

MÁRMORES DA REGIÃO DE ITAOCA (ES) E ESCARNITOS NO CONTATO COM DIQUES MÁFICOS E FÉLSICOS: MINERALOGIA E PETROGÊNESE

Hanna Jordt-Evangelista¹ & Deiwys José Viana¹

ABSTRACT

Skarns at the contact of marbles and mafic as well as felsic dikes located in the Itaoca region (Espírito Santo State, eastern Brazil) were investigated in terms of mineralogy and genesis. Marbles and the older mafic dykes were affected by high grade metamorphism of Brasiliano age, as comproved by the presence of spinel. The undeformed younger granitic dykes are post-tectonic. Skarns related to the granite dykes were formed as outcomes of silica addition in marble layers during the intrusion, generating zones composed of i) olivine + carbonate + pyroxene + amphibole ± phlogopite; ii) pyroxene + amphibole ± phlogopite ± scapolite, and iii) pyroxene ± phlogopite. The last mineral association occurs close to the granite and shows the maximum silica enrichment. Evidence of Ca-metassomatism in the granite is shown by the strongly zoned plagioclase crystals, which show central portions with An₁₇ and border zone with An₄₃. Skarns generated at the contact with amphibolite dykes are wider than the former, probably because the original contact metamorphic reaction zones generated during the intrusion were reinforced by granulite facies metamorphism. The reaction aureoles display the following mineral associations: i) carbonate ± olivine, ii) carbonate + diopside ± scapolite ± epidote, iii) plagioclase + diopside ± scapolite ± epidote, and iv) amphibole + plagioclase ± phlogopite ± hercinitite ± grossularite. The first association belongs to the marble at the contact, and the last to the amphibolite. There are mineralogical and textural evidences for metamorphic and metassomatic reactions due to the migration of Ca, Mg and Si, leading, for example, to the scapolitization of the plagioclase.

INTRODUÇÃO

Espalhadas na região de Itaoca, cercanias de Cachoeiro do Itapemirim (Espírito Santo), há muitas pedreiras de mármore que é explotado como rocha ornamental ou para fins industriais (*e. g.*, fertilizantes, papel e cimento). Estima-se em cerca de uma centena o número de pedreiras em atividade.

Os mármores são localmente cortados por diques graníticos e diques metamáficos. Enquanto os diques graníticos não exibem evidências de deformação e nem de metamorfismo, os máficos, mais antigos, foram deformados, extensivamente metamorfizados e transformados em anfíbolitos. O contato do mármore com os diques metamáficos é transicional, sendo composto por bandas de mineralogia diversa. O contato com os corpos graníticos é abrupto.

O objetivo do presente trabalho é o estudo petrológico do mármore e suas intercalações calciossilicáticas, do anfíbolito e do granito, através da investigação das paragêneses minerais e da interpretação das transformações mineralógicas no contato entre eles. Esse estudo, além de contribuir para o conhecimento geológico da região, também traz informações sobre a capacidade de migração de elementos químicos no contato entre intrusão e encaixante, e sobre os processos metassomáticos e

metamórficos operantes.

GEOLOGIA REGIONAL

Tectonicamente, a região de Itaoca situa-se na Faixa Ribeira de Almeida *et al.* (1973), ou Cinturão Móvel Costeiro (Almeida, 1981), na porção central do Orógeno Araçuaí-Oeste Congo (Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos, 2000). Do ponto de vista litoestratigráfico (Figura 1), a região compreende rochas pertencentes aos domínios metavulcano-sedimentar e metassedimentar do Complexo Paraíba do Sul e intrusivas ácidas gnaissificadas (Vieira 1995, 1997).

Segundo Vieira (1995, 1997), o Complexo Paraíba do Sul na área estudada é composto pelas seguintes associações litológicas (Figura 1): grafita-cordierita-granada-sillimanita-biotita gnaisses (гнаisses kinzigíticos) com níveis de anfíbolitos, quartzitos e rochas calciossilicáticas; granada-sillimanita gnaisses com níveis quartzíticos; biotita gnaisses com intercalações de anfíbolitos e rochas calciossilicáticas; biotita-anfíbólio gnaisses em associação com rochas calciossilicáticas, anfíbolitos, quartzitos e expressivos corpos de mármores; anfíbólio gnaisses com intercalações de anfíbolito, rochas calciossilicáticas, quartzitos e gnaisses aluminosos. As rochas intrusivas

¹ Departamento de Geologia, Escola de Minas, UFOP, Campus do Cruzeiro, Ouro Preto

compreendem ortognaisses tonalíticos e ortognaisses graníticos a granodioríticos.

