TERMOBAROMETRIA DAS OCORRÊNCIAS ANFIBOLÍTICAS DE ERMIDA, COMPLEXO ITAPIRA (SP)

STELLA CRISTINA ALVES DE SOUZA¹ & MARCOS AURÉLIO FARIAS DE OLIVEIRA²

Abstract The Ermida Amphibolite Occurrences are a group of four lenses represented by labradorite-bytownite amphibolite, in migmatized garnet-sillimanite gneiss of Itapira Complex, at Jundiá, São Paulo State. The parageneses plagioclase + hornblende + clinopyroxene + ilmenite + garnet and epidote + chlorite + actinolite (hornblende) + titanite + calcite + quartz indicate a metamorphic peak (M_1) and retrometamorphism (M_2), respectively, with clockwise P-T path. The first episode (M_1) developed under collisional regime (D_{n-1}/D_n), obliterating all relict features of the amphibolite protholites, converting them to granoblastic texture and generating S_1 foliation, under temperature conditions between 700° and 830°C and pressure between 6-7kbar, 22km of depth, upper amphibolite facies. The retrogressive metamorphism (M_2) is contemporaneous with (D_{n+1}/D_{n+3}), it is incipient and it does not change the textures formed in M_1 . It was developed at the temperature between 450°-550°C and 2-4kbar of pressure, 7km of depth, in the greenschist to amphibolite facies transition. The petrographic characteristics exhibited by the amphibolites are similar to other ones dispersed in other localities of Itapira Complex, suggesting that the temperature and pressure indicated in this paper have reached in the whole unit.

Keywords: Itapira Complex, amphibolites, geothermobarometry, mineral chemical, metamorphism, amphibolite facies, greenschist facies

Resumo As ocorrências anfíbolíticas de Ermida são um conjunto de quatro lentes representadas por labradorita-bytownita anfíbolitos, inseridos em granada-sillimanita gnaisses migmatizados do Complexo Itapira, no município de Jundiá, no Estado de São Paulo. O desenvolvimento das paragéneses plagiocásio + hornblenda + clinopiroxênio + ilmenita + granada e epidoto + clorita + actinolita (hornblenda) + titanita + calcita + quartzo indicam, respectivamente, o pico metamórfico (M_1) e o retrometamorfismo (M_2), em trajetória horária. O primeiro episódio (M_1) desenvolveu-se sob regime colisional (D_{n-1}/D_n), obliterando todas as feições reliquias dos protólitos dos anfíbolitos, convertendo-as em textura granoblástica e gerando a foliação S_1 , sob condições de temperatura entre 700° e 830°C e pressão entre 6-7kbar, a 22km de profundidade, facies anfíbolito superior. O retrometamorfismo (M_2) é contemporâneo à fase (D_{n+1}/D_{n+3}), é incipiente, não desconfigura as texturas formadas em M_1 e se desenvolveu sob condições entre 450°-550°C de temperatura, entre 2-4kbar de pressão, a 7km de profundidade, na transição entre a facies xisto verde e a facies anfíbolito. As características petrográficas exibidas pelos anfíbolitos, aqui analisados, são semelhantes a outros anfíbolitos dispersos pelo Complexo Itapira em outras localidades, e sugerem que as condições de pressão temperatura aqui indicadas não são locais e podem ter sido alcançadas em toda unidade.

Palavras-chave: Complexo Itapira, anfíbolitos, geotermobarometria, química mineral, metamorfismo, facies anfíbolito, facies xisto verde.

INTRODUÇÃO Os orto-anfíbolitos que constituem as ocorrências anfíbolíticas de Ermida, bem como muitos outros encontrados pelo mundo, foram estudados, porque guardam a sua história evolutiva na sua composição química e modal e na sua textura e estrutura. Além disso, esta história se correlaciona com a evolução das unidades maiores às quais pertencem, neste caso, o Complexo Itapira. Esta história pode ser registrada, porque os minerais que compõem os anfíbolitos são sensíveis às mudanças nas condições físicas e químicas do ambiente. Além disso, esses anfíbolitos foram escolhidos para análise por haver a oportunidade destas rochas serem encontradas como núcleos resistentes à erosão e pedogênese, enquanto as rochas metassedimentares, sob as mesmas condições, são encontradas friáveis ou em estado avançado de alteração, dificultando as análises petrográficas e químicas. Outro fato levado em consideração é a sua homogeneidade, maior que a das rochas metassedimentares encaixantes, que normalmente exibem forte bandamento composicional.

Assim, o detalhamento das características minerais dos anfíbolitos de Ermida foi obtido com a finalidade de conhecer a evolução metamórfica destas rochas e sua correlação com o metamorfismo de todo o Complexo Itapira. Para tanto, o passo inicial para a realização deste trabalho foi o mapeamento de detalhe de uma pequena porção do SW do município de Jundiá, no limite entre as folhas Jundiá e Indaiatuba, entre as coordenadas

47°00'W e 46°55'W e 23°10'S e 23°12'S, em escala 1:10000.

Durante o mapeamento houve a coleta de 15 amostras de anfíbolitos e todas foram laminadas, obtendo-se em seguida sua descrição petrográfica, cuja análise modal consta na tabela 1. Destas 15 amostras, 3 foram selecionadas para análise de química mineral, obtendo-se 19 análises de anfíbólios, 23 de plagioclásio, 4 de granada e 3 de piroxênio.

A análise petrográfica foi realizada utilizando-se o microscópio óptico OLYMPUS, BX40, no laboratório de microscopia do DPM/IGCE/UNESP. A análise química dos minerais foram obtidas por meio de microsonda eletrônica, JEOL, JX-8600 Super Probe, sob condições de 20kV de corrente de amostra, 20-30keV de potencial de aceleração, e abertura de feixe diferenciado, sendo de 5μ para anfíbólio e piroxênio e 10μ para plagioclásio e granada. Este experimento foi realizado no laboratório do IG/USP. Os cálculos estruturais dos minerais analisados e diversos diagramas que se utilizam destes dados foram efetuados com auxílio do programa MINPET (Richard 1995). Os cálculos geotermobarométricos foram executados por meio do programa PTMAFIC (Soto & Soto 1993), seguindo o método de Blundy & Holland (1990).

GEOLOGIA REGIONAL Na região de Jundiá e arredores são encontradas seqüências sedimentares representadas

1 - Prefeitura do Município de São Paulo - Subprefeitura Guaianases - Rua Prof. Cosme Deodato Tadeu, 136, CEP 08031-360, São Paulo, SP. e-mail: scasouza@prefeitura.sp.gov.br
2 - UNESP, Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Departamento de Petrologia e Metalogenia, Av. 24 A, 1515, CEP 13506-900, Rio Claro, SP. e-mail: maurelio@rc.unesp.br

Tabela 1: Composição mineralógica modal das ocorrências anfibolíticas de Ermida.

minerais	Amostras														
	SH-1a	SH-1a2	SH-1b	SH-1c	SH-2	SH-3	SH-4	SH-4a	SH-4b	SH-4c	SH-13	SH-30	SH-40c	SH-40e	SH-1bv
plagioclásio	28.6 lab/byt	33.2 byt	16.9 an	30.6 lab/byt	26.6 byt	28.0 lab	35.1 byt	31.6 lab	32.2 lab/byt	50.4 byt	38.4 lab/byt	35.1 byt	42.6 lab/byt	31.7 lab/byt	22.6 an
epidoto	tr	tr	0.1	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr	3.8
titanita	tr	0.1	-	0.1	-	tr	0.2	tr	tr	1.2	tr	-	0.3	tr	1.9
clinopiroxênio	5.8	0.1	0.9	3.3	1.7	9.0	15.5	-	1.1	12.3	3.0	1.4	2.1	-	7.0
quartzo	tr	2.6	tr	3.3	tr	tr	0.8	0.9	1.4	3.1	2.0	0.1	1.2	tr	1.5
carbonato	tr	-	tr	0.2	0.8	1.2	0.5	0.1	-	2.9	-	-	9.0	0.4	11.4
clorita	0.1	-	tr	tr	-	-	tr	0.1	0.6	-	-	-	-	tr	-
zircão	tr	-	-	tr	-	-	tr	tr	tr	-	-	-	tr	tr	-
opacos	1.9	0.9	2.6	1.3	0.4	tr	0.5	0.2	3.0	1.3	1.5	tr	0.3	tr	6.5
hornblenda	61.7	63.0	76.8	61.1	70.4	60.7	47.3	66.9	61.5	22.7	55.0	63.3	24.4	67.8	45.2
actinolita	tr	tr	tr	-	tr	tr	tr	tr	tr	5.0	tr	-	20.0	tr	tr
granada	1.8	-	2.7	0.1	-	1.0	-	-	-	1.0	-	-	-	-	-
apatita	tr	tr	-	-	-	-	tr	-	tr	tr	-	-	-	-	-
hidróxido	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	tr	-	-	-	-

(-) mineral ausente; (tr) traços
lab - labradorita; byt - bytownita; an - anortita

(-) mineral ausente; (tr) traços
lab - labradorita; byt - bytownita; an - anortita

por depósitos coluvionares e aluvionares quaternários, diamictitos, conglomerados, arenitos e argilitos terciários e folhelhos, ritmitos, argilitos e siltitos paleozóicos, relacionados ao Grupo Itararé. Além destas, há intrusivas granitóides e unidades metasedimentares proterozóicas, estando presentes filitos do Grupo São Roque e gnaisses do Complexo Itapira (Neves 1999), como pode ser visto na figura 1. Dentre estas unidades se destaca o Complexo Itapira, objeto deste trabalho, que se estende desta região para o Bloco Jundiá, adentrando o estado de Minas Gerais. Este bloco é limitado por zonas de cisalhamento, sendo a Itu-Jundiuvira e Camanducaia a sul, Jacutinga a norte e a oeste pela Bacia do Paraná. O Complexo Itapira como um todo está representado principalmente por granada-sillimanita-biotita gnaisses, com graus variados de migmatização (Ebert 1971; Hasui *et al.* 1978; Wernick 1978). Estes gnaisses apresentam intercalações xistosas, anfibolíticas e cálcio-silicáticas, ocasionalmente granulíticas (Souza & Silva 1992). Sequências ofiolíticas são descritas no nordeste do Estado de São Paulo e sul de Minas Gerais (Loureño *et al.* 1999). Ainda ocorrem outros tipos litológicos, como quartzitos e os gonditos, que chegam a formar grandes corpos, além de escarnitos, mármore, filitos, hornblenditos, metaultrabásicas.

