Pesquisas em Geociências, 41 (2): 105-120, maio/ago. 2014 ISSN 1518-2398
Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil E-ISSN 1807-9806

Geologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS

Matheus Silva SIMÕES[1], Ruy Paulo PHILIPP[2], Milton Luiz Laquintinie FORMOSO[2] & Eduardo CAMOZZATO[3]

1. Curso de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: matheus.simoes@ufrgs.br.
2. Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Av. Bento Gonçalves, 9.500, Caixa Postal 15.001, CEP 91501-970, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: ruy.philipp@ufrgs.br, milton.formoso@ufrgs.br.
3. CPRM - Serviço Geológico do Brasil, SUREG-PA. Rua Banco da Província, 105, CEP 90840-030, Porto Alegre, RS, Brasil. E-mail: eduardo.camozzato@cprm.gov.br.

Recebido em 07/2013. Aceito para publicação em 06/2014.
Versão online publicada em 12/08/2014 (*www.pesquisasemgeociencias.ufrgs.br*)

Resumo - O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, localizado no município de São Sepé, porção NW do Escudo Sul-rio-grandense, é uma intrusão acamadada com cerca de 5 km^2 que mantém contatos por meio de falhas normais com gnaisses do Complexo Cambaí ao SW, com os xistos magnesianos e serpentinitos do Complexo Arroio Lajeadinho a SE e com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná a N. Neste trabalho foram descritas três unidades de rochas cumuláticas: Unidade Máfica (UM), Unidade Ultramáfica (UUM) e Unidade Transicional (UT). A principal estrutura primária identificada nessas unidades é um acamamento composicional/textural milimétrico a centimétrico e uma intercalação de camadas em escalas de afloramento e regional. As rochas da UM cristalizaram a partir da acumulação de cristais de plagioclásio e, em menor proporção, de olivina, além de fases minerais intercúmulus, que representam de 24 % a 41 % de líquido intersticial aprisionado nesta acumulação. Na UT, a acumulação de plagioclásio e olivina ocorreu em proporções muito próximas, com uma menor proporção do líquido aprisionado (cerca de 15 %). As amostras da UUM evidenciam uma acumulação principal de olivina com plagioclásio intercúmulus mais uma proporção do líquido intersticial (20 %). Todas as unidades do Complexo Mata Grande são afetadas pelo metamorfismo de contato causado pelo Granito São Sepé, sob condições de temperatura equivalentes às das fácies albita-epidoto *hornfels* e hornblenda *hornfels*. Feições de deformação *subsolidus* indicam um processo de compactação durante a fase final de cristalização e resfriamento.
Palavras-chave: Cinturão Dom Feliciano, Terreno São Gabriel, Complexo Mata Grande, Magmatismo Máfico.

Abstract - Geology of the Mafic-Ultramafic Mata Grande Complex, São Sepé, RS. The Mata Grande Mafic-Ultramafic Complex (MGC), located in São Sepé municipality, NW portion of the Sul-rio-grandense Shield, is a 5 km^2 layered intrusion bounded by normal faults southwest with the gneisses of the Cambaí Complex, southeast with magnesian schists and serpentinites of the Arroio Lajeadinho Complex and in north with the sedimentary rocks of the Paraná Basin. Three rock unities of cumulates are described in this paper: Mafic Unit (MU), Ultramafic Unit (UMU) and Transicional Unit (TU). The preserved primary structures are a compositional/textural millimetric to centimetric layering and an outcrop-scale or regional intercalation. The MU rocks crystallized from an accumulation of plagioclase crystals and, in less proportion, olivine crystals, and also from intercumulus phases, representing 24 % - 41 % of the interstitial trapped liquid in the accumulation. In TU, plagioclase and olivine accumulation occurred in very close proportions, with less trapped liquid proportion (~ 15 %). The UMU samples show olivine principal accumulation, intercumulus plagioclase and trapped liquid (20 %). All MGC units are affected by contact metamorphism caused by the São Sepé Granite, under albite-epidote hornfels and hornblende hornfels temperature conditions. The *subsolidus* deformation features indicate a compaction process during the stages of final crystallization and cooling.
Keywords: Dom Feliciano Belt, São Gabriel Terrane, Mata Grande Complex, Mafic Magmatism.

1 Introdução

As intrusões máfico-ultramáficas acamadadas têm sido associadas a diferentes tipos de ambientes tectônicos: riftes intracontinentais (Miller & Rippley, 1996; Iljina *et al*., 2001), riftes de margem continental (McBirney, 1996; Gladcezenko *et al*., 1997; White *et al*., 2008), LIPs (*large igneous provinces*) continentais (Ferris *et al*., 1998; Ferré *et al*., 2002), províncias continentais anorogênicas (Eales & Cawthorn, 1996; McCallum, 1996), margens convergentes (Eyüboglu *et al*., 2010, 2011) e ambientes pós-colisionais (Huang *et al*., 2003, 2007; Azer & El-Gharbawy, 2011).

Os mecanismos responsáveis pelo acamamento magmático são separados em cinco grupos principais: 1) mecanismos que operam durante a colocação do

magma; 2) mecanismos que operam de acordo com os padrões de convecção do magma; 3) mecanismos que resultam de processos mecânicos; 4) mecanismos que resultam das variações nos parâmetros intensivos (T, P, $P_{H2O,}$ f_{O2}); 5) mecanismos que ocorrem durante os estágios finais de cristalização e resfriamento (Naslund & McBirney, 1996).

Wager & Brown (1968) adotaram o conceito de assentamento gravitacional de cristais baseado na Equação de Stokes como principal mecanismo para a formação de acamamento ígneo na Intrusão de Skaergaard. A equação foi aperfeiçoada por McBirney & Noyes (1979), que a adaptaram para líquidos silicáticos (não-Newtonianos). A deposição por "correntes turbidíticas" já foi atribuída para explicar características de intrusões estratiformes que, em campo, se assemelham com estruturas sedimentares (*slumping*, corte-e-preenchimento, inconformidade angular e truncamento de camadas). Estas correntes de densidade teriam origem na queda de camadas do teto da câmara magmática (Irvine, 1974).

O modelo de assentamento gravitacional, após uma análise cuidadosa da densidade e tamanho de grão dos minerais em determinadas camadas de intrusões estratiformes, torna-se questionável, pois a seleção dos grãos não corresponde a uma seleção por mecanismos hidráulicos. Isto sugere que o assentamento de cristais em sistemas magmáticos não é completamente análogo aos processos de sedimentação clástica (Wilson, 1989). Modelos de acamamento dinâmico e por fluxo magmático foram propostos para a Intrusão de Skaergaard (McBirney & Nicholas, 1997) e a identificação de acamamento dinâmico e não dinâmico foi descrito para o mesmo complexo (Boudreau & McBirney, 1997).

O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande (CMG), localizado no município de São Sepé, porção NW do Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), é uma intrusão acamadada com cerca de 5 km^2 que mantém contatos através de falhas normais com os gnaisses do Complexo Cambaí a SW, com as rochas sedimentares da Bacia do Paraná a N e com os xistos magnesianos e serpentinitos do Complexo Arroio Lajeadinho a SE.

A primeira definição do CMG como Coronito de Mata Grande (Issler *et al*., 1967) foi proposta por meio de aspectos de campo, onde este foi descrito como um maciço alongado de acordo com as estruturas regionais NE, e por descrições petrográficas, com a identificação de coronas de piroxênio e anfibólio em torno de cristais de olivina. Dados geocronológicos pelo método K-Ar apresentados por Issler *et al*. (1973) indicaram uma idade paleoproterozoica da ordem de 2 Ga, posicionando o CMG na base da estratigrafia do ESRG. Posteriormente, Rego *et al*. (1994) utilizaram dados de química de rocha total e química mineral em gabros e peridotitos do CMG, identificando um *gap* composicional no teor de MgO entre ambos os litotipos, além de plagioclásios cálcicos e olivinas magnesianas (Fo_{85}, An_{78} nos peridotitos e Fo_{79}, An_{73} nos gabros).

No mapeamento de parte da Folha Vila Nova na escala 1:25.000 (UFRGS, 1997), o CMG foi incluso na Sequência Arroio Lajeadinho do Complexo Bossoroca e foram individualizadas duas fácies: gabroica e peridotítica. Na fácies gabróica foram descritas a estratificação magmática primária (S_0) no seu núcleo, marcada pelo assentamento gravitacional dos cristais de plagioclásio, e texturas cúmulus, intercúmulus e pós-cúmulus. Na fácies peridotítica também foram descritas estruturas magmáticas primárias de assentamento gravitacional dos cristais de plagioclásio e, em ambas as fácies, foram descritas coroas de reação da olivina com lamelas simples (piroxênio) ou duplas (ortopiroxênio e anfibólio).

O objetivo principal deste trabalho é apresentar uma discussão sobre as relações de campo, a estratigrafia, os aspectos texturais e mecanismos de diferenciação do Complexo Mata Grande com base na integração do mapeamento geológico de detalhe com dados estruturais e análise petrográfica.

2 Área, materiais e métodos

2.1 Geologia regional

O Escudo Sul-rio-grandense (ESRG), situado na porção meridional da Província Mantiqueira (Almeida *et al*., 1981), é dividido em quatro unidades geotectônicas (Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al*., 2007): 1) Terreno Taquarembó, paleoproterozoico retrabalhado no Neoproterozoico; 2) Terreno São Gabriel, neoproterozoico com assinatura isotópica juvenil; 3) Terreno Tijucas, gnaisses e metagranitos paleoproterozoicos intercalados tectonicamente com rochas metassedimentares e metavulcânicas neoproterozoicas; e 4) Batólito Pelotas, composto por suítes e complexos graníticos neoproterozoicos com septos do embasamento (Fig. 1A). O Terreno Taquarembó faz parte do Cráton Rio de La Plata, enquanto as demais unidades constituem o Cinturão Dom Feliciano.