Datações U-Pb de zircão, monazita e titanita evidenciam idades neoproterozóicas para o Complexo Paraíba do Sul, no contexto do ciclo tectono-metamórfico Brasileiro (Machado *et al.*, 1996). Um importante evento tectono-termal ocorreu entre 590 e 565 Ma, e um segundo evento foi datado em 535–520 Ma. Atividades tectônicas tardias e pós-tectônicas estão registradas por idades variando de 503 a 494 Ma. Rochas precursoras dos gnaisses do embasamento, no

entanto, são paleoproterozóicas, com idades entre 2185 e 2134 Ma.

Datações Sm-Nd de Brueckner *et al.* (2000), em rochas pertencentes ‘a Faixa Ribeira ao norte da área do presente trabalho, definem idades brasileiras de recristalização entre 538 e 589 Ma para metamorfismo da fácies granulito, confirmando os dados de Machado *et al.* (1996). Brueckner *et al.* (2000) obtiveram idades modelo T_{DM} para rocha total entre 1,6 e 2,0 Ga, que podem indicar que rochas da Faixa Ribeira foram originalmente geradas no Ciclo Transamazônico.

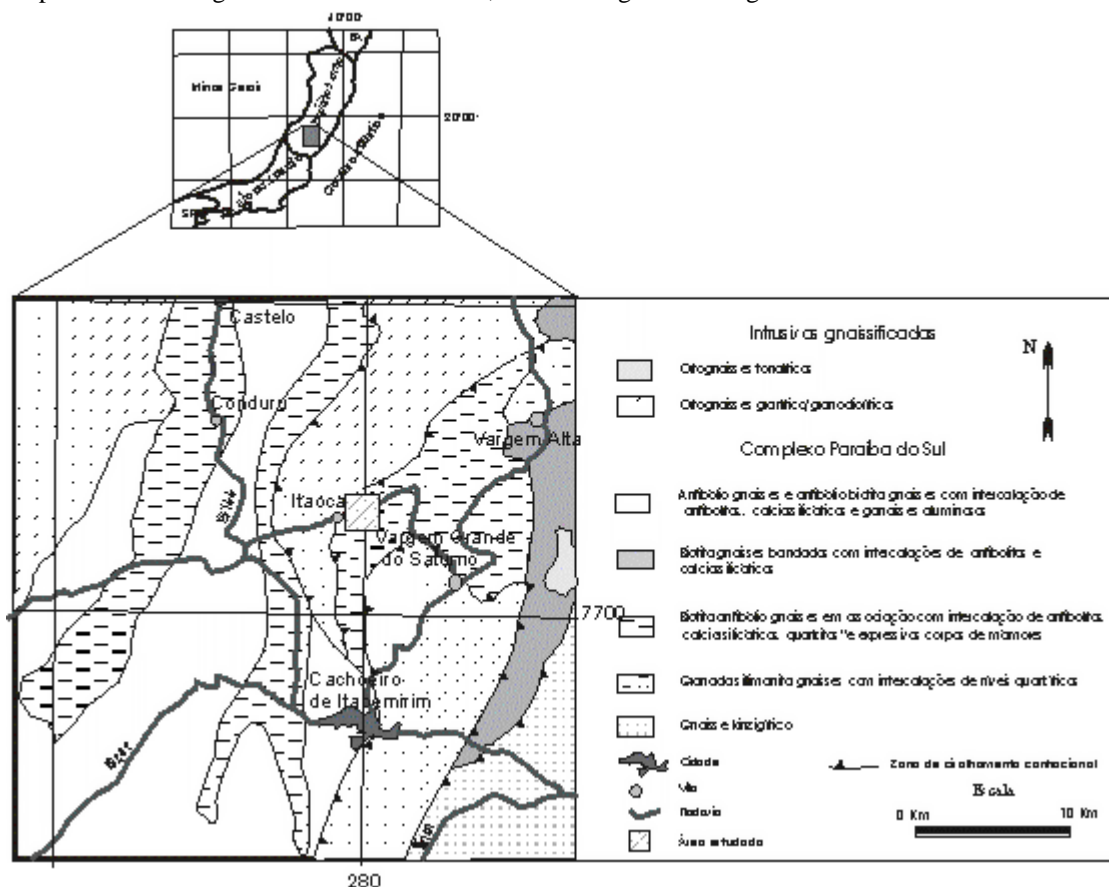


Figura 1: Mapa geológico da região de Itaoca (ES), com localização da área estudada (modificado de Vieira, 1995).