A origem dos protólitos dos anfibolitos do Complexo Itapira, indicada por numerosos dados químicos, está relacionada a arcos de ilhas ou cadeias meso-oceânicas (Oliveira *et al.* 1987; Souza 2001), ou sucessivos ambientes colisionais (Souza 1997) e que foram metamorfisados em *facies* anfibolito, especialmente identificado na presença de sillimanita das rochas metassedimentares encaixantes (Oliveira *et al.* 1987), ou provavelmente uma zona de transição para a *facies* granulito limitada entre 700 e 860°C de temperatura e 6 a 7 kbar de pressão (Souza 1997, Souza *et al.* 1996).

Os eventos tectono-termais sofridos pelo Complexo Itapira estão relacionados a colisões (D_{n-1}/D_n) com transporte para NW, em *facies* anfibolito, seguido por evento transensivo/transpressivo (D_{n+1}/D_{n+3}), em *facies* xisto verde (Hackspacher 1994; Hackspacher *et al.* 1991, 1992a, b, c, 1996, 1999). As idades prováveis destes dois eventos são próximas a 2000 Ma e 600 Ma, respectivamente (Cordani & Bittencourt 1967; Hasui & Hama 1972; Tassinari *et al.* 1988; Ebert *et al.* 1994).

OCORRÊNCIAS ANFIBOLÍTICAS DE ERMIDA Dentre as numerosas lentes e corpos intercalados nas rochas metasedimentares do Complexo Itapira, encontram-se as ocorrências anfibolíticas de Ermida, reconhecidas inicialmente por Hasui & Hama (1972). Foram mapeadas inicialmente por Nogueira *et al.* (1985) e pouco foi modificado nos trabalhos posteriores (Souza & Oliveira 1998; Souza 2001). A diferença principal consiste no reconhecimento de uma lente a mais, observada no último trabalho, além do detalhamento das características petrográficas e da quantificação do grau metamórfico nesta região, utilizando modelos geotermobarométricos aplicado aos anfibolitos.

Assim, as ocorrências anfibolíticas de Ermida formam um conjunto de 4 lentes, de orientação NW-SE, concordante com a estruturação das rochas metassedimentares encaixantes (figura 2), que são constituídos principalmente por granada-sillimanita gnaisses pouco migmatizados (figura 3a) e transicionam para os quartzitos da Serra do Japi, a sul. Os contatos são abruptos e discordantes com os granitos e ortognaisses, a norte, e com os sedimentos terciários e aluviões dispersos (Nogueira *et al.* 1985).

O metamorfismo regional foi estimado entre 760° e 780°C, similar ao que ocorre na folha Cabreúva (Souza 1997, Souza & Oliveira 1998). Entretanto, a geotermobarometria revelou que a temperatura deve ser maior neste ponto, atingindo 830°C, com pressões entre 5 e 7kbar, sob condições de soterramento de no mínimo 22km (Souza 2001).

Figura 1 - Mapa geológico simplificado de Jundiá e arredores (Neves 1999, Neves et al 2003).

Figura 2 - Mapa geológico simplificado da região de Ermida e indicação de pontos amostrados (Souza 2001).

Figura 3 – Características macroscópicas das encaixantes e texturas dos anfibolitos: (a) granada-sillimanita gnaiss migmatizado, ponto 36, figura 2. Notar venulações e bolsões leucograníticos paralelos à foliação; (b) amostra SH-4a, xistosidade em anfibolito marcada pela iso-orientação de cristais de hornblenda, (c)(d) amostra SH-1aa2, formas pseudo-hexagonais em cristais de hornblenda e plagioclásio, notar os contatos retos e as junções a aproximadamente 120°; (e) amostra SH-4, clinopiroxênio em contato com hornblenda e plagioclásio e formação inicial de epidoto entre as fraturas; (f) amostra SH-40, início da transformação retro-metamórfica em clinopiroxênio, com recristalização de actinolita + carbonato na interface das clivagens e fraturas. Abreviações: Act (actinolita), Hbl (hornblenda), Pl (plagioclásio), Cpx (clinopiroxênio), Carb (carbonato) e Ttn (titanita).

Os anfibolitos da região de Atibaia (Souza & Silva 1992), são semelhantes aos de Ermida, mas com hornblenda com tonalidades mais esverdeadas. Os anfibolitos da região de Cabreúva, descritos em Souza (1997), são mais heterogêneos, e apresentam hornblenda com tom marrom-avermelhado, muito mais intenso que as encontradas em Ermida, o que parece ser reflexo dos teores de TiO_2 elevados, até 2,40% (Souza 2001). Em todas as localidades a textura granoblástica, do tipo mosaico, está presente, evidenciando estágio de recristalização primária bem desenvolvida.

Petrografia As análises petrográficas das 15 amostras coletadas foram efetuadas com a finalidade de conhecer o conteúdo e o arranjo dos minerais presentes nos anfibolitos, e, assim, associar estes aspectos a uma história tectono-metamórfica.

TEXTURAS, ESTRUTURAS E COMPOSIÇÃO MINERAL O arranjo dos minerais visto no microscópio mostra que os anfibolitos apresentam somente uma foliação (S_1), moderada a fortemente marcada, do tipo xistosidade (figura 3b) e raramente bandamento composicional. A foliação é dada por alinhamen-

tos de cristais de hornblenda, com eixo "c" paralelo ou não à estrutura da rocha. A foliação é contínua, retilínea, ocasionalmente pode ser pouco sinuosa. No mapa, a orientação desta estrutura é maioria NW-SE, com alto ângulo de mergulho, ao redor de 70°, caindo para SW. A maioria das lineações observadas em campo são direcionais, sentido NW (figura 2). As microfraturas são representadas por três famílias de juntas, sendo uma dominante a aproximadamente 40° de S₁. As fraturas estão quase sempre vazias, mas epidoto, clorita, calcita e raros opacos podem estar preenchendo esses espaços, sendo que a calcita e a clorita se precipitam nos minerais félsicos e o epidoto e os opacos, nos minerais máficos. A família de juntas a 40° da foliação se destaca por algumas características. O seu espaçamento, apesar de irregular, ocorre em uma média de cerca de 0,1mm. Esta família de juntas é um pouco mais retilínea e contínua que as demais, atravessando um mineral completamente e vários minerais, sem se desviar. Pode ainda arrastar lamelas ou promover o aparecimento de *kink bands* em plagioclásios.

A textura apresentada pelos anfíbolitos é granoblástica decussada, de granulação na média de 1mm, ocorrendo numerosos cristais menores e maiores que este valor. A granada e o clinopiroxênio se destacam, pois podem ocorrer como porfiroblastos. A textura em mosaico, formada por minerais pseudo-hexagonais, é encontrada generalizadamente (figura 3c, d). A composição mineral modal dos anfíbolitos (tabela 1) engloba anfibólio, clinopiroxênio, plagioclásio, opacos, granada, carbonatos e titanita.

Anfibólio O anfibólio ocorre de duas formas: disperso, ou nas bordas do clinopiroxênio, semi-englobando este mineral e é representado por actinolita e hornblenda. A forma dos cristais de hornblenda é irregular, anedral a subedral prismática, muitos cristais são pseudo-hexagonais. A forma da hornblenda actinolítica é mais anedral, irregular a fibrosa.

O anfibólio é fortemente pleocróico. A cor varia de marrom a verde escuro (hornblenda), sendo homogênea para um mesmo cristal. Estes cristais são os dominantes, mas ocorre anfibólio de coloração verde claro (actinolita) nas bordas dos cristais de cor mais forte, mas em maior proporção associada às bordas, fraturas e inclusões no clinopiroxênio.

Os limites dos cristais de anfibólio são bem definidos, tanto com os demais minerais, quanto entre si. O formato dos contatos é irregular, arredondado, suavizado, reentrante poligonal ou reto (figura 3c). Os contatos são mais reentrantes com o clinopiroxênio e opacos; com o plagioclásio, são observados contatos de ambas as formas.

