Petrografia e geoquímica das rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas do Complexo Metamórfico Brusque, região da Serra da Miséria, Itapema, SC

Roberto Sacks de Campos[1] & Ruy Paulo Philipp[2]

Resumo O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) é uma das principais unidades do Cinturão Tijucas em Santa Catarina. Na região de Itapema este complexo é composto por uma associação de rochas metassedimentares com ocorrência subordinada de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas. Estas rochas estão expostas na forma de quatro corpos principais com espessuras métricas a decimétricas intercalados com metapelitos, quartzitos e xistos calci-silicáticos. As rochas máficas estão representadas por metabasaltos e anfibólio xistos e as rochas ultramáficas, por xistos magnesianos, sendo interpretadas como fluxos máficos interacamadados. São reconhecidas texturas blastoporfiríticas e blastoamigdaloidais. Geoquimicamente é reconhecida uma suíte vulcânica composta por basaltos toleíticos do tipo hyperstênio-normativos e rochas ultramáficas de origem cumulática. A composição geoquímica e os padrões de elementos traços mantélicos normalizados apresentam feições características de basaltos toleíticos continentais e sugerem fontes mantélicas enriquecidas em elementos crustais. As relações de campo, geoquímicas e a composição dos protólitos indicam que os corpos de rochas metamáficas e metaultramáficas estudados foram provavelmente originados no mesmo ambiente tectônico. Estes corpos representam episódios vulcânicos gerados em um *ritf* continental de idade meso a neoproterozóico. No contexto regional, a formação das unidades vulcânicas e dos metassedimentos do Complexo Metamórfico Brusque marca um período de fragmentação da antiga crosta continental Paleoproterozóica representada nesta região pelos gnaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina e do Complexo Camboriú.

Palavras-chave: Escudo Catarinense, Cinturão Tijucas, Complexo Metamórfico Brusque, Serra da Miséria, Metabasaltos

Abstract *Petrology and geochemistry of mafic and ultramafic metavolcanic rocks from Brusque Metamorphic Complex, Serra da Miséria region, Itapema, SC, Brazil.* Brusque Metamorphic Complex is one of main units of the Tijucas belt in Santa Catarina. In Itapema region this complex is composed by metasedimentary association with subordinate presence of mafic and ultramafic metavolcanic rocks. The metavolcanic units occour as four bodies of metric to decametric thickness interlayered with metapelites, quartzites and calc-silicate schists. The mafic rocks are metabasalts and amphibole schists and the ultramafic rocks are magnesian schists, all interpreted as interlayered mafic flows. Blastoporphyritic and blastoamigdaloidal textures are recognized in metabasalts. Geochemically is identified one volcanic suite composed by tholeitic basalts of hy-normative type and ultramafic rocks of cumulatic origin. Chemical composition and normalized mantelic trace elements display typical features of continental tholeiitic basalts and suggests crustal elements-enriched mantelic sources. Field relations, geochemistry and protolith composition indicates that the mafic and ultramafic bodies were probably originated at the same tectonic environment. These bodies represent volcanic episodes generated in a continental rift of meso to neoproterozoic age. Considering the regional context, the formation of volcanogenic and metasedimentary units of Brusque Metamorphic Complex marks a period of fragmentation of ancient paleoproterozoic continental crust represented in this region by gneisses of Santa Catarina Granulitic Complex and Camboriú Complex.

Keywords: Catarinense Shield, Tijucas Belt, Brusque Metamorphic Complex, Serra da Miséria, Metabasalt.

INTRODUÇÃO A caracterização dos cinturões orogênicos demanda enorme esforço integrado de mapeamento geológico sistemático com análise petrográfica e estrutural, acompanhados posteriormente, por estudos geoquímicos e geocronológicos. O reconhecimento da natureza dos eventos magmáticos e metamórficos e de suas inter-relações é um passo fundamental para compreender a evolução de um cinturão orogênico.

A integração dos levantamentos geológicos de detalhe e semidetalhe para a região compreendida entre as cidades de Itajaí e Tijucas, no estado de Santa Catarina, associada a novos dados estratigráficos, estruturais e metamórficos permitiu uma melhor compreensão da origem e da superposição dos eventos metamórficos associados à evolução do Complexo Metamórfico Brusque (CMB) nesta região. O CMB é composto por

1- Programa de Pós-Graduação em Geociências, IG, UFRGS, Porto Alegre (RS), Brasil. E-mail: beto_decampos@hotmail.com
2 - Centro Estudos em Petrologia e Geoquímica, IG, UFRGS, P. Alegre (RS), Brasil e Pesquisador CNPq. E-mail: ruy.philipp@ufrgs.br

seqüências de rochas para e ortoderivadas e está localizado na porção leste do Escudo Catarinense. A tectônica deformadora está relacionada ao processo colisional de idade Brasiliana. Posteriormente, o metamorfismo de contato ocasionado pelas intrusões graníticas e a atividade das zonas de cisalhamento dúcteis vinculadas ao período sin a pós-colisional, marcam o fim do Ciclo Brasiliano nesta região.

O Complexo Metamórfico Brusque (CMB) é a principal unidade do Terreno Tijucas em SC, dispondo-se segundo uma faixa alongada de direção N45°E com cerca de 75 km de extensão e 45 km de largura (Fig. 1). Está delimitado a noroeste pela Zona de Transcorrência Itajaí Perimbó e a sudeste pela Zona de Cisalhamento Major Gercino, ambas estruturas caracterizadas por deformação dúctil, disposição subvertical e movimentação direcional dextral. O CMB faz contato a noroeste, com as seqüências vulcanossedimentares de cobertura tardi a pós-brasilianas da Bacia do Itajaí, a nordeste com as rochas paleoproterozóicas do Complexo Granulítico de Santa Catarina, e a sul e sudeste com rochas graníticas brasilianas. Na área estudada a exposição do CMB é interrompida pelo Granito Itapema e pela intrusão dos granitóides brasilianos (Leucogranitos peraluminosos, Granitos Compra-Tudo, Valsungana e Serra dos Macacos). A intrusão dos corpos graníticos neoproterozóicos causa metamorfismo de contato e é responsável pela formação de zonas com mineralização de ouro na região. A relação de contato entre o CMB e as rochas gnáissico-migmatíticas do Complexo Camboriú na Região de Itapema, são tectônicas, caracterizadas por uma zona de cisalhamento de empurrão que coloca em contato ambas as unidades a sul do Granito Itapema (UFRGS, inédito). Não são observadas relações de contato diretas entre o granito Itapema e o CMB, entretanto, Bitencourt & Nardi (2004) sugerem que o referido granito é intrusivo no CMB.

A partir de novos dados de campo e petrográficos obteve-se uma delimitação mais precisa dos corpos de rochas metamáficas e metaultramáficas que ocorrem na região da Serra da Miséria, em Itapema. As análises petrográficas permitiram o reconhecimento de elementos reliquiares como fenocristais de plagioclásio e clinopiroxênio, além de amígdalas de quartzo. Com os dados geoquímicos foi possível caracterizar a série magmática das seqüências vulcanogênicas e com a aplicação de diagramas discriminantes e multi-elementares, investigar as fontes do magmatismo e correlacioná-las com o ambiente tectônico de formação da bacia que deu origem ao Complexo Metamórfico Brusque.

A idéia de distinguir magmas de ambientes tectônicos diferentes com base em análises químicas foi objeto de pesquisa por Pearce & Cann (1971, 1973), Pearce *et al.* (1977, 1984) e Pearce (1987), entre outros. Estes autores, baseando-se em dados geoquímicos, apresentaram propostas para a distinção entre basaltos produzidos em diferentes ambientes tectônicos, entre os quais aqueles em que o estado de conservação e a pobre exposição impossibilitavam a identificação paleotectônica, como é o caso do CMB. Mais recentemente,

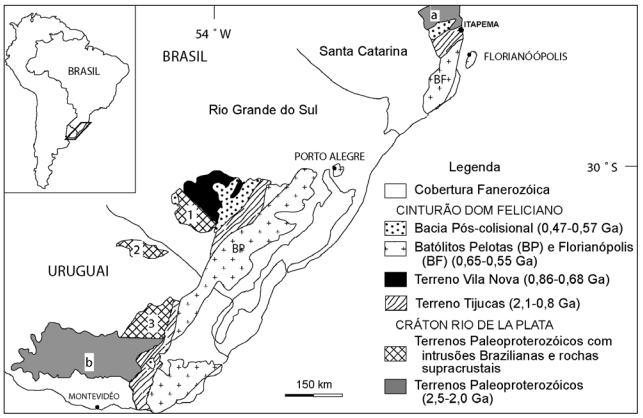

Figura 1 - Mapa da porção sul da Plataforma Sul Americana com principais unidades geotectônicas (Modificado de Chemale Jr. 2000).

entretanto, os pesquisadores têm optado por uma análise integrada de dados petrográficos, estruturais, geoquímicos e isotópicos para caracterizar os diferentes ambientes tectônicos.

Este trabalho tem como objetivo a caracterização petrográfica e geoquímica dos corpos de rochas máficas e ultramáficas ocorrentes no Complexo Metamórfico Brusque, na região da Serra da Miséria e na costa da praia de Itapema, em Santa Catarina. Esta caracterização é baseada no emprego de técnicas de mapeamento geológico, petrografia (com ênfase para caracterização textural e microestrutural), dados estruturais e litogeoquímica.

MÉTODOS DE TRABALHO A etapa de campo teve como base o mapa geológico em escala 1:25.000 da Folha Camboriú, (UFRGS, inédito). Foram obtidos novos dados sobre a forma e os limites dos corpos máficos e ultramáficos, bem como sobre as relações de contato desses corpos e suas encaixantes. Foi realizado um perfil geológico na Serra da Miséria e seções esquemáticas nas outras áreas de exposição, com coleta de dados estruturais e petrográficos. Foram selecionadas 31 amostras das seqüências metamáfica/ultramáfica e metassedimentar clástico-química para estudos de petrografia. As lâminas petrográficas foram descritas e fotografadas em microscópio petrográfico Leica modelo DMLP.

Com base na análise petrográfica foram selecionadas 12 amostras de rochas metametamáficas e metaultramáficas para estudos geoquímicos. As amostras selecionadas foram fragmentadas em prensa hidráulica e pulverizadas em moinho de ágata. Posteriormente, foram encaminhadas ao Laboratório de Geoquímica do Centro de Estudos em Geoquímica e Petrologia (CPGq-UFRGS), onde foram transformadas em pastilhas fundidas, para a determinação dos elementos maiores, e pastilhas prensadas, para a determinação dos elementos traços. As pastilhas foram analisadas por fluorescência de raios X em um aparelho RIGAKU RIX-2000 para a determinação da composição da rocha em termos de

óxidos dos elementos maiores (%) e também dos elementos traços (ppm) para Rb, Sr, Zr, Ba, Ni, Co, Cr, Y, Ga, Cu, Zn, Pb e As. Com base nestes resultados, foi selecionado um conjunto de 8 amostras para análise dos elementos terras raras (ETR) no Activation Labs., no Canadá. Os ETR foram analisados por meio de ICP-MS (Inductively Conductively Plasma, Mass Spectrometry). Os dados geoquímicos foram tratados por intermédio do programas Newpet e Minpet, pelos quais foram elaborados diagramas de representação.

A base de dados estruturais utilizada neste trabalho foi montada utilizando os dados obtidos na etapa de campo e os dados copilados dos trabalhos de mapeamento geológico (UFRGS 2000). Para o tratamento dos dados estruturais e confecção dos estereogramas foi utilizado o programa Stereonet.

CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL A evolução do conhecimento geológico do CMB nas últimas três décadas, associada aos novos conceitos e concepções geotectônicas, resultou em diversas interpretações sobre o ambiente de formação deste complexo. Inicialmente, foi caracterizado como uma associação de sedimentos plataformais (Almeida 1967; Hasui *et al.* 1975), ou como uma seqüência vulcano-sedimentar formada em um ambiente de subducção (Trainini *et al*. 1978). O reconhecimento da intercalação entre rochas metassedimentares e metavulcânicas básicas e ultrabásicas levou Silva & Dias (1981), Silva (1983a,b) e Silva *et al.* (1985) a considerar o CMB uma associação do tipo *greenstone belt*. Simultaneamente, o CMB foi interpretado como uma associação de margem continental passiva relacionada à evolução de um cinturão de orogênico (Fragoso Cesar 1980; Basei 1985; Basei & Teixeira 1987). Caldasso *et al.* (1995) interpretaram o CMB como uma associação relacionada à evolução de depósitos plataformais e leques submarinos, tendo rochas paleoproterozóicas como área fonte. Silva (1991) sugere para o CMB uma evolução relacionada a um ambiente tipo *rift*, posição enfatizada em parte pelos trabalhos de Sander (1992) e Philipp *et al.* (2001a; 2004).

O período de sedimentação e vulcanismo e a idade do metamorfismo ainda não estão bem estabelecidos, e resultados conflitantes não permitem definir um quadro coerente para a evolução temporal do complexo. Basei (1990), com base em determinações U-Pb em zircões detríticos de xistos pelíticos, sugere um intervalo de 1500 a 2000 Ma para a sedimentação do CMB, indicando a idade Nd T_{DM} de 1670 Ma obtida em rocha metavulcânica básica do Complexo, como próxima do limite mínimo de sedimentação do mesmo. Os dados U-Pb SHRIMP obtidos por Hartmann *et al.* (2003) em zircões detríticos de quartzitos do CMB indicam que a sedimentação da bacia é mais jovem que 2023 ± 7 Ma. A idade do metamorfismo, com valor de 706 Ma (Rb-Sr, rocha total), obtido por Basei & Teixeira (1987) é interpretada por Basei (1990) como a idade mais representativa do clímax metamórfico do CMB, correspondendo à segunda fase de metamorfismo (M_2) nos paragnaisses. Mais recentemente, entretanto, Silva *et al.* (2002) interpretaram a idade magmática de 639 ± 11 Ma (U-Pb SHRIMP), obtida em zircões de um metariolito da região de Itapema como registro do episódio vulcânico sindeposicional,.

Na região de Itapema e Itajaí o CMB é constituído por uma associação de rochas metassedimentares com componente vulcanogênico subordinado. É composto por filitos e xistos micáceos intercalados a semipelitos, quartzitos, mármores, rochas cálci-silicáticas, metavulcânicas básicas e xistos magnesianos (UFRGS, inédito; Philipp *et al.* 2001a, 2004) (Fig. 2). Na região de Itapema ainda é comum a ocorrência de corpos graníticos deformados, com forma tabular e espessura entre 1 e 10 metros, concordantes e discordantes com a xistosidade principal S_2. São leucosienogranitos peraluminosos de cor esbranquiçada a rosada. Não são observados contatos diretos entre os leucogranitos e as rochas metavulcânicas. Entretanto, os dados estruturais indicam que o posicionamento dos corpos graníticos foi controlado pela S_2, sugerindo portanto, que os mesmos são mais tardios que as rochas máficas.