Figure 1: Geologic map of the Itaoca region (ES), with location of the studied area (modified after Vieira, 1995).

PEDREIRAS DE MÁRMORE

Em muitas pedreiras o mármore é muito puro, com composição dolomítica e/ou calcítica, coloração branca e granulação que varia, de local para local, de fina a grossa. O mármore calcítico, menos utilizado com rocha ornamental devido à dureza mais baixa e menor resistência a ataque por substâncias químicas, ocorre em camadas ou lentes intercaladas no mármore dolomítico. Este também possui calcita, porém em quantidade subordinada. Nas pedreiras visitadas, as porções impuras, de coloração mais escura, que contém minerais silicatados, prejudicam o aproveitamento da rocha ornamental e são descartadas como rejeito. Essas porções calciossilicáticas foram estudadas no presente trabalho, pois as suas paragéneses minerais possibilitam interpretação das condições do

metamorfismo gerador do mármore.

Os estudos concentraram-se em duas pedreiras. A primeira, atualmente desativada, foi explorada pela Companhia Vale do Rio Doce e empreiteira Martins Lana. A segunda, pertencente à MARBRASA, é explorada para extração de rocha ornamental.

Na pedreira desativada da CVRD observam-se diques de rocha granítica com cerca de 30 cm de largura, cuja intrusão deu-se em zonas de cisalhamento (Figura 2). A presença de blocos de granito de tamanho relativamente grandes no rejeito indica que, embora não encontrados *in situ*, há também diques mais possantes. Nesses blocos observam-se dois tipos de granulação, sendo que o granito mais fino contém encraves do tipo mais grosso. O granito é leucocrático, fino a grosso e não apresenta evidências de deformação nem metamorfismo. O contato com a encaixante é abrupto.

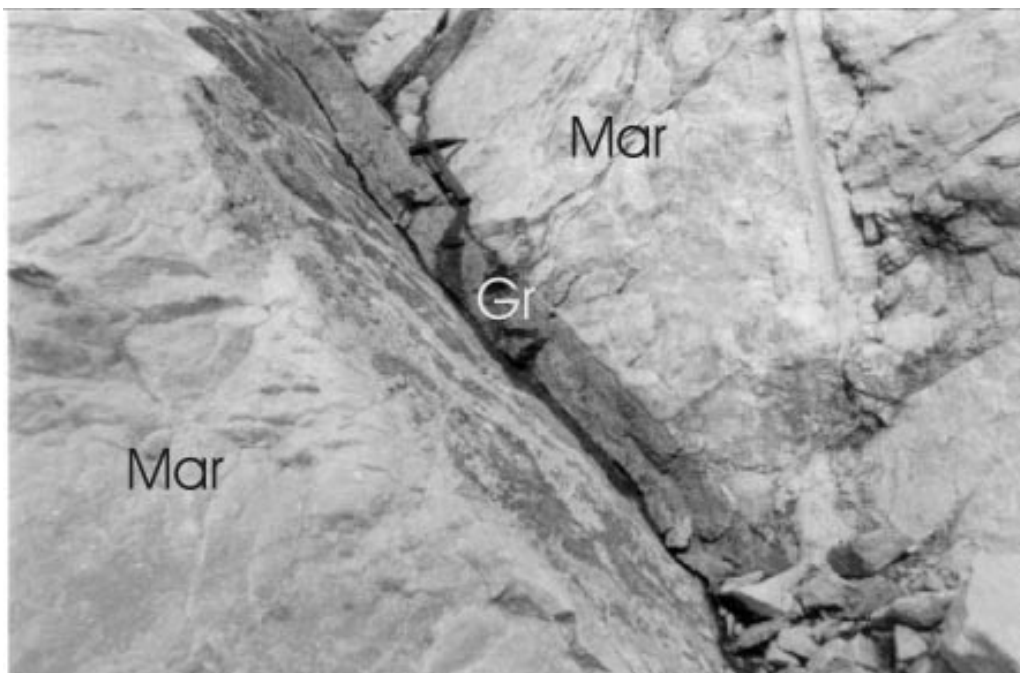


Figura 2: Dique de granito cortando mármore na pedreira desativada da CVRD, região de Itaoca.

