

## Caracterização Química de Cromitas nos Maciços de Cromínia e Mairipotaba, Goiás, Brasil

### *Chemical Characterization of Chromite from the Crominia and Mairipotaba Massifs, Goiás, Brazil*

Nélson Angeli<sup>1</sup> (nangeli@rc.unesp.br), Guillermo Rafael Beltran Navarro<sup>2</sup> (grbnavarro@yahoo.com.br), Antenor Zanardo<sup>1</sup> (azanardo@rc.unesp.br), Silvio Roberto Farias Vlach<sup>3</sup> (srfvlach@usp.br),

<sup>1</sup>Departamento de Petrologia e Metalogenia - UNESP  
Av. 24-A 1.515, CEP 13506-900, Rio Claro, SP, BR

<sup>2</sup>Pós-graduação em Geologia Regional - Instituto de Geociências e Ciências Exatas - UNESP, Rio Claro, SP, BR

<sup>3</sup>Departamento de Mineralogia e Geotectônica - Instituto de Geociências - USP, São Paulo, SP, BR

Recebido em 06 de março de 2009; aceito em 18 de dezembro de 2009

#### RESUMO

Corpos metaultramáficos ocorrem alojados tectonicamente nos metassedimentos do Grupo Araxá, e são interpretados como *mélange* ofiolítica, que aflora no sudeste do estado de Goiás. Na região de Cromínia-Mairipotaba, os corpos metaultramáficos ocorrem na forma de corpos lenticulares, alinhados no sentido E-W. Texturas cumuláticas e dados geoquímicos indicam composição harzburgítica a dunitica para o protólito das rochas. Restos de cristais primários de olivina e de piroxênios identificados nos serpentinitos sugerem tramas de reequilíbrio metamórfico na fácies anfibolito, embora no geral as paragéneses e associações minerais encontradas nas rochas metaultramáficas e nos cromititos sejam típicas da fácies xisto verde (< 550°C e 5,5 kbar). A este metamorfismo associa-se a formação de ferritcromita nas bordas dos cristais primários. Os cromititos apresentam estrutura maciça a brechóide, textura *pull-apart*; e cristais com dimensões variando em torno de 0,5 mm. A cromita encontra-se dispersa em uma matriz essencialmente serpentinitica, com clorita ou talco subordinados, mas chega a formar concentrações de cromita que atingem entre 70 a 85% do volume da rocha. As texturas observadas e as relações de  $Cr_2O_3 \times TiO_2$  e  $Mg \times Cr$  (ambas se ajustando ao campo de complexos ofiolíticos) indicam que se trata de depósitos alóctones, do tipo Alpino.

**Palavras-chave:** Cromita; *Mélange* ofiolítica; Grupo Araxá; Faixa Brasília; Química mineral.

#### ABSTRACT

Metaultramafic bodies tectonically emplaced within the metasedimentary sequence of the Araxá Group are associated with an ophiolitic melange in southeast Goiás. In the region of Cromínia - Mairipotaba, they occur as lenticular bodies aligned E-W. Cumulate textures and geochemical data indicate that the parent rocks had harzburgitic to dunitic compositions. Relicts of primary crystals of olivine and orthopyroxene are suggestive of amphibolite facies metamorphic re-equilibration fabrics, even though the paragenesis and mineral associations of these metaultramafic rocks are typical of greenschist facies (T < 550°C and P = 5.5 kbar). The chromitites exhibit massive to breccoid structure and pull-apart texture, with chromite crystals around 0.5 mm in size. Chromite concentrations in the chromitite levels reach 70 to 85% by volume of the rock. The crystals are dispersed in the matrix, which is composed essentially of serpentine, and subordinately of chlorite and talc. The textures and geochemical data ( $Cr_2O_3 \times TiO_2$  and  $Mg \times Cr$  ratios present in the chromitite) are similar to those observed in ophiolitic complexes. Hence, they correspond to allochthonous bodies (Alpine type) associated with an ophiolitic melange.

**Keywords:** Chromite; Ophiolitic melange; Araxá Group; Brasília Belt; Mineral chemistry.

## INTRODUÇÃO

A porção meridional da Faixa Brasília é constituída por três compartimentos tectôno-metamórficos (Fuck et al., 1994) que, de leste para oeste, podem ser divididos em: 1) Domínio Externo, composto por depósitos de sedimentos de margem passiva (Grupos Paranoá e Canastra e Formações Vazante e Ibiá, sobrepostos pelo Grupo Bambuí); 2) Domínio Interno, composto por sedimentos plataformais de margem passiva, sequências marinhas profundas e restos de *mélange* ofiolítica e intrusivas graníticas (Grupo Araxá); rochas granulíticas e corpos graníticos intrusivos (Complexo Granulítico Anápolis-Itaçu); sequências vulcanossedimentares (e.g., Maratá, Rio Veríssimo); ortognaisses e sequências vulcanossedimentares e corpos graníticos sincolisionias (Arco Magmático de Goiás). A região pesquisada localiza-se no Domínio Interno da Faixa Brasília, onde afloram rochas metamórficas agrupadas em dois domínios litotectônicos, Grupo Araxá e Arco Magmático de Goiás (Navarro e Zanardo, 2005).

Na região, o Grupo Araxá é constituído por duas unidades, uma metapelítica e outra metapsamo-pelítica (Figura 1). A unidade metapelítica (Sequência Xistosa, segundo Araújo et al., 1980) é constituída por granada-muscovita/biotita xisto localmente com cianita e rara estauroлита, rico em veios e/ou lentes de quartzo, relativamente homogêneos, por vezes feldspáticos, chegando a apresentar camadas de paragnaises. Esta unidade ocorre a norte e a sul da unidade metapsamo-pelítica, e sugere que os dois conjuntos representam duas unidades estratigráficas distintas ou talvez repetição por falha, uma vez que os dados estruturais descartam a repetição por dobras.

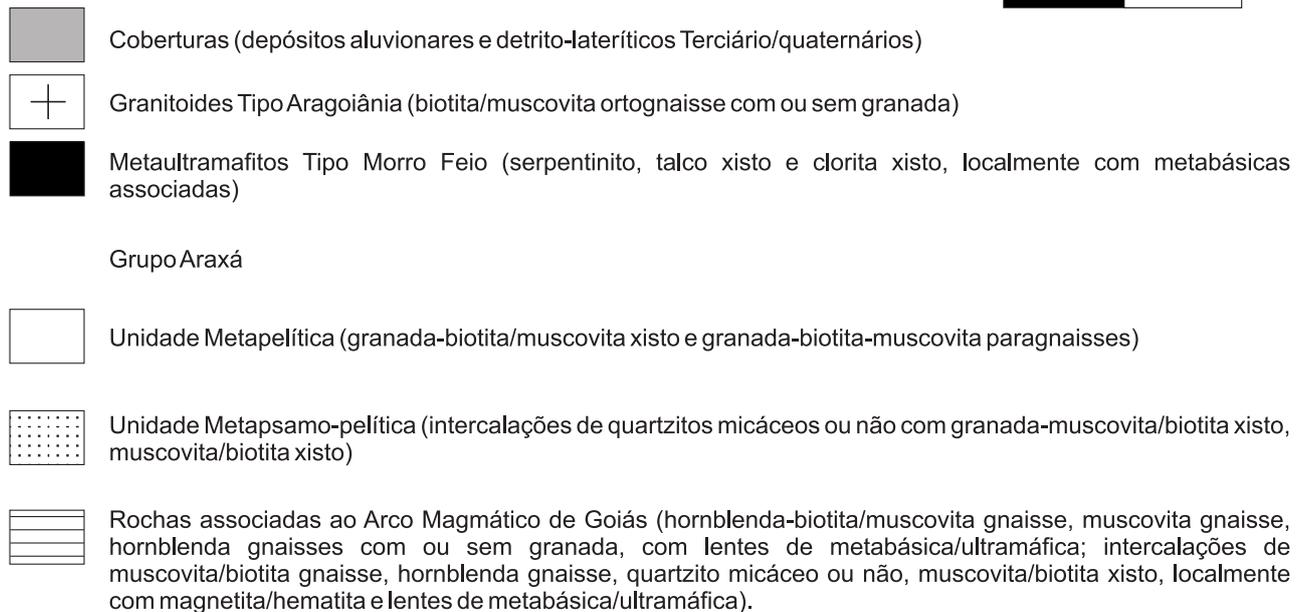
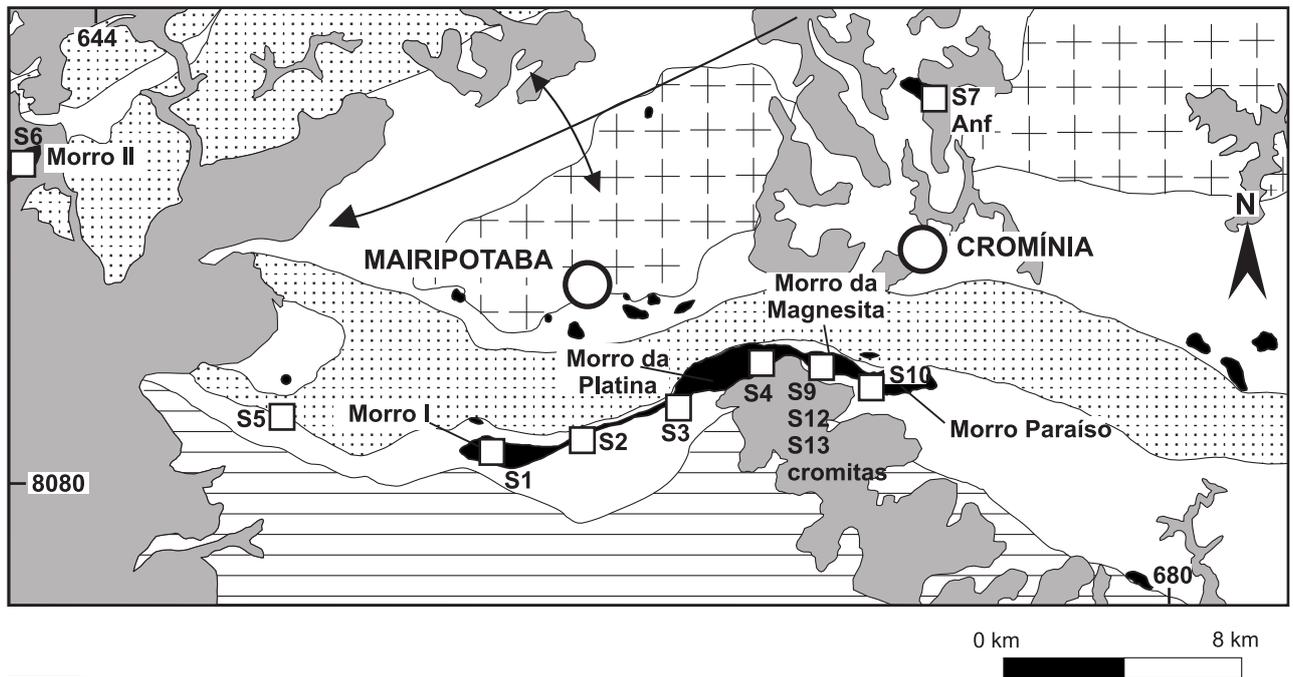
A unidade metapsamo-pelítica (Sequência Quartzosa, segundo Araújo et al., 1980) é constituída, da base para o topo, por: 1) muscovita-quartzo xisto, granada-muscovita/biotita xisto, muscovita quartzito; localmente os xistos são ricos em plagioclásio, formando pequenas porções gnáissicas; 2) quartzito e quartzito micáceo, com espessuras métricas e intercalações centimétricas a métricas de biotita/muscovita xisto, com ou sem granada, que apresentam intercalações decimétricas a centimétricas de quartzito e quartzito micáceo; 3) intercalações de quartzito e quartzito micáceo, muscovita/biotita xisto e biotita xisto, com ou sem granada. Ao Grupo Araxá associa-se uma série de corpos de rochas metaultramáficas (serpentinito, talco xisto e clorita xisto) e intrusivos ácidos (informalmente denominados de Granito Mairipotaba, Cromínia - Prof. Jamil Safady), relacionados ao conjunto de granitoides tipo Aragoiânia (Rezende et al., 1999). Esses corpos são constituídos por biotita-muscovita ortognaisse e muscovita ortognaisse tonalíticos a granodioríticos, bandados, com ou sem granada.