A área de estudo está posicionada no Terreno São Gabriel (TSG), uma unidade geotectônica com caráter juvenil, relacionada aos estágios de fechamento oceânico e edificação do arco magmático São Gabriel durante o Ciclo Brasiliano (Figura 1B). A construção deste terreno ocorreu entre 880-650 Ma, durante a orogênese São Gabriel (Babinski *et al*., 1996, 1997; Hartmann *et al*., 2007, 2011; Philipp *et al*., 2008; Lena *et al*., 2014), cujo pico colisional foi definido em torno de 715-719 Ma (Hartmann *et al*., 2011). O TSG é constituído por uma associação de metagranitoides e ortognaisses de composição diorítica a granodiorítica (Complexo Cambaí, 735-705 Ma), com septos de paragnaisses, xistos magnesianos e serpentinitos (Complexo Cambaizinho), intercalados com rochas máficas e ultramáficas e lentes de mármore, justapostos a sequências metavulcanossedimentares (Chemale Jr. *et al*.,1995; Babinski *et al*. 1996; Hartmann *et al*., 2011). Este conjunto de ro-

chas é intrudido, pelas unidades da Suíte Lagoa da Meia Lua (705-680 Ma), uma associação de gabros, dioritos, tonalitos e granodioritos, com deformação no estado sólido restrita a algumas zonas de alto *strain*, que ocorrem próximos a localidade de Vila Nova do Sul e na Vila da Palma, município de São Gabriel (UFRGS, 1997; Garavaglia *et al*., 2002). Os corpos desta suíte possuem formas alongadas dispostas de acordo com a Zona de Cisalhamento Dúctil Palma-Vila Nova do Sul de direção N30-40°E, que corta o TSG. O último evento que afeta o TSG é a intrusão de granitóides pós-colisionais pertencentes a orogênese Dom Feliciano (Babinski *et al*., 1997; Chemale Jr., 2000; Hartmann *et al*., 2007).

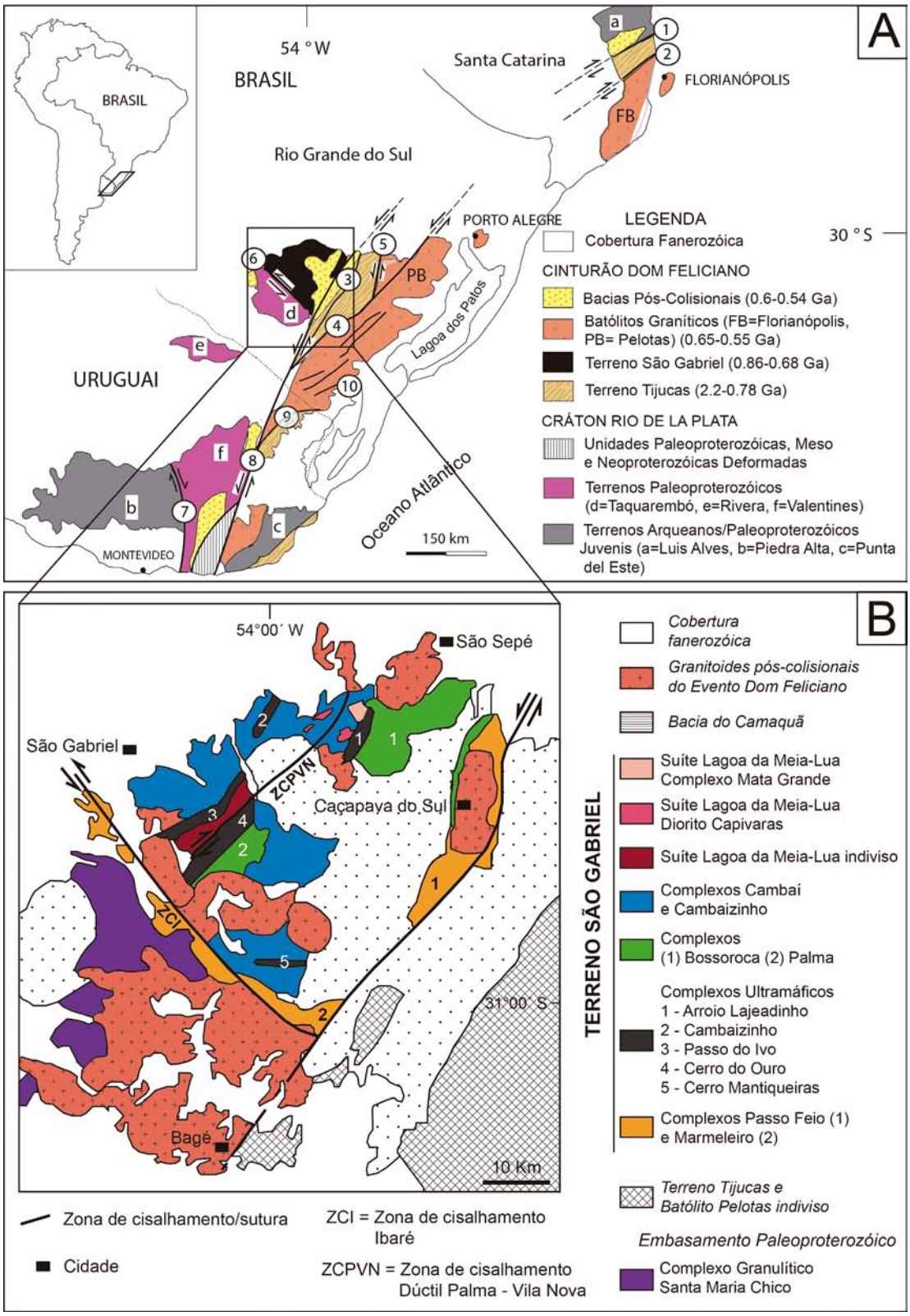

Figura 1. Localização a contexto geotectônico. A) Principais unidades geotectônicas do sul do Brasil e do Uruguai. Zonas de Cisalhamento: 1- Itajai-Perimbó, 2- Major Gercino, 3- Santana da Boa Vista, 4- Dorsal de Canguçu, 5- Passo do Marinheiro, 6- Ibaré, 7- Sarandi Del Y, 8- Sierra Ballena, 9- Cerro Amaro, 10- Arroio Grande. Fonte: Philipp *et al.* (2008), modificado de Hartmann *et al.* (2007) e Oyhantçabal *et al.* (2010). B) Unidades geológicas do Terreno São Gabriel (modificado de Philipp *et al*., 2008).

O Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande (Simões, 2012) constitui um corpo contínuo com forma pouco alongada segundo a direção N-S, limitado ao norte, oeste e sul por falhas normais. As rochas do CMG foram separadas em três unidades distintas: unidade ultramáfica, unidade máfica e unidade transicional (Fig. 2). A unidade ultramáfica ocorre preferencialmente na porção norte do corpo enquanto a unidade máfica é dominante. Na unidade máfica foram reconhecidas três fácies petrográficas distintas caracterizadas principalmente por variações granulométricas: (i) fácies equigranular fina a média, (ii) fácies equigranular média a grossa e (iii) fácies heterogranular muito grossa. Estas fácies apresentam uma disposição em camadas subhorizontais. A disposição espacial das unidades e das fácies observadas caracteriza um corpo acamadado que ainda apresenta sua forma original. Todas as unidades apresentam acamamento composicional milimétrico

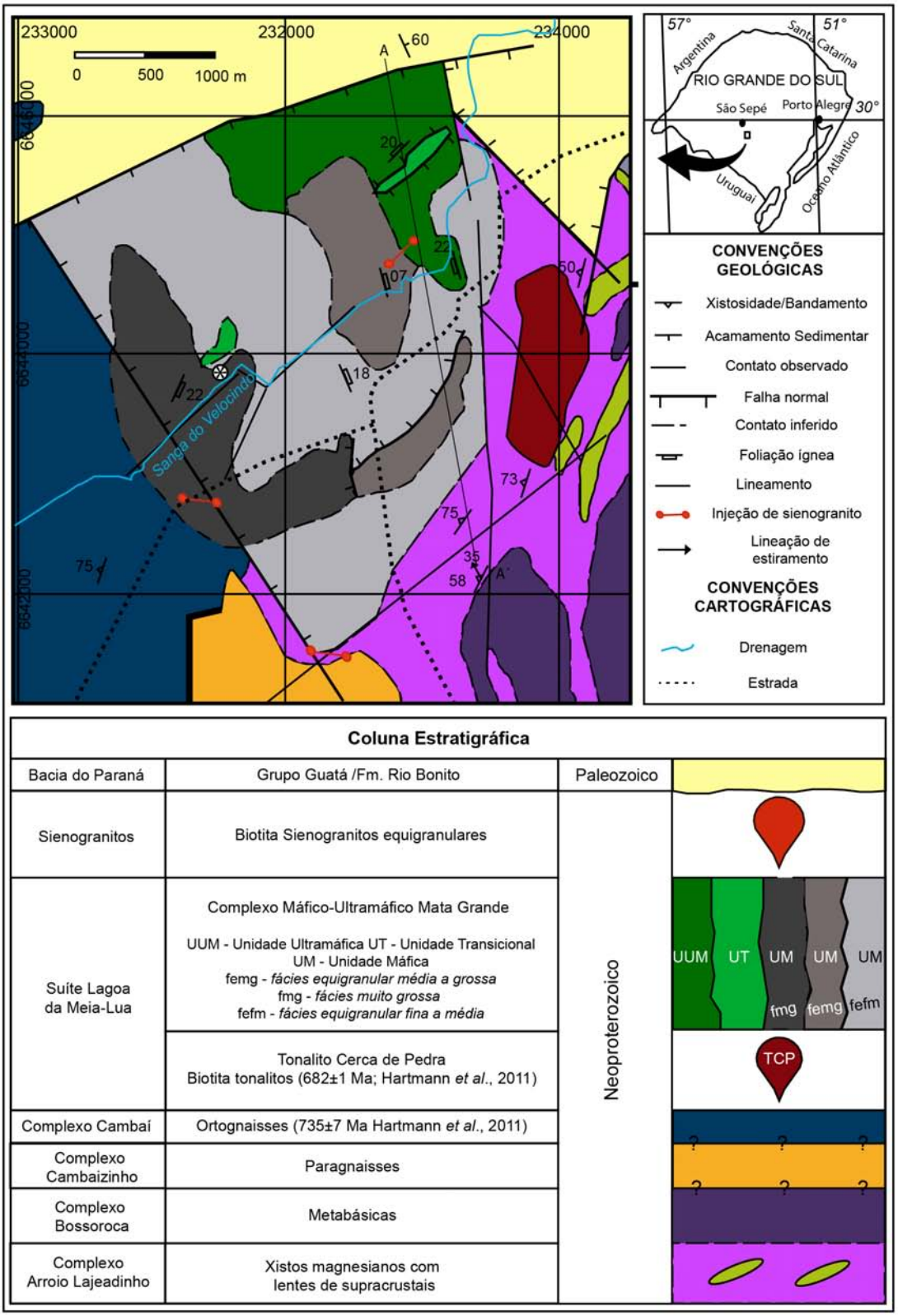

Figura 2. Mapa geológico da região de Mata Grande, a partir de UFRGS (1997) e Simões (2012).

a centimétrico caracterizado por variações modais de fases como olivina, plagioclásio e piroxênio, comumente acompanhadas por mudanças texturais vinculadas à variação do tamanho de grão (Fig.3A). O CMG é intrudido por injeções métricas de biotita sienogranitos equigranulares (IC ~5) com quartzo globular pertencentes ao Granito São Sepé, cujo corpo principal dista cerca de 2 km da área estudada.