Figure 2: Granite dyke cutting marble, abandoned quarry in the Itaoca region.

Na pedreira da CVRD o mármore contém lentes e diques de anfibolito, concordantes com a foliação metamórfica (Figura 3). Essas intercalações são diques máficos de até 1 m de espessura, que foram deformados, estirados, rompidos e metamorfizados. A foliação geral tende a NS, com mergulho para E, embora localmente uma fase de dobramento tenha causado inversão do mergulho para W. No contato dos diques de anfibolito com o mármore há zonas de reação caracterizadas por um bandamento mineralógico, cuja mineralogia e gênese foram investigadas nesse trabalho.

Na pedreira de rocha ornamental da MARBRASA, o mármore explotado é branco e predominantemente dolomítico. Também aqui se notam dobras com vergência para W, que só se tornam visíveis quando o mármore possui camadas impuras, isto é, níveis esverdeados ou acastanhados retratando o dobramento, que correspondem a porções calciossilicáticas e pelíticas metamorfizadas. O estudo nessa pedreira concentrou-se nas camadas impuras, compostas de paragêneses minerais relevantes como indicadores das condições metamórficas.



Figura 3: Pedreira desativada de mármore da CVRD na região de Itaoca, mostrando diques metamáficos.

Figure 3: Abandoned marble quarry in the Itaoca region, showing metamafic dikes.

DESCRIÇÃO LITOLÓGICA

MÁRMORE: Os mármore são compostos predominantemente por dolomita. Calcita também ocorre e comumente exibe diminutas inclusões de dolomita com a forma de gotas (Figura 4). A utilização do geotermômetro calcita-dolomita para estimar a temperatura de recristalização do mármore não pode ser empregada devido a essa exsolução do componente magnesiano na calcita.

ROCHAS CALCIOSSILICÁTICAS: Bandas com espessura média decimétrica, contendo diversos tipos de silicatos, formam intercalações no mármore. Essas bandas constituem mármore impuros, gnaisses calciossilicáticos ou micaxistos. As bandas calciossilicáticas são macroscopicamente brancas, esverdeadas, verde-azuladas ou castanhas.

Vários silicatos magnesianos e/ou cálcicos ocorrem associados a carbonatos nas rochas calciossilicáticas. Além dos carbonatos e de minerais opacos, identificados como ilmenita e pirrotita em cristais que chegam a ser centimétricos, destacam-se as seguintes associações minerais:

i) Olivina + clinohumita: As rochas calciossilicáticas mais ricas em carbonato (dolomita e calcita) são mármore com olivina intercrescida em continuidade ótica com mineral do grupo da humita (Figura 4), caracterizado pelo nítido pleocroísmo em tonalidades amarelas. Olivina pode apresentar alteração marginal em tremolita (Figura 4). Outros minerais que podem ocorrer nessas porções são anfibólio cálcico, flogopita e diopsídio.

ii) Espinélio s.s. + magnésio-hornblenda ± flogopita: O espinélio s.s. é cinza azulado muito pálido em seções delgadas, podendo ser confundido com granada. Os cristais atingem 5 mm de diâmetro, são xenoblásticos, fraturados e com parcial substituição por Mg-clorita. Anfibólio constitui cristais relativamente grandes (até 7 mm), incolores, caracterizados quimicamente como magnésio-hornblenda (Jordt-Evangelista & Viana, 2000). Flogopita, quase incolor, exibe orientação preferencial planar. Dolomita e calcita, esta com freqüente exsolução de blebs de dolomita, são granoblásticas poligonais. Mineral de alteração retrometamórfica é a Mg-clorita, em palhetas decussadas.

iii) Diopsídio + anfibólio cálcico ± plagioclásio: Diopsídio pode ocorrer como intercrescimento poiquiloblástico em carbonatos ou anfibólio. Apenas os cristais maiores do plagioclásio possuem maclas polissintéticas. Localmente há substituição do plagioclásio por escapolita (Figura 5) ou por epidoto. Em raras amostras também aparece quartzo. Subordinadamente ocorrem flogopita, titanita, apatita e, como minerais secundários, sericita, Mg-clorita, tremolita e clinozoisita.

iv) Biotita/flogopita + plagioclásio ± quartzo ± anfibólio cálcico: A mica tende a amarela clara quando mais rica

em Mg, até mais escura, castanho alaranjada, nas variedades com Fe mais elevado (Jordt-Evangelista & Viana, 2000). Plagioclásio é granoblástico e, em algumas porções, se associa a quartzo. Minerais acessórios são titanita, zircão, apatita e minerais opacos. É comum a ocorrência de anfibólio incolor, possivelmente tremolítico.