Na porção sul da área, sobre os metassedimentos do Grupo Araxá, afloram rochas do Arco Magmático de Goiás (Pimentel, Fuck, Gioia, 2000; Navarro et al., 2004; Navarro e Zanardo, 2007). O Arco Magmático é representado por uma sequência de gnaisses variados (muscovita gnaiss, biotita-muscovita gnaiss, hornblenda gnaiss, hornblenda-biotita gnaiss etc.), metassedimentos pelíticos e psamíticos (muscovita xisto, muscovita-quartzo xisto, quartzito, quartzito ferruginoso etc.), metamáficas (anfíbolito, anfíbolio xisto, granada anfíbolito etc.) e metaultramáficas (serpentinito, talco xisto e clorita xisto).

Apesar da grande ocorrência de corpos metaultramáficos, que se encontram alojados tectonicamente nos metassedimentos do Grupo Araxá no estado de Goiás, poucos trabalhos foram realizados nestas ocorrências, e com raras exceções, a maior parte deles são de caráter regional. Trabalhos mais detalhados interpretam esses corpos metaultramáficos como parte de *mélange* ofiolítica (Drake Jr., 1980; Brod et al., 1991; Strieder e Nilson, 1992; Navarro e Zanardo, 2005). Na região, a principal ocorrência de rochas metaultramáficas (metaultramafitos tipo Morro Feio, segundo Rezende et al., 1999) localiza-se a sul das cidades de Mairipotaba e Cromínia, estendendo-se por uma faixa de pelo menos 20 km de comprimento com até 2 km de largura, com direção W-E. Tais corpos ocorrem alojados principalmente em granada-biotita/muscovita xisto e granada-biotita/muscovita paragnaisse da sequência metapelítica do Grupo Araxá (Figura 1).

Os corpos metaultramáficos são constituídos por serpentinito, aos quais se associam talco xisto e clorita xisto, que afloram na forma de morros, circundados por depósitos terciário/quadernários, o que dificulta determinar a continuidade destes maciços. As porções mais espessas dessa faixa (Morros da Platina, Magnesita, Paraíso e Morros I e II) apresentam um zoneamento composicional, não contínuo, com espessuras decimétricas a decamétricas. Da borda para o centro, predominam nestes corpos clorita xisto e magnetita-clorita xisto, talco-clorita xisto e talco xisto e, às vezes, turmalina-clorita xisto nas porções mais externas. O centro é constituído por serpentinito com porções de clorita e talco xisto, normalmente associados a descon-tinuidades tectônicas (Navarro e Zanardo, 2005).

Os corpos menores (dimensões variando de poucos metros a centenas de metros) são constituídos por talco xisto/clorita xisto e talco xisto, apresentando raros relictos de serpentinito parcialmente talcificados e/ou cloritizados. Alguns desses corpos apresentam anfíbolito e tremolita-actinolita xisto associados, e porções “pegmatoides” de clorita xisto em planos de fraturas extensionais. Em geral, na borda predomina clorita xisto e nas porções centrais destes corpos predomina talco xisto. Os corpos de dimensões métricas (menores que 20 x 10 m) encontram-se to-



**Figura 1.** Mapa geológico simplificado da área de estudo (modificado de Navarro e Zanardo, 2005). Quadrados = localização das amostras de serpentinito analisadas.

talmente talcificados (Navarro e Zanardo, 2005). Corpos lenticulares, métricos a decamétricos, de cromititos apresentando estrutura maciça a brechoide, textura cumulática e *pull apart*, ocorrem alojados no Morro da Magnesita.

A principal estruturação tectônica observada na região é uma foliação principal denominada de Sn, de direção E-W e NW-SE, com baixo ângulo de mergulho para

sul, paralela a um bandamento composicional e aos contatos entre as unidades. O bandamento composicional (Sn-2) é constituído principalmente por porções lepidoblásticas e granoblásticas de diferentes litotipos, e este é paralelo a uma xistosidade bem desenvolvida denominada de Sn-1. A foliação Sn é plano axial às dobras isoclinais que exibem linha de charneira paralela a subparalela à lineação mineral

(Lm) e/ou de estiramento (Le), que afetam a foliação Sn-2 e Sn-1. Isto indica a existência de estruturas pré- Dn, que na região caracteriza o flanco sul de uma estrutura antiforme pré- sin- Dn, com mergulho para sul (Simões, 2005). A foliação Sn está associada à principal fase de deformação (Dn) e contém lineação (Le) com direção WSW-ENE, que aliada a indicadores cinemáticos demonstra transporte tectônico de W para E.

As paragêneses minerais ou associações observadas na região revelam que as rochas da área em questão foram submetidas a único evento metamórfico, com condições de pico metamórfico na fácies anfibolito e retrometamorfismo na fácies xisto verde médio a alto. O auge das condições metamórficas foi pré- a cedo desenvolvimento da foliação Sn e o retrometamorfismo contemporâneo ao desenvolvimento desta estrutura.

Estudos termobarométricos realizados na unidade metapelítica do Grupo Araxá mostram que o pico metamórfico na região ocorreu em torno de 610°C, a pressões de ~9,5 kbar (fácies anfibolito médio a superior), tendo atingido o seu ápice no campo de estabilidade da cianita com trajetória P-T inferida horária (Navarro et al., 2005).

O retrometamorfismo, de caráter regional, é distinguível pela presença de minerais, que sugerem reequilíbrio sob condições de fácies anfibolito inferior a xisto verde, e envolve a transformação mineralógica do tipo: granada e anfibólio para biotita e clorita, surgimento de ilmenita e titanita a partir do rutilo, formação de actinolita junto à borda de hornblenda etc. As associações retrometamórficas mostram que este teve início nos estágios finais da fase de deformação Dn que gerou a foliação Sn.

Nas rochas metaultramáficas, muito raramente, são observados restos de olivina/piroxênio e pseudomorfos (olivina e piroxênio), com tramas sugestivas de reequilíbrio metamórfico de fácies anfibolito. No geral, observa-se apenas o produto da destruição total da mineralogia e das texturas primárias, restando associações minerais e paragêneses típicas da fácies xisto verde (< 550°C e 5,5 kbar), geradas sob condições estáticas e, às vezes, dinâmicas. As paragêneses e associações minerais encontradas nas rochas metaultramáficas são correlacionáveis às observadas nas rochas encaixantes, catalisadas pela deformação progressiva, que ocorreu em condições de diminuição de temperatura e principalmente de pressão (retrometamorfismo regional).