A alteração principal é para epidoto, especialmente entre as clivagens e fraturas. Outra forma de alteração é a sua perda de coloração, gradando de cores fortes para verde claro, caracterizando passagem de magnésio-hornblenda para actinolita, ou hornblenda actinolítica.

As inclusões na hornblenda são raras e tipicamente titanita, plagioclásio, opacos, raramente quartzo e, mais raramente ainda, biotita.

O aspecto deformacional apresentado pelo anfibólio é a presença de extinção ondulante e do seu forte estado de fraturamento. Estas fraturas apresentam abertura submilimétrica, em distribuição caótica e espaçamento irregular; quando há preenchimento, quase sempre é epidoto, mas pode conter opacos, carbonato ou clorita, individualmente.

Plagioclásio O plagioclásio é tipicamente labradorita a bytownita, ocorrendo mais raramente anortita. As formas dos cristais são anedrais, arredondadas ou angulosas, ovaladas e algumas formas pseudo-hexagonais (figura 3d). É um dos minerais que marcam a foliação com suas formas ovaladas, ou como agregados orientados. O tipo de contato mais comum é o arredondado.

Pode apresentar, ou não, geminação, que normalmente é tipo albita. De rocha para rocha a presença da geminação pode variar, tendo algumas quase todos os cristais geminados, especialmente os mais cálcicos, e outras onde o plagioclásio raramente apresenta esta estrutura. É comum o plagioclásio apresentar-se zonado, com o núcleo mais cálcico.

O estado de alteração do plagioclásio é baixo. Algumas vezes pode estar manchado, ou venulado por feldspato potássico. O mais comum é que ocorra a epidotização e a liberação de carbonatos (calcita).

Os maiores cristais frequentemente estão subdivididos em formatos pseudo-hexagonais, caracterizando um estágio em crescimento normal, ou recristalização primária. Os minerais microfraturados algumas vezes desenvolvem subgrãos nas paredes das fraturas e *kink bands*. Muitos cristais exibem forte extinção ondulante.

Clinopiroxênio O clinopiroxênio não ocorre em todas as seções delgadas. São cristais totalmente anedrais e microfraturados irregularmente. Os contatos são nítidos e reentrantes ondulados. O clinopiroxênio é incolor, de composição diopsídio, mas raramente apresenta pleocroísmo suave, esverdeado claro, quando de composição salita. Frequentemente situam-se no interior da hornblenda, próximo ao núcleo deste outro mineral, permanecendo semi-englobado pelo anfibólio (figura 3e).

O tamanho do clinopiroxênio é variável, desde submilimétrico, podendo atingir um máximo de 4mm, sempre acompanhando a granulação geral da rocha. O contato normalmente é com anfibólio. Faz contato com os demais minerais como titanita, opacos e plagioclásio, entretanto, é difícil ocorrer, porque os cristais de anfibólio tendem a crescer nas suas bordas, delimitando o clinopiroxênio. O anfibólio assim desenvolvido, pode, ou não, acompanhar a orientação óptica do mineral interior. O clinopiroxênio algumas vezes encontra-se pseudomorfizado para carbonato + actinolita, ou hornblenda actinolítica + epidoto (figura 3f).

Titanita A titanita forma cristais anedrais de cor castanha pálida, fracamente pleocróico. Este mineral ocorre como cristais livres, ou como inclusões, especialmente em hornblenda, e como núcleos, ou bordas principalmente de ilmenita, ou subordinadamente de magnetita. Altera-se para epidoto.

Opacos Os opacos estão representados principalmente por ilmenita. Subordinadamente ocorrem magnetita e pirita. São minerais anedrais. Estão frequentemente associados ao anfibólio e ao clinopiroxênio. A ilmenita ocorre livre, ou posicionada no núcleo, ou bordas de titanita, ou ainda intercrescida com a magnetita.

Granada A granada é rara. Este mineral foi encontrado associado ao plagioclásio e à hornblenda. A granada não faz contato com o clinopiroxênio em nenhuma porção da rocha. Ocorre de modo granular, extremamente fraturada, concentrada localmente. Exibe cor castanha pálida, rosada, formando porfiroblastos sin a tardi-tectônicos.

Outros minerais O quartzo ocorre como inclusões, ou tipicamente como venulações. Apresenta extinção ondulante severa. O feldspato potássico é raro. Ocorre como manchas, ou vênulas no plagioclásio e está associado às fraturas, ou entre interstícios dos cristais. A clorita ocorre como preenchimento de veios, associada ao quartzo e precipitada nos máficos. Exibe forte pleocroísmo verde claro. A apatita ocorre como cristais euedrais a subedrais, prismáticos longos, em contatos retos, é incolor e está associada aos demais minerais da rocha, especialmente ao

plagioclásio. Os hidróxidos ocorrem preenchendo fraturas e interstícios nos minerais.

Venulações A presença de microveios tardios nos anfibolitos é muito comum. Estas estruturas são preenchidas normalmente por quartzo ou epidoto, de diferentes tamanhos.

Entretanto, há outro tipo de veio, em contato irregular, pouco ondulado, localmente reentrante, que se distingue dos demais por conter minerais dos quais os anfibolitos são compostos; porém, em granulação muito superior. A hornblenda, por exemplo, chega a atingir um tamanho 10 vezes superior ao que apresenta no anfibolito. No geral, são rochas granoblásticas, equigranulares grossas, com uma média do tamanho dos cristais de 5mm. São anisotrópicas, apresentando uma foliação bem marcada, na forma de cristais ovalados e alinhados. No contato entre o veio e o anfibolito são encontrados os maiores cristais, de até 2cm, bem destacados dos demais, com crescimento paralelo ou transversal ao contato.

O veio e o anfibolito são muito parecidos, excetuando-se o teor elevado de calcita e titanita e pelo tamanho dos cristais. Além do mais, a titanita é mais alaranjada-avermelhada, contrastando com a coloração pálida que apresenta no anfibolito. Outra característica deste mineral é ser mais subedral, apresentando formatos losangulares, e ser mais límpido, sem alteração, núcleos, ou bordas de ilmenita ou magnetita, embora a magnetita e a pirita façam parte da composição mineral dos veios.

Os minerais são extremamente fraturados. A geometria das fraturas é irregular, encontrando-se diversos tipos de traçados, desde retilíneos, curvilíneos e irregulares angulosos. A maioria das fraturas tem abertura muito pequena e parece estar vazia. A disposição destas estruturas é aleatória, descontínua, espacadamente irregular, envolvendo todos os minerais. A família de juntas mais propensa à instalação destes veios é a que se encontra a 40° da foliação.

QUÍMICA MINERAL Foram obtidas as composições químicas do anfibólio, plagioclásio, granada e piroxênio de três amostras das ocorrências anfibolíticas de Ermida (SH-1a, SH-1b e SH-4a). Estes resultados foram adquiridos por meio de microsonda eletrônica, para serem utilizados em cálculos geotermométricos e geobarométricos.

O anfibólio foi classificado segundo Leake (1978), porque esta classificação diferencia melhor os minerais e entra em acordo com as observações petrográficas, a despeito da classificação de Leake *et al.* (1997), bem mais simplificada, mas que agrupa diferentes minerais de diferentes aspectos texturais e composições químicas em um mesmo campo.

As fórmulas estruturais do anfibólio, que juntamente com os dados químicos podem ser vistos na tabela 2, foram calculadas com base em 23 oxigênios e os valores de Fe^{+3} são médias entre os valores máximos e mínimos de Fe^{+3} , assumindo-se um total de 13 cátions, excluindo Ca, Na e K (13-CNK), como indicado em Schumacher (1991). Assim, os anfibólios das ocorrências anfibolíticas de Ermida são classificados como cálcicos (série actinolita-hornblenda), no diagrama que correlaciona os elementos BNa *versus* (BCa+BNa).

Ao microscópio ótico, os anfibólios são individualizados principalmente por exibir coloração variada, de marrom a verde claro, sendo os verdes e os marrons petrograficamente determinados como hornblenda, e os verdes mais claros, actinolita. Assim, estes tipos petrograficamente individualizados foram objeto de análise, para se verificar a diferença de seus parâmetros óticos são reflexo de variação química.

Após os cálculos estruturais e plotagem dos dados nos diagramas classificatórios, notou-se que diferenças na coloração

do anfibólio refletem mudanças composicionais neste mineral. Os cristais mais escuros (verdes ou marrons) são de composição magnésio-hornblenda até tschermakita, enquanto os cristais verdes mais claros são hornblenda actinolítica (figura 4). A actinolita determinada petrograficamente não foi analisada quimicamente devido ao seu pequeno tamanho. Além da diferença na classificação destes minerais, nota-se mais claramente que há relativa homogeneização entre os resultados das hornblendas, em contraste com os resultados das actinolitas, onde os elementos mais marcantes são o aumento nos teores de SiO_2 (>49%) e uma diminuição nos teores de Al_2O_3 (<6%) e TiO_2 (<0,5%) (tabela 2).

O plagioclásio foi determinado por meio do microscópio ótico variando de labradorita até anortita. As análises via microsonda eletrônica confirmaram a determinação, detectando-se cristais do início da labradorita, aproximadamente An_{50} até o limite final da anortita, An_{97} (figura 5). Os resultados das análises podem ser vistos na tabela 3, onde o óxido que mais chama a atenção é o Na_2O , que na anortita é <1%, contrastando com os demais tipos.