Porções reliquiares parcialmente preservadas expõem a superfície So em xistos pelíticos e quartzitos, caracterizada por um bandamento composicional rítmico milimétrico a decimétrico, com os níveis quartzosos e mais ricos em minerais pesados apresentando um padrão regular de variação do tamanho de grão em camadas. Este bandamento está truncado por uma foliação S_1 e encontra-se transposto por uma foliação S_2 que representa a xistosidade regional. Na evolução estrutural do CMB foram reconhecidas quatro fases de deformação (D_1 a D_4), responsáveis pelo desenvolvimento das superfícies S_1, S_2, S_3 e S_4, respectivamente (Philipp *et al* 2001a; 2004). As duas primeiras fases são caracterizadas por estruturas de baixo ângulo, relacionadas a um evento de colisão oblíqua, gerando estruturas dúcteis de grau metamórfico de facies xisto verde inferior a anfibolito inferior-médio. As duas últimas fases estão relacionadas a um evento transcorrente que gerou estruturas dúctil-rúpteis, acompanhado por um metamorfismo de facies xistos verdes.

A fase de deformação D_1 está preservada na maioria dos litotipos, por meio de dobras F_2 intrafoliais apertadas a isoclinais e simétricas. A xistosidade S_2 apresenta direção predominante 030° com mergulho de baixo ângulo para noroeste ou sudeste. A direção dos eixos das dobras intrafoliais (LB_2), é predominantemente 270°, com desvio até 230°, e com baixo ângulo de caimento. A fase de deformação D_3 gerou dobras F_3 assimétricas, com formas abertas a fechadas e superfície axial subvertical, marcada por um fraturamento de direção 045°. A fase de deformação D_4 está marcada por dobras F_4 abertas do tipo *kink* e *chevron*, que apresentam uma clivagem plano-axial S_4 de direção predominante NW (Philipp *et al.* 2001a).

Nas rochas metabásicas e nos xistos magnesianos, S_2 é uma xistosidade espaçada e contínua, e a foliação S_1 está preservada na forma de dobras isoclinais intrafoliais F_2 e por micrólitons. A xistosidade S_2 é marcada principalmente pela orientação de anfibólio,

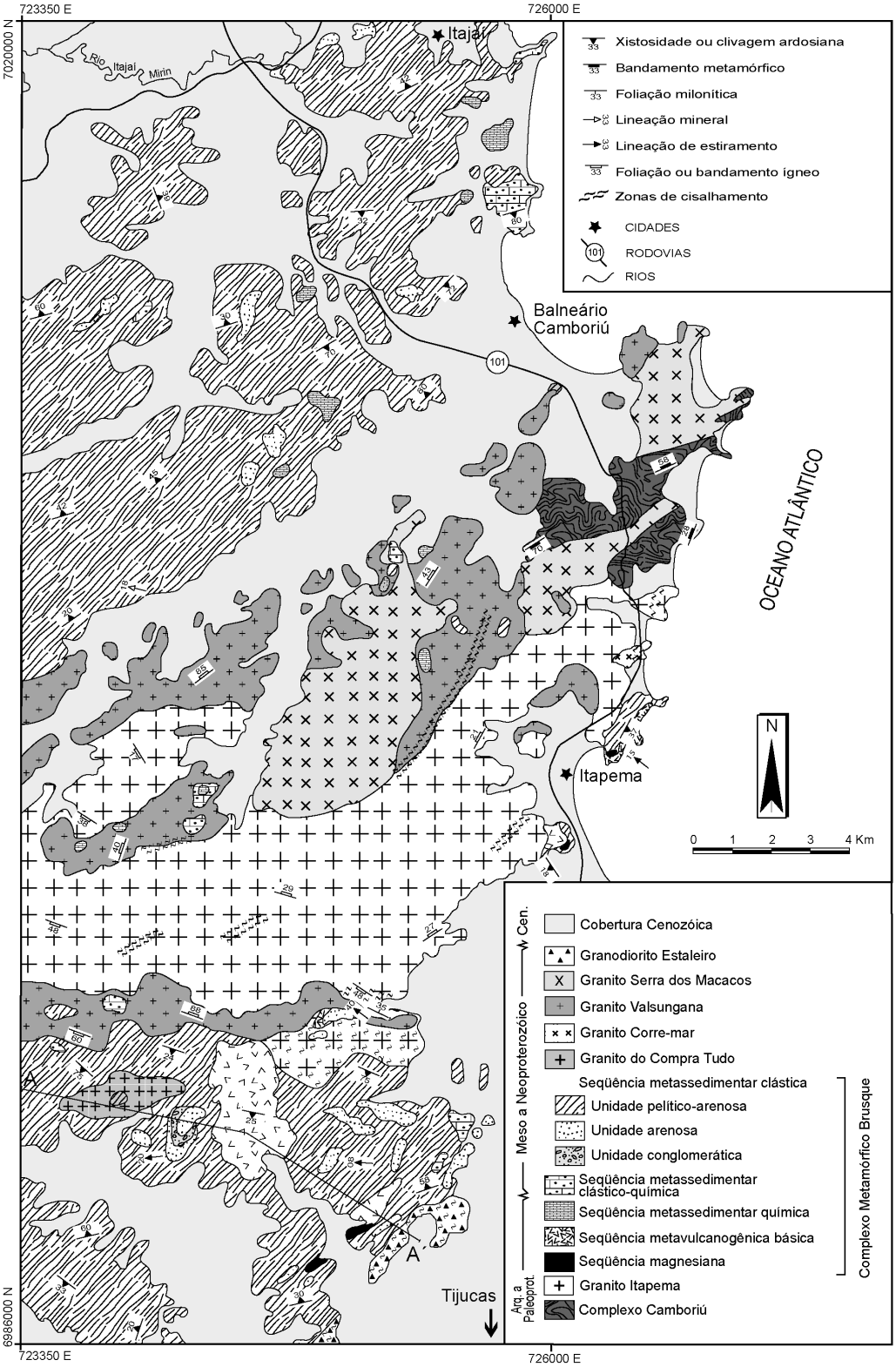

Figura 2 - Mapa geológico da região entre Itajaí e Tijucas (UFRGS, inédito).

definindo uma textura nematoblástica.

Os eventos M_1 e M_2 são relacionados ao metamorfismo regional orogênico de baixa pressão, ocorrendo concomitantes com o desenvolvimento, respectivamente, das foliações metamórficas S_1 e S_2, ambas geradas durante um evento colisional (Philipp *et al.* 2004). As condições de temperatura evoluem desde aquelas da facies xisto verde até aquelas da facies anfibolito inferior, gerando um padrão de zonação complexo, desde a zona da clorita, passando pelas zonas da biotita, granada, andaluzita até a zona da cordierita. As zonas mostram uma disposição subparalela em relação à xistosidade S2, com a repetição de zonas de baixa temperatura no interior de zonas de temperatura mais alta, indicando uma intercalação tectônica de fatias da seqüência metamórfica (Philipp *et al.* 2004). O evento

M_3 está associado ao posicionamento dos granitóides Brasilianos sintranscorrência (D_3), Valsungana e Serra dos Macacos, e caracteriza-se por auréolas de metamorfismo de contato, com cornubianitos pelíticos e calci-silicáticos, indicando condições metamórficas das facies albita-epidoto cornubianito a piroxênio cornubianito.

Na região de estudo, o CMB está dividido em cinco seqüências, que estão subdivididas em sete unidades litológicas. Essa subdivisão tem como critério as feições reliquiares e composicionais características dos protólitos dominantes, já que a atuações de eventos metamórficos e deformacionais não favorece a utilização de unidades de facies para subdividir os conjuntos litológicos (Philipp *et al*. 2004).

A seqüência metassedimentar clástica é composta pelas unidades pelítico-arenosa, arenosa e conglomerática. A unidade pelítico arenosa é constituída por xistos pelíticos a areno-pelíticos de cor cinza esverdeada que adquirem tons avermelhados quando alterados. Entre os tipos principais, ocorrem muscovita-clorita-quartzo filonito e muscovita-biotita-quartzo xistos com ocorrências mais restritas de granada, andaluzita e cordierita. São identificados, ainda, na porção sul da área, raros corpos tabulares de turmalinitos de 2 a 4 metros de espessura intercalados aos metapelitos. Sua estrutura é marcada pela alternância de níveis milimétricos regulares e descontínuos de turmalina e quartzo. A unidade arenosa é composta por quartzitos de cor branca amarelada dominantemente puros. Subordinadamente ocorrem termos xistosos ricos em muscovita e minerais opacos. As rochas dessa unidade ocorrem intercaladas aos metapelitos, constituindo lentes centimétricas a decamétricas, de espessura de 10 a 30 m. A unidade conglomerática está restrita ao Morro da Caveira, onde ocorre uma camada de metaconglomerados suportados pela matriz com cerca de 20 a 30 m de espessura, intercalada a quartzitos. Os metaconglomerados possuem cor esbranquiçada e estrutura orientada definida pelo estiramento de seixos de quartzito. A matriz é arenosa, de textura granoblástica interlobada e composta por quartzo, com teor subordinado de minerais opacos e muscovita. Em zonas de baixa deformação, é possível ainda observar estratificação plano-paralela e acamadamento gradacional.

A seqüência metassedimentar clástico-química ocorre na porção norte da área de estudo, sendo caracterizada por metamargas aluminosas e alumino-silicosas que ocorrem intercaladas com metapelitos, enquanto que na porção central ocorre como *roof pedants* nos granitos Valsungana e Serra dos Macacos. O primeiro grupo compreende xistos de cor castanha escura, ricos em anfibólio e biotita, com baixos teores de minerais opacos, quartzo e epidoto. O segundo tipo é composto por rochas calci-silicáticas de estrutura bandada a raramente xistosa. As bandas têm espessura milimétrica (1 a 20 mm), grande regularidade e continuidade lateral e resultam da alternância de níveis à base de diopsídio, grossulária, anfibólio e/ou biotita/flogopita com níveis ricos em plagioclásio, K-feldspato, epidoto, quartzo e titanita.

As rochas da seqüência metassedimentar química são caracterizadas por mármores calcíticos a dolomíticos de cor branca, ocorrentes na forma de lentes pouco alongadas na direção norte-sul, intercaladas às demais rochas metassedimentares do complexo.

A seqüência metavulcânica básica está representada por corpos metamáficos lenticulares e concordantes, que ocorrem ao sul e ao nordeste da área de estudo, em quatro exposições principais. A maior ocorrência está localizada no Sertão do Valongo, ao norte da cidade de Tijucas, enquanto as ocorrências menores estão localizadas no Sertão de Santa Luzia, no costão norte da praia de Itapema e na Meia Praia, porção central de Itapema. As rochas metamáficas desta seqüência são constituídas por anfibólio xistos de cor verde escura a preta, com estrutura planar marcada pela orientação dimensional de prismas de anfibólio. A mineralogia é composta por anfibólio e plagioclásio, com presença subordinada de epidoto, clorita e quartzo. Um protólito de natureza vulcânica é definido pela presença de textura blastoporfirítica, caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio com formas prismáticas euédricas a subédricas e dimensões entre 1 e 3 mm e pela textura blastoamigdaloidal, definida por agregados de quartzo com formas arredondadas e dimensões entre 1 e 4 mm, sendo referidos como metabasaltos.

Os metaultramafitos da seqüência magnesiana ocorrem como corpos tabulares de extensão métrica a decamétrica e espessura entre 25 cm e 4 m, concordantes com a foliação principal e estão intercalados com as rochas da seqüência metassedimentar clástica. Sua presença está restrita a quatro lentes localizadas ao sul da área estudada, na região do Sertão do Valongo e do Sertão de Santa Luzia e nas porções norte e central da praia de Itapema. Os metaultramafitos possuem de cor verde clara a bege, e estão invariavelmente alterados e são compostos essencialmente por tremolita.

As relações estratigráficas originais estão afetadas pela superposição tectônica e as rochas metamáfico-ultramáficas que ocorrem no extremo sul do complexo estão tectonicamente intercaladas com associações metassedimentares clásticas pelíticas e quartzosas, indicando uma certa proximidade com áreas fontes continentais.

GEOLOGIA DOS CORPOS METAMÁFICOS E METAULTRAMÁFICOS Os trabalhos de campo e petrografia levaram ao detalhamento dos limites dos corpos metamáficos e metaultramáficos e das relações de contato com as rochas encaixantes de composição metapelítica, calci-silicática e magnesiana nas regiões do Sertão do Valongo e Sertão de Santa Luzia, no costão norte de Itapema (Ponta do Engodo) e na Meia Praia, porção central de Itapema.

Sertão do Valongo Na região do Sertão do Valongo (Fig. 3) as rochas metamáficas estão representadas por metabasaltos que ocorrem na forma de dois corpos suborizontais de cerca de 40 a 60 metros de espessura, intercalados aos xistos magnesianos, metapelitos e xis-

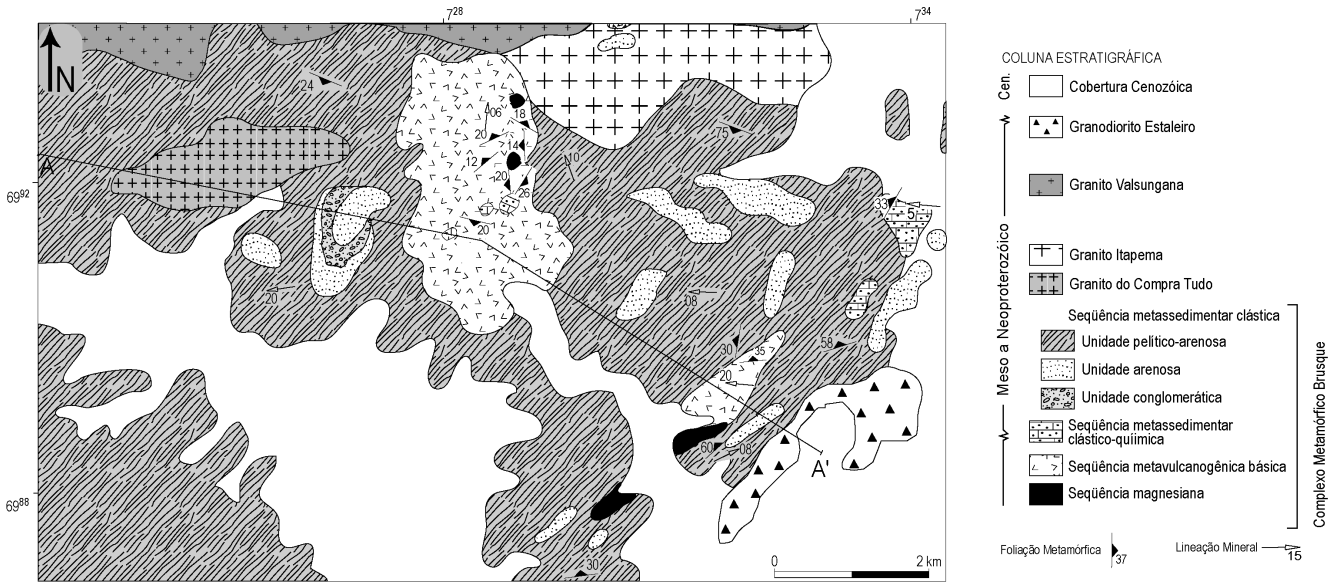

Figura 3 - Mapa geológico da região da Serra da Miséria, com indicação dos corpos do Sertão do Valongo e do Sertão de Santa Luzia e localização da seção geológica da figura 4.

tos calci-silicáticos. Estes são os principais corpos metamáficos da região estudada, apresentando em planta uma forma alongada segundo a direção N10°W, com cerca de 3 km de extensão e 1,5 km de largura (Figs. 3 e 4). Estes metabasaltos apresentam aspecto maciço a pouco foliado, com uma foliação metamórfica de disposição suborizontal, acompanhada, de modo concordante, por um fraturamento com espaçamento entre 10 e 40 centímetros ou mais (Fig. 5a,b). A mineralogia é composta por plagioclásio cálcico, hornblenda e quartzo, com presença subordinada de albita, actinolita, epidoto e clorita.