## MATERIAIS E MÉTODOS

Estudos prévios em cromititos foram realizados através da utilização de microscópio eletrônico de varredura (modelo LEO 430i - Cambridge - Leica) com o objetivo de se estudar o quimismo dos minerais da matriz dos cromititos e a composição dos óxidos presentes nos cromititos,

em lâminas polidas previamente selecionadas. O microscópio de varredura usado tem acoplado um espectrômetro de energia dispersiva (EDS) CatB (*Oxford Microanalysis Group*). As análises com este equipamento foram realizadas no Laboratório de Microscopia Eletrônica da Universidade Estadual de Campinas (UNICAMP).

As análises de microsonda eletrônica em cromititos foram realizadas no Laboratório de Química Mineral da *University of Western Ontario* (London, Canadá), em microsonda eletrônica modelo JEOL SUPER-PROBE JXA 8600, onde se utilizou aceleração de voltagem de 15 kV e corrente elétrica de 10 Å.

As análises de rochas metaultramáficas (serpentinitos) e metamáficas (anfibolitos) foram determinadas por Fluorescência de Raios X (FXR) no Laboratório de Geoquímica (LABOGEO), do Departamento de Petrologia e Metalogenia da Universidade Estadual Paulista (UNESP, Rio Claro - SP). A Tabela 1 apresenta as análises químicas representativas de cromititos analisados, obtidas a partir de análises por microsonda eletrônica, e a Tabela 2 apresenta o resultado das análises químicas em rocha total de serpentinitos e anfibolitos.

## SERPENTINITOS E ANFIBOLITOS

Os serpentinitos apresentam textura tipo feltro a entrelaçada e, mais raramente, lepidoblástica. São homogêneos e de coloração esverdeada. A quantidade de serpentina varia de 80 a 95%, normalmente apresentam quantidades variáveis de clorita, talco, magnetita, ilmenita e carbonatos (dolomita/ankerita ou magnesita/breunnerita). Esses minerais podem ou não estar presentes, na forma de porfiroblastos (magnetita e carbonatos) ou cristais dispersos, localmente deformados e orientados. A serpentina ocorre normalmente disposta caoticamente, com dimensões inferiores a 0,6 mm, constituindo cristais fibrosos (crisotila) ou placoides (antigorita), com o predomínio de um ou de outro (Navarro e Zanardo, 2005).

O talco ocorre na forma de pequenos cristais submilimétricos, parcialmente orientados e intercrescidos com a serpentina, formando manchas junto ao carbonato ou dispersos na matriz. A clorita, normalmente não ultrapassa 10% e apresenta dimensões submilimétricas a milimétricas. A quantidade de magnetita varia de traços a 10%, e os cristais exibem dimensões submilimétricas a porfiroblásticas (mais raros), são anedrais a sub-hedrais ou eu-hedrais (porfiroblastos), e apresentam localmente bordas dendríticas. A ilmenita aparece como pequenos cristais submilimétricos anedrais dispersos nos serpentinitos. Raramente ocorrem pseudomorfos (olivina e piroxênio) e restos de olivina e piroxênio no serpentinito, com tramas sugestivas de texturas cumuláticas. No geral observa-se apenas

**Tabela 1.** Análises químicas de cristais de cromita do Morro da Magnesita. **b** = borda; **n** = núcleo, **i** = zona intermediária dos cristais.

Amostra		SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	NiO	ZnO	Total
CRM03A	n	0	0,05	7,52	59,46	5,48	15,2	0,97	11,04	0	0,04	0,07	99,83
CRM03A	b	0	0,03	7,16	60,25	4,7	14,94	0,92	11,06	0	0,02	0,1	99,18
CRM03B	n	0	0,04	8,65	57,89	5,53	14,13	0,91	11,71	0,01	0,01	0,08	98,95
CRM03B	i	0	0,04	7,18	60,53	4,63	15,43	0,98	10,85	0	0,02	0,04	99,69
CRM03B	b	0	0,01	5,64	63,4	3,68	15,33	1,02	10,76	0	0,02	0,06	99,92
CRM03C	b	0	0,06	10,12	56,17	5,79	13,69	0,83	12,2	0,01	0,04	0,08	99
CRM03D	n	0	0,04	7,54	57	5,06	13,74	0,85	12,37	0	0,02	0,05	99,66
CRM03D	b	0	0,04	7,29	60,48	4,53	15,17	0,96	11,02	0	0,03	0,03	99,55
CRM03D	b	0	0,03	7,7	60,15	4,45	14,79	0,95	11,27	0	0,02	0,05	99,42
CRM01A	n	0	0,01	4,88	66,71	1,21	14,58	1,12	11,07	0	0,01	0,08	99,67
CRM01A	b	0	0,01	5,65	62,8	3,81	15,41	0,98	10,6	0,01	0,05	0,06	99,38
CRM01A	b	0	0,01	5,95	61,26	4,84	15,01	0,96	10,83	0	0,01	0,05	98,93
CRM01C	n	0	0,04	6,61	60,26	5,68	15,5	0,95	10,78	0	0,05	0,06	99,94
CRM01C	b	0	0,02	6,21	60,15	5,49	15,41	0,88	10,6	0	0,04	0,08	98,89
CRM01C	b	0	0,03	7,1	60,15	4,51	15,14	0,98	10,97	0	0,06	0,06	99,59

o produto da destruição total da mineralogia e das texturas primárias.

Quimicamente, os serpentinitos apresentam baixos conteúdos de Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (variando de 0,6 a 1,47%), CaO (variando de 0,03 a 0,70%), e os elevados conteúdos de MgO (variando de 35,54 a 40,74%), Cr e Ni (variando de 1.362 a 5.836 ppm e 1.668 a 3.679 ppm, respectivamente) (Angeli, Navarro, Zanardo, 2005; Navarro e Zanardo, 2005).

A composição normativa CPIW mostra que os serpentinitos apresentam a olivina e ortopiroxênio como minerais mais importantes (Tabela 3). Os dados geoquímicos e mineralógicos sugerem um protólito com composição original dunito-harzburgítica, para as rochas serpentiniticas (Navarro e Zanardo, 2005). O diagrama de concentração de elementos traço (*spidergram*), normalizados ao condrito (Taylor e McLennan, 1985), mostra que os serpentinitos analisados apresentam baixos conteúdos nestes elementos, que exibem variação entre ~0,1 a ~10 vezes os valores do condrito (Figura 2A). O padrão de distribuição de elementos terras raras (Figura 2B) dos serpentinitos normalizados pelo condrito variam entre ~0,1 a ~1, exibindo um padrão com a concavidade para cima, acentuando-se no lado dos ETRL (elementos terras raras leves), indicando um enriquecimento de ETRL em relação aos ETRP (elementos terras raras pesadas) [razões La<sub>(N)</sub>/Yb<sub>(N)</sub> entre 1,25 a 11,8 e (ΣETRL)<sub>N</sub>/(ΣETRP)<sub>N</sub> > 1]. Apenas uma amostra apresenta o padrão inverso, mostrando uma leve concavidade para baixo [razões La<sub>(N)</sub>/Yb<sub>(N)</sub> = 0,57 e (ΣETRL)<sub>N</sub>/(ΣETRP)<sub>N</sub> < 1]. Os diagramas discriminantes para ambientes tectôni-

cos mostram que os serpentinitos apresentam uma composição química semelhante aos peridotitos metamórficos do tipo Alpino (Figuras 2C e 2D).

Algumas ocorrências de metamáficas (anfíbólio xisto, anfíbolito, clorita xisto feldspático), constituídas por blocos dispersos junto à ocorrência de metaultramáficas, foram observadas. Uma amostra de anfíbólio xisto, que ocorre junto à serpentinito e talco xisto, de coloração esverdeada, granulação grossa, textura nematoblástica foi analisada quimicamente. Mineralogicamente é constituída por tremolita de coloração levemente azulada, an-hedral a sub-hedral, e opacos (óxidos de ferro e titânio). Do ponto de vista químico trata-se de uma rocha de natureza básica (SiO<sub>2</sub> = 51,24%), com 0,03% de TiO<sub>2</sub>, 18,14% de MgO, 15,11% de Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> (Fe<sub>T</sub>) 8,89% de CaO e baixa concentração de álcalis (0,45% de Na<sub>2</sub>O, 0,06% de K<sub>2</sub>O). Apresenta teores de Cr e Ni elevados (3.097 ppm e 1.587 ppm, respectivamente). Os elevados teores em MgO, Cr e Ni e os baixos teores de álcalis são sugestivos de um protólito de natureza cumulática. A composição normativa CPIW mostra que a metamáfica apresenta ortopiroxênio e clinopiroxênio como minerais mais importantes, seguido por anortita (Tabela 3). A composição normativa e os teores em Cr e Ni revelam que esta rocha corresponde a uma metaultramáfica.

