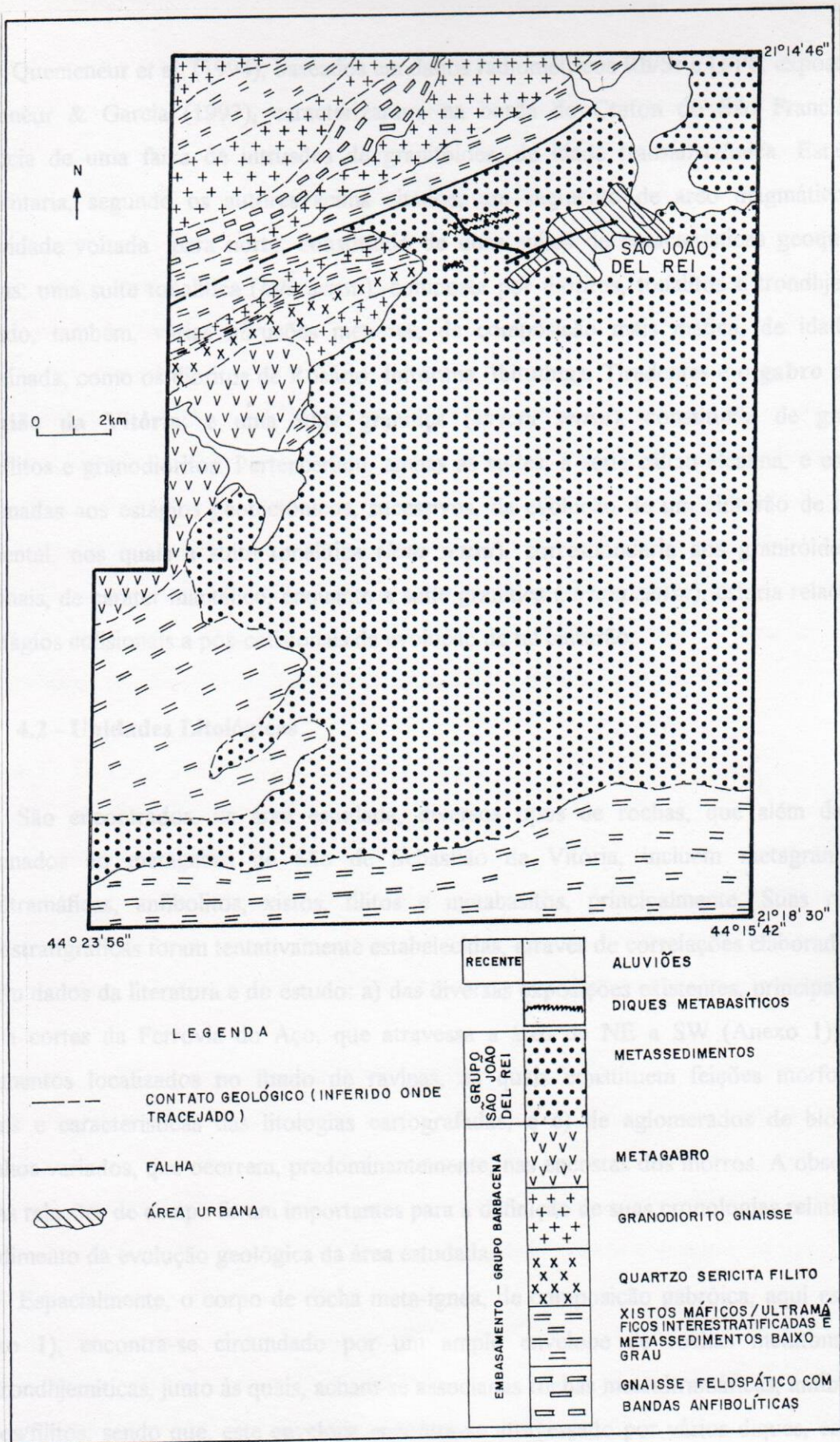


Figura 4 - Mapa Geológico de Valeriano (1986), modificado.

Quemenéur et al. (1994), baseados em dados radiométricos Rb/Sr e U/Pb, expostos em Quemenéur & Garcia (1993), caracterizaram, na borda do Craton do São Francisco, a existência de uma faixa de intrusões de granitóides, de idade transamazônica. Esta faixa representaria, segundo os autores acima citados, um segmento de arco magmático com concavidade voltada para norte, constituído de duas suítes de características geoquímicas distintas: uma suíte tonalítica (*latu sensu*), composta por dioritos, tonalitos e trondhjemitos, incluindo, também, várias intrusões menores, de composição mais máfica, de idade não determinada, como os dioritos de Rosário, Ibituruna, Ibitutinga, Tiradentes e o **gabro de São Sebastião da Vitória**; e uma suíte granítica (*strictu sensu*), constituída de granitos, adamellitos e granodioritos. Pertenceriam, ambas as suítes, à série cálcio-alcalina, e estariam relacionadas aos estágios geotectônicos, sucessivos, da evolução de um cinturão de colisão continental, nos quais a suíte tonalítica (*latu sensu*), corresponderia aos granitóides pré-colisionais, de caráter mantélico, enquanto a suíte granítica (*strictu sensu*), estaria relacionada aos estágios colisionais a pós-colisionais da evolução de tal cinturão.

4.2 - Unidades Litológicas

4.3 - Terrano Granito-Greissiano (TGG)

São encontrados, na área estudada, diversos tipos de rochas, que além daqueles relacionados ao metagabro de São de Sebastião da Vitória, incluem metagranitóides, metaultramáficas, anfíbolitos, xistos, filitos e metabasitos, principalmente. Suas relações cronoestratigráficas foram tentativamente estabelecidas, através de correlações elaboradas com base em dados da literatura e do estudo: a) das diversas exposições existentes, principalmente, junto a cortes da Ferrovia do Aço, que atravessa a área de NE a SW (Anexo 1); b) de afloramentos localizados no fundo de ravinas, as quais constituem feições morfológicas comuns e características das litologias cartografadas; e c) de aglomerados de blocos de tamanhos variados, que ocorrem, predominantemente, nas encostas dos morros. A observação de suas relações de campo foram importantes para a definição de suas cronologias relativas e o entendimento da evolução geológica da área estudada.

Especialmente, o corpo de rocha meta-ígnea, de composição gabróica, aqui estudado (Anexo 1), encontra-se circundado por um amplo envelope de rochas 'metatonalíticas/metatondhjemíticas, junto às quais, acham-se associadas rochas metaultramáficas, anfíbolíticas e xistos/filitos, sendo que, este envelope encontra-se atravessado por vários diques, estreitos, leucotonalíticos/trondhjemíticos e máficos, metamorfizados. Este conjunto de rochas apresenta

uma ampla distribuição na área mapeada, ocorrendo de forma semi-descontínua, desde as partes norte e noroeste, até a sua porção sul-sudoeste. Rochas metassedimentares, de idades proterozóicas, aparecem, restritamente, junto ao contato sudeste, e alguns esparsos diques básicos, não metamorfizados, ocorrem, também, nas periferias, a norte e sul do corpo. Ainda, a sudeste da área, foi identificada uma porção restrita, de sedimentos, de provável idade Terciária, pouco consolidados, junto ao limite sudeste, inferido, do corpo estudado. Ocorrem, também, na parte norte da área mapeada, sedimentos aluvionares recentes, associados às regiões de drenagens relacionadas ao Rio das Mortes Pequeno.

A opção pela utilização do termo trondhjemítica, como aditivo ao termo tonalítica, para as litologias, anteriormente descritas como rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas, advém do fato de sua tentativa de correlação com rochas semelhantes, que apresentam feições de campo e características petrográficas similares, já anteriormente descritas e caracterizadas, por Ávila (1992) e Quemenéur & Garcia (1993), como tais, baseados em dados químicos, em áreas vizinhas à aqui estudada. Esta mesma assertiva é, também, válida para os diques leucotonalíticos/trondhjemíticos, metamorfizados, anteriormente descritos.

4.3 - Terreno Granito-Greenstone (TGG)

No presente trabalho, foi adotada a denominação de TGG, para o conjunto de rochas que forma o envoltório do corpo metagabroico estudado (Anexo 1), onde predominam, amplamente, rochas meta-ígneas, de composição tonalítica/trondhjemítica, contendo também pequenos corpos, e lentes e/ou enclaves, de tamanhos variados, de rochas metaultramáficas, anfíbolíticas e xistos/filitos.

Essas rochas metaultramáficas, anfíbolitos e xistos/filitos são consideradas, pelos diversos autores que já trabalharam na região, como sendo litologias de remanescentes de sequências do tipo “greenstone belts”, posteriormente invadidos por diversos episódios de intrusões ácidas-intermediárias, tendo sofrido, todo o conjunto, profundas modificações tectôno-metamórficas, no decorrer de sua evolução, dando origem a terrenos do tipo granito-greenstone, comuns em diversas áreas do mundo.

Na área estudada, a distribuição das rochas deste envelope, do tipo TGG, é bastante ampla, ocorrendo desde a parte NNE, seguindo em direção a NNW e atingindo até a parte SSW da área mapeada, constituindo assim, no envelope principal para as litologias cartografadas do corpo metagabroico (Anexo 1).

Não foi possível, na escala de trabalho adotada, realizar a cartografia detalhada das litologias dos remanescentes da sequência greenstone e, daí a não individualização de suas áreas, salvo, raras vezes, em mapa; nem mesmo era, tal meta, parte do escopo deste trabalho. Desta forma, foram assinaladas em mapa (Anexo 1), apenas áreas de ocorrência mais proeminente destas litologias. Usando esta sistemática, mesmo assim, é possível observar-se no mapa geológico (Anexo 1), que a partir da porção NE da área mapeada, seguindo em direção ao NW da mesma, um franco declínio na ocorrência de litologias da sequência greenstone (que predominam na parte NNE e SSE da área), passando a haver, nas porções NW (e também SW) um amplo predomínio de rochas meta-ígneas de composição tonalítica/trondhjemítica. Baseado nestas relações, observadas no campo, foi adotada, no mapa geológico, uma subdivisão informal, com o intuito de delimitar e ressaltar áreas de maior e/ou menor influência de litologias da sequência greenstone. Dentro deste contexto foi, então, delimitada, nas partes NNE e SSE do mapa geológico, uma área de franco predomínio de litologias da sequência greenstone (sobre rochas metatonalíticas/metatondhjemíticas), sendo as mesmas agrupadas e designadas, informalmente, como um conjunto não diferenciado de rochas anfibolíticas, metassedimentares, metaultramáficas e metagranitóides (*lato sensu*) subordinados (Anexo 1).

4.3.1 - Sequência Vulcano-Sedimentar ou Greenstone Belt Barbacena (SVS)

4.3.1.1 - Introdução

Pires et al. (1990), subdividiram o Greenstone Belt Barbacena, na região de São João del Rei, em três unidades litoestratigráficas: basal, constituída de rochas metaultramáficas, tais como esteatitos, serpentinitos, saponitos e clorita-talco xistos; unidade média, composta por anfibolitos, epidositos e anfibólio xistos; e unidade superior, contendo formação manganésifera, xistos grafitosos, muscovita-cianita xistos e raras metagrauvacas, as quais podem representar vulcanitos ácidos.

Na área mapeada, foram observadas remanescentes de rochas passíveis de serem correlacionadas às duas primeiras unidades (basal e média) do Greenstone Belt Barbacena, onde as rochas metaultramáficas corresponderiam à unidade basal e as rochas anfibolíticas e xistos/filitos à unidade intermediária, não tendo sido encontrado nenhuma litologia característica da unidade superior da sequência vulcano-sedimentar, de Pires et al. (op. cit.).

4.3.1.2 - Rochas metaultramáficas

Encontram-se assim, invariavelmente metamorfizadas e transformadas em tremolita-actinolita xistos e talco xistos, sendo que, em algumas amostras, puderam ainda ser observadas, formas reliquiares de placas bem desenvolvidas (1,5cm de diâmetro) de piroxênio(?) sem nenhuma orientação preferencial, possivelmente representando a trama ígnea original da rocha, as quais encontram-se pseudomorfizadas por uma trama de agregados de grãos finos de anfibólio verde escuro, identificado como tremolita-actinolita.

Ocorrem junto à parte NNW da área mapeada, aparecendo de forma dispersa, não possuindo grande representatividade na escala de mapa (Anexo 1). Em todos os pontos onde afloram, ocorrem associadas rochas anfibolíticas, as quais, segundo admitem diversos autores, a partir de sua correlação com rochas regionais semelhantes, devem representar rochas ígneas máficas, associadas a um evento de origem vulcânica, de idade Arqueana (Ebert, 1956a; Pires, 1977; Teixeira, 1982 e 1985; Quemenéur et al., 1983; Pires et al., 1990).

Geralmente, seus afloramentos encontram-se fortemente alterados e erodidos. Suas melhores exposições são observadas junto aos pontos MJ-125 e MJ-140 (Anexo 1), onde aparecem melhor preservadas e com maior expressão areal. Nos pontos MJ-06 e MJ-109, que correspondem, respectivamente, a exposições de um corte da Ferrovia do Aço e em uma ravina, podem ser observadas na forma de reduzidos e escassos xenólitos, inclusos nas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas. Foram, em alguns pontos, encontradas, também, como corpos delgados e descontínuos, por vezes na forma de lentes delgadas (cerca de 20 cm de espessura) métricas, bastante deformadas e estiradas, inclusas nas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas. Em alguns locais suas relações com estas últimas rochas tornam-se obscuras, devido à intensidade da deformação que as atingiu, mascarando seus contatos e, dificultando, bastante, o entendimento das relações estratigráficas das rochas.

Por vezes, acham-se atravessadas por diques leucotonalíticos/trondhjemíticos e básicos, também deformados e metamorfizados. Veios pegmatíticos (formados por quartzo e feldspato) e veios de quartzo cortam-as, estando estes também deformados. Zonas de cisalhamento estreitas e descontínuas, de espessura centimétrica, bem disseminadas, são feições características e freqüentes nestas litologias.

Cabe ressaltar que a escassez de afloramentos, aliada a ocorrência sempre alterada das litologias dessa unidade, não permitiram uma melhor caracterização das mesmas. Desta forma, não foi confeccionada nenhuma seção delgada para efeito de estudo petrográfico de suas rochas, sendo que tal estudo também não fez parte do escopo deste trabalho. Pires (op. cit),

Barbosa (1985) e Ávila (1992), dentre outros, fornecem descrições detalhadas acerca de litologias semelhantes, às quais as rochas aqui descritas são correlacionadas.

Macroscopicamente caracterizam-se como rochas de granulação grossa, apresentando cor verde escura, dada pela riqueza em fases mineralógicas secundárias, metamórficas, principalmente, anfibólio tremolítico-actinolítico e clorita. Talco e fuchsite podem também ser encontrados, esta última subordinadamente.

4.3.1.3 - Rochas anfibolíticas e xistos/filitos

**** Feições de campo***

Os anfibolitos distribuem-se, arealmente, de forma irregular, desde a parte NE até a parte NW da área mapeada (Anexo1). Os afloramentos mais expressivos dessas litologias são encontrados a NE da área. Neles, geralmente, aparecem como enclaves e/ou xenólitos preservados, ora em maior, ora em menor volume, nas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, com as quais mantêm uma complexa associação no campo.

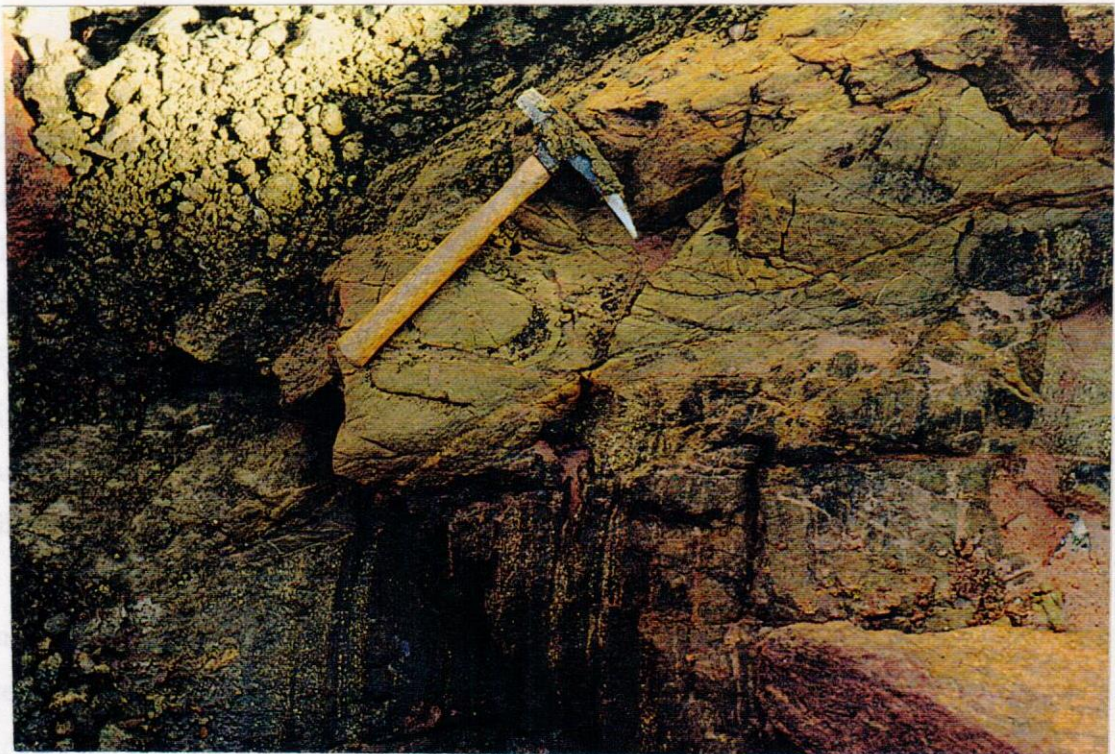
Os principais afloramentos destas litologias são encontrados, geralmente, em cortes da Ferrovia do Aço e em cortes de estradas, na região, onde suas litologias exibem de maneira mais expressiva, suas relações com rochas associadas. Cabe, no entanto, ressaltar que suas relações de campo são, frequentemente, difíceis de serem estabelecidas, já que seus afloramentos encontram-se, via de regra, quase sempre intemperizados e cobertos por mantos intempéricos que mascaram muito a sua observação.

Quando intemperizadas, essas litologias dão origem a um solo cuja coloração varia desde amarelo variegado até vermelho arroxado, dado pela sua riqueza em minerais máficos (anfibólitos). Contudo, nos locais onde são encontradas frescas, apresentam granulação muito fina, com cores variando de verde claro a verde escuro intenso, com uma textura maciça (Foto 1), por vezes, fortemente orientada por efeitos de deformação.

Suas relações com rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, em diversos pontos estudados, são de difícil estabelecimento, pois acham-se mascaradas por efeito de deformação, não possibilitando uma clara compreensão a respeito de seu inter-relacionamento estratigráfico com aquelas rochas. Suas relações de contato com as rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas são, muitas vezes, de caráter incerto, achando-se em geral, bastante modificados por efeitos deformacionais tectônicos. Não obstante, em alguns pontos, a rocha metatonalítica/metatrandhjemítica aparece como que injetada na rocha anfibolítica, tendo sido, posteriormente, todo o conjunto, intensamente deformado, gerando uma textura do tipo gnaissíca-migmatítica (Foto 2). Adicionalmente, em alguns pontos, foi possível ainda,



Fotografia 1 - Afloramento de rocha anfibolítica (clorita-tremolita-actinolita xisto) de cor verde escura e textura maciça, sendo afetada por uma zona de cisalhamento estreita, de espessura centimétrica, com direção aproximadamente N-S. Ponto MJ-79.



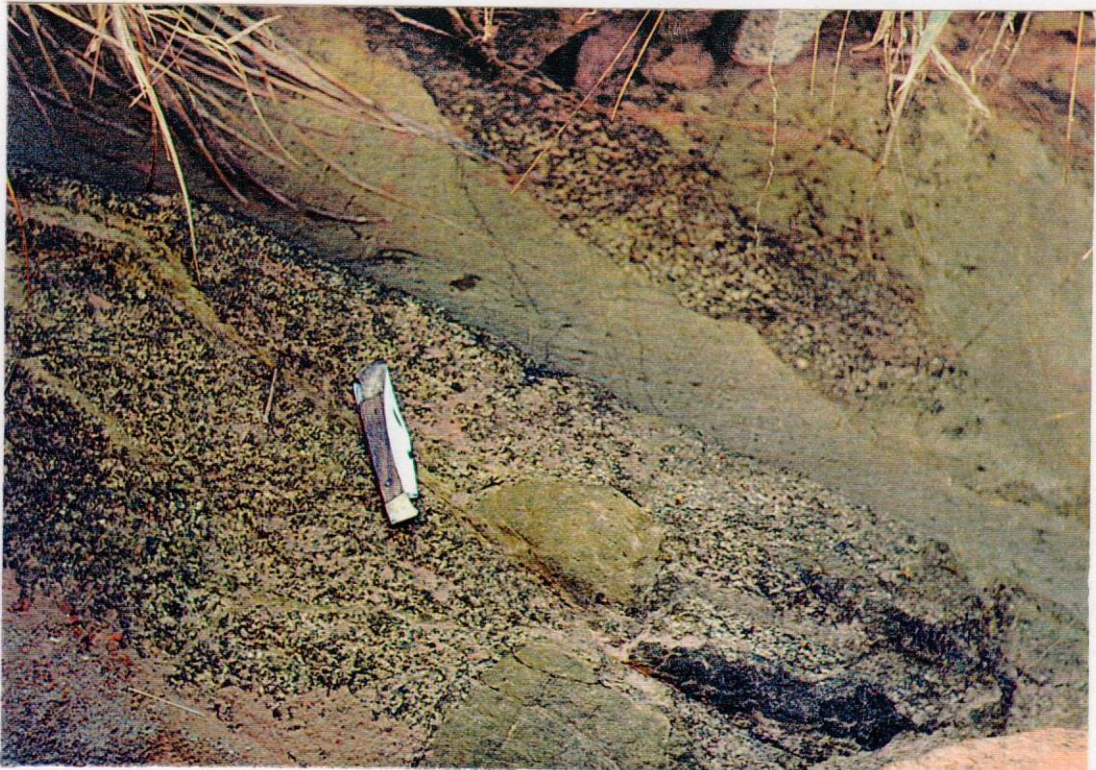
Fotografia 2 - Rocha anfibolítica com injeções de rocha metatonalítica/ metatrondhjemítica, onde todo o conjunto encontra-se fortemente deformado, dando origem a um bandamento metamórfico, o qual encontra-se cortado por um dique metabásico posterior. Ponto MJ-109.

observar uma clara e bem definida relação de contato entre as rochas dessa unidade e as rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, onde este contato é retilíneo, de caráter brusco, esta primeira feição, sendo reforçada pela ocorrência de pequenos xenólitos de rochas anfibolíticas imersos nas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, próximo ao mesmo (Foto 3).

Em alguns pontos (MJ-06, -39, -43 e MJ -79), foi também observada uma relação de penetração, nas rochas anfibolíticas, por veios com espessuras delgadas (milimétricos a centimétricos), difusos, de material granítico, os quais conectam-se com a massa de rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, intrusivas, nas suas proximidades, onde têm origem (Foto 4). Esses veios tendem a irradiar-se pela rocha anfibolítica, sem nenhuma direção preferencial, dando origem a um padrão irregular de penetração, bastante singular, tornando-se uma feição de campo extremamente característica e marcante nas rochas anfibolíticas dessa unidade. Localmente, feições sugestivas da interação deste material granítico com rochas anfibolíticas, gerando pequenas porções de uma rocha híbrida, de composição intermediária (diorítica), foram observadas no ponto MJ-06 (Anexo 1).

Simultaneamente, no ponto MJ-135 (Anexo 1), foi encontrado num bloco, aflorando num corte de estrada, de rocha metatonalítica/metatrandhjemítica, um pequeno xenólito de 1,5 cm de diâmetro, da rocha anfibolítica, parcialmente digerido, no interior das mesmas, conferindo esta reação uma composição de tendência diorítica à esta porção da rocha metatonalítica/metatrandhjemítica, tornando-se ela mais rica em anfibólio e biotita.

No campo, as rochas anfibolíticas desta unidade encontram-se, invariavelmente, atravessadas por diversos diques metaleucotonalíticos/metatrandhjemíticos (Fotos 4 e 5), pouco espessos (até 20 cm de espessura), nos quais, raros xenólitos, pequenos, de rocha anfibolítica podem ser encontrados. Os diques são, por vezes, subverticais, deformados e metamorfizados. Diques básicos, grossos, com formas, geralmente, tabulares, também, deformados e metamorfizados, foram observados, cortando rochas anfibolíticas. Veios aplíticos/graníticos e pegmatíticos (quartzo-feldspáticos), juntamente com veios compostos por quartzo e carbonato (Foto 6), de até 15 cm de espessura, foram observados, atravessando os anfibolitos e os diques metaleucotonalíticos/metatrandhjemíticos acima descritos, no ponto MJ-79. Todos estes veios encontram-se, conjuntamente, deformados com as suas encaixantes. Xenólitos de rochas anfibolíticas deformados (alongados e com formas elipsoidais), observados inclusos nas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, intrusivas, são outras feições que denotam, de forma marcante, a deformação a que estas rochas estiveram submetidas.



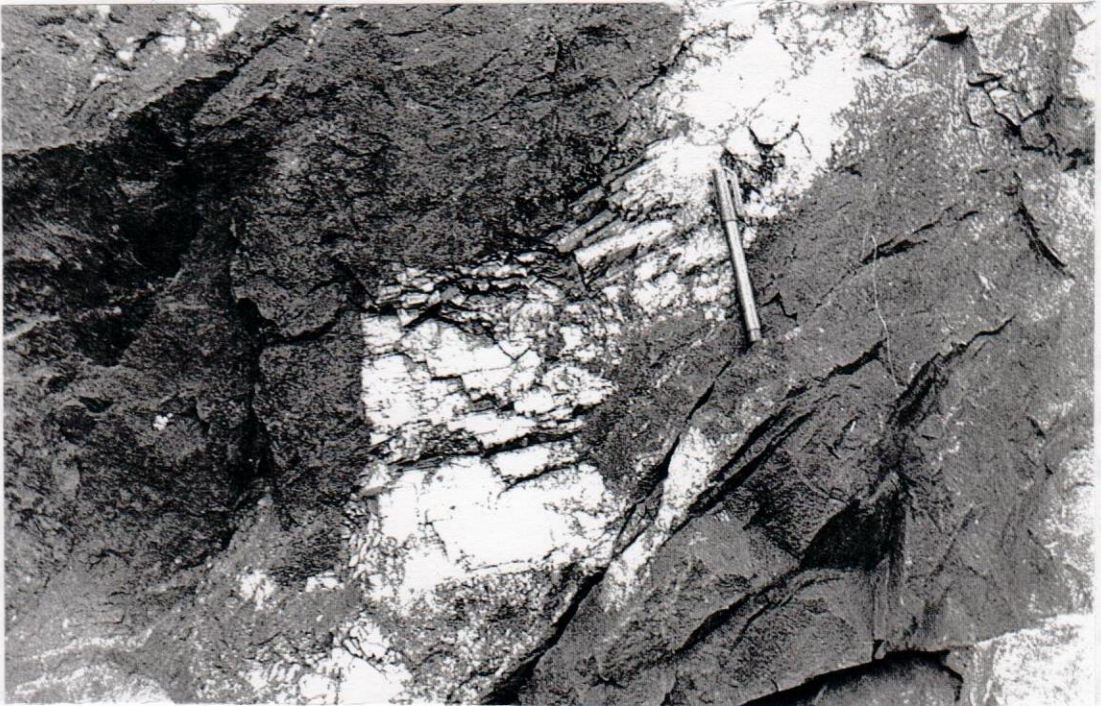
Fotografia 3 - Rocha anfibolítica atravessada por rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas de forma intrusiva e brusca, onde pequenos xenólitos da rocha anfibolítica (lado inferior direito do canivete) podem ser observados. Ponto MJ-109.



Fotografia 4 - Rocha anfibolítica penetrada por veios metatonalíticos/metatrandhjemíticos (VM) irregulares, estreitos e difusos, de larguras centimétricas, os quais são também, posteriormente, cortados por diques metaleucotonalíticos/metatrandhjemíticos (DM), holofélsicos. Ponto MJ-06.



Fotografia 5 - Dique metaleucotonalítico/metatondjemítico, com cerca de 20 cm de espessura, atravessando rochas anfibolíticas na parte nordeste da área. Ponto MJ-79.



Fotografia 6 - Veio composto por carbonato e quartzo, de espessura centimétrica, atravessando rocha anfibolítica. Nesses veios é comum observar-se grandes cristais (de 3,0 cm de comprimento) de calcita bem cristalizados, com planos de clivagem perfeitos. Ponto MJ-79.

Estruturas e texturas ligadas à deformação, associada, portanto a eventos tectôno-deformacionais afetando essas rochas, tais como orientação, devido a uma conspícua foliação, e estruturas lenticulares, semelhantes a sigmóides, foram encontradas. Zonas de cisalhamentos, estreitas, de 10 cm de largura (vide Foto 1), anastomosadas, definidas por estreitas faixas, intensamente deformadas, onde as rochas adquirem uma granulometria extremamente fina, são outras feições características, observadas. Nestes casos, uma textura orientada, definida por uma foliação de caráter tectônico, se desenvolve associada à presença de um fabric milonítico do tipo flaser (Best, 1982; p. 389). Esta trama milonítica é marcada pela ocorrência de porfiroclastos de anfibólio marrom, com até 0,5 cm de diâmetro e forma arredondada, que aparecem desviando a foliação.

Cabe ressaltar, que a ocorrência de xenólitos de rochas anfibolíticas preservados no interior de rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, em vários pontos (pontos MJ-11, MJ-109, MJ-135), sugere que as rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas sejam intrusivas nas rochas desta unidade.

Xistos e filitos foram observados em alguns pontos, na parte NNE da área, sendo mais abundantes, na parte SSE, onde possuem maior expressão areal. Ocorrem de forma dispersa pela área, não tendo sido, no presente trabalho, caracterizados em mapa, como uma unidade individualizada. Foram, contudo, descritos e individualizados por Valeriano (1985 e 1986), como uma faixa de xistos máficos a ultramáficos e metassedimentos de baixo grau, por ele, denominada, de faixa de xistos verdes. Esta é, segundo esse autor, marcada pela ocorrência de interestratificações centimétricas a métricas, de xistos de composição máfica a ultramáfica (clorita-xistos, talco-tremolita-xistos e talco-xistos, principalmente), sericita-filito e quartzito puro, ocorrendo, subordinadamente, gnaiss fino bandado e formação ferrífera.

*** Aspectos Petrográficos**

As rochas anfibolíticas apresentam granulometria, variando de muito fina ($< 0,5$ mm) a média (até 3,0 mm). O termo anfibólito é, aqui, utilizado para descrever rochas compostas, essencialmente, por anfibólios (hornblenda e anfibólios da série tremolita-actinolita), plagioclásio, epidoto e clorita, os quais ocorrem em proporções variáveis, dando origem a uma grande diversidade de tipos petrográficos.

Relictos de uma trama ígnea, ainda podem ser observados, apesar das rochas apresentarem um grau de transformação extremamente elevado, onde as fases ígneas primárias acham-se substituídas por fases metamórficas de mais baixas temperaturas e pressões.

Assim sendo, a assembléia mineralógica dominante nestas rochas é composta por plagioclásio (20-40 %), hornblenda verde-acastanhada (5-25 %), actinolita-ferroactinolita de cor verde, em tons claros (10-30 %), epidoto (2-25 %), biotita (10-20 %) e clorita (1-5 %). Outros minerais que eventualmente ocorrem são quartzo, titanita, opacos e carbonato.

Várias amostras analisadas, mostram evidências claras de processos deformacionais bastante fortes, que atuaram sobre estas rochas. Assim, a trama original das mesmas encontra-se fortemente modificada, originando uma nova trama tectôno-metamórfica, caracterizada por uma textura orientada, contendo fases mineralógicas metamórficas (Foto 7).

Dentre as tramas originais, reliquiares, podem ser observadas, em amostras representativas dos diversos tipos de anfibólitos, os dois seguintes tipos de arranjos:

- uma textura microporfírica, definida por microfenocristais de plagioclásio sub-idiomórficos, por vezes, zonados, preservados, imersos em uma matriz muito fina ($\ll 0,5$ mm), orientada, constituída por anfibólitos da série tremolita-actinolita e clorita;

- uma textura granular hipidiomórfica, não orientada, definida por grãos de plagioclásio finos, tabulares, hipidiomórficos a idiomórficos, bem preservados, exibindo um forte zonamento original; anfibólitos tremolíticos-actinolíticos e clorita (Foto 8).

Os grãos de plagioclásio, de origem primária, quando alterados, exibem um padrão bastante característico, com as partes centrais alteradas e as bordas, por vezes, com pouca ou sem nenhuma alteração. Este padrão, sugere que estes grãos de plagioclásio foram originalmente zonados composicionalmente, semelhante a alguns outros cristais zonados de plagioclásio, também primários, que ainda, podem ser observados em algumas seções delgadas. Alguns cristais de hornblenda verde-acastanhada, também zonados, guardam ainda uma forma hipidiomórfica, sugerindo sua origem primária. Em alguns casos, grãos de quartzo intersticiais podem, ainda, ser observados, em uma trama granular hipidiomórfica preservada.

Quando transformados, os anfibólitos apresentam um padrão de transformação semelhante ao observados nos gabros, com a observação de que, neles, raros cristais relictos de piroxênio foram encontrados, os quais, nos gabros, dão origem às tremolitas-actinolitas e cloritas. Nesse arranjo padrão, pode-se observar, nos anfibólitos, hornblenda verde-acastanhada, sendo transformada para actinolita-ferroactinolita e clorita; plagioclásio, sendo transformado em epidoto; e biotitas aparecendo, abundantemente, em penetrações de microveios de quartzo e zonas de cisalhamento milimétricas. Este processo de biotitização parece ter uma relação direta com as penetrações de quartzo e os cisalhamentos, que cortam estas rochas, em diversos afloramentos.