A fórmula estrutural do clinopiroxênio foi calculada para 8 oxigênios e pode ser vista na tabela 4. Segundo os diagramas Q *versus* J e En-Fs-Wo de Morimoto (1988), o clinopiroxênio foi classificado como cálcico, do tipo diopsídio, com um cristal sendo augita (figura 6), o que não condiz com suas características ópticas, talvez reflexo do menor teor de CaO (12,911%, tabela 4) que contrasta com as demais amostras (>23%).

A composição da granada não pode ser obtida por meio do microscópio ótico, então procedeu-se à análise de microsonda. Aí se revelou que a composição deste mineral, com base em 24 oxigênios, é aproximadamente almandina₅₁₋₆₀ grossulária₂₂₋₂₉ piropo₁₁₋₁₅ espessartita₅₋₈, como pode ser visto na tabela 5.

Termobarometria e metamorfismo - resultado e discussão

As análises de anfibólio e plagioclásio foram obtidas para serem utilizadas nos cálculos de temperatura segundo o método de Blundy e Holland (1990). Neste método são quantificadas as condições de temperatura necessárias para a troca edenítica ($Al \leftrightarrow Si$) no anfibólio. Estes autores desenvolveram o termômetro associando o conteúdo de Al^{IV} do anfibólio e a fração molar da albita coexistentes em rochas com sílica saturada. A calibração se baseia nas reações:

e

A temperatura é calculada a partir da fórmula:

$$T = (0,677P - 48,98 + Y) / (-0,0429 - 0,008314 \ln K) \quad (1)$$

onde

$$K = [(si-4)/(8-Si)]X_{ab} \quad (2)$$

P é pressão inferida em kbar; T é a temperatura obtida em Kelvin; Y=0 quando $X_{ab} > 0,5$, ou

$$Y = -8,06 + 25,5(1 - X_{ab})^2, \text{ se } X_{ab} < 0,5 \quad (3)$$

e Si é o número de átomos por unidade de fórmula.

O método geobarométrico de Kohn & Spear (1989, 1990), utilizando os pares granada-plagioclásio-anfibólio, foi definido com base no equilíbrio de duas reações:

Tabela 2 - Composição química de anfibólios obtido por microsonda eletrônica e fórmula estrutural destes minerais com base em 23 oxigênios.

Amostras	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1a
Análise	20.029	34.579	35.523	38.642	39.052	40.669	40.762
Posição	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	núcleo	borda
Classificação	Mg-hbl	act-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl
SiO ₂	43.985	50.019	44.491	46.173	44.132	44.531	45.827
TiO ₂	1.079	0.195	1.083	1.174	1.712	1.447	1.220
Al ₂ O ₃	11.083	5.044	10.384	8.976	10.311	10.445	9.421
FeO	19.929	19.180	20.265	16.947	17.238	18.825	17.759
MnO	0.294	0.273	0.332	0.238	0.283	0.293	0.214
MgO	8.683	11.315	8.778	10.615	10.030	9.569	9.613
CaO	10.897	11.680	10.919	11.652	11.316	11.442	11.269
Na ₂ O	1.307	0.359	1.132	1.114	1.389	1.316	1.131
K ₂ O	0.248	0.077	0.232	0.231	0.243	0.259	0.203
F	0.019	0.000	0.006	0.048	0.017	0.093	0.000
Cl	0.063	0.023	0.059	0.033	0.054	0.054	0.050
Total	97.59	98.16	97.68	97.20	96.72	98.27	96.71
TSi	6.579	7.330	6.644	6.870	6.624	6.608	6.878
TAl	1.421	0.670	1.356	1.130	1.376	1.392	1.122
TFe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.531	0.200	0.470	0.442	0.447	0.433	0.543
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe ⁺³	0.490	0.488	0.540	0.223	0.289	0.401	0.222
CTi	0.121	0.021	0.122	0.131	0.193	0.162	0.138
CMg	1.936	2.472	1.954	2.354	2.244	2.117	2.151
CFe ⁺²	1.903	1.802	1.894	1.834	1.809	1.869	1.933
CMn	0.018	0.017	0.021	0.015	0.018	0.018	0.014
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.00	0.000	0.000
Total	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe ⁺²	0.100	0.061	0.097	0.052	0.066	0.066	0.074
BMn	0.019	0.017	0.021	0.015	0.018	0.019	0.014
BCa	1.746	1.834	1.747	1.857	1.820	1.819	1.812
BNa	0.135	0.051	0.134	0.076	0.096	0.096	0.100
Total	2.000	1.962	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.244	0.051	0.193	0.245	0.308	0.282	0.229
AK	0.047	0.014	0.044	0.044	0.047	0.049	0.039
Total	0.292	0.066	0.238	0.289	0.355	0.331	0.268
Total dos cátions	15.292	15.028	15.238	15.289	15.355	15.331	15.268
CCl	0.016	0.006	0.015	0.008	0.014	0.014	0.013
CF	0.009	0.000	0.003	0.023	0.008	0.044	0.000
OH	-	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total dos oxigênios	23.000	23.000	23.000	23.000	23.003	23.000	23.043

Os valores de pressão são definidos a partir de valores de temperatura estimados, a partir da fórmula:

$$-R T \ln K_{eq} = A - BT + (PC) \quad (4)$$

$$K_{eq} = [(a Grs) 2 (a Prp) (a Ts) 3 (a Qz) / (a An) 6 (a Tr)] \quad (5)$$

ou

$$K_{eq} = [(a Grs) 2 (a Alm) (a Fe\_Ts) 3 (a Qtz) / (a An) 6 (a Fe\_Act)] \quad (6)$$

As abreviaturas dos minerais são de acordo com Kretz (1983).

A seleção dos métodos baseou-se nos minerais encontrados nos anfibolitos e que estão em equilíbrio entre si. Os minerais típicos do equilíbrio do pico metamórfico são as associações (1) clinopiroxênio + hornblenda + plagioclásio + ilmenita e (2) hornblenda + plagioclásio + ilmenita + granada.

A ausência de relações de contato entre granada e clinopiroxênio inviabiliza utilizar métodos geotermobarométricos que incluam estes dois minerais, mas o método geobarométrico de Kohn & Spear (1989, 1990) pode ser utilizado para estimar a pressão, porque a granada está em equilíbrio com o plagioclásio e com o anfibólio. Os resultados dos cálculos geotermobarométricos

Tabela 2 - Continuação

Amostras	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-1b
Análise	49.316	49.339	50.826	39.785	40.104	44.413	45.030
Posição	borda	borda	borda	borda	borda	núcleo	núcleo
Classificação	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	tsh	act-hbl	tsh	tsh
SiO ₂	43.780	44.641	44.880	42.219	49.420	41.774	41.519
TiO ₂	1.371	1.187	1.073	1.523	0.333	0.986	1.117
Al ₂ O ₃	10.892	9.729	9.476	14.023	5.910	16.014	14.242
FeO	19.468	19.986	18.658	15.988	15.629	16.434	16.658
MnO	0.383	0.364	0.324	0.228	0.333	0.290	0.300
MgO	8.618	9.103	9.758	9.988	12.155	9.135	9.647
CaO	11.010	11.243	11.051	11.776	12.335	11.915	11.616
Na ₂ O	1.239	1.005	1.308	1.606	0.484	1.582	1.766
K ₂ O	0.257	0.237	0.216	0.414	0.232	0.321	0.321
F	0.109	0.000	0.088	0.000	0.000	0.000	0.015
Cl	0.072	0.065	0.054	0.041	0.017	0.062	0.040
Total	97.20	97.56	96.81	97.81	96.85	98.51	97.24
TSi	6.588	6.673	6.733	6.243	7.304	6.131	6.187
TAl	1.412	1.327	1.267	1.757	0.696	1.869	1.813
TFe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.518	0.386	0.410	0.685	0.333	0.898	0.686
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe ⁺³	0.412	0.549	0.427	0.337	0.156	0.378	0.461
CTi	0.155	0.133	0.121	0.169	0.037	0.109	0.125
CMg	1.933	2.029	2.186	2.202	2.678	1.999	2.143
CFe ⁺²	1.957	1.880	1.835	1.592	1.775	1.598	1.566
CMn	0.024	0.023	0.020	0.014	0.021	0.018	0.019
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe ⁺²	0.081	0.070	0.083	0.048	0.001	0.041	0.049
BMn	0.025	0.023	0.021	0.014	0.021	0.018	0.019
BCa	1.775	1.801	1.779	1.866	1.953	1.874	1.855
BNa	0.120	0.106	0.117	0.072	0.025	0.067	0.078
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.242	0.185	0.264	0.389	0.114	0.383	0.433
AK	0.049	0.045	0.041	0.078	0.044	0.060	0.061
Total	0.291	0.231	0.305	0.467	0.157	0.443	0.494
Total dos cátions	15.291	15.231	15.305	15.467	15.157	15.443	15.494
CCl	0.018	0.016	0.014	0.010	0.004	0.015	0.010
CF	0.052	0.000	0.042	0.000	0.000	0.000	0.007
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total dos oxigênios	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

tricos podem ser vistos relacionados nas tabelas 6 e 7.