O padrão de distribuição de ETR normalizados pelo condrito (Taylor e McLennan, 1985) varia de aproximadamente 10 a 200 vezes o valor deste, mostrando um acentuado enriquecimento em ETRL em relação aos ETRP. Exibem assim um padrão de distribuição inclinado em relação

**Tabela 2.** Resultado das análises químicas de elementos maiores (em porcentagem de óxidos), menores (em ppm) e de ETR (em ppm) de serpentinitos e anfíbolito. A localização das amostras é mostrada na Figura 1. **S** = amostras de serpentinito; **Anf** = amostras de anfíbolito; \* = não detectados (abaixo do limite de detecção).

Sample	Anf	S1	S2	S3	S4	S5	S6	S7	S9	S10	S12	S13
SiO <sub>2</sub>	51,24	38,076	37,331	41,215	39,636	41,67	40,39	40,22	39,65	42,28	41,41	37,23
TiO <sub>2</sub>	0,06	0,026	0,03	0,032	0,032	0,03	0,01	0,01	0,01	0,05	0,01	0,01
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,01	0,517	0,402	1,474	1,073	0,63	0,86	0,66	0,65	1,98	0,6	0,74
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	15,11	7,08	7,193	4,546	7,565	7,59	7,1	7,38	8,34	7,44	9,23	8,33
MnO	0,16	0,105	0,132	0,109	0,065	0,11	0,1	0,11	0,14	0,06	0,11	0,15
MgO	18,14	40,745	40,025	39,175	37,989	35,54	38,96	36,05	38,99	37,29	36,42	40,45
CaO	8,89	0,085	0,14	0,065	0,077	0,09	0,09	0,7	0,03	0,03	0,03	0,03
Na <sub>2</sub> O	0,45	0	0	0	0	0,01	0,01	0,02	0	0,01	0	0
K <sub>2</sub> O	0,06	0	0	0	0	0	0	0,01	0	0,01	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,013	0,013	0,009	0,012	0,02	0,05	0,01	0,01	0,01	0	0,01
LOI	2,45	13,358	14,733	10,376	13,535	14,6	13,04	15,16	12,26	11,57	12,22	13,11
Total	100,6	100	100	100	100	100,3	100,6	100,32	100,08	100,72	100,03	100,06
Ba	41	*	*	*	*	10	*	*	*	*	1	*
Rb	1	*	*	*	*	1	1	2	1	2	1	1
Sr	14	*	*	*	*	8	8	9	7	6	5	4
Y	55	*	*	*	*	3	2	1	2	1	2	*
Zr	32	*	*	*	*	6	7	7	6	9	6	6
Nb	3	*	*	*	*	3	3	3	3	3	3	4
Cu	42	49	64	114	55	19	10	3	6	*	11	1
Ni	1587	2894	2195	3090	2301	1873	2962	2015	2397	2297	3679	1668
Cr	3907	2870	2603	3330	3006	1362	3334	3105	3331	3641	5836	4027
La	84,15	0,11	0,15	0,12	*	0,32	0,43	0,35	0,39	0,93	0,22	0,31
Ce	4,71	0,2	0,4	0,2	*	0,57	0,66	0,6	0,79	2,39	0,35	0,39
Nd	67,99	0,05	0,21	0,19	*	0,25	0,26	0,27	0,35	0,67	0,099	0,14
Sm	13,55	0,03	0,05	0,08	*	0,03	0,052	0,15	0,18	0,21	0,016	0,021
Eu	2,63	*	0,016	0,021	0,014	0,02	0,017	0,028	0,041	0,03	0,011	0,011
Gd	10,51	*	0,07	0,08	*	0,06	0,061	0,08	0,11	0,15	0,046	0,04
Dy	8,74	0,04	0,11	0,17	0,03	0,11	0,065	0,063	0,07	0,1	0,096	0,096
Er	4,8	0,03	0,06	0,14	0,03	0,08	0,07	0,065	0,086	0,067	0,06	0,057
Yb	3,98	0,02	0,08	0,14	0,06	0,07	0,04	0,036	0,047	0,053	0,037	0,032
Lu	0,53	0,007	0,013	0,025	0,008	*	0,009	0,008	0,007	0,011	0,009	0,007

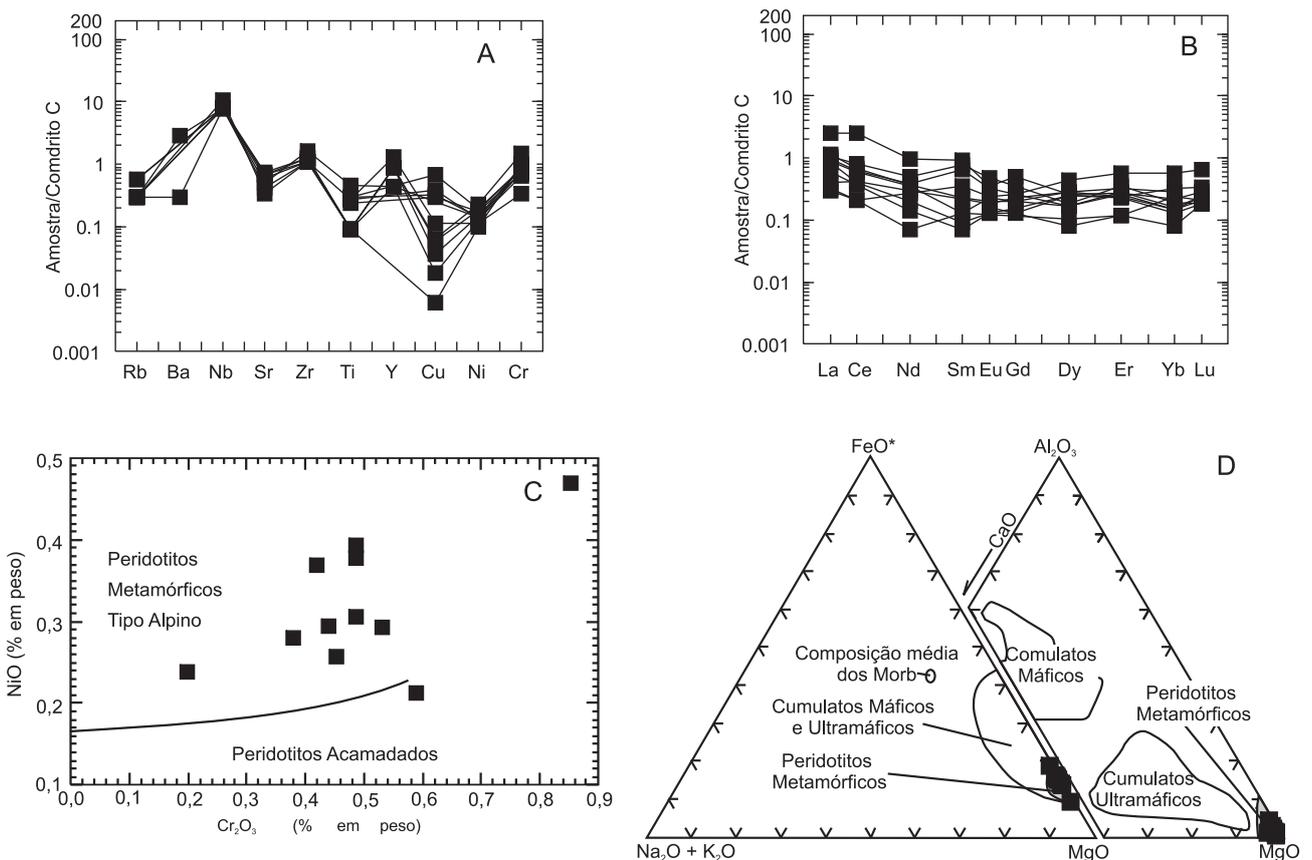
ao condrito ( $La_{(N)}/Eu_{(N)} = 7,58$ ,  $Gd_{(N)}/Lu_{(N)} = 2,47$ ,  $La_{(N)}/Lu_{(N)} = 16,48$ ), mostrando forte anomalia negativa de Eu ( $Eu^* = 0,65$ ) (Figura 3A). O padrão de distribuição de elementos traço e ETR normalizados pelo valor de N-MORB (basaltos normais de cadeia meso-oceânica, Sun e McDonough, 1989) mostra que este anfíbolito apresenta anomalias negativas de Ti, P, Zr e Nb, em relação aos ETR sugerindo modificações no quimismo original por processos metamórficos e hidrotermais (Figura 3B).