A **Unidade Máfica (UM)** é composta por olivina gabronoritos com hornblenda, hornblenda noritos e metagabros, apresentando uma variação composicional e textural bem definida que permitiu sua separação em três fácies principais. A **Fácies Equigranular Fina a Média (FEFM)** apresenta textura equigranular hipidiomórfica fina a média, com plagioclásio prismático euédrico marcando uma foliação de forma representada pela orientação preferencial do seu maior eixo (Fig. 3B). Os minerais máficos são essencialmente piroxênio e anfibólio com formas ameboides e olivina prismática euédrica ou globular. A **Fácies Equigranular Média a Grossa (FEMG)** mostra uma textura equigranular hipidiomórfica média a grossa, com plagioclásio prismático euédrico e piroxênio e anfibólio ameboides além de olivina euédrica globular. É comum a presença de

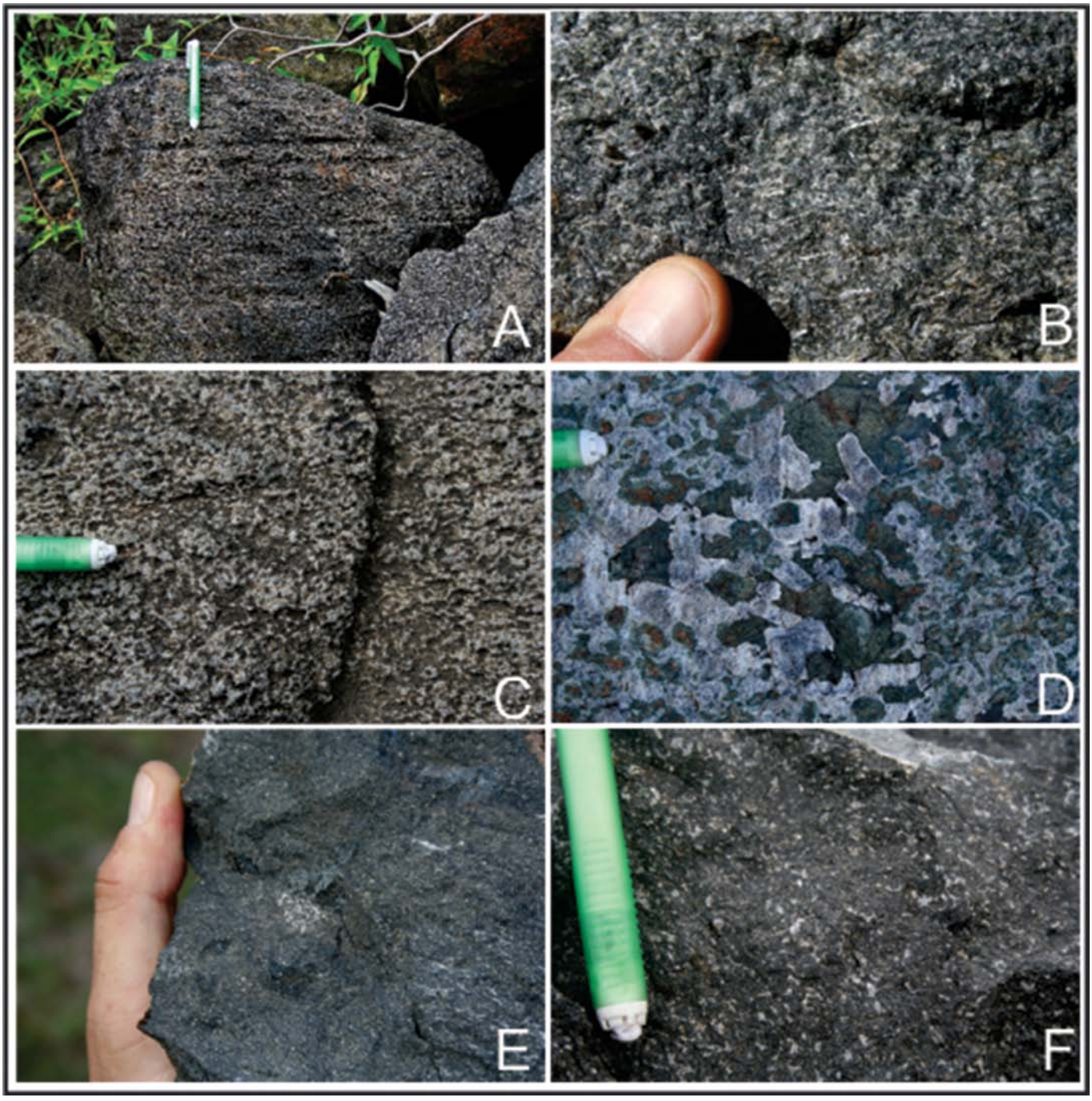

Figura 3. Aspectos de campo e texturas macroscópicas do CMG. A) Acamamento composicional/textural na unidade máfica. B) Foliação de forma do plagioclásio na FEFM da unidade máfica. C) Gabro da FEMG com foliação incipiente. D) Gabro da FMG sem foliação, com plagioclásio em textura poiquilítica como inclusão do piroxênio. E) Peridotito da UUM. F) Troctolito da UT com plagioclásio ameboide (Fotos: Ruy Paulo Philipp).

estrutura maciça (Fig. 3C) ou acamamento composicional e textural, sendo a foliação de forma do plagioclásio incipiente ou ausente. A **Fácies Heterogranular Muito Grossa (FMG)** possui plagioclásio prismático euédrico (2-7 cm), em textura subofítica nos piroxênios ou ameboide intergranular (Fig 3D); além de anfibólio prismático euédrico, localizadamente ameboide. A estrutura das rochas é geralmente maciça, apresentando raramente foliação de forma dos plagioclásios. Em alguns afloramentos, esta fácies possui injeções de dioritos de granulometria muito fina, com contatos irregulares interlobados, contendo fragmentos de metagabros e xenocristais corroídos de plagioclásio. Em algumas exposições, as rochas da UM ocorrem cortadas por fraturas retilíneas preenchidas por quartzo translúcido, podendo apresentar pirita e pirita+calcopirita disseminadas.

A **Unidade Ultramáfica (UUM)** é composta por peridotitos (Fig. 3E) e serpentinitos de estrutura maciça, com plagioclásio ameboide intergranular, olivina prismática euédrica ou globular, piroxênio e anfibólio prismáticos ou ameboides.

A **Unidade Transicional (UT)** é constituída por troctolitos e olivina noritos (Fig. 3F) compostos por plagioclásio prismático ou ameboide intergranular, marcando uma foliação de forma através da orientação do seu maior eixo ou através de agregados milimétricos alongados, piroxênio e anfibólio ameboides e olivina prismática euédrica ou globular integranular. A expressão "Unidade Transicional" é utilizada para referir as rochas nas quais o teor de plagioclásio ocorre muito próximo ao limite que define petrograficamente, os campos entre peridotitos e melagabros de Streckeisen (1973, 1976). Estas rochas são caracterizadas, ainda, por um teor de magnetita muito mais alto que observado nas rochas da Unidade Máfica.

A disposição do acamamento ígneo e da foliação de forma está afetada por falhas normais de direção N50°E e N70°W (Fig. 4). O acamamento ígneo mostra em geral, uma disposição suborizontal que, próximo a zonas de falhas, apresenta-se basculado (Fig. 5). As relações de campo entre as unidades máfica, ultramáfica e transicional do CMG são intercalações e repetições de camadas tabulares. Estas intercalações são definidas em escala métrica em afloramento por intercalações de camadas suborizontais da unidade ultramáfica com rochas da unidade máfica ou através de intercalações regionais entre as três unidades.

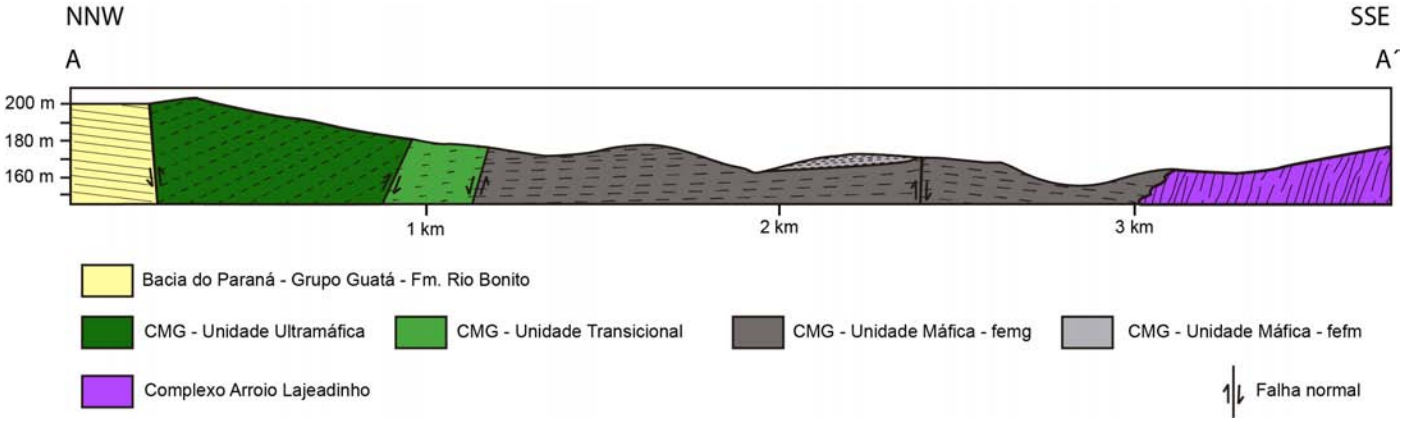

Figura 4. Seção geológica ilustrativa do CMG (perfil indicado na fig. 2).

