

## Auréola termal provocada pela intrusão do pluton Totoró em micaxistos do Grupo Seridó, Ediacarano da Província Borborema, NE do Brasil

*Thermal aureole provoked by the intrusion of the Totoró pluton over micaschists of the Seridó Group, Ediacaran of the Borborema Province, NE Brazil*

Cleber Felix das Chagas<sup>1</sup>, Zorano Sergio de Souza<sup>1</sup>, José Antônio de Moraes Moreira<sup>2</sup>

<sup>1</sup>Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica, Departamento de Geologia, Universidade Federal do Rio Grande do Norte - UFRN, Avenida Senador Salgado Filho, 3.000, Caixa Postal 1.596, Lagoa Nova, CEP 59078-970, Natal, RN, BR (cleber\_geo@yahoo.com.br; zorano@geologia.ufrn.br)

<sup>2</sup>Departamento de Geofísica, UFRN, Natal, RN, BR (moreira@geofisica.ufrn.br)

Recebido em 24 de janeiro de 2017; aceito em 18 de julho de 2018

### Resumo

A Província Borborema, NE do Brasil, é marcada por volumoso plutonismo ediacarano. Nesse contexto geológico, o pluton Totoró, Rio Grande do Norte, provoca expressiva auréola metamórfica no contato com micaxistos do Grupo Seridó. Este trabalho reporta dados de campo, petrográficos, química mineral e petrofísica de rocha visando caracterizar essa auréola. O pluton Totoró é alongado na direção NNE-SSW, composto de uma sequência de rochas básicas a ácidas, incluindo diorito, gabronorito, granodiorito/tonalito (fácies predominante), biotita granito equigranular a porfirítico e diques de granito fino a médio. Cálculos geotermobarométricos, com base nos resultados de química mineral, permitem estimar pressões de 1,6 a 2,7 kbar e temperaturas de 800 a 900°C para sua colocação. A auréola termal estende-se até 2 km do contato, conforme segue: (i) xisto migmatizado imediatamente adjacente ao contato, com frequentes leucossomas subconcordantes com a trama tectônica  $S_2$  da encaixante; (ii) uma zona intermediária com sillimanita ( $\pm$  cordierita + granada + biotita); (iii) uma zona com cordierita ( $\pm$  estaurolita  $\pm$  andaluzita + granada + biotita); (iv) uma zona externa com micaxisto fino. Modelamentos petrofísicos mostram que a temperatura na borda do pluton atingiu 688 a 756°C, diminuindo para 500°C a 1.800 m do contato, com tempo de resfriamento de 365 mil anos, permitindo calcular um gradiente geotérmico de cerca de 90°C/km. Os minerais do efeito termal delineiam a xistosidade de baixo ângulo  $S_2$  (evento  $D_2/M_2$ ; fácies anfíbolito ou piroxênio *hornfels*), que é afetada por dobras abertas a fechadas, evoluindo para forte transposição em zonas de cisalhamento NE-SW a N-S, representando o último evento dúctil ( $D_3/M_3$ ). Os resultados obtidos revelam que os batólitos da região (por exemplo, Acari, Totoró, Umarizal) se posicionaram em nível crustal raso sob alto gradiente geotérmico.

**Palavras-chave:** Plutonismo; Auréola termal; Ediacarano; Província Borborema, NE do Brasil.

### Abstract

The Borborema Province, NE Brazil, is marked by significant Ediacaran plutonism. In this geological context, the Totoró pluton, Rio Grande do Norte, produces an extensive metamorphic aureole along the contact with micaschist of the Seridó Group. This contribution reports data from field work, petrography, mineral chemistry and rock petrophysics aiming to characterize this aureole. The Totoró pluton is an NNE-SSW elongate mafic to felsic body including diorite, gabbro-norite, granodiorite/tonalite (the main facies), biotite-bearing equigranular to porphyritic granite, and fine- to medium-grained granite. Geothermometric calculations based on mineral chemistry permitted estimating pressures of 1.6 – 2.7 kbar and temperature of 800 – 900°C for the emplacement of the pluton. The thermal aureole can reach up to 2 km away from the contact and consists of: (i) migmatized schist immediately adjacent to the contact, often with leucosomes subconcordant with the  $S_2$  tectonic fabric of the host rocks; (ii) an intermediate zone with sillimanite ( $\pm$  cordierite + garnet + biotite); (iii) a zone with cordierite ( $\pm$  staurolite  $\pm$  andalusite + garnet + biotite); (iv) an external zone of fine-grained micaschist. Petrophysical modelings reveal that the temperature next to the pluton reached 688 – 756°C. These results allowed to estimate a geothermal gradient of about 90°C/km, decreasing to 500°C at 1,800 m from the contact, which would have been equilibrated with the regional gradient by about 365,000 years. Minerals of the metamorphic aureole define a low angle  $S_2$  schistosity ( $D_2/M_2$  event in amphibolite to pyroxene hornfels facies), which are overprinted by open to tight folds, that evolve via strong transposition to generate mylonites in NE-SW to N-S directed shear zones, which represent the last ductile event ( $D_3/M_3$ ). The results indicate that some regional batoliths (e.g., Acari, Totoró, Umarizal) were emplaced in a relatively shallow crust that provided locally very high geothermal gradient.

**Keywords:** Plutonism; Thermal aureole; Ediacaran; Borborema Province; NE Brazil.

## INTRODUÇÃO

O modelamento quantitativo do fluxo térmico é uma ferramenta importante na análise de auréolas termais que ocorrem no entorno de intrusões ígneas. A evolução térmica de uma auréola de contato é extremamente dependente do modo de colocação da intrusão (geometria, volume, temperatura, profundidade), bem como do comportamento reológico das rochas encaixantes (Jaeger, 1967; Furlong et al., 1991; Caricchi et al., 2012; Floess e Baumgartner, 2015). Entender o fluxo térmico e a sua variação espacial e temporal é crucial para uma eficiente avaliação de dados petrológicos, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos em regiões com evidências de metamorfismo de contato. Processos metassomáticos envolvendo fluidos magmáticos nesse tipo de ambiente favorecem a formação de importantes mineralizações, atribuídas geralmente a depósitos do tipo *skarn*. Estes caracterizam-se por ocorrerem associados a rochas carbonáticas, em sua maioria encontradas adjacentes a plutons ou ao longo de falhas e zonas de cisalhamento (Meinert et al., 2005).

O objetivo principal deste trabalho foi estudar o efeito térmico causado pela intrusão do pluton Totoró em micaxistos do Grupo Seridó. Nesse sentido, foram adotados os seguintes métodos e técnicas:

1. levantamento do acervo bibliográfico e cartográfico prévio disponível para a área de trabalho, incluindo imagens de sensores remotos (satélites Landsat 7 ETM<sup>+</sup> e fotografias aéreas);
2. trabalhos de campo, visando à coleta de amostras e aquisição de elementos texturais, mineralógicos e estruturais que permitiram interpretar variações no metamorfismo e os mecanismos de colocação do pluton;
3. descrição dos principais tipos petrográficos do corpo ígneo e de suas encaixantes;
4. aquisição de dados petrofísicos para o modelamento da auréola termal.

Os resultados obtidos mostraram a relação entre o magmatismo félsico/máfico Totoró e o metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão (AT/BP) evidenciado nos micaxistos encaixantes e em xenólitos no pluton. Além disso, a pesquisa permitiu agregar mais conhecimento para a região, complementando os trabalhos acerca da evolução termobarométrica desenvolvidos por Lima (1987, 1992) e petroquímicos por Souza (1996) e Souza, L. C. et al. (2007), na faixa central de micaxistos do Grupo Seridó.

## CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

A área em estudo está inserida no contexto geológico da Província Borborema (Almeida et al., 1981), a norte do Lineamento Patos, mais especificamente no chamado Domínio

Rio Grande do Norte (DRN), conforme ilustrado na Figura 1. Esse domínio limita-se a norte e a leste por coberturas sedimentares meso-cenozoicas que compõem as bacias sedimentares da margem continental Atlântica, a sul com a zona de cisalhamento Patos, e a oeste com a zona de cisalhamento Portalegre. O DRN é constituído de um embasamento gnáissico-migmatítico arqueano (o Maciço São José do Campestre) a paleoproterozoico (o Complexo Caicó), sobreposto por um pacote de rochas metassupracrustais (o Grupo Seridó) neoproterozoicas (Van Schmus et al., 2003; Hollanda et al., 2015), que são intrudidas por diversos plutons neoproterozoicos (Jardim de Sá, 1994; Dantas et al., 2004, 2013; Archanjo et al., 2013; Souza, Z. S. et al., 2007, 2016).

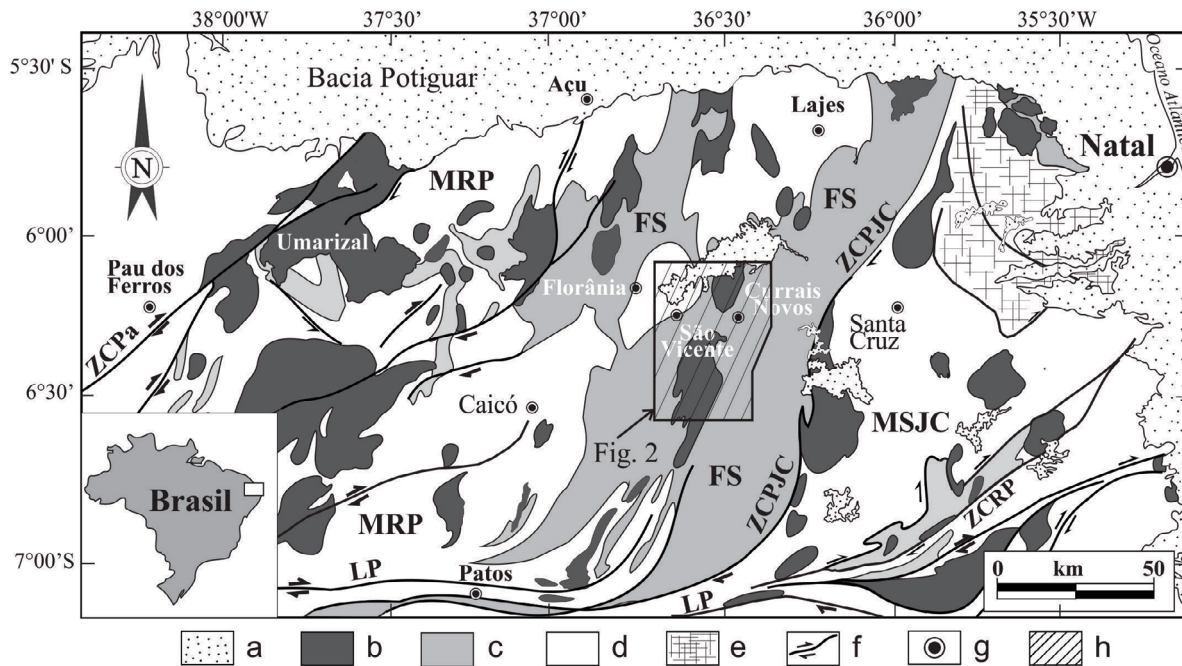
O pluton Totoró (Figura 2) localiza-se a NW da cidade de Currais Novos, em torno de 200 km a oeste de Natal, Rio Grande do Norte. Compreende uma intrusão ediacarana (Archanjo et al., 2013) encaixada em micaxistos da Formação Seridó, topo do Grupo Seridó (Jardim de Sá, 1994). De acordo com uma recente compilação e integração de dados regionais apresentada por Nascimento et al. (2015), as rochas graníticas que compõem o pluton estudado fazem parte da denominada suíte cálcio-alcálica de alto potássio, representada por tipos grossos, em parte porfíricos. No interior do pluton também ocorrem gabro, gabronorito, diorito, monzodiorito, quartzo diorito e quartzo monzonito, de granulação fina a média, de afinidade shoshonítica (Nascimento et al., 2015). Datações U-Pb em zircão (Sensitive High Resolution Ion Micro Probe — SHRIMP), reportadas por Archanjo et al. (2013), mostram idades de  $595 \pm 2,4$ ;  $597 \pm 5,7$  e  $591 \pm 3,8$  Ma para gabronorito, diorito e granito porfírico, respectivamente (os locais datados estão na Figura 2).

Souza (1996) e Archanjo et al. (2013) descrevem que filitos com biotita-clorita-muscovita evoluem para xistos com granada-biotita, cordierita-andaluzita ( $\pm$  estauroilita) na região de contato com o pluton Acari. Essas associações metamórficas mostram, portanto, íntima relação entre o magmatismo granítico e o metamorfismo de AT/BP ocorrido na Faixa Seridó (Figura 2). Nesse mesmo contexto, com base nos geotermobarômetros granada-biotita e granada-plagioclásio, Lima (1987, 1992) delineou as isothermas de 500, 550 e 600 a 620°C no entorno dos plutons Totoró e Acari, com pressões calculadas de 2,5 a 4,0 kbar (Figura 2).

## MÉTODOS E PROCEDIMENTOS ANALÍTICOS

### *Mapeamento geológico*

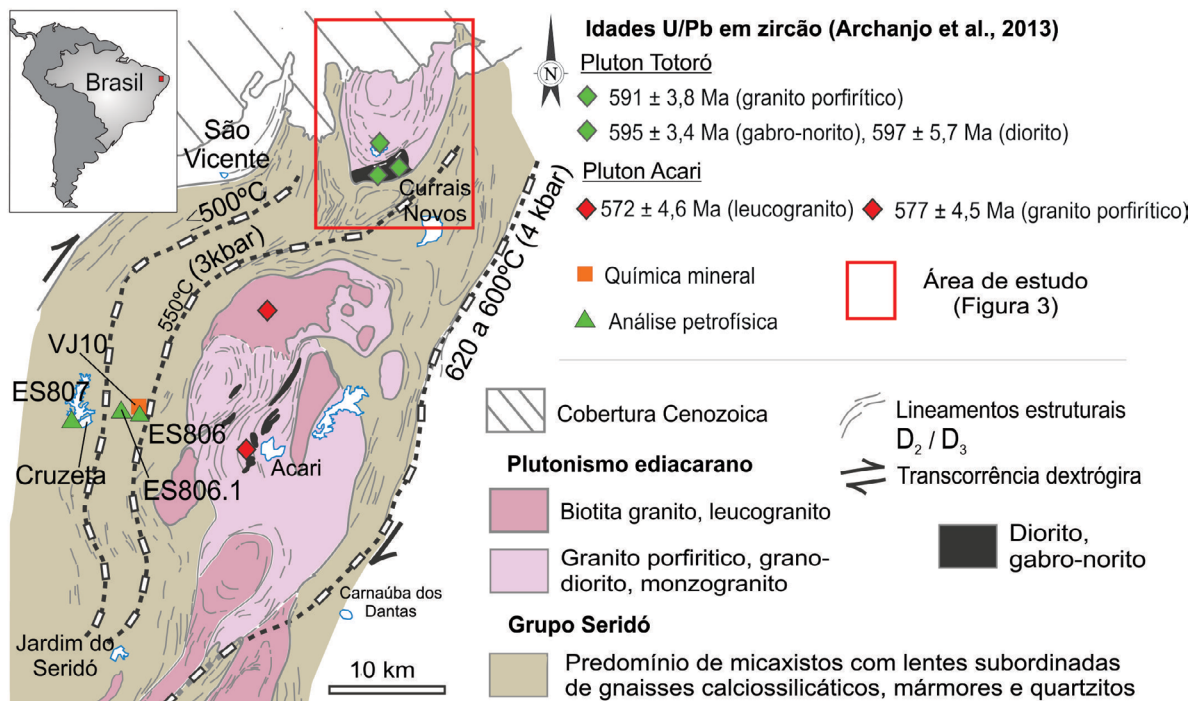
Esta etapa consistiu em revisão da literatura sobre a área em foco e visita a 150 afloramentos do pluton e de suas encaixantes metassedimentares. A integração de informações de campo e de mapas prévios, interpretação de fotografias aéreas na escala 1:70.000 e de imagens de satélite e de radar (modelo digital de terreno) e uso do programa ArcGIS 10 permitiram elaborar o mapa geológico da Figura 3.