## PETROGRAFIA E GEOQUÍMICA MINERAL DOS CROMITOS

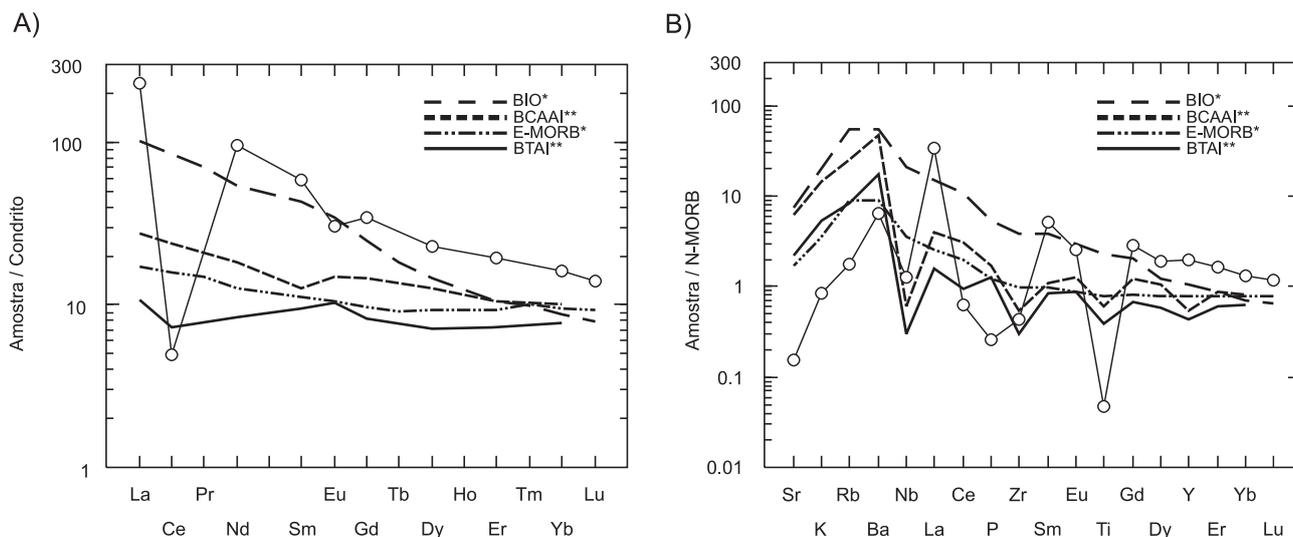
Cinco ocorrências minerais de cromitos foram cadastradas durante os estudos realizados pelo Subprojeto Cromínia - Mairipotaba - Pontalina (DNPM, 1969) e por Araújo et al. (1980). Segundo estes autores, estas se localizam: a) a NNE e SSW do Morro II, b) a cerca de 2 km a SE de Mairipotaba, c) nos Morro do Paraíso, d) no Morro da

**Tabela 3.** Composição normativa dos serpentinitos e anfibolito analisados. A localização das amostras é mostrada na Figura 1. **S** = serpentinito; **Anf** = anfibolito; **Q** = quartzo, **Or** = ortoclásio; **Ab** = albita; **An** = anortita; **C** = córindon; **Di** = diopsídio; **Hy** = hiperstênio; **OI** = olivina; **Mt** = magnetita; **Il** = ilmenita; **Ap** = apatita.

	Q	Or	Ab	An	C	Di	Hy	OI	Mt	Il	Ap
Anf	0,99	0,36	3,94	9,03	0,00	29,30	52,08	0,00	3,40	0,12	0,07
S1	0,00	0,00	0,00	0,40	0,45	0,00	20,87	76,39	1,80	0,06	0,03
S2	0,00	0,00	0,00	0,73	0,21	0,00	19,75	77,35	1,86	0,07	0,03
S3	0,00	0,00	0,00	0,31	1,60	0,00	40,63	56,22	1,15	0,07	0,02
S4	0,00	0,00	0,00	0,36	1,12	0,00	34,97	61,53	1,93	0,07	0,03
S5	0,00	0,00	0,10	0,39	0,58	0,00	50,52	46,35	1,95	0,07	0,05
S6	0,00	0,00	0,10	0,18	0,91	0,00	35,03	61,88	1,78	0,02	0,13
S7	0,00	0,07	0,20	1,99	0,00	1,61	38,57	55,61	1,90	0,02	0,03
S9	0,00	0,00	0,00	0,10	0,71	0,00	30,95	66,11	2,08	0,02	0,03
S10	0,00	0,07	0,10	0,10	2,17	0,00	46,27	49,33	1,84	0,11	0,02
S11	0,00	0,00	0,00	0,11	0,57	0,00	0,95	96,20	2,13	0,02	0,03
S12	0,00	0,00	0,00	0,17	0,63	0,00	44,56	52,31	2,31	0,02	0,00
S13	0,00	0,00	0,00	0,10	0,82	0,00	17,32	79,61	2,10	0,02	0,03



**Figura 2.** Diagramas de concentrações de elementos traço (A) e de elementos terras raras (B) normalizados pelo condrito (Taylor e McLennan, 1985) para as rochas serpentiniticas. C. Diagrama Cr x Ni (Malpas e Stevens, 1977). D. Diagrama AFM e CAM (Coleman, 1977). Dados de Navarro e Zanardo (2005).



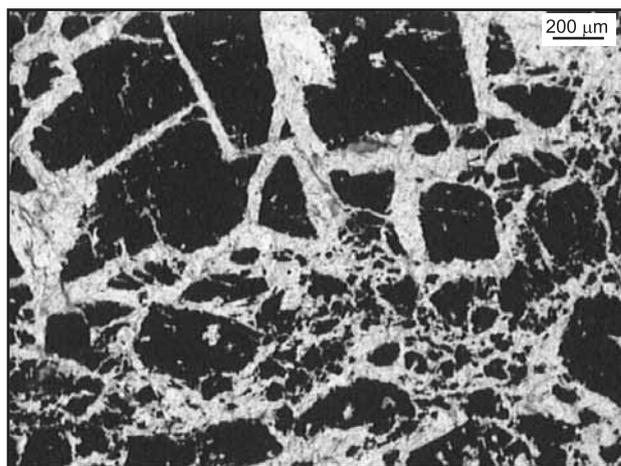
**Figura 3. A.** Diagrama de concentrações normalizadas para elementos terras raras de anfibolito analisado e de basaltos de outros ambientes tectônicos normalizados pelo condrito\*. **B.** Diagrama de concentrações normalizadas para elementos traços de anfibolito analisado e de basaltos de outros ambientes tectônicos normalizados por N-MORB\*. **E-MORB\*\*** = basalto enriquecido de cadeia meso-oceânica, **BIO\*\*** = basalto de ilha oceânica, **BTAI\*\*** = basalto toleitico de arco de ilha, **BCAAI\*\*** = basalto cálcio-alcálico de arco de ilha. Valores compilados de: \* Sun e McDonough (1989), \*\* Sun (1980).

Platina, e) e a mais importante no Morro da Magnesita. Nesta pesquisa foram apenas estudadas amostras de cromititos dos Morros da Platina (Mairipotaba) e Magnesita (Cromínia). Várias lentes e intercalações de cromititos de dimensões métricas a decamétricas ocorrem alojados nos corpos metalultramáficos dos Morros da Magnesita e da Platina. Os corpos com maior destaque e importância ocorrem no Morro da Magnesita, onde as lentes chegam a apresentar espessura de 5 m e extensão de aproximadamente 60 m.

Nos cromititos do Morro da Platina, apenas foram encontrados cristais de cromo-magnetitas e magnetitas disseminados em serpentinitos e, análises por meio de microscopia eletrônica de varredura e por microsonda eletrônica, mostraram que a fase óxido predominante é a magnetita. Desta forma as análises não são apresentadas. Os cristais de magnetita são anedrais e apresentam núcleos cromíferos (cromo magnetitas) e bordas com grande conteúdo de ferro (magnetitas propriamente ditas). Nos núcleos dos cristais ocorrem inclusões lamelares de kammererita e exsoluções de ilmenita. Nas bordas, muitas vezes observa-se processo de martitização. Cristais eu-hédricos de magnetita (maiores que 250  $\mu\text{m}$  de lado) neoformados são comuns.

No Morro da Magnesita ocorrem cromititos com estrutura maciça, apresentando concentrações de 70 a 85% de cromita, suportando matriz essencialmente serpentinitica, com clorita e talco subordinados, este último preferencialmente preenchendo fraturas. Os cromititos apresentam textura *pull apart*, dimensões variando em torno de 0,5 mm e ocorrem

sob formas an-hedrais a sub-hedrais, predominando grãos inequigranulares (Figura 4). Quimicamente os cristais de cromita (Tabela 1) apresentam teores de  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (56,17 - 66,71%),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (4,88 - 10,12%), FeO (13,69 - 15,43%), MgO (10,60 - 12,37%), e baixos teores de  $\text{TiO}_2$  (0,01 - 0,06%) e ZnO (0,03 - 0,10%). Cristais com nítido zoneamento (núcleos enriquecidos em  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e MgO e bordas em  $\text{FeO} \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3$ ) e distinta variação química foram observados, nos quais  $\text{Al}_2\text{O}_3$ , MgO e  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , mostram decréscimo do núcleo em direção à



**Figura 4.** Textura *pull apart*, com quebra dos cristais de cromita, comum nos cromititos da região pesquisada.

borda, ao contrário do Fe (principalmente do  $\text{Fe}^{3+}$ ). Foram registrados elevados teores em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e alta relação  $\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{3+}$ , fato também apontado por Suito e Strieder (1996) em cromititos de Abadiânia e Morro Feio.