DIQUES MÁFICOS: Os diques máficos associados ao mármore são anfibolitos a anfibólio-biotita xistos. São compostos principalmente de anfibólio verde amarelado claro, caracterizado quimicamente como pargasita, ou anfibólio verde oliva, de composição tschermakita a magnésiohornblenda (Jordt-Evangelista & Viana, 2000). Plagioclásio é granular, com maclas raras e, às vezes, tem substituição parcial por escapolita (Figura 5), epidoto ou sericita. Há rochas máficas que são mais ricas em biotita castanho-alaranjada do que em anfibólio. Minerais acessórios são espinélio verde (hercinita), minerais opacos, titanita, apatita e zircão. Minerais de alteração retrometamórfica são clorita, epidoto, sericita, anfibólio verde-azulado claro e carbonato intersticial.

DIQUES FÉLSICOS: Os diques félsicos que cortam o mármore são compostos de granito com textura tipicamente ígnea, subédrica. Os minerais principais são microclina, plagioclásio e quartzo, em teores aproximadamente iguais. Junto ao mármore o plagioclásio apresenta zonamento irregular. Os minerais máficos constituem menos de 5% da rocha. Considerando os máficos, há dois tipos de granito. O primeiro possui biotita e anfibólio verde-acastanhado muito escuro. O segundo tipo contém granada. Minerais acessórios são zircão, apatita e raro mineral opaco.

ESCARNITOS: O contato dos diques máficos com o mármore é gradual e caracteriza-se por um bandamento em escala centimétrica até decimétrica (20 cm), interpretado como produto da reação entre os dois tipos litológicos quimicamente distintos.

A transição entre mármore e dique anfibolítico caracteriza-se por bandas com a seguinte mineralogia (do mármore até o anfibolito):

-Mármore: carbonatos (calcita + dolomita) ± olivina;
 -Escarnitos: carbonatos + diopsídio ± escapolita ± epidoto, e plagioclásio + diopsídio ± escapolita ± epidoto ± carbonatos;
 -Anfibolito: anfibólio + plagioclásio ± biotita/flogopita ± hercinita ± grossularita.

No contato mármore-granito variações mineralógicas são observadas somente no mármore. No granito, no entanto, há um forte zonamento inverso ou irregular no plagioclásio (Jordt-Evangelista & Viana, 2000).

Os escarnitos são compostos por (do mármore em direção ao granito):

-olivina + carbonato + piroxênio + anfibólio ± flogopita;
 -piroxênio + anfibólio ± flogopita ± escapolita; e
 -piroxênio ± flogopita.

A espessura das camadas de escarnito não ultrapassa cerca de 2 a 3 cm.