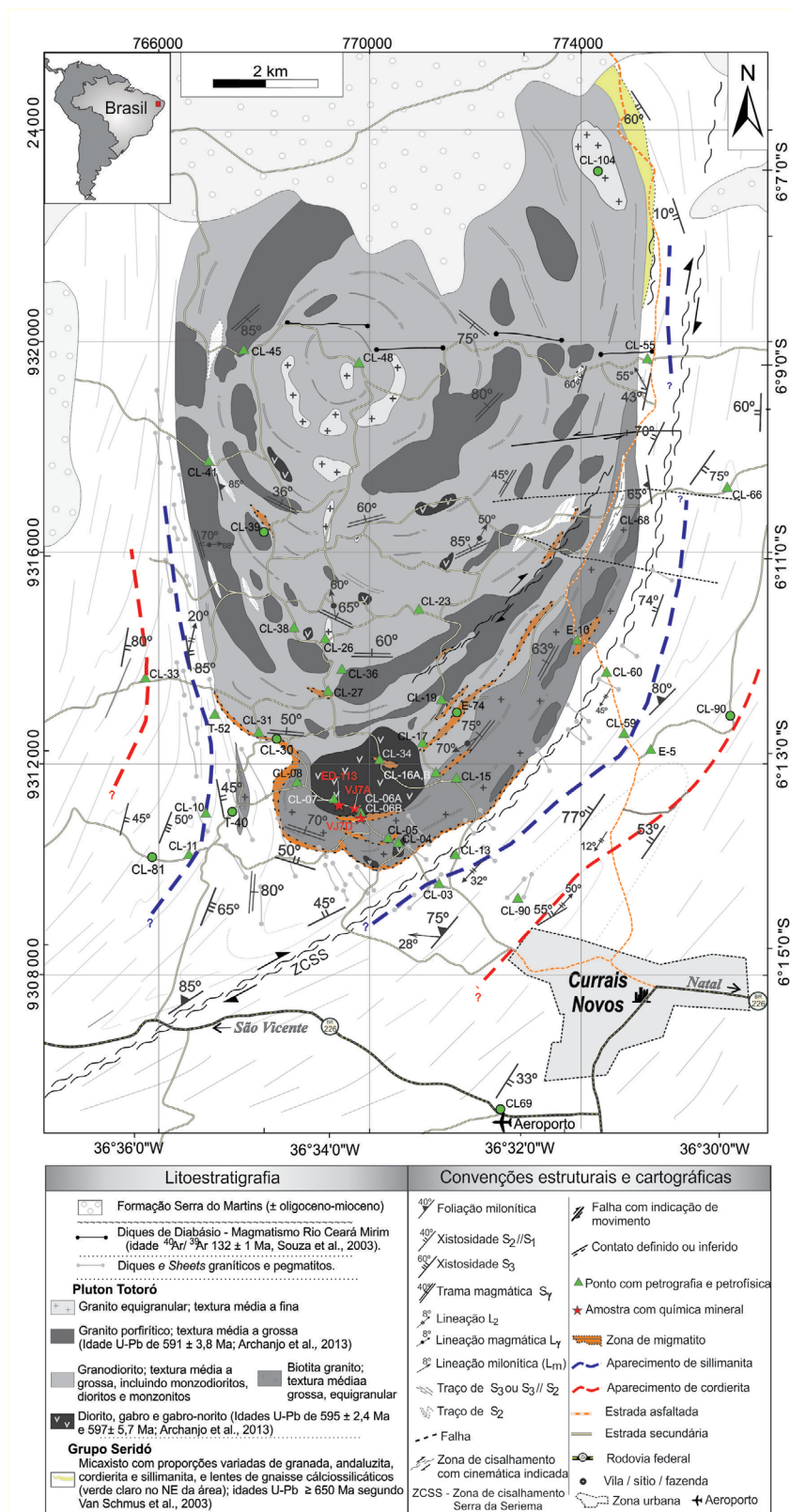
MRP: Maciço Rio Piranhas; MSJC: Maciço São José do Campestre; FS: Faixa Seridó; LP: Lineamento Pato; ZCPJC: Zona de Cisalhamento Picuí-João Câmara; ZCPa: Zona de Cisalhamento Portalegre; ZCRP: Zona de Cisalhamento Remígio-Pocinhos; a: cobertura fanerozoica; b: plutonismo neoproterozoico; c: supracrustais meso a neoproterozoicas; d: embasamento paleoproterozoico (2,3 a 2,1 Ga); e: embasamento arqueano; f: zona de cisalhamento com cinemática dextrógrã indicada; g: cidade; h: Figura 2.

Fonte: modificado de Jardim de Sá (1994); DNPM/UFRRN/PETROBRAS/CRM, (1998); Dantas et al. (2004); Souza, Z. S. et al. (2007, 2016).

**Figura 1.** Contexto geológico do Domínio Rio Grande do Norte, a norte do Lineamento Patos, nordeste do Brasil.



**Figura 2.** Mapa geológico da porção central da Faixa Seridó, mostrando a localização de amostras usadas no estudo petrofísico neste artigo, bem como pontos com datação U-Pb em zircão (modificado de Archanjo et al., 2013). A figura também reporta as isotermas de 620 a 600, 550 e 500°C segundo Lima (1987, 1992) e Souza (1996).



**Figura 3.** Mapa geológico da área do pluton Totoró, com indicação dos locais amostrados. O mapa é baseado em interpretação de fotografias aéreas na escala 1:70.000, composições de imagens de satélite e radar (SRTM) e integração e revisão de trabalhos prévios.-

### Petrografia

Para a caracterização petrográfica, foram descritas 112 seções delgadas com uso de microscópio de luz transmitida do tipo Olympus BX41 com câmera fotográfica acoplada, do Departamento de Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN). Estimativas de proporção modal foram feitas por contagem visual de 10 a 15 campos por amostra.

### Química mineral

Determinações de química mineral foram feitas para nove amostras, das quais três são do corpo ígneo (hornblenda-biotita dioritos VJ7A e ED113 e gabronorito CL7) e seis da encaixante metassedimentar (xenólito de paragneisse VJ7D, granada xisto CL16A, paleossoma E74, estauroilita xisto VJ10 e cordierita-andaluzita xistos CL60 e CL66). Os dados de VJ7A, ED113, VJ10 e VJ7D foram obtidos por Zorano Souza em microsonda Camebax SX-100 do Departamento de Ciências da Terra da Universidade Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, França, com voltagem de 15 kV, corrente de 11 nA e tempo de contagem de 10 s por análise. Os dados químicos das demais amostras foram adquiridos por Zorano Souza por meio de uma microsonda eletrônica JEOL-JXA-8230 do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (UnB), operando com voltagem de 15 kV, corrente de 10 nA e tempo de contagem de 10 s. Nos dois casos, foram usados padrões sintéticos e naturais. Os erros analíticos nos dois casos são de  $\pm 0,5$  a 2% para  $\text{SiO}_2$ ,  $\text{Al}_2\text{O}_3$ ,  $\text{FeO}$ ,  $\text{MgO}$ ,  $\text{MnO}$ ,  $\text{CaO}$  e  $\text{TiO}_2$  e 4,5 a 6,0% para  $\text{Na}_2\text{O}$  e  $\text{K}_2\text{O}$ .

A composição do anfibólio foi baseada na análise de partes centrais de 13 grãos em diorito e gabronorito (VJ7A, ED113 e CL7), com cálculo da fórmula estrutural na base de 23 oxigênios. Para o cálculo da razão  $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ , empregou-se a planilha de Hora et al. (2013), que se baseia no método de Schumacher (Apêndice II, em Leake et al., 1997). Foram realizadas 21 análises de plagioclásio em hornblenda diorito e gabronorito (VJ7A, ED113 e CL7), sendo quatro no centro dos cristais e 17 em perfis transversais em diferentes grãos (borda-centro-borda). A fórmula estrutural foi calculada para oito oxigênios. Para a biotita, foram realizadas 35 análises nas amostras VJ7D, E74, CL16A, VJ10, CL60 e CL66. Os cálculos foram efetuados com base em 22 oxigênios, assumindo todo o  $\text{FeO}$  como  $\text{Fe}^{2+}$ . Para o piroxênio, realizaram-se 12 análises no centro de cristais de ortopiroxênio (amostra VJ7D), com cálculo da fórmula estrutural com base em seis oxigênios. Para piroxênio, plagioclásio e biotita, seguiu-se o roteiro de cálculos descrito no Apêndice 2 de Deer et al. (2013).

### Termobarometria

No cálculo de pressão, fez-se uso do geobarômetro de Anderson e Smith (1995), calibrado pela quantidade de Al em hornblenda, e interações com o geotermômetro de Blundy e Holland (1990), o qual é limitado para valores de número de ferro ( $\text{Fe}^\#$ ) de 0,40 a 0,65. Esse geobarômetro adequou-se à amostra ED113, enquanto VJ7A e CL7 ficaram fora do limite citado por ter  $\text{Fe}^\# = 0,19$  a 0,32. O cálculo da temperatura de colocação do pluton, obtido com emprego da fórmula de Blundy e Holland (1990), foi comparado com calibrações que se baseiam na saturação de zircônio da rocha total, propostos por Watson e Harrison (1983) e Miller et al. (2003). Para o cálculo da temperatura em micaxistos (amostras VJ7D, E74, CL16A, VJ10, CL60 e CL66), utilizou-se a calibração por saturação de titânio em biotita de Henry et al. (2005).

### Petrofísica de rocha e modelamento termal

Os dados de condutividade térmica, capacidade calorífica e difusividade térmica foram adquiridos por meio do *Thermal Properties Analyzer* no modelo QuickLine TM30 da Anter Corporation do Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica da UFRN. De modo geral, Incropera e Witt (1981) e Serway (1992) definem a condutividade térmica como uma medida da habilidade de transmissão do calor em determinado material. Já a difusividade térmica é a propriedade física que mede a dissipação do calor em um meio qualquer. De acordo com Clauser e Huenges (1995), Beardsmore e Cull (2001) e Schön (2015), essas grandezas vetoriais variam de acordo com a anisotropia dos materiais, bem como com a sua composição mineralógica e porosidade. Para a aquisição desses dados, fez-se necessária a confecção de 16 tabletes medindo  $10 \times 10 \times 3$  cm. Essas dimensões possibilitam medir as propriedades petrofísicas em cinco pontos distintos da amostra, trazendo maior representatividade para os dados. As medidas foram feitas seguindo metodologia descrita por Figueiredo et al. (2008). Visando minimizar erros de medição, foram tomados os seguintes cuidados: manutenção da temperatura ambiente em 24 a 25°C; polimento de uma das faces do tablete, para permitir apoio total do sensor durante a análise; mesa de apoio, para estabilizar o equipamento; e pelo menos uma repetição da medida para cada ponto do tablete. As análises efetuadas ficaram em conformidade com a margem de erro de 3 a 5% definida pelo fabricante.

Para o modelamento termal, definiu-se a temperatura inicial da encaixante como 450°C ( fácies xisto verde superior), com base na associação metamórfica não afetada pela intrusão. Para o cálculo dos perfis de temperatura *versus* espaço (Carslaw e Jaeger, 1959), utilizou-se o programa MathWorks MATLAB 8.5 R2015a.

## GEOLOGIA DA ÁREA DO PLUTON TOTORÓ

### Litoestratigrafia

O pluton Totoró está completamente encaixado em micaxistos correlatos ao Grupo Seridó na sua porção central e sul, enquanto na porção norte ele é coberto por depósitos terciários. O corpo foi subdividido em granodiorito/tonalito, diorito e gabronorito (rochas intermediárias a máficas); monzo a sienogranito (granito porfirítico); e sienogranito fino a médio (granito equigranular), representando o grupo de rochas félsicas. Diques de granito e pegmatito são as últimas manifestações plutônicas ediacaranas ou do início do Cambriano, intrudindo as litologias supracitadas. Finalmente, citam-se diques de diabásio, relacionados ao enxame de diques cretácicos Rio Ceará Mirim (Souza et al., 2003), que ocorrem na porção centro-norte da área, orientados na direção E-W. Xenólitos de micaxistos, por vezes migmatizados, são mapeados em diferentes partes do pluton. Arenitos cenozoicos com granulometria variada, correlacionados à Formação Serra do Martins (Menezes, 1999), formam platôs depositados sobre micaxistos e granitoides na porção nordeste da área (Figura 3). Na mesma área, reporta-se uma pequena ocorrência de gnaiss calciossilicático no contato com o pluton, não descrito em trabalhos prévios na região.

#### Pluton Totoró

O corpo abrange uma área de cerca de 100 km<sup>2</sup>, tendo seu maior eixo com 18 km de extensão na direção SSW-NNE e largura média de 8 km, limitando-se a sudeste pela Zona de Cisalhamento Serra da Seriema (ZCSS). A trama de fluxo magmático ( $S\gamma$ ) é do tipo concêntrica com mergulho para a parte interna do corpo (Figura 3), interpretada como relacionada diretamente com a colocação do pluton (Archanjo et al., 2002).

A  $S\gamma$  é marcada por alinhamento de fenocristais de plagioclásio, biotita e anfibólio. Em alguns afloramentos são comuns três ou quatro litotipos, mostrando contatos arredondados, subangulosos e interdigitados, sugerindo coexistência de magmas (*mixing* e/ou *migling*) (Figura 4A). No contato com gabronorito, o micaxisto atinge a fácies granulito com formação de *hornfels* com hiperstênio (Figura 4B). Toda essa sequência é intrudida por granitos porfiríticos ou equigranulares, formando contatos bruscos ou localmente interdigitados (Figura 4C). Granitos porfiríticos e equigranulares (Figura 4D), relacionados às fases finais do magmatismo Totoró, estão associados a altos topográficos, facilmente identificados em imagens de satélite e fotografias aéreas. Ressalta-se, ainda, a ocorrência de diques de granada leucogranito e muscovita-granada pegmatito, encaixados em micaxisto milonitizado situados na região centro-sul da área.

As rochas félsicas são representadas por granito porfirítico e granito equigranular, leucocráticos (somatório de máficos entre 5 e 35%), com composições médias no campo de monzogranitos e sienogranitos. São constituídos essencialmente de microclina (26 a 45%), quartzo (18 a 35%), plagioclásio (12 a 35%;  $An_{19-26}$ ), biotita (7 a 20%) e hornblenda (5 a 10%), tendo como acessórios minerais opacos (1 a 4%) e traços de allanita, apatita e zircão. Fenocristais de K-feldspato (Figura 4E) e/ou plagioclásio no granito porfirítico compõem a  $S\gamma$ , mostrando, em alguns locais, lineações subverticais (Figura 3). Na região de contato, são encontrados xenólitos da encaixante e autólitos subangulosos das rochas intermediárias e básicas, principalmente nas regiões de contato (Figura 4B).