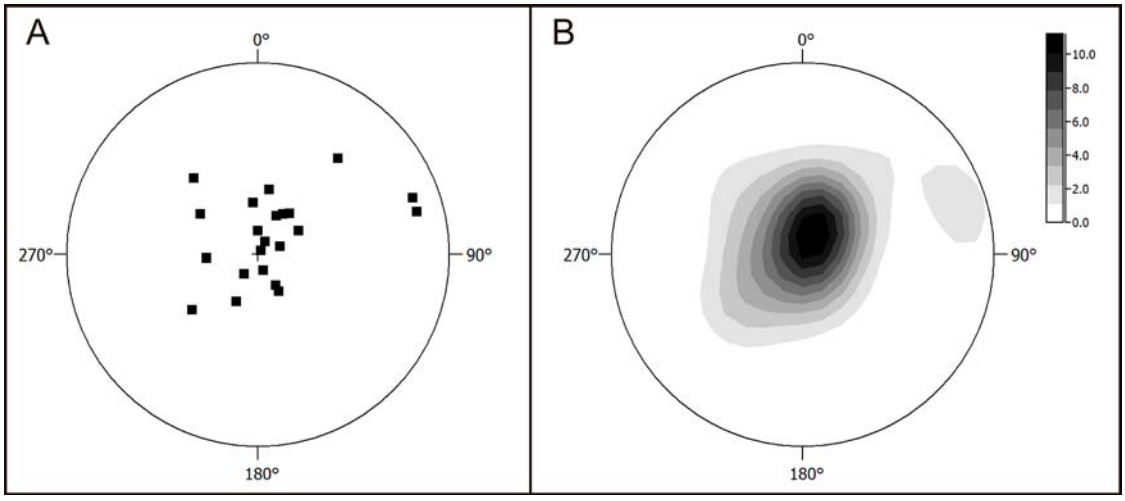

Figura 5. Estruturas planares do CMG: A) Estereograma dos polos de planos de acamadamento composicional ígneo primário e foliação de forma mineral nas unidades do CMG. Os mergulhos são sub-horizontais (67,85 %) entre 2 e 22° e subverticais (32,15 %) entre 28 e 75°; N = 28. B) Diagrama de contorno dos dados da figura A (densidade média = 1,33, densidade máxima = 11,2).

2.2 Materiais e métodos

Na etapa de campo foram descritos 33 pontos e compiladas informações de 44 pontos de UFRGS (1997) para a confecção de um mapa geológico detalhado em escala 1:10.000 da área de estudo. Foram selecionadas 14 novas amostras para a obtenção de lâminas delgadas e 01 seção polida junto ao Laboratório de Apoio Analítico e Preparação de Amostras do Centro de Estudos em Petrologia e Geoquímica (CPGq) do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul. As amostras foram descritas e fotografadas em um microscópio de luz transmitida e refletida, marca MEI-JI. Para determinar os valores percentuais de cada mineral foi realizada uma contagem modal de 400 pontos por lâmina e o teor de An dos plagioclásios foi medido através da combinação das técnicas de macla simples e dupla-macla.

3 Resultados

3.1 Petrografia

A percentagem modal calculada a partir da contagem de pontos é apresentada nas tabelas 1 e 2 para as rochas que apresentam pouca transformação metamórfica na mineralogia primária das três unidades amostradas.

Tabela 1. Resultado da contagem modal (400 pontos/lâmina) das amostras da UM. Fefm = fácies equigranular fina a média, femg = fácies equigranular média a grossa; Plg = plagioclásio; Oliv = olivina; Hip = hiperstênio; Enst = enstatita; Aug = augita; Hb = hornblenda; Srp/boul = serpentina/boulingita; Ser = sericita (mica branca); op = opacos (indiscriminados); Phl = flogopita; Qz = quartzo; Carb = carbonato; Idd = iddingsita; Mag = magnetita; Talc = talco; Clin = clinocloro.

Unidade	Máfica				
Fácies	fefm	femg			
Amostra/Mineralogia	MS – 32 A	MS – 18 A	MS – 02 A	MS – 17 A	MS – 22 B
Plg	55,3	40	45	55	42,5
Oliv	14	21	15	15,5	0
Hip	5,8	7	13	12	0
Enst	0	13	0	0	0
Aug	10,5	11,5	14	5	0
Hb	8	0	9	10	43,5
Srp/boul	2,3	1	1	1	0
Ser	1	Tr	Tr	Tr	Tr
op	2,5	2	1	0,8	9,5
Phl	0,3	0	0	0	2
Qz	0	0	0	0	Tr
Carb	0	0	0	0	2,5
Idd	0	0	0	0	0
Mag	Tr	4,5	2	0,7	Tr
Talc	0	0	0	0	0
Clin	0	0	0	0	0
Total	100	100	100	100	100

Tabela 2. Resultado da contagem modal (400 pontos/lâmina) das amostras da UT e UUM. Plg = plagioclásio; Oliv = olivina; Hip = hiperstênio; Enst = enstatita; Aug = augita; Hb = hornblenda; Srp/boul = serpentina/boulingita; Ser = sericita (mica branca); op = opacos (indiscriminados); Phl = flogopita; Qz = quartzo; Carb = carbonato; Idd = iddingsita; Mag = magnetita; Talc = talco; Clin = clinocloro.

Unidade	Transicional		Ultramáfica		
Amostra/Mineralogia	MS – 25	MS –05 A	MS – 33 A	PMG - B	MS – 21 A
Plg	35	20	5,5	7	0
Oliv	30,2	50,3	49,6	49,5	33,5
Hip	10	4,3	1,5	4,5	0
Enst	0	4,15	0	4,5	0
Aug	3	0	3,3	7	2
Hb	1	2	7	5	3
Srp/boul	7	8	19,4	14,5	31,5
Ser	1	0,8	0,6	Tr	Tr
op	9	0,9	1	Tr	4
Phl	0	0	2	0	0
Qz	0	0	0	0	Tr
Carb	0	0	0,5	0	0,5
Idd	3,8	Tr	0	0	0
Mag	8	9,55	9,6	7	21
Talc	0	0	Tr	Tr	0
Clin	0	0	0	0	4,5
Total	100	100	100	100	100

3.1.1 Unidade Ultramáfica (UUM)

A UUM compreende peridotitos com diferentes graus de serpentinização e alteração hidrotermal . Estes peridotitos são mesocumulados e heteroadcumulados de textura inequigranular média a grossa (Fig. 6a) com o tamanho dos minerais essenciais entre 5 e 40 mm, cuja composição é de hornblenda wehrlitos e lherzolitos. Os ultramafitos podem ser maciços ou com a olivina incipientemente orientada.

A olivina está presente como fase cúmulus com tamanho médio de 1 mm e as suas fraturas de expansão cortam os minerais circundantes e são preenchidas por serpentina, boulingita e/ou flogopita. O grau de serpentinização é variável, com cristalização de magnetita + serpentina nas fraturas. O plagioclásio é uma fase intercúmulus com teores de An em torno de An_{65}. O ortopiroxênio (Fig. 6C) é do tipo enstatita e tem forma esqueletal e amebóide anédrica no intercúmulus e tamanho entre 2,5 e 5 mm. O clinopiroxênio é do tipo augita, apresenta forma ameboide e anédrica, ocorrendo no intercúmulus com tamanho variando de 4 a 8 mm. Alguns cristais apresentam coroa de reação de hornblenda. A hornblenda apresenta forma esqueletal anédrica e tamanho médio de 4 mm. Seu pleocroísmo varia do incolor ou amarelo claro ao castanho claro avermelhado. A flogopita ocorre com tamanho médio de 1 mm no intercumulus (Fig. 6B) com forma lamelar anédrica. Os opacos primários, que são magnetita e cromita, cristalizaram-se em duas gerações e mostram forma prismática e globular com tamanhos entre 0,01 e 2 mm. Estes ocorrem como inclusões nos demais minerais ou como fase intercúmulus na forma de *schiller* na flogopita. A magnetita constitui agregados de minerais menores que 0,5 mm que ocorrem a partir do processo de serpentinização da olivina. A serpentina ocorre na forma de agregados fibro-lamelares, preenchendo as fraturas da olivina e originando as texturas *mesh* e *hourglass*. A mica branca faz parte da paragênese do metamorfismo de contato e ocorre com tamanho entre 0,05 e 0,1 mm, preenchendo fraturas sobre os plagioclásios e associada a agregados de carbonato de 0,08 até 0,1 mm. A ordem de cristalização estimada para as rochas da UM é: magnetita 1 + cromita → olivina → magnetita 2 + plagioclásio + ortopiroxênio + clinopiroxênio → hornblenda→ flogopita. Os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são: serpentina, boulingita, magnetita, mica branca e carbonato.

Os serpentinitos da UUM possuem textura *mesh* e *hourglass* (Fig. 6DF) com tamanho médio a grosso, variando para talco serpentinitos ricos em magnetita, ambos com estrutura maciça. A serpentina ocorre na forma de agregados fibro-lamelares de 0,02 a 0,1 mm de espessura ou como cristais de cerca de 5 mm. A textura *mesh* é formada pela substituição das olivinas juntamente com boulingita e iddingsita. Também se observa texturas do tipo *interlocking*, caracterizada pela alternância perpendicular e paralela de agregados. A olivina, quando preservada, é uma fase cúmulus com forma globular e prismática subédrica. O clinopiroxênio possui tamanhos de até 5 mm e formas prismáticas subédricas e apresenta *schiller* de minerais opacos nas clivagens. Os opacos são, geralmente, magnetitas prismáticas euédricas de 0,1 a 0,8 mm, inclusas nas olivinas ou na porção intergranular. O talco ocorre associado com a serpentina na forma de agregados fibro-radiados (Fig. 6E) de cristais com tamanho médio de 0,5 mm. O clinocloro possui tamanho médio de 0,3 mm e forma cristais lamelar subédricos a euédricos que ocorrem entre os cristais de olivina. A tremolita constitui cristais prismáticos subédricos e euédricos com cerca de 0,2 mm. Em serpentinitos bastante alterados, o carbonato (dolomita e/ou magnesita) ocorre disseminado na rocha na forma de agregados menores que 0,01 mm.

3.1.2 Unidade Transicional (UT)

A UT é composta por mesocumulados com composição de olivina noritos e troctolitos (Fig. 7A). Esses apresentam textura equigranular hipidiomórfica média a grossa (2 a 3 mm). A estrutura é maciça ou podem mostrar uma foliação de forma marcada pela orientação dos cristais de plagioclásio. Os cristais de olivina apresentam coroas de reação de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda (Fig. 7 B-D). Também se observa coroas de hornblenda envolvendo os cristais de piroxênios.

O plagioclásio apresenta teor de An entre An_{50} e An_{62} e ocorre como fase cúmulus com a olivina que possui grau de serpentinização médio a muito alto (Fig. 7EF). O hiperstênio apresenta forma esqueletal e anédrica, em tamanho médio de 2 mm, ocorrendo como mineral intercúmulus. A enstatita possui forma ameboide anédrica e ocorre no intercúmulus com tamanho médio é de 2 mm, apresentando diagnosticamente, uma das direções de clivagem com inclusões de magnetita, caracterizando uma clivagem pontilhada. O clinopiroxênio é do tipo augita e apresenta forma ameboide e anédrica, ocorre no intercúmulus com tamanho médio de 3 mm. A hornblenda possui forma esqueletal e anédrica, com pleocroísmo de incolor ao castanho claro ou escuro. Os minerais opacos (magnetita e cromita) têm forma prismática, são euédricos e subédricos (subordinadamente aciculares e ameboides) com tamanho entre 0,1 e 0,6 mm. Localizadamente podem ocorrer com coroas de reação de hornblenda. A iddingsita apresenta forma de agregados fibro-lamelares de cerca de 0,04 mm e a serpentina ocorre como agregados fibro-lamelares de 0,02 a 0,08 mm de espessura. Por meio da alteração dos plagioclásios, a mica branca ocorre na forma de agregados microgranulares de tamanho entre < 0,01 e 0,3 mm. A ordem de cristalização dos minerais das rochas da UT é descrita como: magnetita → olivina 1 ± plagioclásio 1 → plagioclásio 2 ± olivina 2 → hiperstênio + enstatita + clinopiroxênio → hornblenda. Os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são serpentina + magnetita + iddingsita + mica branca.