Os metaultramafitos constituem uma pequena lente de cerca de 5 metros de espessura, localizada na porção superior da exposição do Sertão do Valongo, em contato concordante com os metabasaltos. Esta lente é constituída por tremolita xistos contendo porções subordinadas de actinolita, clinocloro, clorita, talco e magnetita. Apresentam cor verde clara, que adquire tonalidades alaranjadas ou avermelhadas quando alterado. Como pode ser observado na seção geológica Rio Campo Novo – Serra da Miséria, no Sertão do Valongo, existe um amplo predomínio de metabasaltos sobre os xistos magnesianos e calci-silicáticos que ocorrem na forma de finas lentes de espessura entre 3 e 15 metros, intercalados aos metabasaltos (Fig. 4).

Sertão de Santa Luzia Na região do Sertão de Santa Luzia (Fig. 3) as rochas metamáficas ocorrem na forma de um corpo tabular de metabasalto, com forma alongada segundo a direção N50°E, medindo cerca de 1,5 km de comprimento por 300 metros de largura e com espessura estimada de 15-20 metros (Figs. 3 e 4). Estes metabasaltos mostram contatos concordantes com os xistos pelíticos e quartzitos encaixantes. Os metaultramafitos constituem um corpo alongado de tremolita xistos concordante com as rochas metamáficas, possuindo cerca de 1,5 km de comprimento e 150 metros de largura e espessura estimada em 10-15 metros.

Os metabasaltos apresentam aspecto maciço a pouco foliado, com uma foliação metamórfica de disposição suborizontal marcada pela orientação de anfibólio. Os tremolita xistos possuem cor bege a verde claro, estão alterados e apresentam xistosidade bem definida pela orientação de cristais prismáticos alongados de tremolita.

Costão Norte de Itapema (Ponta do Engodo) No Costão Norte de Itapema as rochas metamáficas são constituídas por xistos máficos. Estes apresentam xistosidade bem definida e um fraturamento pronunciado, ocorrendo como um corpo tabular com espessura entre 5 e 10 metros e forma alongada segundo a direção N50°E, com cerca de 500 metros de extensão e 100 metros de largura (Fig. 6 e 5c). Ocorrem intercalados a rochas pelíticas ao norte e a xistos calci-silicáticos ao nordeste. São cortados por injeções tabulares de leucogranitos peraluminosos com cerca de 1 a 5 metros de espessura (Fig. 5d). As rochas metamáficas são ricas em anfibólio, com presença subordinada de plagioclásio e, mais raramente, de clorita, epidoto e minerais opacos. Possuem estrutura xistosa bem definida e uma pronunciada lineação mineral de anfibólio.

Os metaultramafitos ocorrem de modo muito subordinado como um corpo de forma alongada, concordante, com algumas dezenas de metros de extensão e cerca de 5 metros de espessura. Consistem de tremolita xistos de cor castanho esverdeado e alterados.

Meia Praia (Itapema) Os xistos máficos da Meia Praia compõem um corpo tabular de forma ligeiramente alongada segundo a direção N30°W, intercalados a cordierita-muscovita xistos e tremolita xistos **(**Fig. 6). Apresentam espessura entre 15 e 20 metros e cerca de

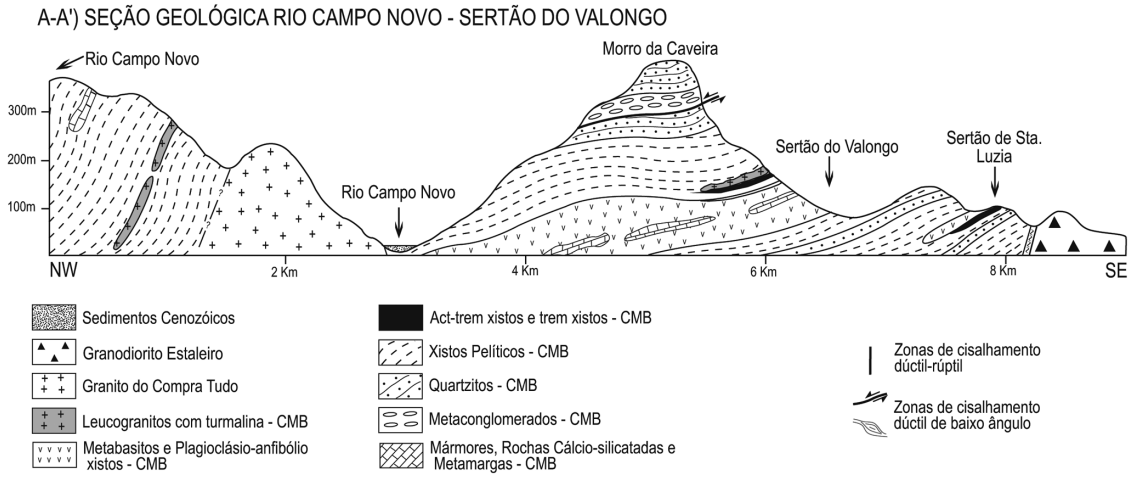

Figura 4 – Seção geológica esquemática Rio Campo Novo-Sertão de Santa Luzia, mostrando a disposição dos corpos metamáficos e metaultramáficos e os principais elementos estruturais.

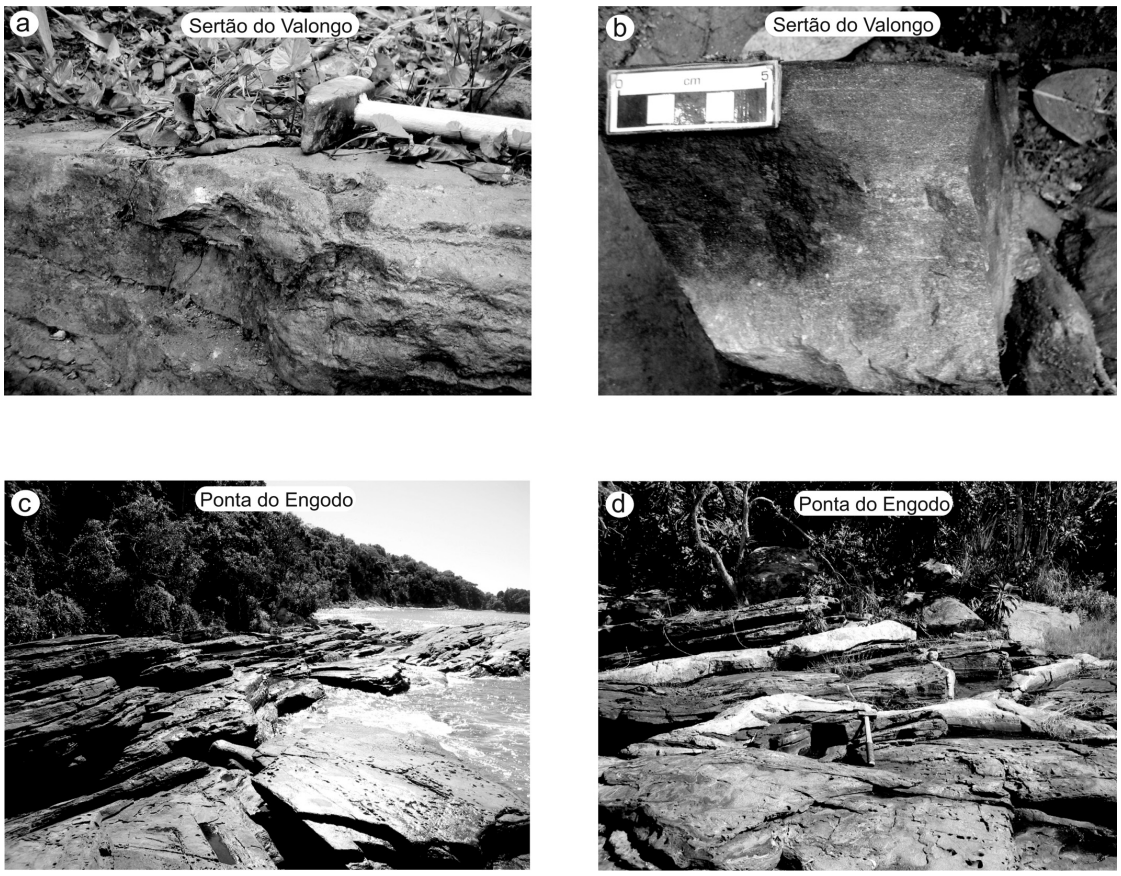

Figura 5 – Principais estruturas observadas nas rochas metamáficas do Complexo Metamórfico Brusque. A) Aspecto maciço a pouco foliado dos metabasaltos do Sertão do Valongo; B) Amostra de metabasalto do afloramento anterior ressaltando a textura blastoporfirítica; C) Xistos máficos em afloramento no costão norte da praia de Itapema (Ponta do Engodo). D) Injeções de corpos tabulares de leucogranitos concordantes e discordantes à xistosidade regional S_2 (mesmo afloramento anterior).

600 metros de extensão e 400 metros de largura. Injeções tabulares de leucogranitos peraluminosos com cerca de 15 centímetros a 2 metros de espessura cortam as rochas metamáficas e estão deformadas e dobradas pela foliação S_2. Os metaultramafitos desta região são muito semelhantes àquelas que ocorrem na porção norte de

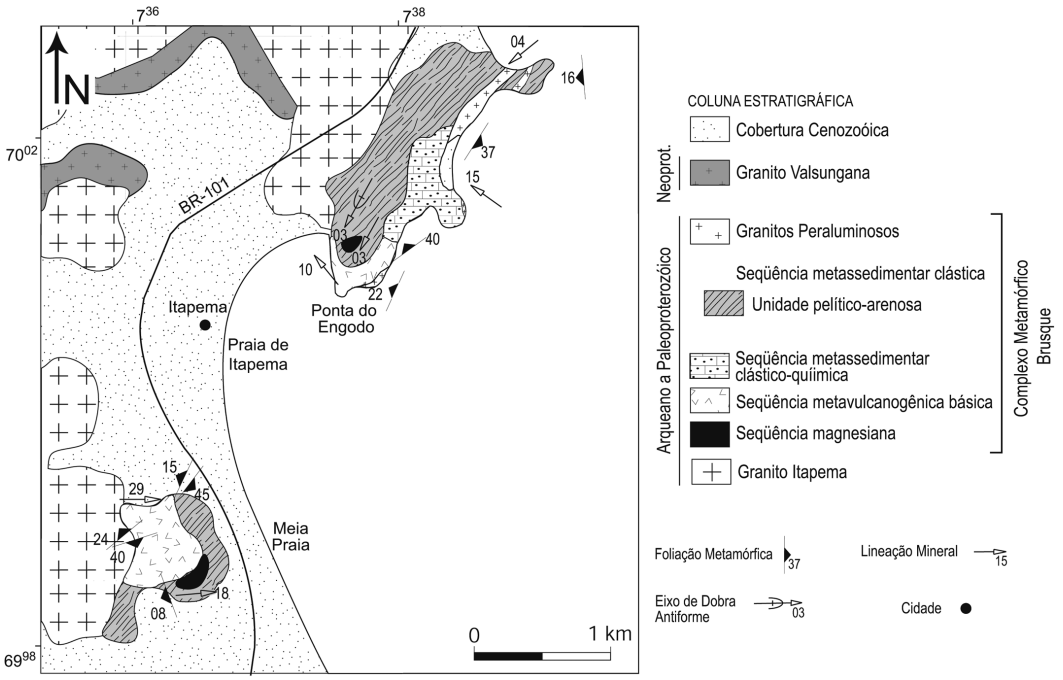

Figura 6 - Mapa geológico de Itapema, destacando a localização dos corpos metamáficos e metaultramáficos. A simbologia das estruturas tectônicas está localmente deslocada por questões de espaço.

Itapema, com uma xistosidade pronunciada, composição rica em anfibólio, e presença subordinada de plagioclásio e, mais raramente, clorita, epidoto e minerais opacos. Possuem uma pronunciada lineação mineral de anfibólio. As rochas ultramáficas são subordinadas, constituindo um corpo aflorante de forma alongada segundo a direção N50ºE, com cerca de 150 metros de extensão, 50 metros de largura e até 5 metros de espessura. Consistem de tremolita xistos pouco alterados de cor verde clara.

Dados Estruturais A presença de texturas reliquiares típicas de rochas vulcânicas e a disposição como corpos tabulares de pouca espessura é sugestiva de que as rochas metamáficas e metaultramáficas representem derrames vulcânicos. O maior corpo metamáfico-ultramáfico apresenta-se em planta com alongamento principal para N10-20ºW, enquanto os corpos menores mostram-se alongados segundo N40-50ºE. As formas atuais dos corpos são resultado da superposição das fases de deformação aos eventos deposicionais.

A análise dos estereogramas nos indica que o condicionamento estrutural das seqüências vulcanogênicas na região estudada é semelhante ao encontrado para todas as rochas do CMB (Fig. 7). Os dados estruturais mostram que a atitude média da foliação metamórfica principal do CMB é N60-70ºE, com mergulhos para noroeste e, subordinadamente, para sudeste (Fig. 7a). Esta variação regular da atitude do mergulho é o resultado da atuação da fase de dobramentos D_3 que afetam a foliação regional S_2, conforme sugerido por Philipp *et al.* (2001a). Estas dobras têm formas abertas a fechadas e são assimétricas, com vergência para sul. A foliação metamórfica nas rochas metamáficas-ultramáficas é concordante com os dados obtidos para o CMB em toda a área estudada (Fig. 7b). A lineação mineral tem baixo ângulo de caimento para oeste e também mostra concordância com relação às atitudes da mesma estrutura para todo o complexo (Fig. 7c,d). A relação entre as atitudes médias da foliação regional e aquela da lineação mineral sugere que as mesmas resultem de uma tectônica deformadora relacionada a um processo de colisão oblíqua.