Nos corpos pesquisados foram encontradas bordas delgadas de ferritcromitas, entretanto a matriz não apresenta grande quantidade de kammereritas, que neste caso geralmente ocorrem em porcentagens similares às Cr-cloritas e às Mg-cloritas. Os cristais de cromita, via de regra, apresentam-se zonados, e o núcleo dos mesmos exibe coloração mais escura que suas bordas. As concentrações de  $\text{Al}_2\text{O}_3$  e MgO decrescem em direção às bordas dos cristais, e o  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  e o Fe (no caso do Fe, menos acentuado) aumentam em direção às bordas dos mesmos, indicando uma mobilidade destes elementos do núcleo para a borda (Figuras 5A e 5B). Esta mobilidade de Al e Cr, além de magnésio, são resultado de reações entre fluidos metamórficos e os cristais de cromita, permitindo a neoformação de magnetitas (por vezes cromo magnetitas) e a formação de kammereritas na matriz. A ação destes fluidos foi responsável pela alteração química e geração de zoneamento em alguns dos cristais de cromita. Desta forma Cr foi liberado dos cristais e permitiram a geração de kammereritas, muito embora os resultados aqui apresentados (Tabela 1) mostrem grãos mais homogêneos, sendo as únicas exceções os cristais 1A, 1C e 3C (somente a borda). Cerca de 40 análises por microsonda eletrônica foram obtidos recentemente, entretanto ainda não foram trabalhados, mas a título de exemplo se tem cristais com concentrações de 29,70% a 58,04%  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  em sua borda, a qual contém 4,44% a 7,16% em  $\text{Fe}_2\text{O}_3$ . Realmente, estes dados somados àqueles que ainda estão

sendo realizados para as fases silicáticas vão reforçar e fornecer maior suporte a esta hipótese.

As cromitas acessórias apresentam-se disseminadas em metaperidotitos, apresentando granulação mais fina (0,1 a 0,5 mm), com cristais eu-hedrais a sub-hedrais. Da mesma forma, existe uma correlação negativa entre o conteúdo em  $\text{Al}_2\text{O}_3$  com  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ . Entretanto, o zoneamento é praticamente ausente.

Disseminações de pequenos cristais de pirita, pentlandita, pirrotita e calcopirita ocorrem principalmente associados à matriz dos cromititos, e mais raramente inclusos nas bordas dos cristais de cromita. Cristais de laurita foram encontrados dispersos na matriz e nas bordas das cromitas (Figura 6), e possuem dimensões menores que  $8\ \mu\text{m}$  (em média  $3\ \mu\text{m}$ ). Este platinoide, sulfeto de Iridio, Rutênio e Ósmio ( $(\text{Ir,Ru,Os})\text{S}_2$ ) foi, inicialmente, bem identificado através de microanálise por EDS no microscópio eletrônico de varredura, conforme ilustrado na Figura 7. Nesse estudo foi também detectada a presença de pequeno cristal de Ag nativa. Todos estes metálicos têm sua geração através do transporte de PGE (Elementos do Grupo da Platina) por meio de fluidos metamórfico-hidrotermais com baixa  $f(\text{S}_2)$ , mas suficiente para a cristalização de sulfetos, similar a Serro e Alvorada de Minas (Angeli et al., 2009a) e Pedra Branca (Angeli et al., 2009b), ambos realmente acamadados. Parte dos minerais sulfetados ocorre inclusa em cristais de cromita, e a partir da ação de fluidos outra parte acabou por se incorporar à matriz silicática. Para a área pesquisada, estudo de maior número de lâminas polidas, bem como de inclusões fluidas, já estão em andamento com a finalidade de se conhecer a composição do fluido e o número de eventos hidrotermais.

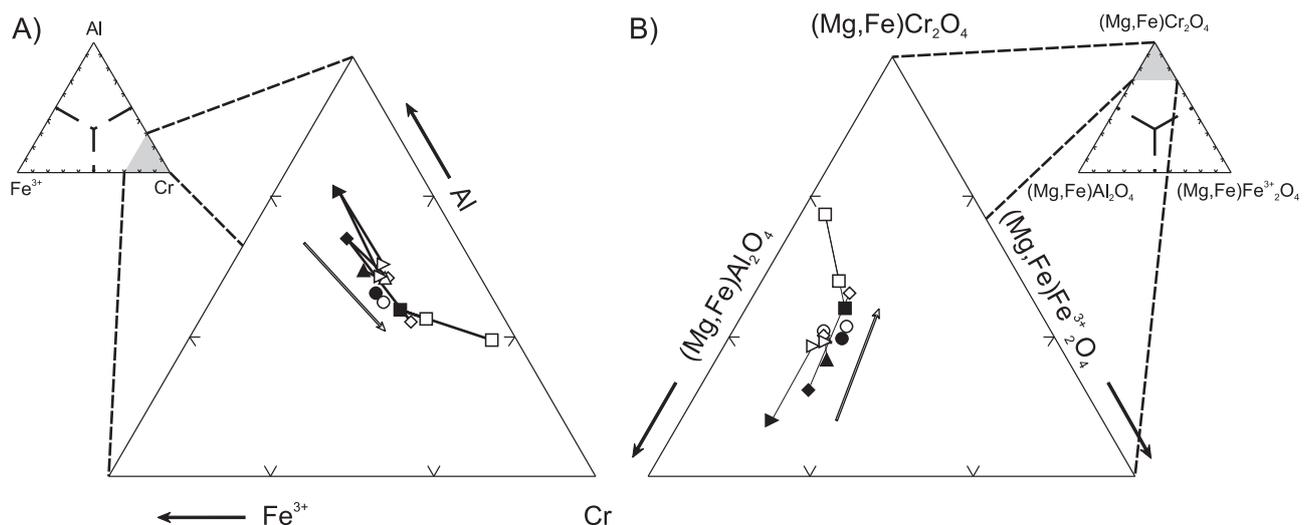
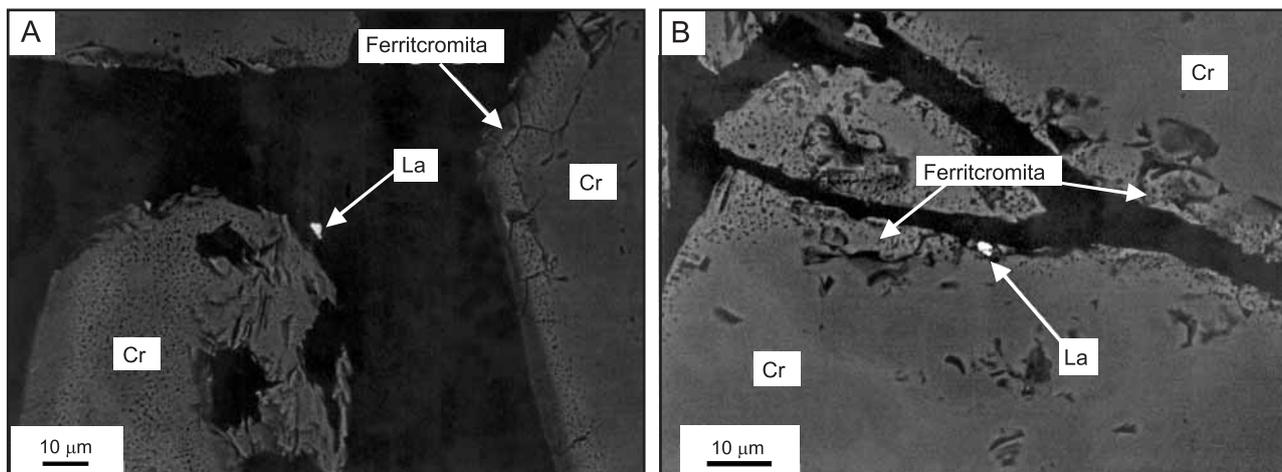
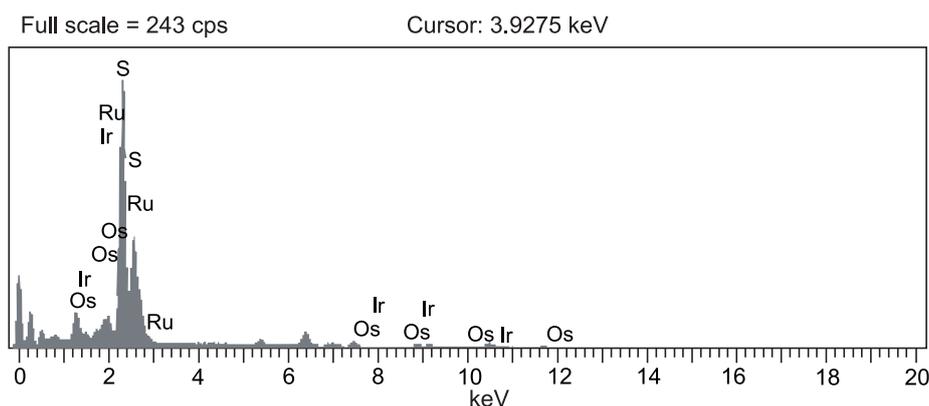


Figura 5. A. Diagrama  $\text{Al} \times \text{Fe}^{3+} \times \text{Cr}$ , mostrando a variação composicional núcleo-borda dos cristais de cromita analisados. B. Diagrama mostrando a composição das cromitas do Morro da Magnésita. Quadrados, círculo, triângulo e losango vazios = núcleos; quadrados, círculo, triângulo e losango preenchidos = bordas. A seta branca indica o *trend* núcleo-borda.



**Figura 6.** A. Cristais de cromita (Cr) com bordas de ferritcromita, e cristal de laurita (La) associado à matriz silicática, composta por serpentina e kammererita. B. Cristais de cromita (Cr) com bordas de ferritcromita, onde ocorre uma inclusão de cristal de laurita (La).