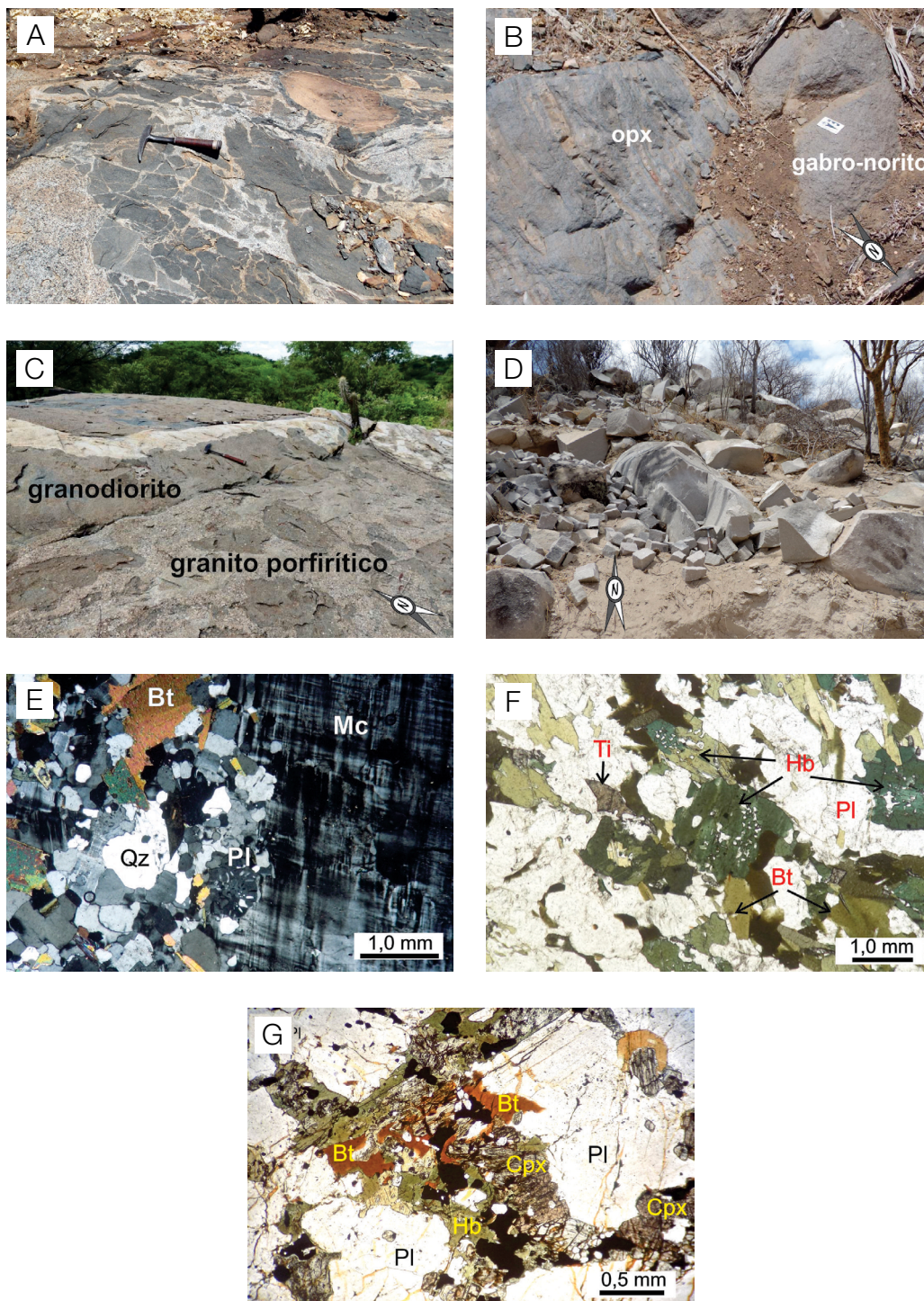
Rochas máficas a intermediárias são dominantes no pluton Totoró. Variam de gabro, diorito, quartzo diorito a tonalito/granodiorito, com total de minerais máficos perfazendo de 40 a 60%. Apresentam textura fanerítica inequigranular seriada, variando de fina a média, frequentemente com textura hornfélsica (Figura 4B). Mineralogicamente, compõem-se de plagioclásio (25 a 48%;  $An_{36-55}$ ), hornblenda poiquilítica (Figura 4F; 18 a 38%), biotita (7 a 25%), forsterita (8 a 12%), clinopiroxênio do tipo augita-diopsídio (7 a 23%) e hiperstênio (12 a 20%). Os piroxênios restringem-se a dioritos, noritos e gabros (Figura 4G). Como fases acessórias, citam-se quartzo (1 a 18%), microclina (1 a 14%) e minerais opacos (2 a 5%), com traços de clorita, allanita, apatita e zircão.

### Rocha encaixante

O micaxisto encaixante apresenta quantidades variadas de quartzo, biotita, granada, estauroilita, cordierita e sillimanita. Duas fases de deformação ( $D_2$  e  $D_3$ ) são visualizadas nesse litotipo. A primeira desenvolve uma xistosidade com mergulho de baixo ângulo, paralela ao plano axial de dobras recumbentes, referido ao evento  $D_2$  (Figuras 5A e 5B). A segunda ( $D_3$ ) forma crenulações normais, fechadas a abertas com plano axial subvertical, preferencialmente na direção ENE (Figuras 5A e 5B). Dependendo do local medido, o mergulho da xistosidade  $S_2$  varia de 10 a 85°, com sentido de mergulho preferencial para NW e SE.

A cordierita ocorre como porfiroblastos centimétricos, sincrônicos ou tardios em relação à xistosidade principal ( $S_2$ ). Em zonas de cisalhamento, elas são rotacionadas, evidenciando a cinemática dextrógira (Figura 5C). Sillimanita (Figura 5D) ocorre em uma zona intermediária, sendo observada até 700 a 1.000 metros do contato, geralmente associada com cordierita (Figura 5D), andaluzita e granada.

O contato de micaxistos migmatizados com as rochas básicas a intermediárias e granitos é interdigitado e/ou abrupto. Nessas situações, o micaxisto encontra-se parcialmente migmatizado e com textura hornfélsica, mostrando restos de

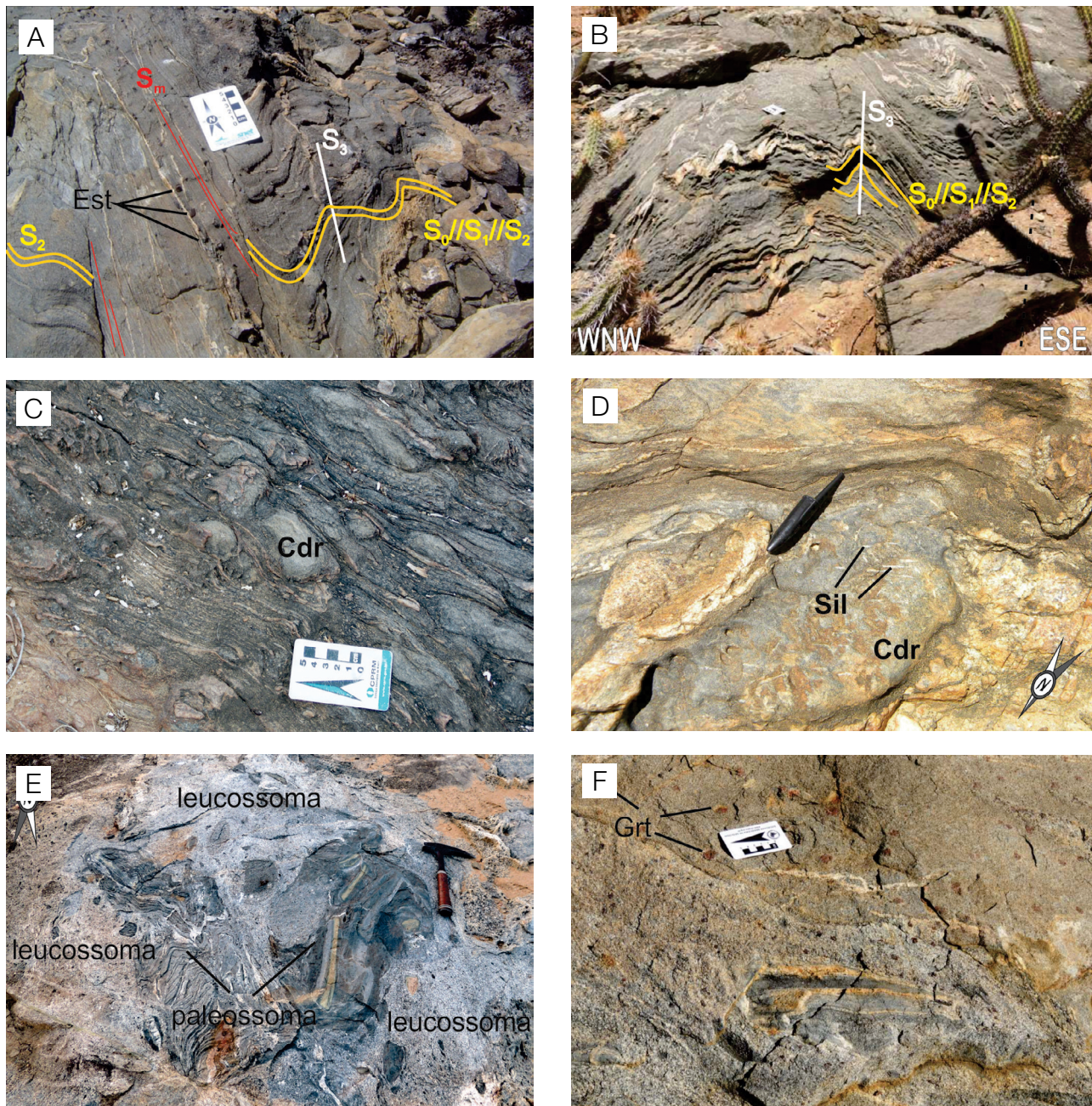


**Figura 4.** Feições de campo (A, B, C) e petrográficas (E, F, H) do pluton Totoró. (A) Brecha magmática, caracterizada por injeções de biotita granito em diorito (afloramento CL-17; Figura 3); (B) contato entre norito e xenólito de micaxisto com *hornfels* contendo hiperstênio (opx) (VJ7D); (C) associação entre as fácies granodiorítica e granito porfirítico, desenvolvendo autólitos subangulosos no contato; ambas as fácies são cortadas por dique de granito equigranular fino (CL-39); (D) granito equigranular fino, hololeucocrático (CL-104); (E) feição microscópica de biotita sienogranito mostrando fenocristal de microclina (Mc) e plagioclásio (Pl) com textura mirmequítica na borda (CL-19); (F) biotita-hornblenda granodiorito, mostrando associação mineral típica com hornblenda poiquilítica (Hb) e biotita (Bt) marcando a trama magmática  $S_{\gamma}$  (CL-31); (G) uralitização de clinopiroxênio (Cpx) formando hornblenda (Hb) na borda, além de biotita intersticial tardia (Bt), em gabronorito (CL-7). Observação com polarizadores paralelos em F e G e cruzados em E.

paleossoma e diferentes proporções de leucossomas (Figuras 5E e 5F), contendo, por vezes, fenocristais de granada (granito tipo-S), com tamanhos geralmente maiores do que os da granada do paleossoma (Figura 5F). A migmatização atinge o

ápice com formação de nebulitos, em que praticamente não se veem mais resquícios do paleossoma.

Observações de campo e petrográficas sugerem que o micaxisto encaixante foi afetado por no mínimo três episódios



Cdr: cordierita; St: estaurolita; Sil: sillimanita; Sm: foliação milonítica.

**Figura 5.** Associações minerais nos micaxistos encaixantes (A a E) e em xenólito (F) no granitoide (localização nas Figuras 2 e 3). Granada-estaurolita xisto, na estrada para Cruzeta/RN (VJ10) em (A) e granada-cordierita xisto em (B) (CL-81), evidenciando estruturas  $D_2$  e  $D_3$  (plano axial  $S_3$  subvertical na direção NNE); (C) micaxisto milonitizado com porfiroblastos de cordierita estirados e rotacionados em zona de cisalhamento com cinemática dextrogira (CL-90, zona da cordierita); (D) granada-cordierita-sillimanita xisto da zona de sillimanita (T40); (E) micaxisto migmatizado mostrando restitos de paleossoma (granada-cordierita micaxisto (T52); (F) leucossoma trondhjemitico com porfiroblastos centimétricos de granada (Grt) (E-74).



de metamorfismo. O primeiro ( $M_1$ ) é de difícil caracterização, em função da quase completa obliteração pelo evento subsequente. Admite-se que  $M_1$  evoluiu da fácies zeólita para a fácies xisto verde inferior, com formação de biotita, encontrada como inclusão em porfiroblastos de cordierita, estauroлита, andaluzita e granada, bem como delineando uma xistosidade mais antiga oblíqua a  $S_2$ . O evento  $M_2$  tem natureza progressiva, aparentemente com seu pico termal relacionado ao aporte de calor e fluidos associados com a intrusão do pluton Totoró. O terceiro evento ( $M_3$ ) tem natureza retrometamórfica em relação a  $M_2$ , com formação de clorita, muscovita e epidoto.

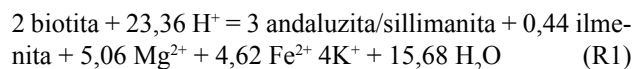
A intrusão do pluton Totoró nos micaxistos marca importante variação mineralógica em  $M_2$  ao longo da auréola de contato, caracterizando metamorfismo de AT/BP. Essas condições provocaram a evolução textural de filitos e xistos de baixo grau (biotita + granada estáveis) a oeste da isógrada de 500°C na Figura 2 para xistos com a paragênese mineral cordierita ± andaluzita + granada + biotita (zona de cordierita na Figura 3). Aproximando-se do contato com o pluton, essas rochas passam para xistos com sillimanita ± cordierita ± andaluzita + granada + biotita (zona da sillimanita). No contato, os xistos sofrem migmatização parcial, registrando a associação sillimanita ± cordierita ± andaluzita + granada + biotita + fusão (zona de migmatito na Figura 3).

A Figura 6A ilustra esquematicamente a progressão do metamorfismo principal ( $M_2$ ) em um diagrama pressão *versus* temperatura, de acordo com a descrição de associações minerais e paragêneses descritas anteriormente. As associações de I a VI mostram a evolução do metamorfismo  $M_2$  e sua relação espacial com as isógradas de aparecimento de biotita, granada, estauroлита/cordierita, andaluzita, sillimanita e ortopiroxênio, bem como a curva de fusão parcial do sistema granítico hidratado. A Figura 6B mostra a largura das zonas metamórficas, as distâncias do contato do pluton e os respectivos minerais índices.

Os micaxistos apresentam textura lepidoblástica a granolepidoblástica fina a grossa, chegando até a porfiroblástica com megaporfiroblastos de cordierita em matriz lepidoblástica. São compostos essencialmente de biotita (15 a 37%), quartzo (30 a 48%), cordierita (5 a 38%), granada (2 a 15%), andaluzita (1 a 8%), sillimanita do tipo fibrolita (2 a 15%), plagioclásio ( $An_{22-38}$ ) (2 a 8%), com os acessórios muscovita (0 a 5%), clorita (1 a 4%), opacos (1 a 5%), turmalina (0 a 4%) e traços de apatita e zircão.

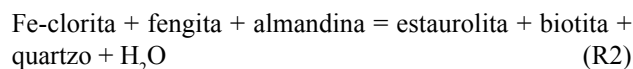
A biotita ocorre em todas as zonas como cristais lamelares compondo a xistosidade principal ( $S_2$ ), a qual é truncada por uma segunda geração de biotita, formando uma xistosidade superimposto ( $S_3$ ). Faixas ricas em cordierita + biotita ± andaluzita, alternadas com camadas compostas de biotita + plagioclásio + quartzo ± granada, são observadas localmente, o que é atribuído a canais térmicos concordantes com a xistosidade. Nesse contexto, a desestabilização da biotita

poderia originar cordierita e aluminossilicatos, em acordo com a reação R1 (Souza, 1996; Souza, L. C. et al., 2007):

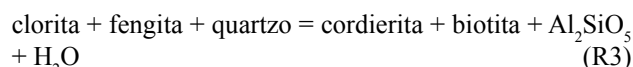


A granada está presente nas diversas zonas. Ela ocorre na forma de cristais xenoblásticos a hipidioblásticos, em cristais marrom claros a róseos, com porfiroblastos atingindo de 5 a 6 mm de diâmetro. Exibe ainda feições indicativas de crescimento pós-tectônico em relação à xistosidade  $S_2$  (Figura 7A) e contém abundantes inclusões de biotita e quartzo.