PETROGRAFIA DAS ROCHAS METAMÁFICAS E ULTRAMÁFICAS A análise petrográfica dos corpos metamáficos e metaultramáficos estudados permitiu o reconhecimento de três tipos litológicos principais: metabasaltos, xistos máficos (epidoto-plagioclásio-anfibólio xistos) e xistos magnesianos. Os dados petrográficos encontram-se sintetizados na tabela 1.

Metabasaltos Os metabasaltos são rochas de cor preta e estrutura foliada marcada pela orientação de anfibólio. De modo restrito, ocorrem porfiroclastos de plagioclásio de formas prismáticas a elípticas de dimensões entre 0,5 e 2 mm. Nos corpos do Sertão do Valongo a estrutura é foliada, entretanto, observa-se um bandamento irregular nos corpos que ocorrem no Sertão de Santa Luzia, no costão norte de Itapema e na Meia Praia. As bandas tem disposição irregular, com níveis contínuos, de espessura milimétrica a centimétrica, e estão definidas pela predominância de níveis ricos em anfibólio, com tamanho de grão entre 0,3 e 0,7 mm, intercalados a níveis milimétricos, irregulares e descontínuos compostos por plagioclásio, anfibólio e

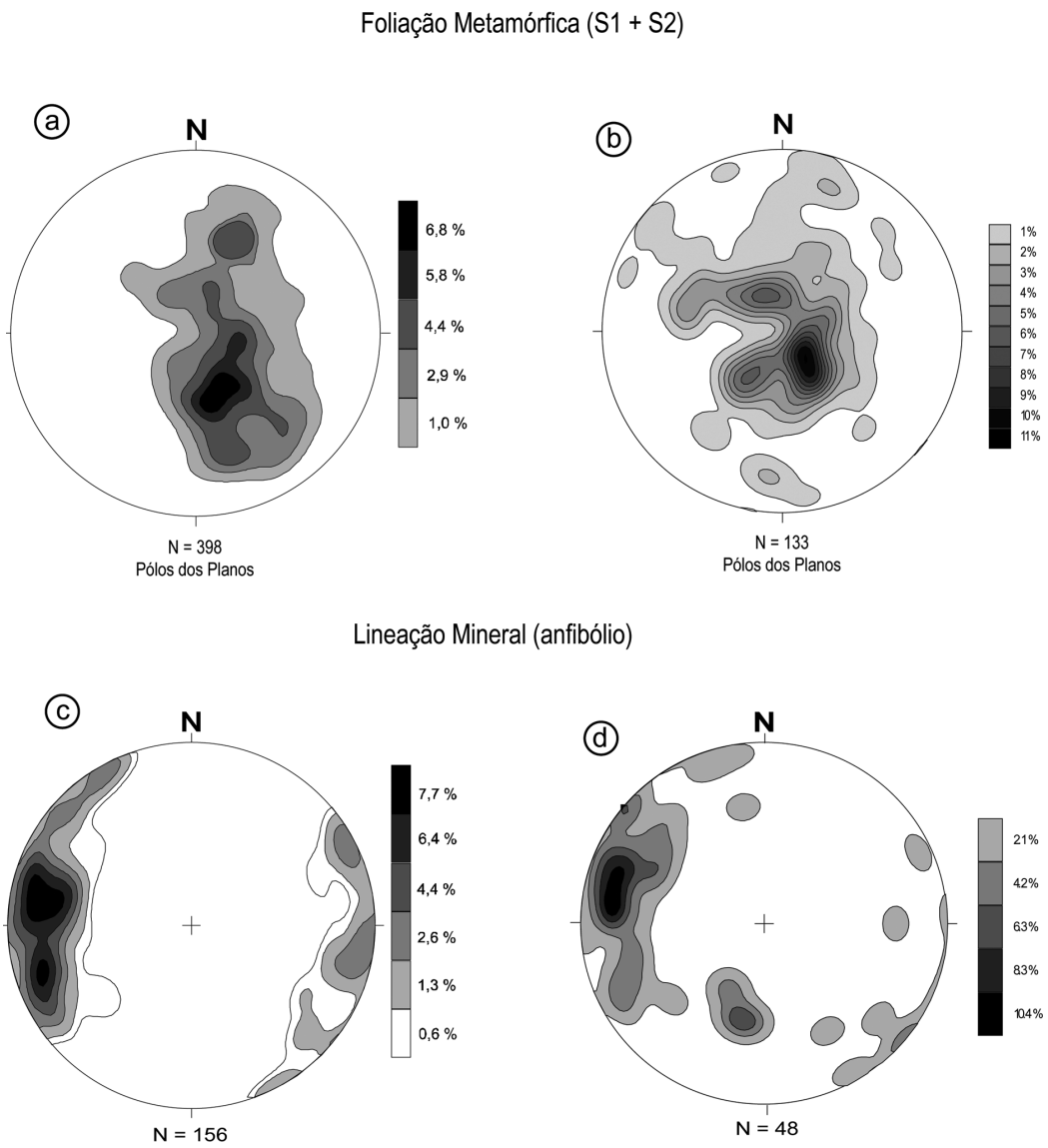

Figura 7 – Diagramas de freqüência de dados estruturais das rochas do CMB. A)Pólos dos planos de xistosidade de todas as rochas do CMB para a região de Itapema-Itajaí (UFRGS, inédito); B) Pólos dos planos de xistosidade das rochas metamáficas estudadas; C)Lineação mineral de todas os litotipos do CMB para a região de Itapema-Itajaí (UFRGS, inédito); D) Lineação mineral das rochas metamáficas estudadas.

epidoto (Fig. 8a).

A textura principal é nematoblástica média, caracterizada pela orientação de cristais prismáticos e subidioblásticos de actinolita e/ou hornblenda. Os espaços intersticiais estão ocupados por proporções variadas de plagioclásio e, subordinadamente, epidoto, minerais opacos e titanita. Estes espaços mostram forma irregular e/ou alongada e seus grãos formam textura granoblástica inequigranular interlobada média, gradando para granoblástica equigranular interlobada a poligonal, esta última uma variação observada no corpo que ocorre no Sertão do Valongo. Nos metabasaltos deste último corpo observa-se a textura blastoporfirítica e blastoamigdaloidal. A primeira é caracterizada por porfiroclastos de plagioclásio de forma prismática subédrica, com cerca de 0,3 a 1,8 mm, ocorrendo como agregados ou cristais isolados (Fig. 8b,c,d). De modo mais restrito, ocorrem porfiroclastos de clinopiroxênio reliquiar de forma equidimensional a subarredondada, com porção central incolor a verde claro e margem parcialmente transformada para anfibólio (Fig. 8e). A textura blastoamigdaloidal é caracterizada por agregados de quartzo de formas elipsóides e dimensões entre 0,7 e 2,5 mm (Fig. 8f).

O anfibólio ocorre na forma de actinolita e hornblenda. A hornblenda é predominante e ocorre em todos os corpos descritos. Mostra forma prismática alongada, subidioblástica, pleocróica, de verde azulado a verde, variando entre 0,2 e 0,5 mm. Possui forma prismática pouco alongada, subidioblástica com tamanho entre 0,1 e 0,5 mm e pleocroísmo que varia do verde ao castanho esverdeado claro. O plagioclásio metamór-

Tabela 1 – Análises modais dos minerais constituintes das rochas metamáficas, metaultramáficas e calci-silicáticas ocorrentes na região estudada.

	Metabasaltos Toleíticos													
Mineral/ Amostra	BR-01A	BR-02C	BR-08	BR-09	BR-11	BR-18A	BR-18C	BR-20B	BR-21A	PCA 5033B	PCA 5093	PCA 5231A	PCB 2049	PCB 4068A
Plagioclásio	20	8	31	25	16	12	23	42	15	49	8,5	10	30	20
Hornblenda	73	60	46	55	62	83	73	30	65	49	89	75	60	60
Actinolita	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Tremolita	---	15	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Diopsídio	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Quartzo	---	---	3	---	---	---	---	---	15	1	1	3	---	10
Epidoto	2	2	15	15	20	---	---	---	---	Tr	1	2	1	2
Sericita	---	---	0	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Titanita	1	5	3	3	1	---	2	---	---	Tr	2	10	4	1
Opacos	4	10	2	2	1	5	2	25	5	1	0,5	0,5	5	7
Biotita	---	---	---	---	---	---	---	3	---	---	---	---	---	---

	Metabasaltos cumuláticos							
Mineral/ Amostra	BR-03	BR-06	BR-12A	PCA 1058A	PCA 6022B	PCA 6092A	PCB 1005A	PCB 4070A
Plagioclásio	Tr	---	---	10	---	7	---	---
Microclínio		---	---	---	---	---	---	---
Hornblenda	---	---	---	82,5	19	83	44,5	95
Actinolita	65	---	50	---	---	---	---	---
Tremolita	28	96	35	---	74	---	44,5	---
Diopsídio	---	---	---	---	---	---	---	---
Quartzo	---	---	---	0	---	---	---	---
Epidoto	Tr	---	---	0,5	---	5	---	1
Sericita	---	---	---	---	---	---	---	---
Titanita	5	---	---	---	---	---	1	1
Opacos	2	4	15	7	7	5	10	3
Biotita	---	---	---	---	---	---	---	---
Calcita	---	---	---	---	---	---	---	---

	Rochas Calci-silicáticas								
Mineral/ Amostra	BR-05	BR-07	BR-14A	BR-14B	BR-17A	BR-17B	BR-23B	BR-25A	BR-25B
Plagioclásio	45	5	13	10	3	5	25	12	6
Microclínio	---	---	---	---	---	---	2	---	---
Hornblenda	---	75	---	---	---	---	---	---	85
Actinolita	---	---	55	24	70	65	---	---	---
Tremolita	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Diopsídio	50	3	---	---	---	---	55	65	---
Quartzo	---	7	15	20	15	17	15	20	4
Epidoto	3	3	---	---	---	---	---	---	5
Sericita	---	---	---	---	---	---	---	---	---
Titanita	1	5	---	1	10	10	3	3	---
Opacos	1	2	15	5	2	3	---	---	---
Biotita	---	---	2	---	---	---	---	---	Tr
Calcita	---	---	---	40	---	---	---	---	---

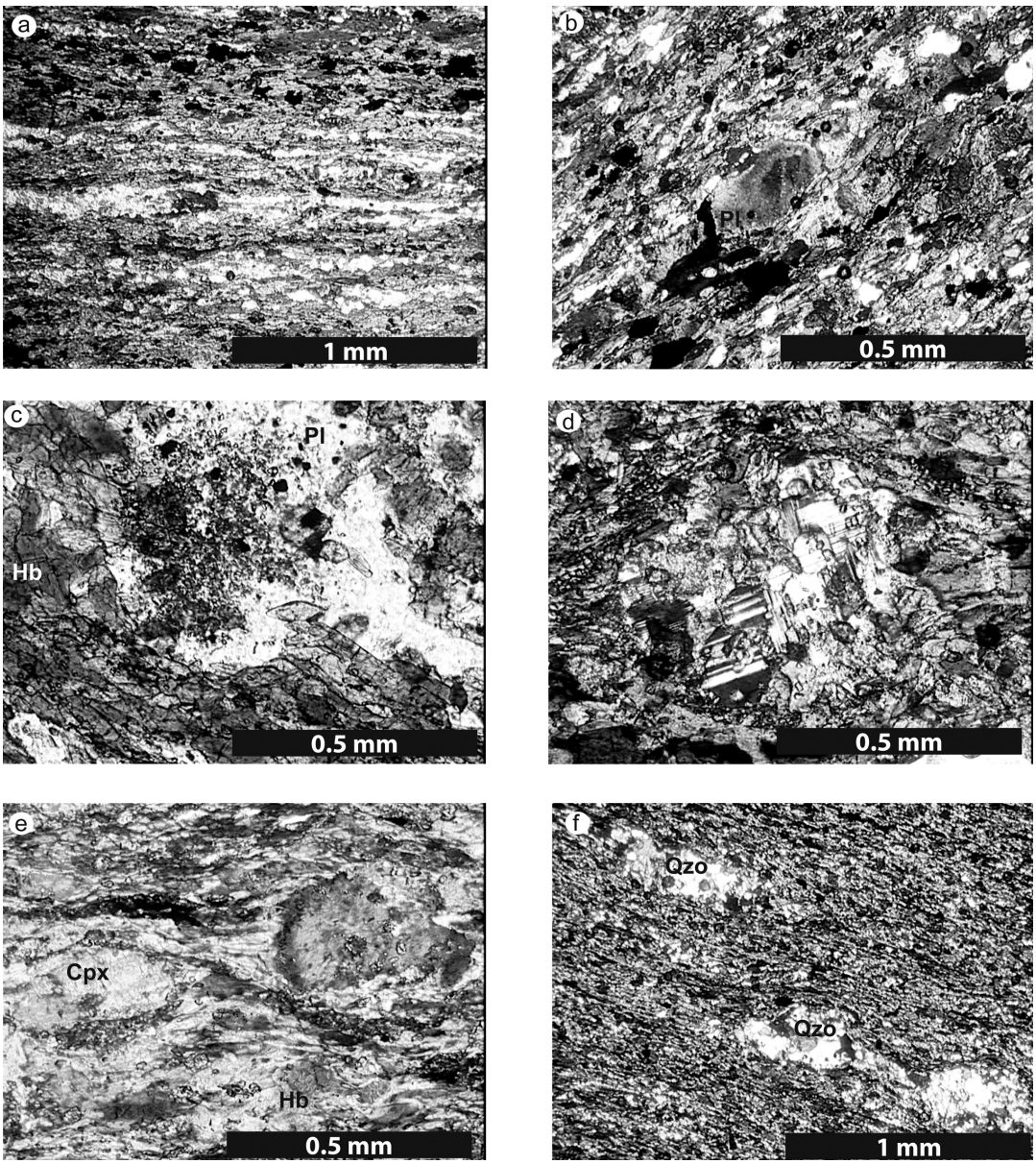

Figura 8 - Principais feições microestruturais e texturais associadas às rochas metamáficas. A) Xistosidade S_2 em xisto máfico (ep-plagioclásio-hornblenda xisto) ilustrando o desenvolvimento de um bandamento incipiente com segregação de níveis dominantes ricos em anfibólio com textura nematoblástica média e níveis granoblásticos a base de plagioclásio e pouco epidoto (Sertão de Santa Luzia); B) Textura blastoporfirítica ressaltando fenocristal de plagioclásio zonado de forma prismática pouco alongada e subédrica (Sertão de Santa Luzia); C) Detalhe de fenocristal de plagioclásio zonado com zonação normal definida pelo crescimento de epidoto na porção central do porfiroclasto (Sertão do Valongo); D) Detalhe do mesmo cristal de plagioclásio anterior, destacando a presença de macla complexa, luz polarizada (Sertão do Valongo); E) Porfiroclastos de cristais incolores de clinopiroxênio(?) envoltos por matriz nematoblástica definida pela orientação de hornblenda (Sertão do Valongo); F)Textura blastoamigdaloidal caracterizada por amígdalas de quartzo deformadas (Sertão de Santa Luzia).

fico apresenta-se na forma de diminutos cristais (0.05 mm a 0,2 mm) com forma equidimensional a poligonal e limites interlobados a retos. O plagioclásio reliquiar tem forma prismática pouco alongada a equidimensional, zonação normal, maclas polissintéticas regulares e tamanhos entre 0,3 e 2 mm. Em algumas amostras, os núcleos mais cálcicos estão marcados pelo crescimento de epidoto (Fig. 8c). Os minerais opacos apresentam duas formas distintas: como cristais equidimensionais subédricos, com cerca de 0,2 a 0,3 mm, e na forma de agregados de cristais xenoblásticos com cerca de 0,1 mm, orientados segundo a foliação. Estes últimos são oriundos da transformação do clinopiroxênio em anfibólio, enquanto os primeiros, mais comuns no corpo

do Sertão do Valongo, podem representar um cristal reliquiar de origem magmática. O epidoto, do tipo pistacita, é comumente encontrado na forma de cristais equidimensionais, subidioblásticos a xenoblásticos, variando de 0,05 a 0,2 mm de diâmetro. Por vezes, forma porfiroblastos subidioblásticos com cerca de 0,2 a 0,5 mm de diâmetro. A titanita ocorre na forma de finas franjas associadas a agregados alongados de minerais opacos xenoblásticos. Possui forma irregular e xenoblástica, e é incolor a castanho clara, com tamanho entre 0,02 a 0,1 mm.