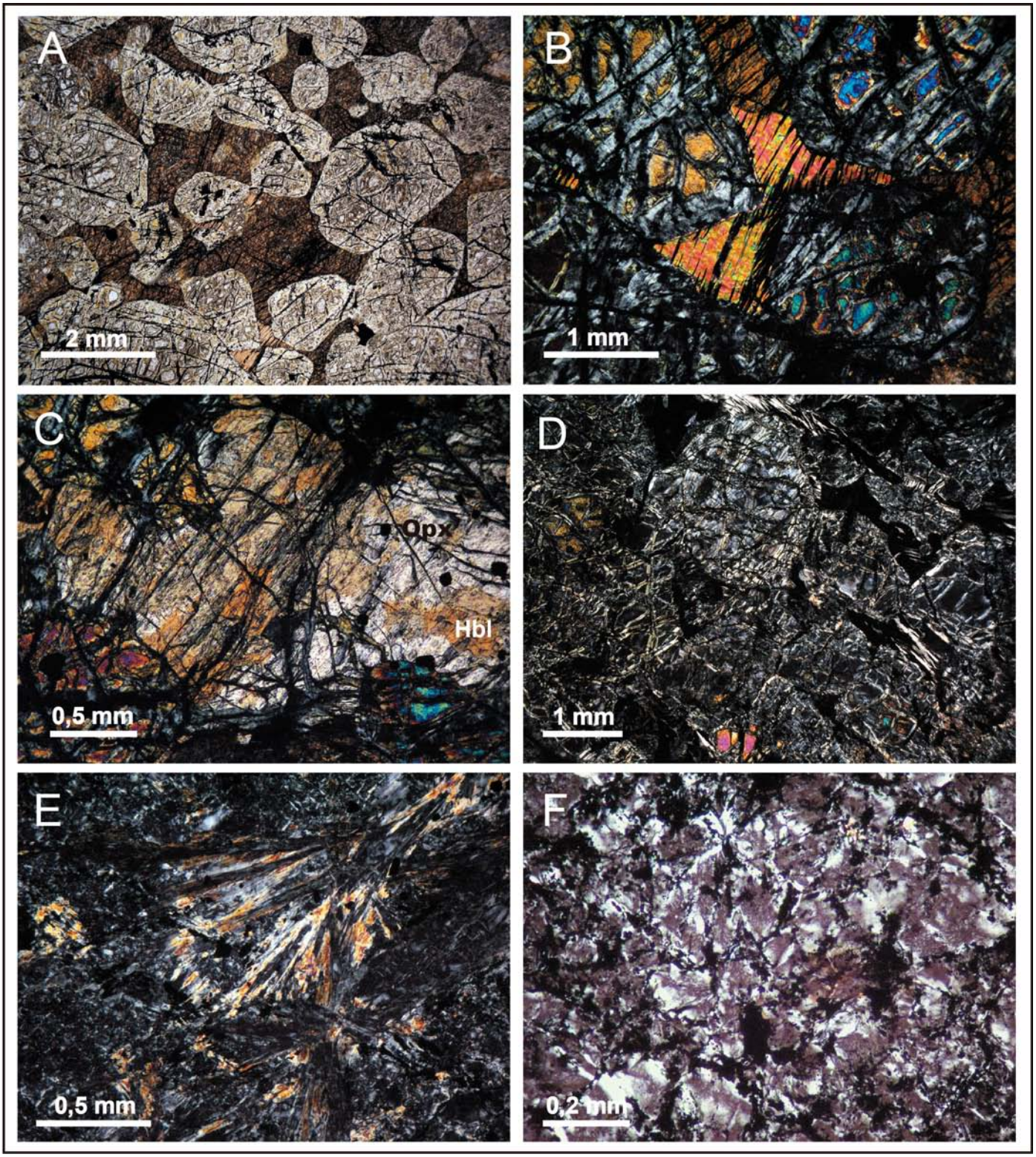

Figura 6. Fotomicrografias das amostras da UUM. A) Textura poiquilítica de olivina inclusa em *oikocristal* de hornblenda em peridotito (LN). B) Flogopita intercúmulus em peridotito. C) Cristal de ortopiroxênio transformado parcialmente para hornblenda marrom. D) Textura pseudomórfica de serpentina substituindo olivina em serpentinito. E) Agregados fibro-radiais de talco em serpentinito. F) Textura *interlocking* das serpentinas em serpentinito.

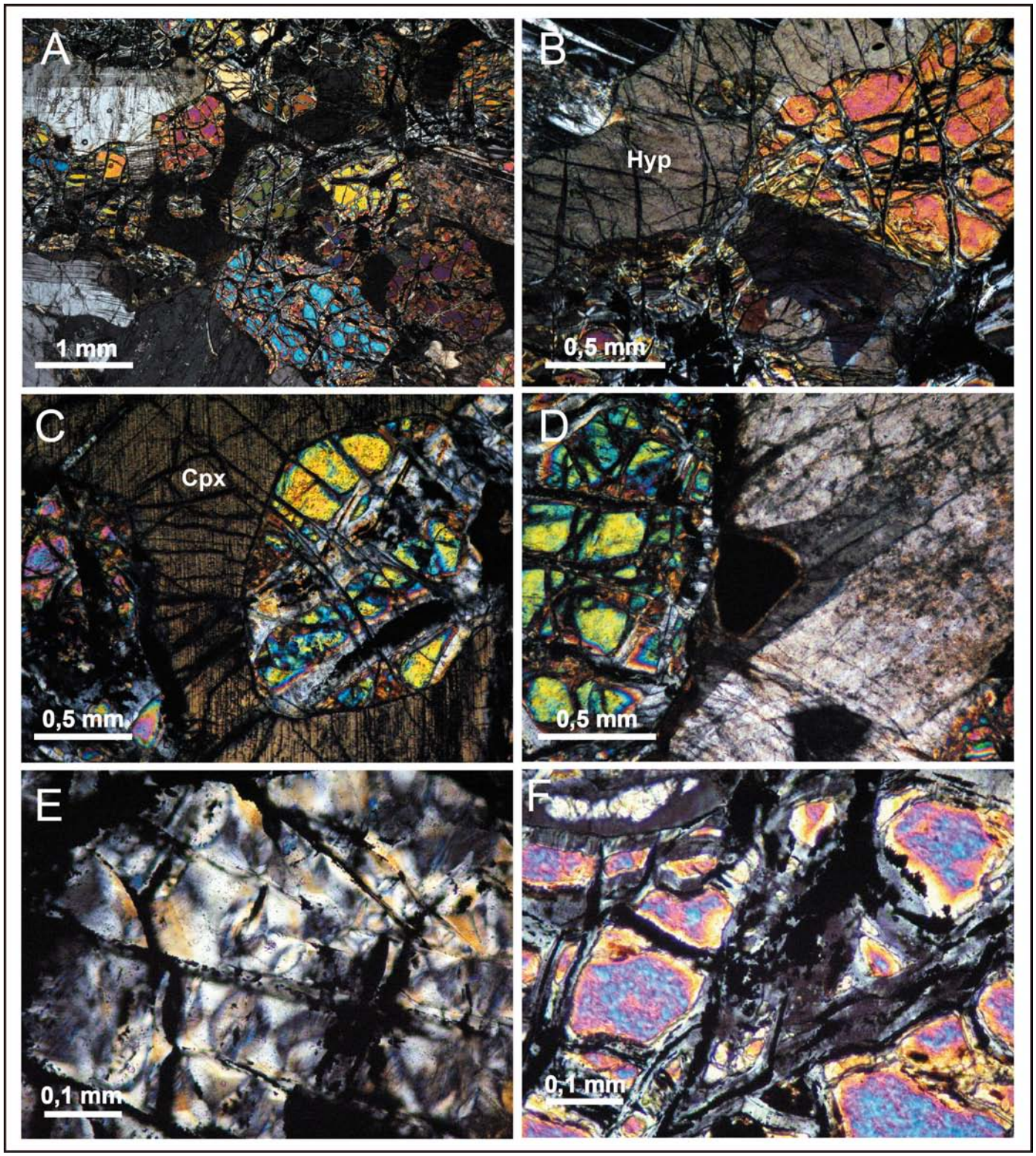

Figura 7. Fotomicrografias das amostras da UT. A) Textura cumulática geral das rochas da UT. B) Coroa de hiperstênio em olivina. C) Olivina inclusa em *oikocristal* de clinopiroxênio. D) Cristal opaco com coroa de reação de hornblenda. E) Textura *hourglass* nos agregados de serpentina. F) Agregados de serpentina e cristais de magnetita preenchendo as fratura da olivina.

3.1.3 Unidade Máfica (UM)

Fácies equigranular fina a média

Esta fácies é representada por adcumulados e mesocumulados cuja composição é de olivina gabros com hornblenda (Fig. 8A). Apresentam uma foliação de forma marcada pela orientação do plagioclásio e textura equigranular hipidiomórfica fina a média (0,5 e 3 mm). Também mostram texturas do tipo cúmulus em plagioclásio e em olivina, além de texturas intercúmulus de ortopiroxênio, clinopiroxênio e hornblenda.

O plagioclásio tem forma prismática, é subédrico e seu tamanho varia de 0,2 a 3 mm. A olivina tem forma globular a ameboide, é subédrica e mostra tamanho variável entre 0,1 e 2,5 mm. O clinopiroxênio ocorre como mineral intercúmulus. Sua forma é ameboide e anédrica, variando entre 3 e 5 mm. Opticamente, é um mineral incolor com clivagem muito bem marcada, tracejada e com s*chiller* de minerais opacos. O ortopiroxênio é do tipo hiperstênio e apresenta forma esqueletal anédrica e tamanho médio de 2,5 mm. A hornblenda ocorre com tamanho médio de 1,5 mm e apresenta pleocroísmo de castanho claro ao castanho escuro. Os minerais opacos (magnetita + cromita) possuem forma prismática e tamanhos entre 0,02 e 0,4 mm, ocorrendo como inclusões no plagioclásio. A magnetita é produto de alteração da olivina, constitui agregados de minerais globulares menores que 0,01 mm. A ordem de cristalização para as amostras desta fácies é: magnetita + cromita → plagioclásio 1 + magnetita → olivina + plagioclásio 2 → ortopiroxênio → clinopiroxênio → hornblenda. Os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são serpentina + boulingita + magnetita + mica branca.