Fotomicrografia 7 - Porfiroblasto de hornblenda (Hb), sendo intensamente substituído por actinolita e clorita. A rocha é um plagioclásio-epidoto-anfibólio xisto, moderadamente deformado e recristalizado, com textura orientada (foliação tectônica) desviando-se ao redor do blasto de hornblenda. Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 8 - Textura de um plagioclásio-epidoto-biotita anfibolito, rico em grãos euédricos a subédricos, zonados e bem preservados, de plagioclásio (Plg), com núcleos fortemente substituídos por epidoto. Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.

A grande maioria destas litologias é, aqui, interpretada, como sendo produtos da transformação de rochas ígneas máficas por metamorfismo e deformação. Tal interpretação é baseada no reconhecimento de texturas ígneas primárias, em algumas amostras analisadas, pela sua ocorrência no campo, associada a rochas ultramáficas, observadas em vários afloramentos e, também, por sua correlação com rochas regionais semelhantes, as quais, segundo admitem diversos autores, devem representar, originalmente, rochas ígneas máficas formadas durante um evento de natureza vulcânica, de idade Arqueana (Ebert, 1956a; Pires, 1977; Teixeira, 1982 e 1985; Quemenéur et al., 1983; Pires et al., 1990; Teixeira, 1992). Não se descarta, porém, a possibilidade de que, algumas dessas litologias, possam também representar o produto da transformação tectôno-metamórfica de sedimentos, embora, estruturas e texturas, características de rochas sedimentares, não tenham sido observadas.

4.3.2 - Rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas (RMM)

**** Feições de Campo***

Distribuem-se, amplamente, através da área estudada, desde as partes NNE, NW e SW, até a parte SSE da mesma. Ocorrem relacionadas às litologias da sequência greenstone, com as quais no campo mantêm uma complexa e intrínseca associação, feição esta característica dos denominados terrenos do tipo granito-greenstone.

Essas mesmas litologias (RMM) já foram, anteriormente, descritas por Ebert (1955, 1956, 1984), como granito-gnaisses e, por Quemenéur (1982, 1983), como migmatitos, sendo consideradas por estes autores como parte integrante do embasamento arqueano da região.

Apesar de ocorrerem em grande parte da área mapeada, sua maior representatividade se verifica nas partes NW e SW da mesma, onde predominam francamente, desenvolvendo amplas áreas de relevo rebaixado e erodido. Nestas regiões formam-se, muito comumente, ravinas profundas, de até 20 m de profundidade (Foto 9) com dezenas de metros de extensão. Quando intemperizadas, dão origem, freqüentemente, a um solo areno-argiloso, de cores variegadas, em tons amarelo-avermelhados, característicos. Extensas redes de drenagens, por vezes, retilíneas e, fortemente, alinhadas, podem ser, também observadas, na área de influência destas litologias.

Geralmente, essas litologias encontram-se fortemente intemperizadas, dando origem a um espesso manto intempérico, que cobre seus afloramentos, dificultando muito a observação de suas características e relações de campo. Suas melhores exposições são encontradas junto a cortes da Ferrovia do Aço, cortes de estradas e no fundo de ravinas, na região.

Encontram-se, porém, áreas onde as rochas são metamorfizadas e metamorfizadas, conservando, contudo, feições estruturais locais importantes. Normalmente preservadas em alguns afloramentos. Entre estas feições, destaca-se uma textura granítica, bem marcada pela ocorrência de arranjos de grãos de feldspato (quase) tabulares e biotita rítmica e quartzo.

Comumente, exibem uma forte orientação, herdada por uma foliação bem desenvolvida em diversos pontos, que reflete os efeitos deformacionais, de caráter tectono-metamórfico, à que foi submetida no decorrer de sua evolução. Zonas de cisalhamento, métricas e centimétricas foram observadas em várias pontos (MJ-06, 109, 124 e MJ-125) afetando estas litologias, conferindo-lhes uma forte orientação e textura foliônica. Um marcante padrão de fraturação foi observado nas rochas, preferencialmente em um plano de



Fotografia 9 - Foto panorâmica mostrando uma grande ravina, feição morfológica característica e marcante que desenvolve-se nas áreas compostas pelas rochas metatonalíticas/metatrandhjemíticas, onde essas encontram-se profundamente intemperizadas. Ponto MJ-122 (à beira da rodovia Barbacena -Lavras).

Encontram-se, invariavelmente, moderadamente deformadas e metamorfizadas, conservando, contudo, feições texturais ígneas, reliquiárias, localmente preservadas em alguns afloramentos. Entre estas feições, destaca-se uma textura granítica, bem marcada pela ocorrência de arranjos de grãos de feldspato (plagioclásio), tabulares e hipidiomórficos, e quartzo.

Comumente, exibem uma forte orientação, traduzida por uma foliação bem desenvolvida em diversos pontos, que reflete os efeitos deformacionais, de caráter tectono-metamórfico, a que foi submetida no decorrer de sua evolução. Zonas de cisalhamento, métricas a centimétricas, foram observadas em vários pontos (MJ-06, -109, -124 e MJ-135) afetando essas litologias, conferindo-lhes uma forte orientação e textura milonítica. Um marcante padrão de fraturamento, sem nenhuma direção preferencial, é também uma feição de campo característica destas litologias, onde os planos de fratura encontram-se, em alguns casos, intensamente preenchidos por sulfetos (pirita e calcopirita).

Xenólitos de rochas da sequência vulcano-sedimentar (rochas metaultramáficas e anfibolíticas) foram encontrados em diversos pontos, inclusos nessas litologias (vide Foto 3), permitindo estes demonstrar a idade relativa dessas rochas com as litologias da SVS. Este fato, caracteriza as RMM como sendo mais novas e de caráter intrusivo nas litologias da SVS.

Diques metaleucotonalíticos/metatrandhjemíticos e metabasíticos foram encontrados, atravessando as RMM, juntamente com veios aplíticos/pegmatíticos, ricos em quartzo e feldspato, os quais encontram-se, conjuntamente com as RMM, deformados e metamorfizados.

Suas relações com rochas da SVS são, por vezes, complexas e de difícil entendimento, devido à superimposição de efeitos tectono-metamórficos, os quais mascaram e obliteram muito suas relações físicas e temporais com as mesmas.

*** Aspectos Petrográficos**

São rochas leucocráticas, compostas essencialmente por plagioclásio (45-60 %), quartzo (35-50 %), anfibólios (2-5 %) e biotita (0-2 %) (Foto 10). Acessoriamente, ocorrem titanita e minerais opacos não identificados. Junto a zonas de cisalhamento, de espessuras milimétricas, que as atravessam pode ser observado o desenvolvimento de biotita, actinolita e titanita, de caráter metamórfico/metassomático, estando esses minerais com sua ocorrência, caracteristicamente, restrita a estas zonas (Foto 11). Nestes locais, a rocha torna-se mais rica nestes componentes máficos, de origem metamórfica/metassomática, adquirindo uma coloração mais escura.



Fotomicrografia 10 - Aspecto microscópico, de uma amostra relativamente fresca, das rochas metatonalíticas/metatrandjemíticas, as quais encontram-se normalmente deformadas e recrystalizadas. Plg (plagioclásio), Qtz (quartzo) e Bt (biotita). Ponto MJ-124. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.



Fotomicrografia 11 - Rocha metatonalítica/metatrandjemítica intensamente deformada e recrystalizada. Notar o vigoroso e singular desenvolvimento de biotitas (Bt), ao longo de estreitas e descontínuas zonas de cisalhamento submilimétricas, e as pronunciadas bandas de deformação em grão de quartzo (Qtz) com extinção ondulante, delineando limites de subgrãos. Ponto MJ-43. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.

4.3.3 - Diques metaleucotonalíticos/metatrondhjemíticos

* *Feições de campo*

Afloram sob a forma de diques estreitos e irregulares, com até 30 cm de espessura, na parte NNE da área (pontos MJ-06 e MJ-79), tendo alguns direção NE, atravessando as rochas anfibolíticas e metatonalíticas/metatrondhjemíticas, ali encontradas (vide Fotos 4 e 5). Por vezes, pequenos xenólitos da rocha anfibolítica, parcialmente assimilados, foram observados no interior de alguns destes diques.

Estes diques, compostos por uma rocha granitóide hololeucocrática, com granulometria variando de fina a média, acham-se deformados e metamorfizados, conjuntamente, com suas encaixantes. Foram encontrados, em dois afloramentos (pontos MJ-06 e MJ-79), bastante próximos do contato delimitado para o corpo metagabroico, não tendo sido encontrados, porém, em nenhum ponto, atravessando as litologias do corpo metagabroico.

Quemenéur e Garcia (1993) relatam a ocorrência de numerosos veios aplíticos de composição trondhjemitica nas rochas encaixantes da borda meridional do maciço de Ritópolis, os quais, segundo os autores acima citados, sugerem, a existência de uma fase trondhjemitica precoce, na formação do granito de Ritópolis. Ávila (1992), também menciona a presença de alguns diques de características semelhantes, por ele denominados de trondhjemiticos, atravessando as litologias de sua denominada Unidade Metadiorítica Ibitutinga, ressaltando que, no campo, é muito difícil separar-se esses diques, dos diversos diques graníticos e granodioríticos, que ocorrem na região, devido às suas grandes semelhanças.

Esses diques, foram, no presente trabalho, interpretados, como mais jovens que as rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas, de acordo com as suas relações de campo observadas e acima descritas.

* *Aspectos Petrográficos*

São rochas leucocráticas, de textura granular-hipidiomórfica, definida pelo arranjo de grãos de plagioclásio tabulares, euédricos, parcialmente preservados, incipiente a fortemente epidotizados, mais quartzo e biotita, essencialmente. Titanita e escassos minerais opacos (não identificados) ocorrem como acessórios.

Duas determinações modais desta rocha são apresentadas (Tabela 7), sendo que, no diagrama de Streckeisen (1976), as mesmas plotam no campo dos tonalitos (Fig. 5).

Como minerais metamórficos, secundários, aparecem epidoto (principal produto de substituição metamórfica do plagioclásio) e subordinadamente mica branca e carbonato, sendo

que clorita origina-se a partir dos planos de clivagem da biotita, da qual provém por substituição metamórfica de baixo grau.

Apresentam, por vezes, fortes evidências de deformação e recristalização, dada pela ocorrência de subgrãos e mosaicos poligonais de quartzo, com forte extinção ondulante e pela ocorrência de bandas de deformação nos cristais de quartzo, dando origem na rocha a uma textura do tipo granoblástica (Foto 12).

Os grãos de quartzo são bastante límpidos, estando fortemente recristalizados, onde junções triplas poligonais e mosaicos de subgrãos, parcialmente recristalizados, são feições comuns. Grãos de plagioclásio, zonados e geminados normalmente ocorrem, apresentando os mesmos efeitos de extinção ondulante observados nos grãos de quartzo, onde o plagioclásio encontra-se fortemente transformado, a partir de seu núcleo, para epidoto, carbonato e muscovita, por efeito de substituição metamórfica (Foto 13).

**Tabela 7 - Análises modais dos diques
metaleucotonalíticos/metatrondjemíticos**

	MJ - 06 d	MJ - 06 j
plagioclásio	51,50	45,20
quartzo	39,50	40,00
hornblenda	-----	1,00
biotita	4,60	6,00
epidoto	3,60	5,40
actinolita	0,60	2,00
titanita	0,20	0,40

Obs: Na tabela acima, as letras MJ, seguidas de números, representam os códigos de campo utilizados para localizar no mapa geológico, respectivamente, pontos e amostras coletadas nos mesmos, sendo que as letras finais, em minúsculo, acompanhando-os, servem para distinguir entre as diversas amostras coletadas num mesmo ponto.

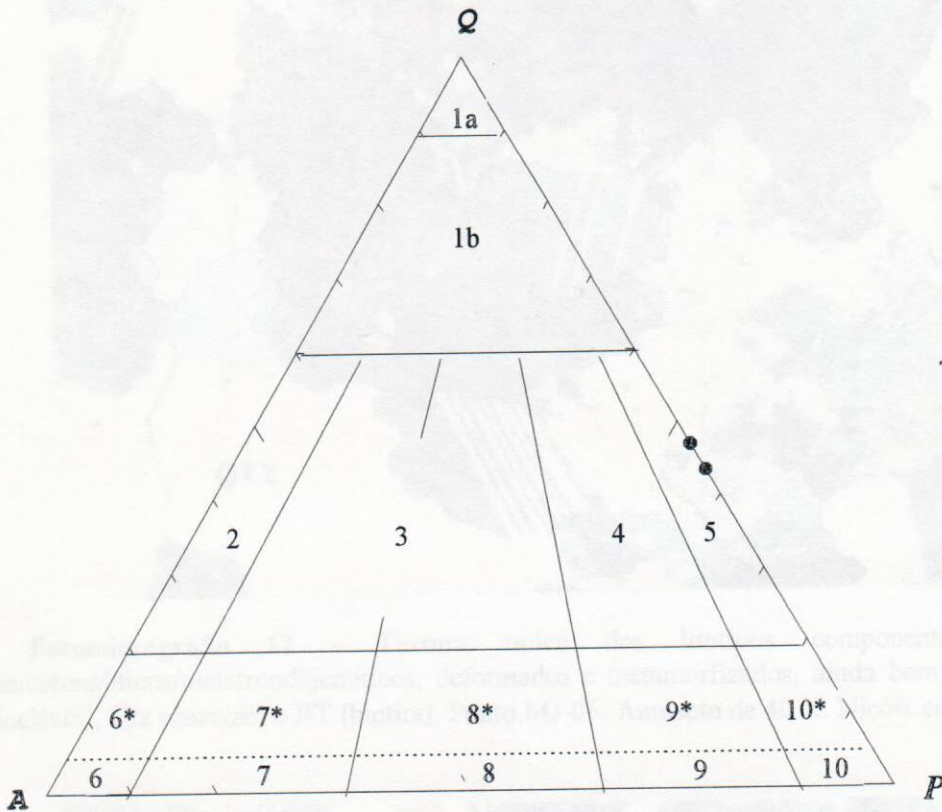
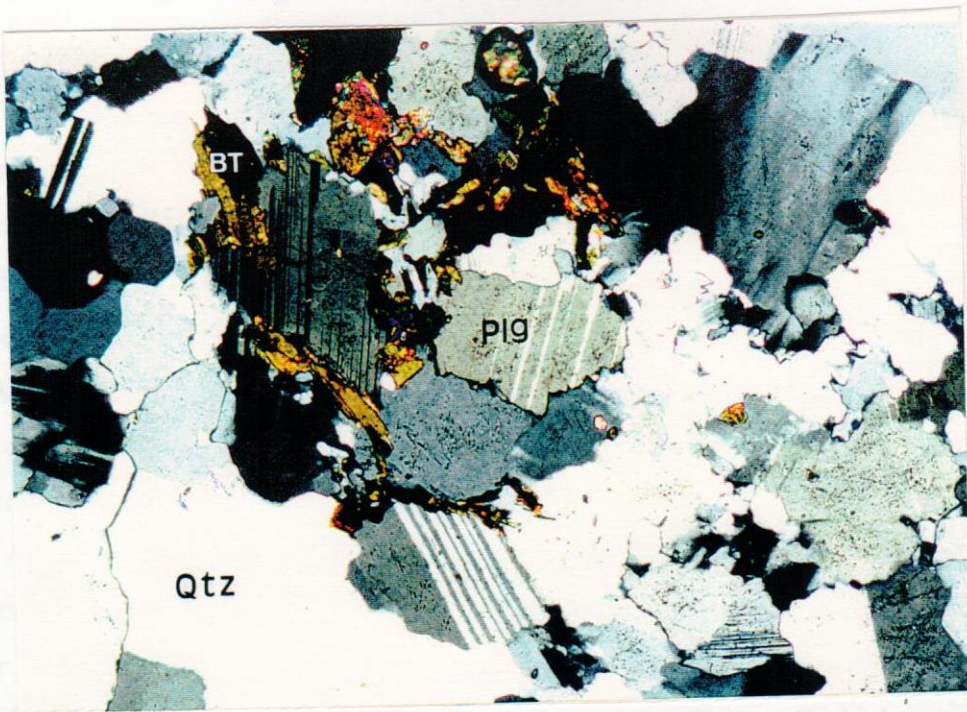
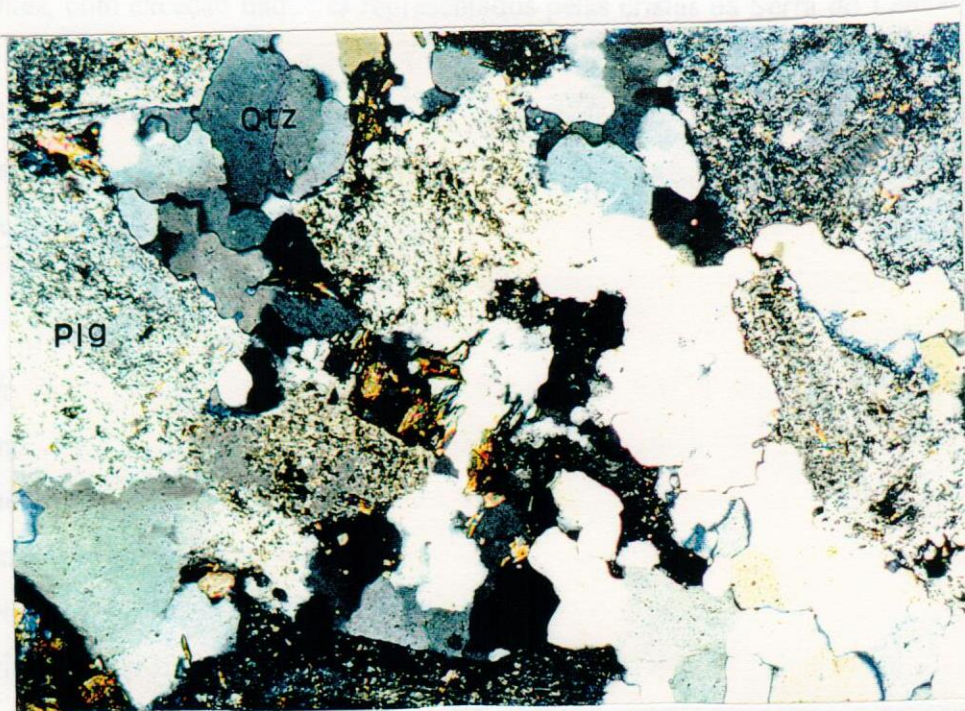


Figura 5 - Classificação dos diques metaleucotonalíticos/metatrondhjemíticos(?), conforme modas da tabela 7, de acordo com esquema proposto por Streckeisen (1976) para rochas plutônicas, baseado no conteúdo mineral em % vol. (máficos < 10%). Campos 1a (quartzolito), 1b (granitóides ricos em quartzo), 2 (álcalifeldspato granito), 3 (granito), 4 (granodiorito), 5 (tonalito), 6* (quartzo álcalifeldspato sienito), 7* (quartzo sienito), 8* (quartzo monzonito), 9* (quartzo monzodiorito/quartzo monzogabro), 10* (quartzo diorito/quartzo gabro/quartzo anortosito), 6 (álcalifeldspato sienito), 7 (sienito), 8 (monzonito), 9 (monzodiorito/monzogabro), 10 (diorito/gabro/anortosito).

Fotomicrografia 13 - Lócalização dos diques metaleucotonalíticos/metatrondhjemíticos, composto essencialmente de quartzo (Qtz), intimamente recristalizado, e plagioclásio (Plg), sendo vigorosamente substituído pseudomorficamente por epidoto (grãos muito finos que ocorrem como uma pólvora interpenetrada entre os plagioclásios). Ponto MJ-06, Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.



Fotomicrografia 12 - Textura típica dos litotipos componentes dos diques metaleucotonalíticos/metatronchjemíticos, deformados e metamorfizados, ainda bem preservados. Plg (plagioclásio), Qtz (quartzo) e BT (biotita). Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.



Fotomicrografia 13 - Litotipo componente dos diques metaleucotonalíticos/metatronchjemíticos, composto essencialmente de quartzo (Qtz), intensamente recrystalizado, e plagioclásio (Plg), sendo vigorosamente substituído, pseudomorficamente, por epidoto (grãos muito finos que ocorrem como uma poeira impregnando cristais de plagioclásio). Ponto MJ-06. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.

4.4 - O Corpo Metagabroico de São Sebastião da Vitória

** Aspectos de campo*

O corpo metagabroico, alvo do presente estudo, encontra-se circundado por rochas de um terreno do tipo granito-greenstone e a sequência metassedimentar proterozóica do ciclo deposicional Carandaí (Anexo 1). Possui uma forma irregular alongada, concordante com a xistosidade regional das rochas desse terreno, segundo a direção ENE-WSW, com cerca de 12 km de comprimento e até 4 km de largura, tendendo a alargar-se em direção à porção SW da área (Anexo 1). Seu contato direto com essas rochas envoltórias não pôde ser observado, devido à escassez de afloramentos, ligado ao avançado estado de alteração intempérica e à forte erosão das litologias ali encontradas.

Apesar dos estudos de fotointerpretação geológica, realizados, principalmente, com base em aerofotografias do IBC, em escala 1:25.000, não foi possível delinear-se, de modo mais acurado, os limites do corpo em apreço, face à inexistência nas mesmas de padrões geomorfológicos e texturais suficientemente contrastantes entre suas litologias e as das rochas circundantes. Isto, deve-se ao fato de, nas aerofotos utilizadas, os padrões de relevo das diversas litologias, compondo as sequências de rochas circunvizinhas, serem bastante semelhantes, com exceção daqueles representados pelas cristas da Serra do Lenheiro, situadas a norte, formadas por rochas metassedimentares proterozóicas.

A rocha gabroica estudada ocorre, geralmente, sob a forma de blocos isolados ou aglomerados de blocos, de tamanhos variados, caracteristicamente, dispersos nas encostas dos morros de topografia aplainada da região (Foto 14). Apenas em um ponto (MJ-01), seus litotipos foram encontrados *in situ* e bem expostos, correspondendo este a um corte da Ferrovia do Aço, localizado na porção nordeste da área (Foto 15; Anexo 1). Nos demais locais na área mapeada eles originam e sustentam cristas preservadas e elevadas de morros, as quais, embora não muito acentuadamente, sobressaem-se em relação à topografia das áreas de rochas das sequências a sua volta, onde o relevo encontra-se fortemente modelado pelos processos morfogenéticos que têm atuado na região.

No campo, o reconhecimento do tipo de solo e dos padrões de alteração, resultantes do intemperismo das rochas gabroicas, revelou-se, também, como elemento adicional, valioso durante os trabalhos de mapeamento sistemático, pois, em alguns locais na área investigada, a escassez de afloramentos, aliada a uma espessa cobertura de manto regolítico, torna-se forte obstáculo na busca de informações. Esses solos, oriundos do intemperismo da rocha gabroica, apresentam cor avermelhada escura, característica, fornecendo indícios eficazes para distinguir



Fotografia 14 - Aspecto geral de um afloramento de blocos da rocha metagabroica, os quais ocorrem dispersos nas encostas dos morros de topografia aplainada da área estudada. Ponto MJ-07.



Fotografia 15 - Foto panorâmica do único afloramento onde a rocha metagabroica não ocorre na forma de blocos soltos. Corte da Ferrovia do Aço, localizado na parte NNE da área mapeada. Ponto MJ-01.

tais rochas, quando alteradas, de outras litologias. Além disso, nos campos de blocos destas rochas, estes podem ser, geralmente, observados, apresentando um manto (ou casca) intempérico (Foto 16), com uma "textura áspera" terrosa, quase nunca ultrapassando 2 a 3 cm de espessura.

Nas diversas exposições visitadas na área do corpo mapeado, predomina, megascopicamente, uma rocha de textura gabróica, de granulometria média, rica em plagioclásio e minerais máficos (pirobólitos), às vezes, com disseminações de sulfetos (pirita e/ou arsenopirita). Geralmente, ela é de coloração escura e mesocrática, o que dificulta muito a sua inspeção detalhada no campo. Comumente, apresenta-se com uma trama ígnea, primária, ainda bem preservada, ainda que tramas de alteração metamórfica e/ou deformação tectônica possam ser observadas, superpostas à mesma.

Texturas resultantes de deformação tectônica foram também identificadas, nas partes SE, SW e NW da área, nos pontos MJ-02, -05, -99, -102, -105, -106, -107 e MJ-108 (Anexo 1), em vários blocos de rocha gabróide, os quais aparecem soltos sobre um solo vermelho característico, sempre juntos às encostas dos morros. Estas texturas são, normalmente, observadas em rochas de granulação fina, composta por plagioclásio, pirobólitos e sulfetos, com tramas fortemente orientadas, por vezes, gnaíssica. Nestas, principalmente, os cristais de plagioclásio, têm suas feições originais (hábito tabular ripiforme e faces com contornos retos), modificadas por processos tectôno/deformacionais.

A despeito da dificuldade supracitada, uma característica textural/estrutural marcante é observada na maioria dos litotipos dessa rocha: cristais de plagioclásio euédricos a subédricos, de hábito tabular/ripiforme, e cristais de pirobólitos, subédricos, encontram-se orientados em uma trama essencialmente ígnea. Este arranjo dos grãos alinhados segundo uma direção preferencial (visto, também, microscopicamente), define uma estrutura ígnea planar, que pode ser caracterizada, de acordo com Wager e Brown (1968) e Irvine (1982 e 1987a), como uma laminação ígnea (*igneous lamination*), que, na área estudada, mostra-se bem desenvolvida e persistente, em todos os locais onde essas rochas foram encontradas. Esta feição pode ser observada, *in situ*, em vários locais do ponto MJ-01 (Anexo 1), onde exibe fortes valores de mergulho para NE, com atitude de 60°/65° (dip direction).

Neste mesmo ponto (MJ-01), além da laminação ígnea, foram ainda observadas variações de fácies de caráter granulométrico e modal, e pequenos bolsões de pegmatito. Este primeiro tipo de variação, caracterizado por uma mudança gradual do tamanho dos grãos



Fotografia 16 - Feição típica da alteração da rocha metagabroica, comumente observada nos blocos de seus litotipos, semelhante a uma esfoliação esferoidal, originando uma “casca” intempérica, áspera e rugosa, que nunca avança mais que 2 a 3 cm em direção ao interior dos mesmos. Ponto MJ-112.



Fotografia 17 - "Boulder" de rocha metagabroica, ocorrendo de modo disperso, na encosta, no qual foi observado uma efetiva variação no tamanho dos grãos dos minerais constituintes. Esta variação acha-se ressaltada devido ao intemperismo, que origina a formação de uma textura mais áspera e, relativamente, proeminente nos estratos de granulometria mais desenvolvida. Esta feição foi interpretada como representante de um acamamento gradacional no sentido de Irvine (1982). Ponto MJ-112.

Como no caso discutido de certo granulométrico, as variações, observadas no campo, in situ ou em blocos soltos, de modo dos minerais, compondo as rochas gabroicas estudadas, foram, posteriormente, corroboradas através do estudo de seções delgadas. Variações desta natureza foram interpretadas, por Irvine (1982 e 1987 e), como representando um acamamento modal, desenvolvido por processos de diferenciação por cristalização (*crystallization differentiation*), envolvendo fracionamento de cristal (*crystal fractionation*)

minerais, dos seus tipos litológicos gabróicos, pode caracterizar, o que Irvine (1982 e 1987a), denominou de um acamadamento ígneo do tipo gradacional (*graded-size layering*). Assim, num perfil examinado nessa única exposição *in situ* de rochas gabróicas do corpo estudado, foi possível reconhecer-se, grosseiramente, três grandes domínios de granulometria. Estes domínios, graduais entre si e sutis, são de uma extremidade (sul) para a outra (norte) do citado perfil, caracterizados por granulometrias, respectivamente, média, fina/média e fina (Figura 6). Todavia, a delimitação da variação destes intervalos granulométricos é de carácter relativo às faixas de granulação menor ou maior, não correspondendo estes intervalos, necessariamente, a aqueles, padrões, clássicos, ensejados na corrente literatura geológica, como encontrados em Thorpe & Brown (1985).

Evidências que denotam, direta ou indiretamente a presença de acamadamento gradacional nessas rochas gabróicas, de magnitudes diferentes, podem ser também observadas em inúmeros blocos soltos, ocorrentes na área mapeada. Evidências deste primeiro tipo são aquelas onde o acamadamento se acha ressaltado devido ao intemperismo diferencial, dando origem a capas de alteração mais ou menos rugosas ou ásperas ao tato (Foto 17), nas quais é, ainda, possível observar-se laminação ígnea e variação de tamanho dos cristais, principalmente, de pirobólios, que mais resistem ao intemperismo e à desagregação. Evidências do segundo tipo, se baseiam na existência, embora mais restritamente, de blocos individualmente representativos de facies de granulação grossa (pontos MJ-01, MJ-47, MJ-107 e MJ-122) e facies granulação fina (pontos MJ-86, MJ-87, MJ-88, MJ-93 e MJ-94), respectivamente.

A variação de carácter modal presente, também, na exposição do ponto MJ-01, supracitada, restringe-se ao domínio de granulometria fina/média observada na mesma, onde muito localizadamente, são encontradas, alternadamente ou não, escassas e tênues bandas mais claras e mais escuras (Fotos 18 e 19), respectivamente, mais ricas em plagioclásio e mais ricas em pirobólios. São bandas que não ultrapassam 4 cm de espessura, descontínuas ao longo da maior dimensão e paralelas à laminação ígnea. A estrutura, em questão, assemelha-se a um acamadamento do tipo modal (*modal layering*), como originalmente definido por Wager & Brown (1968), na intrusão de Skaergaard (ver Irvine, 1982 e 1987a, b).

Como no caso daquelas de cunho granulométrico, as variações, observadas no campo, *in situ* ou em blocos soltos, na moda dos minerais, compoendo as rochas gabróicas estudadas, foram, posteriormente, confirmadas através do estudo de seções delgadas. Variações desta natureza foram interpretadas, por Irvine (1982 e 1987 c), como representando um acamadamento modal, desenvolvido por processos de diferenciação por cristalização (*crystallization differentiation*), envolvendo fracionamento de cristal (*crystal fractionation*)

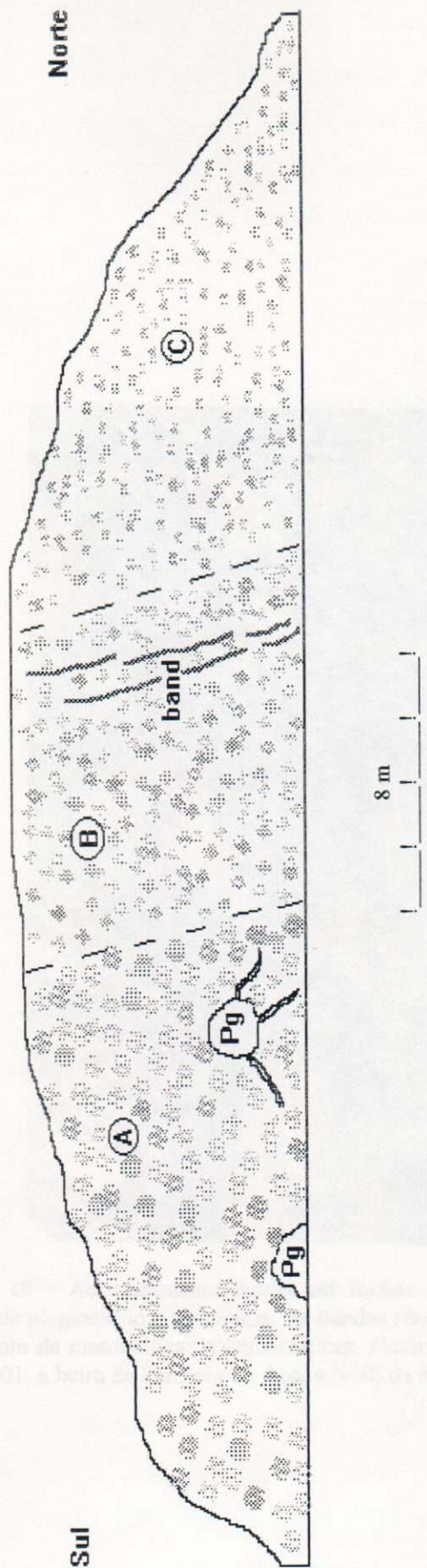


Figura 6 - Perfil esquemático de um corte da Ferrovia do Aço (ponto MJ-01), correspondendo à exposição na face oeste deste corte, onde afloram rochas gabróicas. Neste corte há uma variação de fácies granulométrico, com o de granulometria média (A), na parte sul, passando, gradualmente, através de um com granulometria fina/média, na parte intermediária (B), para um de granulometria fina, na parte norte (C). Simbologia: **Pg** - bolsões pegmatóides, discordantes, conectados a veios também pegmatóides, estreitos, os quais mostram contatos bruscos, discordantes com rochas gabróicas; **band** - bandamento de ocorrência localizada, caracterizado pela alternância de bandas tênues, escuras (mesocráticas), ricas em pirobólios, com bandas menos escuras (leucocráticas), também tênues, ricas em plagioclásio. Estas bandas são descontínuas, e caracterizadas por uma variação na proporção modal de plagioclásio e pirobólios. Apresentam uma espessura máxima de 3 a 4 cm, estando fortemente inclinadas sendo paralelas à laminação ígnea, a qual apresenta mergulho de 65° para NE, tendo sido observadas apenas no fácies de granulação fina/média, presentes neste ponto.

e/ou fracionamento de líquido (*liquid fractionation*). Este processo seria responsável pela formação de uma variedade de tipos de rochas, através da separação de cristais e líquido, durante o processo de solidificação do corpo de magma.

Uma feição singular, observada nas rochas gabróicas do ponto MJ-01, diz respeito à ocorrência de alguns "bolões pegmatóides", de tamanhos centimétricos a métricos, ricos em grandes cristais de pirobólitos e plagioclásio, com magnetita, ilmenita, pirita e arsenopirita subordinadas. Nestas rochas, grandes cristais, bem formados, de pirobólitos, com hábito tabular e contornos subdrusos, são encontrados.