Localizadamente, os metabasaltos são cortados por veios de composição granítica com cerca de 0.5 mm de espessura que interceptam a foliação em ângulo oblíquo. Mostram textura equigranular fina e são compostos por plagioclásio e hornblenda subédricos, com quartzo amebóide, epidoto e opacos. Também ocorrem veios de quartzo, com disposição concordante e discordante em relação à foliação, que apresentam textura granoblástica média (0,1 a 0,3 mm) a poligonal interlobada.

Xistos Máficos Estes litotipos constituem os corpos da região do Sertão de Santa Luzia, da porção norte do costão de Itapema e na Meia Praia. Estão associados e apresentam a mesma composição mineralógica que os metabasaltos, sendo considerados, neste trabalho, como uma variação petrográfica destes relacionada à intensidade de deformação. Os xistos máficos consistem de titanita-epidoto-plagioclásio-hornblenda xistos e epidoto-hornblenda-plagioclásio xistos, com proporções variadas entre plagioclásio e anfibólio. Apresentam cor preta e estrutura xistosa, definida pela orientação de cristais prismáticos de anfibólio, associada a uma destacada lineação mineral do anfibólio.

A textura principal é nematoblástica média, definida pela orientação de cristais prismáticos e subidioblásticos de actinolita e hornblenda, com textura granoblástica inequigranular interlobada média constituída por plagioclásio e, subordinadamente, epidoto, minerais opacos e titanita nos espaços intersticiais. Embora em menor escala, também é observada a textura blastoporfirítica, definida pela ocorrência localizada de porfiroclastos de plagioclásio de forma prismática subédrica envoltos pela foliação metamórfica (Fig.8b).

Intercaladas aos xistos máficos ocorrem camadas de rochas calci-silicáticas de disposição concordante com a foliação regional. Estas rochas possuem cor verde claro, aspecto maciço e composição à base de diopsídio, plagioclásio, quartzo, microclínio e epidoto. A estrutura pode ser maciça a foliada, ocorrendo também níveis regulares e contínuos de 3 a 10 mm de espessura ricos em diopsídio (1 a 7 mm), intercalados com níveis ricos em quartzo (1 a 3 mm), plagioclásio (1 a 4 mm) e epidoto (Fig. 9a). Secundariamente também são observados níveis mais ricos em epidoto-zoizita (1 a 2 mm). Apresenta textura granoblástica interlobada a poligonal, equigranular a inequigranular média (0,4 a 0,4 mm), desenvolvida por cristais de diopsídio, plagioclásio e quartzo (Fig. 9b). Também mostra textura por-

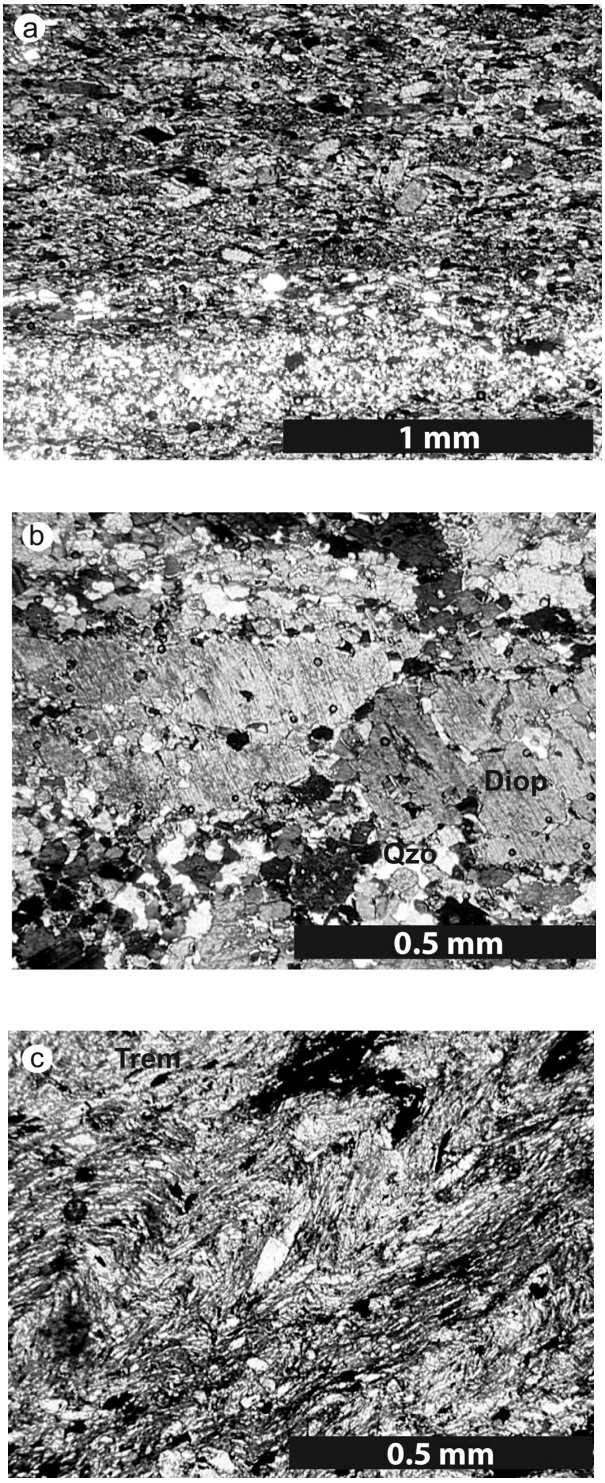

Figura 9 - Principais feições microestruturais e texturais associadas às rochas metaultramáficas e xistos calci-silicáticos. A) Xisto calci-silicático com bandamento reliquiar definido pela intercalação de níveis ricos em anfibólio e níveis ricos em quartzo, com plagioclásio, microclínio e epidoto, Ponta do Engodo ; B) Rocha calci-silicática composta por quartzo, plagioclásio, epidoto e porfiroblastos de diopsídio (Diop), Ponta do Engodo; C) Clivagem de crenulação S_2 em tremolita xisto caracterizada pelo dobramento de foliação S_1 e geração das dobras F_2, Sertão de Santa Luzia.

firoblástica caracterizada pelo crescimento de cristais prismáticos e alongados de epidoto com disposição discordante a perpendicular ao acamadamento. Estas rochas também se encontram próximas aos limites das intrusões leucograníticas que cortam a foliação principal ao longo de S_2. Apesar da composição mineral, o aspecto maciço, o crescimento desorientado de porfiroblastos de epidoto e diopsídio e a íntima associação espacial com as intrusões ígneas podem sugerir que estas rochas representem interações de contato entre as intrusões graníticas tabulares e os xistos máficos.

Xistos Magnesianos Os xistos magnesianos estão representados por tremolita xistos, actinolita-tremolita xistos e, subordinadamente, opacos-plagioclásio-actinolita-tremolita xistos. A textura principal é nematoblástica média, definida por cristais subidioblásticos de anfibólio de tamanho médio entre 0,4 e 0,8 mm (Fig. 9c). De modo restrito observa-se a textura porfiroblástica, marcada por cristais de anfibólio de tamanho entre 0,8 e 1,5 mm e, subordinadamente, textura granoblástica interlobada a poligonal fina a média, com plagioclásio de tamanhos entre 0,05 e 0,1 mm. Os minerais opacos estão dispostos na forma de agregados xenoblásticos, alongados com cerca de 0,5 a 1,5 mm e orientados segundo a foliação S_2. O epidoto constitui agregados de forma irregular e xenoblástica com tamanho entre 0,1 e 0,2 mm e está associado à transformação do plagioclásio cálcico.

São identificadas injeções de composição trondjemítica de 2 a 3 centímetros de espessura, compostos por plagioclásio, quartzo, biotita e hornblenda. O quartzo e o plagioclásio apresentam textura granoblástica interlobada a poligonal fina (0,1 a 0,2 mm). A hornblenda e a biotita são xenoblásticas e têm tamanho entre 0,1 e 0,5 mm.

LITOGEOQUÍMICA A caracterização geoquímica das rochas estudadas está fundamentada nos resultados analíticos de 18 amostras representativas, sendo 12 de metamáficas e 6 de metaultramáficas (Tabela 2). As rochas analisadas não mostram indícios petrográficos de alteração hidrotermal e intempérica, apresentando valores de perda ao fogo em torno de 1 % para a maioria das amostras, sendo que duas amostras das rochas ultramáficas atingem valores de até 4 %. Para avaliar o comportamento geoquímico das rochas estudadas, as amostras foram representadas em diagramas gerais de classificação química de séries magmáticas e em diagramas bivariantes, utilizando-se o número de Mg (#Mg = (100 x MgO /[MgO+FeOt] em % molecular) como parâmetro de diferenciação.

Todas as rochas têm composição básica, apresentando teores de elementos maiores e traços similares àqueles encontrados em rochas vulcânicas de ambientes fanerozóicos. Esta característica associada com a regularidade composicional pode indicar que os metabasaltos e os xistos máficos e ultramáficos são os equivalentes metamórficos de tais rochas vulcânicas e conservam em alto grau sua composição ígnea. Esta conclusão também é indicada pelas altas razões Cr/Th (entre 152 e 484) e baixas razões Th/La (entre 0,09 e 0,17) que as distinguem das rochas sedimentares (Taylor & McLenan, 1985) e confirmam sua composição ígnea (Rollison, 1996).

Os teores de SiO_2 variam entre 45 e 48 % para as rochas ultramáficas e entre 45 e 52 % para as rochas máficas, enquanto o número de Mg # varia entre 48 e 74, para as rochas ultramáficas e 35 e 65 para as rochas máficas (Tabela 2). A disposição das amostras nos diagramas bivariantes, utilizando o número de magnésio como índice de diferenciação, ressalta o desenvolvimento de tendências (*trends*) curvilíneas e retilíneas no comportamento dos elementos maiores e traços, sugerindo que os mesmos se mantiveram imóveis durante o metamorfismo e produziram tendências consistentes (Figs 10 e 12). Desta maneira, podem ser usados para inferir a origem e a afinidade tectônica destas rochas.

Apesar da superposição em diversos diagramas, observam-se tendências distintas entre as rochas metamáficas metaultramáficas, principalmente, com relação ao TiO_2, K_2O, P_2O_5 e MgO (Figs. 10 e 11). Destacam-se as tendências obtidas para diversos óxidos, com empobrecimento significativo de MgO e relativo de CaO, e aumento dos teores de FeOt, Al_2O_3, TiO_2, P_2O_5, Na_2O e K_2O, com relação à diminuição do teor de # Mg (Fig.10).

A disposição dos elementos traços das rochas metamáficas e metaultramáficas também caracteriza as diferenças composicionais existentes entre as mesmas. Observa-se o aumento acentuado dos teores de Zr, Y, Ni e Sr e diminuição dos teores de Cr, Ni e Co nas rochas metamáficas. Ainda, os valores elevados de Cr destas rochas indicam que a amostra parental da suíte é um magma primário. *A*s rochas metaultramáficas mostram em geral, uma superposicao de dados com as máficas, mostrando entretanto, teores um pouco mais elevados de Zr, Ni e Co para algumas amostras (Fig.11).

A disposição das amostras no diagrama TAS de classificação (Middlemost, 1985) indica o caráter subalcalino e saturado em sílica; as rochas metamáficas se posicionam no campo dos basaltos e basaltos andesíticos e as rochas metaultramáficas posicionam-se dominantemente no campo dos basaltos, com exceção de uma amostra que está no campo dos picritos (Fig. 12). A disposição das amostras no diagrama de Jensen (1976) classifica as rochas metamáficas como basaltos toleíticos e as metaultramáficas como basaltos komatiíticos e picritos komatiíticos (Fig. 13). As rochas metamáficas e metaultramáficas mostram caráter toleítico, posicionando-se acima do limite do campo que divide as rochas toleíticas e cálcico-alcalinas de Kuno (1968) (Fig.14). A projeção das análises das amostras metamáficas e metaultramáficas nos diagramas com razões de elementos de baixa mobilidade de Winchester & Floyd (1977) também caracteriza uma composição de basaltos subalcalinos (Fig.15). Ambos os corpos são dominantemente toleítos hiperstênio-normativos com valores mo-

Tabela 2 – Composição química em termos de elementos maiores e traços das amostras selecionadas de rochas metamáficas e metaultramáficas ocorrentes na região estudada.