O metamorfismo que afetou os protólitos dos anfibolitos é de carácter regional. Observa-se pela descrição petrográfica que há a formação de duas paragêneses distintas indicando um pico metamórfico (M_1) e um retrometamorfismo (M_2), correlacionadas às fases D_{n-1}/D_n e D_{n+1}/D_{n+3} (Hackspacher *et al.* 1996).

A presença de textura em mosaico, indicando recristalização primária dos minerais, sugere que a temperatura tenha sido elevada.

PICO DO METAMORFISMO Em M_1 formou-se as paragêneses clinopiroxênio (diopsídio, ou salita) + plagioclásio (labradorita a anortita) + anfibólio (magnésio hornblenda a tschermakita) + ilmenita + quartzo; na fase mais tardia desenvolvem-se ilmenita + quartzo + plagioclásio + anfibólio + granada, sem cli-

nopiroxênio. A presença destas paragêneses de M_1 e a presença de sillimanita nos gnaisses encaixantes permitem situar as condições de metamorfismo em *facies* anfibolito, zona da sillimanita. A quantificação das condições de temperatura e pressão de M_1 pela associação anfibólio-plagioclásio, calibrado para as substituições edeníticas, proveu resultados entre 700° e 830°C, com pressões estimadas entre 6 e 7kbar, associando-se os métodos de Kohn & Spear (1989, 1990) e Blundy & Holland (1990) (tabelas 6 e 7). Estes resultados permitem estabelecer que a profundidade do soterramento a qual estas rochas foram submetidas foi de, no mínimo, 22km, admitindo-se o gradiente barométrico de 0,27kbar/km e o gradiente geotérmico de 33°C/km.

Comparando os resultados obtidos com o intervalo de cristalização do granito Nazaré Paulista, que é tido como produto de anatexia das rochas metassedimentares e está entre 680° e

Tabela 2 - Continuação

Amostras	SH-1b	SH-1b	SH-4a	SH-4a	SH-4a
Análise	54.159	54.435	16.226	16.243	16.318
Posição	núcleo	borda	borda	núcleo	núcleo
Classificação	tsh-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl	Mg-hbl
SiO ₂	43.428	44.905	44.283	44.190	44.079
TiO ₂	0.766	0.639	1.435	1.357	1.446
Al ₂ O ₃	13.712	11.428	10.738	10.325	10.197
FeO	14.927	15.033	17.365	17.339	17.226
MnO	0.216	0.284	0.281	0.324	0.264
MgO	11.053	11.499	10.383	10.588	10.639
CaO	11.998	12.091	11.030	11.084	10.961
Na ₂ O	1.587	1.235	1.349	1.279	1.193
K ₂ O	0.325	0.289	0.205	0.186	0.215
F	0.055	0.111	0.074	0.000	0.006
Cl	0.062	0.039	0.049	0.046	0.031
Total	98.13	97.55	97.19	96.72	96.26
TSi	6.350	6.597	6.581	6.587	6.594
TAI	1.650	1.403	1.419	1.413	1.406
TFe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
TTi	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	8.000	8.000	8.000	8.000	8.000
CAI	0.711	0.574	0.460	0.400	0.390
CCr	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
CFe ⁺³	0.389	0.385	0.470	0.547	0.562
CTi	0.084	0.071	0.160	0.152	0.163
CMg	2.409	2.518	2.300	2.353	2.373
CFe ⁺²	1.393	1.434	1.592	1.527	1.496
CMn	0.013	0.018	0.018	0.020	0.017
CCa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	5.000	5.000	5.000	5.000	5.000
BMg	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
BFe ⁺²	0.043	0.027	0.096	0.087	0.097
BMn	0.013	0.018	0.018	0.021	0.017
BCa	1.880	1.903	1.756	1.770	1.757
BNa	0.064	0.052	0.130	0.122	0.129
Total	2.000	2.000	2.000	2.000	2.000
ACa	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
ANa	0.386	0.300	0.259	0.248	0.217
AK	0.061	0.054	0.039	0.035	0.041
Total	0.446	0.354	0.298	0.283	0.258
Total dos cátions	15.446	15.354	15.298	15.283	15.258
CCl	0.01	0.010	0.012	0.012	0.008
CF	0.025	0.052	0.035	0.000	0.003
OH	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Total dos oxigênios	23.000	23.000	23.000	23.000	23.000

720°C (Wernick *et al.* 1987), e cristalizou-se a uma temperatura inferior a da anatexia das rochas metassedimentares; portanto, a temperatura do metamorfismo deve estar acima de 720°C.

As temperaturas obtidas para a associação do pico do metamorfismo (700-830°, 6-7kbar) são superiores às determinadas por Ghent *et al.* (1977), Guidotti (1970), Atzori *et al.* (1984) e Leite & Lima (1991) para anfibolitos semelhantes à Ermida e para a porção superior da *facies* anfibolito e zona da sillimanita, onde indicam um máximo de 690°C. Contudo, os valores são semelhantes aos encontrados em Souza (1997) para anfibolitos de ocorrência dispersa no Complexo Itapira na folha Cabreúva, até 860°C. As temperaturas ao redor do limite superior determinado para os anfibolitos de Ermida foram encontradas por Bingen *et al.* (1984), Rollinson (1981), Green & Adam (1991) em associações em *facies* granulito

As temperaturas encontradas, até 830°C, sugerem que estes anfibolitos alcançaram condições de temperatura transicionais para a *facies* granulito (Souza 1997; Souza & Oliveira 1998), como no intervalo considerado entre 725° e 836°C por Broekmans *et al.* (1994). Contudo, apesar das elevadas temperaturas determinadas para os anfibolitos de Ermida (até 830°C) o ortopiroxênio não se formou, embora, segundo Spear (1981), o aparecimento do ortopiroxênio devesse ocorrer entre 768° e 788°C, 1kbar. A ausência do ortopiroxênio generalizadamente talvez deva-se às condições hídricas do metamorfismo, favorecendo a anatexia, que se reflete em vênulas, veios e até corpos de composição granítica leucocrática, com ou sem granada (Granito Nazaré Paulista). O Complexo Itapira na região de Atibaia apresenta granulitos verdadeiros, onde está presente o hiperstênio. Isto indica que localmente a desidratação ocorreu, e, consequen-

Figura 4 - Classificação dos anfíbrios das ocorrências anfibolíticas de Ermida no diagrama $Mg/(Mg+Fe^{+2}) \times TS_i$, de Leake (1978).

Figura 5 - Classificação dos plagioclásios das ocorrências anfibolíticas de Ermida, segundo o diagrama Ab-An-Or, apresentando moderada variação na composição deste mineral.

Figura 6 - Classificação dos piroxênios das ocorrências anfibolíticas de Ermida, nos diagramas $Q \times J$ (A) e $En-Fs-Wo$ (B), de Morimoto (1988).

temente a *facies* granulito.

Na realidade, a associação mineral indica a condição da *facies* em que as rochas se encontram, os valores determinados pela termobarometria limitam os intervalos de temperatura em que esta associação pode ocorrer. Neste caso, aparentemente está se expandindo o intervalo de formação da associação clinopiroxênio, plagioclásio, anfíbrio, ilmenita e quartzo, em *facies* anfibolito, para até 830°C, que normalmente adentra o intervalo onde seria esperada a formação de associações minerais em *facies* granulito.

O RETROMETAMORFISMO As evidências de retrometamorfismo (M2) são a recrystalização de actinolita ou hornblenda actinolítica nas bordas do clinopiroxênio, bem como pela presença de actinolita, carbonato e epidoto entre as fraturas e cliva-

gens deste mesmo mineral, a recrystalização de epidoto a partir de plagioclásio e hornblenda actinolítica e actinolita a partir da hornblenda.

O retrometamorfismo não foi quantificado. O aparecimento da hornblenda actinolítica nesta fase sugere condições de transição da *facies* xisto verde para a *facies* anfibolito. As condições estimadas para esta fase são de 450° a 550°C, de 2 a 4 kbar, ocorrido provavelmente a 7 km de profundidade, de acordo com os experimentos de Kostyuk & Sobolev (1969) e Liou *et al.* (1974), embora Frimmel & Hartnady (1992) indiquem que esta zona de transição esteja entre 500° e 600°C.

CONCLUSÕES Os dados petrográficos determinam as paragéneses e as condições microestruturais dos minerais presentes nos anfibolitos de Ermida, correlacionadas ao pico me-

Tabela 3 - Composição química de plagioclásio obtida por microsonda eletrônica e fórmula estrutural calculada com base em 32 oxigênios.