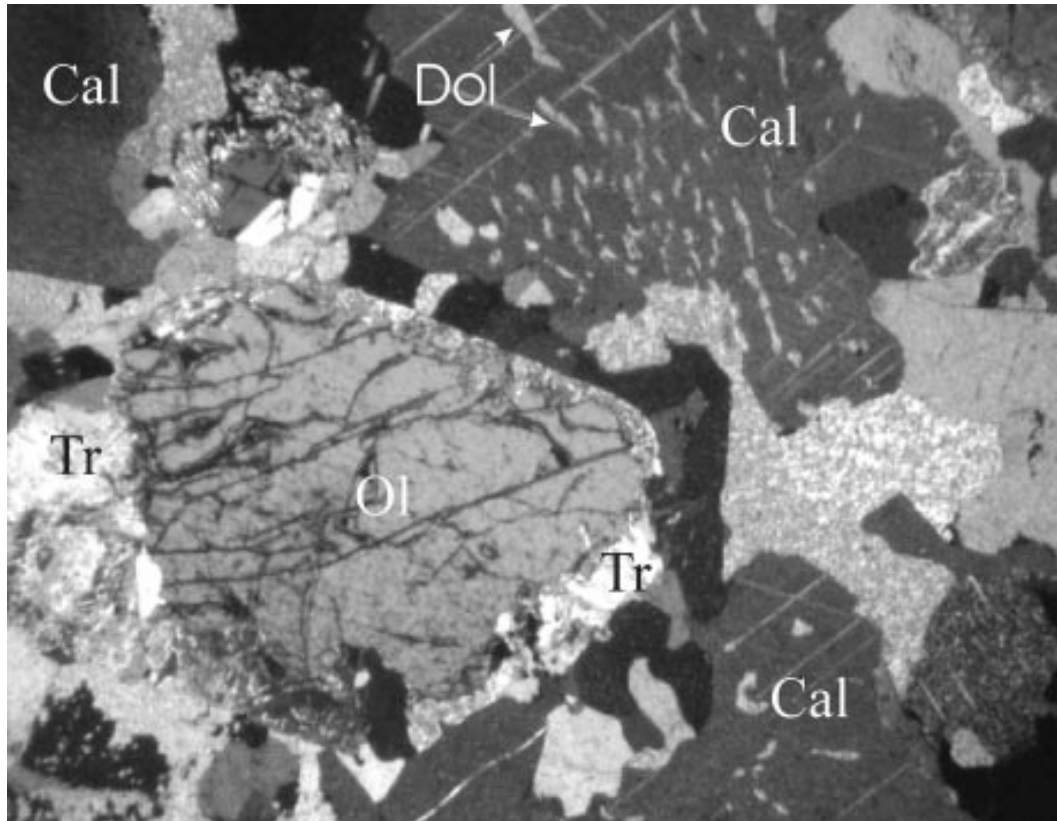


Figura 4: Fotomicrografia de olivina mármore, mostrando alteração da olivina (Ol) em tremolita (Tr). O carbonato é calcita (Cal) com exsolução de dolomita (Dol). Luz polarizada cruzada, base da figura = 3,6 mm.
Figure 4: Photomicrograph of olivine marble, showing alteration of olivine (Ol) in tremolite (Tr). Carbonate is calcite (Cal) with exsolution of dolomite blebs (Dol). Crossed polarized light, base of figure = 3.6 mm.

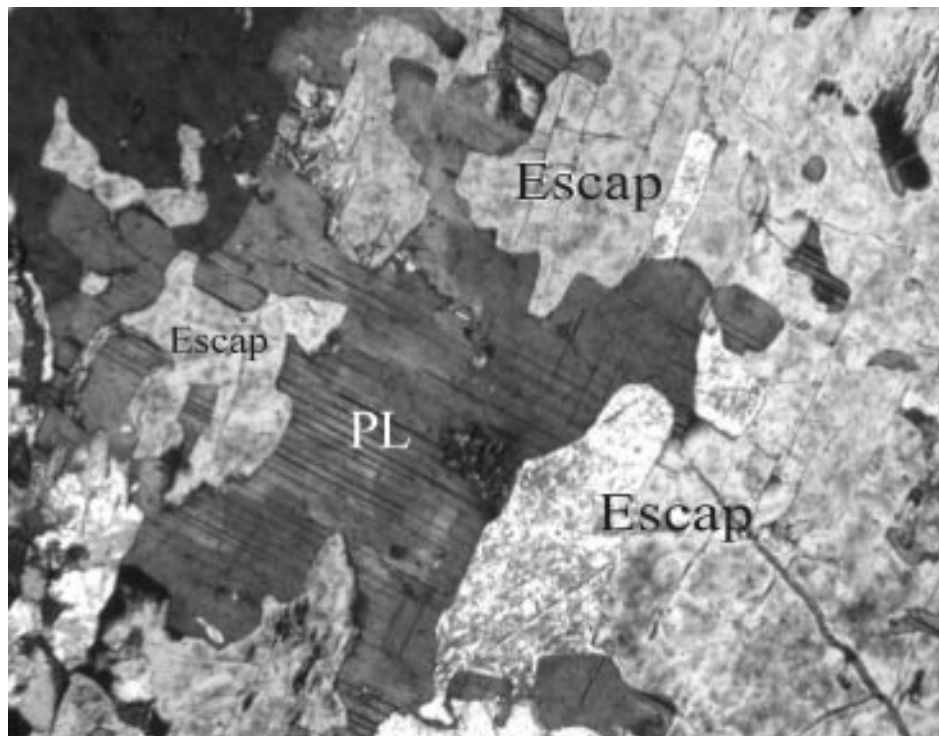


Figura 5: Fotomicrografia de escarnito no contato com dique máfico com escapolita (Escap) substituindo plagioclásio (PL). Luz polarizada cruzada, base da figura = 1,2 mm.
Figure 5: Photomicrograph of skarn at the contact with mafic dyke, with scapolite (Escap) substituting plagioclase (PL). Crossed polarized light, base of figure = 1.2 mm.