	Rochas Metamáficas											
	BR-01A	BR-02C	BR-08	BR-09	BR-11	BR-18A	BR-18C	BR-20B	BR-21A	PCA 55231A	PCB 2049A	PCB 4068A
SiO2	48,56	46,36	45,82	46	52,84	44,24	51,08	47,5	51,83	49,34	48,52	52,09
Al2O3	10,42	10,27	9,6	11,17	12,22	7,62	12,34	10,94	11,32	10,63	9,84	13,72
TiO2	2,08	2,27	2,64	1,84	4,19	1,66	2,47	1,25	1,39	2,86	1,99	1,45
Fe2O3	16,89	13,09	13,1	14,79	12,9	16,97	13,42	13,78	13,85	14,34	12,21	12,69
MnO	0,17	0,14	0,18	0,19	0,1	0,19	0,18	0,27	0,16	0,14	0,17	0,14
MgO	7,83	12,98	8,94	8,23	3,86	16,56	6,5	10,72	7,49	6,71	11,58	6,63
Cão	8,42	9,66	14,65	12,96	7,64	9,22	8,18	10,84	10,99	12,49	11,2	8,26
Na2O	3,3	1,75	0,66	1,37	3,04	0,42	3,48	1,66	0,78	0,61	1,77	2,7
K2O	0,11	0,2	1,34	1,13	0,24	0,07	0,22	0,13	0,34	0,49	0,14	0,15
P2O5	0,19	0,28	0,42	0,24	0,41	0,12	0,22	0,06	0,12	0,3	0,15	0,1
H2O+	1,22	1,64	0,99	0,78	0,66	2,88	1,08	1,24	1	0,71	1,75	0,98
Total	99,18	98,64	98,34	98,69	98,1	99,96	99,19	98,39	99,28	98,61	99,33	98,92
Y	21,1	29,8	42,4	32	39,5	0	45,1	23	23	33,3	19	29,6
Ni	382,7	270,8	312,9	312,4	74,7	664,3	59,7	810,6	320,9	140,8	251,1	194,9
Co	117,7	95,1	106,1	110,3	86,4	153,7	89,7	130,1	108,1	95,4	76,2	78,9
Ga	23,3	25,1	23,3	24,8	25,8	18,1	27,4	23,3	21,8	30,4	20	26,3
Sr	219,9	162,7	344,7	1978,7	342,7	23,4	132,6	120	506,6	1161,9	170,3	470,4
Zr	78,6	86,8	85,2	175,9	179,3	41,8	97,8	42	70,4	160,1	80,2	75,9
Nb	32,5	33,5	40,2	39	59,6	0	28,2	13,7	17,4	31,5	25,9	16,9
Rb	29,4	29,4	105,5	29,4	29,4	0	29,4	29,4	29,4	29,4	25	29,4
Cr	577	1179,4	531,2	545,3	28,8	1849,4	258,4	918,4	628,9	320,5	1209,6	672,3
Ba	83,8	138,4	765	375,2	265,3	348,9	103,8	51	46,3	317,1	110,4	88,6
V	264	240		281	290	152			220			
Zn	100	120		120	80	115			90			
Rb	3	4		29	14	0			0			
Sr	196	148		1925	315	88			468			
La	12,9	14,4		35	29,1	16,7			10,4			
Ce	35,3	39,9		57,3	56,5	25,6			22			
Pr	4,11	4,69		8,52	8,14	5,1			2,92			
Nd	18,5	21,3		34,1	36,1	20,4			12,5			
Sm	4,7	5,5		6,9	9	5,18			3,3			
Eu	1,74	2,13		2,52	3,3	1,7			1,21			
Gd	5	5,8		6,3	8,2	5,39			3,4			
Tb	0,8	0,9		1	1,4	0,81			0,6			
Dy	4,3	5		5,6	7,3	4,18			3,9			
Ho	0,7	0,9		1	1,2	0,73			0,7			
Er	1,7	2,3		2,5	2,9	1,89			1,9			
Tm	0,22	0,29		0,33	0,35	0,24			0,27			
Yb	1,3	1,7		1,9	1,9	1,38			1,6			
Lu	0,17	0,24		0,25	0,26	0,196			0,22			
Hf	3,2	3,3		3,2	6,7				2,2			
Ta	1,3	3,8		1,6	2,5	2,59			0,7			
Th	2	1,9		3,1	3,5	31,6			1,8			

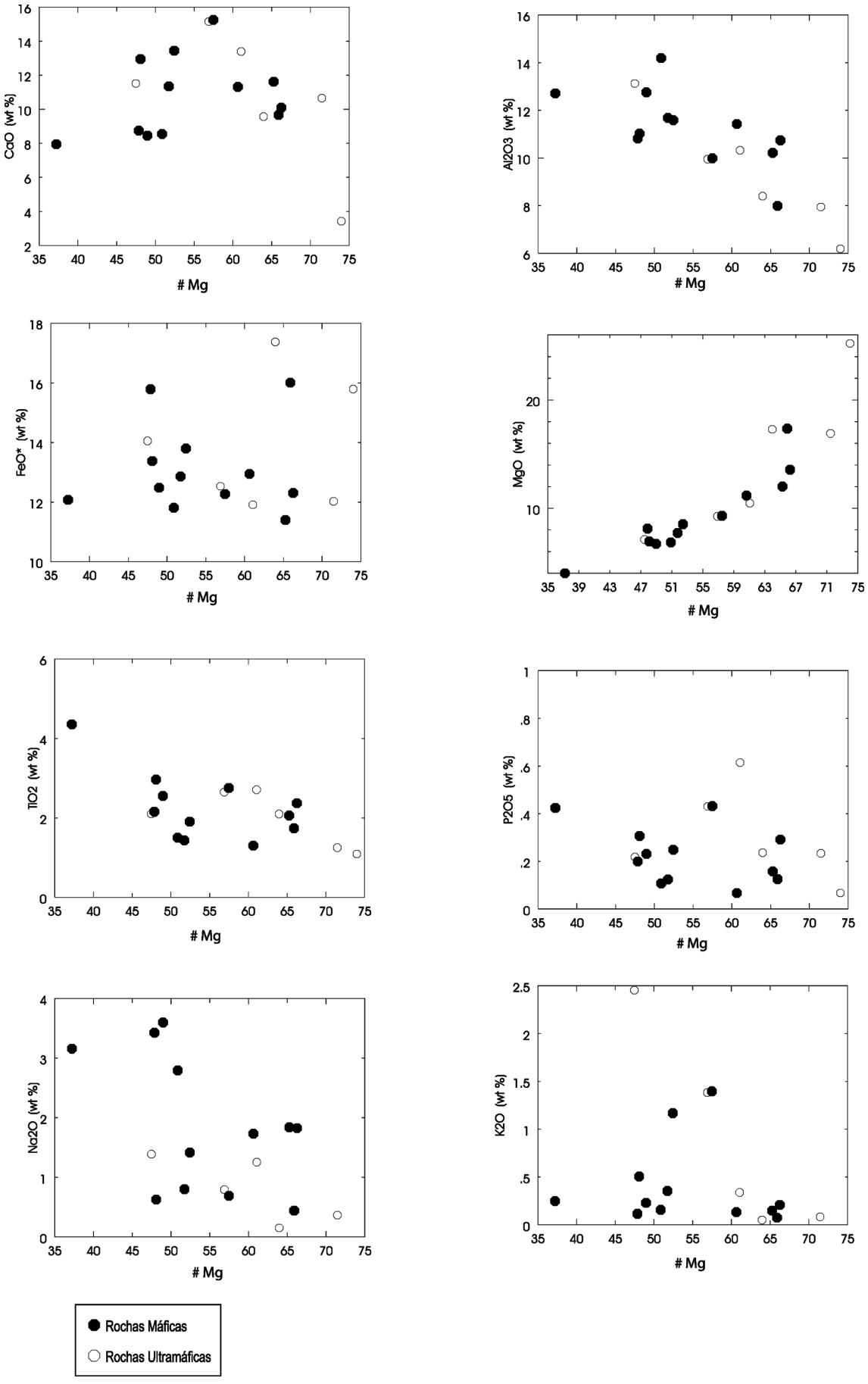

Figura 10 – Diagramas de variação dos elementos maiores (%) utilizando # Mg como índice de diferenciação. # Mg = Mg/(Mg+Fe)(molar), com $Fe_2O_3/FeO = 0,15$. Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

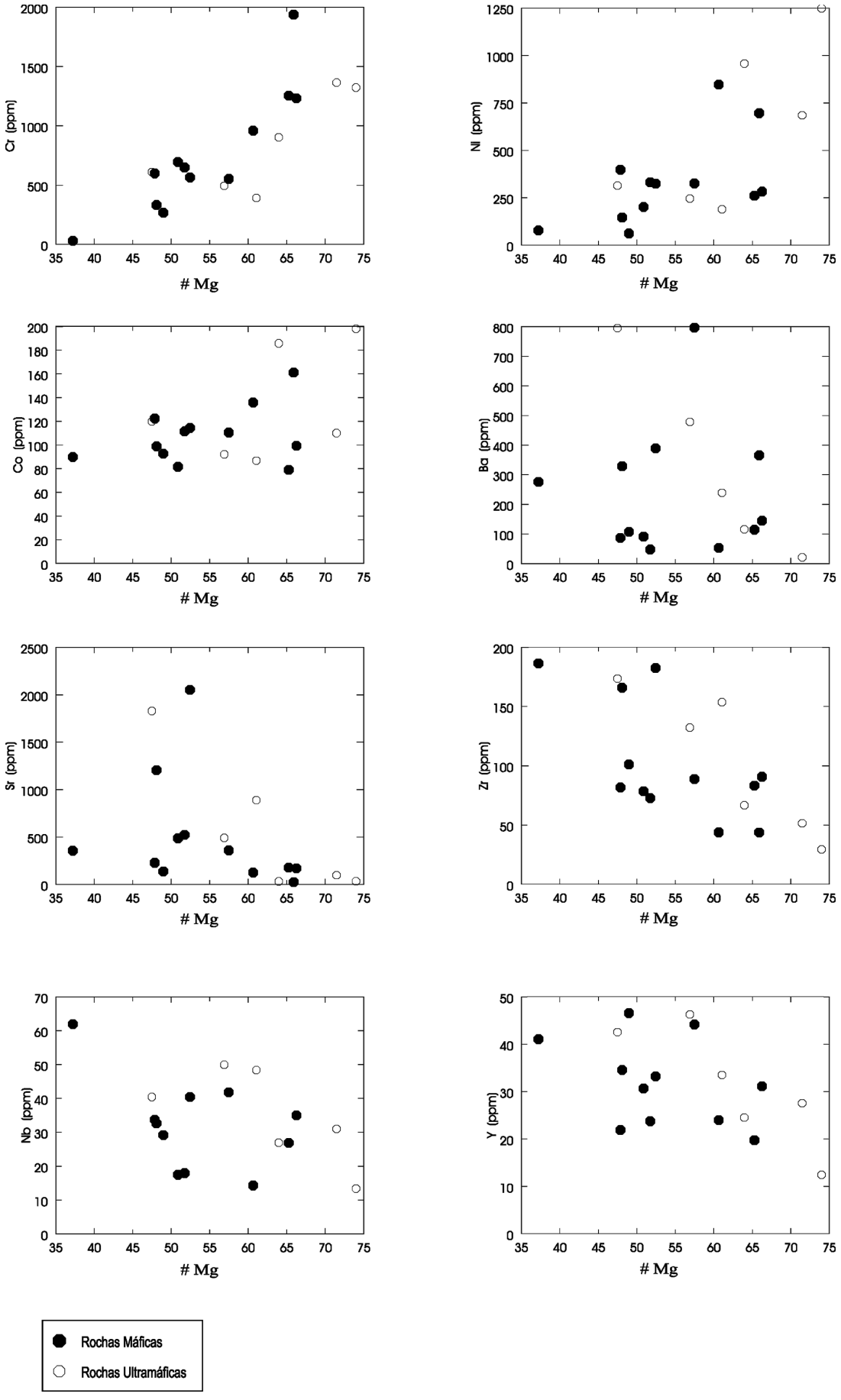

Figura 11 – Diagramas de variação dos elementos menores e traços (ppm) utilizando # Mg como índice de diferenciação. # Mg = Mg/(Mg+Fe)(molar), com $Fe_2O_3/FeO = 0,15$. Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

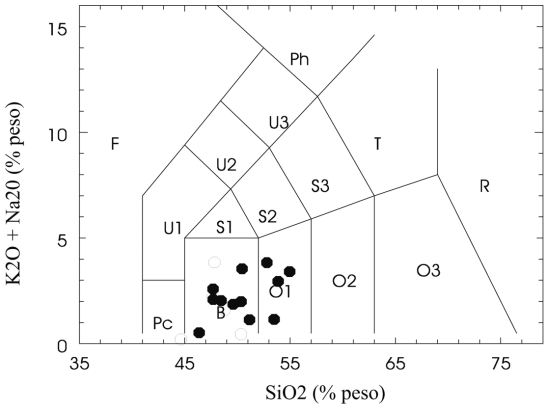

Figura 12 – Diagrama álcalis total versus sílica (TAS – Le Bas et al. 1986) contendo as amostras das rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema. Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

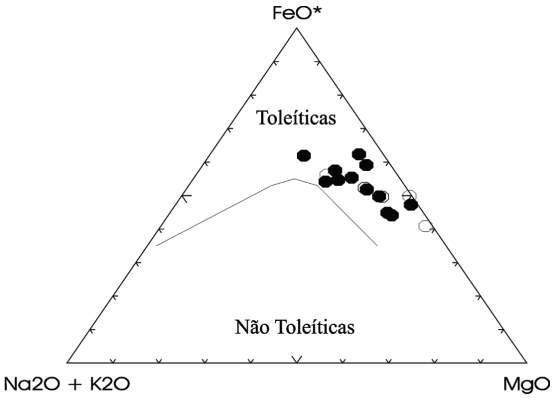

Figura 14 – Disposição das rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema no diagrama de Irvine & Baragar (1971). Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

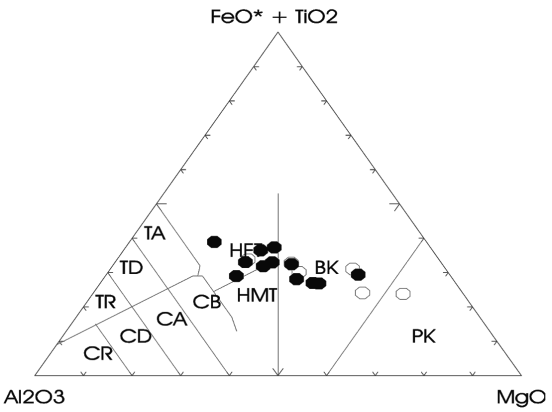

Figura 13 – Diagrama Feot+TiO_2-Al_2O_3-MgO de Jensen (1976) para as amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas. Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

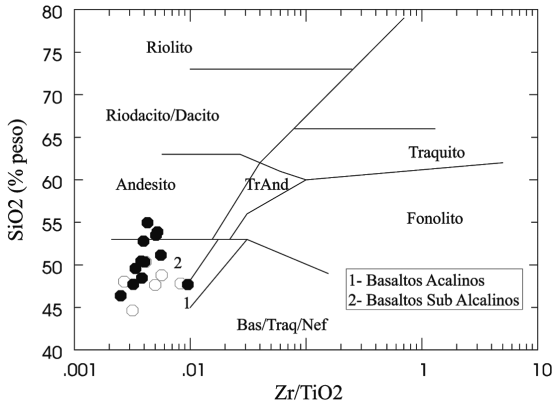

Figura 15 – Diagrama (Zr/TiO_2) versus SiO_2 de Winchester & Floyd (1977) contendo as amostras das rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema. Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

dais entre 3 e 32 para as rochas metamáficas e entre 4 e 62 para as rochas metaultramáficas. (Tab. 3).