**Figura 7.** Resultado da leitura do espectrômetro de EDS CatB, em cristal de laurita.

Variações composicionais na concentração de minerais opacos (tanto óxidos quanto sulfetos) foram observadas nos dois corpos estudados. O Morro da Platina apresenta baixa porcentagem em cromitas e um predomínio de cromo magnetita, que apresentam muitos cristais com lamelas de geminação preenchidas por kammereritas. Já no Morro da Magnesita ocorre o oposto, os cristais de cromita são predominantes, e magnetita e cromo-magnetita são minerais acessórios.

## DISCUSSÃO DOS RESULTADOS

Nas rochas metaultramáficas predominam associações minerais típicas da fácies xisto verde, resultado da destruição de mineralogia e de texturas primárias, marcadas pela presença de serpentina + talco + clorita, e serpentina + talco com magnetita e carbonato (magnesita) associados.

Tais associações foram geradas em condições estáticas e às vezes dinâmicas. Muito raramente são observadas relações entre minerais com tramas sugestivas de reequilíbrio metamórfico, em fácies anfibolito. Encontra-se em algumas lâminas a presença de minerais reliquiares de olivina e piroxênio. A paragênese mineral é caracterizada por associações do tipo serpentina (antigorita predominantemente e crisotila) + talco; serpentina + talco com magnetita, clorita e carbonato, associados ou não. Essas associações indicam equilíbrio metamórfico em temperaturas inferiores a 550°C e pressões da ordem de 5,5 kbars.

Do mesmo modo, nos cromititos a presença de:

1. associações do tipo serpentina + clorita + espinélio, talco + clorita + espinélio, onde o espinélio é representado por magnetita e /ou magnetita cromífera;

2. formação de trilhas de magnetita no serpentinito e a formação de magnetitas eu-hédricas (neoformadas);

3. a formação de ferritcromita que está relacionada ao processo de serpentinição, indicando temperaturas inferiores a 550°C, como já apresentado por Candia, Gaspar e Szabó (1997, 1999);

4. o equilíbrio cromita e magnetita associado à serpentina + talco + clorita, também sugere um equilíbrio a temperaturas inferiores a 600°C, já que a esta temperatura surge o *solvus* entre cromita e magnetita.

Como observado nas rochas metaultramáficas, nos cromititos não ocorrem associações minerais do pico metamórfico, como observado nos metassedimentos encaixantes (Grupo Araxá), sendo apenas registradas associações minerais que indicam condições de reequilíbrio metamórfico na fácies xisto verde. Mesmo assim, em alguns locais, são observadas relações Al/(Al+Cr) elevadas, fato indicativo do grau metamórfico, que pode ter atingido o fácies anfibolito médio.

Quimicamente, os dados levantados na região mostram que os serpentinitos apresentam uma composição química semelhante aos peridotitos metamórficos e peridotitos metamórficos do tipo Alpino. Os resultados de química mineral das cromitas analisadas mostram que as relações entre Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub>, bem como entre Cr x Mg e Cr/(Cr+Al) x Mg/(Mg+Fe<sup>2+</sup>) ajustam-se ao campo de cromititos de complexos do tipo Alpino (Figuras 8A e 8B), indicando que se tratam de depósitos alóctones associados à *mélange* ofiolítica. Além disso, tem-se um conteúdo em TiO<sub>2</sub> muito baixo (entre 0,01 e 0,06%) e Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> elevado (vide Figura 8B). Estes cor-

pos de idade proterozoica, que passaram por transformações metamórficas e várias fases de deformação, na verdade colocam dúvidas, entretanto, os dados obtidos até o presente indicam uma origem a partir de crosta oceânica. Possivelmente não sejam similares aos ofiolitos terciários e mesmo paleozoicos (Irvine e Findlay, 1972; Coleman, 1977), que são tomados normalmente como referência. Tanto o alto conteúdo em Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub> quanto a concentração preferencial de platinoides do subgrupo IPGE (*Iridium-Platinum Group Elements*) e a elevada razão Cr/Fe (2 - 3,5%) permitem correlacionar estes maciços como do tipo Alpino (Angeli et al., 2006), ou do tipo Morro Feio. As feições observadas nas rochas metaultramáficas, enfim, são confirmadas e mostram que os corpos foram alojados tectonicamente durante a fase pré- sin- Dn, e que a deformação principal concentrou-se na borda dos corpos, preservando o núcleo dos mesmos da deformação.

Estudos microscópicos integrados aos resultados obtidos por microsonda eletrônica indicam que fluidos hidrotermais/metamórficos participaram da alteração dos cristais primários de cromitas, provocando um “crescimento” dos mesmos (correspondente às bordas de ferritcromitas), e que estes fluidos apresentavam uma baixa f(S<sub>2</sub>). Com o sobrecrecimento dos cristais verificam-se inclusões de kammereritas nas bordas e, por vezes, laurita. A quantidade de carbonato, relativamente baixa, indica que o fluido serpentinizante era mais rico em O<sub>2</sub> que em CO<sub>2</sub>. Os fluidos metamórficos ou hidrotermais com baixa concentração de CO<sub>2</sub>, como também baixa fugacidade de enxofre, catalisaram modificações na composição da cromita, gerando zoneamento em ambiente com elevada a(O<sub>2</sub>).

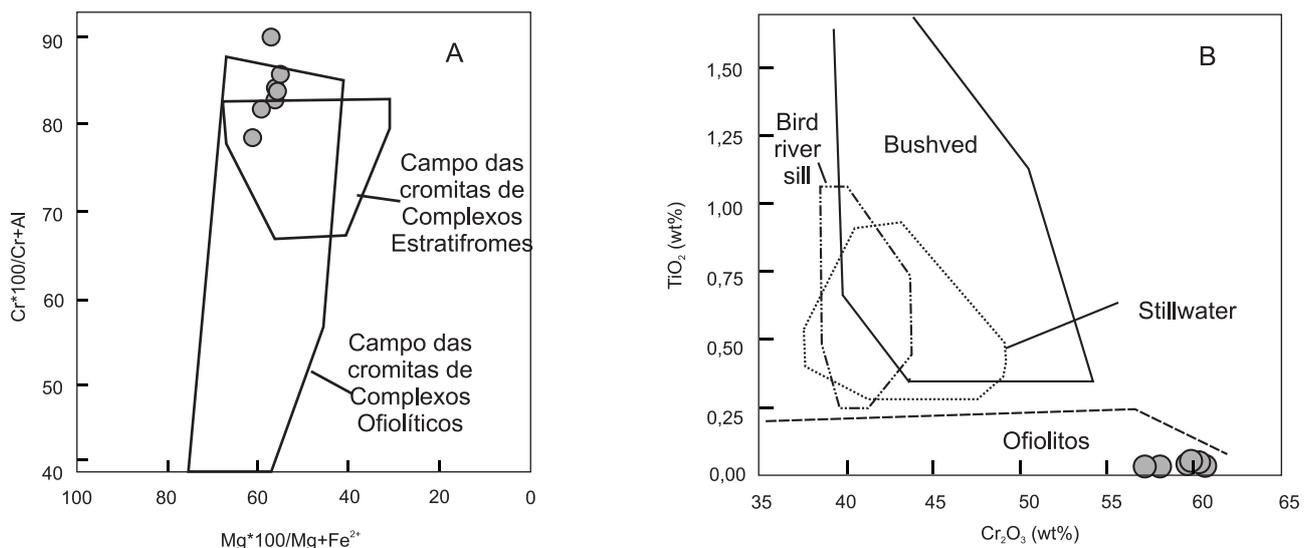


Figura 8. A. Diagrama Cr/Cr + Al x Mg<sup>2+</sup> / Mg + Fe<sup>2+</sup> (Irvine e Findlay, 1972) e B. Diagrama Cr<sub>2</sub>O<sub>3</sub> e TiO<sub>2</sub> (Evans e Frost, 1975), mostrando a variação composicional dos cristais de cromitas. Os círculos correspondem às análises do núcleo das cromitas.

## CONCLUSÕES

A área de estudo é constituída por uma associação de rochas metapelíticas às quais se associam corpos metaultramáficos e intrusivas graníticas. Os estudos petrográficos e geoquímicos mostram que as rochas metaultramáficas (serpentinitos) provêm de rochas duniticas/harzburgiticas como protólitos e possuem composição química semelhante a de peridotitos do tipo Alpino. Tal afirmação é corroborada pela textura/estrutura e informações de química mineral observadas nos cromititos (especificamente nos núcleos dos cristais de cromita). Os contatos entre os metassedimentos e as ultramáficas indicam que estes foram alojados tectonicamente durante a fase pré- sin- Dn.

As características petrográficas, texturais e geoquímicas das rochas metaultramáficas e cromititos da região, mostram que a evolução tectônica da área envolveu a presença de crosta oceânica. A estruturação presente seria resultado de um evento deformacional Dn e o alojamento dos corpos teria sido em estágios pré- sin- Dn, que colocou as rochas do Arco Magmático de Goiás sobre os metassedimentos do Grupo Araxá. Com relação à geração de ferritocromitas, tudo põe à mostra que um reequilíbrio metamórfico associado ao metamorfismo regional ( fácies xisto-verde) foi responsável pela serpentinização dos peridotitos e piroxenitos, principalmente porque são bastante raras as bordas de magnetita.