Fácies equigranular média a grossa

Esta fácies é composta por adcumulados e mesocumlados com composição de olivina gabronoritos com hornblenda e hornblenda-olivina noritos (Fig. 8B) com textura equigranular hipidiomórfica média a grossa (2,0 a 10 mm).

O plagioclásio tem forma prismática alongada, é subédrico e possui teor de An em torno de An_{60}. Ocorre como mineral cúmulus e como mineral intercúmulus, quando mostra forma ameboide (~ 0,5 mm) ou como inclusão em olivina e piroxênios na forma globular ou prismática (0,15 a 0,6 mm). A olivina possui tamanho médio é de 2,5 mm. A enstatita ocorre como mineral intercúmulus com forma ameboide e esqueletal. O tamanho médio é de 2,5 mm. Nas suas bordas transforma-se irregularmente para anfibólio. O hiperstênio é anédrico e tem forma esqueletal no intercúmulus com tamanho médio de 3 mm. O clinopiroxênio tem forma ameboide subédrica, e com tamanho médio de 4 mm. Ocorre no intercúmulus e mostra clivagem bem marcada, preenchida por minerais opacos. A hornblenda tem forma esqueletal, é anédrica e ocorre com tamanho médio de 5 mm. Os minerais opacos (magnetita + cromita) são globulares a prismáticos (~ 0,08 mm) e ocorrem como inclusão no plagioclásio cúmulus ou são agregados de magnetitas menores que 0,01 mm que ocorrem associados à serpentinização das olivinas. A serpentina ocorre como agregados de espessura menor ou igual a 0,05 mm nas fraturas da olivina. A mica branca está presente na forma de agregados de cerca de 0,05 mm. A ordem de cristalização observada é: magnetita + cromita + plagioclásio ± olivina → ortopiroxênio + clinopiroxênio + hornblenda. E os minerais gerados pelo metamorfismo de contato são serpentina + iddingsita + magnetita e mica branca.

Fácies heterogranular muito grossa

As rochas da FMG são metagabros de textura heterogranular hipidiomórfica grossa a muito grossa (Fig. 8CD) e estrutura maciça, subordinadamente com foliação de forma dos plagioclásios. A mineralogia é representada por plagioclásio cúmulus e intercúmulus, além de clinopiroxênio. A paragênese associada ao metamorfismo de contato substitui parcial a completamente os minerais ígneos máficos por anfibólios do grupo da tremolita-actinolita, clorita e clorita + flogopita; além de alterar os plagioclásios e minerais máficos para carbonato + quartzo e mica branca.

O plagioclásio, com teor de An_{55-60}, mostra forma prismática alongada e apresenta localizadamente, maclas em cunha e *kink bands,* indicando deformação em estágio *subsolidus*. O clinopiroxênio é do tipo augita, tem forma prismática, é subédrico com cerca de 1,5 cm. Esta fase é gradativamente metamorfizada para tremolita, tremolita-actinolita e clorita, além de estar alterada para carbonato + quartzo. Os anfibólios da paragênese metamórfica são do grupo da tremolita-actinolita. São cristais prismáticos euédricos e ocorrem em agregados fibro-radiais com tamanhos entre 2 mm a 6 mm. A cor dos anfibólios varia de incolor (tremolita) à pleocróica (tremolita-actinolita), com pleocroísmo do incolor ao verde claro. A clorita ocorre na forma de agregados fibro-lamelares de até 1 cm associados com os agregados de anfibólios. Os cristais são lamelares, euédricos e com tamanhos entre 0,2 a 2,5 mm. A flogopita possui tamanho entre 0,1 e 0,6 mm, com forma lamelar euédrica. Os minerais opacos (magnetita+cromita) possuem forma prismática e são subédricos e variam em granulometria de 0,01 a 0,8 mm e estão geralmente inclusos nos anfibólios e nos plagioclásios. A paragênese de metamorfismo de contato é caracterizada por agregados de 0,6 a 8 mm de cristais de carbonato menores que 0,01 mm que fazem contatos irregulares com os anfibólios e clinopiroxênios e estão associados a cristais de quartzo ameboides anédricos corroídos com cerca de 0,05 mm.

Os metagabros da FMG são intrudidos por dioritos equigranulares de estrutura maciça (Fig.8F), com

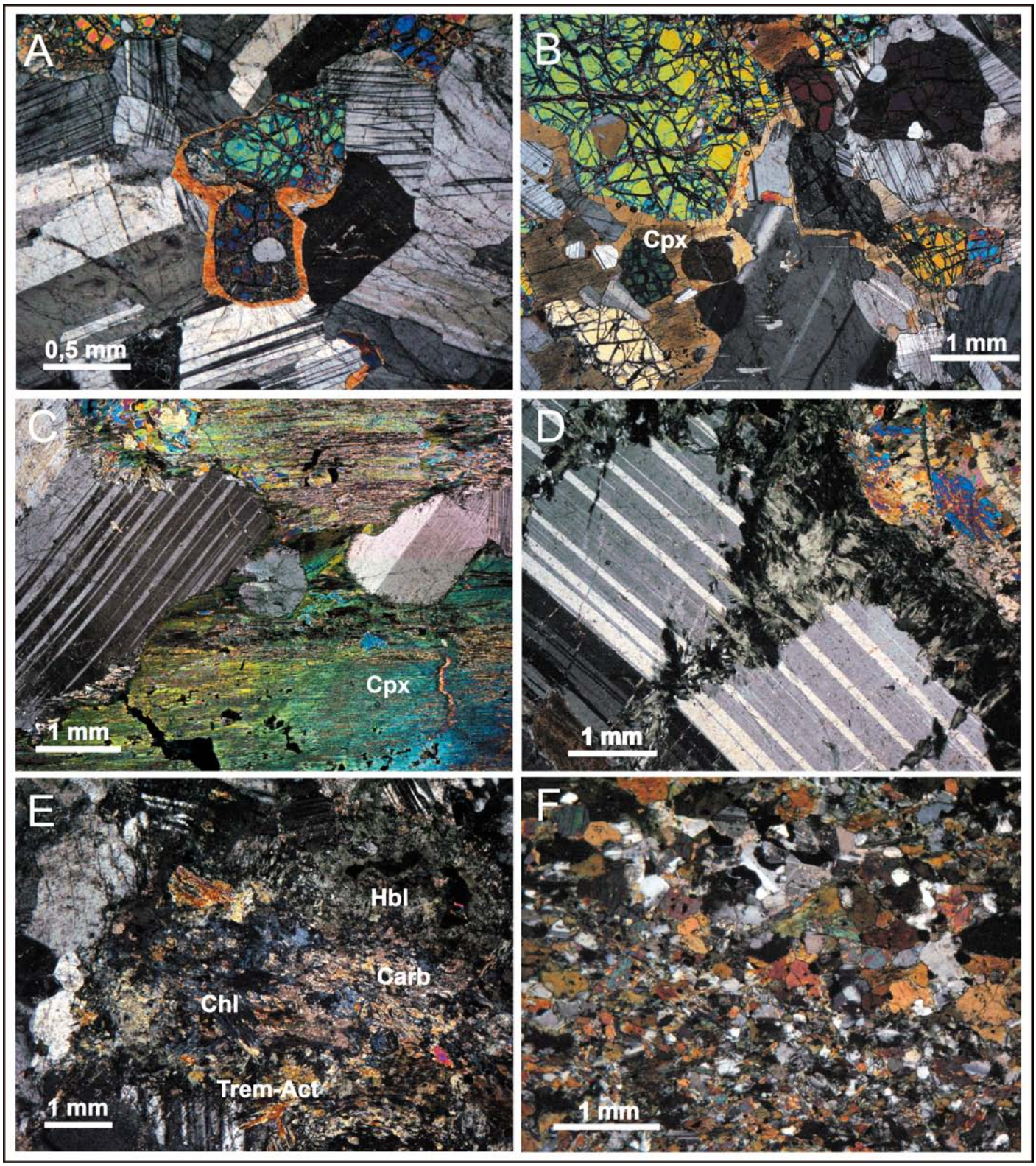

Figura 8. Fotomicrografias da UM. A) Textura coronítica de hornblenda em olivinas com inclusão de plagioclásio. B) Textura cumulática de plagioclásio e olivina com coroas de reação de orto e clinopiroxênio. C) Plagioclásio em textura ofítica/subofítica em clinopiroxênio. D) Clorita penetrando na clivagem do plagioclásio. E) Associação de minerais metamórficos e de alteração hidrotermal em metagabro. F) Textura microgranular dos dioritos.

granulometria muito fina a fina e tamanho médio dos cristais em torno de 0,5 mm. Estes dioritos são constituídos por plagioclásio, hornblenda, flogopita, opacos e, localizadamente, pirita, além de estarem metamorfizados e alterados para carbonato + quartzo. O plagioclásio é anédrico e ameboide, com tamanho médio de 0,2 mm. Está zonado e apresenta extinção ondulante, localizadamente com *kink bands*. A hornblenda é subédrica, com tamanho médio de 0,4 mm e pleocroísmo variando de castanho claro ao verde oliva. Nas bordas, apresenta cristais menores que 0,01 mm de anfibólios aciculares, provavelmente do grupo da tremolita-actinolita. A flogopita é lamelar anédrica, com tamanho médio de 0,1 mm e faz contatos serrilhados com os plagioclásios e anfibólios. O carbonato ocorre como uma fase de alteração do plagioclásio e do anfibólio, na forma de agregados de 0,2 mm associados a uma quantidade muito pequena de clorita. Destaca-se, também uma quantidade muito pequena de quartzo com cerca de 0,08 mm, anédrico ameboide com extinção ondulante. Os minerais opacos possuem tamanho entre 0,05 mm e 0,4 mm e são anédricos ameboides, localizadamente subédricos prismáticos e, por vezes aciculares. A ordem de cristalização é representada pela seguinte sequência: magnetita → plagioclásio + hornblenda + quartzo. Os minerais de alteração são flogopita, clorita e carbonato.

3.1.4 Rochas de metamorfismo de contato (Metagabros)

As rochas metamorfizadas ocorrem preferencialmente na porção leste do CMG. As porções ígneas preservadas mostram textura equigranular hipidiomórfica média, no entanto, os cristais pré-metamórficos ocorrem já transformados para uma paragênese composta por anfibólios do grupo da tremolita-actinolita, clorita, hornblenda verde e mica branca. Ainda é observada a presença de talco e carbonato, acompanhada por uma disseminação de pirita e calcopirita (Figura 8E).