METAMORFISMO E METASSOMATISMO: DISCUSSÃO

Tanto as rochas calciossilicáticas intercaladas no mármore quanto os diques anfibolíticos portam, esporadicamente, espinélio. Este mineral indica que o conjunto de rochas estudado foi metamorfozido na fácies granulito. Houve também um evento retrometamórfico causador da alteração dos minerais de grau mais alto, tal como transformação de espinélio e flogopita em Mg-clorita, de olivina e diopsídio em tremolita (Figura 4) e a saussuritização e sericitização do plagioclásio.

Nos escarnitos gerados no contato entre rocha máfica e mármore verifica-se que olivina é o silicato que aparece nos mármores mais longe do contato. A formação da olivina pode ter sido possibilitada pela entrada de sílica fornecida pela intrusiva máfica. Na camada de escarnito adjacente ao mármore aparece diopsídio, que significa aporte maior de sílica, em relação do que para formar olivina.

O anfibólio da rocha máfica junto ao contato com o mármore é incolor a verde muito pálido, passando a verde amarelado ou verde oliva mais distante do contato. O tipo incolor, mais rico em Mg, foi identificado como edenita através de análise de microsonda e o tipo colorido é tschermakita ou pargasita a ferropargasita (Jordt-Evangelista & Viana, 2000).

Plagioclásio do tipo labradorita teve sua formação condicionada ao alumínio da máfica. Como o Al é um elemento pouco móvel, a porção do escarnito com plagioclásio deve ter-se originado a partir da máfica, com aporte do cálcio da encaixante para formar diopsídio. O aporte de cálcio também pode ser o responsável pelo zonamento inverso da labradorita nessa banda, cujo teor de cálcio é maior na borda do que no centro (Jordt-Evangelista & Viana, 2000).

Nota-se a presença esporádica da grossularita no anfibolito (Jordt-Evangelista & Viana, 2000). Esta granada cálcica teve, possivelmente, sua formação condicionada por cálcio oriundo da encaixante.

Nos escarnitos são frequentes escapolita e epidoto rico em Fe. Escapolita é um mineral comum nas zonas de reação no contato de rochas ígneas e carbonáticas, podendo formar-se por substituição metassomática do plagioclásio quando da infiltração de fluidos contendo ânions complexos como Cl^- , SO_4^{2-} ou CO_3^{2-} , sendo que especialmente o CO_3^{2-} é provável nesse ambiente carbonático. As texturas de substituição do plagioclásio por escapolita confirmam que a escapolita é metassomática (Figura 5). Epidoto aparece em cristais grandes substituindo plagioclásio, cujos relictos nele ficam inclusos de forma poiquiloblástica. O epidoto parece também estar associado ao processo metamórfico-metassomático que originou escapolita nos escarnitos e não ao processo retrometamórfico responsável pela saussuritização do plagioclásio, no qual se formaram grãos de clinozoisita de porte pequeno.

A espessura reduzida dos escarnitos gerados no contato mármore–dique granítico mostra que a migração de elementos durante o metamorfismo de contato e os processos metassomáticos que o acompanham reduz-se à escala de apenas poucos centímetros. Uma das causas é a largura dos diques graníticos que, nos afloramentos amostrados, não ultrapassou 0,5 m (Figura 2). No granito, a evidência do metassomatismo vem do plagioclásio zonado, cujo teor de anortita varia de oligoclásio com An_{16} (nos cristais do granito inalterado) até andesina com An_{43} , na borda dos cristais próximos ao contato com o escarnito (Jordt-Evangelista & Viana, 2000). Nesse caso houve entrada de cálcio da encaixante carbonática. No mármore, por sua vez, houve aporte de sílica que permitiu, junto ao contato, a formação de camada quase monomineralica de diopsídio. A cerca de 1 cm de distância do contato, ocorre camada de diopsídio + anfibólio, sendo este último mineral mais pobre em sílica do que o primeiro. Ainda mais distante do contato com o granito, que é a fonte de SiO_2 , é que aparece olivina, mineral deficiente em sílica.