Porfiroblastos de estauroлита ocorrem como cristais hipidioblásticos a idioblásticos sincrônicos à xistosidade  $S_2$  e estirados ao longo da trama milonítica  $S_m$ , visualizada na amostra VJ10, região de Cruzeta, Rio Grande do Norte, a 3,5 km do contato do pluton Acari. A cristalização da estauroлита pode estar associada à reação R2 (Winkler, 1977):



A cordierita aparece inicialmente a 2,5 km do contato, indicando uma possível zona que delimita a passagem da fácies xisto verde superior para a fácies anfíbolito. Ocorre como porfiroblastos sintectônicos a  $S_2$  e precoces em relação a  $S_3$  (Figura 7B). Via de regra, são nódulos poiquiloblásticos (0,6 a 50 mm) portando inclusões de biotita, quartzo, plagioclásio e opacos. Discussões em Winkler (1977) sugerem que a origem da biotita pode ser escrita de acordo com a reação R3:

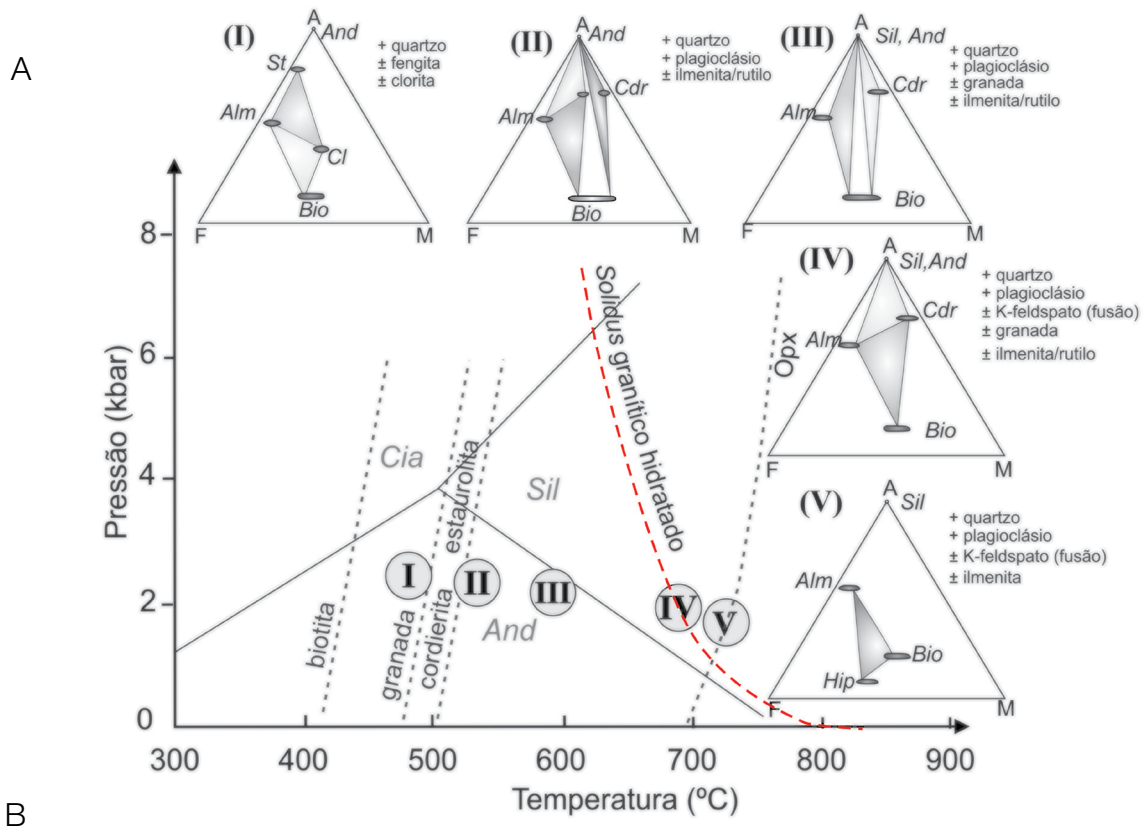


A andaluzita ocorre como cristais com dimensões de até 3,0 mm. Em alguns locais, formam nódulos poiquiloblásticos com inúmeras inclusões de biotita, quartzo e plagioclásio. Assim como a granada, a andaluzita mostra texturas sugestivas de cristalização tardia ou pós-xistosidade  $S_2$ , podendo também revelar intercrescimento simplectítico com sillimanita prismática/fibrosa (Figura 7C), o que sugere metamorfismo progressivo estabilizando em alta temperatura no equilíbrio univariante andalusita/sillimanita.

A sillimanita tem sua zona de ocorrência a partir de 700 a 1.000 metros do contato. Os cristais são orientados na xistosidade  $S_2$ . Os grãos são milimétricos (1,0 a 2,0 mm), hipidioblásticos ou idioblásticos, geralmente prismáticos, ou gradando a fibrosos, substituindo parcialmente lamelas de biotita ou andaluzita, crescendo preferencialmente na sua direção de clivagem (Figura 7D). Em alguns locais, relações texturais sugerem duas gerações de sillimanita prismática, sendo a mais antiga precoce e a mais nova sintectônica com

respeito à trama  $S_2$  (Figura 7D). Mostram-se sempre associadas a biotita, andaluzita, plagioclásio e quartzo. A fibrolita está orientada de acordo com a foliação principal  $S_2$  (Figura 7C).

A mineralogia do xisto migmatizado é bastante similar à do micaxisto não migmatizado, em que ainda se observam relictos de paleossoma. Compõe-se essencialmente de biotita (15 a 35%), quartzo (15 a 38%), cordierita (5 a 25%) e proporções



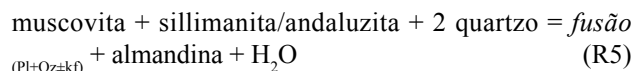
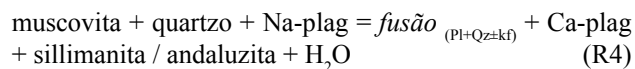
	Zona		
	Migmatito	Sillimanita	Cordierita
Distância do contato	Em xenólitos ou até 200 m do contato	250 a 1.500 m	1.200 a 2.000 m
Largura em plano horizontal	Até 250 m	500 a 1.800 m	1.200 a 3.000 m
Relação temporal com M <sub>2</sub>	Granada pós-tectônica; andaluzita pré a sintectônica; cordierita e sillimanita sintectônicas		

Sil: sillimanita; Cia: cianita; And: andaluzita; Cdr: cordierita; St: estaurolita; Opx: ortopiroxênio; Alm: almandina; Bio: biotita; Hip: hiperstênio; Cl: clorita; A: Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>; F: FeO; M: MgO.

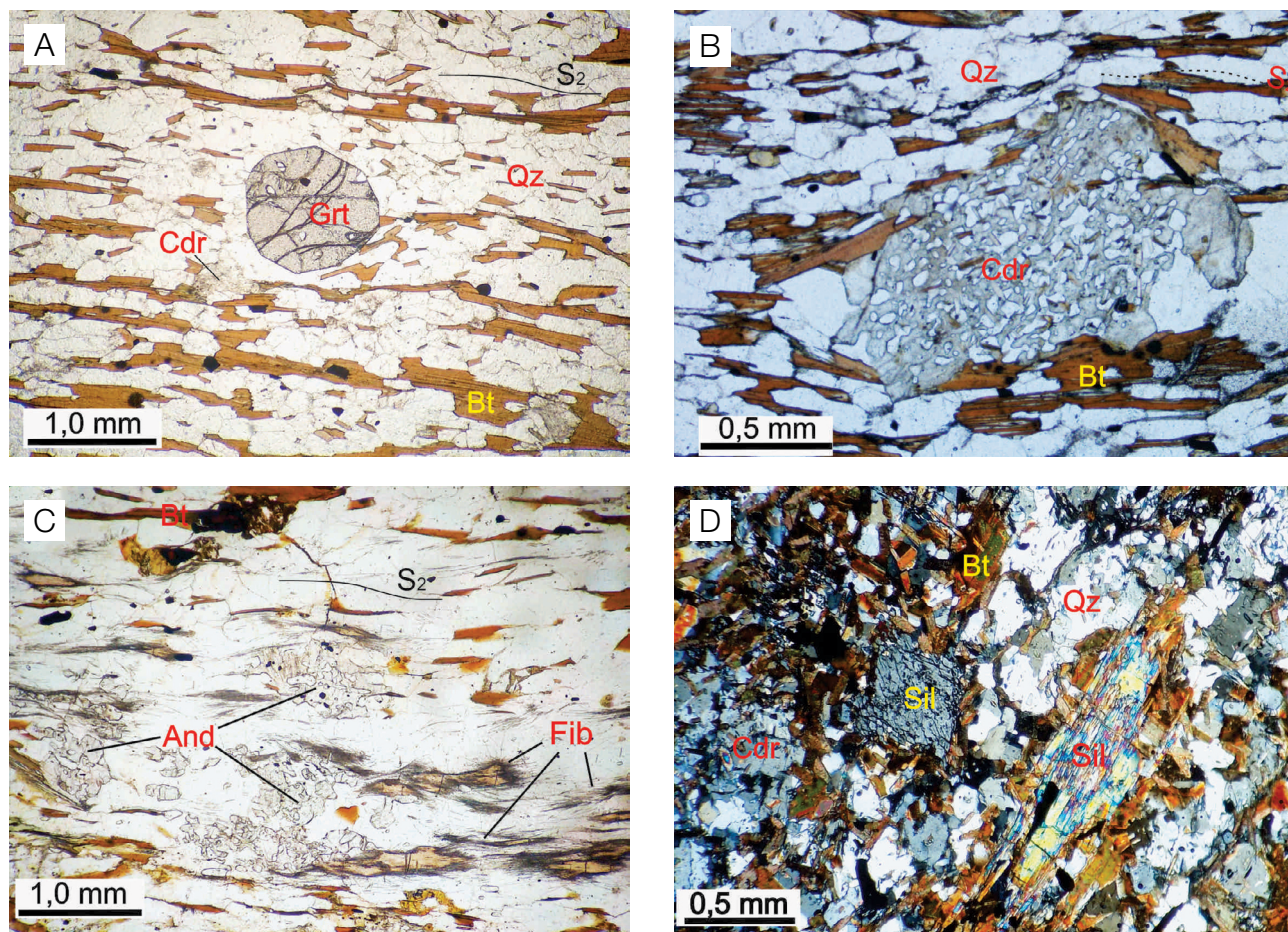
**Figura 6.** Caracterização do metamorfismo M<sub>2</sub> na região do pluton Totoró. (A) Gráfico pressão versus temperatura com representação em diagrama AFM (A = Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, F = FeO, M = MgO), baseado em Winkler (1977), das associações minerais das seguintes zonas: (I) estaurolita (Cruzeta, Rio Grande do Norte); (II) cordierita (cordierita ± andaluzita ± granada + biotita); (III) sillimanita (sillimanita ± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita); (IV) migmatito (sillimanita ± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita + fusão), compatíveis com a fácies anfíbolito de baixa pressão e alta temperatura. O ponto triplo de aluminossilicatos, as isógradas de biotita, granada, cordierita, ortopiroxênio e a curva de fusão de granito hidratado foram compilados de Winter (2001); (B) relação de minerais índices com o evento metamórfico M<sub>2</sub> (cronocorrelato à intrusão), com delimitação de extensão e largura das zonas metamórficas.

variadas de plagioclásio ( $An_{22-26}$ ) (2 a 12%), sillimanita do tipo fibrolita (3 a 10%), granada (2 a 8%), andaluzita (3 a 7%), opacos (2 a 5%), clorita (0 a 5%), muscovita (0 a 3%) e traços de apatita, epidoto e zircão. O neossoma possui foliação incipiente marcada por alinhamento de lamelas de biotita, correspondente à estrutura  $S_2$ . Cordierita e andaluzita ocorrem geralmente como nódulos sin- a pós-foliação  $S_2$ . A granada ocorre como porfiroblastos tardios ou posteriores à trama  $S_2$ . Localmente, mostra borda de andaluzita e corona de andaluzita + quartzo (Figura 8A). Minerais félsicos desenvolvem contatos em mosaicos poligonais (Figura 8B). O leucossoma tem composição tonalítica/trondhjemitica, sendo representado essencialmente por plagioclásio (25 a 47%;  $An_{15-25}$ ), quartzo (12 a 25%), biotita (15 a 35%), e os acessórios microclina (1 a 3%), granada (2 a 8%), além de clorita, muscovita, titanita e minerais opacos

em quantidades menores que 1%. As porções de leucossoma truncam em baixo ângulo à xistosidade  $S_2$  e possuem fenocristais de granada de dimensões maiores que as daqueles encontrados no micaxisto encaixante. Para essa zona de migmatitos, sugerem-se as reações R4 e R5 (Winkler, 1977):



Os minerais de alta temperatura anteriormente mencionados desestabilizam para associações retrometamórficas, caracterizando o evento  $M_3$ . Citam-se clorita, muscovita, quartzo e epidoto.



Qz: quartzo; Grt: granada; Cdr: cordierita; Bt: biotita; And: andaluzita; Fib: fibrolita;  $S_2$ : foliação.

**Figura 7.** Relações texturais de minerais índices do metamorfismo  $M_2$ . (A) Micaxisto com porfiroblasto de granada (Grt) pós-tectônica a  $D_2/M_2$  (amostra CL66, 2.000 m do contato; xisto a leste do pluton, Figura 3); (B) porfiroblasto de cordierita sin- $S_2$  e pré- $S_3$  (amostra CL3, 800 m do contato; xisto da borda sul do pluton, Figura 3A); (C) andaluzita (And) pré- a sintectônica e sillimanita (Fib) sintectônica a  $D_2/M_2$  (amostra E-5, 1.000 m do contato; xisto da borda SE do pluton, Figura 3); (D) intercrescimento de sillimanita (Sil) prismática sobre porfiroblasto de biotita (Bt) sin- $S_2$  (amostra E-10, região de contato; borda SE do pluton, Figura 3). Observação com polarizadores paralelos em A, B, C e cruzados e D. (A e B) Zona de cordierita; (C e D) zona de sillimanita. Foto 7B cedida por Zorano Souza.

## QUÍMICA MINERAL

### Anfibólio

Os resultados da composição do anfibólio encontram-se na Tabela 1. Observa-se enriquecimento em CaO, FeO e MgO, tendo a amostra VJ7A os maiores valores para CaO (12,1 a 12,6%) e MgO (15,0 a 17,1%), enquanto a amostra ED113 é mais enriquecida em FeO (16,7 a 20,5%) e  $Fe\# = 0,37$  a  $0,47$ . Para a classificação, foram utilizados os parâmetros definidos por Leake et al. (1997). Anfibólios da amostra VJ7A são classificados em Mg-hornblenda com  $Mg\# = 0,79$ , reequilibrada/alterada para actinolita ( $Mg\# = 0,82$ ). O anfibólio de CL7 migra do campo da Mg-hornblenda até a tschermaquita ( $Mg\# = 0,83$  a  $0,68$  e  $Fe\# = 0,32$ ). Já na amostra ED113, o anfibólio é Mg-hornblenda menos magnesiânica ( $Mg\# = 0,61$  a  $0,62$ ) ou Mg-hastingsita ( $Al^{VI} < Fe^{3+}$ ) com  $Mg\# = 0,61$  (Figura 9).

### Biotita

Para o cálculo da fórmula estrutural da biotita, assumiu-se todo o ferro como  $Fe^{2+}$ . Observa-se variação considerável de  $Al_2O_3$ ,  $TiO_2$  e MgO (Figuras 10A e 10B), tendo a amostra VJ10 maior concentração de  $Al_2O_3$  (19,2%) e a amostra VJ7D maior MgO (11,3 a 13,3%; Tabela 2). A biotita do xisto migmatizado tem valores mais elevados de Ti (0,38 a 0,47 cátions por fórmula unitária — cpfu), seguido de granada xisto (paleossoma) das amostras E74 (0,11 a 0,25 cpfu) e CL16 (0,15 a 0,24 cpfu); cordierita xisto de CL60 (0,11 a 0,19 cpfu) e CL66 (0,13 a 0,18 cpfu). No diagrama Fe/(Fe+Mg) versus  $Al^{IV}$  de Spear (1984), as biotitas analisadas

são classificadas como eastonita (VJ7D, CL66 e CL16A) ou siderofilita (CL60, VJ10 e E74).

### Piroxênio

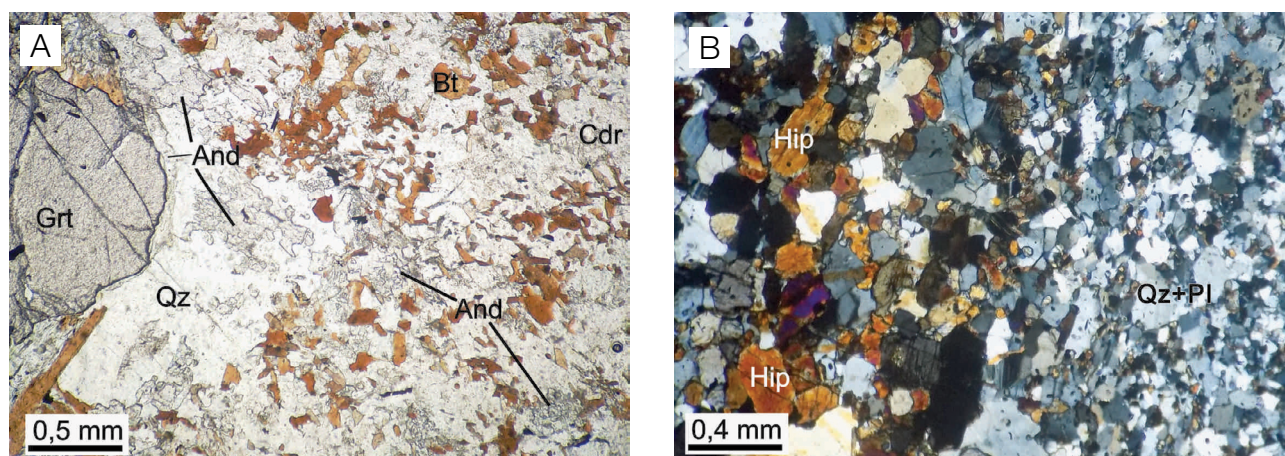
De modo geral, os piroxênios são ricos em  $Fe^{2+}$  (0,80 a 0,92 cpfu), Mg (0,75 a 0,96 cpfu) e pobres em Ca (<0,014 cpfu), com composição média  $En_{52}Fs_{48}$  (Tabela 2). Composicionalmente, são classificados, de acordo com Morimoto (1988), como do tipo Quad (piroxênio enriquecido em Mg-Ca-Fe) (Figura 11A) transicional de enstatita a ferrossilita (Figura 11B).