Estes "bolões" são geralmente estreitos (com até 5,0 cm de largura), e ocorrem, geralmente, próximos uns dos outros, exibindo contatos bem definidos com a rocha hospedeira de onde se alimentam para crescer.

Cameron & Johnson (1972) interpretando a ocorrência de pegmatóides em rochas gabróicas, como produtos da migração de fluidos através da pila cumulativa.

Segundo Wager (1974), a intrusão de Skaergaard apresenta planos de acamamento transgressivos, com



Fotografia 18 - Acamadamento modal em rochas gabróicas, resultante de variações nas proporções modais de plagioclásio e pirobólitos. As bandas são tênues (realçadas por giz), de espessura centimétrica, e variam de mesocráticas a leucocráticas. Notar o mergulho em alto ângulo imposto às mesmas. Ponto MJ-01, à beira da Ferrovia do Aço, a NNE da área.

de pegmatito foram, evidentemente, formados pela substituição volume-por-volume do acamadamento primário. Similarmente, no Complexo Ultramáfico de Duke Island, rochas pegmatíticas foram interpretadas, por Irvine (1974), como produtos da recristalização e substituição de cumulos acamadados.

e/ou fracionamento de líquido (*liquid fractionation*). Este processo seria responsável pela formação de uma variedade de tipos de rochas, através da separação de cristais e líquido, durante o processo de solidificação do corpo de magma.

Uma feição singular, observada nas rochas gabróicas do ponto MJ-01, diz respeito à ocorrência de alguns "bolsões pegmatóides", de tamanhos centimétricos a métricos, ricos em grandes cristais de pirobólios e plagioclásio, com magnetita, ilmenita, pirita e arsenopirita subordinadas. Nestas rochas, grandes cristais, bem formados, de pirobólios, com hábito tabular e contornos subédricos a anédricos, poiquilíticos (englobando grãos grossos, centimétricos, euédricos a subédricos, de plagioclásio), com até 7,0 cm de comprimento são encontrados, conferindo à rocha metagabroica uma textura pegmatítica (Foto 19). Estes "bolsões" são disformes, e conectados aos mesmos, existem veios pegmatóides difusos, estreitos (com até 5,0 cm de largura), que se ramificam e irradiam através da rocha hospedeira. Os estreitos veios pegmatóides difusos, possuem composição semelhante à dos "bolsões", todavia, não desenvolvendo grandes cristais de pirobólios. Vários destes "bolsões", ocorrem, geralmente, próximos uns dos outros no afloramento supramencionado, sendo os seus contatos com a rocha hospedeira de caráter sinuoso, reentrante e brusco. Já os "veios pegmatóides", difusos, exibem contatos bruscos e retilíneos, e parecem ter atuado, alguns deles, como condutos alimentadores para os primeiros.

Cameron & Desborough (1964) descrevem, na parte E do complexo de Bushveld, a ocorrência de pegmatitos ultramáficos, contendo magnetita, em piroxenitos, interpretando-os como produtos da substituição metassomática de cumulos primários, por fluidos migrantes através da pilha cumulus.

Segundo Wager & Brown (1968), em algumas partes das Séries Acamadadas da intrusão de Skaergaard, corpos métricos e bem definidos de pegmatitos gabroicos, seguindo planos de acamadamento, assemelham-se a camadas, porém, localmente, eles são transgressivos, com afinidade dilatacional, o que não deixa dúvidas de serem, de fato, corpos intrusivos, distintamente mais jovens do que o acamadamento cumulático (McBirney & Noyes, 1979). Todavia, segundo Irvine (1982), em outros locais desta mesma intrusão, particularmente nas partes marginais da mesma, lentes semi-concordantes e corpos tabulares de pegmatito foram, evidentemente, formados pela substituição volume-por-volume do acamadamento primário. Similarmente, no Complexo Ultramáfico de Duke Island, rochas pegmatíticas foram interpretadas, por Irvine (1974), como produtos da recristalização e substituição de cumulos acamadados.



Fotografia 19 - Textura de uma amostra de pegmatito gabróico, formado por grandes cristais de pirobólios com formas sub-édricas e tamanhos centimétricos, os quais são, comumente, poiquilíticos e englobam cristais de plagioclásio (de cor branca), com formas variando de euédrica a subédrica, hábito tabular e tamanho centimétrico. Os pirobólios constituem a matriz da rocha, onde o plagioclásio ocorre subordinadamente. Notar a forte alteração intempérica impressa na rocha. Ponto MJ-01.

Diques de rocha máfica, com textura fina, ocorrem cortando as rochas gabróicas estudadas, de granulometria fina/média, sendo, estes, melhor observados em alguns grandes blocos que ocorrem mais para o topo do afloramento do ponto MJ-01 (Foto 20). Num dos bolsões pegmatíticos do referido afloramento, partes preservadas destes diques máficos, de granulometria fina e com textura maciça, aparecem isoladas. Junto aos pontos MJ-07, MJ-26 e

Barnes & Hoatson (1994) descrevem a presença de corpos discordantes de rochas pegmatoidais (magnetita gabros) no Complexo de Munni Munni (Austrália), sob a forma de "pods" de 1 a 3 m de diâmetro, constituídos de uma rocha de grã grossa, com mineralogia idêntica àquela de suas rochas hospedeiras, sendo interpretadas, por esses autores, como produtos da recristalização *in situ* dessas últimas. Esses autores descrevem, também, um outro tipo de rocha pegmatoidal existente no centro desta intrusão, ocorrendo sob a forma de veios intrusivos ou pequenos diques de pegmatito gabróico, rico em Fe e Ti, de 1 ou 2 m de seção transversal. Estes pegmatitos constituem-se de plagioclásio, pigeonita, augita, magnetita titanífera, e quantidade menores de flogopita e hornblenda, e manchas de quartzo granofirico e K-feldspato, com apatita e zircão, acessoriamente.

Outra característica de campo, comum e marcante nestas rochas metagabróicas, quando parcialmente alteradas, é a ocorrência de uma coloração esverdeada intensa. Esta coloração é devido ao fenômeno de transformação metamórfica dos constituintes máficos (pirobólitos) primários, facilmente observável, quando estas rochas são encontradas razoavelmente frescas. Assim, uma "textura mosqueada" resultante pode ser observada nos litotipos encontrados no ponto MJ-01, estando, aí, mais restrita à fácies de granulometrias fina/média e fina dos mesmos.

Essa textura, informalmente descrita como mosqueada, é composta por pequenas "moscas" (aglomerados de anfibólitos de cor verde escura), as quais desenvolvem-se, preferencialmente, ao longo de planos de microfraturas, de espessura milimétrica a submilimétrica, que atravessam vigorosamente as rochas metagabróicas em diversos locais. Estas microfraturas, aparentemente, funcionaram como os canais condutores dos fluidos, que assistiram e participaram do processo de transformação e substituição das fases ígneas, primárias, por fases secundárias, metamórficas, de baixo grau (tremolitas-actinolitas, epidoto, cloritas e carbonato). Por vezes, estas microfraturas são tão frequentes nestas litologias, a ponto de desenvolverem um padrão reticulado intrínseco e característico, tornando-se uma feição de campo marcante nas mesmas. Na grande maioria dos blocos de seus litotipos encontrados, esta feição foi observada.

Diques de rocha máfica, com textura fina, ocorrem cortando as rochas gabróicas estudadas, de granulometria fina/média, sendo, estes, melhor observados em alguns grandes blocos que ocorrem mais para o topo do afloramento do ponto MJ-01 (Foto 20). Num dos bolsões pegmatóides do referido afloramento, partes preservadas destes diques máficos, de granulometria fina e com textura maciça, aparecem isoladas. Junto aos pontos MJ-07, MJ-26 e

MJ-58 foram, também, encontrados blocos de uma rocha máfica muito fina a afânica, com microfenocristais de plagioclásio, ocorrendo sempre junto dos blocos de rocha gabróica. Não foi possível, contudo, nessas ocorrências, estabelecer a relação temporal entre esses litotipos.

Veios de quartzo, de direção NW-SE, com até 30 cm de espessura, também aparecem no topo deste afloramento, encaixados na rocha gabróica extremamente alterada (Foto 21). Nestes veios, foram encontrados cristais de quartzo, bem cristalizados e, também, pirita limonitizada, com hábito e forma cúbica preservadas. Venulações e microvenutações preenchidas por carbonato e/ou epidoto, e por vezes sulfetos (pirita e/ou calcopirita), são outras feições não incomuns, atravessando as rochas gabróicas neste mesmo ponto (Foto 22).

Nenhuma outra relação de contato, outros tipos de intrusão e ocorrência de xenólitos, dentro da área mapeada do corpo estudado, foram observados.



Fotografia 20 - Dique (Dq) de rocha máfica, de espessura centimétrica, geometria irregular, porém, de contatos bruscos, cortando a rocha metagabroica, observado num grande bloco, resultante do desmonte de um afloramento de rocha metagabroica, junto a um corte da Ferrovia do Aço. Ponto MJ-01.

... e ilmenita, em proporções variáveis (Tabela 2). Como minerais acessórios aparecem apatita, pirita, pirrotita, calcopirita e arsenopirita.

O plagioclásio caracteriza-se por estar sempre geminado pela lei da albita e/ou Carlsbad e bem formado. Seus grãos, em geral, variam de eudríicos a subédricos, com contornos normalmente retos, embora grãos com formas anédricas, por vezes, podem também ocorrer. Sua composição, determinada em várias amostras através de métodos óticos (método de

MJ-58 foram, também, encontrados blocos de uma rocha máfica muito fina a afanítica, com microfenocristais de plagioclásio, ocorrendo sempre junto dos blocos de rocha gabróica. Não foi possível, contudo, nessas ocorrências, estabelecer a relação temporal entre esses litotipos.

Veios de quartzo, de direção NW-SE, com até 30 cm de espessura, também aparecem no topo deste afloramento, encaixados na rocha gabróica extremamente alterada (Foto 21). Nestes veios, foram encontrados cristais de quartzo, bem cristalizados e, também, pirita limonitizada, com hábito e forma cúbica preservadas. Venulações e microvenulações preenchidas por carbonato e/ou epidoto, e por vezes sulfetos (pirita e/ou calcopirita), são outras feições não incomuns, atravessando as rochas gabróicas neste mesmo ponto (Foto 22).

Nenhuma outra relação de contato, outros tipos de intrusão e ocorrência de xenólitos, dentro da área mapeada do corpo estudado, foram observados.

** Aspectos Microscópicos*

Das rochas gabróicas coletadas junto aos afloramentos visitados na área, 45 amostras tiveram seus caracteres mineralógicos e petrográficos (textura e/ou trama) estudados, de uma forma mais aprofundada, quando do seu exame microscópico em seções delgadas.

Rochas Gabróicas Não Metamorfizadas

Os dados coligidos através desse estudo mostram que os diversos litótipos, não metamorfizados, caracterizam-se como rochas holocristalinas, de textura equigranular, fanerítica, gabróica, com granulometria média, predominantemente, onde os tamanhos dos grãos, geralmente, oscilam em torno de 1,0 mm a 5,0 mm. No entanto, em alguns poucos pontos, tipos apresentando uma textura fanerítica grossa, com tamanhos de grãos variando entre 5,0 mm e 8,0 mm, e outros com granulometria fina ($< 1,0$ mm), foram também encontrados.

Mineralogicamente, essas rochas gabróicas são compostas, essencialmente, de plagioclásio, clinopiroxênio (Cpx), ortopiroxênio (Opx) e, por vezes, hornblenda marron, e magnetita e ilmenita, em proporções variáveis (Tabela 8). Como minerais acessórios aparecem apatita, pirita, pirrotita, calcopirita e arsenopirita.

O plagioclásio caracteriza-se por estar sempre geminado pela lei da albita e/ou Carlsbad e bem formado. Seus grãos, em geral, variam de euédricos a subédricos, com contornos normalmente retos, embora grãos com formas anédricas, por vezes, podem também ocorrer. Sua composição, determinada em várias amostras através de métodos óticos (método de



Fotografia 21
algumamente oxidada
sendo resultantes do p
epidoto e carbonato P

de a centimétricas,
estas estas rochas
dimensional métil, por

Fotografia 21 - Potente veio de quartzo com orientação NW-SE, de largura variável (métrica), atravessando as rochas metagabroicas fortemente intemperizadas, as quais geram um solo de coloração vermelho-amarelada característico. Cobertura regolítica de um corte da Ferrovia do Aço, localizado no ponto MJ-01.

Tabela 8 - Análises modais (em % de volume) de rochas gabroicas não metamorizadas, estudadas*.

	Plg	Opx	Ann	Hbl	Sp	Qtz
MJ-17 a	49,80	32,70	4,60	4,20	8,50	—
MJ-17 b	49,80	26,90	9,10	4,30	10,80	—



Fotografia 22 - Venulações estreitas, de espessuras milimétricas a centimétricas, aleatoriamente orientadas, cortando rochas metagabroicas. São feições bastante comuns nestas rochas, sendo resultantes do preenchimento de microfraturas, associadas a um evento deformacional rúptil, por epidoto e carbonato. Ponto MJ-01.

Tabela 8 - Análises modais (em % de volume) de rochas gabróicas não metamorfizadas, estudadas*.

	Plg	Cpx	Opx	Hb	Op	Ap
MJ - 17 a	49,80	32,70	4,80	4,20	8,50	----
MJ - 17 b	49,80	26,00	9,10	4,30	10,80	----
MJ - 20	50,20	31,20	4,90	2,70	11,00	----
MJ - 21 c	52,90	26,30	5,60	6,30	8,80	0,10
MJ - 27	56,60	27,20	12,50	0,40	3,30	----
MJ - 28 b	51,90	34,50	10,90	0,20	2,50	----
MJ - 84	61,80	22,20	6,20	2,70	7,10	----
MJ - 85 d	51,80	27,00	11,60	2,80	6,50	0,30
MJ - 85 e	48,40	16,40	12,80	21,60	0,80	----
MJ - 85 f	54,20	23,80	13,60	6,60	1,80	----
MJ - 86	54,00	26,80	13,00	2,40	2,40	1,40
MJ - 87 d	51,60	28,80	7,00	7,20	5,20	0,20
MJ - 88	56,30	26,40	11,30	2,00	4,00	----
MJ - 94	51,60	29,80	6,10	5,80	6,70	----
MJ - 101 a	49,90	28,40	0,40	17,20	3,80	0,30

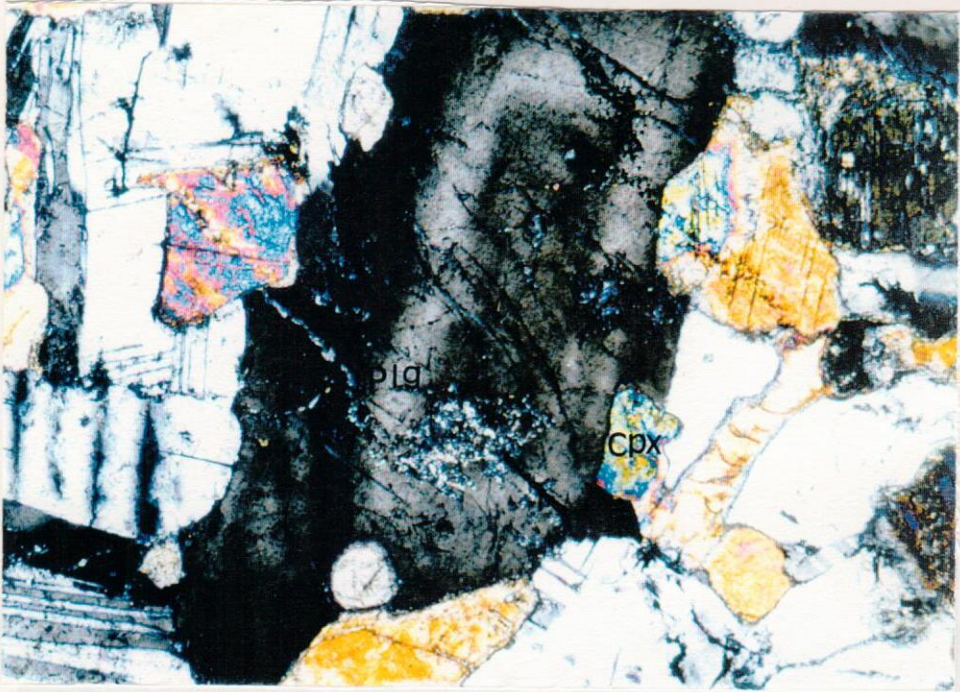
* As abreviações Plg, Cpx, Opx, Hb, Op e Ap, correspondem, respectivamente, a plagioclásio, clinopiroxênio, ortopiroxênio, hornblenda castanho-avermelhada, minerais opacos (magnetita + ilmenita ± sulfetos) e apatita. Letras MJ, seguidas de números, representam os códigos de campo utilizados para localizar no mapa geológico (Anexo 1), respectivamente, pontos e amostras coletadas nos mesmos, sendo que as letras finais minúsculas, acompanhando-os, servem para distinguir entre as diversas amostras coletadas num mesmo ponto.

Michél Levy), indica um plagioclásio labradorítico, com conteúdos de An variando entre 54 e 60 % (mol.). Muitos desses grãos subédricos a anédricos encontram-se zonados, caracterizando muito bem fenômenos de sobrecrecimento associados a processos pós-cumuláticos, de caráter magmático (Foto 23).

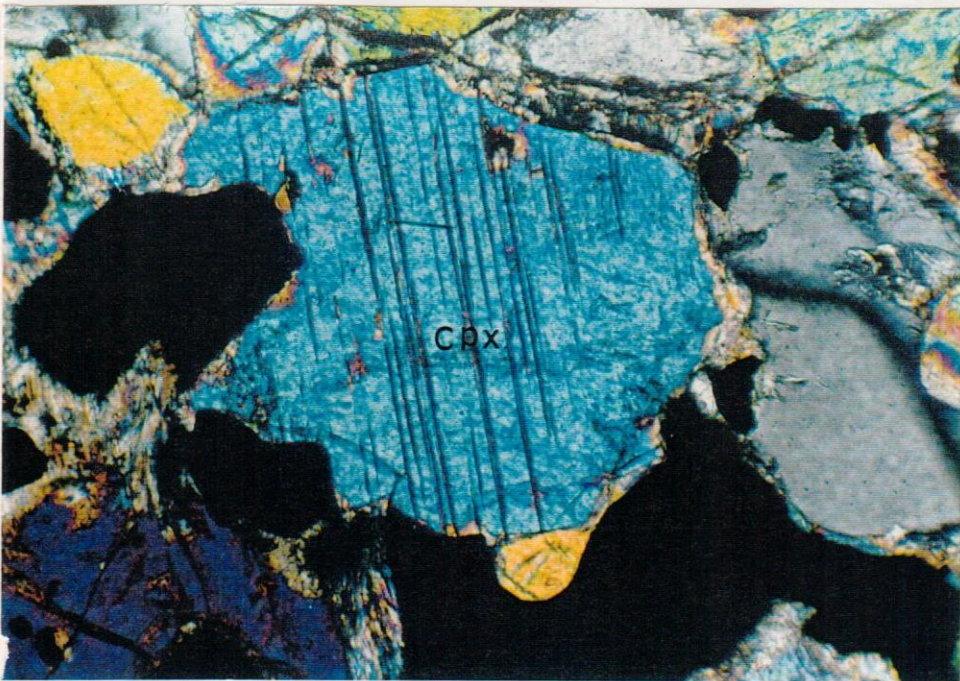
O clinopiroxênio, fracamente pleocróico, em tons de marron muito claro, com caráter biaxial positivo, extinção oblíqua, traços de clivagem bem definidos e elevada birrefringência, é uma augita. O ortopiroxênio, presente em proporções bem menores em relação ao clinopiroxênio (Tabela 8), possui pleocroísmo rosa-esverdeado, baixa birrefringência, extinção reta e sinal ótico negativo, caracterizando-se como um hiperstênio. Alguns cristais de clinopiroxênio exibem feições semelhantes a lamelas de ex-solução de ortopiroxênio, e vice-versa. Todavia, a composição destas lamelas não puderam ser determinadas, devido ao fato de serem extremamente finas (Foto 24).

O arranjo desses minerais primários na rocha, define uma estrutura do tipo cumulato (*cumulate*), como definido por Wager et al. (1960) e redefinido por Irvine (1982), a qual se caracteriza pelo fato dos grãos de minerais essenciais, constituindo a rocha, encontrarem-se delimitados por faces cristalinas onde os limites de interferência são mútuos entre si. A trama cumulática encontrada, exhibe, normalmente, uma persistente orientação, definida pelo alinhamento de cristais primários de plagioclásio euédricos a subédricos, de hábito tabular/prismático, e piroxênios, subédricos, de formas arredondadas, segundo uma direção preferencial, definindo uma laminação ígnea bastante característica (Foto 25).

Segundo Irvine (op. cit.), um cumulato pode ser definido como uma rocha ígnea caracterizada por uma estrutura cumulática de grãos ou cristais minerais tocando-se, os quais foram evidentemente formados e concentrados, primariamente, através de processos de diferenciação por cristalização. Assim, os cristais fracionados são chamados cristais cumuláticos, sendo, tipicamente, subédricos a euédricos e, geralmente, cimentados juntos por uma geração texturalmente tardia de material pós-cumulático, que parece ter-se cristalizado do líquido intercumulático, nos interstícios ou poros da estrutura cumulática. Ainda, segundo esse autor, cumulos podem ser classificados, de acordo com o seu conteúdo de materiais pós-cumulático, identificável, em ortocumulos, mesocumulos e adcumulos. Assim, num ortocumulato, material pós-cumulático (incluindo sobrecrecimentos nos grãos cumuláticos, reconhecido através de zonamento, distribuição de inclusões e outros critérios similares) é abundante (25-50%), e os grãos cumuláticos podem exhibir muito de suas formas de cristalização original euédrica a sub-édrica. Os mesocumulos, por sua vez, possuem menor quantidade de material pós-cumulático (7-25%), e seus grãos unem-se, em parte, ao longo de



Fotomicrografia 23 - Cristal de plagioclásio (Plg) zonado, euédrico, com núcleo cumulático, de contornos retos, euédrico a sub-édrico, exibindo típico fenômeno de sobre crescimento pós-cumulático, caracterizado pela ocorrência de uma borda larga (em extinção), de contornos irregulares, a qual tende a incluir grãos finos de clinopiroxênio (Cpx). Ponto MJ-27. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.



Fotomicrografia 24 - Cristal de clinopiroxênio (Cpx) intercumulático, de hábito anédrico, exibindo conjunto de lamelas de exsolução, de espessuras submilimétricas, paralelas. Encontra-se bordejado por minerais opacos (óxidos de Fe-Ti) e hornblenda marrom-acastanhada, intercumuláticos, os quais possuem formas também anédricas. Ponto MJ-17. Aumento de 100 X. Nicóis cruzados.

limites de interferência mútuos. Já os acumulatos têm um conteúdo de material pós-cumulático apenas secundário (0-7%), incluindo sobrecrecimento zonado nos grãos cumaláticos, sendo que limites de interferência mútuos entre seus grãos são uma norma para os mesmos.

Plagioclásio é, perastentemente, o constituinte mineralógico primário mais abundante, nas litologias do corpo metagabroico estudado (Tabela 8), ocorrendo, sempre, como uma fase cumalática, seguido de clinopiroxênio e ortopiroxênio, respectivamente, os quais representam tanto fases cumaláticas como fase intercumaláticas, principalmente este último. Hornblenda marron-acastanhada aparece, geralmente, como um constituinte mais subordinado, caracteristicamente intercumalático, obedecendo em alguns pontos a ocorrer em proporções mais elevadas.



Fotomicrografia 25 - Laminação ígnea bastante pronunciada, definida pela orientação preferencial de grãos cumaláticos de plagioclásio (Plg), subédricos com hábitos tabulares/ prismáticos. Próximo à borda esquerda da foto, pode ser observada uma microfratura, de espessura submilimétrica, atravessando, quase perpendicularmente o traço do plano da laminação ígnea, causando, em alguns trechos, uma substancial alteração do plagioclásio. Também, no centro da foto, um cristal cumalático de ortopiroxênio (Opx), com baixa birrefringência, e no alto da foto clinopiroxênio (Cpx), com forte birrefringência, sendo uralitizados. Ponto MJ-01. Aumento de 25 X. Nicóis cruzados.

Os grãos de plagioclásio e piroxênios, definem, frequentemente, nestas tramas, contatos em forma de junções triplas entre seus próprios grãos, denotando os processos cumaláticos de diferenciação por cristalização, a que estiveram submetidos durante sua formação (Foto 26).

Nessa trama, plagioclásio é sempre uma fase cumalática junto com Cpx e/ou Opx.

limites de interferência mútuos. Já os adcumulatos têm um conteúdo de material pós-cumulático apenas secundário (0-7%), incluindo sobrecrescimento zonado nos grãos cumuláticos, sendo que limites de interferência mútuos entre seus grãos são uma norma para os mesmos.

Plagioclásio é, persistentemente, o constituinte mineralógico primário mais abundante, nas litologias do corpo metagabroico estudado (Tabela 8), ocorrendo, sempre, como uma fase cumulática, seguido de clinopiroxênio e ortopiroxênio, respectivamente, os quais representam tanto fases cumuláticas como fase intercumuláticas, principalmente este último. Hornblenda marrom-acastanhada aparece, geralmente, como um constituinte mais subordinado, caracteristicamente intercumulático, chegando em alguns pontos a ocorrer em proporções mais elevadas (Tabela 8 - MJ-85e, MJ-101a, MJ-87d e MJ-85f), porém, geralmente nunca atingindo mais que 20% em volume. Minerais opacos (magnetita, ilmenita, pirita, pirrotita, calcopirita e arsenopirita), geralmente estão, via de regra, presentes como constituintes subordinados, onde as fases óxidos são, geralmente, intercumuláticas, e os sulfetos cumuláticos (ocorrem, normalmente, como inclusões muito pequenas nos cristais de piroxênio), sendo que estes componentes ocorrem em proporções bastante variáveis, junto com apatita, que, embora raramente, atinja proporções significativas em alguns pontos, pode encontrar-se ausente em muitos outros (Tabela 8).

Desta forma, as rochas gabroicas não metamorfozadas puderam ser classificadas tanto de acordo com a classificação modal de Streckeisen (1976) (Figuras 7 e 8), quanto a classificação de tipos de cumalatos, de Irvine (1982). A Tabela 9 sumariza os resultados destas duas classificações, bem como ressalta algumas feições petrográficas características das litologias estudadas. Em termos da mineralogia principal, observa-se que, com exceção de duas amostras, que se classificam como gabro e leucogabronorito, respectivamente, as demais litologias são gabronoritos.

A trama cumulática mais comumente encontrada é do tipo mesocumulática, onde o material pós-cumulático ocorre em proporções variáveis (entre 10 e 20 %), nas diversas amostras analisadas, com os cristais cumuláticos de plagioclásio e/ou piroxênios (Cpx e Opx) exibindo, por vezes, zonamento e/ou fenômenos de sobrecrescimento pós-cumuláticos de forma acentuada, e também, em alguns casos, inclusões de minerais (apatita e/ou sulfetos). Os grãos de plagioclásio e piroxênios, delineam, frequentemente, nestas tramas, contatos em forma de junções triplas entre seus próprios grãos, denotando os processos cumuláticos de diferenciação por cristalização, a que estiveram submetidos durante sua formação (Foto 26).

Nessa trama, plagioclásio é sempre uma fase cumulática junto com Cpx e/ou Opx.

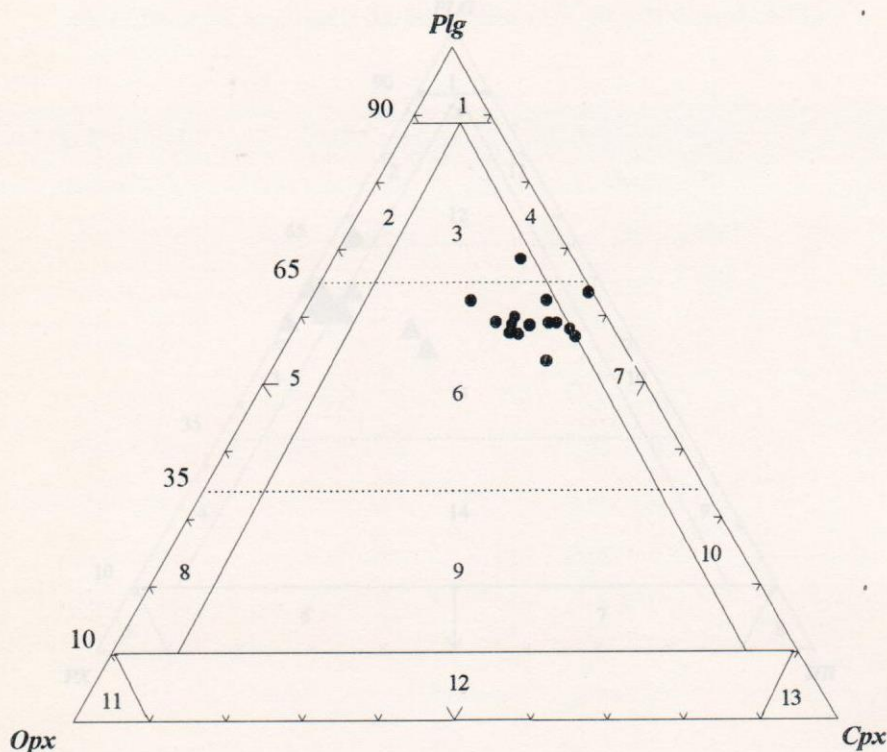


Figura 7 - Classificação das rochas gabróicas não metamorfizadas, estudadas (vide Tabela 8), diagrama de Streckeisen (1976).

Abreviações: (Plg), (Cpx), (Opx), correspondem, respectivamente, a plagioclásio, clinopiroxênio e ortopiroxênio. Campos 1, anortosito; 2, leuco-norito; 3, leuco-gabronorito; 4, leuco-gabro; 5, norito; 6, gabronorito; 7, gabro; 8, mela-norito; 9, mela-gabronorito; 10, mela-gabro; 11, ortopiroxenito contendo plagioclásio; 12, websterito contendo plagioclásio; e 13, clinopiroxenito contendo plagioclásio. Círculos cheios, representam rochas gabróicas estudadas.

No presente trabalho, optou-se pelo diagrama de Streckeisen (1976), utilizando Plg, Cpx e Opx, como parâmetros mineralógicos modalmente classificatórios, em detrimento ao diagrama, também de Streckeisen (op. cit.), que utiliza Plg, Px (piroxênios = Cpx + Opx) e Hbl (hornblenda), pelo fato de hornblenda ocorrer, nestas mesmas litologias, em proporções (% de volume), normalmente, bem inferiores às de Cpx e Opx (< 5 %) (Tabela 3), e, também, pela sua forma de ocorrência, sempre como uma fase intercrystalina após de cristalização, por uma fase magmática hidratada resida, e partir do Cpx, preferencialmente. Todavia, é importante notar que, em algumas dessas mesmas amostras analisadas, seu percentual modal sempre proporções bastante significativas, constituindo-se assim, numa fase importante; nestas litologias, razão pela qual é aqui apresentada uma classificação adicional, para fins comparativos, a qual emprega hornblenda como um parâmetro modal classificatório.

Tabela 9 - Sumário das principais feições petrográficas das rochas gabróicas estudadas e classificação segundo Streckeisen (1976) e Irvine (1982).^a

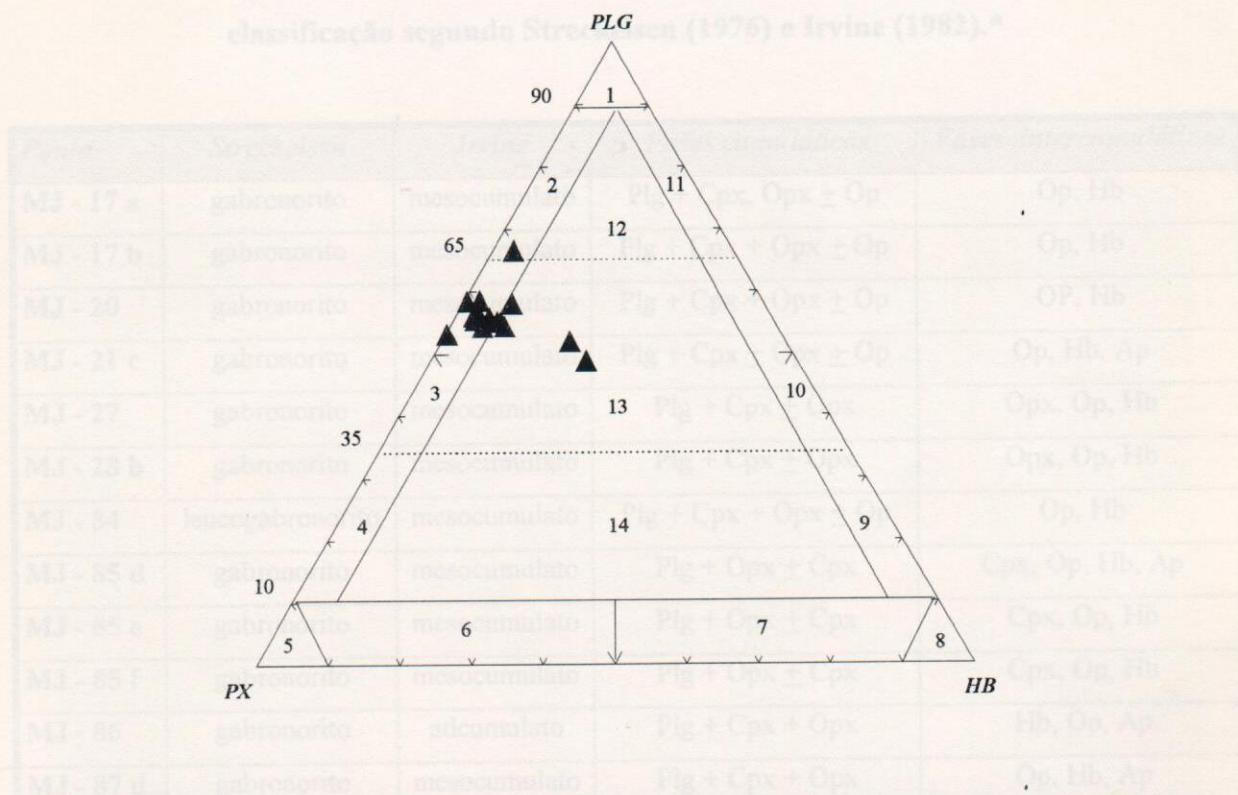


Figura 8 - Classificação das rochas gabróicas não metamorizadas, estudadas (vide Tabela 8), conforme diagrama de Streckeisen (1976), utilizando Plg, Px (piroxênios = Cpx + Opx) e Hb (hornblenda). Abreviações: (Plg), (Px), (Hb), correspondem, respectivamente, a plagioclásio, piroxênios e hornblenda. Campos 1, anortosito; 2, leuco-gabronorito; 3, gabronorito; 4, mela-gabronorito; 5, piroxenito contendo plagioclásio; 6, hornblenda piroxenitos contendo plagioclásio; 7, piroxênio hornblenditos contendo plagioclásio; 8, hornblendito contendo plagioclásio; 9, melagabro; 10, gabro; 11, leucogabro; 12, leuco/piroxênio-hornblenda gabronorito; 13, piroxênio-hornblenda gabronorito; e 14, mela/piroxênio-hornblenda gabronorito. Triângulos cheios representam rochas gabróicas estudadas. No presente trabalho, optou-se pelo diagrama de Streckeisen (1976), utilizando Plg, Cpx e Opx, como parâmetros mineralógicos modalmente classificatórios, em detrimento ao diagrama, também de Streckeisen (op. cit.), que utiliza Plg, Px (piroxênios = Cpx + Opx) e Hb (hornblenda), pelo fato de hornblenda ocorrer, nestas mesmas litologias, em proporções (% de volume), normalmente, bem inferiores às de Cpx e Opx (< 5 %) (Tabela 8), e, também, pela sua forma de ocorrência, sempre como uma fase intercumulática e/ou de substituição, por uma fase magmática hidratada tardia, a partir do Cpx, preferencialmente. Todavia, é importante notar que, em algumas dessas mesmas amostras analisadas, seu percentual modal atinge proporções bastante significativas, constituindo-se assim, numa fase importante nestas litologias, razão pela qual é aqui apresentada uma classificação adicional, para fins comparativos, a qual emprega hornblenda como um parâmetro modal classificatório.