Amostras	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1a	SH-1b	SH-1b
Análise	39.053	39.139	41.091	49.302	49.408	51.024	01	02
Posição	núcleo	borda	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda	borda
Classificação	labradorita	bytownita	labradorita	bytownita	bytownita	bytownita	anortita	anortita
SiO ₂	50.905	50.437	53.122	50.141	49.437	50.443	44.750	44.837
TiO ₂	0.000	0.065	0.000	0.000	0.031	0.000	0.000	0.000
Al ₂ O ₃	31.574	32.225	30.627	32.333	32.244	31.983	35.788	35.290
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.125	0.111	0.052	0.139	0.106	0.112	0.065	0.153
MnO	0.004	0.017	0.012	0.020	0.000	0.014	0.017	0.000
MgO	0.017	0.000	0.020	0.012	0.000	0.015	0.000	0.000
BaO	0.012	0.019	0.002	0.149	0.000	0.000	0.000	0.000
CaO	14.533	14.906	12.829	14.918	15.510	14.804	19.285	18.830
Na ₂ O	3.447	3.229	4.255	3.049	2.944	3.223	0.502	0.799
K ₂ O	0.007	0.029	0.028	0.022	0.014	0.024	0.001	0.010
TOTAL	100.624	101.038	100.947	100.783	100.286	100.618	100.408	99.919
Si	9.219	9.109	9.530	9.085	9.014	9.142	8.230	8.286
Al	6.734	6.854	6.471	6.899	6.924	6.826	7.751	7.680
Fe ³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.009	0.000	0.000	0.004	0.000	0.000	0.000
Fe ⁺²	0.019	0.017	0.008	0.021	0.016	0.017	0.010	0.024
Mn	0.001	0.003	0.002	0.003	0.000	0.002	0.003	0.000
Mg	0.005	0.000	0.005	0.003	0.000	0.004	0.000	0.000
Ba	0.001	0.001	0.000	0.011	0.000	0.000	0.000	0.000
Ca	2.820	2.884	2.466	2.896	3.030	2.875	3.800	3.728
Na	1.210	1.131	1.480	1.071	1.041	1.133	0.179	0.286
K	0.002	0.007	0.006	0.005	0.003	0.006	0.000	0.002
Soma dos cátions	20.012	20.016	19.968	20.005	20.032	20.005	19.973	20.006
X	15.953	15.972	16.001	15.984	15.942	15.968	15.981	15.966
Z	4.058	4.043	3.967	4.010	4.090	4.037	3.992	4.040
Ab	30.0	28.1	37.4	27.0	25.6	28.2	4.5	7.1
An	69.9	71.7	62.4	72.9	74.4	71.6	95.5	92.8
Or	0.0	0.2	0.2	0.1	0.1	0.1	0.0	0.0

tamórfico e ao retrometamorfismo, em um caminamento *P-T* horário (figura 7).

Os minerais em equilíbrio no pico metamórfico são clinopiroxênio (diopsídio ou salita) + plagioclásio (labradorita a anortita) + anfibólio (magnésio-hornblenda a tschermakita) + ilmenita + quartzo, num estágio inicial. Posteriormente, continuam se formando plagioclásio + anfibólio + ilmenita + quartzo + grana-da, sem clinopiroxênio, o que explica a falta de contato entre os dois últimos minerais. A textura granoblástica, frequentemente, apresenta-se em mosaico, indicando estágio de recuperação e recristalização primária dos minerais.

A presença de sillimanita nas rochas metassedimentares e a associação mineral e a textura dos anfibolitos indicam que estas rochas estão em condições elevadas de temperatura, na *facies* anfibolito superior, zona da sillimanita.

A quantificação foi efetuada com base no método de Blundy & Holland (1990) para o cálculo da temperatura e no método de Kohn & Spear (1989, 1990) para o cálculo da pressão.

Os valores encontrados estão no intervalo de temperatura entre 700° e 830°C, e pressão entre 6 e 7kbar. Estes dados permitem colocar a profundidade de soterramento de no mínimo 22km, admitindo-se o gradiente barométrico de 0,27kbar/km e o gradiente geotérmico de 33°C/km.

Este intervalo de temperatura do metamorfismo está em acordo com o intervalo de cristalização do granito Nazaré Paulista (entre 680° a 720°C), que é tido como produto de anatexia

das rochas metassedimentares do Complexo Itapira, sugerindo que a temperatura de metamorfismo deva ser mais elevada.

A formação das paragéneses de M_1 , sob condições de temperatura entre 700° e 830°C, com pressões estimadas entre 6 e 7kbar, em *facies* anfibolito, zona da sillimanita, é concomitante à foliação S_1 , do tipo xistosidade, nos anfibolitos e se correlaciona ao episódio deformacional D_{n-1}/D_n , a uma profundidade de soterramento de 22km. A formação das paragéneses em M_2 , ocorridas sob condições de temperatura entre 450° a 550°C, de 2 a 4kbar, ocorrido provavelmente a 7km de profundidade, e os fraturamentos se correlacionam, ao episódio deformacional transtensivo/transpressivo D_{n+1}/D_{n+3} (Hackspacher et al. 1996), sendo os episódios metamórficos sincrônicos a estes eventos colisionais.

Os resultados geotermobarométricos determinados neste trabalho são elevados para o o intervalo admitido para a *facies* anfibolito. Alguns autores consideram que estes valores são indicativos de *facies* granulito ou, pelo menos, uma zona de transição anfibolito-granulito. Contudo, como na região não se encontrou assembléia mineral com ortopiroxênio, o que indicaria a *facies* granulito, julga-se que o intervalo de temperatura da *facies* anfibolito e, por consequência, das paragéneses desenvolvidas, possa ser mais expandido.

As condições de metamorfismo do Complexo Itapira obtidas pelas análises dos anfibolitos de Ermida podem ser estendidas das folhas Jundiá e Indaiatuba para a região abrangida pelas

Tabela 3 - Continuação

Amostras	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-1b
Análise	39.968	40.246	41.186	41.331	41.408	41.505	44.291	44.330
Posição	núcleo	inclusão	núcleo	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda
Classificação	anortita	bytownita	anortita	anortita	anortita	anortita	anortita	anortita
SiO ₂	44.635	45.917	44.441	43.999	43.935	44.659	44.549	44.140
TiO ₂	0.000	0.003	0.000	0.000	0.000	0.000	0.023	0.013
Al ₂ O ₃	35.600	34.042	35.892	35.644	35.566	35.604	36.292	36.047
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
FeO	0.207	0.232	0.068	0.120	0.087	0.095	0.167	0.226
MnO	0.000	0.011	0.000	0.034	0.000	0.029	0.009	0.000
MgO	0.004	0.010	0.000	0.021	0.004	0.001	0.000	0.009
BaO	0.039	0.000	0.012	0.064	0.000	0.000	0.083	0.079
CaO	19.027	17.708	19.692	19.398	19.218	18.895	19.579	19.481
Na ₂ O	0.649	1.438	0.486	0.501	0.502	0.679	0.412	0.446
K ₂ O	0.013	0.000	0.000	0.000	0.007	0.000	0.009	0.000
TOTAL	100.174	99.361	100.591	99.781	99.319	99.962	101.123	100.362
Si	8.235	8.512	8.174	8.163	8.178	8.247	8.152	8.137
Al	7.735	7.432	7.774	7.788	7.796	7.743	7.821	7.826
Fe ³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.002
Fe ⁺²	0.032	0.036	0.010	0.019	0.014	0.015	0.026	0.035
Mn	0.000	0.002	0.000	0.005	0.000	0.005	0.001	0.000
Mg	0.001	0.003	0.000	0.006	0.001	0.000	0.000	0.002
Ba	0.003	0.000	0.001	0.005	0.000	0.000	0.006	0.006
Ca	3.761	3.517	3.881	3.856	3.833	3.739	3.839	3.848
Na	0.232	0.517	0.173	0.180	0.181	0.243	0.146	0.159
K	0.003	0.000	0.000	0.000	0.002	0.000	0.002	0.000
Soma dos cátions	20.005	20.019	20.014	20.027	20.005	19.992	20.002	20.021
X	15.970	15.944	15.948	15.951	15.974	15.990	15.976	15.965
Z	4.032	4.075	4.065	4.071	4.031	4.002	4.020	4.050
Ab	5.8	12.8	4.3	4.5	4.5	6.1	3.7	4.0
An	94.1	87.2	95.7	95.5	95.4	93.9	96.3	96.0
Or	0.1	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.1	0.0

Amostras	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-1b	SH-4a	SH-4a	SH-4a
Análise	44.627	45.052	52.266	54.435	16.072	16.117	16.141
Posição	borda	núcleo	núcleo	núcleo	borda	núcleo	borda
Classificação	anortita	anortita	anortita	anortita	labradorita	labradorita	labradorita
SiO ₂	43.957	43.990	45.148	44.483	55.418	54.730	55.234
TiO ₂	0.065	0.000	0.000	0.000	0.068	0.014	0.000
Al ₂ O ₃	35.871	35.912	35.960	35.684	28.368	28.349	28.580
Fe ₂ O ₃	0.000	0.000	0.000	0.000	0.088	0.050	0.140
	0.095	0.118	0.074	0.068	0.000	0.000	0.000
MnO	0.005	0.000	0.000	0.000	0.000	0.020	0.000
MgO	0.003	0.003	0.000	0.000	0.018	0.004	0.012
BaO	0.066	0.000	0.063	0.073	0.058	0.027	0.010
CaO	19.714	19.901	19.060	19.228	10.469	10.843	10.848
Na ₂ O	0.319	0.325	0.701	0.626	5.664	5.298	5.439
K ₂ O	0.004	0.005	0.018	0.056	0.040	0.050	0.046
TOTAL	100.099	100.254	101.024	100.218	100.191	0.000	100.309
Si	8.131	8.126	8.252	8.209	9.964	9.924	9.924
Al	7.814	7.813	7.740	7.755	6.006	6.053	6.047
Fe ³	0.000	0.000	0.000	0.000	0.012	0.007	0.019
Ti	0.009	0.000	0.000	0.000	0.009	0.002	0.000
Fe ⁺²	0.015	0.018	0.011	0.010	0.000	0.000	0.000
Mn	0.001	0.000	0.000	0.000	0.000	0.003	0.000
Mg	0.001	0.001	0.000	0.000	0.005	0.001	0.003
Ba	0.005	0.000	0.005	0.005	0.004	0.002	0.001
Ca	3.907	3.939	3.732	3.802	2.017	2.106	2.088
Na	0.114	0.116	0.248	0.224	1.975	1.863	1.895
K	0.001	0.001	0.004	0.013	0.009	0.012	0.11
Soma dos cátions	20.003	20.014	19.997	20.023	20.005	19.975	19.989
X	15.954	15.939	15.992	15.964	15.991	15.986	15.990
Z	4.044	4.075	4.000	4.054	4.010	3.987	3.998
Ab	2.8	2.9	6.2	5.5	49.4	46.8	47.4
An	97.1	97.1	93.7	94.1	50.4	52.9	52.3
Or	0.0	0.0	0.1	0.3	0.2	0.3	0.3

folhas Cabreúva e Atibaia (SP) devido às similaridades dos resultados entre estas e provavelmente tenham sido alcançadas em todo o Complexo Itapira.