A tremolita-actinolita tem forma prismática euédrica e ocorre na forma de agregados radiais de cristais tabulares de tamanho médio de 0,4 mm. Possui pleocroísmo do incolor ao verde claro. A clorita está presente na forma de agregados de cristais lamelares subédricos de cerca de 0,5 mm. A hornblenda ocorre como cristais de forma prismática subédrica entre os grãos de plagioclásio ou em agregados dispersos. Quando intergranular os cristais variam de 0,1 a 0,6 mm intimamente e estão associados com sulfetos. Possui pleocroísmo do verde claro ao verde escuro, por vezes com núcleos ou outras porções com pleocroísmo do verde ao castanho escuro. O talco forma cristais lamelares de cerca de 0,5 mm e o carbonato apresenta-se na forma de agregados de cerca de 3 mm de cristais de dolomita (ou magnesita) ameboides anédricos ou alongados com xenomorfismo das cloritas e anfibólios.

Na seção polida foram identificados cristais de pirita subédricos e euédricos (0,2 a 0,6 mm), cristais ameboides e anédricos de calcopirita (0,4 mm) que estão associados, de uma forma geral, com cristais de hornblenda ou disseminados como inclusões nos plagioclásios.

3.2 Análise textural e deformação subsolidus

A análise petrográfica das unidades do CMG permitiu concluir que a origem do acamamento textural e granulométrico está vinculada às variações na composição e proporção dos minerais intercúmulus em cada unidade. Observou-se, também, que as rochas da UM cristalizaram a partir da acumulação de cristais de plagioclásio e, em menor proporção, de olivina, além de fases minerais intercúmulus, tais como ortopiroxênio, clinopiroxênio, hornblenda e flogopita, as quais representam de 24 a 41 % de líquido intersticial aprisionado nesta acumulação. Na UT, a acumulação de plagioclásio e olivina ocorreu em proporções muito próximas, com uma menor proporção do líquido aprisionado (cerca de 15 %). As amostras da UUM evidenciam uma acumulação principal de olivina com plagioclásio intercúmulus mais uma proporção do líquido intersticial (20 %).

Na FEFM da UM foram identificadas texturas de deformação em plagioclásio tais como contatos extremamente ondulados entre os grãos, indicando dissolução por difusão (*diffusion creep*), maclas em cunha e *kink bands* acompanhadas por abaulamento em contatos paralelos à foliação magmática, caracterizando uma deformação por compactação (*dislocation creep*) (Fig. 9AB). Estes elementos sugerem que a origem do acamamento magmático foi controlada principalmente pela acumulação gravitacional de uma pasta de cristais (*crystal mush*) e por compactação (Fig. 10), conforme o modelo caracterizado para a Série Acamadada da Intrusão de Skaergaard, com as mesmas características petrográficas (Boudreau & McBirney, 1997; McBirney & Nicolas, 1997).

3.3 Metamorfismo

As unidades do CMG são afetadas parcialmente por um evento de metamorfismo de contato que atingiu condições de temperatura equivalentes às das fácies albita-epidoto *hornfels* e hornblenda *hornfels* e causou uma transformação marcada pela formação de uma paragênese com tremolita-actinolita, clorita, ± hornblenda verde e mica branca nas rochas máficas e por serpentina, talco e magnetita nas rochas ultramáficas. Texturalmente foram identificadas a formação de textura acicular e fibro-radiada dos anfibólios, além de textura *mesh* e *interlocking* nos serpentinitos. Uma fase mais tardia é marcada por vênulas e fraturas preenchidas por quartzo translúcido e pela presença de carbonato e quartzo associados à disseminação de pirita e calcopirita. Não foram observadas evidências petrológicas do metamorfismo orogênico que afeta os xistos magnesianos do Complexo Arroio Lajeadinho e os or-

tognaisses do Complexo Cambaí.

A fonte de calor e fluidos que causou o metamorfismo é associada à intrusão do Granito São Sepé a uma distância inferior a 3 km entre este e o Complexo Mata Grande a partir das fases de transmissão de calor (condução) e circulação de fluidos magmáticos e hidrotermais (infiltração). A colocação e o resfriamento do Granito São Sepé ocorreram em pouca profundidade, com pressões da ordem de 2,5 kbar a 4,5 kbar e temperaturas máximas entre 570 e 600°C (Mattos *et al.*, 2004). Estas condições são compatíveis com a coexistência de antigorita-clorita-talco-tremolita no metamorfismo de rochas ultramáficas (CMASH) e com a composição correspondente à área epidoto-clorita-actinolita para metamorfismo de rochas máficas no diagrama triangular ACF (Bucher & Frey, 1994).

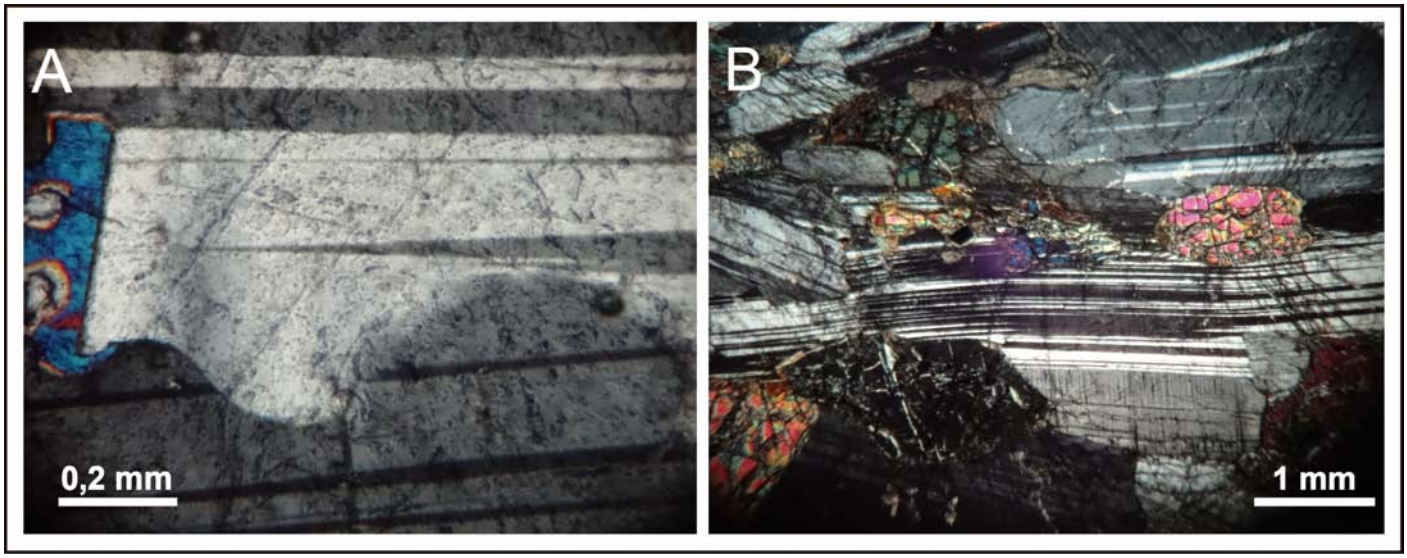

Figura 9. Fotomicrografias de feições de deformação *sub-solidus* nas amostras da FEFM. A) Contato ondulado entre dois cristais de plagioclásio como evidência de dissolução por difusão. B) Plagioclásio abaulado e fraturado, típico de deformação por compactação.

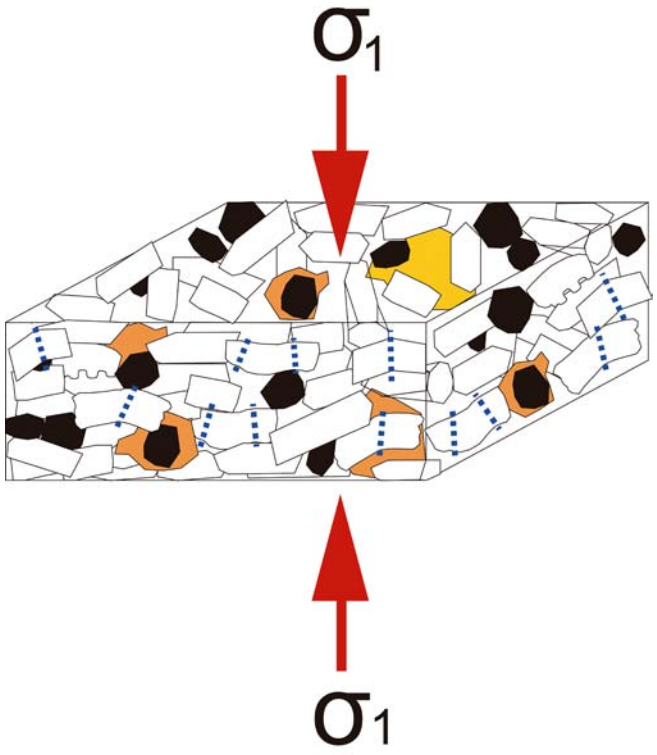

Figura 10. Modelo proposto para a deformação no estágio *sub-solidus* as rochas da FEFM. O vetor de maior tensão (sigma 1) é orientado perpendicularmente à foliação magmática primária.

4 Considerações finais

As unidades do CMG foram originadas a partir do fracionamento e acumulação de cristais de olivina e plagioclásio provenientes de um magma de composição básica em uma mesma câmara magmática. A variação textural e composicional das unidades identificadas aliadas às diferentes proporções de líquido aprisionado com relação aos cristais sugerem uma evolução complexa com diferentes estágios de cristalização e diferentes composições químicas geradas pelos cumulados para a colocação desta intrusão.

Tendo em vista a ocorrência de estruturas planares penetrativas sem o desenvolvimento significativo de estruturas de lineação mineral (S>>L), sugere-se que a origem destas estruturas está relacionada essencialmente à variação nos parâmetros intensivos do sistema (composição, T e f_{02}), refletida na acumulação e diferença na abundância de fases minerais intercúmulus, sendo o fluxo magmático um fator secundário e mecanismos como assentamento gravitacional, convecção e dupla-difusão fatores a serem considerados. A fácies equigranular fina a média da UM indica, diferente das outras fácies, que houve um processo de compactação associado à evolução final de cristalização e resfriamento do magma. O metamorfismo de contato e a alteração hidrotermal estão relacionados ao posicionamento do Granito São Sepé, um corpo intrusivo de 550 Ma (Remus *et al*., 2000) cuja colocação ocorreu em níveis crustais epizonais, resultando numa auréola de metamorfismo de 1,5 a 4 km de extensão (Mattos *et al*., 2004). A transferência de calor no resfriamento do magma granítico gerou o metamorfismo de contato, bem como a infiltração de fluidos tardi-magmáticos observados no CMG, nas rochas metavulcanossedimentares do Complexo Bossoroca e nas rochas sedimentares do Grupo Maricá, Bacia do Camaquã (Augustin Jr., 2006).