CONCLUSÕES

Nas pedreiras estudadas, os diques máficos constituídos de anfibolito foram metamorfozados na fácies granulito, provavelmente em fase precoce do Evento Brasileiro. As reações retrometamórficas podem ter sido geradas durante o resfriamento. Os granitos dos diques estudados não apresentam evidências de metamorfismo e nem deformação. Deduz-se, portanto, que eles são mais jovens do que os diques máficos, provavelmente pós-tectônicos em relação ao ciclo Brasileiro e correlacionáveis às suites magmáticas G4 ou G5 de Pedrosa Soares & Wiedemann-Leonardos (2000). Sendo os diques graníticos pós-tectônicos, as variações mineralógicas em escala centimétrica observadas no mármore na região do contato com o granito são resultantes de metamorfismo de contato associado a metassomatismo e não ao metamorfismo regional de alto grau, que provavelmente teve influência na geração dos escarnitos associados aos diques máficos. É de se supor que os escarnitos no contato com os diques máficos também tiveram a sua geração ligada a metamorfismo e metassomatismo de contato na época da intrusão. No entanto, essas auréolas foram recrystalizadas durante o metamorfismo regional e não podem mais ser reconhecidas. É possível que os processos metamórficos posteriores possam até ter contribuído para aumentar a largura das auréolas de escarnitos associados às intrusões máficas, que chegam a atingir a escala decimétrica.

Conclui-se que os processos de reação que levaram à geração de escarnitos no contato de mármores com diques graníticos foram pouco eficazes, pois limitam-se, normalmente, à escala de poucos centímetros. A reduzida largura dos diques (menos de 1 metro) seria a

causa de um resfriamento rápido do magma, dificultando o metamorfismo de contato e reações metassomáticas. No caso dos escarnitos associados aos diques máficos, de maior porte, o metamorfismo regional anterior à intrusão dos granitos possivelmente contribuiu para a sua geração.

AGRADECIMENTOS

Ao Engenheiro Cláudio Carneiro, da MARBRASA (Cachoeiro do Itapemirim), pelo apoio a parte dos trabalhos de campo. À FAPEMIG pela bolsa de iniciação científica do segundo autor.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, F.F.M de, Amaral, G., Cordani, U.G., Kawashita, K. 1973. The Precambrian evolution of the South American cratonic margin south of the Amazon River. *In*: A.E.M. Nairn & F.G. Stehli (Editores), *The Ocean Basin and Margins*, 1. Plenum Press, New York, pp. 441-446.
- Almeida, F.F.M. de 1981. O Cráton do Paramirim e suas relações com o do São Francisco. *Anais Simp. Cráton São Francisco e Faixas Marginais*, SBG, Salvador, 1 –10.
- Brueckner, H.K., Cunningham, D., Alkmim, F.F., Marshak, S. 2000. Tectonic implications of Precambrian Sm-Nd dates from the southern São Francisco craton and adjacent Araçuaí and Ribeira belts, Brazil. *Precambrian Research*, **99**: 255-269.
- Jordt-Evangelista, H., Viana, D.J. 2000 Escarnitos no contato de mármores com diques anfíbolíticos e graníticos na região de Itaoca, ES: variações químicas, mineralógicas e gênese. REM (Revista Escola de Minas), Ouro Preto (submetido).
- Machado, N., Valladares, C., Heilbron, M., Valeriano, C. 1996. U-Pb geochronology of the central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**: 347-361.
- Pedrosa-Soares, A.C., Wiedemann-Leonardos, C.M. 2000. Evolution of the Araçuaí Belt and its connection to the Ribeira Belt, Eastern Brazil. *In*: U.G. Cordani, E.J. Milani, A. Thomaz Filho, D.A. Campos (Ed.), *Tectonic Evolution of South America*, 31 International Geological Congress, Rio de Janeiro, pp. 265-285.
- Vieira, V.S. 1995. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil, Carta Geológica Cachoeiro do Itapemirim, Folha SF24Z-V-A. Escala 1:250.000, Brasília, CPRM.
- Vieira, V.S. 1997. Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Cachoeiro do Itapemirim, Folha SF24Z-V-A, Estado do Espírito Santo. Escala 1:250.000, Brasília, CPRM, 110p.