Os padrões de elementos terras-raras normalizados pelo condrito dos dois conjuntos de rochas mostram uma disposição semelhante, apresentando um padrão muito fracionado caracterizado pelo enriquecimento de ETR leves e empobrecimento de ETR pesados (Fig.16). As anomalias de Eu são muito pequenas, com uma maior variação dos teores gerais totais dos ETR para as rochas metamáficas. As razões de $(La/Yb)_N$ variam entre 4,7 e 13,2 para as rochas metamáficas e entre 10,9 e 13,3 para as rochas metaultramáficas.

A distribuição dos elementos traços no diagrama multi-elementar também ressalta a ampla superposição composicional entre as rochas metamáficas e metaultramáficas, destacando as anomalias negativas de Zr e Y (Fig.17).

A comparação dos teores de elementos terras raras e traços das amostras de rochas metamáficas estudadas com a composição média determinada para ambientes geotectônicos, reconhecidos no Fanerozóico, destaca a semelhança com os basaltos da Bacia do Paraná e, em parte, com rochas relacionadas à subducção continental (Figs. 16 e 17).

Os diagramas de discriminação tectono-magmática baseados em elementos traços representam o maior grupo de diagramas que podem ser utilizados para a distinção de ambientes tectônicos. A disposição das amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas nos diagramas discriminantes de ambientes tectônicos gerados por Pearce & Cann (1973), Wood (1980), Mu-

Tabela 3 - Composição mineral normativa (CIPW) para as rochas metamáficas e metaultramáficas da região estudada.

	Rochas Metamáficas											
Mineral/ Amostra	BR-01A	BR-02C	BR-08	BR-09	BR-11	BR-18A	BR-18C	BR-20B	BR-21A	PCA-5231A	PCB-2049A	PCB-4068A
Q	1,1	1,1	4,24	2,25	16,85	6,75	8,2	5,15	17,48	15,84	4,65	12,06
Or	0,9	0,9	8,14	7,02	1,55	0,55	1,33	0,79	2,38	2,96	0,85	0,91
Ab	17,38	17,38	5,73	14,44	29,4	3,6	29,98	14,44	8,93	5,27	15,33	23,3
An	19,27	19,27	19,77	19,93	17,09	18,5	17,72	22,63	24,96	25,32	18,93	25,37
Lc	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ne	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
C	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ac)	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ns	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Di wo	11,19	11,19	21,87	17,78	7,42	12,26	9,33	13,52	11,86	15,11	15,5	6,64
Di en	9,65	9,65	18,85	15,33	6,4	10,57	8,04	11,65	10,22	13,03	13,36	5,72
Di fs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Hy en	24,27	24,27	4,11	5,13	2,78	32,05	8,52	15,93	8,09	4,11	16,31	11,2
Hy fs	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol fo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ol fa	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mt	0,5	0,5	0,6	0,64	0,34	0,54	0,6	0,91	0,53	0,47	0,57	0,47
He	12,86	12,86	13,04	15,04	13,07	13,36	13,27	13,56	13,84	14,32	12,12	12,64
Il	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ap	0,69	0,69	0,94	0,59	1,01	0,59	0,49	0,13	0,31	0,67	0,34	0,22
Total	97,8	97,8	97,29	98,14	95,91	98,78	97,48	98,72	98,61	97,08	97,96	98,52

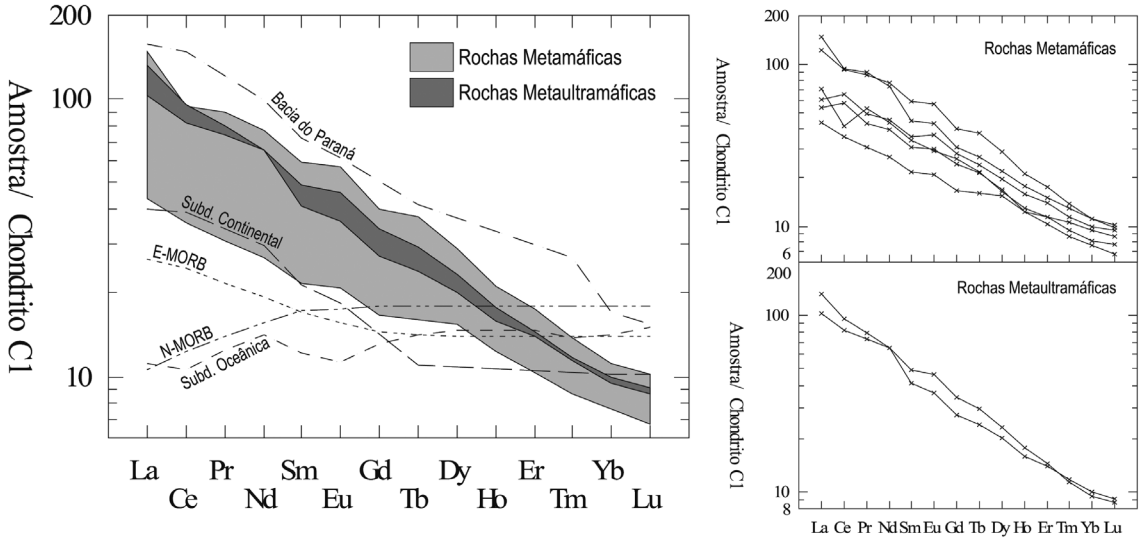

Figura 16 – Abundância dos Elementos Terras Raras das rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema normalizados pelo condrito (Sun, 1982). Padrões comparativos para basaltos: E-MORB e N-MORB (Wilson, 1989), Subducção Oceânica (Wharton et al. 1995), Subducção continental (Tormey et al. 1991), Toleítos Continentais (Bacia do Paraná, Bellieni et al. 1986).

Tabela 3 - Cont.

	Rochas Metaultramáficas					
	BR-03	BR-06	BR-12	PCA-6092	PCB-1005A	PCB-4070A
Q	3,27	2,98	1,64	6,14	2,85	7,05
Or	8,12	0	14,24	2	0,31	0,49
Ab	7,77	0	13,85	10,5	1,23	3,06
An	18,6	16,36	20,3	21,18	21,68	19,51
Lc	0	0	0	0	0	0
Ne	0	0	0	0	0	0
C	0	0,09	0	0	0	0
Ac)	0	0	0	0	0	0
Ns	0	0	0	0	0	0
Di wo	21,62	0	14,36	17,06	9,83	13,09
Di en	18,64	0	12,38	14,71	8,47	11,28
Di fs	0	0	0	0	0	0
Hy en	3,91	61,98	4,74	11,16	33,97	30,43
Hy fs	0	0	0	0	0	0
Ol fo	0	0	0	0	0	0
Ol fa	0	0	0	0	0	0
Mt	0,63	0,48	0,6	0,6	0,58	0,57
He	13,7	16,92	15,42	12,65	18,54	12,79
Il	0	0	0	0	0	0
Ap	1,01	0,14	0,51	1,32	0,5	0,5
Total	97,27	98,93	98,03	97,33	97,95	98,76

llen (1983) e Meschede (1986) ressalta a semelhança composicional dos magmas estudados com as rochas básicas geradas em ambientes intraplaca e E-MORB. Dentre estes, os diagramas propostos por Pearce & Cann (1973) classificam as amostras analisadas em basaltos intraplaca e toleítos oceânicos (Figs.18 e 19). Nas relações estabelecidas por Wood (1980), as amostras se dispõem no campo das rochas toleíticas intraplaca (Figs. 20 e 21). Nas relações definidas por Meschede (1986), também caem no limite dos campos dos basaltos alcalinos e toleíticos. campo das rochas intraplaca (Fig.22). Não há relação entre a composição dos basaltos estudados e aqueles gerados em ambientes de subducção para os diagramas de discriminação tectono-magmática.

CONSIDERAÇÕES FINAIS Os trabalhos de mapeamento geológico associados com a análise petrográfica e estrutural permitiram separar as rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema em metabasaltos, anfibólio xistos e tremolita xistos que, juntos, constituem uma seqüência vulcânica. Os dados estruturais e petrográficos indicam que estas litologias representam antigos derrames vulcânicos que ocorreram na bacia sedimentar que deu origem ao Complexo Metamórfico Brusque. Esta consideração está fundamentada na disposição destas rochas como lentes finas intercaladas às litologias das seqüências metassedimentares clásticas e químicas e pela presença de texturas ígneas reliquiares (blastoporfirítica e blastoamigdaloidal e blastoglomeroporfirítica).

As associações mineralógicas identificadas através da análise petrográfica das rochas metamáficas e metaultramáficas são indicativas de transformações metamórficas geradas sob condições da facie xisto verde

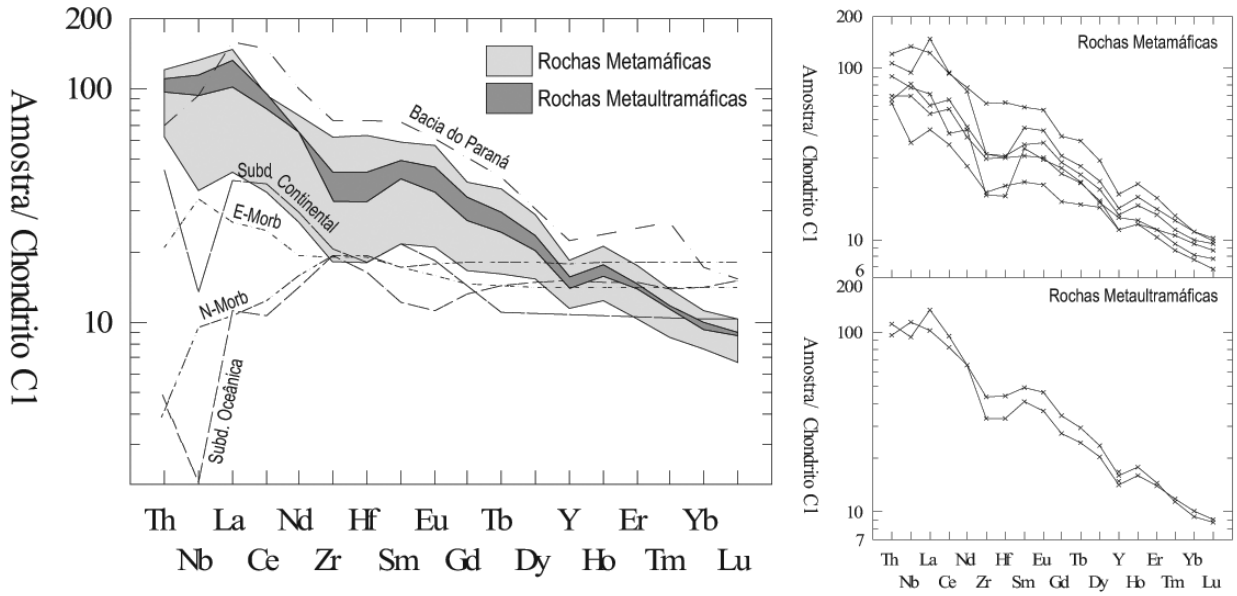

Figura 17 – Diagrama multi-elementares normalizados pelo condrito (Sun, 1982) para as amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas estudadas. Padrões comparativos para basaltos: E-MORB e N-MORB (Wilson, 1989), Subducção Oceânica (Wharton et al. 1995), Subducção continental (Tormey et al. 1991), Toleítos Continentais (Bacia do Paraná, Bellieni et al. 1986).

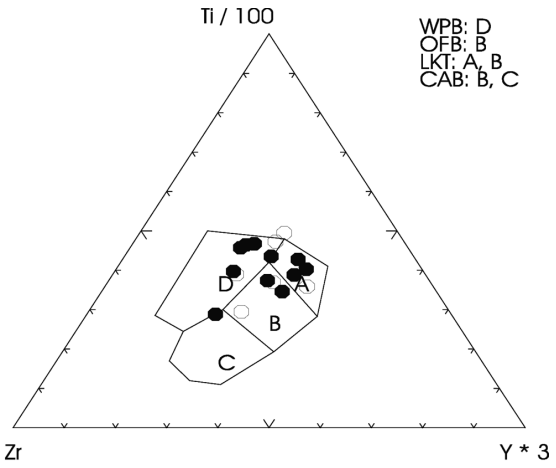

Figura 18 – Disposição das amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema no diagrama Ti/100-Zr-Yx3 de Pearce & Can (1973) com a subdivisão dos campos dos basaltos intraplaca (WPB), basaltos de fundo oceânico (OFB), Toleíticos de baixo-K (LKT) e basaltos de arcos continentais (CAB). Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

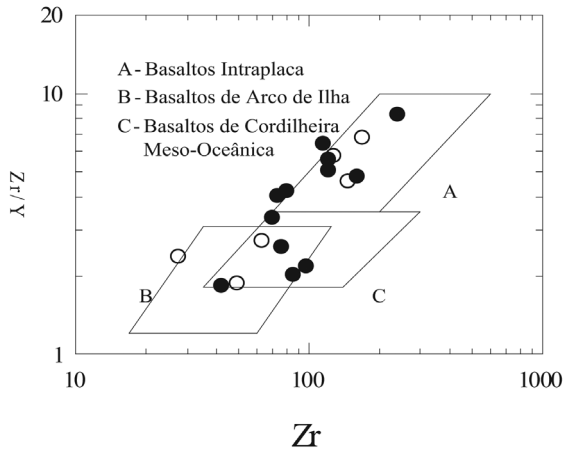

Figura 19 – Diagrama Zr-Zr/Y de Pearce & Can (1973) para as amostras de rochas estudadas. Simbologia: Circulo vazado: rochas metaultramáficas, circulo cheio: rochas metamáficas.

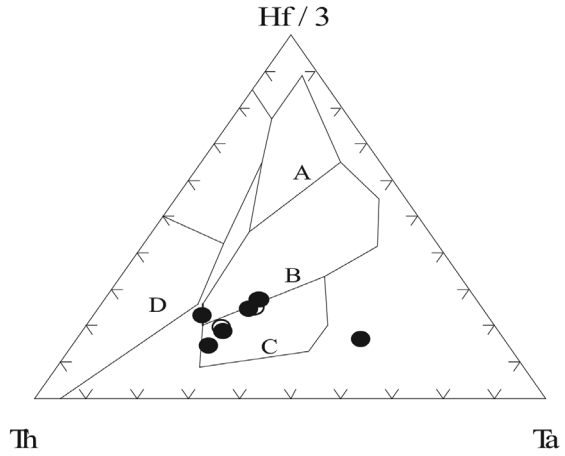

Figura 20 – Disposição das amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema no diagrama Hf/3-Th-Ta (Wood, 1980). Campos A: N-MORB, B: E-MORB e toleitos intraplaca, C: basaltos intraplaca alcalinos ou toleíticos, D: basaltos de margem de placas destrutivas.