Agradecimentos À FAPESP e ao CNPq pelo financiamento da pesquisa. A Everton Gabriel do Nascimento pela correção do abstract. Ao revisor da RBG pelas sugestões.

Tabela 4 : Composição química e fórmula estrutural de clinopiroxênio.

Amostra	SH-1a	SH-1a	SH-1b
análise	39.717	41.254	53.752
posição	núcleo	borda	borda
SiO ₂	51.783	51.642	52.935
TiO ₂	0.192	0.093	0.034
Al ₂ O ₃	1.689	0.927	3.029
FeO	10.225	11.075	13.555
Cr ₂ O ₃	0.045	0.054	0.003
MnO	0.186	0.250	0.309
MgO	12.434	12.108	14.585
CaO	23.400	23.596	12.911
Na ₂ O	0.215	0.163	0.153
K ₂ O	0.00	0.006	0.058
Total	100.169	99.914	97.572
TSi	1.942	1.949	2.035
TAI	0.058	0.041	0.000
TFe ⁺³	0.000	0.000	0.000
M1Al	0.016	0.000	0.137
M1Ti	0.005	0.003	0.001
M1Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000
M1Fe ⁺²	0.282	0.314	0.026
M1Cr	0.001	0.002	0.000
M1Mg	0.695	0.681	0.836
M1Ni	0.000	0.000	0.000
M2Mg	0.000	0.000	0.000
M2Fe ⁺²	0.038	0.035	0.410
M2Mn	0.006	0.008	0.010
M2Ca	0.940	0.954	0.532
M2Na	0.016	0.012	0.011
M2K	0.000	0.000	0.003
Total de cátions	4.000	4.000	3.997
Ca	47.923	47.876	29.324
Mg	35.431	34.183	46.091
Fe ⁺² _Mn	16.646	17.941	24.858
JD1	0.793	0.000	0.784
AE1	0.000	0.612	0.000
CFTS1	0.068	0.000	0.005
CTTS1	0.275	0.132	0.000
CATS1	0.024	0.000	0.000
WO1	47.320	47.643	29.251
EN1	35.256	34.110	45.985
FS1	16.264	17.503	23.975
Q	1.956	1.985	1.803
J	0.031	0.024	0.023
WO	47.923	47.876	29.324
EN	35.431	34.183	46.091
FS	16.646	17.941	24.585
WEF	98.431	98.817	98.758
JD	1.569	0.000	1.242
AE	0.000	0.012	0.000

Tabela 5 - Composição química de granada obtida por microsonda eletrônica e fórmula estrutural calculada com base em 24 oxigênios.

Amostra	SH-1a	SH-1a	SH-1b	SH-1b
análise	01	02	01	02
posição	intermediário	borda	borda	borda
SiO ₂	37.928	38.123	38.658	38.769
TiO ₂	0.017	0.003	0.007	0.065
Al ₂ O ₃	21.858	21.207	21.377	21.575
FeO	26.164	27.026	25.419	23.454
MnO	2.393	2.777	3.498	2.237
MgO	3.028	2.794	3.778	3.762
CaO	9.114	8.049	8.087	10.185
Na ₂ O	0.000	0.000	0.024	0.000
Total	100.502	99.979	100.848	100.047
TSi	5.957	6.049	6.040	6.066
TAI	0.043	0.000	0.000	0.000
Total	6.000	6.049	6.040	6.066
Al ^{VI}	4.000	3.963	3.933	3.976
Fe ⁺³	0.000	0.000	0.000	0.000
Ti	0.002	0.000	0.001	0.008
Cr	0.000	0.000	0.000	0.000
Total	4.002	3.963	3.934	3.983
Fe ⁺²	3.437	3.586	3.321	3.069
Mg	0.709	0.661	0.880	0.878
Mn	0.318	0.373	0.463	0.296
Ca	1.534	1.368	1.354	1.707
Na	0.000	0.000	0.007	0.000
Total	5.998	5.988	6.025	5.951
Total dos cátions	16.000	16.000	16.000	16.000
Almandina	57.300	59.883	55.124	51.576
Andradita	0.000	0.000	0.000	0.000
Grossulária	25.572	22.849	22.468	28.694
Piropo	11.821	11.036	14.605	14.747
Espessartita	5.308	6.232	7.683	4.982
Uvarovita	0.000	0.000	0.000	0.000
XCagnt	0.256	0.228	0.225	0.287
XFegnt	0.573	0.599	0.552	0.516
XMggnt	0.118	0.110	0.146	0.148
Fe_Mggnt	4.848	5.425	3.774	3.495

Tabela 6: Pressões obtidas, utilizando pares granada-plagioclásio-anfibólio da amostra SH-1b, segundo métodos de Kohn & Spear (1989, 1990).

Amostras e pares	P (kbar) obtida	P (kbar) obtida	T(°C) inferida
	(KOHN & SPEAR 1989)	(KOHN & SPEAR 1990)	
SH-1b 44.219-44.413-44.291	7.47	6.20	500
	7.28	6.20	600
	7.09	6.20	700
	6.91	6.20	800
	6.72	6.20	900

Tabela 7: Temperaturas obtidas, segundo método de Blundy & Holland (1990), utilizando os pares anfibólio-plagioclásio das ocorrências anfibolíticas de Ermida.

amostras e pares	P(kbar) estimada	T(°C) obtida
SH-1a 50.826-51.024	5	771.83
	6	745.37
	7	736.91
	8	719.45
50.883-51.024	5	737.93
	6	721.04
	7	704.15
	8	687.25
49.316-49.302	5	808.17
	6	789.90
	7	771.63
	8	753.36
49.339-49.302	5	785.74
	6	767.84
	7	749.94
	8	732.04
40.669-41.091	5	820.05
	6	803.11
	7	786.17
	8	769.23
38.642-39.139	5	742.02
	6	725.50
	7	708.98
	8	692.46
SH-4a 16.138-16.072	5	814.10
	6	798.47
	7	782.85
	8	767.23
16.226-16.141	5	845.32
	6	829.07
	7	812.83
	8	769.59
16.243-16.117	5	842.73
	6	826.46
	7	810.19
	8	793.92

Figura 7 - Diagrama pressão - temperatura - profundidade, indicando os intervalos das condições metamórficas quantificadas e o caminhamento P-T, para as ocorrências anfibolíticas de Ermida. As divisões dos campos são segundo Yardley (1993).