Com o término do Projeto, já em fase final, serão comparados todos os resultados de Cromínia e Mairipotaba com os Complexos estudados pelo primeiro autor, onde no Espinhaço Meridional (MG) e no Maciço de Troia (CE) já se comprovou que os mesmos são do tipo Estratiforme. Para a porção sudeste do estado de Goiás, há diferenças, como mostradas neste *paper*, que até o presente momento, mostram maior similaridade com complexos tipo Alpino.

## AGRADECIMENTOS

N. Angeli agradece a FAPESP (Processos nºs. 90/4601-5 e 06/50397-0). G. R. B. Navarro agradece a FAPESP (Processos nºs. 2001-10034-2 e 2001/08456-6) e CNPq (Processos nºs. 140418/02-4 e 305815/2005-9). Os autores também são gratos a dois relatores do periódico que, criteriosos e competentes no tema, nos deram sugestões importantes, as quais foram aqui aproveitadas.

## REFERÊNCIAS

ANGELI, N.; BEVENUTTI, C. F.; ANTUNES, L. A. CAMPOS, M. C.; MAMANI, R. Cromititos do Complexo de Pedra Branca: química mineral e platinóides associados, Ceará, Brasil. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO

NORDESTE, 23., 2009a, Fortaleza, *Resumo...* Fortaleza: SBG, 2009a. 1 CD ROM.

ANGELI, N.; GARUTTI, G.; ZACCARINI, F.; PROENZA, J.; THALLAMMER, O.; PENHA, U. Chromite composition and PGE mineralogy in chromitite from Serro and Alvorada de Minas ultramafic bodies (MG, Brazil): evidence for a stratiform origin. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO SUDESTE, 11., 2009b, São Pedro. *Resumo...* São Pedro: SBG, 2009b. p.102.

ANGELI, N.; NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. Química mineral e geoquímica dos depósitos de cromita de cromínia e Mairipotaba, Estado de Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOQUÍMICA, 10/ SIMPÓSIO DE GEOQUÍMICA DOS PAÍSES DO MERCOSUL, 2., 2005, Porto de Galinhas. *Resumos Expandidos...* Porto de Galinhas: SBG, 2005. 1 CD ROM.

ANGELI, N.; MERKLE, R. W.; NAVARRO, G. R. B.; SANTANA, I. V.; VLACH, S. R. F. Chromitites from Stratiform (Alvorada de Minas, Minas Gerais) and Alpyne type complexes (Cromínia – Mairipotaba, Goiás). In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 43., 2006, Aracaju. *Anais...* Aracaju: SBG, 2006. p. 245.

ARAÚJO, V. A. GODOI, P. V. B.; ARAUJO, H. O. de; MORETON, E. S.; SILVA, L. C.; AS, M. A. D.; MARTINS, A.; M. de; MATOS, E. G.; ANDRADE, S. H. S. de; SALES, R.; BERBERT, C. O.; OLIVATTI, O. *Projeto Pontalina: Fase I. Goiânia: SUREG/GO, DNPM/CPRM, 1980, v. 1.*

BROD, J. A.; LEONARDOS, O. H.; MENESES, P. R.; ALMEIDA, R. DE; ARAÚJO, R. N. J.; BLANCO, S. B.; CARDOSO, F. B. F.; CARVALHO, JR.; O. A. DE; JUNQUEIRA, F. F.; RIEHL, JR., W.; SOUZA, J. C. F.; TALLARICO, F. H. T.; THOMSEM, F. P. R.; ALBUQUERQUE, M. A. C. DE; BERBERT, M. L. C.; CERQUEIRA, M. R.S.; CHAGAS, M. A.; DIAS, R. R.; LIMA, C. V. DE.; NAKAMURA, E. T.; PORTO, S. G.; ROMÃO, P. A.; SANTOS, P. C. V. DOS. Tectono-estratigrafia da faixa Brasília na região do Alto Paranaíba. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO CENTRO-OESTE, 3., 1991, Cuiabá. *Anais...* Cuiabá: SBG, 1991. p. 155-168.

CANDIA, M. A. F.; GASPAR, J. C.; SZABÓ, G. A. J. Ferritocromita: revisão e implicações petrogenéticas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 27, n 4, p. 349-354, 1997.

CANDIA, M. A. F.; GASPAR, J. C.; SZABÓ, G. A. J. A interação de cromo-espinélio com fases silicáticas nos pro-

- cessos metamórficos. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 29, n. 4, p. 633-638, 1999.
- COLEMAN, R. G. *Ophiolites: Ancient Oceanic Lithosphere?*. Berlin: Springer-Verlag, 1977. 229 p.
- DEPARTAMENTO NACIONAL DA PRODUÇÃO MINERAL. 6º Distrito Regional do DNPM. Sub Projeto Cromínia – Mairipotaba – Pontalina. Relatório Final (minuta). Goiânia, 1969 (inédito).
- DRAKE Jr., A. A. The Serra de Caldas window. U.S. Geological Survey Professional Paper Washington, n. 1119-AB, p. 1B - 19B, 1980.
- EVANS, B. W.; FROST, B. R. Chrome spinel in progressive metamorphism: A preliminary analysis. *Geochimica Cosmochimica Acta*, v. 39, p. 959-972, 1975.
- FUCK, R. A.; PIMENTEL, M. M.; SILVA, D. R.; LUIZ, J. H. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38., 1994, Camboriú. *Boletim Resumos Expandidos...*. Camboriú: SBG, 1994. v.1, p. 215-216.
- IRVINE, T. N.; FLINDLAY, T. C. Alpyne-type peridotite with particular reference to the Bay of Islands Igneous Complex. *Publications Earth Physics of the Branch Mines and Resources of Canada*, v. 42, p. 97-140, 1972.
- MALPAS, J.; STEVENS, R. K. The origin and emplacement of the ophiolite suite with examples from Western Newfoundland. *Geotectonics*, v. 11, p. 453-466, 1977.
- NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. Petrografia e geoquímica das rochas metaultramáficas da região de Mairipotaba, Cromínia e Pontalina, Goiás. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 35, n. 4, p. 483-492, 2005.
- NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A. Geoquímica de Gnaisses do Arco Magmático de Goiás na região sul do Estado de Goiás. *Geologia USP: Série Científica*, v. 7, n. 1, p. 19-28, 2007.
- NAVARRO, G. R. B.; ZANARDO, A.; GALEMBECK, T. M. B.; ROCHA, M. M. C. Idades modelo dos gnaisses da região da região de Pontalina Goiás. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 42., 2004, Araxá. *Anais...*. Araxá: SBG, 2004. 1 CD-ROM.
- NAVARRO, G. R. B.; SIMÕES, L. S. A.; MORAES, R.; ZANARDO, A. Metamorfismo progressivo de alta pressão do Grupo Araxá na região de Mairipotaba, GO. In: SIMPÓSIO SOBRE CRÁTON DO SÃO FRANCISCO, 3., 2005, Salvador. *Resumos...*. Salvador: SBG, 2005. p. 98-101.
- PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A.; GIOIA, S. M. C. L. The neoproterozoic Goiás Magmatic Arc, central Brazil: A review and Sm - Nd isotopic data. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 30, n. 2, p. 35-39, 2000.
- REZENDE, A.; NILSON, A. A.; SILVA, A. da; ALVARENGA, C. J. S. de; GEBRIM, E.; GODOI, H. O.; LACERDA FILHO, J. V. de; DANNI, J. C. M.; CAMPOS, J. E. G.; BRILHANTE, J. R.; DARDENNE, M. A.; RESENDE, M.; PIMENTEL, M. M.; FRANCISQUINI, N.; BARBOSA, P. A. R.; BOAS, P. F. V.; LIMA, T. M. e FILHO, W. R. Descrição das Unidades Litoestratigráficas. In: LACERDA FILHO, J. V. de, REZENDE, A. e SILVA, A. da (Coord.). *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil : Geologia e Recursos Minerais do Estado de Goiás e Distrito Federal*. Goiânia: CPRM/METAGO S.A./UnB. p. 31-78, 1999.
- SIMÕES, L. S. A. *Compartimentos Crustais do Domínio Interno da Faixa Brasília no sul do estado de Goiás*. 2005. Tese (Livre Docência) - Instituto de Geociências e Ciências Exatas, Universidade Estadual Paulista, Rio Claro, São Paulo, 2005.
- STRIEDER, A. J.; NILSON, A. A. Mélange ofiolítica nos metassedimentos Araxá de Abadiânia (GO) e implicações tectônicas regionais. *Revista Brasileira de Geociências*, SBG, v. 22, n 2, p. 204-215, 1992.
- SUN, S. S.; McDONOUGH, W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. In: SANDERS, A. D.; MORRIS, M. J. (Ed.) *Magmatism in the ocean basins*. Oxford: Geological Society by Blackwell Scientific Publications, 1989. p. 313-345. (Geological Society, Special Publication, 42).
- SUN, S. Chemical composition and origin of the earth's primitive mantle. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, v. 46, p. 179-192, 1980.
- SUITA, M. T. F.; STRIEDER, A. J. Cr-spinels from Brazilian Mafic-Ultramafic Complexes: metamorphic modifications. *International Geology Review*, v. 38, p. 245-267, 1996.
- TAYLOR S.; MCLENNAN, S. *The continental crust: its composition and evolution*. Oxford: Blackwell 1985. 312 p.