Outras ocorrências de associações máfico-ultramáficas como o Complexo Pedras Pretas (Rego, 1981) e o Gabro Santa Catarina (Porcher *et al*., 1995) na mesma região, pode sugerir que estas rochas formam uma associação e tiveram seu posicionamento com influência de baixas tensões, em um ambiente transtrativo ou extensional.

Agradecimentos - Agradecemos a Lauro V.S. Nardi e Evandro Fernandes de Lima pela revisão do texto, sugestões e críticas, ao CNPq pelo auxílio e bolsa de mestrado (Processo n° 132767/2013-9, CNPq Projeto Universal, PRONEX/FAPERGS – CNPq – 10/0045-6).

Referências

Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B. & Fuck, R.A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth-Science Reviews*, 17: 1–29.

Augustin Jr., P. 2006. *Caracterização geológica e geoquímica das rochas metavulcanogênicas do Complexo Bossoroca, São Sepé, RS*. Porto Alegre, 67p. Trabalho de conclusão do curso de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Azer, M.K. & El-Gharbawy, R.I. 2011. Contribution to the Neoproterozoic layered mafic-ultramafic intrusion of Gabal Imleih, south Sinai, Egypt: Implication of post-collisional magmatism in the north Arabian-Nubian Shield. *Journal of African Earth Sciences*, 60: 253-272.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R. & Silva, L.C. 1996. Juvenile accretion at 750-700 Ma in Southern Brazil. *Geology*, 24(5): 439-442.

Babinski, M., Chemale Jr., F., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Silva, L.C. 1997. U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 10(3-4): 263-274.

Boudreau, A. E. & McBirney, A. R. 1997. The Skaergaard Layered Mineral. Part III. Non-dynamic layering. *Journal of Petrology*, 38: 1003-1020.

Bucher K. & Frey M. 1994. *Petrogenesis of Metamorphic Rocks*. Springer-Verlag, Berlin, 318p.

Chemale Jr., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-Rio-grandense. *In*: Holz, M., De Ros, L.F. (Ed.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Centro de Investigação do Gondwana, Instituto de Geociências, UFRGS, Porto Alegre, p. 13-52.

Chemale Jr., F., Hartmann, L.A. & Silva, L. C. 1995. Stratigraphy and Tectonism of Precambrian to Early Paleozoic units in Southern Brazil and Uruguay – Excursion Guidebook. *Acta Geologica Leopoldensia*, 43: 4-115.

Eales, H.V. & Cawthorn, R.G. 1996. The Bushveld Complex. *In*: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered intrusions*. Elsevier, Amsterdam, pp. 181–229.

Eyüboglu, Y., Dilek, Y., Bozkurt, E., Bektas, O., Rojay, B. & Sen, C. 2010. Structure and geochemistry of an Alaskan-type ultramafic-mafic complex in the eastern Pontides, NE Turkey. *Gondwana Research*, 18: 230-252.

Eyüboglu, Y., Santosh, M., Bektas, O. & Chung, S.L. 2011. Late Triassic subduction-related ultramafic-mafic magmatism in the Amasya area (Eastern Pontides, NE Turkey): implications for the ophiolite conundrum in eastern Mediterranean, *Journal of Asian Earth Sciences*, Suture Zones Special Issue: Suture Zones and Geodynamic Processes, 42(3): 234 - 257.

Ferré, E.C., Bordarier, C. & Marsh, J.S. 2002. Magma flow inferred from AMS fabrics in a layered mafic sill, Insizwa, South Africa. *Tectonophysics*, 354: 1-23.

Ferris, J., Johnson, A. & Storey, B. 1998. Form and extent of the Dufek intrusion, Antarctica, from newly compiled aeromagnetic data. *Earth and Planetary Science Letters*, 154(1–4): 185–202.

Garavaglia, L., Bitencourt, M.F., Nardi, L.V.S., 2002. Cumulatic diorites related to post-collisional, Brasiliano/Pan-African mafic magmatism in the Vila Nova Belt, Southern Brazil. *Gondwana Research*, 5: 519–534.

Gladczenko, T.P., Hinz, K., Eldholm, O., Meyer, H., Neben, S. & Skogseid, J. 1997. South Atlantic volcanic margins. *Journal of the Geological Society of London*, 154(3): 465–470.

Hartmann, L.A., Chemale, Jr., F. & Philipp, R.P. 2007. Evolução Geotectônica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: Frantz, J.C., Ianuzzi, R. (eds.), *50 anos de Geologia no Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, p. 97-123.

Hartmann, L.A., Philipp, R.P., Santos, J.O.S. & McNaughton, N.J. 2011. Time frame of 753 680Ma juvenile accretion during the São Gabriel orogeny, southern Brazilian Shield.

Gondwana Research, 19: 84-99.

Huang, F., Li, S., Zhou, H. & Li, H. 2003. U-Pb isotopic geochemistry of the post-collisional mafic-ultramafic rocks from the Dabie Mountains. *Science in China* (Series D), 46(4): 320-332.

Huang, F., Li, S., Dong, F., Li, Q., Chen, F., Wang, Y. & Yang, W. 2007. Recycling of deeply subducted continental crust in the Dabie Mountains, central China. *Lithos*, 96: 151-169.

Iljina, M., Karinen, T. & Räsänen, J. 2001. The Koillismaa Layered Igneous Complex: general geology, structural development and related sulphide and platinum-group element mineralization. *In*: Piestrzynski, A. (Ed.), *Proceedings of the Sixth Biennial SGA–SEG meeting.* Balkema Publishers, Lisse, pp. 649–652.

Irvine, T.N. 1974. Petrology of the Duke Island Ultramafic Complex, southeastern Alaska. *Geological Society of America Memoir*, 138, 240 pp.

Issler, R. S., Dresch, R. A. C. & Roisenberg, A. 1973. Geocronologia do gabro da Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. *Revista Brasileira de Geociências*, 2: 124-127.

Issler, R.S., Burger Jr, C. & Roisenberg, A. 1967. Coronito da área de Mata Grande, Município de São Sepé, Estado do Rio Grande do Sul. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO GEOLOGIA, 21, Curitiba, *Anais*, 1: 182-197.

Lena, L.O.F., Pimentel, M.M., Philipp, R.P., Armstrong, R., Sato, K. 2014. The evolution of the Neoproterozoic São Gabriel juvenile terrane, southern Brazil based on high spatial resolution U-Pb ages and $\delta^{18}O$ data from detrital zircons. *Journal of South American Earth Sciences*, 247: 126-138.

Mattos I.C., Philipp R.P., Mexias A.S. & Gomes M.E.B. 2004. Metamorfismo de contato no Complexo Bossoroca, porção SW do Complexo Granítico São Sepé, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 34(1):1-10.

McBirney, A. R. 1996. The Skaergaard intrusion. *In*: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions.* Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, pp. 147–180.

McBirney A. R. & Noyes, R.M. 1979. Crystallization and layering of the Skaergaard Intrusion. *Journal of Petrology*, 20: 487-554.

McBirney, A.R. & Nicolas, A. 1997. The Skaergaard layered series: Part II. Magmatic Flow and Dynamic layering. *Journal of Petrology*, 98(5): 569–580.

McCallum, I.S. 1996. The Stillwater Complex. *In*: Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions*, Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, pp. 441–483.

Miller, J.D., Jr. & Ripley, E.M. 1996. Layered intrusions of the Duluth Complex, Minnesota, USA. *In:* Cawthorn, R.G. (Ed.), *Layered Intrusions*. Developments in Petrology, Elsevier, Amsterdam, pp. 257-301.

Naslund, H.R. & McBirney, A.R. 1996. Mechanisms of Formation of Igneous Layering. *In*: Cawthorn, R.G. (ed.) *Layered Intrusions*. Elsevier Science B.V., p. 1-43.

Oyhantçabal P., SIegesmund S. & Wemmer K. 2010. The Río de la Plata Craton: a review of units, boundaries, ages and isotopic signature. *International Journal of Earth Sciences*, 100: 201 - 220.

Philipp, R.P., Bitencourt, M.F.& Junges, S.L. 2008. Isótopos de Nd dos Complexos Neoproterozóicos Cambaí e Cambaizinho, Terreno Vila Nova: implicacöes para a evolucäo do Cinturão Dom Feliciano no RS. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44, Curitiba, 2008, Sociedade Brasileira de Geologia.

Porcher, C. A., Leites, S. R., Ramgrab, G. E. & Camozzato, E. 1995. Passo do Salsinho, folha SH.22-Y-A-I-4, escala 1:50.000, estado do Rio Grande do Sul. Brasília, CPRM, 352p. Programa Levantamentos Geológicos do Brasil.

Rego, I.T.S.F. 1981. *O Complexo Básico-ultrabásico de Pedras Pretas - Rio Grande do Sul. Aspectos petrológicos e geoquímicos*. Porto Alegre, 98 p. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Rego, I.T.S.F., Viero, A.P. & Chies, J.O. 1994. Aspectos petrológicos do Gabro Mata Grande. *In*: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 38, Balneário Camboriú. *Boletim de Resumos Expandidos*, 1994. v. 3, p. 12-14.

Remus M.V.D., Hartmann L.A., McNaughton N.J., Groves D.I.& Reischl, J.L. 2000. Distal magmatic-hidrotermal origin for the Camaquã Cu (Au-Ag) and Santa Maria Pb, Zn (Cu-Ag) Deposits. *Gondwana Research*, 3: 155-174.

Simões, M.S. 2012. *Petrologia do Complexo Máfico-Ultramáfico Mata Grande, São Sepé, RS*. Porto Alegre, 118 p. Trabalho de Conclusão de Curso, Curso de Graduação em Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.

Streckeisen, A.L. 1973. Plutonic rocks - classification and nomenclature recommended by the IUGS Subcommission on the Systematics of Igneous Rocks. *Geotimes*, 18(10): 26–30.

Streckeisen, A.L. 1976. Classification of the common igneous rocks by means of their chemical composition: a provisional attempt. *Neues Jahrbuch für Mineralogie*, H.1: 1–15.

UFRGS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 1997. Projeto Vila Nova: Mapa Geológico 1:25.000 da Folha Vila Nova. Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, RS, Brasil (inédito).

Wager, L. R. & Brown, G. M. 1968. *Layered igneous rocks*. Edinburgh & London: Oliver & Boyd, 588 pp.

White, R.S., Smith, L.K., Roberts, A.W., Christie, P.A.F. & Kusznir, N.J. 2008. Lower-crustal intrusion on the North Atlantic continental margin. *Nature*, 452(7186): 460–464.

Wilson, M. 1989. *Igneous petrogenesis: a global tectonic approach*. London, Chapman & Hall. 466 p.

Manuscrito 521.
Editor: Lauro V. S. Nardi.