Referências

- Atzori P., Caculi S., Guidice A. Lo. 1984. Le anfiboliti di Monte Antenamide Catena Peloritana, Sicilia). *Min. et Petrog. Acta*, **38**: 1 - 32.
- Bingen B., DeMaiffe D., Delhal J. 1984. Petrologic investigation in the Kasai gabbro noritic complex and associated metadolerites dikes (Zaire). *Am. Min.*, **107**: 665 - 682.
- Blundy J. D. & Holland T. J. B. 1990. Calcic amphibole equilibria and a new amphibole-plagioclase geothermometer. *Contr. Mineral. Petrol.*, **104**(2): 208 - 224.
- Broekmans M. A. T. M., Nijland T. G., Jansen B. H. 1994. Are stable isotopic trends in amphibolite to granulite facies transitions metamorphic or diagenetic? - an answer for the Arendal area (Bamble sector, southeastern Norway) from Mid-Proterozoic carbon-bearing rocks. *Am. Jour. Sci.*, **294**: 1135 - 1165.
- Cordani U. G. & Bittencourt I. 1967. Determinações de idade potássio-argônio em rochas do Grupo Açungui. In: XXI Congr. Bras. Geol., Curitiba, 218-233.
- Ebert H. 1971. Os paraibides entre São João Del Rei (MG) e Itapira (SP) e a bifurcação entre Paraibides e Araxaides. Bol. esp. n.1, SBG/SP.
- Ebert H. D., Artur A.C., Chemale Jr. F., Batista M., Van Schmus W. R. 1994. Regimes tectônicos e idades U/Pb em zircão do Complexo Socorro no contexto da faixa Ribeira: um exemplo de magmatismo transpressivo. In: XXXVIII Congr. Bras. Geol., Bal. Camboriú, SC, bol. res. exp., **1**: 260 - 261.
- Frimmel H. E. & Hartnady C. J. H. 1992. Blue amphiboles and their significance for the history of the Pan-African Gariep Belt, Namibia. *J. Met. Geol.*, **10**(5): 651 - 670.
- Ghent E. D., Nichols J., Stout M. Z., Rottenfusser B. 1977. Clinopyroxene amphibolites boudins from Three Valley Gap, British Columbia. *Can. Min.*, **15**: 269-282.
- Green T. H. & Adam D. H. 1991. Assessment of the garnet-clinopyroxene Fe-Mg exchange thermometer using new experimental data. *J. Met. Geol.*, **9**: 341-347.
- Guidotti C. V. 1970. The mineralogy and petrology of the transition from lower to upper sillimanite zone in the Oquossoc Area, Maine. *J. Petrol.*, **11**(2): 277 - 336.
- Hackspacher P. C. 1994. *Tectônica transpressiva-transstrativa e alojamento de rochas plutônicas, a exemplo da folha Cabreúva (SP) 1:50000*. Tese de Livre Docência, DPM/IGCE/UNESP/Rio Claro, 203p.
- Hackspacher P. C., Dantas E. L., Spoladore A., Fetter A. 1999. Evolução da Faixa Ribeira, na região de Apiaí, sudeste do Brasil: geocronologia U/Pb em zircão de rocha metabásicas e granito. In: VI Simp. Geol. Sudeste, São Pedro (SP): p.12.
- Hackspacher P. C., Godoy A. M., Oliveira M. A. F. de. 1992a. Geologia da folha Pirapora, SP em 1:25000. In: XXVII Congr. Bras. Geol., SBG/SP, São Paulo, 127-128.
- Hackspacher P. C., Moraes N., Zanardo A., Godoy A. M., Oliveira M. A. F. de. 1992b. A tectônica transcorrente/transpressiva brasileira na folha São Roque - SP. In: XXVII Congr. Bras. Geol., SBG/SP, São Paulo, 348-349.
- Hackspacher P. C., Godoy A. M., Oliveira M. A. F. de. 1996. Geologia da folha Cabreúva - SP, 1:50000. *Geociências*, Ed. UNESP, **15**, n. esp.:111-131.

- Hackspacher P. C., Oliveira M. A. F. de, Godoy A. M. 1991. Controle do nível metamórfico e da disposição dos corpos granitóides pela tectônica Dn+3/transcorrente na folha Cabreúva. *In: II Simp. Geol. Sudeste*, São Paulo, 151-154.
- Hackspacher P. C., Oliveira M. A. F. de, Godoy A. M. 1992c. Geologia dos grupos Serra do Itaberaba/São Roque na folha Cabreúva - SP, 1:50000. *In: XXVII Congr. Bras. Geol.*, SBG/SP, São Paulo, 124-125.
- Hasui Y., Almeida F. F. M. de, Neves B. B. de B. 1978. As estruturas brasileiras. *In: XXX Congr. Bras. Geol.*, Recife, 6: 2423 - 2435.
- Hasui Y. & Hama M. 1972. Geocronologia do Grupo São Roque pelo método do potássio-argônio. *Rev. Bras. Geoc.*, 2: 18 - 24.
- Kohn M. J. & Spear F. S. 1989. Empirical calibration of geobarometers for the assemblage garnet + hornblende + plagioclase + quartz. *Am. Min.*, 74(1,2): 74 - 84.
- Kohn M. J. & Spear F. S. 1990. Two geobarometers for garnet amphibolites, with applications to southeastern Vermont. *Am. Min.*, 75: 89 - 96.
- Kostyuk E. A. & Sobolev V. S. 1969. Paragenetic types of calciferous amphiboles of metamorphic rocks. *Lithos*, 2: 67 - 82.
- Kretz R. 1983. Symbols for rock-forming minerals. *Am. Min.*, 68: 277 - 279.
- Leake B. E. 1978. Nomenclature of amphiboles. *Can. Min.*, 16: 501 - 520.
- Leake B. E., Woolly 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., Maresch W. V., Nickel H. E., Rock N. M. S., Schumacher J. C., Smith D. C., Stephenson, N. C. N., Ungaretti L., Whitaker E. J. W., Youzhi G. 1997. Nomenclature of amphiboles report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals Names. *Eur. J. Mineral.*, 9: 623 - 651.
- Leite P. R. B. & Lima E. S. 1991. Caracterização química de biotita, granada e plagioclásio em metapelitos da fácies anfibolito alta a granulito (Santa Maria da Boa Vista, PE). *In: III Congr. Bras. Geoquim.*, 2: 695 - 697.
- Liou J. G., Kuniyoshi S., Ito K. 1974. Experimental studies of the phase relations between greenschist and amphibolite in a basaltic system. *Am. J. Sci.*, 274: 613 - 632.
- Lourenço J. C. R., Lazzarini A. P., Zanardo A. 1999. Rochas metaultramáficas da Faixa Itapira/Amparo. *In: VI Simp. Geol. Sudeste*, São Pedro (SP), p.25.
- Neves M. A. 1999. *Evolução Cenozóica da Região de Jundiá (SP)*. Dissertação de Mestrado, IGCE/UNESP, Rio Claro, 135p.
- Neves M. A., Morales N., Borges M. S., Ebert H. D. 2003. Compar-timentação tectônica da região de Jundiá (SP). *Rev. Bras. Geoc.*, 33(2): 167-176.
- Nogueira D. O., Correia P. R., Alves R. 1985. Projeto Jundiá, grupo V. SICCT/PRÓ-MINÉRIO/IGCE/UNESP, Rio Claro, 108p.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Min. Mag.*, 52: 535 - 550.
- Oliveira M. A. F. de, Batista J. J., Morales N. 1987. Caracterização geo-química de rochas anfibolíticas do Grupo Itapira nas folhas Atibaia e Jundiá (SP). *In: VI Simp. Reg. Geol.*, SBG/SP, 1: 23-32.
- Richard L. 1995. *MINPET, Mineralogical and petrological data pro-cessing system*, v. 2.02.
- Rollinson H. 1981. Garnet-pyroxene thermometry and barometry in the Scourie granulites, NW Scotland. *Lithos*, 14: 224-238.
- Schumacher J. C. 1991. Empirical ferric iron correction: necessity, as-sumptions, and effects on select geothermobarometers. *Min. Mag.*, 55: 3-18.
- Soto J. I. & Soto V. M. 1993. *Program for thermobarometry and activi-ty calculations with mafic and ultramafic assemblages*, v. 2.0 - Dep. Geodinâmica, Granada University, Spain.
- Souza S. C. A. de. 1997. *Anfibolitos ortoderivados do Complexo Itapi-ra e Bloco São Roque nas folhas: Cabreúva, Sorocaba, Itu e São Roque (SP). Petrografia, litoquímica, química mineral e termoba-rometria*. - Dissertação de. Mestrado, IGCE/UNESP, Rio Claro, 137p.
- Souza S. C. A. de. 2001. *Petrologia dos corpos anfibolíticos de Ermi-da, Alumínio e Pirapora do Bom Jesus (SP)*. Tese de Doutorado, IGCE/UNESP, Rio Claro, 178p. e anexos.
- Souza S. C. A. de & Oliveira M. A. F. de. 1998. Petrografia do corpo anfibolítico de Ermida (SP). *In: XL Congr. Bras. Geol.*, Belo Hori-zonte (MG), p.487.
- Souza S. C. A. de, Oliveira M. A. F. de, Zanardo A. 1996. Petrologia e litoquímica dos anfibolitos do Complexo Itapira: folhas Águas de Lindóia (SP/MG) e Cabreúva (SP). *In: XXXIX Congr. Bras. Geol.*, Salvador (BA), 131-133.
- Souza S. C. A. de, Silva V. R. da. 1992. *Geologia da Área - I - Região a norte da cidade de Atibaia e dados de tipologia de zircão do Complexo Socorro*. Trabalho de Graduação, DPM/IGCE/UNESP, Rio Claro, 180p.
- Spear F. S. 1981. An experimental study of hornblende stability and compositional variability in amphibolite. *Am. J. Sci.*, 281(6): 697-734.
- Tassinari C. C. G., Kawashita K., Van Schmus W. R., Taylor P. N. 1988. As idades das rochas e dos eventos metamórficos da região sudeste do Estado de São Paulo. *In: XXXV Congr. Bras. Geol.*, Belém (PA), 6: 2840-2848.
- Wernick E. 1978. Contribuição à estratigrafia do Pré-Cambriano do leste do Estado de São Paulo e áreas vizinhas. *Rev. Bras. Geoc.*, 8(3): 206-216.
- Wernick E., Weber-Diefenbah K., Correia P. R. 1987. O granitóide Nazaré Paulista: dados petrográficos, químicos e de tipologia de zircão. *In: IV Simp. Geol. Sudeste*, SBG/SP, 1: 123-134.
- Yardley B. W. 1993. An introduction to metamorphic petrology - Long-man Earth Sci., 4ª ed., 248p.

Manuscrito A-1609

Revisão aceita em 14 de junho de 2006