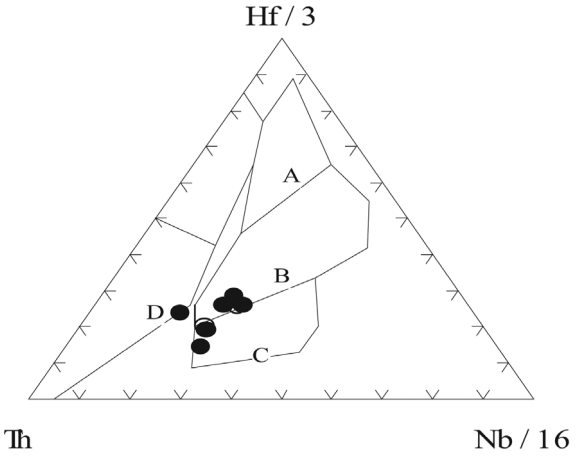

Figura 21 – Disposição das amostras de rochas metamáficas e metaultramáficas da região de Itapema no diagrama Hf/3-Th-Nb/16 (Wood, 1980). Mesmos campos da figura 20.

superior e anfibolito inferior. Por meio dos dados petrográficos, pode-se estimar que o metamorfismo ocorreu em um intervalo de temperatura de 450º a 600ºC e pressões inferiores a 6-7 Kbares (Butcher & Frey, 1994).

Os dados geoquímicos dispostos nos diagramas bivariantes permitiram reconhecer que as rochas metaígneas estudadas compõem duas unidades magmáticas distintas, de afinidade toleítica, compostas respectivamente por basaltos e rochas ultramáficas cumuláticas. O desenvolvimento de tendências definidas e alongadas para os elementos maiores e traços das rochas metamáficas e metaultramáficas sugere que os mesmos foram imóveis durante o processo de metamorfismo. Entretanto, há diferenças entre as tendências de fracionamento entre as duas unidades magmáticas, indicando que as rochas metamáficas, de um lado, e metaultramáficas, de outro, representam unidades cogenéticas que evoluíram por processos de cristalização fracionada e/ ou AFC (assimilação e cristalização fracionada). Por outro lado, os metaultramafitos não apresentam plagioclásio modal ou seus equivalentes metamórficos, o que pode ser um indício de que o protólito destas rochas seriam piroxênitos originados pela segregação por fluxo de um magma rico em fenocristais de ortopiroxênio. Este argumento é sustentado pelo baixo teor de Al2O3 e pelo alto teor de Cr. Ainda, as anomalias negativas de Zr e Y nestas rochas seriam em decorrência do baixo coefieciente de fracio-

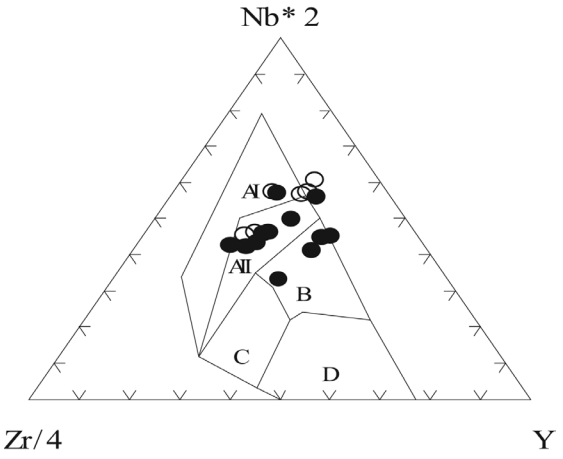

Figura 22 – Diagrama Nbx2-Zr/4-Y de Meschede (1986) para as amostras de rochas estudadas. Campos AI-II: basaltos alcalinos intraplaca, AII-C: basaltos toleíticos intraplaca,B: P-MORB, D: N-MORB, C-D: Basaltos de arcos vulcânicos.

namento destes elementos no ortopiroxênio. Neste caso, o diagrama proposto por Jensen (1986) que as classifica como basaltos komatiíticos não teria validade porque este foi desenvolvido para líquidos e não para cumulatos.

Desta maneira, a diminuição acentuada dos teores de MgO, Ni e Cr nas rochas metamáficas e metaultramáficas é indicativa do fracionamento de olivina e/ou ortopiroxênio, enquanto a diminuição dos teores de CaO a partir do # Mg=57, acompanhado pelo aumento do teores de Sr é sugestiva do fracionamento mais tardio de clinopiroxênio. O aumento dos teores de FeOt, Al_2O_3, TiO_2, P_2O_5, Na_2O e K_2O, acompanhados por Sr, Ba, Zr e Y desfavorece a ocorrência de cristalização inicial de plagioclásio, apatita e óxidos de ferro e titânio.

As anomalias negativas de Nb e Th em comparação ao La nas rochas metamáficas e metaultramáficas são sugestivas de que a evolução da área pode ter envolvido a fusão de fontes mantélicas que tenham sido modificadas por fluídos relacionados a um evento de subducção precedente de idade Paleoproterozóica, associado a formação dos ortognaisses do Complexo Granulítico de Santa Catarina. Ainda, o relativo empobrecimento em Th, pode ser relacionado a fontes que tenham sido enriquecidas antes de 2 Ga, pois nesta época, não ocorria a oxidação do Th na crosta, assim, este não era reintroduzido no manto. As pequenas diferenças composicionais em termos de elementos maiores e traços provavelmente refletem o fracionamento e a acumulação de cristais durante os processos de diferenciação magmática.

A integração dos dados geológicos e geoquímicos indica que as associações vulcânicas identificadas representam episódios vulcânicos associados ao desenvolvimento de um *rift* continental. Os magmas gerados apresentam composição compatível com derivação a partir de fontes de natureza mantélica enriquecida em elementos continentais.

Agradecimentos Os autores agradecem ao CNPq (processo Nº 473847/2006-0) e ao projeto PRONEX-CNPq/FAPERGS (Nº 04/0825-3), pelo suporte financeiro que permitiu a realização dos trabalhos de campo e laboratório, e ao CNPq (processo Nº 309232/2003-1, de Ruy Paulo Philipp) pela concessão de bolsa de produtividade. Os autores agradecem aos geólogos e colegas Andréia Sander (CPRM), João Ângelo Toniolo (CPRM) e Flávio França Nunes da Rocha pela disposição de dados e informações, ao prof. Lauro V. S. Nardi pelas sugestões e críticas, e aos revisores anônimos da RBG pela revisão, discussão e sugestões ao texto final.

Referências

Almeida F.F.M. 1967. Origem e Evolução da Plataforma Brasileira. Rio de Janeiro, DNPM-DGM, Boletim 241, 36p.

Basei M.A.S. 1985. *O Cinturão Dom Feliciano em Santa Catarina*. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 190pp.

Basei M.A.S. & Teixeira W. 1987. Geocronologia do Pré-Cambriano/Eopaleozóico de Santa Catarina, *In:* Silva, L.C & Bortoluzzi, C.A. Eds. *Texto explicativo para o mapa geológico de estado de Santa Catarina - 1:500.000*. Florianópolis, DNPM/CPRM, pp.:91-130

Basei M.A .S. 1990. O Grupo Brusque: uma evolução monocíclica. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 36, Natal, *Anais*, **6:** 2649-2657.

Bellieni G., Comin-Chiaramonti P., Martinez L. A., Maerques L. S., Melfi A. J., Nardy A. J. R., Piccirillo E. M., Stolfa D. 1986. Continental flood basalts from the central-western regions of the Parana Plateau (Paraguay and Argentina): petrology and petrogenetic aspects. *Neues Jahrb. Mineral*, **154**: 111-139.

Bitencourt M.F. & Nardi L.S.V. 2004. The role of xenoliths and flow segregation in the genesis and evolution of Paleoproterozoic Itapema Granite, a crusta\ly-derived magma of shoshonitic affinity from southern Brazil, *Lithos,***73**(1):1-19.

Busby C.J. & Ingersoll R.V. (eds.) 1995. *Tectonics of sedimentary basins.* B1ackwell Science, London, 579 pp.

Butcher K., Frey M. 1994. *Petrogenesis of metamorphic rocks.* New York. Springer-Verlag, 318pp.

Caldasso A.L., Krebs A.S.J., Silva M.A.S., Camozzato E., Ramgrab G.E. 1995. *Mapa Geológico 1:50.000 da Folha Brusque, SC, SG-22-Z-D-II-1,* Prog. de Levantamentos Geológicos Básicos, Brasília, CPRM, 243p.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução geológica do Escudo Sul-Riograndense. *In*: Holz, M., De Ros, L.F. (*Org*.). *Geologia e Estratigrafia do Rio Grande Sul*. Porto Alegre, pp.: 03-44.

Fragoso Cesar, A.R.S. 1980. O Cráton do Rio de La Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul Riograndense. In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 31, Camboriú, *Anais*, **5**:2879 - 2891.

Hartmann L.A., Bitencourt M.F, Santos J.O.S., McNaughton N.J., Rivera, C.B., Betiollo, L. 2003. Prolonged Paleoproterozoic magmatic participation in the Neoproterozoic Dom Feliciano Belt, Santa Catarina, Brazil, based on zircon U-Pb SHRIMP geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*: **16**:477-492.

Hasui Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, **5**:257-266.

Irvine T. N. & Baragar W. R. A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal or Earth Sciences*, **8**: 523-548.

Jensen L.S., 1976, A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks*. Ontario Div. Mines. Misc. Papo* 66 p.

Le Maitre R.W. 1989. *A classification of igneous rocks and glossary of terms.* Oxford,Blackwell, 193pp.

Meschede M. 1986. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram. *Chemical Geology*, **56**: 207-218.

Middlemost E. A. K. 1985. *Magmas and Magmatic Rocks*. Longman Group Limited, London, 347 pp.

Mullen E.D. 1983. $MnO/TiO_2/P_2O_5$: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **62:** 53-62.

Pearce J.A. & Cann J.R. 1973. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace eIement analyses. *Earth Planet. Sci. Lett.,* **19:** 290-300.

Philipp R.P., Mallmann G., Prado M., Silva M.M.A., Souza E.R., Souza M. M. A., Wild F., Arendt S., Liz J.D., Duarte L.C., Oliveira A.S. 2001a. Caracterização litológica e condições metamórficas do Complexo Metamórfico Brusque na região de Camboriú-Tijucas, SC. In: SBG, Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, VIII, International Symposium on Tectonics of Brazilian Geological Society, II, *Boletim de Resumos Expandidos***,** Recife, SBG, pp.: 93-97.

Philipp R.P., Mallmann G., Bitencourt, M.F., Souza E.R., Liz J.D., Wild F., Arend S., Oliveira A.S., Duarte L.C., Rivera C.B., Prado M. 2004. Caracterização Litológica e Evolução Metamórfica da Porção Leste do Complexo Metamórfico Brusque, Santa Catarina. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1):21-34.

Rollinson H. R., 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. Logman, UK. 352 pp.

Sander A. 1992. *Petrologia e Litoquímica de uma parcela da Seqüência Vulcano-Sedimentar do Complexo Metamórfico Brusque na região do Ribeirão do Ouro, SC*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, 167pp.

Silva L.C. & Dias A.A. 1981. *Projeto Timbó-Barra Velha, SC, BRASIL.*. Porto Alegre, DNPM- CPRM, 282p.

Silva L.C. 1983a. O Complexo Metamórfico Brusque e a Seqüência Vulcano-sedimentar Rio Itajaí-Mirim, (SC): uma revisão. *In:* SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, *Atas*, Porto Alegre, p. 253-265.

Silva L.C. 1983b. Basalto variolítico com matriz ultramáfica *quench*. Primeiras evidências de derrames komatiíticos (?) na Seqüência Vulcano-sedimentar Rio Itajaí-Mirim (SC). *In:* SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, 1, *Atas*, Porto Alegre, p. 266-272.

Silva L.C., Oliveira J.M.P., Aumond J. J., Lopes R.M.M., Eipper J., Ferro G. 1985. Caracterização petrográfica da Seqüência Metavulcano-Sedimentar Rio do Oliveira (Cinturão Itajaí-Mirim). *In:* SBG, Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, I, *Atas*, Porto Alegre, p. 11-23.

Silva L.C. 1991. O Cinturão Metavulcanossedimentar Brusque e a evolução policíclica das faixas dobradas Proterozóicas no sul do Brasil: uma revisão. *Revista Brasileira de Geociências*, **21**(1): 60-73.

Silva L.C., McNaughton, N.J., Santos, J.O.S. 2002. Datações U-Pb SHRIMP do vulcanismo félsico na Bacia Brusque, Orógeno Pelotas, SC. *In:* SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, 41, *Anais*, João Pessoa, p. 510.

Sun S.S. 1982. Chemical composition and origin of the Earth's primitive mantle. *Geochemical et Cosmochemical Acta*, **46**:179-192.

Taylor S. R. & McLennan S.M. 1985. *The continental crust: its composition and evolution*. Blackwell, Oxford,312 p.

Taylor R. N. & Nesbitt R. W. 1995. Arc volcanism in an extensional regime at the initiation of subduction: a geochemical study of Hahajima, Bonin Islands, Japan. *Geological Society Special Publication,* **81:**115-134.

Tormey D. R., Hickey-Vargas R., Frey F. A., López-Escobar L. 1991. Recent Lavas from the Andean Volcanic Front (33 to 42D S); Interpretations of A long-Arc Compositional Variations. *Geological Society of America, Special Publication,* **265:**57-78.

Trainini D.R., Dias A.A., Krebs A.S.J., Souza E.C., Capeletti I., Toniolo J.A., Silva L.C., Silva M.A.S. 1978. *Projeto Vidal Ramos-Biguaçu, SC, BRASII.* Porto Alegre, DNPM/CPRM, 303p.

Wharton M. R., Hathway B., Colley H. 1995. Volcanism associated with extension in an Oligocene-Miocene arc, southwestern Viti Levu, Fiji. *Geological Society Special Publication,* **81:**95-114.

Wilson M. 1989. *Igneous Petrology*. London, Unwin and Hyman, 466p.

Winchester J.A., Floyd P.A. 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products ussing immobile elements. *Chemical Geology* **20**:325-343.

Wood D.A. 1980. The aplication of Th-Hf-Ta diagram to problens of tectonomagmatic classification and to stablishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary volcanic Province. *Earth and Planet Science* Letters, **50**:11-30.

Manuscrito AE 078-2006
Submetido em 8 de março de 2007
Aceito em 01 de dezembro de 2007

View publication stats