Tabela 9 - Sumário das principais feições petrográficas das rochas gabróicas estudadas e classificação segundo Streckeisen (1976) e Irvine (1982).*

<i>Ponto</i>	<i>Streckeisen</i>	<i>Irvine</i>	<i>Fases cumuláticas</i>	<i>Fases intercumuláticas</i>
MJ - 17 a	gabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx, Opx ± Op	Op, Hb
MJ - 17 b	gabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx + Opx ± Op	Op, Hb
MJ - 20	gabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx + Opx ± Op	Op, Hb
MJ - 21 c	gabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx ± Opx ± Op	Op, Hb, Ap
MJ - 27	gabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx ± Opx	Opx, Op, Hb
MJ - 28 b	gabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx ± Opx	Opx, Op, Hb
MJ - 84	leucogabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx + Opx ± Op	Op, Hb
MJ - 85 d	gabronorito	mesocumulato	Plg + Opx ± Cpx	Cpx, Op, Hb, Ap
MJ - 85 e	gabronorito	mesocumulato	Plg + Opx ± Cpx	Cpx, Op, Hb
MJ - 85 f	gabronorito	mesocumulato	Plg + Opx ± Cpx	Cpx, Op, Hb
MJ - 86	gabronorito	adcumulato	Plg + Cpx + Opx	Hb, Op, Ap
MJ - 87 d	gabronorito	mesocumulato	Plg + Cpx + Opx	Op, Hb, Ap
MJ - 88	gabronorito	adcumulato	Plg + Cpx + Opx	Op, Hb
MJ - 94	gabronorito	adcumulato	Plg + Cpx + Opx	Op, Hb
MJ - 101 a	gabro	mesocumulato	Plg + Cpx	Op, Hb, Ap

* As abreviações, dos respectivos minerais da tabela acima, são como seguem-se: Plg (plagioclásio), Cpx (clinopiroxênio), Opx (ortopiroxênio), Hb (hornblenda), Op (opacos - magnetita + ilmenita), Ap (apatita). As letras MJ, seguidas de números, representam os códigos de campo utilizados para localizar no mapa geológico, respectivamente, pontos e amostras coletadas nos mesmos, sendo que as letras finais, em minúsculo, acompanhando-os, servem para distinguir entre as diversas amostras coletadas num mesmo ponto.

Em alguns casos, ele mostra fenômenos de crescimento pós-cumulático, desenvolvendo cristais, às vezes, zonados em forma de placas poiquilíticas, englobando cristais de piroxênios, dando à rocha uma textura do tipo mesocumulato. Cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio exibem, também, este fenômeno de crescimento pós-cumulático, embora mais raramente aos cristais de plagioclásio. Neste sentido, em algumas seções examinadas, foram também observados diminutos grãos de plagioclásio (de até 0,3 mm de diâmetro), alguns dos quais, exibindo formas arredondadas e corroídas, inclusos em cristais poiquilíticos de Opx e Cpx (Foto 27). Eales et al. (1994) relatam feições semelhantes em alguns piroxênios e neritos associados, da Zona Inferior e Zona Crítica, da parte oeste do Complexo de Bushveld, onde,



Fotomicrografia 26 - Textura de mesocumulato, marcada pelo sobrecrescimento pós-cumulático em grãos, inicialmente, cumulus, de plagioclásio, dando origem a grãos zonados do mesmo, com bordas, por vezes, poiquilíticas, incluindo piroxênios (Cpx e/ou Opx). Contatos triplos entre os próprios grãos de plagioclásio podem ser observados. Ponto MJ-27. Aumento de 25. Nicóis cruzados.

plagioclásio e piroxênios (Cpx e Opx), onde estratos de espessuras milimétricas, leucocráticos, podem ser facilmente delimitados e distinguidos de estratos de espessuras, também milimétricas, mesocráticos, caracteristicamente mais ricos em piroxênios (Foto 28).

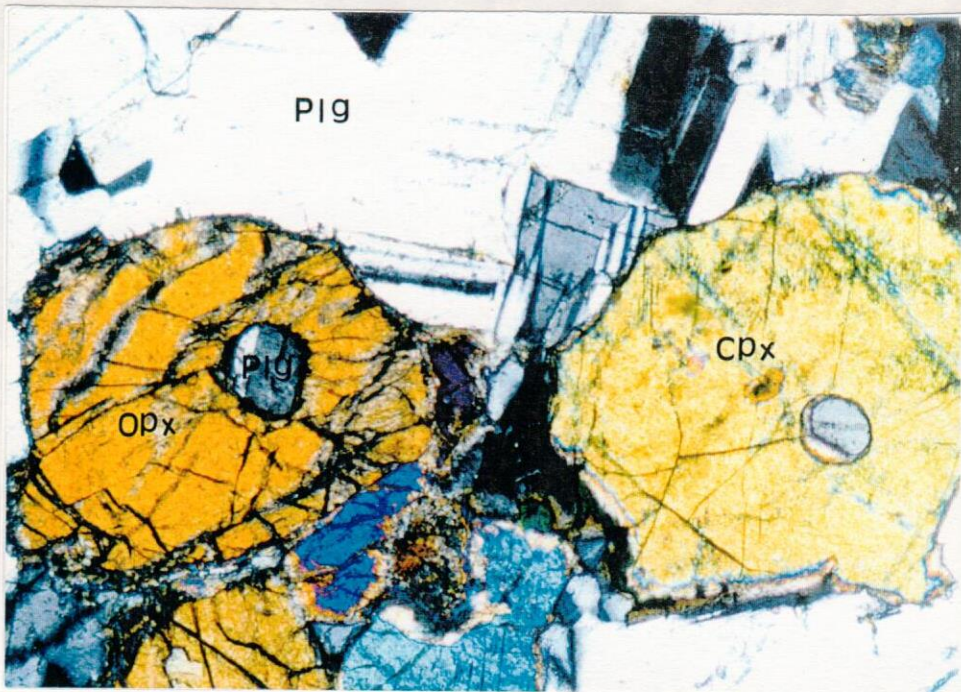
Outro tipo de feição, que pôde ser inferida através do estudo de seções delgadas, é a provável ocorrência de um acamamento de fase (*phase layering*), ou acamamento por cristalização (*crystallization layering*), no sentido por Irvine (1982). Esta feição, é marcada nas rochas gabróicas estudadas, pela não cristalização cotética de Cpx e Opx, em

Em alguns casos, ele mostra fenômenos de crescimento pós-cumulático, desenvolvendo cristais, às vezes, zonados em forma de placas poiquilíticas, englobando cristais de piroxênios, dando à rocha uma textura do tipo mesocumulato. Cristais de clinopiroxênio e ortopiroxênio exibem, também, este fenômeno de crescimento pós-cumulático, embora mais raramente aos cristais de plagioclásio. Neste sentido, em algumas seções examinadas, foram também observados diminutos grãos de plagioclásio (de até 0,3 mm de diâmetro), alguns dos quais, exibindo formas arredondadas e corroídas, inclusos em cristais poiquilíticos de Opx e Cpx (Foto 27). Eales et al. (1994) relatam feições semelhantes em alguns piroxenitos e noritos associados, da Zona Inferior e Zona Crítica, da parte oeste do Complexo de Bushveld, onde, segundo eles, uma feição distintiva destas rochas é a ocorrência dentro dos grãos de ortopiroxênio (e olivina, quando presente) de grãos de plagioclásio relictos, esféricos, embainhados ou com formas irregulares, normalmente $< 0,1 \text{ mm}^2$ em área, em seções delgadas.

Maier et al. (1994) também descrevem, dentro da Zona Crítica Superior na parte oeste do Complexo de Bushveld, no intervalo entre o cromitito UG2 e o Merensky Reef, inclusões de plagioclásio, na forma de pequenos relictos embainhados ou esféricos, engolfados pelos primocristais de ortopiroxênio e olivina de piroxenitos, olivina noritos, noritos e troctolitos. Segundo estes autores, o paradoxo implícito nestas texturas é que estes primocristais de plagioclásio estavam presentes nas fusões, que subsequentemente depositaram piroxenitos com plagioclásio intercumulático. Para os autores acima citados, esta feição e a associação destas inclusões, com rochas deste e de outros intervalos da Zona Crítica do Complexo, mostrando “trends” de fracionamento reverso, leva à conclusão que esta feição textural originou-se durante episódios maiores de influxo de um líquido magmático primitivo e quente dentro da câmara, o qual misturou-se com o magma residente, mais frio e evoluído, de mesma linhagem.

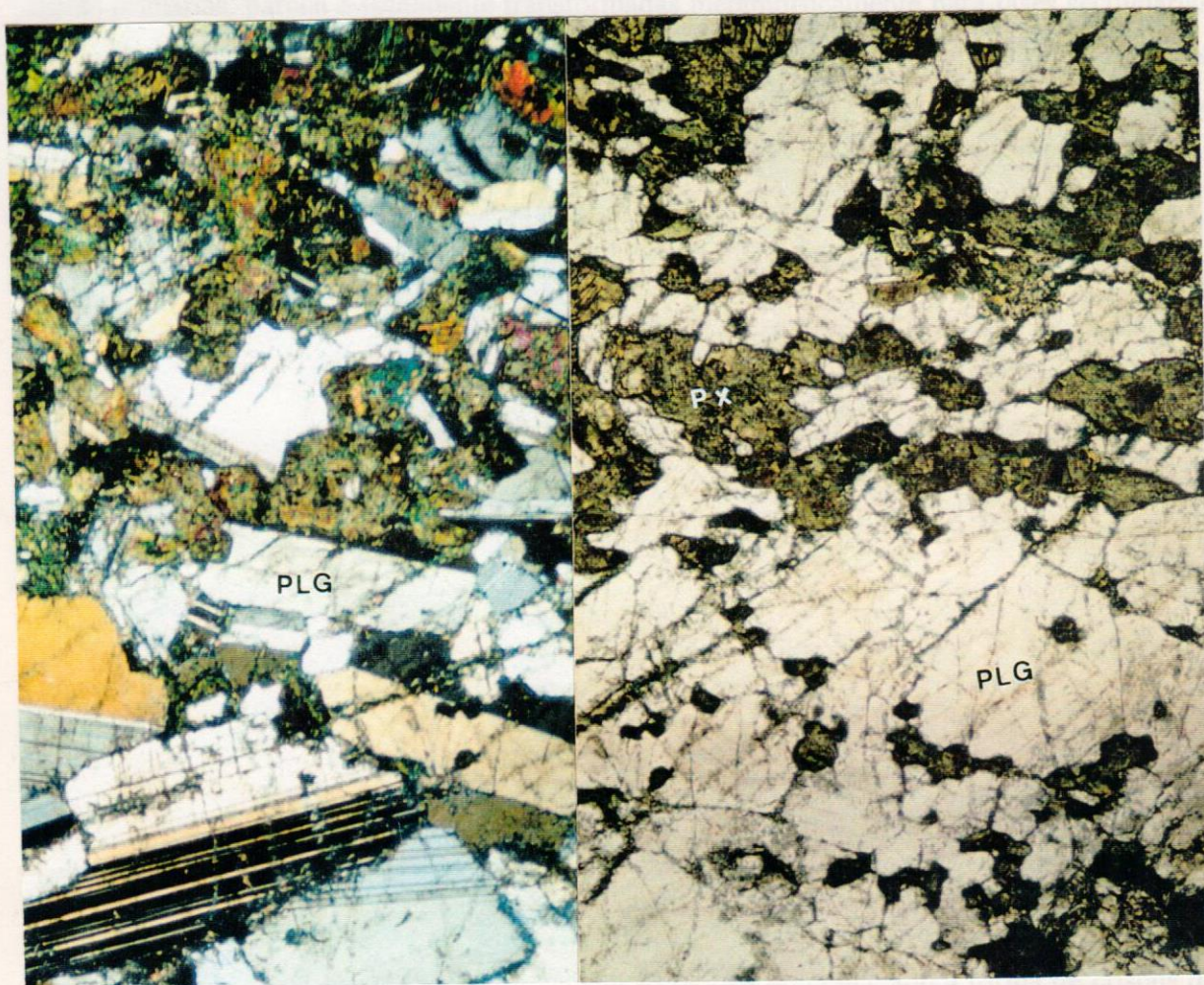
Um acamadamento modal (*modal layering*), já descrito na seção anterior, onde discute-se as relações de campo das rochas metagabroicas, o qual ocorreu em escala de afloramento, foi também observado e confirmado através da análise de seções delgadas. Esta feição, caracteriza-se por uma variação, por vezes abrupta, nas proporções modais de plagioclásio e piroxênios (Cpx e Opx), onde estratos de espessuras milimétricas, leucocráticos, podem ser facilmente delimitados e distinguidos de estratos de espessuras, também, milimétricas, mesocráticos, caracteristicamente mais ricos em piroxênios (Foto 28).

Outro tipo de feição, que pôde ser inferida através do estudo de seções delgadas, é a provável ocorrência de um acamadamento de fase (*phase layering*), ou acamadamento por cristalização (*crystallization layering*), no sentido por Irvine (1982). Esta feição, é marcada nas rochas gabroicas estudadas, pela não cristalização cotética de Cpx e Opx, em



Fotomicrografia 27 - Cristais de piroxênios (Cpx e Opx) cumuláticos, de hábitos poiquiliticos, incluindo diminutos grãos de plagioclásio geminados (Plg), com formas arredondadas, de até 0,3 mm de diâmetro, os quais exibem bordas ligeiramente corroídas. A rocha é um plagioclásio-clinopiroxênio-ortopiroxênio mesocumulato, segundo classificação de Irvine (1982). Ponto MJ-27. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.

Fotomicrografia 28 - Acumulado mesocumulato em corte de seção delgada, caracterizada por uma ampla e brusca variação na proporção modal de plagioclásio (Plg) e piroxênios (Cpx e Opx); cada cristal subédrico, rico em plagioclásio, leucocrático, contrasta com variatos, também subédricos, mesocráticos, mais enriquecidos em piroxênios. Ponto MJ-01, seção delgada de amostra de rocha *in situ*. Montagem obtida a partir da sobreposição de duas fotos de mesma seção, em luz polarizada e natural, respectivamente. Aumento de 10 X.



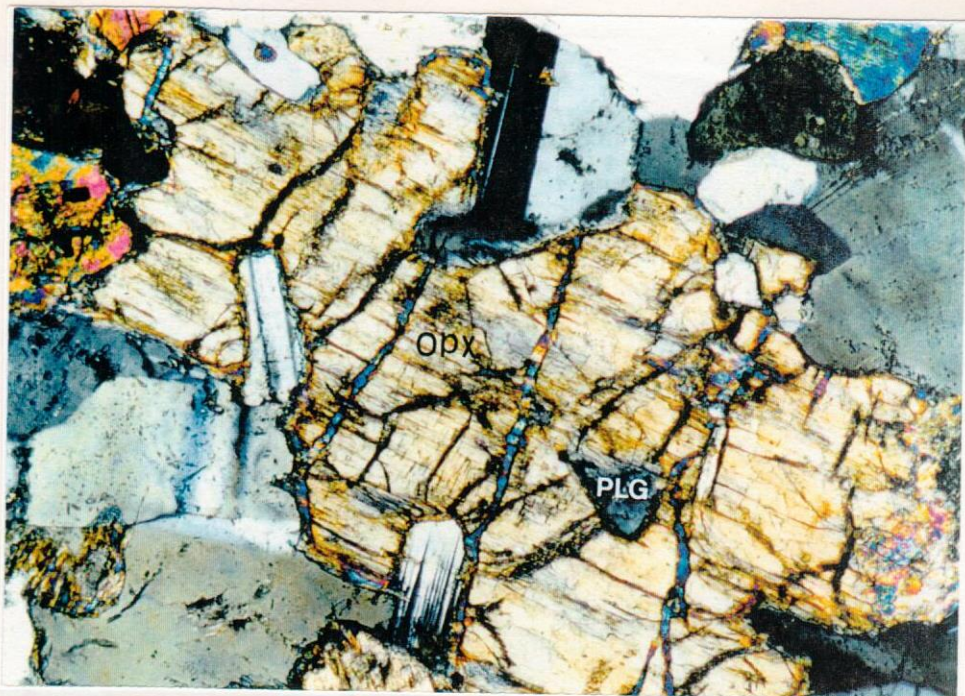
Fotomicrografia 28 - Acamadamento modal em escala de seção delgada, caracterizado por uma nítida e brusca variação na proporção modal de plagioclásio (Plg) e piroxênios (Cpx e Opx), onde estratos milimétricos, ricos em plagioclásio, leucocráticos, contrastam com estratos, também milimétricos, mesocráticos, mais enriquecidos em piroxênios. Ponto MJ-01, seção delgada de amostra de rocha *in situ*. Montagem obtida a partir da sobreposição de duas fotos da mesma seção, em luz polarizada e natural, respectivamente. Aumento de 10 X.

algumas seções delgadas estudadas das rochas gabróicas, caracteristicamente aquelas referentes às amostras coletadas nos pontos MJ-01 e MJ-50, nas quais Opx não foi observado. Contudo, a cristalização cotética dessas fases é, normalmente, uma característica comum dessas rochas, como foi observado na maioria das amostras, microscopicamente analisadas, das mesmas. Todavia, a observação deste fato, apenas nas amostras analisadas destes pontos, não significa que este fenômeno seja de ocorrência isolada e restrita aos mesmos. Esta premissa, advém da constatação, durante o decorrer do trabalho, de que a maioria das amostras analisadas, da rocha gabróica, encontram-se, geralmente, com suas assembléias ígneas primárias, parcial a totalmente transformadas metamorficamente para fases secundárias. Nestas condições, a identificação das fases ígneas fica extremamente difícil e pouco confiável, não possibilitando uma afirmativa precisa acerca da extensão e intensidade deste fenômeno, nas litologias do corpo metagabroico estudado.

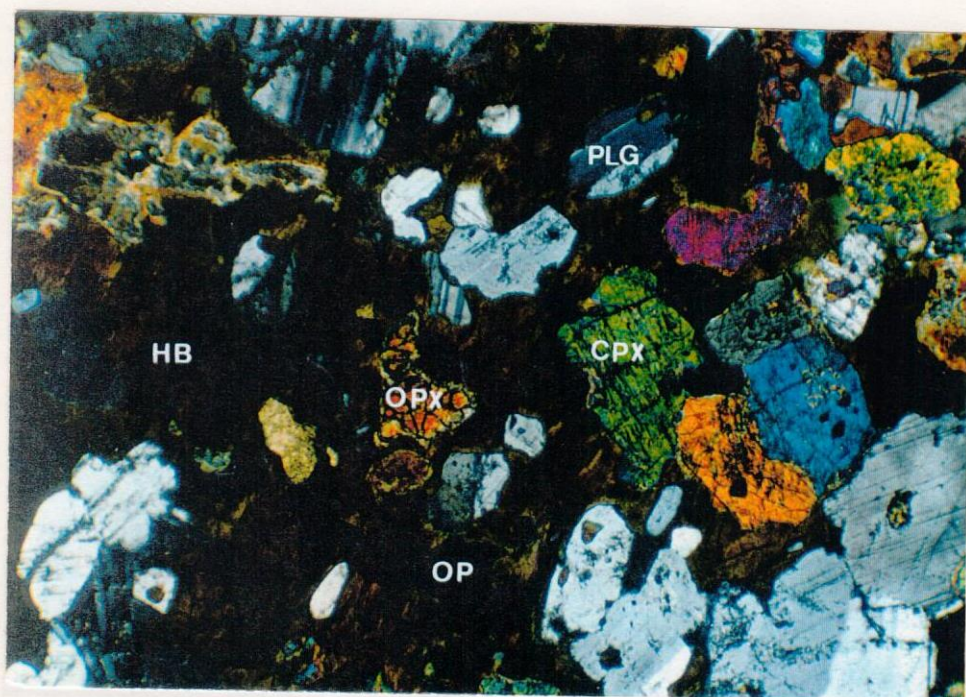
Cpx e Opx nas rochas cumuláticas do presente estudo, aparecem, em geral, conjuntamente com plagioclásio e alguns diminutos cristais de opacos ($<<0,5$ mm de comprimento), de hábito quadrático (sulfetos), como fases cumuláticas. Apresentam formas subédricas e contornos arredondados, sendo que grãos de formas euédricas e contornos retos podem ser, localmente, encontrados. Todavia, esses mesmos piroxênios podem, também, ocorrer como fases intercumuláticas características, sob a forma de placas poiquilíticas, englobando plagioclásio, preenchendo espaços intergranulares (ou de poros), e com formas anédricas e contornos irregulares (Foto 29).

Hornblenda marrom-acastanhada é, caracteristicamente, uma fase pós-cumulática, de caráter tardio, aparecendo, geralmente, como cristais anédricos, desenvolvendo formas esqueléticas, preenchendo espaços intergranulares, e/ou como grandes placas poiquilíticas, englobando pequenos grãos de plagioclásio, Cpx e/ou Opx, minerais opacos (óxidos e/ou sulfetos) e apatita (Foto 30). Aparece, por vezes, também, como bordas envolvendo cristais de Cpx, o que sugere um processo de substituição por uma fase magmática tardia (Foto 31).

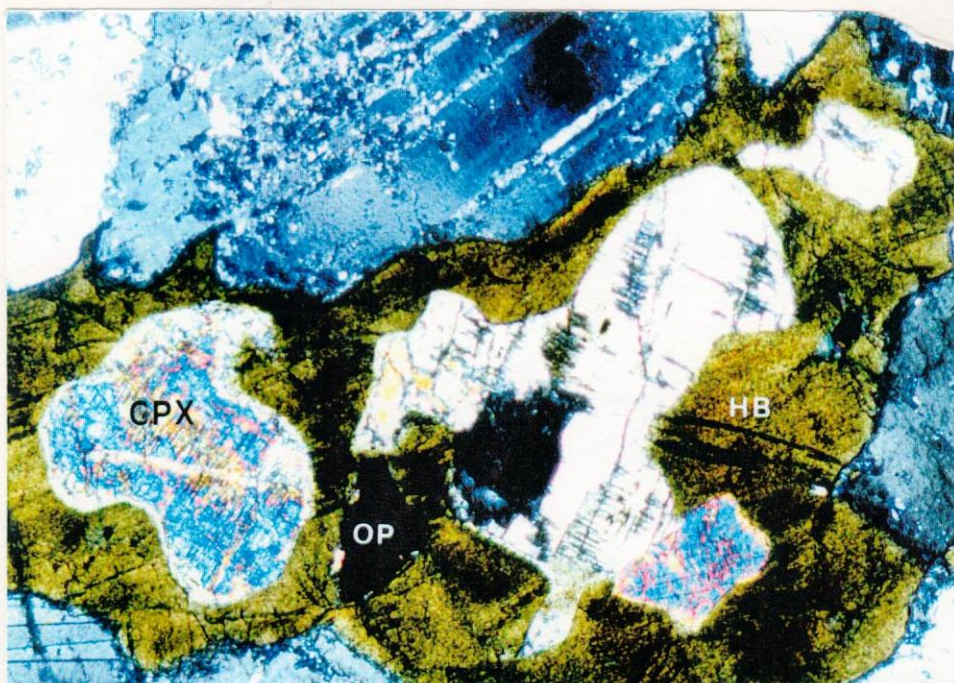
Dentre os minerais opacos, predominam os óxidos de Fe-Ti, sob a forma de cristais de magnetita e ilmenita, os quais ocorrem, quase sempre, como fases intercumuláticas, exibindo formas esqueléticas, irregulares e reentrantes, por vezes, tendendo a englobar cristais de piroxênio e plagioclásio (Foto 32). Todavia, diminutos cristais de minerais opacos aparecem, às vezes, inclusos em cristais de plagioclásio e/ou piroxênios (Cpx e Opx), alguns destes, com formas quadráticas bem definidas, representando uma geração de sulfetos de características, predominantemente, cumulática (Foto 33). Pirita é a fase predominante, seguida de pirrotita,



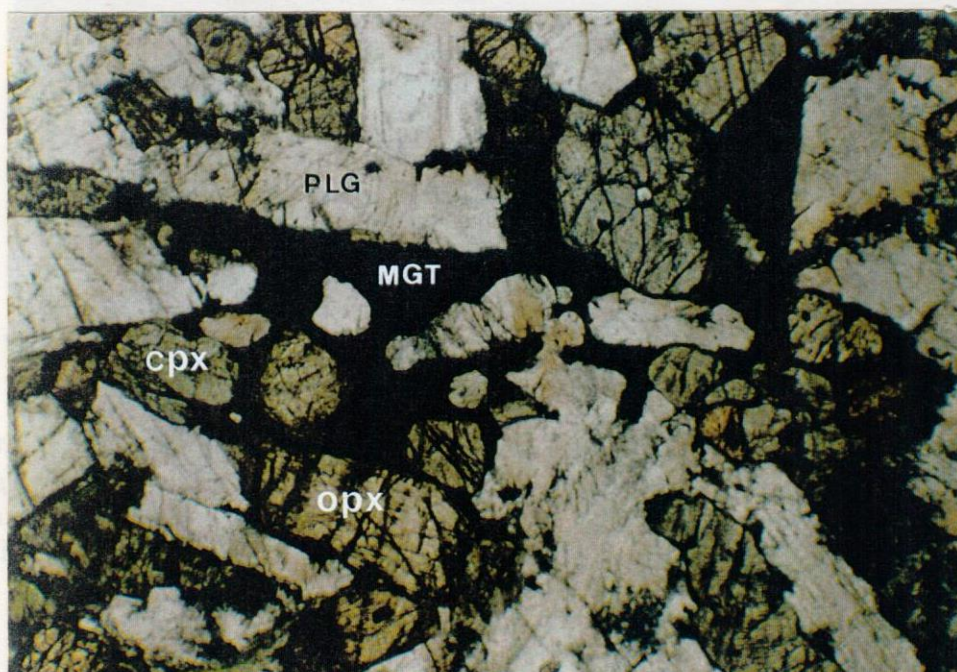
Fotomicrografia 29 - Grão anédrico de ortopiroxênio (Opx) intercumulático, com hábito poiquilítico, englobando ripas muito finas de plagioclásio (PLG), possuindo contorno irregular reentrante, resultante de sua cristalização como uma fase pós-cumulática, preenchendo espaços de poros. Notar alteração, a partir dos planos de microfraturas de espessuras submilimétricas que o atravessam, gerando como principal produto, de sua substituição metamórfica, talco e, subordinadamente, actinolita e clorita. Ponto MJ-17 . Aumento de 25 X. Nicóis cruzados.



Fotomicrografia 30 - Grão poiquilítico de hornblenda (HB) intercumulática, englobando plagioclásio (PLG), clinopiroxênio (CPX), ortopiroxênio (OPX) cumuláticos, e opacos (OP) pós-cumuláticos. Hornblenda é, juntamente com opacos (óxidos de Fe-Ti), uma fase tipicamente intercumulática, sendo que sua cristalização deu-se posteriormente à dos opacos, que, também, mostram formas anédricas, geralmente esqueléticas, típicas. Ponto MJ-21. Aumento de 25 X. Nicóis cruzados.



Fotomicrografia 31 - Cristal anédrico de hornblenda (HB) intercumulática, poiquilítica, englobando clinopiroxênio (CPX) e minerais opacos (OP). Este tipo de feição é comum em várias amostras analisadas, onde relictos de CPX com formas amebóides são observados, parcialmente preservados, no interior de grãos anédricos de hornblenda intercumulática, sugerindo um processo de substituição do CPX por uma fase magmática tardia. Ponto MJ-22. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.



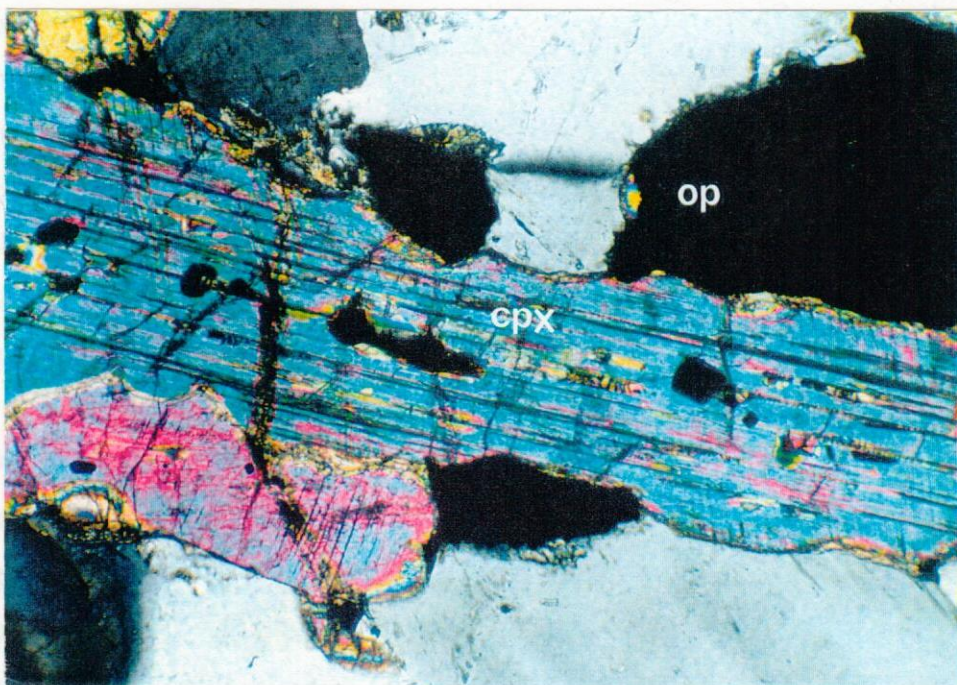
Fotomicrografia 32 - Grão intercumulático de magnetita (MGT), poiquilítica, exibindo formas anédricas esqueléticas, ocupando espaços intergranulares (ou de poros), dentro de uma trama do tipo mesocumulática, formada por plagioclásio (PLG), clinopiroxênio (CPX) e ortopiroxênio (OPX). Ponto MJ-27. Aumento de 25 X. Nicóis paralelos.

calcopirita e arsenopirita, subordinadamente.

Apatita é, comumente, uma fase barzumulática, ocorrendo, quase sempre, junto a cristais de opacos e hornblenda; porém, mais raramente, em algumas amostras, ocorre como uma fase cumulática, inclusa em cristais de plagioclásio e piroxênios.

Rochas Gabrônicas Metamorfizadas

No caso das rochas gabrônicas metamorfizadas, estudadas (Tabela 10), a mineralogia dominante é formada, em média, por tremolita-actinolita e hornblenda actinolítica, plagioclásio, epidoto (epidoto + zoisita), hornblenda marrom e piroxênios. Aparecem, ainda, subordinadamente, minerais azucos, e, às vezes, apatita, titanita e, eventualmente, clorita, talco, biotita e carbonatos. Desse mineral, são, certamente, fases metamórficas, tremolita-actinolita, hornblenda actinolítica, epidoto, titanita, clorita e talco, e fases reliquias, ígneas, plagioclásio, calcico, piroxênios, hornblenda marrom e apatita. Caracteristicamente, de



Fotomicrografia 33 - Grão cumulático de clinopiroxênio (CPX), poiquilítico, englobando grãos de minerais opacos (pirita) muito finos (< 0,1 mm), alguns dos quais, possuindo hábito quadrático bem delineado. Notar grão de mineral opaco (OP) intercumulático no alto, à direita. Ponto MJ-17. Aumento de 63 X. Nicóis cruzados.

calcopirita e arsenopirita, subordinadamente.

Apatita é, comumente, uma fase intercumulática, ocorrendo, quase sempre, junto a cristais de opacos e hornblenda, porém, mais raramente, em algumas amostras, ocorre como uma fase cumulática, inclusa em cristais de plagioclásio e piroxênios.