### Plagioclásio

Foram realizadas 21 análises de plagioclásio de hornblenda diorito e gabronorito (VJ7A, ED113 e CL7) e seis de leucossoma (TOT7; Tabela 3). Os resultados estão na Tabela 3. As amostras VJ7A e CL mostram os maiores valores de anortita, com média de 40 a 41% (andesina), porém sem evidência estatística de zoneamento químico. O plagioclásio da amostra ED113 e do leucossoma TOT3 é quimicamente bastante homogêneo e mais sódico, com teor médio de anortita de 27 a 28%. As composições do plagioclásio nessas amostras sugerem forte reequilíbrio durante o metamorfismo de alta temperatura.

## GEOTERMOBAROMETRIA

As associações minerais descritas na fácies diorítica (hornblenda, biotita, ± piroxênio, plagioclásio, ilmenita/magnetita, ± titanita, quartzo, K-feldspato) possibilitaram o uso do



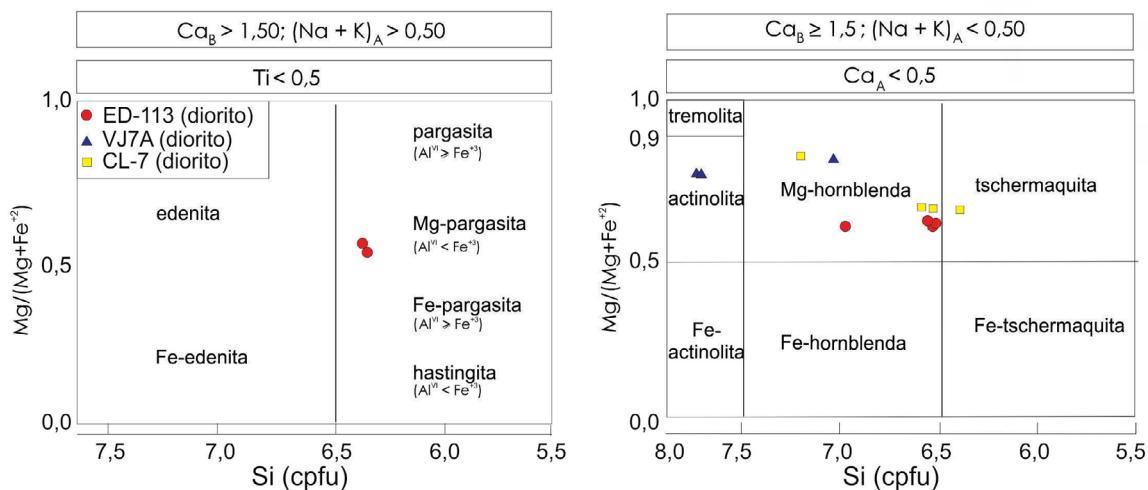
Qz: quartzo; Grt: granada; Cdr: cordierita; Bt: biotita; Hip: hiperstênio; Pl: plagioclásio.

**Figura 8.** Relações texturais em xisto migmatizado. (A) Corona de andaluzita (And) + quartzo (Qz) em torno de porfiroblasto de granada (Grt); afloramento CL-5, zona de migmatito; (B) quartzo (Qz) e plagioclásio (Pl) formando contatos poligonais em xenólito de xisto migmatizado com hiperstênio (Hip); afloramento VJ7D. Polarizadores paralelos em (A) e cruzados em (B). Pontos CL-5 e VJ7D estão na porção sul do pluton (Figura 3).

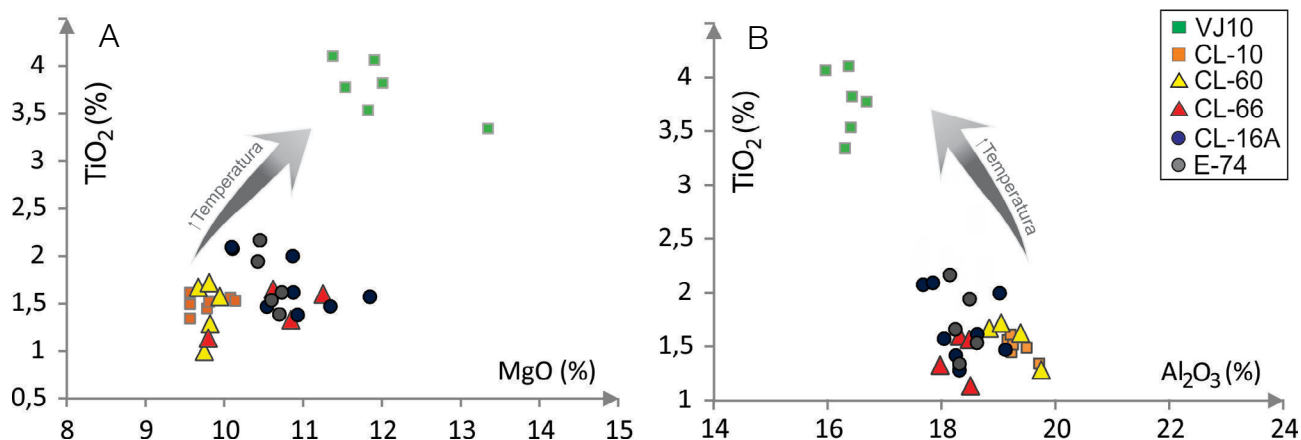
**Tabela 1.** Composição química de anfibólio, com fórmula estrutural calculada para 23 oxigênios, de hornblenda-biotita diorito e gabronorito do pluton Totoró (amostras VJ7A, ED113 e CL7). Os cálculos de pressão e temperatura foram baseados em Anderson e Smith (1995) e Blundy e Holland (1990). Os óxidos estão em porcentagem de peso e os cátions, em cátions por fórmula unitária (cpfu).

Amostra	VJ7A - Diorito			ED113 - Diorito						CL7 - Gabronorito			
	3	m (n = 2)	DP	32	33	34	35	36	37	m	$\sigma$	m (n = 4)	DP
SiO <sub>2</sub>	48,36	54,52	0,11	44,02	46,00	42,81	43,98	43,09	43,60	43,92	1,03	46,21	2,95
TiO <sub>2</sub>	0,57	0,09	0,02	2,42	1,66	2,43	2,14	2,32	1,85	2,14	0,29	1,63	0,69
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,53	0,98	0,02	8,65	6,84	9,79	9,34	10,23	9,40	9,04	1,09	8,10	2,07
FeO	14,33	11,61	0,12	17,38	20,45	17,74	17,02	17,25	16,78	17,77	1,23	16,80	1,78
MnO	0,28	0,30	0,02	0,21	0,42	0,42	0,35	0,26	0,35	0,34	0,08	0,26	0,04
MgO	15,01	17,14	0,06	11,06	12,09	10,39	10,92	10,41	10,88	10,96	0,57	12,44	1,92
CaO	12,14	12,65	0,02	11,38	8,25	10,99	10,83	11,51	11,08	10,67	1,11	10,98	0,44
Na <sub>2</sub> O	0,50	0,04	0,04	1,20	0,91	1,70	1,60	1,63	1,43	1,41	0,28	1,15	0,36
K <sub>2</sub> O	0,36	0,00	0,00	1,10	0,77	1,30	1,16	1,24	1,21	1,13	0,17	0,87	0,32
tótal	97,06	97,33	0,17	97,42	97,39	97,57	97,34	97,94	96,58	97,37	0,41	98,43	0,63
<b>cpfu</b>													
Si	7,05	7,80	0,00	6,56	6,93	6,41	6,54	6,43	6,54	6,57	0,17	6,69	0,32
Al <sup>IV</sup>	0,95	0,17	0,00	1,44	1,07	1,59	1,46	1,57	1,46	1,43	0,17	1,31	0,32
Ti(IV)	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
<b>T = 8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>7,98</b>	<b>0,02</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>8,00</b>	<b>0,01</b>	<b>8,00</b>	<b>0,01</b>
Al <sup>VI</sup>	0,00	0,00	0,00	0,08	0,14	0,13	0,18	0,23	0,21	0,16	0,05	0,07	0,06
Ti	0,06	0,00	0,00	0,07	0,19	0,27	0,24	0,26	0,21	0,21	0,07	0,18	0,08
Cr	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>3+</sup>	0,98	0,41	0,02	0,63	0,15	0,64	0,67	0,42	0,62	0,52	0,19	0,99	0,04
Mg	3,26	3,66	0,02	2,46	2,71	2,32	2,42	2,32	2,43	2,44	0,13	2,68	0,36
Fe <sup>2+</sup>	0,70	0,94	0,00	1,54	1,81	1,58	1,45	1,74	1,48	1,60	0,13	1,04	0,21
Mn	0,03	0,04	0,00	0,03	0,05	0,05	0,04	0,03	0,04	0,04	0,01	0,03	0,01
<b>C = 5</b>	<b>5,03</b>	<b>5,04</b>	<b>0,02</b>	<b>5,00</b>	<b>5,05</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>5,00</b>	<b>4,97</b>	<b>0,02</b>	<b>4,99</b>	<b>0,02</b>
Fe <sup>2+</sup>	0,07	0,05	0,01	0,00	0,62	0,00	0,00	0,00	0,00	0,10	0,23	0,00	0,00
Ca	1,90	1,94	0,01	1,82	1,33	1,76	1,73	1,84	1,78	1,71	0,17	1,70	0,04
Na	0,03	0,00	0,00	0,18	0,05	0,24	0,27	0,16	0,22	0,19	0,07	0,28	0,07
<b>B = 2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>1,99</b>	<b>0,01</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>2,00</b>	<b>0,12</b>	<b>1,98</b>	<b>0,03</b>
Ca	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Na	0,11	0,01	0,01	0,16	0,21	0,26	0,19	0,31	0,20	0,22	0,05	0,05	0,03
K	0,07	0,00	0,00	0,21	0,15	0,25	0,22	0,24	0,23	0,22	0,03	0,16	0,06
<b>A = 0-1</b>	<b>0,17</b>	<b>0,00</b>	<b>0,00</b>	<b>0,34</b>	<b>0,36</b>	<b>0,50</b>	<b>0,41</b>	<b>0,55</b>	<b>0,43</b>	<b>0,15</b>	<b>0,02</b>	<b>0,07</b>	<b>0,02</b>
Mg#	0,82	0,796	0,00	0,62	0,60	0,60	0,63	0,57	0,62	0,60	0,61	0,72	0,06
<sup>1</sup> P(kbar)	-	-	-	1,84	1,47	2,25	2,52	2,31	2,74	2,19	0,43	-	-
<sup>2</sup> T (°C)	-	-	-	809	769	824	801	831	797	805	20,14	-	-

<sup>1</sup>Anderson e Smith (1995); <sup>2</sup>Blundy e Holland (1990), Mg# = Mg / (Fe<sup>2+</sup>+Mg); m: média; DP: desvio padrão; T, C, B, A: sítios estruturais do anfibólio, desde os de menor dimensão (T, coordenação 4) até os de tamanho médio (C, B, coordenações 6 e 8) e os de maior dimensão (A, coordenações 10 e 12).



**Figura 9.** Composição de anfibólio de diorito e gabro-norito do pluton Totoró segundo a classificação de Leake et al. (1997). Dados da Tabela 1. As amostras analisadas (ED113, VJ7A, CL7) localizam-se na parte sul do pluton.

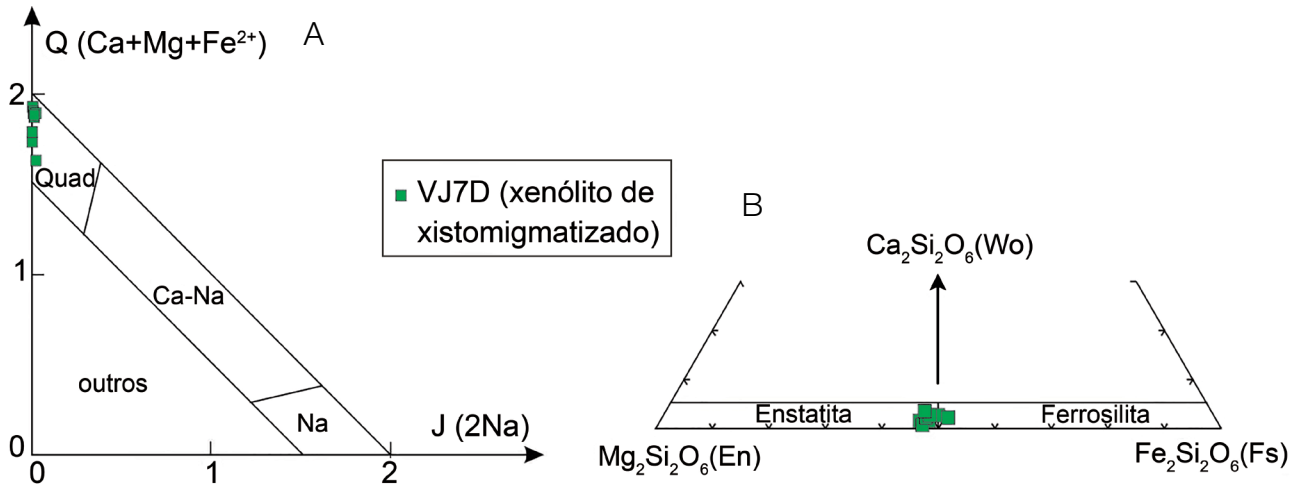


**Figura 10.** Gráficos  $\text{Al}_2\text{O}_3$  versus  $\text{TiO}_2$  (A) e  $\text{MgO}$  versus  $\text{TiO}_2$  (B) de biotita de micaxistos. Os pontos têm a seguinte localização na Figura 3: VJ7D e CL16A (xenólito na parte sul do pluton); E74 (xenólito na borda SE do pluton); CL10 (xisto a SW do pluton); CL60 e CL66 (xisto a SE do pluton). Dados da Tabela 2.

**Tabela 2.** Composição química de piroxênios, com fórmula estrutural calculada para seis oxigênios, de xenólito de xisto migmatizado (VJ7D), e biotita (fórmula estrutural calculada para 22 oxigênios) de xenólito de xisto migmatizado (VJ7D), granada xisto (paleossoma; E74, CL16A), cordierita xisto (CL60, CL66) e de estauroilita xisto (VJ10). Os óxidos estão em porcentagem de peso e os cátions, em cátions por fórmula unitária (cpfu).