Rochas Gabróicas Metamorfizadas

No caso das rochas gabróicas metamorfizadas, estudadas (Tabela 10), a mineralogia dominante é formada, em média, por tremolita-actinolita e hornblenda actinolítica, plagioclásio, epidoto (epidoto \pm zoizita), hornblenda marron e piroxênios. Aparecem, ainda, subordinadamente, minerais opacos, e, acessoriamente, apatita, titanita e, eventualmente, clorita, talco, biotita e carbonato. Desses minerais, são, certamente, fases metamórficas, tremolita-actinolita, hornblenda actinolítica, epidoto, titanita, clorita e talco, e fases reliquiares, ígneas, plagioclásio cálcico, piroxênios, hornblenda marron e apatita. Caracteristicamente, da variedade de tipos dessas rochas examinadas, mesmo naqueles mais intensamente transformados, não é incomum observar-se texturas e microestruturas reliquiares, ígneas, superpostas por domínios de tramas, caracteristicamente, metamórficas, originados a partir da substituição pseudomórfica, gradual, das fases primárias essenciais, principalmente, piroxênios e plagioclásio. Além disso, em um número bem mais reduzido das amostras analisadas (pontos MJ-02, MJ-05, MJ-93, MJ-95, MJ-99, MJ-105 e MJ-106), foram identificadas, ainda, texturas e/ou tramas ligadas à ação de deformação tectônica dúctil e rúptil. Essas últimas feições são descritas mais detalhadamente, a seguir, no ítem relativo ao metamorfismo e deformação

Dentre os minerais metamórficos dessas rochas, o anfibólio da série tremolita-actinolita caracteriza-se por apresentar cor verde, pleocroísmo fraco em tons verdes claros, birrefringência média, ocorrendo sob a forma de agregados de grãos aciculares, finos, os quais se originam a partir da substituição pseudomórfica dos cristais ígneos de piroxênios (Cpx e Opx), preferencialmente e, menos frequentemente, da hornblenda marrom-acastanhada.

O outro anfibólio presente, tentativamente caracterizado como hornblenda actinolítica, apresenta cor verde-azulada escura característica, sendo fortemente pleocróico, de granulometria normalmente fina, desenvolvendo, por vezes cristais tabulares maiores, os quais têm sua origem a partir da substituição de fases ígneas (piroxênios e /ou hornblenda marrom-acastanhada), e também, a partir dos anfibólios metamórficos anteriores a ele, da série tremolita-actinolita, aos quais sucedem numa paragênese metamórfica posterior.

Tabela 10 - Análises modais (em % de volume) de rochas gabróicas metamorizadas, estudadas*

	Plg	Px	Hb	Op	Ap	Anf	Ep	Ti
MJ - 01 a	33,60	14,00	15,40	1,00	-----	27,20	7,60	-----
MJ - 01 b	36,00	18,60	15,00	1,80	-----	17,20	11,40	-----
MJ - 01 c	29,20	12,40	22,40	2,80	0,20	18,00	14,60	0,40
MJ - 01 d	34,60	10,00	22,20	2,00	-----	15,20	13,40	0,80
MJ - 01 g	50,10	7,70	0,50	19,70	-----	21,80	0,20	-----
MJ - 01 i	38,80	9,00	0,10	2,60	-----	40,30	9,20	-----
MJ - 01 j	31,90	1,60	0,60	3,70	-----	41,40	20,80	-----
MJ - 01 k	8,70	0,90	0,70	0,90	-----	48,00	39,00	1,80
MJ - 01 l	34,70	15,30	1,50	0,60	-----	35,20	12,70	-----
MJ - 02 a	40,40	2,80	28,00	1,00	-----	24,20	2,40	1,20
MJ - 02 b	28,60	-----	24,60	4,80	-----	32,60	8,00	0,60
MJ - 02 c	51,20	16,90	-----	0,10	-----	13,60	18,20	-----
MJ - 02 r	44,20	0,10	10,60	3,60	0,20	41,10	0,20	-----
MJ - 05	29,60	0,60	13,40	10,60	1,20	41,80	2,40	-----
MJ - 14 c	53,20	-----	2,00	6,60	0,20	27,60	10,40	-----
MJ - 15	10,30	0,20	8,00	5,60	4,20	30,40	41,20	0,10
MJ - 19 d	35,70	0,60	17,00	2,10	0,10	34,40	10,10	-----
MJ - 21 b	45,60	1,90	1,40	6,40	0,20	40,20	4,30	-----
MJ - 22 a	9,60	-----	9,70	4,20	1,40	33,30	41,80	-----
MJ - 23	30,30	0,20	4,70	5,40	1,00	32,50	25,90	-----
MJ - 33	15,20	-----	1,50	7,10	0,70	51,50	24,00	-----
MJ - 48	22,80	4,30	1,10	0,10	-----	39,80	31,80	0,10
MJ - 49 d	2,80	0,40	2,30	0,10	-----	43,20	51,00	0,20
MJ - 56	33,10	2,90	4,40	0,60	-----	30,00	29,00	-----
MJ - 93	28,80	-----	2,10	6,00	-----	47,40	15,70	-----
MJ - 95	31,30	0,20	8,40	0,90	0,10	46,70	12,40	-----
MJ - 99	30,20	0,20	12,00	1,00	0,10	37,00	19,50	-----
MJ - 100 c	21,40	0,30	5,20	2,80	-----	40,80	29,50	-----
MJ - 103 c	24,00	-----	0,10	-----	-----	39,60	36,30	-----

*As abreviações dos respectivos minerais são como se seguem: Plg (plagioclásio), Px (piroxênios = Cpx + Opx), Hb (hornblenda), Op (minerais opacos = magnetita + ilmenita), Ap (apatita), Anf (anfíbólios = actinolita + hornblenda actinolítica), Ep (epidoto) e Ti (titanita). Valores relativos a Anf incluem, também, quantidades variáveis de clorita. Talco, biotita e carbonato, eventualmente, ocorrem nessas rochas, em quantidades diminutas. As abreviações MJ, seguidas de números, representam os códigos de campo, utilizados para localizar, no mapa geológico (Anexo 1), respectivamente, pontos e amostras coletadas nos mesmos, sendo que as letras finais, minúsculas, acompanhando-os, servem para distinguir entre as diversas amostras coletadas num mesmo ponto. Plagioclásio, piroxênios, hornblenda, opacos e apatita correspondem a fases ígneas, primárias, reliquias, enquanto anfíbólios, epidoto e titanita representam uma paragênese metamórfica, secundária, característica das rochas metagabróicas.

Ocorrem, comumente, como uma fase típica de substituição metamórfica, sobrepondo-se, a partir das bordas, às actinolitas que surgem a partir da substituição pseudomórfica de piroxênios, dando origem, por vezes, a um padrão de sobreposição metamórfica zonado.

O epidoto é incolor, apresentando forte birrefringência, relevo médio/alto, ocorrendo como grãos finos, aciculares, originando-se a partir do plagioclásio, ao qual ocorre sempre associado nessas rochas. Geralmente, substitui os cristais de plagioclásio a partir dos seus núcleos, avançando em direção à borda, evidenciando, provavelmente, um zonamento ígneo, original, existente nesses cristais.

Titanita caracteriza-se por ser incolor e apresentar relevo muito alto, ocorrendo sempre como uma borda delgada, xenoblástica ao redor de cristais, finos, de minerais opacos não identificados, estando fortemente associados aos mesmos nas amostras estudadas das rochas metagabroicas. Raramente dá origem a cristais individuais, bem formados.

Minerais opacos, não identificados, ocorrem dispersos pela seção, geralmente, na forma de grãos com formas aciculares, normalmente, muito finos, sendo que grãos xenoblásticos um pouco mais desenvolvidos podem, por vezes, ser também encontrados. Normalmente, têm sua origem a partir da transformação metamórfica das fases máficas (piroxênios e hornblenda), com as quais estão, via de regra, intimamente associados, ocorrendo juntamente com os produtos da alteração das mesmas (actinolitas e/ou cloritas), como uma “poeira” muito fina.

A clorita caracteriza-se pelas suas cores e pleocroísmo anômolos, ocorrendo, comumente, associada a epidoto junto a cristais de plagioclásio, dos quais provêm por transformação metamórfica, tendo a ela, por vezes, carbonato e mica branca associados, os quais são ocorrem em proporções bastantes reduzidas.

Já o talco é de difícil observação e caracterização, devido a sua granulometria extremamente fina, sendo somente observado junto a cristais reliquias de Opx, com os quais mantêm uma estreita relação.

A biotita caracteriza-se pelos seus típicos “birds eyes”, forma tabular e marcante clivagem, estando intimamente associada à clorita nas seções em que foi encontrada, correndo como diminutos cristais ($\ll 0,5$ mm).

*** Metamorfismo e deformação**

A utilização do prefixo meta, para as rochas gabroicas da área estudada, justifica-se, pelo fato das mesmas encontrarem-se, como anteriormente mencionado, com suas assembléias de minerais primários ígneos, em muitos locais da área, parcialmente a totalmente,

transformadas por efeito de metamorfismo em assembléias de minerais secundários. Estas assembléias são resultantes do reequilíbrio físico-químico, imposto pelas novas condições de temperatura e pressão, as quais estas rochas gabróicas foram submetidas, posteriormente à sua formação por cristalização magmática.

Desta forma, a tentativa final de caracterização das condições, sob as quais os processos metamórficos afetaram essas rochas gabróicas, foi baseada na observação de campo e no estudo de seções delgadas dessas rochas, das relações texturais e das paragêneses minerais encontradas.

Segundo Thompson et al. (1982), o metamorfismo de rochas máficas caracteriza-se, mais, por mudanças contínuas na composição dos minerais, do que pela introdução de novas fases minerais, diferindo, substancialmente, do metamorfismo de rochas pelíticas, nas quais a paragênese mineral muda, significativamente, como uma função do grau e da série de fácies metamórfica. Esses mesmos autores, citam que, estudos oriundos de amplas ocorrências mundiais de xistos máficos indicam que a assembléia formada por anfibólio + plagioclásio + epidoto + clorita + quartzo \pm fase Ti \pm óxido de Fe^{3+} \pm mica K \pm carbonato \pm granada é comum às fácies xisto-verde, anfibolito baixo e xisto azul, correspondendo a um regime de P-T de 2 a 10 Kb e de 250 a 600°C.

Dentro deste contexto, a variação na composição de anfibólios, em rochas metabásicas, tem sido, por diversos autores, considerada como um reflexo da variação nas condições de temperatura e pressão do metamorfismo das mesmas (Hietanen, 1974; Grapes, 1975; Grapes et al., 1977; Laird & Albee, 1981).

Também, de acordo com Yardley (1989), mudanças na assembléia de metabasitos, dentro das fácies xisto-verde e anfibolito, são o resultado de reações marcadamente contínuas, não sendo passíveis de observação direta em nenhum sistema experimental simples. Assim, reações contínuas resultariam em mudanças na química de anfibólios. Neste sentido, Laird & Albee (op. cit.) apresentam uma série de plots de composições de anfibólios, os quais permitem aproximar o regime de pressão e temperatura de formação de metabasitos, a ser deduzido por comparação com áreas onde as condições de metamorfismo são conhecidas, independentemente, de rochas pelíticas.

Com o intuito de, tentativamente, melhor caracterizar o metamorfismo que atingiu as rochas metagabróicas estudadas, procurou-se, durante as análises de seções delgadas das mesmas, atentar para possíveis evidências indicativas de transformações texturais e/ou mudanças composicionais nas paragêneses metamórficas originadas. Estas últimas, foram,

tentativamente, monitoradas através de variações constatadas nas propriedades óticas dos minerais, principalmente anfibólios, presentes nas amostras analisadas. Instrutivo a este respeito é o resumo apresentado por Myashiro (1973; pgs. 251-258), sobre as principais variações esperadas a serem encontradas nas propriedades óticas de anfibólios, em metabasitos, associadas com a variação na composição dos mesmos.

Tal fato foi também observado por Hietanen (1974), nas rochas metavulcânicas básicas e intermediárias, e metaintrusivas associadas (dioritos e gabros), do norte de Sierra Nevada (EUA), onde o aumento do grau de metamorfismo dessas rochas é, claramente, indicado pela mudança de cor da hornblenda, apresentando um pleocroísmo variando de verde claro a verde (fácies xisto-verde) para verde azulado (fácies epidoto-anfibolito).

Grapes (1975), por sua vez, estudando uma seqüência de gabros, progressivamente metamorfizados, da Faixa Metamórfica de Hidaka (Japão), também descreveu variações nas propriedades óticas dos anfibólios ali encontrados, como função de mudanças composicionais dos mesmos, associadas a variações nas condições do metamorfismo. Segundo esse autor, nas rochas estudadas, a hornblenda actinolítica apresenta um pleocroísmo, variando de verde a verde-azulado escuro, enquanto a actinolita mostra um pleocroísmo em tons verdes claros característicos. Todavia, esses mesmos autores acima citados, salientam que é extremamente difícil separar e determinar, óticamente, esses minerais, quando em coexistência, apesar de variações nas propriedades óticas dos mesmos poderem ser observadas.

No presente estudo, foi possível, com base em feições petrográficas e mineralógicas atribuídas a processos de transformações metamórficas, deduzir-se uma seqüência comum dessas transformações, que parecem seguir um padrão predominante na maioria das amostras estudadas. Assim, a partir, também, da constatação da existência de superposições respectivas de fases minerais metamórficas, foi possível caracterizar-se três estágios de metamorfismo, preservados, de características distintas e, temporalmente, díspares, convivendo nessas litologias.

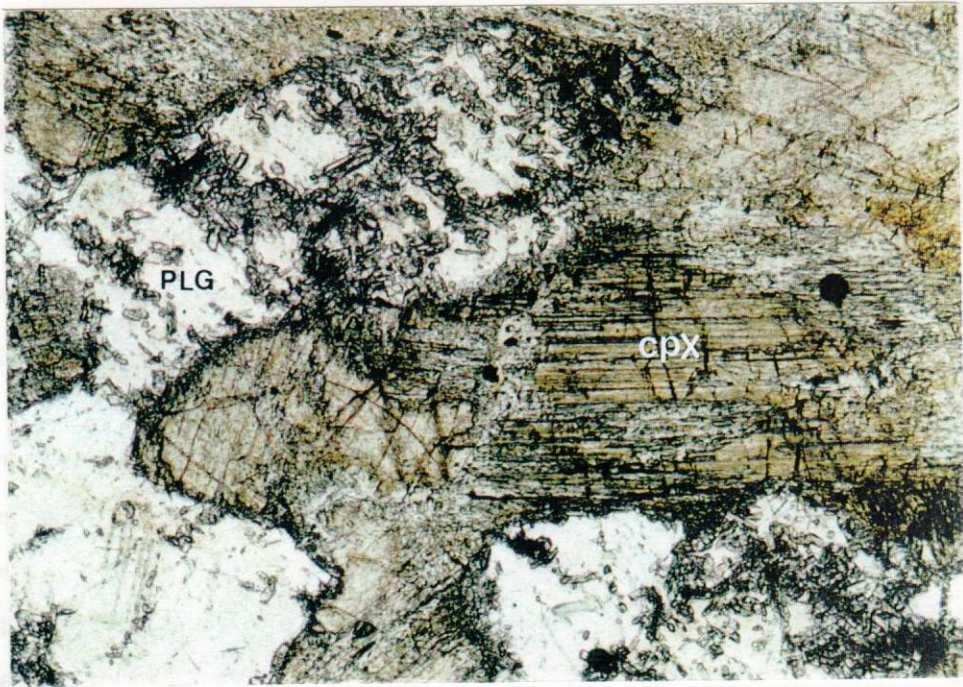
Num estágio bem inicial, somente observável nas amostras de rochas gabróicas apenas incipientemente metamorfizadas (MJ-85, MJ-88, MJ-94), é possível observar-se a presença, em quantidades traços, de um anfibólio castanho, levemente, esverdeado (hornblenda), fracamente pleocróico, que se origina junto a contatos, nas bordas, de grãos de plagioclásio e/ou piroxênio com opacos (óxidos). Este primeiro estágio (E₁), caracteriza-se por reações metamórficas (subsolidus), entre os próprios constituintes mineralógicos ígneos, primários, que ocorrem de forma localizada nas seções delgadas em que foram observadas. Devido a restrição

da ocorrência deste tipo de feição, nas amostras analisadas, a sua caracterização não pôde ser melhor efetivada.

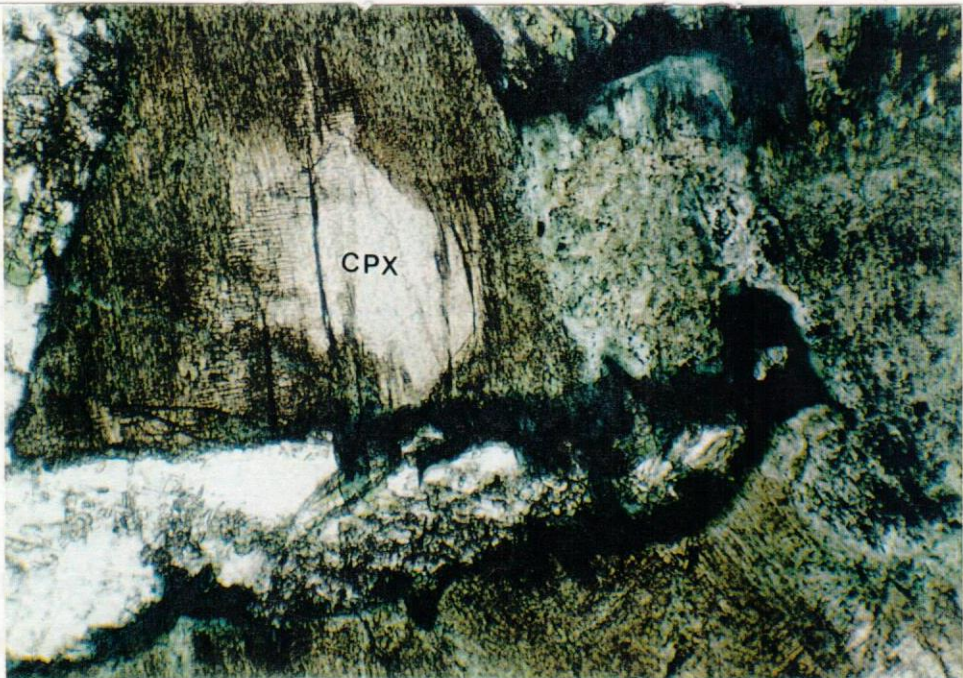
A este estágio inicial, seguiu-se, posteriormente, um segundo estágio (E₂), marcado por uma ampla substituição, caracteristicamente pseudomórfica, dos constituintes mineralógicos ígneos primários, por uma paragênese secundária, metamórfica, de baixa temperatura, hidratada. As mudanças metamórficas promovidas caracterizam-se pela transformação, principalmente, de clino e ortopiroxênio, e, em menor grau de intensidade, plagioclásio, em actinolita, epidoto e clorita, como fases predominantes, em proporções variáveis (Tabela 10), e carbonato, talco, titanita e minerais opacos não identificados, em proporções bastante reduzidas (Foto 34).

Num terceiro e último estágio metamórfico (E₃), mais avançado, a actinolita é substituída, a partir de suas bordas, por um anfibólio com pleocroísmo variando de um verde escuro a um verde-azulado intenso, provavelmente, hornblenda actinolítica, e, também, por vezes, clorita e biotita, dando origem a um padrão de alteração, zonado, característico (Foto 35). Além disso, cataclase parcial de plagioclásio é acompanhada por uma forte e vigorosa saussuritização do mesmo, a qual dá origem a epidoto e clorita, e, por vezes, carbonato. Este estágio é também caracterizado pelo desenvolvimento de uma complexa e bem disseminada rede de microfraturas, de espessuras submilimétricas que funcionaram, aparentemente, como os canais alimentadores para os fluidos, que assistiram este estágio E₃ de transformação metamórfica/metassomática.

Bird et al. (1988), baseados no estudo de campos de estabilidade de minerais, dados experimentais e observações de sistemas geotermiais ativos, estimaram temperaturas de alteração mineral, em veios e gabros do Complexo de Kap Edward Holm, do leste da Groenlândia. Reconheceram, nas litologias deste complexo, duas assembléias principais de alteração, uma de alta temperatura, composta por anfibólio cálcico + clinopiroxênio, ou hornblenda actinolítica + clorita + antofilita ± ortopiroxênio, formada a temperaturas maiores que 500-600° C, e uma outra, de mais baixa temperatura, representada por actinolita + hornblenda ou epidoto + albita ± anfibólio cálcico ± clorita ± talco, formada a menores que 500-600° C. Similarmente, as rochas metagabroicas aqui estudadas, contém assembléias metamórficas ricas em actinolita, epidoto, hornblenda actinolítica, clorita e, em volume reduzido, talco e biotita, sugerindo que a maioria das alterações minerais evidenciadas pelas mesmas, também tenham ocorrido a temperaturas menores que 500-600° C.



Fotomicrografia 34 - Fenômeno de substituição pseudomórfica, relacionado ao segundo estágio metamórfico (E_2), do clinopiroxênio (CPX) por actinolita + clorita (grãos muito finos de cor verde clara, substituindo CPX, no alto à direita), e do plagioclásio (PLG) por epidoto (grãos prismáticos finos, incolores, no interior do Plg). Notar, no centro, relictos de CPX. Ponto MJ-48. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos.



Fotomicrografia 35 - Zonamento observado em grãos de anfibólios, resultante dos processos de transformação metamórfica. Num primeiro estágio (E_2), o grão de clinopiroxênio (CPX) é pseudomorficamente substituído por grãos muito finos de actinolita + clorita (cor verde pálida), os quais, são transformados, num estágio posterior (E_3), em um anfibólio fortemente pleocróico, com cores variando de verde escura a um verde-azulado escuro (provavelmente, hornblenda actinolítica). Ponto MJ- 01. Aumento de 63 X. Nicóis paralelos.

O primeiro estágio (E_1) está associado a um evento de reequilíbrio metamórfico, de caráter subsolidus, marcado pela ocorrência de reações no estado sólido, entre fases ígneas, primárias (plagioclásio e óxidos Fe-Ti), gerando como produtos anfibólios de cor castanha, levemente esverdeado, fracamente pleocróico, óticamente identificado como hornblenda. Este reequilíbrio subsolidus, é observado de forma incipiente e pouco expressiva nas rochas estudadas, não tendo sido possível, por isto, investigá-lo melhor. Todavia, a paragênese originada durante sua atuação (hornblenda castanha esverdeada), nas rochas gabróicas, faz suscitar intervalos de temperaturas mais elevados do que aqueles atingidos pelos estágios posteriores, E_2 e E_3 , de metamorfismo, de acordo com as paragêneses por eles apresentadas e, anteriormente, descritas. Este estágio E_1 (interpretado como um evento de reequilíbrio subsolidus) é aqui associado a um período pós-cristalização e solidificação do corpo gabróico, no decorrer de seu resfriamento, quando do seu alojamento num determinado nível crustal.

O segundo estágio (E_2) de metamorfismo, é aqui interpretado como associado a um evento metamórfico M_1 , de caráter regional, de fácies xisto verde, que afeta de maneira geral e abrangente, as sequências de rochas da área estudada. Isto foi constatado pelo estudo de seções delgadas, de diversos tipos litológicos compondo as sequências de rochas do terreno granito-greenstone, ocorrendo ao redor, bastante próximo do corpo metagabróico, e de diques metabasíticos, que também ocorrem na área estudada, os quais mostram paragêneses minerais secundárias, metamórficas, compatíveis com intervalos de temperatura e pressão característicos dessa fácies metamórfica. Este evento M_1 , caracteriza-se nas rochas gabróicas, como um metamorfismo de baixo grau com substituições metamórficas de caráter pseudomórfico, como é mostrado pela evolução das paragêneses e texturas a ele associado.

Durante este evento M_1 , as rochas gabróicas tiveram suas paragêneses ígneas originais, variavelmente, transformadas em uma assembléia metamórfica de baixo grau, sendo abundante a ocorrência de relictos de fases ígneas primárias, como plagioclásio, Cpx e/ou Opx, minerais opacos (óxidos) e hornblendas marrom-acastanhadas. Além disso, grãos desses minerais reliquiais, primários, comumente exibem suas formas e seus arranjos originais bem preservados, sendo assim, possível, observar-se também, sua unidade textural e/ou trama original, ígnea, bem preservada.

Todavia, em diversos locais da área (pontos MJ-02, MJ-05, MJ-12, MJ-19, MJ-49, MJ-56, MJ-57, MJ-91, MJ-93, MJ-99, MJ-102, MJ-103, MJ-114, MJ-117), as rochas gabróicas, encontram-se tão intensamente transformadas, que torna-se extremamente difícil observar-se suas características texturais e mineralógicas, primárias. Nestas rochas, grãos de

plagioclásio e, preferencialmente, de Cpx e Opx, encontram-se substituídos por uma assembléia característica de minerais metamórficos, de granulometria geralmente muito fina ($\ll 0,5$ mm), constituída, de anfibólios actinolíticos, epidoto e clorita. Grãos de plagioclásio, encontram-se normalmente saussuritizados, preferencialmente a partir de seus núcleos, gerando epidoto como produto principal e, carbonato, clorita e mica branca, em proporções bastante reduzidas.

Os cristais de piroxênio (Cpx e Opx), normalmente, aparecem substituídos, pseudomorficamente, por um agregado de grãos muito finos ($\ll 0,5$ mm) de anfibólios da série tremolita-actinolita, com pleocroísmo variando em tons verdes claros (vide fotos 34 e 35) e clorita, com típica birrefringência anômala. Talco é, também, encontrado junto a grãos microfraturados e parcialmente transformados de Opx, desenvolvendo-se, preferencialmente, ao longo dessas microfraturas e das bordas dos mesmos.

A hornblenda marrom-acastanhada primária, encontra-se também substituída, porém, em muito menor grau de intensidade, que piroxênios (Cpx e Opx) e plagioclásio, mas sempre a partir das bordas de seus grãos. Mais raramente, pode ser encontrada fortemente substituída. Os minerais resultantes de sua transformação metamórfica são, basicamente, os mesmos observados das transformações de Cpx, onde actinolita e, em menor escala, clorita, são os produtos principais.

Os minerais opacos primários (óxidos de Fe-Ti), sofreram, também, os efeitos do reequilíbrio subsolidus, associado ao estágio E_1 , anteriormente descrito, sendo este traduzido, em alguns cristais, por suas bordas de reação delgadas e localizadas, quando se encontram em contato direto com aqueles de plagioclásio, dando origem a um anfibólio com pleocroísmo marron-esverdeado característico. Contudo, os minerais opacos (óxidos de Fe-Ti) foram, geralmente, mais fortemente transformados, no decorrer do segundo estágio metamórfico (E_2), relacionado a um evento metamórfico M_1 , da fácies xisto verde, para produtos de substituição pseudomórfica, reunidos em agregados finos, em minerais opacos não identificados, titanita, clorita e anfibólio actinolítico.

Uma outra feição, bastante marcante, observada em seções delgadas é o desenvolvimento de cristais extremamente finos ($\ll 0,5$ mm) de minerais opacos em grãos de hornblenda marrom-acastanhada, primária, originando uma trama reticulada singular. Nestas, esses opacos se dispõem, preferencialmente, ao longo dos traços de clivagem da hornblenda e parecem ter surgido através de um processo de exsolução da mesma.

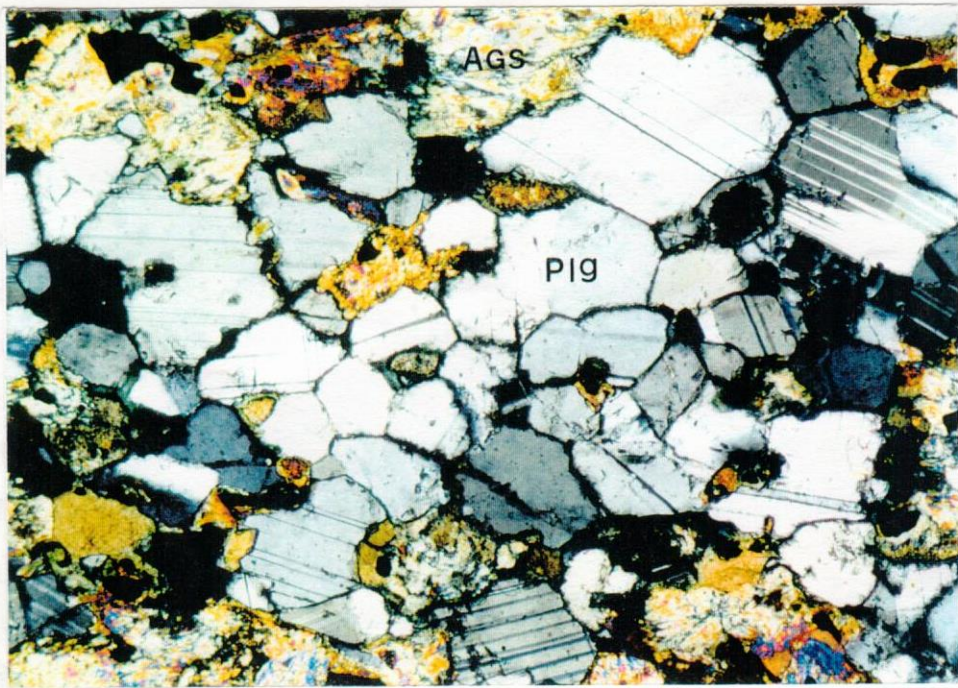
Aspectos texturais, ligados a processos de deformação tectônica dúctil, tardi- a pós- o

evento metamórfico M_1 , foram, também, observados, geralmente impressos em grãos de plagioclásio, tais como, mosaicos poligonais de cristais recristalizados (Foto 36) e feições de deformação intracristalina, como lamelas de geminação truncadas e/ou flexionadas, bandas de deformação e subgrãos. Estas feições são, normalmente, mais facilmente observáveis em cristais de plagioclásio, por eles representarem a matriz da rocha. Entretanto, localmente, cristais de hornblenda marrom-acastanhada, primária, também, podem mostrar, em algumas seções delgadas, extinção ondulante e incipiente recuperação de grãos, marcadas por moderada poligonização dos contatos de seus grãos. Apenas, mais raramente, piroxênio e apatita, mostram incipiente extinção ondulante e microfraturamentos.

Uma trama tectôno-metamórfica mais rara, nas rochas analisadas, pôde ser observada em algumas amostras (MJ-02, MJ-05, MJ-99 e MJ-102), na qual, feições de deformação, como extinção ondulante e de recristalização, como junções triplas poligonais, em grãos de plagioclásio e hornblenda marrom-acastanhada, originam uma textura granoblástica (Foto 37). Nesta mesma trama, grãos de hornblenda e plagioclásio, desenvolvem-se orientados, segundo uma direção preferencial, definindo uma estrutura planar na rocha.

No contexto geral do relacionamento entre deformação tectônica, metamorfismo e aporte de fluidos, envolvendo rochas gabróicas, é interessante o trabalho de Stakes (1989), que através de resultados preliminares do Ocean Drilling Project Hole 735B, no sudoeste do Oceano Índico, demonstram evidências de empobrecimento de ^{18}O e de metamorfismo da fácies anfíbolito - xisto verde, em gabros oceânicos, associados com zonas de deformação dúctil-rúptil, sugerindo que tais zonas são importantes feições controladoras de fluxo de fluidos na crosta.

O terceiro e último estágio de metamorfismo (E_3), impresso nas rochas gabróicas estudadas, está associado a um evento metamórfico M_2 , correspondendo suas paragêneses àquelas do fácies epidoto-anfíbolito. Este evento M_2 está intimamente associado a um episódio tardio de deformação tectônica, de caráter rúptil, representado por um padrão de fraturamento marcante e, variavelmente penetrativo, observado na maioria dos afloramentos e em muitas amostras de rocha investigadas. Este padrão de fraturamento, se manifesta, através de uma intrínseca e persistente rede de microfraturas, de espessura milimétrica a submilimétrica, as quais funcionaram como os dutos responsáveis pelo processo de infiltração e percolação dos fluidos, que promoveram, localmente, uma extensiva e eficaz substituição das fases metamórficas associadas ao evento M_1 , e/ou primárias reliquias, pré-existentes, por fases metamórficas/metassomáticas, hidrotermais, posteriores, características.



Fotomicrografia 36 - Textura de rocha metagabroica deformada e intensamente recristalizada, exibindo um típico mosaico de grãos de plagioclásio (Plg), poligonizados. Observar, também, a intrínseca substituição pseudomórfica de grãos de piroxênios por agregados de grãos finos de actinolita + clorita (AGS). Ponto MJ-02. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.



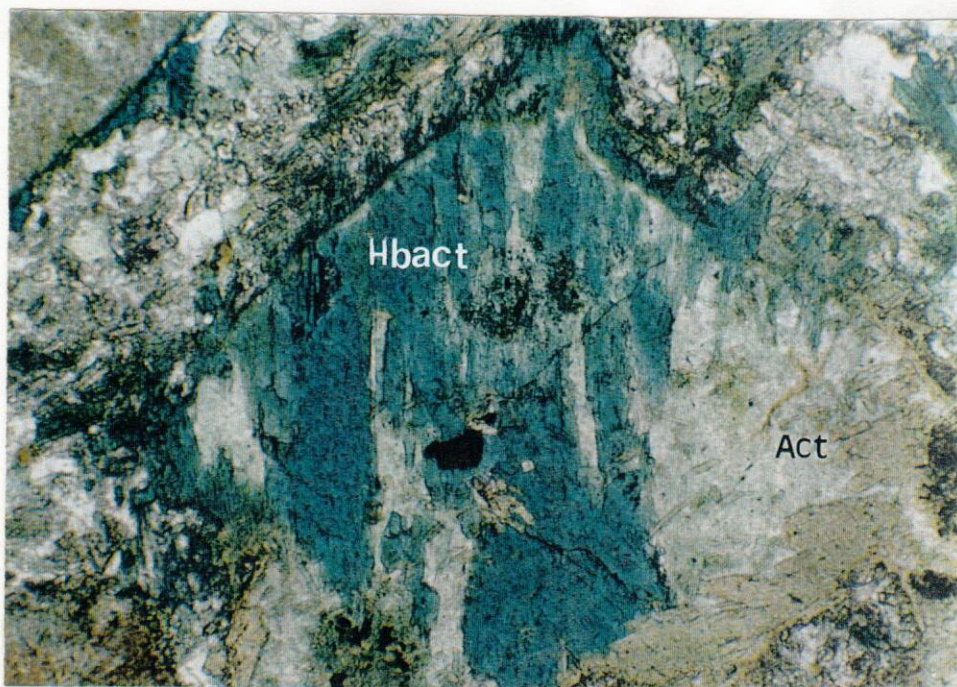
Fotomicrografia 37 - Textura granoblástica, orientada, resultante da deformação e recristalização de uma amostra da rocha metagabroica, onde os minerais constituintes encontram-se orientados segundo uma direção preferencial, definindo uma foliação. Ponto MJ-02. Aumento de 25 X. Nicóis cruzados.