Mineral	VJ7D				E74				C16A				VJ10		CL60		CL66	
	m (n = 12)	DP	m (n = 6)	DP	m (n = 5)	DP	m (n = 8)	DP	m (n = 7)	DP	m (n = 5)	DP	m (n = 4)	DP				
$\text{SiO}_2$	47,81	0,96	34,78	0,30	35,42	0,09	35,63	0,47	34,38	0,27	35,22	0,48	35,28	0,28				
$\text{TiO}_2$	2,22	1,00	3,77	0,27	1,73	0,28	1,70	0,29	1,50	0,08	1,45	0,27	1,40	0,19				
$\text{Al}_2\text{O}_3$	4,97	2,65	16,36	0,21	18,38	0,17	18,37	0,49	19,35	0,18	19,17	0,35	18,32	0,21				
$\text{Fe}_2\text{O}_3$	0,243	0,167	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
FeO	27,17	0,90	18,04	0,54	19,77	0,13	18,71	0,76	19,48	0,25	19,56	0,40	18,90	0,21				
MnO	0,61	0,04	0,06	0,03	0,12	0,08	0,07	0,05	0,18	0,02	0,15	0,04	0,15	0,14				
MgO	16,26	0,91	12,00	0,64	10,58	0,12	10,82	0,55	9,90	0,18	9,80	0,09	10,64	0,53				
CaO	0,13	0,08	0,11	0,07	0,05	0,02	0,03	0,04	0,05	0,03	0,03	0,03	0,10	0,08				
$\text{Na}_2\text{O}$	0,03	0,06	0,05	0,04	0,19	0,03	0,23	0,04	0,30	0,03	0,28	0,06	0,23	0,05				
$\text{K}_2\text{O}$	0,00	0,00	9,17	0,43	8,95	0,12	8,92	0,13	8,84	0,20	8,28	0,12	7,99	0,26				
Tótal	99,22	0,69	94,35	0,55	95,19	0,32	94,49	0,95	93,98	0,54	93,94	0,95	93,03	0,37				
<b>cpfu</b>																		
Si	1,84	0,04	5,34	0,02	5,40	0,02	5,44	0,03	5,31	0,02	4,63	1,88	5,45	0,05				
$\text{Al}^{\text{IV}}$	0,16	0,04	2,66	0,02	2,60	0,02	2,56	0,03	2,69	0,02	2,24	0,90	2,55	0,05				
$\text{Al}^{\text{VI}}$	0,07	0,08	0,31	0,05	0,70	0,03	0,75	0,06	0,83	0,03	0,75	0,30	0,79	0,07				
Ti	0,06	0,03	0,44	0,03	0,20	0,03	0,20	0,03	0,17	0,01	0,15	0,06	0,16	0,02				
$\text{Fe}^{3+}$	0,01	0,01	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
$\text{Fe}^{2+}$	0,93	0,09	2,32	0,07	2,52	0,02	2,39	0,11	2,52	0,04	2,16	0,87	2,44	0,02				
Mn	0,02	0,00	0,01	0,00	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,00	0,02	0,01	0,02	0,02				
Mg	0,07	0,08	2,75	0,15	2,41	0,03	2,46	0,12	2,28	0,04	1,93	0,77	2,45	0,12				
Ca	0,01	0,01	0,02	0,01	0,01	0,00	0,01	0,01	0,01	0,01	0,01	0,00	0,02	0,01				
Na	0,84	0,06	0,02	0,01	0,06	0,01	0,07	0,01	0,09	0,01	0,07	0,03	0,07	0,01				
K	0,02	0,00	1,80	0,08	1,74	0,02	1,74	0,03	1,74	0,04	1,41	0,56	1,58	0,06				
Wo	0,30	0,23	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
En	52,30	0,56	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Fs	47,68	0,77	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Q	1,78	0,12	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
J	0,01	0,02	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—				
Fe#	0,48	0,01	0,46	0,20	0,51	0,00	0,49	0,02	0,52	0,01	0,45	0,18	0,50	0,01				

Wo:  $\text{Ca}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ; En:  $\text{Mg}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ; Fs:  $\text{Fe}^{2+}/(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ; Q:  $(\text{Ca}+\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ; Fe#:  $\text{Fe}_2/(\text{Mg}+\text{Fe}^{2+})$ ; m: média; DP: desvio padrão.



**Figura 11.** Piroxênios de xisto migmatizado (amostra VJ7D, xenólito na parte sul do pluton, Figura 3) segundo classificação de Morimoto (1988). (A) Diagrama Q (Ca + Mg + Fe<sup>2+</sup>) versus J (2 Na); (B) parte inferior do diagrama triangular Enstatita (En)–Ferroçilita (Fs)–Wollastonita (Wo).

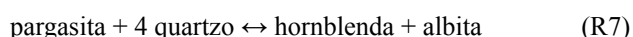
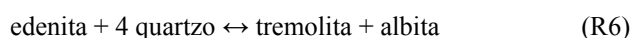
**Tabela 3.** Composição química de plagioclásio, com fórmula estrutural calculada para oito oxigênios, de hornblenda-biotita diorito (VJ7A, ED113) e gabronorito (CL7) do pluton Totoró e de leucossoma trondhjemitico (TOT3, mesmo local de E74, xenólito de xisto na borda SE do pluton, Figura 3).

Amostra	VJ7A – Diorito		ED113 – Diorito		CL7 – Gabronorito		TOT7 – leucossoma	
	14 m	DP	5 m	DP	2 m	DP	6 m	DP
n								
SiO <sub>2</sub>	55,74	2,49	59,40	0,68	57,78	0,03	60,63	0,22
TiO <sub>2</sub>	0	0	0,00	0,00	0,03	0,03	0,01	0,02
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	26,80	0,94	25,36	0,70	25,45	0,11	23,93	0,45
FeO	0,48	1,24	0,21	0,23	0,35	0,09	0,06	0,07
MnO	0	0	0,02	0,01	0,01	0,01	0,02	0,02
MgO	0,17	0,57	0,07	0,15	0,06	0,06	0,00	0,00
CaO	8,33	1,11	7,10	0,75	7,96	0,06	5,58	0,35
Na <sub>2</sub> O	6,50	0,60	7,31	0,32	6,42	0,02	8,31	0,14
K <sub>2</sub> O	0,19	0,06	0,44	0,11	0,24	0,02	0,09	0,03
Total	98,22	1,76	99,94	0,35	98,29	0,24	98,62	0,53
<b>cpfu</b>								
Si	2,55	0,06	2,65	0,03	2,64	0,01	2,73	0,02
Al	1,45	0,05	1,33	0,04	1,37	0,00	1,27	0,02
Ti	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Fe <sup>2+</sup>	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Mn	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
Mg	0,01	0,04	0,00	0,01	0,00	0,00	0,00	0,00
Ca	0,41	0,05	0,34	0,04	0,39	0,00	0,27	0,02
Na	0,58	0,05	0,63	0,03	0,57	0,00	0,72	0,01
K	0,01	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,00	0,00
Total	5,02	0,03	5,00	0,16	5,00	0,00	5,00	0,00
Or	57,96	4,46	7,35	0,28	58,48	0,20	72,59	1,31
Ab	1,11	0,37	14,69	0,56	1,42	0,09	0,49	0,14
Ano	40,93	4,47	28,05	1,09	40,10	0,30	26,93	1,37

Ano = 100\*Ca/(Ca+Na+K); Ab = 100\*Na/(Ca+Na+K); Or = 100\*K/(Ca+Na+K); n = número de análises; m = média; DP = desvio padrão; Ano-Anortita, Or: ortoclásio; Ab: albita; cpfu: cátions por fórmula unitária.

geobarômetro de Anderson e Smith (1995), calibrado pela quantidade de Al em hornblenda, e interações com o geotermômetro de Blundy e Holland (1990), limitado a razões catiônicas de  $Fe\# = 0,40$  a  $0,65$ . Quando aplicado na amostra ED113, o cálculo da pressão variou de 1,55 a 2,74 kbar.

Para estimativas de temperatura, foram utilizados dois geotermômetros para o hornblenda diorito, bem conhecidos na literatura, e um para as rochas metassedimentares. O primeiro utiliza a quantidade de  $Al^{IV}$  existente no anfibólio coexistente com plagioclásio em rochas saturadas em sílica (Blundy e Holland, 1990), baseando-se nas reações 6 e 7:



A temperatura é calculada conforme a Equação 1:

$$T = \frac{0,677P - 48,98 + Y}{-0,0429 - 0,008314 \ln K} \quad \text{com} \quad K = \left( \frac{Si-4}{8-si} \right) X_{Ab}^{Pl} \quad (1)$$

Em que:

P = pressão;

$X_{Ab}^{Pl}$  = fração molar de albita no plagioclásio;

Si = número de cpfu.

Para  $X_{Ab} > 0,5$ ,  $Y = 0$ , enquanto para  $X_{Ab} \leq 0,5$ ,  $Y = -8,06 + 25,5(1 - X_{Ab}^{Pl})^2$ . Aplicando os resultados obtidos no cálculo de pressão (1,55 a 2,74 kbar), encontrou-se o valor médio

de temperatura de cristalização de  $804 \pm 36^\circ\text{C}$ , situando-se, assim, na faixa de erro admitida na Equação 1, que é de 35 a  $75^\circ\text{C}$  (Blundy e Holland, 1990).

O segundo geotermômetro leva em consideração a saturação de Zr em rocha total, considerando que o seu coeficiente de partição (cristal/líquido) é inversamente proporcional à temperatura. Assim, Watson e Harrison (1983) e Miller et al. (2003) sugerem as Equações 2 e 3, respectivamente, para cálculo da temperatura por saturação de Zr:

$$\ln D^{Zr, \text{zircão/melt}} = \{3,8 - [0,85(M-1)]\} + 12900/T \quad (2)$$

$$T_{Zr} = 12900 / [2,95 + 0,85M + \ln(476000 / Zr_{\text{magma}})] \quad (3)$$

Em que:

As temperaturas T e  $T_{Zr}$  são dadas em Kelvin;

$D^{Zr, \text{zircão/melt}}$  = a razão da concentração de Zr no zircão (~ 476.000 ppm) sobre a concentração de Zr no fundido (melt) saturado em Zr;

$Zr_{\text{magma}}$  = a concentração de Zr no magma (ppm);

M = a razão catiônica  $(Na + K + 2Ca)/(Al.Si)$ .

Desse modo, foram calculadas temperaturas na faixa de 714 a  $830^\circ\text{C}$  para os diferentes litotipos do pluton, similares às temperaturas determinadas usando a equação de Miller et al. (2003), na faixa de 717 a  $834^\circ\text{C}$  (Tabela 4). Em função de sua ocorrência como mineral precoce nas rochas ígneas,

**Tabela 4.** Valores de temperatura obtidos por meio do geotermômetro de saturação de zircônio em diorito, quartzo monzodiorito, quartzo monzonito e granito porfírico do pluton Totoró, de acordo com aplicação de equações segundo Watson e Harrison (1983) e Miller et al. (2003). Foram usados dados litoquímicos de Jardim de Sá (1994).

Rocha	Amostra	$^{(2)}T_{Zr}$ ( $^\circ\text{C}$ ) <sup>(1)</sup>	$T_{Zr}$ ( $^\circ\text{C}$ ) <sup>(2)</sup>	$P_{A\&S}$ (kbar)	$T_{BH}$ ( $^\circ\text{C}$ )	$T_{Ti-Biot}$ ( $^\circ\text{C}$ )	Distância do contato
Hornblenda diorito	ED113*	714	717	1,55–2,74	769 – 831		
Hornblenda diorito	ED108C*	734	738	–	–	–	
Qz monzodiorito	ED117*	795	799	–	–	–	
Qz monzodiorito	ED115*	781	784	–	–	–	
Qz monzodiorito	ED111*	830	834	–	–	–	
Granito porfírico	ED112*	803	807	–	–	–	
Granito porfírico	ED108*	810	814	–	–	–	
Gabro-norito	CL7	730	733	–	–	–	
Qz-diorito	CL48	749	753	–	–	–	
Granodiorito	CL15	829	833	–	–	–	
Granito porfírico	CL36	810	814	–	–	–	
Dique sin- $D_3$	ES807C	780	784	–	–	–	
Estaurolita xisto	VJ10	–	–	–	–	506–562	3,5 km (acari)
Cordierita xisto	CL66	–	–	–	–	484–576	2,2 km
Cordierita xisto	CL60	–	–	–	–	507–579	~ 1 km
Micaxisto (paleossoma)	CL16A	–	–	–	–	525–620	xenólito
Micaxisto (paleossoma)	E74	–	–	–	–	536–626	xenólito
Xisto Migmatizado	VJ7D	–	–	–	–	714–734	xenólito

<sup>(1)</sup>Watson e Harrison (1983); <sup>(2)</sup>Miller et al. (2003);  $P_{A\&S}$ : Anderson e Smith (1995);  $T_{BH}$ : Blundy e Holland (1990);  $T_{Ti-Biot}$ : Henry et al. (2005); \*dados litoquímicos de Jardim de Sá (1994); Qz: quartzo.



as temperaturas com base no zircônio podem ser consideradas como temperaturas próximas do *liquidus* do magma.

Outro geotermômetro aplicado é o da saturação de Ti em biotita para rochas pelíticas, calibrado por Henry et al. (2005), o qual se limita a pressões de até 6 kbar. A temperatura de saturação de Ti em biotita é calculada seguindo a Equação 4:

$$T = \left\{ \frac{\left[ \ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3 \right]}{b} \right\}^{0,333} \quad (4)$$

Em que:

T = temperatura em graus Celsius;

Ti = número de cpfu;

$X_{Mg} = Mg/(Mg + Fet)$ ;

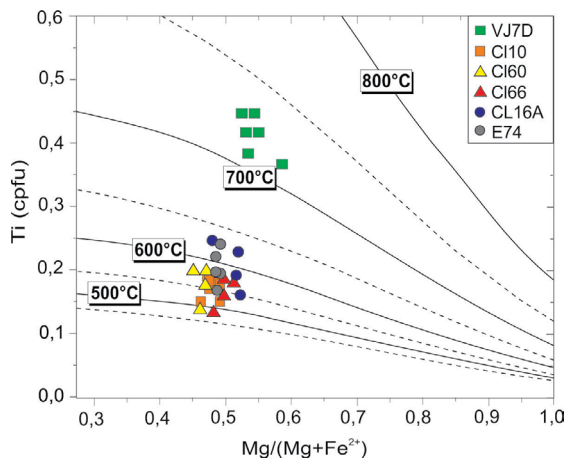
a, b e c = coeficientes e parâmetros estatísticos predefinidos, sendo a = -2,3594, b =  $4,648 \times 10^{-9}$  e c = -1,7283.

Esse geotermômetro só pode ser usado para composições de  $X_{Mg} = 0,275$  a 1,00; Ti = 0,04 a 0,60 cpfu e T = 480 a 800°C. Aplicando tais parâmetros na Equação 4, foram obtidas temperaturas de 484 a 576°C (CL66), 507 a 579°C (CL60), 525 a 620°C (CL16A), 536 a 626°C (E74), 506 a 562°C (VJ10) e 714 a 734°C para o xisto migmatizado (VJ7D) (Tabela 4, Figura 12).

## PETROFÍSICA E MODELAGENTO DA AURÉOLA TERMAL

### Dados de petrofísica de rocha

A condutividade térmica nos micaxistos manteve-se conforme o padrão esperado (1,85 a 2,92 W/m.k) em comparação



**Figura 12.** Diagrama Ti (cátions por fórmula unitária – cpfu) versus  $Mg/(Mg+Fe^{2+})$ , com curvas de temperaturas definidas por Henry et al. (2005) para biotita das amostras de micaxistos. A localização das amostras analisadas em relação ao pluton encontra-se na Figura 3: VJ7D e CL-16A) sul; CL-10) sudoeste; CL-66) leste; CL-60 e E-74) sudeste.

àqueles conhecidos na literatura, com exceção da amostra CL11 (3,94 W/m.k), que foi atribuída à presença de venulações de quartzo. Outro comportamento observado foi que, quanto maior o grau metamórfico, mais elevada é a difusividade térmica. Micaxistos da zona do migmatito mostram valores na faixa de 1,3 a 1,4 m<sup>2</sup>/s. Como exemplo, xistos da zona de sillimanita possuem difusividade termal de 1,2 a 1,25 m<sup>2</sup>/s, enquanto xistos da zona de cordierita mostram valores de 0,9 a 1,01 m<sup>2</sup>/s (Tabela 5). Desse modo, tais parâmetros passam a ser de grande importância para a geração de um bom banco de dados petrofísicos, já que o modelamento térmico requer o uso de um único valor de difusividade. Para o trabalho em foco, usou-se  $1,17 \times 10^{-6}$  (m<sup>2</sup>/s) como a média geral da difusividade (ou o equivalente a 36,34 m<sup>2</sup>/ano).

### Modelamento térmico

Com os dados de difusividade térmica, é possível simular perfis de temperatura *versus* espaço, gerando assim modelos unidimensionais para as mudanças de temperatura que ocorrem ao longo da rocha encaixante, após a intrusão do corpo ígneo. Para isso, são integrados os dados petrofísicos discutidos anteriormente e outros parâmetros listados na Tabela 6.

Segundo Jaeger (1964), a relação entre a temperatura (T), a distância do contato (x) e o tempo decorrido (t) pode ser descrita em termos adimensionais. Assim, o equivalente adimensional de temperatura ( $\theta$ ) de dada T pode ser escrito em função da temperatura inicial do magma  $T_0$  e da temperatura das encaixantes  $T_{cex}$ , de acordo com a Equação 5. O equivalente adimensional de tempo ( $\tau$ ) pode ser calculado a partir do raio da intrusão (d) e da difusividade ( $\alpha$ ) na Equação 6. Similarmente, o equivalente adimensional de espaço ( $\varepsilon$ ) pode ser obtido pela razão entre a distância do centro do pluton (x) e o raio da intrusão (d), na Equação 7.

$$\theta(\varepsilon, \tau) = \frac{T - T_{cex}}{T_0 - T_{cex}} \quad (5)$$

$$\tau = \frac{\alpha \cdot t}{d^2} \quad (6)$$

$$\varepsilon = \frac{x}{d} \quad (7)$$

Para corpos circulares, com interesse particular em metamorfismo de contato, usa-se a Equação 8 (Carslaw e Jaeger, 1959):

$$\theta(\varepsilon, \tau) = \frac{1}{2} \left\{ \operatorname{erf} \left( \frac{\varepsilon + 1}{2\tau^{1/2}} \right) - \operatorname{erf} \left( \frac{\varepsilon - 1}{2\tau^{1/2}} \right) - \frac{2\tau^{1/2}}{\varepsilon\pi^{1/2}} \left[ e^{-(\varepsilon-1)^2/4\tau} - e^{-(\varepsilon+1)^2/4\tau} \right] \right\} \quad (8)$$

Combinando as Equações 5 e 8, resulta a Equação 9:

$$T = \left\{ (T_0 - T_{\text{ecx}}) \frac{1}{2} \left[ \operatorname{erf} \left( \frac{\varepsilon + 1}{2\tau^2} \right) - \operatorname{erf} \left( \frac{\varepsilon - 1}{2\tau^2} \right) - \frac{2\tau^2}{\varepsilon\pi^2} \left( e^{-\frac{(\varepsilon-1)^2}{4\tau}} - e^{-\frac{(\varepsilon+1)^2}{4\tau}} \right) \right] \right\} + T_{\text{ecx}} \quad (9)$$

Para o cálculo matemático, utilizou-se o *software* MathWorks MATLAB 8.5 R2015a. A  $T_0$ , baseada em estimativas termobarométricas, foi de 800 a 900°. Para o cálculo do modelo de temperatura *versus* distância (Figura 13), foram usados  $T_0 = 800, 850$  e  $900^\circ$  (Tabela 7). A  $T_{\text{ecx}}$  foi assumida como  $450^\circ\text{C}$ , correspondendo à fácies xisto verde superior. O  $d$  foi considerado como 4.000 m. As diferentes unidades de tempo assumidas foram 0,5; 50; 500; 5.000; 25.000; 50.000; 75.000 e 150.000 anos. O modelo térmico obtido (Figura 13) para valores de  $T_0$  de 800, 850 e  $900^\circ\text{C}$  e  $T_{\text{ecx}} = 450^\circ\text{C}$  (Tabela 7) indica que a temperatura máxima no contato atingiu valores da ordem de  $756^\circ\text{C}$ , o que condiz com a extensiva migmatização adjacente ao contato do pluton. Dessa forma, temperaturas em torno de  $500^\circ\text{C}$  formariam uma isógrada distando aproximadamente 2.000 m do contato. Esse parâmetro está em concordância com a ocorrência da zona da cordierita, que foi identificada a 1.700 a 2.500 m da borda da intrusão (Figura 3), e com a distribuição de isógradas regionais de  $500$  a  $550^\circ\text{C}$  em trabalhos termobarométricos desenvolvidos por Lima (1987, 1992), apontado na Figura 2.

Deve-se ressaltar que o modelamento termal levou em consideração diversas premissas que podem eventualmente produzir resultados quantitativos diferentes. Essas premissas incluem:

1. temperatura inicial do magma e volume relativo dos corpos máficos (de maior temperatura) e félsicos (de menor temperatura);

**Tabela 6.** Parâmetros utilizados para o cálculo do fluxo térmico.

Parâmetro	Definição	Valores
T	Temperatura, dependente do tempo, em dado ponto	–
$T_0$	Temperatura inicial de colocação do magma	800 a $900^\circ\text{C}$ (termobarometria)
$T_{\text{ecx}}$	Temperatura da rocha encaixante	$450^\circ\text{C}$ (fácies xisto verde superior)
d	Raio da intrusão	4.000 metros
$\alpha$	Difusividade térmica da rocha encaixante	$36,34 \text{ m}^2/\text{ano}$ (medido em laboratório)
t	Tempo decorrido desde a intrusão	0,5; 50; 500; 5.000; 25.000; 50.000; 75.000 e 150.000 anos
$\tau$	Equivalente adimensional tempo	–
x	Distância do centro da intrusão	–
$\varepsilon$	Equivalente adimensional de distância	–

**Tabela 5.** Média das medidas de condutividade térmica, capacidade calorífica e difusividade térmica para micaxistos ao longo das diferentes zonas metamórficas mapeadas.

Amostra	$\lambda$ ( $\text{Wm}^{-1}\text{k}^{-1}$ )	$C_p$ ( $\text{Jm}^{-3}\text{K}^{-1}$ ) $\times 10^6$	$\alpha$ ( $\text{m}^2/\text{s}$ ) $\times 10^{-6}$	Rocha
CL05	2,84	2,02	1,40	Xisto migmatizado
CL16A	2,73	2,09	1,31	Xisto migmatizado
CL6A	2,92	2,24	1,30	Xisto migmatizado
CL55	2,57	2,15	1,20	Sillimanita xisto
CL41	2,59	2,07	1,25	Sillimanita xisto
CL11	3,74	2,21	1,69	Sillimanita xisto
CL03	1,87	1,89	0,99	Cordierita xisto
CL13A	1,85	1,91	0,97	Cordierita xisto
CL60	2,08	2,07	1,01	Cordierita xisto
CL59	1,96	1,92	1,03	Cordierita xisto
ES806	2,62	2,08	1,26	Estaurólita xisto
CL32	2,74	2,24	1,22	Granada xisto
ES806.1	2,21	1,92	1,14	Granada xisto
ES807	2,54	2,19	1,15	Filito / xisto
m	2,42	2,06	1,17	
DP	0,36	0,12	0,13	

$\lambda$ : condutividade térmica (Watt por metro Kelvin);  $C_p$ : capacidade calorífica (Joule por metro cúbico Kelvin);  $\alpha$ : difusividade térmica ( $\text{m}^2$  por segundo); m: média; DP: desvio padrão.

2. suas propriedades térmicas e o calor latente durante a cristalização;
3. temperatura inicial da rocha encaixante, havendo a possibilidade de a rocha ter sido aquecida antes da intrusão. Para efeitos do modelamento, assumiu-se que a encaixante estava em grau metamórfico equivalente ao da fácies xisto verde;
4. para aquisição dos parâmetros petrofísicos foram usadas as amostras mais adequadas com base na geologia de superfície.

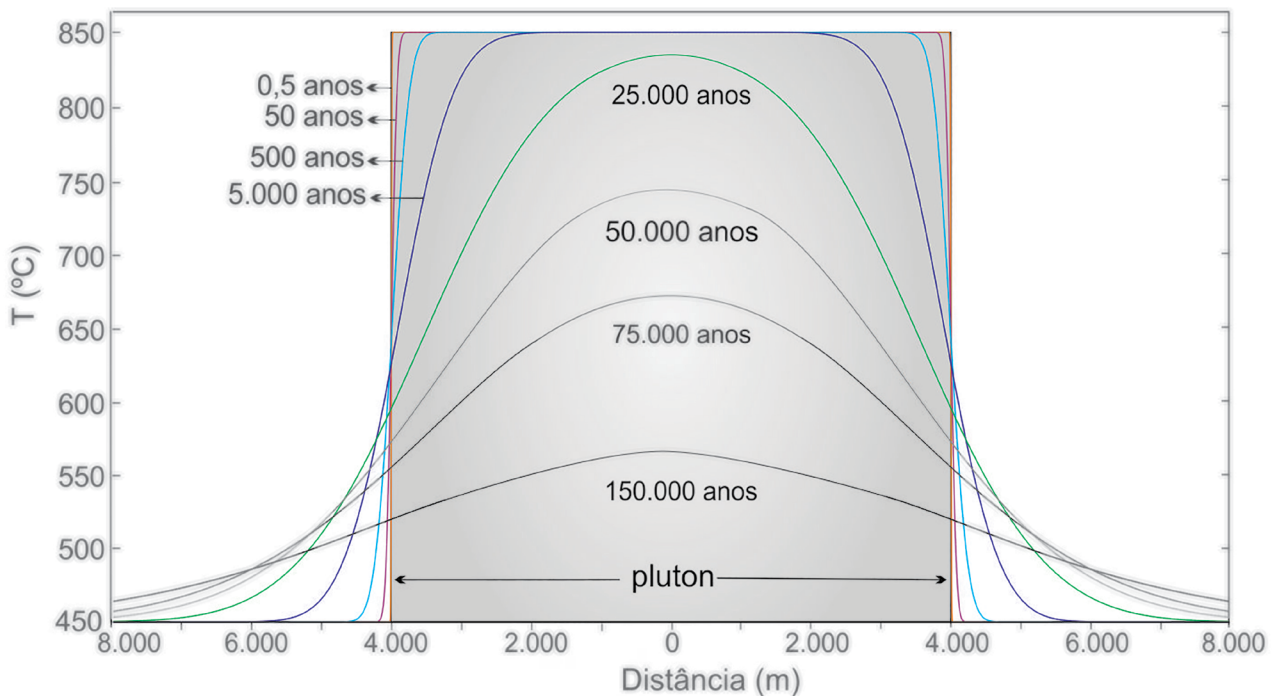
## DISCUSSÃO

A evolução das condições metamórficas em torno dos plutons Totoró e Acari, porção central da Faixa Seridó, foi amplamente discutida por Lima (1987, 1992), Souza (1996) e Souza, L. C. et al. (2007). A cartografia geológica realizada na presente pesquisa, aliada a observações petrográficas e texturais, mostra que os micaxistos encaixantes do pluton Totoró foram submetidos a diferentes condições de temperatura, o que gerou considerável variação da paragênese metamórfica. Isso se reflete no surgimento de minerais índices, tais como granada, andaluzita, cordierita e sillimanita, que são indicadores de fácies metamórficas. O zoneamento mineral produzido é marcado por uma extensa auréola nas fácies anfibolito superior e piroxênio *hornfels* (Figura 14), ultrapassando a curva de *solidus* do granito hidratado e atingindo a zona de ortopiroxênio na sua porção de maior temperatura, em que se observa extensiva migmatização.

O contexto metamórfico descrito anteriormente condicionou o desenvolvimento de paragêneses minerais, tais como biotita ± granada, cordierita (± estauroilita ± andaluzita + granada + biotita), sillimanita (± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita) e sillimanita/fibrolita (± cordierita ± andaluzita ± granada + biotita + fusão), durante o evento tectonometamórfico  $D_2/M_2$ . Esse cenário assemelha-se a condições metamórficas de AT/BP concomitante à injeção de gabro, diorito e granito, exemplificado no caso do pluton Totoró ( $595 \pm 2,4$  Ma,  $597 \pm 5,7$  Ma; Archanjo et al., 2013). No oeste do Maciço Rio Piranhas, neossomas formados em paragneisses do Grupo Seridó em auréola termal provocada pelo pluton Umarizal (ver localização

**Tabela 7.** Quadro comparativo mostrando variação da temperatura em diferentes distâncias do centro da intrusão, considerando a temperatura inicial do magma  $T_0$  variando de 800 a 900°C.

Distância borda da intrusão	$T_0 = 800^\circ\text{C}$	$T_0 = 850^\circ\text{C}$	$T_0 = 900^\circ\text{C}$
Contato	688	722	756
350 m	572	590	607
700 m	527	538	549
1.000 m	509	518	526
2.000 m	478	482	486

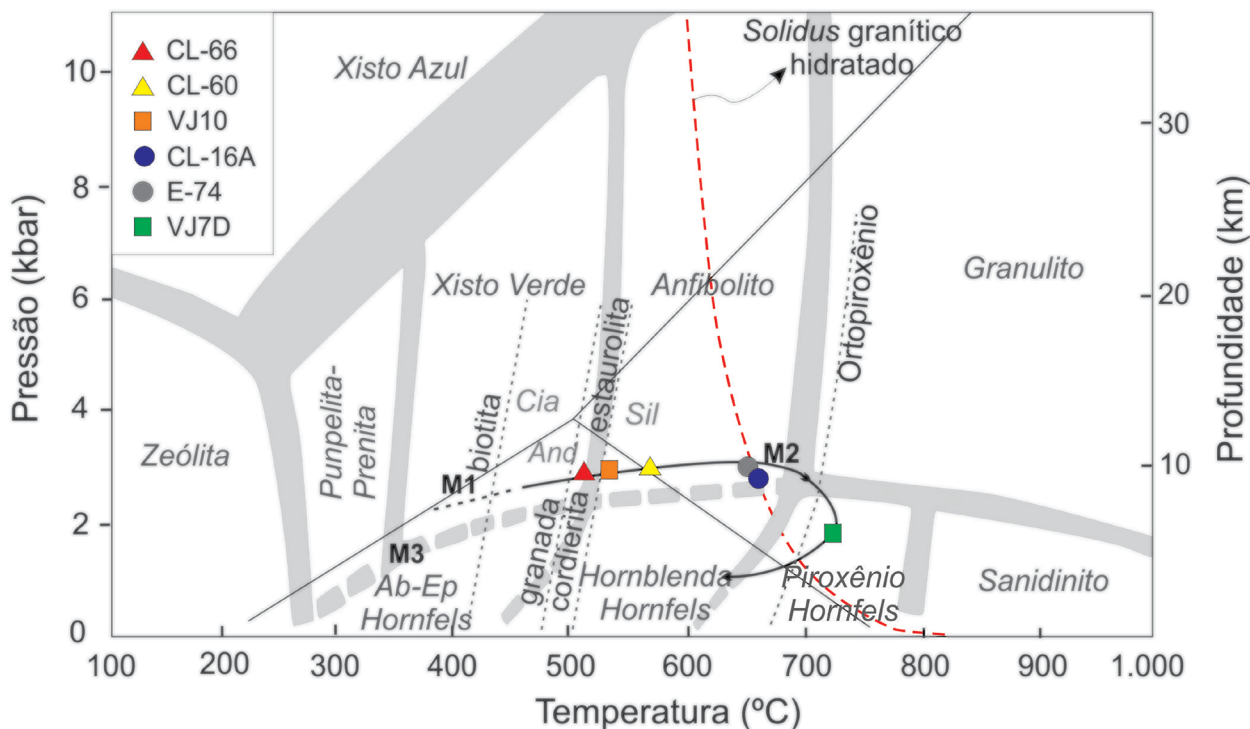


**Figura 13.** Modelamento de perfis temperatura *versus* distância para o pluton Totoró e sua encaixante metassedimentar.

na Figura 1) forneceram idade U-Pb em zircão de  $583 \pm 1,8$  Ma (Souza et al., 2017). Essa auréola térmica estabilizou paragêneses com diferentes proporções de sillimanita, andaluzita, cordierita, escapolita, diopsídio e wollastonita. Outros corpos de composições e idades semelhantes são conhecidos a leste na Faixa Seridó e no domínio do Maciço São José do Campestre (Figura 1), a exemplo dos plutons Cardoso ( $595 \pm 3$  Ma; Hollanda et al., 2015), Poço Verde ( $599 \pm 16$  Ma; Dantas, 1996), Riachão ( $588 \pm 6$  Ma; Guimarães et al., 2009) e Japi ( $599 \pm 3$  Ma; Souza et al., 2016). Embora os plutons situados a leste da faixa sejam intrusivos em ortognaisses do embasamento paleoproterozoico, portanto sem associações minerais indicativas de metamorfismo de AT/BP, a presença desses corpos aponta relevante extensão do aquecimento regional em torno de 600 a 590 Ma. Indicações da recorrência ou continuidade do evento de aquecimento são sugeridas pela idade U-Pb de  $575 \pm 5$  Ma do pluton Acari (Archanjo et al., 2013). Um episódio metamórfico de AT/BP na zona de cisalhamento Remígio – Pocinhos (sudeste do Maciço São José do Campestre, Figura 1) também é registrado em isócronas internas Sm-Nd de granada e rocha total, com idades de 578 a 574 Ma (Souza et al., 2006).