Assim, é que, em várias amostras, finos grãos orientados de anfibólio de cor verde-azulada intensa (hornblenda actinolítica) e epidoto (Foto 38), encontram-se, por vezes, desenvolvidos mais acentuadamente e concentradamente, ao longo de certas faixas estreitas (submilimétricas), as quais são interpretadas como representantes das microfraturas, acima citadas. Essas microvenulações, atravessam, indiscriminadamente, grãos ígneos, primários de plagioclásio, Cpx, Opx, hornblendas marrom-acastanhadas e minerais opacos, e/ou grãos desses mesmos minerais primários, já parcial a totalmente transformados em fases metamórficas secundárias, características do primeiro evento metamórfico M1 (Fotos 39 e 40).

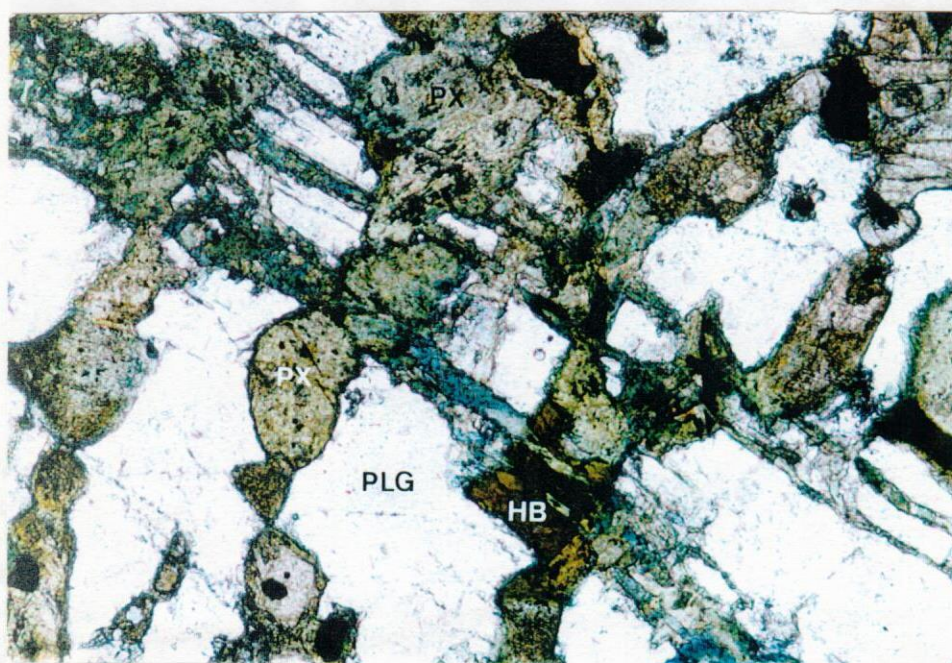
Além disso, essa deformação do tipo rúptil, associada ao evento M₂, parece assim, ter sucedido, no tempo, a deformação dúctil tardi a pós o evento M₁, pois, feições relacionadas à primeira, como microfraturas, atravessam, discordantemente, a estrutura tectônica de deformação dúctil, impressa nas rochas.

Uma hipótese é que esse evento M₂, e a deformação, predominantemente, rúptil, associada, possam estar relacionadas a um soerguimento deste corpo metagabroico a níveis crustais mais rasos. Assim, este metamorfismo M₂, possivelmente, deve ter-se dado pela percolação de fluidos hidrotermais de altas temperaturas (500-600° C), através da rede de microfraturas, impressas nestas litologias, as quais funcionaram como os condutos alimentadores dos fluidos que promoveram as transformações metamórfico/hidrotermais encontradas, como similarmente descrito por Bird et al. (1988) para os gabros acamadados do Complexo de Kap Edward Holm, na Groenlândia.

Cabe ressaltar, que o volume total de minerais secundários, formados nas rochas metagabroicas, decorrente das transformações acima descritas, reflete, largamente, a extensão dos processos de alteração, particularmente de piroxênios (Cpx e Opx) e, subordinadamente, em menor volume, plagioclásio e hornblenda. A distribuição espacial dos tipos gabroicos mais intensamente transformados por metamorfismo, na área mapeada, não esboça nenhum padrão preponderantemente aparente, sendo apenas digno de menção, o fato de que a ocorrência mais acentuada desses tipos, se dá, geralmente, em locais onde neles estão presentes, caracteristicamente, uma intensa rede de microfraturas. Estas, por sua vez, não obedecem, necessariamente, a nenhuma feição de orientação preferencial, pertinente às litologias estudadas do corpo metagabroico.



Fotomicrografia 38 - Detalhe da substituição metamórfica de actinolita (Act), de cor verde clara pálida, relacionada ao primeiro evento (M_1) de metamorfismo, por um anfibólio (Hbact) de cor verde-azulada escura (provavelmente, hornblenda actinolítica), associado ao segundo evento (M_2) de metamorfismo. Ponto MJ-01. Aumento de 63 X. Nicóis paralelos.



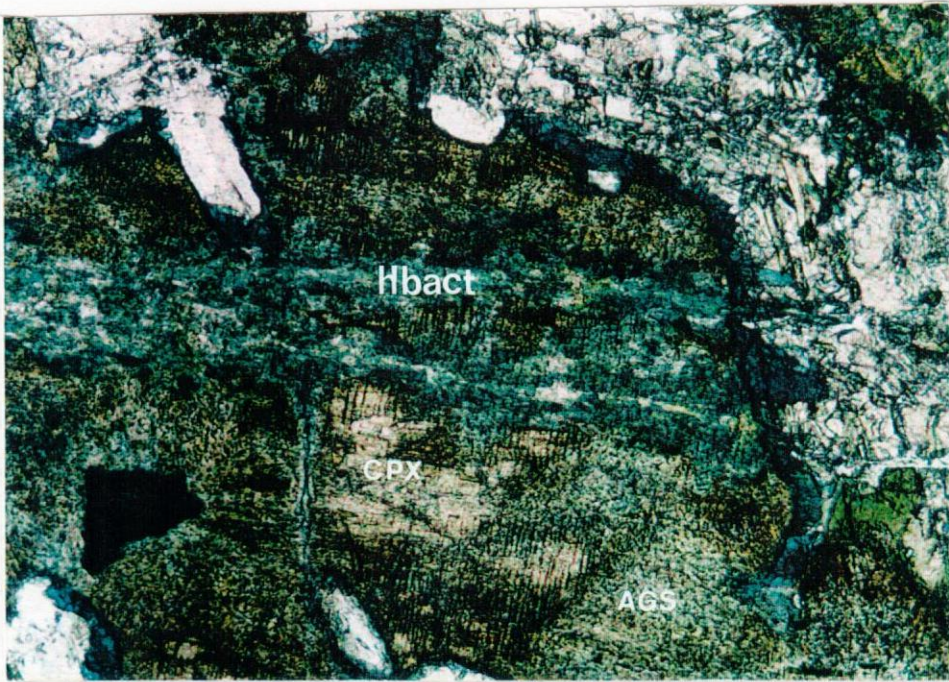
Fotomicrografia 39 - Microfraturas preenchidas, de espessuras submilimétricas, penetrativas, atravessando grãos primários, deformados, de plagioclásio (PLG), piroxênios (PX) e hornblenda marrom-acastanhada (HB), promoveram a canalização dos fluidos responsáveis pela marcante substituição metamórfica hidrotermal, das fases ígneas (PLG, PX e HB) e metamórficas (tremolitas-actinolitas), pré-existent, por fases metamórficas/metassomáticas posteriores, típicas, associadas ao segundo evento (M_2) de metamorfismo. Ponto MJ-21. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos.

4.5 - Diques metabásicos

* *Felções de Campo*

Amostras de rochas destes diques foram encontradas em diversos locais da área mapeada, em domínios quer do corpo metagabroico (mais raramente) quer das rochas convulsivas do maciço (Anexo 1). No primeiro caso, restringem-se a pequenos blocos soltos, nos quais, raramente, litótipos das mesmas e das rochas gabroicas são encontrados juntos, em blocos únicos. No segundo caso, são observados tanto em blocos soltos e, da mesma modo, desfilado em relação a essas últimas rochas, bem como em pequenas aflorâncias *in situ*.

Em nenhuma ocorrência, diques destas rochas metabásicas foram vistos entrecortando-se. Todavia, exposições foram encontradas nas quais, afloramentos diques metabásicos acham-se intercalando, tanto rochas metagabroicas, correlacionadas ao



Fotomicrografia 40 - Detalhe de microfraturas atravessando um grão ígneo, reliquiar, de clinopiroxênio (CPX), parcialmente substituído por um agregado de grãos muito finos de actinolita + clorita de cores verdes claras pálidas (AGS), sendo preenchida por grãos finos de anfibólio verde-azulado, hornblenda actinolítica (Hbact), e epidoto, os quais crescem orientados segundo as direções das mesmas. Ponto MJ-01. Aumento de 40 X. Nicóis paralelos.

fora do âmbito do corpo metagabroico, em diversos pontos (MJ-98, MJ-109, MJ-120, MJ-121, MJ-123, MJ-133 e MJ-138 - Anexo 1), podem vir a corroborar a hipótese de que os diques metabásicos encontrados sejam contemporâneos, e mais novos que o corpo de metagabro.

Os metabásicos apresentam, megascopicamente, uma coloração escura característica, dada pela riqueza em minerais escuros (piróxênios), estando, normalmente, fortemente

4.5 - Diques metabasíticos

* *Feições de Campo*

Amostras de rochas destes diques foram encontradas em diversos locais da área mapeada, em domínios quer do corpo metagabroico (mais raramente), quer das rochas envoltórias do mesmo (Anexo 1). No primeiro caso, restringem-se a pequenos blocos soltos, nos quais, raramente, litótipos das mesmas e das rochas gabroicas são encontrados juntos, em blocos únicos. No segundo caso, são observados tanto em blocos soltos e, do mesmo modo descrito em relação a essas últimas rochas, bem como em pequenos afloramentos in situ.

Em nenhuma ocorrência, diques dessas rochas metabasíticas foram vistos, entrecortando-se. Todavia, exposições foram encontradas, nas quais, claramente diques metabasíticos acham-se atravessando, tanto rochas metaultramáficas, correlacionadas ao Greenstone Belt Barbacena e rochas ígneas, nelas intrusivas e metamorizadas (metatonalitos /metatronhjemitos), quanto rochas metagabroicas (em blocos soltos, no ponto MJ-01). Quando em rochas hospedeiras metamórficas, eles são orientados, preponderantemente, NE-SW, com mergulhos, normalmente, fortes (50-70°), alguns deles, sendo subconcordantes com a foliação tectônica das mesmas. Na ocorrência, em bloco solto de rocha gabroica (ver Foto 20), o dique tem espessura de cerca de 10 cm, contatos bruscos e um pouco irregulares. Aqueles que atravessam as rochas metamórficas envoltórias, exibem contatos bruscos, retilíneos ou reentrantes, não ultrapassam 50 cm de espessura e, muito raramente, desenvolvem bordas resfriadas de espessuras milimétricas. Alguns desses, em vários locais, são bem xistosos, quando afetados por cisalhamento, em zonas estreitas e descontínuas.

Em três outros locais, na área de rochas metagabroicas (pontos MJ-07, MJ-26 e MJ-58), são, também, encontrados pequenos blocos de uma rocha metabasítica escura, de granulação fina, com textura porfírica, junto a blocos de litologias do corpo metagabroico, sem, contudo, poder-se estabelecer as relações de campo entre esses dois tipos de rocha. Todavia, apesar de suas relações não serem conclusivas, suas semelhanças texturais e petrográficas, com a de tipos litológicos dos vários diques metabasíticos, encontrados em áreas fora do limite do corpo metagabroico, em diversos pontos (MJ-06, MJ-109, MJ-120, MJ-122, MJ-125, MJ-135 e MJ-139 - Anexo 1), podem vir a corroborar a hipótese de que os vários diques metabasíticos encontrados sejam contemporâneos, e mais novos que o corpo de metagabro.

Os metabasitos apresentam, megascopicamente uma coloração escura característica, dada pela riqueza em minerais máficos (pirobólidos), estando, normalmente, fortemente

intemperizados. Quando razoavelmente preservados, mostram uma granulometria muito fina (alguns são afaníticos), apresentando, a maioria desses diques, uma textura reliquiar, ígnea, porfirítica. Esta textura é marcada pela ocorrência de frequentes ripas finas (de até 3 mm de comprimento) de feldspatos (plagioclásio), de contornos idiomórficos, que se sobressaem na matriz verde escura, muito fina a afanítica.

** Aspectos microscópicos*

Observados em lâminas delgadas, os metabasitos são compostos, essencialmente, por grãos prismáticos de plagioclásio ígneo (40-50%), geminado pela lei de Carlsbad e/ou da albita, por vezes, zonados, actinolita (25-40%), de cor verde clara, levemente pleocróica, clorita (5-10%), com cores de interferência, anômalas, características, e epidoto (1-5%). Outros minerais que também ocorrem subordinadamente são: hornblenda marrom-esverdeada, minerais opacos, biotita e titanita. Exibem uma textura fina, com tamanhos de grãos, geralmente, <1,0 mm, onde os contornos ígneos originais dos grãos encontram-se fortemente modificados por metamorfismo e, às vezes, deformação.

Em seções delgadas, os componentes mineralógicos primários ígneos (plagioclásio, piroxênios, hornblenda marrom-esverdeada e opacos), dessas rochas acham-se, parcial a totalmente, transformados em fases metamórficas secundárias, principalmente anfibólios da série tremolita-actinolita, clorita e epidoto. Contudo, relictos de uma trama primária, ígnea podem ainda serem localmente observados, tais como uma textura microporfirítica, caracterizada pela ocorrência de microfenocristais de plagioclásio zonados, euédricos a sub-édricos, geralmente zonados, e geminados segundo as leis de Carlsbad e/ou da Albita, imersos em uma matriz rica em cristais prismáticos, muito finos, de plagioclásio, actinolita verde clara e, subordinadamente, clorita (Foto 41). Também, esparsos relictos, na matriz, de microfenocristais de anfibólio marrom-esverdeado, bem preservados, sendo incipientemente substituídos por actinolita e clorita, foram encontrados em seções delgadas de amostras dos pontos MJ-01, MJ-06 e MJ-58. É comum ainda, a ocorrência de esboços de formas reliquiares, do que podem ter sido grãos originais de piroxênio(?) da matriz, agora, substituídos por aglomerados pseudomórficos de grãos muito finos, de tremolita-actinolita + clorita.

Em uma seção delgada de uma amostra coletada no ponto MJ-06, foi observada uma rocha metabasítica, de textura fina, microporfirítica, com microfenocristais de plagioclásio, preservados e orientados segundo uma direção preferencial (orientação por fluxo magmático), cortando uma rocha metatonalítica. Esta última possui uma textura granular hipidiomórfica,

preservada, embora encontre-se parcialmente transformada. O contato entre estas duas rochas é de caráter brusco, onde a primeira rocha contém, localmente, pequenos cristais de plagioclásio zônificados (xenocristais), da rocha metamórfica adjacente. Esta relação de contato não pôde ser observada detalhadamente em afloramento.

No estudo, o dique metabásico, que encontra-se atravessando rochas do tipo metagabroico, no ponto MJ-01, apresenta algumas características mineralógicas e texturais ímpares, em relação às dos demais diques metabásicos encontrados. Caracterizam-se por serem relativamente ricos em cristais de minerais opacos não identificados e apatita, onde estas duas fases ocorrem intimamente relacionadas (grãos zônificados de apatita e opacos). Estas fases são observadas em conjunto nos diques metabásicos encontrados na área mapeada. Ribeiro et al. (1980) e Ribeiro (1982) descreveram, na região de São João del-Rei, diques metabásicos, aparentemente semelhantes a estes, os quais, caracterizam-se, segundo esses autores, por serem relativamente ricos em cristais de minerais opacos não identificados e apatita.



Fotomicrografia 41 - Textura de um dique metabásico, mostrando, localmente, relictos de uma trama ígnea, marcada pela ocorrência de aglomerados radiais de grãos ígneos de plagioclásio (PLG) de formas euédricas a sub-édricas (centro da foto), e cristais de actinolita (ACT) e clorita (CLT) formados por metamorfismo. Ponto MJ-120. Aumento de 25. Nicóis X.

preservada, embora encontre-se parcialmente transformada. O contato entre estas duas rochas é de caráter brusco, onde a primeira rocha contém, localmente, pequenos cristais de plagioclásio assimilados (xenocristais), da rocha metatonalítica encaixante. Esta relação de contato não pôde ser observada detalhadamente em afloramento.

No entanto, o dique metabásítico, que encontra-se atravessando rochas do corpo metagabroico, no ponto MJ-01, apresenta algumas características mineralógicas e texturais ímpares, em relação às dos demais diques metabásíticos, encontrados na área mapeada. Caracterizam-se por serem relativamente ricos em cristais de minerais opacos não identificados e apatita, onde estas duas fases ocorrem intimamente relacionadas (grãos euédricos de apatita <<0,5 mm aparecem inclusos em grãos anédricos de opacos), feição esta não observada em nenhum dos outros diques metabásíticos encontrados na área mapeada. Ribeiro et al. (1990) e Ribeiro (1992) descreveram, na região de São João del Rei, diques metabásíticos, aparentemente, semelhantes a esses, os quais, caracterizam-se, segundo esses autores, por serem ricos em fenocristais de apatita, e ocorrerem atravessando rochas proterozóicas das sequências dos ciclos deposicionais Tiradentes e Lenheiro.

4.6 - Rochas Metassedimentares

Afloram na parte E e NE da área estudada, como parte de sequências metassedimentares de natureza clástica, química e psamo-pelítica, bem desenvolvidas, segundo Trouw et al. (1983), com paragêneses da fácies xisto verde, representativas da zona da biotita. Na área estudada, são representadas por metarenitos, metacalcáreos e filitos/xistos pelíticos diversos, os quais correspondem, em parte, às litologias compondo, respectivamente, as formações Tiradentes e Carandaí, do antigo Grupo São João del Rei, e o grupo Andrelândia de Ebert (1956b), por ele mesmo modificada (Ebert, 1971), as quais foram reestudadas por Trouw et al. (op. cit.), e Valeriano (1985), subdividindo-as, em termos de litologias e/ou conjunto de litologias, em diversos níveis, obedecendo, segundo esse autor, a um critério de mapeabilidade de acordo com escala utilizada.

Posteriormente, enfocando as características sedimentares destas litologias, Andreis et al. (1989a, b) introduziram o conceito de ciclos deposicionais para abrangerem as mesmas, caracterizando-os como sendo desenvolvidos no decorrer do Proterozóico Inferior e Médio, e, subdividindo-os em quatro ciclos denominados, da base para o topo, como Tiradentes, Lenheiro, Carandaí e Andrelândia, respectivamente. Estes ciclos correspondem, em parte, aos antigos Grupo São João del Rei e Andrelândia de Ebert (1971), e aos diversos níveis

litoestratigráficos individualizados por Valeriano (op. cit.). Essa correspondência, acima citada, pode ser encontrada no trabalho de Andreis et al. (1989a), expressa em uma tabela, que sumariza todas as correlações, entre os diversos ciclos por eles propostos e os termos estratigráficos correspondentes, encontrados na literatura geológica da região. Os novos termos propostos, segundo esses autores, substituem diversas unidades já existentes na literatura, ao mesmo tempo que representam, também, uma redefinição dos termos originais, em relação tanto aos seus limites estratigráficos quanto as suas litologias e histórias deposicionais.

No presente trabalho, um enfoque maior não foi dado a essas litologias, as descrições detalhadas das quais, podem ser encontradas em Valeriano (1985), Andreis et al. (1989a, b), Ribeiro et al. (1990) e Paciullo (1993). Assim, é feita abaixo, apenas uma breve descrição das principais características litológicas e de campo das mesmas, de acordo com dados compilados de Valeriano (op. cit.) e Andreis et al. (1989b).

4.6.1 - Ciclo Depositional Tiradentes

Rochas deste ciclo, afloram na porção NE na área estudada (Anexo 1), compondo a Serra do Lenheiro, sendo aí, correspondentes ao nível A de Valeriano (op. cit.), e, segundo esse mesmo autor, representadas por quartzitos puros a relativamente micáceos, com intercalações de níveis clorita-sericita filito com magnetita e lentes de metaconglomerados, e repousando em discordância angular sobre o embasamento (Grupo Barbacena de Pires, 1977).

O pacote de rochas deste ciclo, segundo Andreis et al. (1989b), possui espessura máxima de 300 m, sendo formado por arenitos quartzosos (96%), ruditos (2%) e pelitos (2%), repousando em discordância angular sobre o embasamento. Os ruditos (constituídos de seixos quartzosos, quartzitos, e, localmente, matacões de quartzitos, metabasitos e gnaisses derivados do embasamento) ocorrem na base, intercalados com arenitos. A estes, superpõem-se arenitos finos até grossos, com abundantes estruturas cruzadas, laminação, marcas de onda e raras estruturas convolutas, sob a forma de camadas lenticulares, delgadas a muito distendidas, com contatos planos ou ondulados (Andreis et al., 1989b).

4.6.2 - Ciclo Depositional Carandaí

Lentes e/ou camadas de calcários, intercaladas com pelitos representantes deste ciclo são encontrados, na parte E da área (Anexo 1), junto ao contato (inferido, no presente trabalho) com rochas metagabroicas. Suas litologias dão origem a um solo amarelado, rico em

cascalheiras de quartzo. O relevo da área apresenta-se arrasado, sendo comum a ocorrência de extensas redes de drenagens, o que contribui para o desenvolvimento de padrões dendríticos característicos.

Segundo Ebert (1958), o pacote de rochas desse ciclo, alcança cerca de 600 m de espessura e repousa em discordância angular sobre o embasamento ou rochas dos ciclos deposicionais anteriores. É composto por ruditos (5%), pelitos pretos (15%), pelitos carbonáticos (margas, 50%) e calcários (30%). Os ruditos corresponderiam a diamictitos formados de seixos e matações angulosos de rochas do embasamento próximo (granodiorito-gnaisses, anfíbolito, quartzo, etc.), dispersos numa matriz areno-pelítica (transformada em biotita-xisto). Os pelitos pretos e os carbonáticos mostram estratificação delgada, laminação ou são maciços, sendo que os calcários podem exibir estratificação tabular mais espessa devido a intercalações de pelitos e margas (?), correspondendo aos níveis E, F e G de Valeriano (1985) (Andreis et al., 1989b).

Apesar de sua discordância angular com rochas do embasamento arqueano da região, descrita na literatura por diversos autores, tais como os acima citados, tal feição não foi observada na área mapeada, onde os contatos de suas litologias, inclusive, com as do corpo de metagabro estudado encontram-se, sempre, encobertos por um espesso manto intempérico. No entanto, Valeriano (op. cit.) salienta que em alguns locais, como aquele, próximo ao povoado de Rio das Mortes, rochas do ciclo em questão podem ser encontradas diretamente sotopostas à litologias do embasamento, devido ao acunhamento das unidades sedimentares subjacentes, compondo os ciclos Lenheiro e Tiradentes, respectivamente.

4.6.3 - Ciclo Depositional Andrelândia

Litologias representativas deste ciclo desenvolvem-se a SE da área cartografada, fazendo, segundo Valeriano (1985), contato com as sequências de rochas compondo o ciclo deposicional Carandaí (Anexo 1). Suas litologias não foram detalhadas em campo, devido à relativa pequena importância, representada pelas mesmas, no contexto proposto pelo estudo abrangido nesta tese.

Segundo descrições de Andreis et al. (op. cit.), esta unidade possui uma espessura estimada de 2400 m, apoiando-se sobre o embasamento (Gnaiss Mantiqueira e o Grupo Barbacena) e nos sedimentitos do Ciclo Carandaí, devendo corresponder aos níveis H e I de Valeriano (op. cit.). Consiste de uma sequência basal, constituída de gnaisses bandados, quartzitos e xistos micáceos (pelíticos) interestratificados, sobre a qual, têm continuidade,

biotita-xistos homogêneos, com algumas camadas de quartzitos e freqüentes passagens, gradativas, para biotita-xistos grossos. A partir dessa sequência basal, em direção ao topo, predominariam estes xistos grossos, interestratificados com quartzitos, quartzo-xistos, rochas cálcio-silicatadas, biotita-xistos homogêneos e escassos gnaisses leucocráticos.

4.7 - Diques básicos não metamorfizados

*** *Feições de Campo***

A única ocorrência in situ destes corpos, foi encontrada a sul da área, junto a uma pedreira desativada, próxima à rodovia Barbacena-Lavras (ponto MJ-03). Este afloramento representa um dique com espessura aproximada de 5 m, de direção, aproximadamente, N-S, sendo visível sua continuação para sul, por cerca de uns 70 m, e seu desaparecimento, a partir daí, sob a persistente cobertura regolítica da área. A rocha do dique tem coloração escura, textura equigranular, fanerítica, granulação fina, e é composta por plagioclásio, pirobólios e sulfetos. Nela pequenas e raras cavidades, preenchidas por quartzo, podem ser encontradas.

Ao norte da área (pontos MJ-60, MJ-61, MJ-62, MJ-63, MJ-64, MJ-65 e MJ-66), afloram na encosta de uma elevação, blocos, arredondados, dispersos, da mesma rocha, com coloração escura, bastante alterados, com uma típica esfoliação esferoidal. Estes últimos pontos, onde foram encontrados, quando plotados em mapa, parecem sugerir, também, a existência de um dique, de direção, aproximadamente, N-S.

Valeriano (1985) também descreve a ocorrência de dois diques básicos, não metamorfizados, de direção NNW-SSE, os quais ele correlaciona com outros diques anteriormente descritos por Ebert (1956b), que os interpreta como estando relacionados ao conhecido fenômeno de magmatismo básico, de idade mesozóica, que atingiu o sudeste do Brasil.

*** *Aspectos petrográficos***

As rochas destes diques são holocristalinas de textura inequigranular, onde os grãos minerais tendem a ocorrer na forma de aglomerados, com granulometria variando de fina a média, caracterizando uma trama do tipo seriada, onde os minerais não apresentam nenhuma orientação preferencial. Sua assembléia mineralógica é constituída por plagioclásio, clinopiroxênio (augita) e minerais opacos, essencialmente, como constituintes primários, em proporções variáveis (Tabela 11), bem preservados, não se encontrando, aparentemente,

Tabela 11 - Análises modais de algumas amostras de rochas compondo os diques básicos não metamorfizados.*

	Plg	Cpx	Op	Zeol
MJ - 03	48,60	31,20	12,20	8,00
MJ -62	55,80	36,50	7,70	-----
MJ -64	58,00	30,20	10,80	1,00
MJ -65	34,90	24,90	7,90	32,30
MJ -66	51,60	33,80	10,60	4,00
MJ -83 a	46,90	42,70	10,40	-----
MJ -83 b	37,00	25,10	10,60	27,30

*A simbologia adotada na tabela acima é dada por Plg (plagioclásio), Cpx (clinopiroxênio), Op (minerais opacos) e Zeol (zeólitas). As letras MJ, seguidas de números, representam os códigos de campo utilizados para localizar no mapa geológico, respectivamente, pontos e amostras coletadas nos mesmos, sendo que as letras finais, em minúsculo, acompanhando-os, servem para distinguir entre as diversas amostras coletadas num mesmo ponto.

4.2 - Depósitos sedimentares Terciários (?)

Affronta-se parte ESE da área (Anexo I), onde se acham representados por sedimentos, com um certo grau de litificação, formados, predominantemente, de argilas com corça vermelha-amarelada, variegadas, nas quais são observadas a ocorrência de várias linhas de seixos de quartzo, com formas, normalmente, angulosas. Todavia, seixos de quartzo, com formas ligeiramente arredondadas, foram também encontrados.

afetados por nenhum tipo de processo de transformação mineralógica (Foto 42).

O plagioclásio forma ripas prismáticas, euédricas a subédricas, de contornos retos, alongadas, marcadas pela ocorrência de duas classes granulométricas bem definidas, uma, predominantemente fina, e outra, mais persistente nas seções delgadas estudadas, média. Encontra-se geminado, complexamente, segundo as leis de Carlsbad e da Albita, sendo, por vezes, poiquilíticos, englobando piroxênio e minerais opacos (não determinados). Alguns de seus grão apresentam-se composicionalmente zonados.

O clinopiroxênio aparece como cristais tabulares, euédricos a subédricos, intimamente associados ao plagioclásio, possuindo granulometrias que variam de fina à média. Encontram-se, normalmente, geminados, com os grãos exibindo contornos irregulares. Possuem distribuição heterogênea na rocha, onde por vezes, formam aglomerados sem formas bem definidas. São biaxiais positivos e, provavelmente, por suas características óticas, augitas. Às vezes, englobam minerais opacos. Ocorrem, também, como cristais muito finos ($\ll 0,5$ mm), impregnando os traços de clivagem dos grãos de plagioclásio.

Os minerais opacos ocorrem como grãos finos, aciculares, alongados, ora ocorrendo nos contatos entre os grãos de plagioclásio e piroxênio, ora inclusos nestes. Grãos com formas esqueléticas foram, também, ocasionalmente encontrados.

Zeólitas, com granulometria extremamente fina ($\ll 0,5$ mm), ocorrem dispersas nas amostras dessas rochas, formando aglomerados de grãos fibrosos, de cor cinza escura, com aspecto embaçado, sendo de difícil reconhecimento e caracterização. Sua proporção modal é bastante variável nas diversas amostras analisadas, podendo estar refletindo a intensidade e a proporção, em volume, da alteração do plagioclásio nas amostras estudadas destes litotipos.

Pelo esquema de classificação de Streckeisen (1976) plotam no campo dos gabros (Fig. 07) tendendo a comportar-se como leucogabros, em função de seu volume modal de plagioclásio ser bastante expressivo em algumas amostras.

4.8 - Depósitos sedimentares Terciários (?)

Afloram na parte ESE da área (Anexo 1), onde se acham representados por sedimentos, com um certo grau de litificação, formados, predominantemente, de argilas com cores vermelha-amareladas, variegadas, nas quais são observadas a ocorrência de várias linhas de seixos de quartzo, com formas, normalmente, angulosas. Todavia, seixos de quartzo, com formas ligeiramente arredondadas, foram também encontrados.



Fotomicrografia 42 - Textura de um dique básico não metamorfizado, exibindo uma trama do tipo glomerofítica seriada, caracterizada pela ocorrência de aglomerados de grãos de plagioclásio (Plg) e clinopiroxênio (Cpx), com granulometria variando de fina a média. Ponto MJ-03. Aumento de 40 X. Nicóis cruzados.

Um certo grau de litificação deste depósito de sedimentos argilosos é denotado pelo fato de apresentarem, em vários locais, planos de fratura com diversas orientações. Em alguns locais, foram observados, também, alguns restritos planos de falhas, contendo estrias. Junto aos planos de fratura, as argilas, tendem a mostrar uma marcante descoloração, onde cores, em tons avermelhados característicos, assumem tons amarelados marcantes. Além disso, alguns desses planos encontram-se, por vezes, preenchidos por óxido de ferro, o qual dá origem uma espécie de canga ferruginosa (Foto 43).

Grandes matacões, angulosos, da rocha gabróica, bastante alterada, foram também observados junto a esses depósitos, junto aos seus limites com o corpo metagabróico. Próximo ao ponto MJ-98, à beira da rodovia Barbacena-Lavras, foram também observados várias linhas de seixos angulosos de quartzo e grandes blocos, métricos e angulosos, de quartzo e de uma rocha filítica, de cor avermelhada, encaixados nestes depósitos de argilas com cores variegadas características.

Este depósito, cuja idade, ainda, é desconhecida, foi individualizado em mapa devido as suas relevantes dimensões e características marcantes, sendo que nele, a presença de seixos de outras litologias, ocorrentes na área, permite considerá-lo como sendo de idade mais nova que as mesmas. Para efeito deste trabalho, é proposto, para o mesmo, informalmente, uma provável idade terciária.

4.9 - Depósitos aluvionares Quaternários

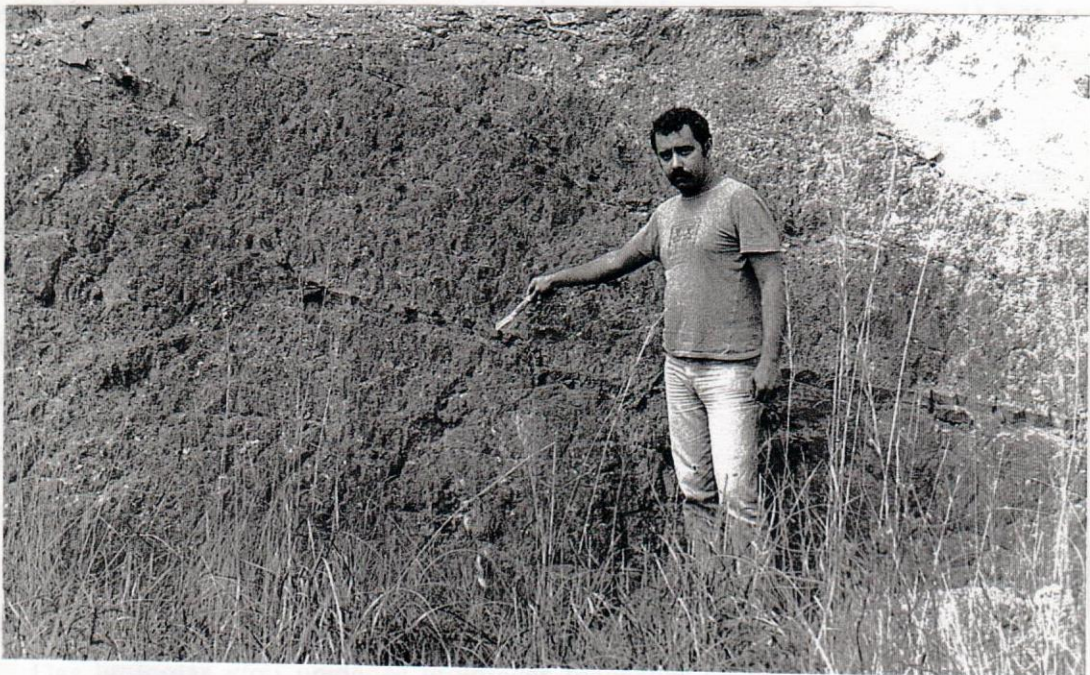
Aluviões, de provável origem quaternária, ocorrem distribuídos por toda a área estudada, desenvolvendo pequenas planícies de inundação, ou várzeas, ao longo de vários cursos d'água que a cortam. Todavia, apenas uma ocorrência deles, de maior significância, mereceu ser individualizada em mapa. Esta corresponde a um depósito localizado a NNE da área global (Anexo 1). Sua origem está diretamente relacionada e condicionada ao curso do Rio das Mortes Pequeno, dispendo-se ao longo da cota de 900 m e com que seu desenvolvimento mais expressivo, preferencialmente, sobre litologias compondo áreas do Terreno Granito-greenstone e das sequências do Ciclo Depositional Carandaí. Isto, deve-se, provavelmente, a maior erodibilidade dessas litologias, em claro contraste com aquelas do corpo metagabróico, que, por serem mais resistentes a erosão, originam um relevo de morros com cristas mais salientes. Valeriano (1985), trabalhando numa área a sudeste da área aqui estudada, também delimitou e caracterizou alguns depósitos dessa natureza, atribuindo-lhes uma provável idade quaternária.

3 - Considerações Finais

3.1 - Estratigrafia

A elaboração de uma coluna estratigráfica de caráter definitivo, envolvendo as litologias da área cartografada (Anexo I), encerra, até o momento, algumas dificuldades. Contudo, à luz dos dados de campo coligidos no presente trabalho e da literatura geológica corrente, tentativamente, uma proposta é aqui apresentada (Tabela 12), acompanhada de uma discussão sumariada dos pontos mais relevantes em que a mesma se apoia.

Neste contexto, as fontes principais de incertezas advêm, em síntese, dos principais fatos: (i) dados paleontológicos não existentes; (ii) o conhecimento da estratigrafia interna da sucessão de rochas representativa do Cráton do Bloco Barbacena, inclusive, para outras áreas vizinhas, com as quais uma correlação foi buscada, a sacasse. Adicionalmente, a um o fato do



Fotografia 43 - Aspecto de campo de sedimentos compondo depósitos terciários (?), compostos, predominantemente, de argilas com cores variegadas. Um certo grau de litificação desses sedimentos é denotado pela ocorrência de numerosos planos de fratura com diversas orientações. Alguns destes, encontram-se, por vezes, intensamente preenchidos por óxido de ferro, que por efeitos intempéricos, dá origem uma espécie de canga ferruginosa característica (Ponto MJ-98; à beira da rodovia Barbacena/Lavras).

Essas relações de campo foram, também, observadas por Ávila (1992), em áreas próximas e do presente estudo.

5 - Considerações Finais

5.1 - Estratigrafia

A elaboração de uma coluna estratigráfica de caráter definitivo, envolvendo as litologias da área cartografada (Anexo 1), encerra, até o momento, algumas dificuldades. Contudo, à luz dos dados de campo coligidos no presente trabalho e da literatura geológica corrente, tentativamente, uma proposta é aqui apresentada (Tabela 12), acompanhada de uma discussão sumarizada dos pontos mais relevantes em que a mesma se apoia.

Neste contexto, as fontes principais de incertezas advêm, em síntese, dos principais fatos: i) dados geocronológicos são inexistentes; ii) o conhecimento da estratigrafia interna da sucessão de rochas, representativa do Greenstone Belt Barbacena, inclusive, para outras áreas vizinhas, com as quais uma correlação foi buscada, é escasso. Adiciona-se a isto o fato do número de ocorrências dessas rochas, na área investigada, ser restrito (Anexo 1) e as mesmas se encontrarem, comumente, em moderado estado de alteração intempérica ou cobertas por solos; iii) as relações temporais entre os dois eventos que propiciaram os posicionamentos dos dois grandes corpos de rochas, originalmente, ígneas e intrusivas, no “greenstone belt”, representadas, hoje pelos metatonalitos/metatrondhjemitos e pelo metagabro de São Sebastião da Vitória (Anexo 1), permanecem sob debate; iv) no que concerne aos diques de rochas ígneas máficas metamorizadas (diques metabasíticos), os dados disponíveis, embora ainda pouco conclusivos, parecem, provisoriamente, apontar, pelo menos, para a existência de duas gerações diferentes de diques. Estes diques são encontrados, cortando algumas das litologias do “greenstone belt” acima, tonalitos/trondhjemitos e, até, segundo Ribeiro (1992), rochas metassedimentares de cobertura, dos ciclos deposicionais Tiradentes e Lenheiros, de idades atribuídas ao Proterozóico Médio.

Das litologias e/ou unidades litológicas mapeadas (Anexo 1), aquelas, mais antigas, arqueanas, correspondem às rochas metaultramáficas, anfíbolíticas e aos xistos/filitos (Tabela 12). Com exceção destas duas últimas litologias, as demais foram vistas atravessadas e/ou desalojadas, em forma de fragmentos, por rochas meta-ígneas do corpo principal e dos diques, formados de metatonalitos/metatrondhjemitos, e cortadas por diques metabasíticos. Algumas dessas relações de campo foram, também, observadas por Ávila (1992), em áreas próximas a do presente estudo.

Esse conjunto de litologias mais antigas foi correlacionado a outros, similares, do embasamento arqueano, do tipo "greenstone belt", para rochas proterozóicas de vários autores que trabalharam em áreas vizinhas e/ou mais afastadas, particularmente, do Greenstone Belt Barbacena, de Pires (1978) e Pires et al. (1990). Anfibólitos e xistos/filitos do citado conjunto foram posicionados, no presente estudo, estratigraficamente, acima das rochas metatromfolíticas (Tabela 13), baseado, essencialmente, nas propostas de Pires et al. (op.cit.), Barbosa (1985), Jos et al. (1987) e Avila (1992). Contudo, face à limitação dos dados

Tabela 12 - Sucessão litoestratigráfica provisória simplificada para a área estudada.

Fanerozóico	Depósitos aluvionares Quaternários
	Depósitos sedimentares Terciários
Mesozóico	Diques básicos não metamorfizados
Proterozóico	Rochas metassedimentares (Ciclos Tiradentes, Lenheiro e Carandaí)
	Diques metabasíticos
	Metagabro de São Sebastião da Vitória
	Diques metaleucotonalíticos/metatromdhjemíticos
	Rochas metatonalíticas/metatromdhjemíticas
Arqueano	Rochas anfibolíticas e xistos /filitos
	Rochas metaultramáficas

esses veios sugerem a existência de uma fase tromdhjemítica precoce na formação daquele granito.

A sugestão, na Tabela 12, da colocação do metagabro de São Sebastião da Vitória, em posição estratigraficamente superior às rochas metatromdhjemíticas/metatromdhjemíticas, se baseia em observações provenientes de exposições bem intemperizadas, em geral, não tão afastadas da região imediata de contato entre essas rochas, onde houve alteração anemérica e espessa cobertura de solo se desenvolvem. Essas principais observações são: 1) pequenos diques e/ou veios e microvenulações de rochas tonalíticas/tromdhjemíticas metamorfizadas, não incomumente, vistos em alinhamentos das rochas do envelope do corpo metagabroico

Esse conjunto de litologias mais antigas foi correlacionado a outros, similares, do embasamento arqueano, do tipo “greenstone belt”, para rochas proterozóicas, de vários autores que trabalharam em áreas vizinhas e/ou mais afastadas, particularmente, do Greenstone Belt Barbacena, de Pires (1978) e Pires et al. (1990). Anfibolitos e xistos/filitos do citado conjunto foram posicionados, no presente estudo, estratigraficamente, acima das rochas metaultramáficas (Tabela 12), baseado, estritamente, nas propostas de Pires et al. (op.cit.), Barbosa (1985), Jost et al. (1987) e Ávila (1992). Contudo, face à limitação dos dados obtidos, foram reunidos, provisoriamente, em uma mesma unidade litológica e não, conforme propuseram estes mesmos autores, que os xistos/filitos representassem a parte superior da sequência do Greenstone Belt Barbacena. Neste contexto, a proposição de Ávila (op. cit.) se fundamenta no fato de que estas rochas (Faixa F1 do autor) não foram vistas, cortadas pelos diques metaleucotonalíticos/metatrondhjemíticos.

As rochas metatonalíticas /metatrondhjemíticas, são, arealmente, as mais expressivas, do envoltório do corpo metagabroico de São Sebastião da Vitória (Anexo 1). Elas e aquelas de diques e/ou venulações, de composições semelhantes, que as atravessam, são vistas, em algumas exposições, cortando rochas, somente, do Greenstone Belt Barbacena (pontos MJ-06, MJ-11, MJ-39, MJ-40, MJ-41, MJ-43, MJ-79, MJ-109, MJ-125, MJ-135). Por tais razões, foram situadas na Tabela 12, em posição estratigráfica superior a estas últimas rochas. Se, quimicamente caracterizadas no futuro como trondhjemiticas, chances existem de virem a ser melhor correlacionadas à Unidade Metatrondhjemítica Caburu, de Ávila (op. cit.). No tocante, aos diques e/ou venulações acima citadas, Quemenéur & Garcia (1993) relatam, em área situada a nordeste desta do presente estudo, a ocorrência de numerosos veios de caráter aplítico de composição trondhjemitica e idade transamazônica, em rochas do citado greenstone belt, encaixantes da borda meridional do maciço granítico de Ritópolis. Segundo esses autores, esses veios sugerem a existência de uma fase trondhjemitica precoce na formação daquele granito.

A sugestão, na Tabela 12, de colocação do metagabro de São Sebastião da Vitória, em posição estratigraficamente superior às rochas metatonalíticas/metatrondhjemíticas, se baseia em observações provenientes de exposições menos intemperizadas, em geral, não tão afastadas da região imediata de contato entre essas rochas, onde forte alteração intempérica e espessa cobertura de solo se desenvolvem. Essas principais observações são: i) pequenos diques e/ou veios e microvenulações de rochas tonalíticas/trondhjemiticas metamorfozadas, não incomumente, vistos em afloramentos das rochas do envoltório do corpo metagabroico

(metatonalitos/metatronghjemitos e anfibolitos) (pontos MJ-06, MJ-11, MJ-39, MJ-40, MJ-43, MJ-79, MJ-109 e MJ-135), até o momento, não foram encontrados nos inúmeros blocos soltos e nos afloramentos de rochas deste corpo. Observações semelhantes sobre este tipo de relação temporal entre essas rochas já haviam sido mencionadas por Valeriano (1985); ii) além disso, nos metatonalitos/metatronghjemitos do citado envoltório, correspondentes metamórficos do corpo ígneo destas composições, intrusivo nas rochas anfibolíticas do Greenstone Belt Barbacena, xenólitos destas últimas rochas não são raros (pontos MJ-11, MJ-109 e MJ-135), enquanto aqueles de gabro (ou metagabro) nunca foram encontrados.

Conforme anteriormente mencionado, diques metabásíticos, intemperizados ou não, em geral inferiores em espessura a 0,5 m, são comuns na área mapeada, onde são observados, atravessando, com exceção dos xistos/filitos, rochas metaultramáficas (pontos MJ-125), anfibolíticas (pontos MJ-109 e MJ-120), metatonalíticas/metatronghjemíticas, arealmente, mais expressivas (pontos MJ-06, MJ-109, MJ-120, MJ-122, MJ-125, MJ-135 e MJ-139) e o próprio corpo metagabroico (ponto MJ-01). Na literatura, diques semelhantes, ocorrentes na área do presente estudo e em áreas adjacentes, foram descrito por vários autores. Assim é que, Valeriano (op. cit.), Quemenéur (1989, 1991) e Noce & Karfunkel (1991), interpretaram alguns deles, quanto ao seu posicionamento, como sendo pré- a sin-tectônicos em relação ao evento tectôno-metamórfico principal, que afetou os metassedimentos proterozóicos, pertencentes ao antigo Grupo São João del Rei, redefinido por Andreis et al. (1989a, b). Outros desses diques foram, também, descritos por Ribeiro et al. (1990) e Ribeiro (1992), como cortando rochas do embasamento arqueano e as sequências proterozóicas dos ciclos deposicionais Tiradentes e Lenheiro. Segundo este último autor, eles mostram idades Sm/Nd, entre 1,4 e 1,8 Ga e registram uma fase extensiva pré-deposicional da sequência Carandaí.

A se julgar, contudo, por algumas características mineralógicas e texturais, e pelo comportamento de suas direções, no campo, parece pouco provável que os diques metabásíticos aqui estudados (de direção NNW-SSE) pertençam à mesma geração daqueles investigados por Ribeiro (op. cit.) (de direção E-W), ocorrentes próximos à extremidade oeste da Serra do Lenheiro. Todavia, na ausência de dados mais detalhados, optou-se, pelo menos, provisoriamente, neste trabalho, por reunir todos esses diques numa única unidade litológica (Tabela 12).

A outra geração de diques máficos, presente na área estudada, é representada por diabásios e/ou basaltos não metamorfizados (Anexo 1). Por esta última característica, somente, essas rochas foram situadas, estratigraficamente, entre as supracitadas rochas

metassedimentares de cobertura (que aqui incluem também as do ciclo Carandaí), e aquelas sedimentares, postuladas como de idade atribuídas ao Terciário (Tabela 12). Ebert (1957), na falta de dados radiométricos, correlacionou essas rochas àquelas de diques básicos mesozóicos, associados ao magmatismo basáltico da bacia do Paraná, mas Noce & Karfunkel (1991), também descrevendo diques máficos semelhantes a esses, nas proximidades de São João del Rei, Tiradentes e Barroso, salientam que eles se encontram encaixados num sistema de fraturas paralelas a veios de quartzo, contendo ouro, desenvolvidos em litologias do antigo Grupo São João del Rei. Estas fraturas são interpretadas, por esses autores, como a expressão de um sistema tensional relacionado à fase de deformação principal que afetou as litologias desse grupo, podendo, assim, a colocação de tais diques, ter ocorrido, ainda no Proterozóico, porém, num estágio posterior à referida deformação.

5.2 - O Corpo Metagabroico de São Sebastião da Vitória: Alguns Aspectos Relevantes

Os resultados expostos na presente tese, sobre o corpo metagabroico em questão são decorrentes, unicamente, de estudos de campo e petrográficos. Os dados obtidos trazem à luz a importância que podem assumir certas feições geológicas e mineralógicas, texturais e estruturais, de caráter tanto ígneo como metamórfico observados, na investigação sobre: i) o posicionamento, o regime de consolidação e os processos ligados à evolução do magma parental gabroico intrusivo, em rochas crustais de um terreno precambriano do tipo granito-greenstone, os quais, em última instância, conduziram à estruturação e à diversidade dos litotipos, observados no corpo; e ii) as transformações subsolidus, pós consolidação, a que foram sujeitos estes litotipos ígneos, devido à atuação de processos metamórficos e deformacionais.

Os dados de campo e da petrografia ígnea do corpo metagabroico mostram, caracteristicamente, na área mapeada, a existência de um padrão de distribuição espacial persistente e independente da topografia, de litotipos (Anexo 1), exclusivamente, gabroicos a dois piroxênios, sem olivina, e a presença nos mesmos, de texturas cumuláticas e laminação ígnea, ambas, bem desenvolvidas e de caráter persistente por toda a área de exposição deste, e acamadamentos dos tipos gradacional e modal, fracamente desenvolvidos e de natureza localizada (vide Capítulo 4, seção 4.4). Estes dados, em síntese, podem sugerir, no nível atual de exposição, que estas rochas encontradas representam: i) uma parte ou unidade gabroica, composta de mesocumulatos, essencialmente, de composição gabronorítica e,

subordinadamente, gabros e leucogabros, de uma sequência litoestratigráfica de uma intrusão maior, do tipo acamadada. A adoção deste modelo, implica, obviamente, aos moldes da intrusão de Skaergaard (Groenlândia), na necessidade de se postular que, estratigraficamente, rochas mais diferenciadas, outrora, localizadas acima desta unidade gabróica, foram removidas por erosão e, aquelas, menos diferenciadas, subjacentes à mesma, permanecem escondidas, em profundidade; ou, ii) uma sucessão pouco diferenciada, formada, unicamente, por este conjunto de rochas gabróicas cumuláticas, de uma intrusão ígnea, fracamente acamadada. Em razão da existência de outros dados, que são discutidos a seguir, o primeiro modelo é preferido na presente tese.

Qualquer que seja o modelo adotado, subseqüentemente a sua formação, rochas do corpo gabróico sob consideração, portanto, já consolidadas e dispendo de texturas e estruturas ígneas dos tipos citados acima, foram, inicialmente e muito localmente, tectonicamente, deformadas e, posteriormente, reequilibradas bem mais amplamente, em dois eventos sucessivos de metamorfismo (M_1 e M_2), separados um do outro, no tempo, sob condições de fácies, respectivamente, xisto verde (M_1) e anfibolito muito baixo (epidoto anfibolito) (M_2). Este último evento (M_2) foi assistido por deformação do tipo rúptil e pode estar relacionado a movimentos de soerguimento do corpo metagabróico para níveis crustais mais elevados. Caracteristicamente, independente do aparecimento e da intensidade do desenvolvimento das tramas francamente metamórficas, principalmente ligadas a processos de substituição mineral, mineralogias, texturas cumuláticas, laminação e acamadamentos ígneos, foram, não raramente, preservadas, nas rochas metagabróicas resultantes.

Em se considerando os modelos referentes aos tipos de intrusão ígnea original, de corpos máficos-ultramáficos, considerável tem sido, nos últimos anos, o número de trabalhos publicados versando sobre os problemas da gênese e evolução de rochas acamadadas de origem cumulática (ver Parsons, 1987; Wilson, 1993; Cawthorn, 1994; McBirney, 1995), os quais apontam para toda uma dinâmica e complexidade envolvidas nos processos de diferenciação magmática, que participam na formação das mesmas. Algumas intrusões desta natureza tornaram-se verdadeiros pontos de referência para este tipo de estudo, funcionando como verdadeiros laboratórios naturais de investigações dos petrólogos de rochas ígneas, na busca do entendimento da dinâmica de formação e evolução de câmaras magmáticas.

Além disso, o progressivo e relevante interesse voltado para os depósitos de metais bases associados com intrusões de natureza acamadada, tais como aqueles de sulfetos de Ni-Cu, cromita e platinóides, têm sido outro fator desencadeante de estudos mais detalhados e

aprofundados acerca dos processos envolvidos na sua formação e evolução. Neste sentido, as intrusões de Bushveld, Stillwater, e também Skaergaard, são as que têm sido mais intensamente investigadas nos últimos anos, devido à potencialidade econômica, há muito reconhecida, nas duas primeiras, em termos de seus depósitos de metais (cromita, sulfetos Ni-Cu e platinóides), e do provimento de excelentes exposições e preservações das litologias e estruturas ocorrentes nas mesmas, respectivamente.

De acordo com Irvine (1982), um cumulo pode ser definido como uma rocha ígnea caracterizada por uma estrutura cumulus de grãos ou cristais minerais que se tocam, os quais foram, evidentemente, formados e concentrados, primariamente, através de processos de diferenciação por cristalização. Assim, suas texturas e estruturas tendem a refletir o(s) tipo(s) de processo(s) atuante à época de sua formação, num ambiente de câmara magmática, em condições bastantes particulares e peculiares às mesmas.

Comparando-se as características texturais e feições internas de estrutura, ígneas, do corpo metagabroico de São Sebastião da Vitória, observadas e descritas, com as de outros corpos ígneos, portadores de feições semelhantes, mundialmente conhecidos e exaustivamente estudados por diversos pesquisadores, algumas dessas feições do mesmo saltam à vista, quando da sua investigação. Neste contexto, o corpo metagabroico estudado, com suas texturas cumuláticas bem desenvolvidas, persistente laminação ígnea e acamadamentos de diversos tipos (modal, de fase e de tamanho dos grãos), embora, fracamente desenvolvidos e em pequena escala, também vêm atestar, nos moldes de outras intrusões do tipo acamadado, de forma marcante e singular, a natureza de sua origem, através de processos de diferenciação magmática por cristalização (*crystallization differentiation*). Estes processos, por sua vez, são interpretados como envolvendo mecanismos de fracionamento de cristal (*crystal fractionation*) e/ou de fracionamento de líquido (*liquid fractionation*), em que o magma é fracionado, através da separação de cristais e líquido, e de acordo com sua composição e com a intensidade e efetividade dos processos físico-químicos atuantes, originando uma variedade de tipos de rochas ao longo do processo de resfriamento e solidificação, como salientado por Irvine (1982 e 1987b, c).

No entanto, merecem atenção, a ocorrência de rochas invariavelmente gabroicas e a intrínseca ausência, no corpo metagabroico estudado, de rochas ultramáficas e um acamadamento ígneo rítmico bem caracterizado e a inexistência de olivina em suas litologias. Estas características, à primeira vista, pareceriam afastar a hipótese de interpretá-lo como uma intrusão (ou parte de uma intrusão maior) ígnea, do tipo acamadada. Isto, pelo fato de que, em

várias intrusões máficas-ultramáficas, tipicamente, desta categoria e clássica, no mundo, como Bushveld (África do Sul), Grande Dique (Zimbábue), Skaergaard (Groenlândia), Stillwater (Estados Unidos), Jimberlana (Austrália) e Muskox (Canadá), entre inúmeras outras, menos conhecidas, porém não menos importantes, a presença de rochas ultramáficas, acamadamento rítmico bem desenvolvido e de litologias com olivina, são características bastante comuns. Contudo, não obstante a ausência de tais atributos, verifica-se que, não há, a priori, nenhum impedimento para que o corpo metagabroico investigado possa ser comparado, em outros aspectos a certos outros corpos do tipo acamadado. Assim é que, na literatura geológica especializada, diversas são as descrições de exemplos de corpos máficos considerados do tipo acamadado, onde o desenvolvimento de rochas ultramáficas é escasso a inexistente (Guadalupe Igneous Complex, EUA). Noutros, marcante é a forma de ocorrência de olivina, restrita a certos níveis estratigráficos, localizados e pouco desenvolvidos (Mulcahy Gabbro, Canadá), até a sua completa ausência, e outros em que logra a ocorrência de um acamadamento ígneo rítmico típico, e/ou onde o mesmo encontra-se apenas incipientemente desenvolvido (East Bull Lake) (ver Best, 1963; Sutcliffe et al., 1991; James & Born, 1985). Além disso, mesmo naqueles corpos ígneos acamadados clássicos, como Bushveld e Skaergaard, vários autores (Wager & Brown, 1968; Quadling & Cawthorn, 1994) salientam a existência de horizontes ou intervalos estratigráficos onde algumas dessas feições, acima mencionadas, também encontram-se ausentes ou pobremente desenvolvidas.

É importante notar que o fato do desenvolvimento de espessas seqüências (de centenas de metros) estratigráficas, formadas por rochas, essencialmente, gabroicas, ao contrário de ser um aspecto isolado e particular de apenas algumas destas intrusões é, sim, uma característica marcante e comum de corpos máficos/ultramáficos acamadados. Espessas seqüências de rochas gabroicas, acamadadas a maciças, são uma feição constante e típica, observada e descrita em muitas intrusões acamadadas clássicas ao redor do mundo, tais como Bushveld (África); Skaergaard (Groenlândia); Jimberlana e Munni Munni (Austrália); Muskox, East Bull Lake e Mulcahy Gabro (Canadá); dentre muitas outras descritas na literatura geológica especializada.

Na área do presente estudo, as rochas gabroicas apresentam uma marcante e constante constituição mineralógica e textural, correspondendo a gabros a dois piroxênios (a maior parte, gabronoritos) com texturas, invariavelmente, mesocumuláticas, onde, basicamente, a densidade de litologias gabroicas é, apenas, função da proporção modal de praticamente os mesmos constituintes mineralógicos. Assim, talvez possa-se pressupor que estas rochas gabroicas

aflorantes, na área mapeada (com cerca de 140 km²), representem um determinado nível estratigráfico (camada ou zona) dentro de um corpo maior, semelhantemente ao que ocorre em muitas intrusões estratificadas, já descritas na literatura. E, embora a escassez dos dados de campo, não permita inferências acerca da estruturação interna do corpo, a hipótese de se tratar de uma intrusão acamadada, maior, não deve ser descartada.

No caso particular da ausência de olivina, no citado corpo, duas hipóteses podem ser consideradas. Uma delas, no caso da hipótese acima, seria a da possibilidade deste mineral ocorrer em litologia(s) confinada(s) a níveis estratigráficos restritos e localizados, que não afloram na área (encontram-se em profundidade), originados por processos de cristalização fracionada de um magma basáltico inicial, subsaturado em sílica. Em Stillwater (Wager & Brown, op.cit., p. 311), por exemplo, olivina tem sua ocorrência restrita a Zona Ultramáfica, onde ocorre como a fase cumulus principal) e à Zona Anortosítica. Nestas zonas este mineral aparece como uma fase cumulus, não estando, porém, presente como uma fase cumulus ou intercumulus em nenhuma das outras zonas de rochas, formadas, principalmente, por rochas gabróicas.

A outra possibilidade é de que, em se tratando de uma intrusão com as características do corpo metagabroico em questão, o magma basáltico inicial, que deu origem às litologias do corpo metagabroico tivesse composição que não possibilitasse a formação de olivina. Neste sentido, Hughes (1982; p. 100-101, 257) discorre acerca da influência da composição química, de magmas, na gênese de fases mineralógicas compondo rochas ígneas, pontuando que as proporções relativas de minerais numa rocha ígnea, necessariamente, refletem variações nas proporções relativas dos óxidos maiores, atentando para o efeito desencadeado pelo conteúdo de sílica (SiO₂) na cristalização de magmas basálticos.

Quanto à forma do corpo metagabroico, qualquer assertiva acerca de sua geometria esbarra no problema da escassez de dados de campo, motivada pela falta de exposições de rocha que possibilite a sua caracterização. Contudo, chama a atenção, os fatos de que subtendendo uma área de cerca de 50 km², com desnível topográfico máximo, da ordem de 170 m, em planta, ele apresenta forma geral, aproximadamente, lenticular (Anexo 1) e com sua dimensão maior (com cerca de 12 km) orientada, concordantemente, com a xistosidade regional das rochas metagraníticas e do greenstone belt, onde se acha encaixado. Neste contexto, com base na vasta literatura geológica disponível, acerca de intrusões máficas-ultramáficas acamadadas, dá-se conta que as formas das mesmas, mais comumente descritas, são as lopolíticas e aquelas em formas de funil e/ou canoa (“funell-shaped” e/ou “canoe-

shaped”), conforme salientado, dentre outros, por Best (1982; p. 175) e Hughes (1982; p. 63). Hatton & Von Gruenewaldt (1990), tecendo comentários generalizados acerca de mecanismos de intrusão e cristalização de intrusões acamadadas, do início do Precambriano, acentuam que, grandes intrusões básicas acamadadas são um fenômeno maior associado ao final do Arqueano e início do Proterozóico, ressaltando que as mais importantes intrusões acamadadas teriam se formado em três períodos principais: 2,7 G.a. (Stillwater); 2,45 G.a. (Great Dyke e Jimberlana, no Zimbábue e Austrália, respectivamente); e 2,05 G.a. (Bushveld e Molopo Farms, no craton do Kaapvaal, África do Sul). Segundo esses mesmos autores, as intrusões formadas a 2,7 e 2,05 G.a. atrás, foram posicionadas como “sills”, e suas colocações podem ter estado relacionadas a eventos orogênicos maiores; enquanto as intrusões, datando de 2,45 G.a. atrás, apresentam-se em forma de canoa, e podem estar associadas a rifteamentos.

Por outro lado, na opinião de Wager e Brown (1968, p. 529-528), processos de diferenciação magmática, levando à formação de rochas de características acamadadas não seriam muito comuns a “sills” típicos, pois, estes processos seriam dependentes de condições, tais como volumes relativamente razoáveis de magma e regime de resfriamento mais lento, as quais permitiriam uma efetiva atuação dos processos de diferenciação magmática. Estas condições, segundo esses autores, não seriam propícias de corpos tipo “sill”, nos quais essas premissas não seriam uma regra, e sim uma exceção.

Segundo esses mesmos autores acima citados, na maioria dos “sills” típicos, embora bem diferenciados, os contrastes entre os diversos tipos de rochas são atribuídos a outros processos, mais do que a aqueles responsáveis por seleção e acumulação de cristais, em camadas distintas e sucessivas. Além disso, neles, acamadamento rítmico e laminação ígnea são raros a ausentes, e as texturas das rochas não são do tipo, usualmente, encontradas em cumulos ígneos. As variações, sempre regulares, nas composições mineralógica e química existentes não podem ser relacionadas a mudanças regulares nas composições dos minerais cumulus, e não pode, todavia, serem descritas como acamadamento críptico. Assim, em vista da ausência geral de acamadamento rítmico, críptico, laminação ígnea e outras feições texturais de cumulos ígneos, esses autores salientam que “sills” diferenciados não devem ser chamados de intrusões acamadadas, e citam como exemplos dessa problemática, os “sills” de Palisades (EUA) e Shiant (Escócia), os quais, entretanto, provêm evidências do extensivo fracionamento de dois magmas de tipos contrastantes, respectivamente, basáltico toleítico e olivina-basáltico alcalino.

Também, Hughes (1982; p. 240-242), discorrendo acerca de processos de diferenciação por fracionamento de cristais em “sills”, pontua que a formação de rochas de origem acumulativa nestes corpos é, relativamente, rara. Salienta, no entanto, que quando rochas dessa natureza ocorrem nos mesmos, estas, tendem a refletir uma ou mais das seguintes possibilidades: (1) “sills” anômalmamente espessos; (2) presença de fenocristais nos magmas, à época da intrusão dos mesmos; (3) magmas iniciais mais alcalinos, com viscosidades relativamente baixas devido a sua composição, em nítido contraste com a maioria das intrusões máficas-ultramáficas acamadadas, que, normalmente, têm sua origem a partir de magmas basálticos toleíticos ou basálticos com elevada alumina; e (4) “sills” formados por magmas komatiíticos, com viscosidades também relativamente baixas, devido as suas altas temperaturas.

Best (1982, p. 169-178), fazendo uma analogia entre as propriedades de “sills” diferenciados e intrusões estratiformes diferenciadas, ressalta que apesar de uma multiplicidade de fatores (geométricos, químicos, reológicos e termais) governar a cristalização de intrusões de magmas basálticos, certas feições são consistentes e típicas de alguns tipos particulares destas formas de intrusões. Desta forma, segundo esse mesmo autor, acamadamentos ígneos de diversas tipos e texturas do tipo cumulato são típicas de corpos acamadados, basicamente envolvendo, simultaneamente, afundamento de cristal induzido por gravidade e fluxo convectivo de magma. Todavia, alguns problemas relacionados à gênese de intrusões estratiformes ainda persistem (para discussões, ver McBirney & Noyes, 1979; McBirney, 1985, 1995; Irvine, 1980a, b, 1987c; Hatton & Von Gruenewaldt, 1990; e Cawthorn, 1994).

À parte de toda a problemática, quanto as feições e aspectos anteriormente considerados, acerca do corpo metagabroico, de acordo com os dados reunidos no presente estudo, é de caráter indubitável a sua origem a partir da diferenciação de um magma de composição basáltica subalcalina, através da atuação de processos de cristalização fracionada, envolvendo o fracionamento contínuo de cristais. Esta origem é claramente denotada através da observação e caracterização de nítidos fácies diferenciados representados por seus litotipos, o que se verifica por intrínsecas e marcantes variações nas modas dos seus minerais (vide Tabela 8, p. 58). Neste contexto, o plagioclásio, ocorrendo em proporções variáveis nessas litologias do corpo, e o clinopiroxênio e o ortopiroxênio, são as fases mais sensíveis e guias, na caracterização e monitoração da influência e intensidade dos processos de cristalização fracionada, na gênese das litologias estudadas. Dessa forma, as texturas cumuláticas e, principalmente, os acamadamentos modal e gradacional, nelas bem acentuados, vêm atestar a

marcante atuação de processos singulares de diferenciação magmática, em um típico ambiente de câmara magmática à época de sua formação, regidos por determinados parâmetros físicos e químicos (gradientes de temperatura, fluxo convectivo, pressão de fluidos, composição do magma, etc...).

Afora, esses comentários acima, desses diversos autores, atualmente, diversos novos mecanismos e hipóteses têm sido propostos por outros investigadores, para explicar a origem de feições tipicamente observadas em rochas acamadadas, tais como laminação ígnea e diversas outras espécies de acamadamento. Dentre estas, merecem menção aquelas que advogam a: i) atuação de correntes de convecção, dirigidas por diferenças de densidade no magma no decorrer de sua cristalização, conhecida como cristalização fracionada dirigida por convecção duplo-difusiva (*double-diffusive fractional crystallization*), envolvendo troca de calor e matéria; ii) a cristalização *in situ* nas paredes e fundo da câmara de magma (*in situ grow*); iii) processos de metassomatismo por infiltração de fluidos migrantes através da pilha cumulática (*infiltration metassomatism process*); iv) adições múltiplas e sucessivas de magmas menos diferenciado, de mesma linhagem, na câmara e, possível mistura, destes, com magmas já diferenciados residentes na câmara na ocasião do novo influxo (*multiple magma addition and mixing*) (ver Irvine, 1980a, b; 1987a, c; Mcbirney & Noyes, 1979; Cawthorn, 1994; Mcbirney, 1995).