Observações de campo no âmbito regional levaram Lima (1987, 1992) a calcular o gradiente geotérmico variando de 30 a  $45^\circ\text{C}/\text{km}$ . Todavia, considerando-se que foram atingidas temperaturas da ordem de  $800^\circ\text{C}$  e pressões de 1,6 a 2,7 kbar (ou profundidades equivalentes de 4 a 9 km), estima-se que teria sido alcançado localmente gradiente geotérmico de aproximadamente  $90^\circ\text{C}/\text{km}$  próximo ao contato do pluton. A sequência de aparecimento de biotita, cordierita/estaurolita, andaluzita e sillimanita, aliada à ausência de cianita, sugere que a região foi submetida a um evento metamórfico progressivo de baixa pressão do tipo Buchan ou Abukuma (revisão em Winter, 2001). Todavia, o alto gradiente geotérmico estimado sugere que, pelo menos nos limites com o pluton, em que a pressão teria sido menor que 2 kbar, o metamorfismo seria de contato, gerando o cordão de *hornfels* nas rochas metassedimentares.

Além das paragêneses minerais, cálculos termobarométricos em metassedimentos mostram que os teores crescentes de Ti em biotitas se coadunam com o aumento da temperatura durante o metamorfismo  $M_2$ , com os seguintes valores calculados: zona de estaurolita (VJ10) = 506 a  $562^\circ\text{C}$ ; zona da cordierita (CL66) = 484 a  $576^\circ\text{C}$ ; zona de sillimanita (CL60) = 507 a  $579^\circ\text{C}$ ; e zona de migmatização (CL16A, E74, VJ7D) = 714 a  $734^\circ\text{C}$ .



**Figura 14.** Gráfico indicativo da evolução pressão/temperatura (P/T) relacionada ao metamorfismo ocorrido na auréola termal no entorno do pluton Totoró. Diagrama adaptado de Winter (2001), com ponto triplo de aluminossilicatos segundo Holdaway (1971).

## CONCLUSÃO

Com base nos dados obtidos, as principais conclusões deste trabalho são as seguintes:

- o pluton Totoró é composto de rochas máficas a intermediárias, com predomínio de biotita granodiorito e granito porfirítico, contendo enclaves de gabronorito e diorito;
- relações de contato e a presença de autólitos e xenólitos mostram que granitos porfiríticos e equigranulares estão relacionados a pulsos magmáticos tardios;
- os tipos litológicos mencionados, incluindo xenólitos da encaixante, descrevem uma estrutura interna concêntrica com mergulho da foliação magmática para o centro da intrusão;
- uma expressiva variação mineralógica em micaxistos no entorno do pluton condicionou a formação de paragêneses metamórficas com diferentes proporções de cordierita, andaluzita, granada e sillimanita, caracterizando uma extensa auréola metamórfica que pode se estender até cerca de 2,5 km do contato;
- cálculos termobarométricos mostram que o pluton intruiu a rocha encaixante com temperatura em torno de 800°C e pressões de 1,55 a 2,74 kbar (correspondente à profundidade de cerca de 4 a 9 km), permitindo estimar um gradiente geotérmico local de cerca de 90°C/km;
- parâmetros petrofísicos e associações metamórficas permitiram modelar a evolução termal da intrusão, com estimativa de resfriamento de 365 mil anos entre o pico de temperatura na auréola de contato e o seu equilíbrio com o gradiente geotérmico regional.

## AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem o apoio do Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), por meio da bolsa de mestrado concedida a Cleber Chagas e projetos de pesquisa de Zorano Souza (301738/2013-0 e 449616/2014-2); às universidades Blaise Pascal (Clermont-Ferrand, França), a aquisição de dados de química mineral (em pós-doutorado de Zorano Souza), e de Brasília (química mineral, projeto de pesquisa de Zorano Souza); ao Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica e aos departamentos de Geologia e Geofísica da UFRN, o apoio logístico e de laboratórios de preparação de amostras e equipamentos para aquisição de dados petrofísicos. Os autores agradecem aos dois revisores da *Geologia USP. Série Científica* pelas sugestões e recomendações que permitiram melhorar substancialmente o artigo.

## REFERÊNCIAS

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R. (1981). Brazilian structural provinces: An introduction. *Earth Sciences Reviews*, 17, 1-29. [https://doi.org/10.1016/0012-8252\(81\)90003-9](https://doi.org/10.1016/0012-8252(81)90003-9)
- Anderson, J. L., Smith, D. R. (1995). The effects of temperature and  $fO_2$  on the Al-in-hornblende barometer. *American Mineralogist*, 80, 549-559. <https://doi.org/10.2138/am-1995-5-614>
- Archanjo, C. J., Trindade, R. I. F., Bouchez, J. L., Ernesto, M. (2002). Granite fabrics and regional-scale strain partitioning in the Seridó belt (Borborema Province, NE Brazil). *Tectonics*, 21(1). <http://dx.doi.org/10.1029/2000TC001269>
- Archanjo, C. J., Viegas, L. G. F., Holanda, M. H. B. M., Souza, L. C., Liu, D. (2013). Timing of the HT/LP transpression in the Neoproterozoic Seridó Belt (Borborema Province, Brazil): Constraints from U-Pb (SHRIMP) geochronology and implications for the connections between NE Brazil and West Africa. *Gondwana Research*, 23, 701-714. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2012.05.005>
- Beardsmore, G. R., Cull, J. P. (2001). *Crustal heat flow: a guide to measurement and modelling*. Cambridge: Cambridge University Press, 324 p.
- Blundy, J. D., Holland, T. J. B. (1990). Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 104, 208-224. <http://dx.doi.org/10.1007/BF00306444>
- Caricchi, L., Annen, C., Rust, A., Blundy, J. (2012). Insights into the mechanisms and timescales of pluton assembly from deformation patterns of mafic enclaves. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B11), 1-18. <https://doi.org/10.1029/2012JB009325>
- Carslaw, H. S., Jaeger, J. C. (1959). *Conduction of heat in solids*. 2<sup>nd</sup> ed. Oxford: Clarendon Press, 520 p.
- Clauser, C., Hueges, E. (1995). Thermal Conductivity of Rocks and Minerals. In: T. J. Ahrens (ed.), *Rock Physics & Phase Relations - A Handbook of Physical Constants* (seção 3-9, 105-126). Nova York: American Geophysical Union.
- Dantas E. L. (1996). *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de terrenos arqueanos e paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Tese (Doutorado). Rio Claro: Instituto de Geociências e Ciências Exatas, UNESP, 206 p.

- Dantas, E. L., Souza, Z. S., Wernick, E., Hackspacher, P. C., Martin, H., Xiaodong, D., Li, J. W. (2013). Crustal growth in the 3.4-2.7 Ga São José do Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, 227, 120-156. <http://dx.doi.org/10.1016/j.precamres.2012.08.006>
- Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Nutman, A. P., Williams, I. S. (2004). The São José de Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, 130, 113-137. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2003.11.002>
- Departamento Nacional de Produção Mineral (DNPM)/ Universidade Federal do Rio Grande do Norte (UFRN)/ Petróleo Brasileiro S.A. (Petrobras)/ Companhia Riograndense de Mineração (CRM). (1998). *Mapa Geológico do Estado do Rio Grande do Norte, escala 1:500.000*. MME/D-UFRN-Petrobras-CRM, Sede DNPM, 4º distrito, Recife.
- Deer, W. A., Howie, R. A., Zussman, J. (2013). *An introduction to the rock-forming minerals*. 3<sup>rd</sup> ed. Londres: Mineralogical Society, 498 p.
- Figueiredo, E. R. H. D., Galindo, A. C., Moreira, J. A. D. M., Lins, F. A. P. L. (2008). Condutividade térmica em rochas silicáticas cristalinas e sua correlação com a geoquímica de elementos maiores. *Revista Brasileira de Geofísica*, 26(3), 293-307. <http://dx.doi.org/10.1590/S0102-261X2008000300003>
- Floess, D., Baumgartner, L. P. (2015). Constraining magmatic fluxes through thermal modelling of contact metamorphism. *Geological Society, London, Special Publications*, 422(1), 41-56. <https://doi.org/10.1144/SP422.8>
- Furlong, K. P., Hanson, R. B., Bowers, J. R. (1991). Modeling thermal regimes. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 26(1), 437-505.
- Guimarães, I. P., Araújo, D. B., Silva Filho, A. F., Silva, F. M. V., Armstrong, R. (2009). Idades U-Pb em zircão por SHRIMP do magmatismo máfico e félsico do Complexo Serrinha e Pedro Velho, Província Borborema, NE Brasil. *XXIII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Fortaleza, Resumos, p. 105. Fortaleza.
- Henry, D. J., Guidotti, C. V., Thomson, J. A. (2005). The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328. <https://doi.org/10.2138/am.2005.1498>
- Hollanda, M. H. B. M., Archanjo, C. J., Bautista, J. R., Souza, L. C. (2015). Detrital zircon and Nd isotope compositions of the Seridó and Lavras da Mangabeira basins (Borborema Province, NE Brazil): evidence for exhumation and recycling associated with a major shift in sedimentary provenance. *Precambrian Research*, 258, 186-207. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2014.12.009>
- Holdaway, M. J. (1971). Stability of andalusite and the aluminium silicate phase diagrams. *American Journal of Science*, 271, 97-131. <https://doi.org/10.2475/ajs.271.2.97>
- Hora, J. M., Kronz, A., Möller-McNett, S., Wörner, G. (2013). An Excel-based tool for evaluating and visualizing geothermobarometry data. *Computers and Geosciences*, 56, 178-185. <https://doi.org/10.1016/j.cageo.2013.02.008>
- Incropera, F., Witt, D. P. (1981). *Fundamentos de Transferência de Calor e de Massa*. São Paulo: Livros Técnicos e Científicos, cap. 1, p. 2-14.
- Jaeger, J. C. (1964). Thermal effects of intrusions. *Reviews of Geophysics*, 2, 443-465. <https://doi.org/10.1029/RG002i003p00443>
- Jaeger, J. C. (1967). Failure of rocks under tensile conditions. *International Journal of Rock Mechanics and Mining Sciences*, 4, 219-227. [https://doi.org/10.1016/0148-9062\(67\)90046-0](https://doi.org/10.1016/0148-9062(67)90046-0)
- Jardim de Sá, E. F. (1994). *A Faixa Seridó (Província Borborema, NE do Brasil) e o seu Significado Geodinâmico na Cadeia Brasileira/Pan-Africana*. Tese (doutorado). Brasília: Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, 803 p.
- Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E. S., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., Hawthorne, F. C., Kato, A., Kisch, H. J., Krivovichev, V. G., Linthout, K., Laird, J., Mandarino, J. A., Maresch, W. V., Nickel, E. H., Schumacher, J., Smith, J. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti, L., Whittaker, E. J. W., Youzhi, G. (1997). Nomenclature of Amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Mineralogical Magazine*, 61, 295-321.
- Lima, E. S. (1987). Evolução termo-barométrica das rochas metapelíticas da região do Seridó, Nordeste brasileiro. *Revista Brasileira de Geociências*, 17(3), 315-323.
- Lima, E. S. (1992). Metamorphic conditions in the Seridó region of northeastern Brazil during the Brasiliano Cycle (Late Proterozoic). *Journal of South American Earth Sciences*, 5, 265-273. [https://doi.org/10.1016/0895-9811\(92\)90025-T](https://doi.org/10.1016/0895-9811(92)90025-T)

- Meinert, L. D., Dipple, G., Nicolescu, S. (2005). World Skarn Deposits. In: J. W. Hedenquist, J. F. H. Thompson, R. J. Goldfarb, J. P. Richards (Eds.), *Economic Geology 100<sup>th</sup> Anniversary* (299-336). Amsterdã: Elsevier Science B.V.
- Menezes, M. R. F. (1999). *Estudos Sedimentológicos e o Contexto Estrutural da Formação Serra do Martins, nos Platôs de Portalegre, Martins e Santana/RN*. Dissertação (Mestrado). Natal: Programa de Pós-Graduação em Geodinâmica e Geofísica – UFRN, 167 p.
- Miller, C. F., McDowell, S. M., Mapes, R. W. (2003). Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. *Geology*, 31, 529-532. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(2003\)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(2003)031<0529:HACGIO>2.0.CO;2)
- Morimoto, N. (1988). Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist*, 73, 1123-1131.
- Nascimento, M. A. L., Galindo, A. C., Medeiros, V. C. (2015). Ediacaran to Cambrian magmatic suites in the Rio Grande do Norte domain, extreme Northeastern Borborema Province (NE of Brazil): Current knowledge. *Journal of South American Earth Sciences*, 58, 281-299. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2014.09.008>
- Schön, J. H. (2015). *Physical Properties of Rocks: Fundamentals and Principles of Petrophysics*. 2<sup>a</sup> ed. Amsterdã: Elsevier, Development in Petroleum Sciences, v. 95, 583 p.
- Serway, R. A. (1992). *Movimento Ondulatório e Termodinâmica*. Rio de Janeiro: Livros Técnicos e Científicos, cap. 19, p. 65-92.
- Souza, L. C. (1996). *Zonéographie métamorphique, chimie des minéraux, pétrochimie, géochronologie <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar et histoire P-T-t des micaschistes englobant le massif gabbro-granitique d'Acari (Brasileño), ceinture mobile du Seridó (NE du Brésil)*. Tese (Doutorado). Louvain-la-Neuve, Bélgica: Laboratório de Geologia e Mineralogia – Université Catholique de Louvain, 345 p.
- Souza, L. C., Legrand, J. M., Verkaeren, J. (2007). Metamorfismo térmico nos micaxistos Seridó em torno do batólito granítico de Acari (RN), nordeste do Brasil: Química mineral de ilmenitas e turmalinas. *Estudos Geológicos*, 17(2), 71-84.
- Souza, Z. S., Vasconcelos, P. M., Nascimento, M. A. L., Silveira, F. V., Paiva, H. S., Dias, L. G. S., Thiede, D., Carmo, I. O. (2003). <sup>40</sup>Ar/<sup>39</sup>Ar geochronology of Mesozoic and Cenozoic magmatism in NE Brazil. *IV South American Symposium on Isotope Geology*, Salvador, Short Papers, v. 2, p. 691-694.
- Souza, Z. S., Montel, J. M., Gioia, S. M. L. C., Hollanda, M. H. B., Nascimento, M. A. L., Sá, E. F. J., Amaro, V. E., Pimentel, M. M., Lardeaux, J. M., Veschambre, M. (2006). Electron microprobe dating of monazite from high-T shear zones in the São José de Campestre Massif, NE Brazil. *Gondwana Research*, 9, 441-455. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2005.11.008>
- Souza, Z. S., Martin, H., Peucat, J. J., Jardim de Sá, E. F., Macedo, M. H. F. (2007). Calc-alkaline magmatism at the Archean – Proterozoic transition: the Caicó Complex basement (NE Brazil). *Journal of Petrology*, 48, 2149-2185. <https://doi.org/10.1093/petrology/egm055>
- Souza, Z. S., Kalsbeek, F., Deng, X. D., Frei, R., Kokfelt, T. F., Dantas, E. L., Li, J.-W., Pimentel, M. M., Galindo, A. C. (2016). Generation of continental crust in the northern part of the Borborema Province, northeastern Brazil, from Archean to Neoproterozoic. *Journal of South American Earth Sciences*, 68, 68-96. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2015.10.006>
- Souza, Z. S., Oliveira, E. P., Valcácio, S. N. (2017). Geocronologia U-Pb de granitos da região de Umarizal, NE do Brasil: alojamento e migmatização ediacaranos durante metamorfismo de alta temperatura e baixa pressão. *XXVII Simpósio de Geologia do Nordeste*, Resumos, p. 59-59. João Pessoa: SBG, Núcleo Nordeste.
- Speer, J. A. (1984). Micas in igneous rocks. In: S. W. Bailey (ed.), *Reviews in Mineralogy* (13, 299-356). Blacksburg, Mineralogical Society of America.
- Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M. (2003). The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence ( $T_{DM}$ ) ages. *Precambrian Research*, 127, 287-327. [https://doi.org/10.1016/S0301-9268\(03\)00197-9](https://doi.org/10.1016/S0301-9268(03)00197-9)
- Watson, E. B., Harrison, T. M. (1983). Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, 295-304. [https://doi.org/10.1016/0012-821X\(83\)90211-X](https://doi.org/10.1016/0012-821X(83)90211-X)
- Winkler, H. G. F. (1977). *Petrogênese das rochas metamórficas*. Porto Alegre: Edgar Blücher, 254 p.
- Winter, J. D. (2001). *An introduction to igneous and metamorphic petrology*. Nova Jersey: Prentice Hall, 410 p.