Além disso, vistas, cortando rochas metabasálticas, xistosas e xistoelásticas do Greenstone Belt Barbacena. Embora pouco frequentes, em algumas dessas ocorrências, xenólitos de dimensões variadas também são presentes, um dos quais, no ponto M1-140, de grandes dimensões e formado de clorita-talco-trioctaedro-actinolita-xisto, pertencente à unidade das Rochas Metabasálticas, sobre dobras ígneas, em estas de alguma maneira, apresenta (Anexo I).

No que concerne a estas rochas correlacionadas ao Greenstone Belt Barbacena, devido a sua ocorrência bem mais restrita na área mapeada e, por isso, pouco investigada, não se encontra ainda pouco definidas algumas de suas características e suas relações estratigráficas com as rochas metabasálticas, xistoelásticas e xistoelásticas, seus padrões metamórficos e estruturais e a própria caracterização e identificação de seus protólitos.

Diques lineares de rochas metabasálticas (diques metabasálticos) também são presentes, na área onde foram observados cortando tanto rochas da zona metabasáltica como as metabasálticas/metatrondjemíticas. A respeito destes, os dados, não são totalmente conclusivos, se pertencem ou não a uma única geração de diques, a julgar pela existência,

6 - Conclusões e Sugestões

O corpo metagabroico de São Sebastião da Vitória, encontra-se circundado por um envoltório de rochas precambrianas, consistindo de meta-ígneas intrusivas (ortognaissicas) tonalíticas/trondhjemíticas, rochas do Greenstone Belt Barbacena de Pires (1978) e rochas metassedimentares de cobertura, do Ciclo Depositional Carandaí, de Andreis et al. (1989). De forma grosseiramente elíptica, em planta, e subtendendo área de aproximadamente 50 Km², com desnível topográfico máximo de 170 m, acompanha, ao longo de sua maior dimensão, de cerca de 12 km, a direção ENE-WSW de estruturação regional das rochas meta-ígneas (ortognaisses) e do greenstone belt, supracitadas. Suas regiões de contatos imediatos, com essas litologias, encontram-se erodidas e/ou encobertas, predominantemente, por um espesso manto intempérico, não permitindo, assim, uma efetiva avaliação da natureza de suas relações, inclusive, estratigráfica com as mesmas.

Entretanto, baseados em dados de campo coligidos de vários outros locais não muito afastados dessas regiões de contato, dentre outras, uma hipótese é aventada, provisoriamente, de que o corpo metagabroico possa ser mais jovem do que as rochas meta-ígneas tonalíticas/trondhjemíticas, pelo fato de que em alguns afloramentos estas últimas rochas são, inequivocamente, vistas, cortando rochas metaultramáficas, xistosas e anfibolitos do Greenstone Belt Barbacena. Embora pouco freqüentes, em algumas dessas ocorrências, xenólitos de dimensões variadas acham-se presentes, um dos quais, no ponto MJ-140, de grandes dimensões e formado de clorita-talco-tremolita-actinolita xisto, pertencente à unidade das Rochas Metaultramáficas, exibe dobras isoclinais, em escala de alguns metros, apertadas (Anexo 1).

No que concerne a essas rochas correlacionadas ao Greenstone Belt Barbacena, devido a sua ocorrência bem mais restrita na área mapeada e, por isso, pouco investigadas no presente estudo, permanecem ainda pouco definidas algumas de suas características, dentre elas, as relações estratigráficas entre as rochas metaultramáficas, anfibolitos e xistos/filitos, seus padrões metamórficos e estruturais, e a própria caracterização e identificação de seus protólitos.

Diques finos de rochas metabásicas (diques metabasíticos) acham-se, também, presentes, na área, onde foram observados cortando tanto rochas do corpo metagabroico como os metatonalitos/metatrondhjemitos. A respeito deles, os dados, não são totalmente conclusivos, se pertencem ou não a uma única geração de diques, a julgar pela existência,

segundo Ribeiro (1992), de diques metabasíticos, cortando, também, rochas metassedimentares proterozóicas, de cobertura, pertencentes aos Ciclos Depositionais Tiradentes e Lenheiro, em locais não muito afastados da área mapeada, vizinhos às cidades de São João del Rei e Tiradentes.

Desta forma, sugere-se a realização de futuros estudos geocronológicos e geoquímicos, e investigações adicionais de campo e petrográficas, de maior detalhe, de modo a ensejar um maior progresso no reconhecimento de muitos desses tópicos acima expostos.

Com relação aos dados aqui apresentados, sobre o corpo metagabroico de São Sebastião da Vitória, suas feições de campo, sua mineralogia e suas características petrográficas megascópicas e microscópicas originais ígneas, notavelmente preservadas em inúmeros blocos e num afloramento encontrado na área, permitem compará-las com as de alguns corpos ígneos máficos, acamadados, baseados, principalmente, em suas texturas cumuláticas, laminação ígnea e acamadamento de diversos tipos (modal, de tamanho dos grãos, e de fase), estes, ocorrentes em geral em pequena escala.

Assim, adicionando-se a essas características, outras, sobre a sua geologia geral, acredita-se que as rochas metagabroicas estudadas tiveram sua origem e evolução, inicialmente, associadas ao posicionamento de um corpo de magma basáltico inicial, de natureza toleítica, durante o precambriano, em um certo nível crustal, formado de rochas de um terreno granito-greenstone. Este corpo, à ocasião de seu alojamento na crosta, encontrou condições propícias, tectônica e termal, que possibilitaram o seu resfriamento em taxas suficientemente baixas, de modo a permitir que sua cristalização fosse controlada por processos de diferenciação magmática, onde foi marcante a atuação de mecanismos de cristalização fracionada, no decorrer de sua evolução.

Estes processos, por sua vez, envolveram a separação de cristais e líquidos, possivelmente, através de mecanismos de precipitação de cristais dirigido por gravidade, e/ou através de fluxo convectivo, induzido por diferenças de densidade no magma com o decorrer de sua cristalização, como é acreditado e invocado pela grande maioria dos pesquisadores que investigam esses tipos de rochas. Este último mecanismo de diferenciação por cristalização, envolvendo, basicamente, o fluxo convectivo e causando correntes magmáticas, pode vir a explicar a formação da marcante laminação ígnea, persistentemente, observada nas litologias do corpo de metagabro e, também, o intrínseco acamadamento, em pequena escala, modal (*modal layering*) e de tamanho dos grãos (*graded-size layering*), observado nas mesmas, no ponto MJ-01 (Foto 28, p. 67).

Na literatura, muitos outros processos têm, também, sido invocados na literatura para tentar modelar e explicar a origem das mais diversas texturas e estruturas resultantes da cristalização de magmas basálticos, gerando rochas ígneas acamadadas. Neste sentido, mais recentemente, Hatton & Von Gruenewaldt (1990), Wilson (1993), Cawthorn (1994) e McBirney (1995) apresentam sínteses, onde discorrem acerca das principais idéias e hipóteses, formuladas e aventadas nos últimos anos, para tentar explicar os processos de diferenciação magmáticas, que levam à formação desses tipos de rochas e suas conspícuas feições texturais e estruturais associadas.

Para melhor caracterizar o ambiente, processos e o(s) magma(s) inicial(is), envolvidos na gênese e evolução das rochas metagabroicas estudadas na presente tese, é necessário a obtenção de dados de análises químicas em amostras de rocha pré-analisada petrograficamente, atentando-se para a problemática da ocorrência de fácies diferenciados, e da atuação de metamorfismo e alteração intempérica subsequentes, em suas litologias. Também, os dados de análises químicas de fases mineralógicas, através de microsonda eletrônica, constitui outra ferramenta indispensável como apoio a para avaliação da existência e caracterização de possíveis “trends” de diferenciação e processos envolvidos na evolução das mesmas. Um exemplo disso seria a possibilidade da caracterização da existência ou não de um acamadamento críptico, relacionado à cristalização do plagioclásio e/ou do clinopiroxênio e/ou do ortopiroxênio, feição esta que é característica e comum em rochas tipicamente acamadadas. de inúmeras intrusões acamadadas no mundo.

Outro dado, também importante, obtido na presente investigação, é o da constatação de que este corpo, originalmente de gabro, foi, subseqüentemente, afetado por dois eventos metamórficos, M_1 e M_2 , distintos e díspares, no decorrer de sua evolução. O primeiro evento, M_1 , foi responsável por uma característica e notável substituição pseudomórfica dos seus constituintes ígneos originais, promovendo o aparecimento de paragênese metamórfica correspondente àquela da fácies xisto-verde, associado ao metamorfismo regional que afetou, globalmente, as rochas meta-ígneas tonalíticas/trondhjemíticas e do Greenstone Belt Barbacena do seu envoltório e das áreas vizinhas. Este primeiro metamorfismo parece ter tardiamente ocorrido durante um evento deformacional de caráter dúctil, ou cedo sucedido o mesmo. Encontra-se registrado nas rochas gabroicas pelo desenvolvimento local de uma foliação tectônica penetrativa, caracterizado pela deformação e recristalização em graus variáveis, de plagioclásio, principalmente, gerando texturas granoblásticas orientadas que ocorrem de forma localizada nas litologias do corpo.

Posteriormente, sob condições de fácies anfibolito muito baixo (ou epidoto anfibolito), um evento metamórfico M_2 , ocorreu, intimamente associado a um efetivo e marcante episódio de deformação, com domínio no campo rúptil, que provocou a formação de vigorosos e penetrativos sistemas de microfraturas, variáveis desde escala de afloramento a escala de microscópio, disseminadas através das litologias metagabroicas. Estas microfraturas funcionaram como hábeis condutos alimentadores de fluidos aquosos, metamórficos, que percolaram essas rochas, promovendo uma substituição em graus variáveis, tanto de seus constituintes ígneos reliquiais, quanto das fases minerais metamórficas, anteriores, relacionadas ao evento M_1 . Este último evento metamórfico M_2 caracteriza-se como um evento hidrotermal, associado um evento deformacional de caráter rúptil, talvez estando relacionado ao soerguimento do corpo de metagabro a níveis crustais mais rasos.

Com relação a uma melhor caracterização dos eventos metamórficos impressos nas diferentes litologias metagabroicas, julga-se bastante interessante a obtenção futura de dados de análises químicas, por microsonda eletrônica, de anfibólios (tremolita-actinolitas e, presumivelmente, hornblenda actinolíticas) e plagioclásios, os quais são, nessas litologias, as fases mais susceptíveis a mudanças em suas composições químicas, sob diferentes condições físico-químicas, metamórficas, impostas às mesmas.

Rev. do Sudeste, Rio de Janeiro, Bol. Res., p. 101.

AVILA, C.A. (1957), *Geologia, petrografia e geoquímica das rochas plutônicas Pré-Cambrianas (Unidade Metadiorítica Itiritinga e Unidade Metarodhemiática-Cabura) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João del Rei, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado (inédita). Rio de Janeiro, IGEO/UFRI, 268 p.

BARBOSA, M.T.M., (1985), *Geoquímica das fases máficas-ultramáficas, plútonias e migmatito do "Greenstone Belt" Barbacena, na região do Concelheiro Legume (MG)*. Dissertação de mestrado (inédita). Rio de Janeiro, IGEO/UFRI, 227 p.

BARBOSA, O., (1954), *Évolution du Géosynclinal Espinhaço*, In: Int. 29^e Geol. Congr., Argel, 1952. *Comptes Rendues*, Sect. III, Fasc. 14, p. 17-36.

BEST, M.G., (1963), *Petrology of the Guadalupe Ineous Complex, southwestern Sierra Nevada foothills, California*. *Jour. Petrol.*, 4, 223-259.

BEST, M.G., (1983), *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, W. H. Freeman and Company., 630 p.

BIRD, D.K., MANNING, C.E. & ROSE, N.M., (1988), *Hydrothermal alteration of Tertiary layered gabbros, East Greenland*. *Am. J. Sci.*, 288, 405-457.

7 - Referências Bibliográficas

- AB'SABER, A.N., (1972), Participação das depressões periféricas e superfícies aplainadas na compartimentação do Planalto Brasileiro: considerações finais, conclusão. *Geomorfologia*, São Paulo, **28**: 01-38.
- ALMEIDA, F.F.M., (1969), Diferenciação tectônica da Plataforma Brasileira. In: 23^o Congr. Bras. Geol., *Anais*, Salvador, SBG, p. 29-46.
- ALMEIDA, F.F.M., (1981), O Craton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. In: 1^o Simpósio do Craton do São Francisco e suas faixas marginais, 1981, *Anais*, Salvador, S.B.G., **V.1**, p. 1-10.
- ANDREIS, R.R.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P., (1989a), Ciclos Depositionais no Proterozóico das Folhas Barbacena e Divinópolis (setor sul), 1:250.000. In: 1^o Simp. Geol. do Sudeste, Rio de Janeiro. *Bol. Res.*, p. 97-98.
- ANDREIS, R.R.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P., (1989b), Caracterização preliminar dos Ciclos Depositionais Proterozóicos do Sudeste de Minas Gerais (Folhas Barbacena e Divinópolis, 1:250.000). In: 1^o Simp. Geol. do Sudeste, Rio de Janeiro. *Bol. Res.*, p. 101.
- ÁVILA, C.A., (1992), *Geologia, petrografia e geoquímica das rochas plutônicas Pré-Cambrianas (Unidade Metadiorítica Ibitutinga e Unidade Metatrandhjemítica Caburu) intrusivas nas rochas do Greenstone Belt Barbacena, São João del Rei, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado (inédita). Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ, 268 p.
- BARBOSA, M.I.M., (1985), *Geoquímica das faixas máficas-ultramáficas, plutonitos e migmatitos do "Greenstone Belt" Barbacena, na região de Conselheiro Lafaiete (MG)*. Dissertação de mestrado (inédita). Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ, 227 p.
- BARBOSA, O., (1954), Évolution du Géosynclinal Espinhaço. In: Int. 29^o Geol. Congr., Argel, 1952. *Comptes Rendues...*, Sect. XIII, Fasc. **14**, p. 17-36.
- BEST, M.G., (1963), Petrology of the Guadalupe Igneous Complex, southwestern Sierra Nevada foothills, Califórnia. *Jour. Petrol.*, **4**: 223-259.
- BEST, M.G., (1982), *Igneous and Metamorphic Petrology*. New York, W. H. Freeman and Company, , 630 p.
- BIRD, D.K.; MANNING, C.E. & ROSE, N.M., (1988), Hydrothermal alteration of Tertiary layered gabbros, East Greenland. *Am. J. Sci.*, **288**: 405-457.

CAMERON, E.N. & DESBOROUGH, G.A., (1964), Origin of certain magnetites-bearing pegmatites in the eastern part of the Busheveld Complex, South Africa. *Econ. Geol.*, **59**: 197-225.

CAWTHORN, R.G., (1994), Layered igneous rocks: 25 years after Wager and Brown. *S. Afr. J. Geol.*, **97**(4): 389-392.

CORDANI, U.G. & TEIXEIRA, W., (1979), Comentários sobre as determinações geocronológicas existentes para as regiões das folhas Rio de Janeiro, Vitória e Iguape. In: Fonseca, M.J.G.; Silva, Z.G.C.; Campos, D.A. & Tosatto, P. . *Carta geológica do Brasil ao milionésimo*; Folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SG. 23). Brasília, DNPM, p. 175-207.

CORDANI, U.G. & NEVES, B.B.B., (1982), The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Rev. Bras. Geoc.*, **12**(1-3): 77-88.

DIRAC, F.M. & EBERT, H., (1967), Isotopics ages from the pegmatites in Brazil. *Nature*, **215**(8): 948-949.

EALLES, H.V.; DE KLERK, W J.; TEIGLER, B. & MAIER, W.D., (1994), Nature and origin of orthopyroxenites in the western Busheveld Complex, in the light of date compositional. *S. Afr. J. Geol.*, **97**(4):399-407.

EBERT, H., (1955a), Pesquisas Geológicas na parte sudeste de Minas Gerais e Polígonos das Sêcas. *Rel. An. Dir. 1954*, D.G.M., p. 79-89, DNPM, Rio de Janeiro.

EBERT, H., (1955b), Sedimentos metamórficos de origem clástica e sua significação para o esclarecimento da estrutura geológica do Escudo Cristalino Brasileiro. *Eng. Min. Met.*, **22**(6): 39.

EBERT, H., (1956a), Resumo dos resultados obtidos no ano de 1955 no sul de Minas Gerais. *Rel. An. Dir. 1955*, D.G.M., p. 62-81, DNPM, Rio de Janeiro.

EBERT, H., (1956b), A tectônica do sul do Estado de Minas Gerais e regiões adjacentes. *Rel. An. Dir. 1956*, D.G.M., p. 97-107, DNPM, Rio de Janeiro.

EBERT, H., (1957), Beitrag Zur Gliederung des Prakambriums in Minas Gerais. *Geol. Rundsch.*, **45**(3): 471-521.

EBERT, H., (1958), Discordâncias Pré-Cambrianas em Carandaí, Minas Gerais. Rio de Janeiro, DNPM/DGM, *Boletim 183*, p. 1-48.

EBERT, H., (1963), The manganese bearing Lafaiete Formation as guide horizon in the Pre-Cambrian of Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cien.*, **35**(4): 545-559.

EBERT, H., (1971), Os Paraíbides entre São João del Rei, Minas Gerais, e Itapira, São Paulo, e a bifurcação entre Paraíbides e Araxaides. *Bol. Esp.* nº1: 177-178, SBG, São Paulo.

EBERT, H., (1984), Aspectos da geologia da região de São João del Rei. Os Paraíbides sobre São João del Rei e Itapira e a bifurcação entre Paraíbides e Araxaides. S.B.G., Núcleo São Paulo, 114 p (*publicação especial*), in memorian.

FONSECA, M.J.G.; SILVA, Z.C.G.; CAMPOS, D.A. & TOSATTO, P., (1979), Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo; Folhas Rio de Janeiro (SF. 23), Vitória (SF. 24) e Iguape (SG. 23). Brasília, DNPM, 1979, 240 p.

FORTES, P.T.F.O. & LARANJEIRAS, N.P.F., (1987), Mapeamento geológico e aspectos petrográficos e petrológicos do Grupo Barbacena na região de Itumirim-Nazareno, Minas Gerais. In: 4º Simp. Geol. Minas, Belo Horizonte, *Anais*, SBG, V.1, p. 164-178.

GRAPES, R.H., (1975), Actinolite-hornblende pairs in metamorphosed gabbros, Hidaka Mountains, Hokkaido. *Contrib. Mineral. Petrol.*, **49**: 125-140.

GRAPES, R.H.; HASHIMOTO, S. & MIYASHITA, S., (1977), Amphiboles of a metagabbro-amphibolite sequence, Hidaka Metamorphic Belt, Hokkaido. *Jour. Petrol.*, **18**(2): 285-318.

GUIMARÃES, D., (1966), Contribuição ao estudo das formações Arque-Proterozóicas do Brasil. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, *Avulso* **58**, p. 13-26.

GUIMARÃES, D. & FLORÊNCIO, W., (1949), L'age de Quelques pegmatites Brésiliennes. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **21**(4): 315-328.

HASUI, Y.; SADOWSKI, G.R. & CARNEIRO, C.D.R., (1978), A zona marginal sul do Craton do São Francisco. *Publ. Esp. SBG - Núcleo Bahia*, Salvador, **3**: 205-213, dez. 1978 (anais da Reunião preparatória para o 1º Simpósio do Craton do São Francisco e suas faixas marginais).

HASUI, Y.; FONSECA, M.J.C. & RAMALHO, R., (1984), A parte central da região de dobramentos sudeste e o maciço de Guaxupé. In: Schobbenhaus, C., (ed.), *Geologia do Brasil*. Brasília, DNPM, p. 307-328.

HATTON, C.J. & VON GRUENEWALDT, G., (1990), Early Precambrian layered intrusions. In: Hall, R.P. & Hughes, D.J., (eds.), *Early Precambrian Basic Magmatism*. London, Blackie & Son Limited, 56-82 pp.

HEILBRON, M.; GONÇALVES, M.L.; TEIXEIRA, W.; TROUW, R.A.J.; PADILHA, A.V. & KAWASHITA, K., (1989), Geocronologia da região entre Lavras, São João del Rei, Lima Duarte e Caxambu (M. G.). *An. Acad. Bras. Ciên.*, **61**(2): 177-199.

HIETANEN, A., (1974), Amphibole pairs, epidote minerals, chlorite, and plagioclase in metamorphic rocks, northern Sierra Nevada, California. *Amer. Mineral.*, **59**: 22-40.

HUGHES, C.J., (1982), *Igneous Petrology*. Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company, 551p.

IRVINE, T.N., (1974), Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Mem. Geol. Soc. Am.*, **138**, 240 p.

IRVINE, T.N., (1980a), Infiltration metassomatism, adcumulate growth and double-diffusive fractional crystallization in the Muskox intrusion and other layered intrusions. In: Hargraves, R.B., (ed.), *Physics of magmatic processes*. New Jersey, Princeton University Press, 325-383 pp.

IRVINE, T.N., (1980b), Magmatic density current and cumulus processes. *Am. Jour. Sci.*, **280A**: 1-58.

IRVINE, T.N., (1982), Terminology for layered intrusions. *Jour. Petrol.*, **23**: 127-162.

IRVINE, T.N., (1987a), Layering and related structures in the duke Island and Skaergaard Intrusions: similarities, differences and origins. In: Parsons, I., (ed.), *Origins of Igneous Layering*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 185-245 pp.

IRVINE, T.N., (1987b), Appendix I. Glossary of terms for layered intrusions. In: Parsons, I., (ed.), *Origins of Igneous Layering*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 641-647 pp.

IRVINE, T.N., (1987c), Appendix II. Processes involved in the formation and development of layered igneous rocks. In: Parsons, I., (ed.), *Origins of Igneous Layering*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 649-656 pp.

JAMES, R.S. & BORN, P., (1985), Geology and geochemistry of the East Bull Lake Intrusion, District of Algoma, Ontario. *Can. J. Earth Sci.*, **22**: 968-979.

JOST, H.; SEIXAS, L.A.R. & ROESER, H.H.M.P., (1987), Derrames komatiíticos diferenciados do município de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais. In: 4^o Simp. Geol. Minas Gerais, *Anais*, Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 273-285.

JUNQUEIRA, P.A.; LADEIRA, E.A. & LOBATO, L.M., (1989), Contribuição à geologia da porção oriental e meridional de Volta Grande e da jazida de minério de manganês do Aquino, Minas Gerais. In: 5^o Simp. Geol. Minas Gerais, *Anais*, Belo Horizonte, SBG, V.1, p. 85-89.

KAEFER, L. K., et al., (1979), Projeto Sapucaí: Estado de Minas Gerais e São Paulo. Relatório final de geologia (inédito). Belo Horizonte, DNPM, 299 p.

LEONARDOS, O.H., (1940), Tilito metamórfico de Carandaí, Minas Gerais. *An. Acad. Bras. Cien.*, **12**, p. 243-259.

LOMBARD, L., (1894), A mineração nos municípios de São João del Rei, Tiradentes e Prados no Estado de Minas Gerais. *Rev. Ind. de Minas Gerais*, 15/07/1894, p. 243-246, Ouro Preto.

MACHADO FILHO, L.; RIBEIRO, M.W.; GONZALES, S.R.; SCHENINI, C.A.; NETO, A.S.; PALMEIRA, R.C.B.; PIRES, J.L.; TEIXEIRA, W. & CASTRO, H.E.F., (1983), *Projeto RADAMBRASIL*. Folhas SF.23/24 Rio de Janeiro/Vitória. Rio de Janeiro, 1983, 304 p.

MAIER, W.D. & EALES, H.V., (1994) Plagioclase inclusions in orthopyroxene and olivine of the UG2-Merensky Reef interval: regional trends in the western Bushveld Complex. *S. Afr. J. Geol.*, **97**(4): 408-414.

MASCARENHAS, J.F.; PEDREIRA, A.J.; MISI, A.; MOTTA, A.C. & SÁ, J.H.S., (1984), Província São Francisco. In: Almeida, F.F.M. & Hasui, Y., (eds.), *O Pré-Cambriano do Brasil*, São Paulo, Ed. Edgard Blucher, p. 46-122.

McBIRNEY, A.R., (1985), Further considerations of double-diffusive stratification and layering in the Skaegaard Intrusion. *Jour. Petrol.*, **26**(4): 993-1001.

McBIRNEY, A.R., (1995), Mechanisms of differentiation in the Skaegaard Intrusion. *Jour. Geol. Soc. London*, **152**: 421-435.

McBIRNEY, A.R. & NOYES, R.M., (1979), Crystallization of the Skaergaard Intrusion. *Jour. Petrol.*, **20**(3): 487-554.

MIYASHIRO, A., (1973), *Metamorphism and Metamorphic Belts*. London, George Allen & Unwin Ltd., 481 p.

NOCE, C.M. & KARFUNKEL, J., (1991), Mafic dykes intrusive in the São João del Rei Group, Minas Gerais, Brazil. In: 2º Workshop on Mafic Dyke Swarms of Brasil. *Bol. IG-USP, Série Cientif. (publicação especial)*, **10**: 63-66.

NOCE, C. M.; HOPPE, H.; TROUW, R.A.J. & KARFUNKEL, J., (1987), O Pré-Cambriano inferior da região de Barbacena-Tiradentes, Minas Gerais. In: 4º Simp. Geol. Minas Gerais, *Anais*, Belo Horizonte, SBG, **V.1**, p. 149-163.

OLIVEIRA, M.A.F., (1980), *Petrologia das rochas granulíticas da faixa Paraíba do Sul, Estados do Rio de Janeiro e Minas Gerais*. Tese de Livre Docência. Rio Claro IGEO/UNESP, 1980.

PARSONS, I., (1987), *Origins of Igneous Layering*. Dordrecht, D. Reidel Publishing Company, 647 pp.

- PEIXOTO, F. & GUIMARÃES, D., (1952), Problemas de geocronologia. *An. Acad. Bras. Cien.*, **24**(3): 315-327.
- PIRES, F.R.M., (1977), *Geologia do distrito manganêsífero de Conselheiro Lafaiete, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado (inédita). Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ, 344 p.
- PIRES, F.R.M., (1978), The Archean Barbacena Greenstone Belt in its typical development and the Minas Itabirite distribution at the Lafaiete district, Minas Gerais, Brazil. *An. Acad. Bras. Ciên.*, **50**(4): 599-600.
- PIRES, F.R.M. & BARBOSA, M.I.M., (1992), Greenstone Belts-Barbacena e Rio das Velhas - comparações petrológicas e metalogenéticas. *In: 37º Cong. Bras. Geol.*, São Paulo. *Bol. Res. Exp.*, p. 462-463.
- PIRES, F.R.M. & PORTO JUNIOR, R., (1986), A mineralização de Sn-Ta-Nb-Li e o granito Santa Rita, São João del Rei, Minas Gerais. *In: 34º Congr. Bras. Geol.*, Anais, Goiânia, SBG, **V.5**, p. 2023-2034.
- PIRES, F.R.M.; RIBEIRO, A. & BARBOSA, M.I.M., (1990), Distribuição do Greenstone Belt Barbacena na região de São Del Rei, Minas Gerais. *In: 36º Congr. Bras. Geol.*, Anais, Natal, SBG, **V.5**, p. 2941-2951.
- QUADLING, K. & CAWTHORN, R.G., (1994), The layered Gabbonorite Sequence, Main Zone, eastern Bushveld Complex. *S. Afr. J. Geol.*, **97**(4): 442-454.
- QUEMENÉUR, J.J.G., (1987), Petrography of the pegmatites from the Rio das Mortes Valley, southeast Minas Gerais, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.*, **17**(4): 595-600.
- QUEMENÉUR, J.J.G., (1989), Proterozoic dykes of the Bom Sucesso Region, Minas Gerais, Brazil. *Boletim IG-USP, Série Científica*, **20**:31-32.
- QUEMENÉUR, J.J.G., (1991), Proterozoic dykes of the Bom Sucesso - Lavras region (Minas Gerais, Brazil). *In: 2º Workshop on Mafic Dyke Swarms of Brasil. Bol. IG-USP, Série Cientif. (publicação especial)*, **10**: 97-103.
- QUEMENÉUR, J.J.G. & BARAUD, R., (1982), Geologia da área pegmatítica de São João Del Rey, Minas Gerais, Brasil. *In: 5º Congr. Latino-Americano de Geologia*, Anais, Argentina, **V.1**, p. 39-53.
- QUEMENÉUR, J.J.G. & BARAUD, R., (1983), Estrutura do embasamento arqueano e geologia econômica da área pegmatítica de São João del Rei. *In: 2º Simp. Geol. Minas Gerais*, Anais, Belo Horizonte, **V.3**, p. 449-460.
- QUEMENÉUR, J.J.G. & GARCIA, D., (1993), Os maciços de Tabuões e Ritápolis na região de São João del Rei: granitóides Transamazônicos com a associação granito-

trondhjemitó-pegmatítico. *In: 7º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, Belo Horizonte, V.1, p. 105-107.*

QUEMENÉUR, J.J.G. & VIDAL, P., (1989), Primeiras datações radiométricas dos granitos de São João del Rei, Minas Gerais. *In: 5º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, Belo Horizonte, p. 50-54.*

QUEMENÉUR, J.J.G.; NOCE, C.M. & GARCIA, D., (1994), Caracterização das suítes granitóides do arco magmático Transamazônico na borda meridional do Craton do São Francisco, Minas Gerais. *In: 38º Congr. Bras. Geol., Anais, Camboriú, SBG, V.1, p. 117-119.*

RIBEIRO, A., (1992), Diques máficos proterozóicos em São João del Rei, MG. *In: 37º Cong. Bras. Geol., São Paulo. Bol. Res. Exp., p. 508-510.*

RIBEIRO, A.; PACIULLO, F.V.P.; ANDREIS, R.R.; TROUW, R.A.J. & HEILBRON, M., (1990), Evolução policíclica proterozóica no sul do Craton do São Francisco. Análise da região de São João del Rei e Andrelândia, Minas Gerais. *In: 36º Congr. Bras. Geol., Anais, Natal, SBG, V.4, p. 2605-2614.*

SILVA, J.N.; SEIXAS, S.R.M.; PIMENTEL, G.B. & COUTINHO, M.G.N., (1978), *Projeto Mantiqueira-Furnas. Relatório Final, Belo Horizonte, DNPM/CPRM, V.1.*

STAKES, D.S., (1989), Oxygen isotope mineralogic profiles of oceanic layer 3: A comparison of the Semail Ophiolite and ODP Site 735, SW Indian Ocean [abs.]. *Eos (Transactions, American Geophysical Union), 70, p.1401.*

STRECKEISEN, A., (1976), To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews, 12: 1-33.*

SUTCLIFFE, R.H.; SMITH, A.R. & EDGARD, A.D., (1991), Stratigraphy and petrology of the lower part of the Mulcahy Gabro, northwestern Ontario: origin of reverse and normal fractionation trends and implications for tectonic setting of late Archean mafic magmatism. *Can. J. Earth Sci., 28: 1753-1768.*

TEIXEIRA, N.A., (1992), Contribuição a geologia do "Greenstone Belt" Itumirim-Nazareno (MG). *In: 37º Congr. Bras. Geol., São Paulo. Bol. Res. Exp., p. 476-477.*

TEIXEIRA, W., (1982), Geocronology of the southern part of the São Francisco Craton. *Rev. Bras. Geoc., 12(1-3): 268-277.*

TEIXEIRA, W., (1985), *A evolução geotectônica da porção meridional do Craton do São Francisco com base em interpretações geocronológicas.* Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IGEO/USP, 207 p.

TEIXEIRA, W.; FONSECA, A.C.; POUPEAU, G.; PADILHA, A.V.; ZAPAROLLI, L.H.; KAWASHITA, K. & KHOURY, M.C., (1983), Esboço da evolução geotectônica da parte sul do Craton do São Francisco: uma interpretação com base nos dados Rb/Sr e K/Ar, Pb/Pb e traços de fissão. *In: 3º Simp. Geol. Minas Gerais, Anais, Belo Horizonte, SBG, V.1*, p. 28-44.

THOMPSON, J.B., Jr.; LAIRD, J. & THOMPSON, A.B., (1982), Reactions in amphibolite, greenschist and bluechist. *Jour. Petrol.*, **23**: 1-27.

THORPE, R.S. & BROWN, G.C., (1985), *The Field Description of Igneous Rocks*. New York, Halsted Press, 154 p.

TROUW, R.A.J.; RIBEIRO, A. & PACIULLO, F.V.P., (1986), Contribuição à geologia da Folha Barbacena - 1:250.000. *In: 34º Congr. Bras. Geol., Anais, Goiânia, SBG, V.2*, p. 974-986.

TROUW, R.A.J.; PACIULLO, F.V.P. & RIBEIRO, A., (1994), A Faixa Alto Rio Grande reinterpretada como zona de interferência entre a Faixa Brasília e a Faixa Ribeira. *In: 38º Congr. Bras. Geol., Anais, Camboriú, SBG, V.1*, p. 234-235.

VALERIANO, C.M., (1985), *Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, Minas Gerais*. Dissertação de Mestrado (inédita). Rio de Janeiro, IGEO/UFRJ, 98 p.

VALERIANO, C.M. (1986), Geologia estrutural e estratigrafia do Grupo São João del Rei na região de São João del Rei, MG. *In: 34º Congr. Bras. Geol., Anais, Goiânia, SBG, V.2*, p. 999-1018.

WAGER, L.R. & BROWN, G.M., (1968), *Layered Igneous Rocks*. London, Oliver and Boyd, 588 p.

WAGER, L.R.; BROWN, G.M. & WADSWORTH, W.J., (1960), Types of igneous cumulates. *Jour. Petrol.*, **1**: 73-85.

WERNICK, E., (1981), The Archean of Brasil. *Ear. Sci. Rev.*, **17**: 31-48.

WILSON, M., (1993), Magmatic differentiation. *Jour. Geol. Soc. London*, **150**: 611-624.

YARDLEY, B.W.D., (1989), *An Introduction to Metamorphic Petrology*. New York, Longman Scientific & Technical, 248 p.