

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO:
GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E MAGNETISMO

Elder Yokoyama

Orientador: Prof^a. Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda (IGC-USP)

Co-orientador: Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade (IAG-USP)

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA

(TF-2005/12)

SÃO PAULO

2005

**UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS**

DEDALUS - Acervo - IGC



30900018055

**Arquipélago de São Pedro – São Paulo: geologia,
geoquímica e magnetismo**

Elder Yokoyama



Monografia de Trabalho de Formatura

Banca Examinadora

Prof. Dr. Maria Helena Bezerra Maia de Holanda

Prof. Dr. Leila Soares Marques

Prof. Dr. Ian McReath

São Paulo

2005

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO,
GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E MAGNETISMO.**

Elder Yokoyama



Orientador: Prof^a. Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda (IGC-USP)

Co-orientador: Prof. Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade (IAG-USP)

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2005/12)

SÃO PAULO
2005

TF
Y54
E.a

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

ARQUIPÉLAGO DE SÃO PEDRO E SÃO PAULO
GEOLOGIA, GEOQUÍMICA E MAGNETISMO



Elisei Yohayana

Orientador: Prof. Dr. Maria Helena Bezerra de Holanda (IOC-USP)
Co-orientador: Prof. Dr. Ricardo José Ferreira de Toledo (IAG-USP)

MONOGRAFIA DE TRABALHO DE FORMATURA
(TF-2005-12)

SÃO PAULO
2005

Agradecimentos

“No man is an island, entire of itself...” John Donne.

Gostaria de agradecer a todas as pessoas, que direta ou indiretamente, contribuíram para realização desse trabalho, em especial:

A professora Dra. Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda e ao professor Dr. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade, pela competente orientação, incentivo e paciência.

Ao Prof. Ricardo Ivan Ferreira da Trindade, por todos os anos de iniciação científica, sempre me incentivando a pensar de modo crítico, prezando pela minha formação científica, meu muito obrigado.

Ao Prof. Dr. Manoel Souza D'Agrella Filho, por toda ajuda durante meus anos no laboratório de paleomagnetismo.

Ao Prof. Dr. Jean-Luc Buchez, a Roberto Siqueira e a Eric Font, por toda ajuda em minha estada na França, pela ajuda na aquisição de dados e discussão de resultados, *merci pour tout*.

Aos meus colegas de laboratório: Daniel, Daniele, Lucieth, Eric, Gelvam, Rosana, Edgar e Felipe, meu muito obrigado pela boa convivência ao longo desses anos.

A todos meus colegas da Geologia, pelos bons momentos que passamos juntos durante esses cinco anos.

Aos meus amigos Felipe, Camila, Daniele, Edgar, Lucieth, Daniel, Fred, Maurício, Leandro, Rosana e Lélia, por sua amizade e imensa ajuda durante a realização deste trabalho.

Agradeço aos serviços técnicos de laboratório prestados por: Helder Pinheiro Sampaio, Cacilda Donisete C. Rodrigues, Jefferson C. Marins e Daniele Brandt.

A minha família, pela paciência e incentivo durante meus anos de graduação.

Resumo

O Arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), constituído essencialmente por peridotitos milonitizados, está localizado em uma região geologicamente ativa do Oceano Atlântico Equatorial, sobre a Zona de Falha de São Paulo. A exposição única desse tipo rocha acima do nível do mar e a sua localização junto à intersecção entre limites transformantes-divergentes de placas tectônicas, transforma o arquipélago num excelente laboratório natural para o estudo dos processos de aquisição de magnetização remanescente da litosfera oceânica. As rochas dessa área mostram um alto grau de milonitização e possuem uma composição química com altos teores de MgO (34-44%) e baixos teores de sílica (35-44%), essa composição é também observada nos porfiroclastos das principais fases minerais (olivina e piroxênios), que mostram um alto teor de magnésio (Mg# de 0,8 a 09). Geoquimicamente essas rochas possuem composição semelhante à de espinélios lherzolitos. Os dados magnéticos mostram que a suscetibilidade magnética dessas rochas é fraca ($3,1 \times 10^{-4}$ a $4,5 \times 10^{-3}$ SI) e que a magnetização varia de 0,2 a 300 mA/m, sendo essencialmente portada por magnetita, apenas observada em micro fraturas. Notou-se que o sinal magnético está relacionado com grau de deformação, e que as amostras mais ultramiloníticas, com maior fraturamento apresentam magnetização remanescente mais alta. Sendo assim, os valores de magnetização remanescente natural (~ 3 A/m) e do índice de *Koenigsberger* Q (>1) das amostras mais fraturadas indicam uma certa anomalia magnética local, cujo o mecanismo de geração pode ser correlacionado com outras anomalias de fundo oceânico de maior escala.

Abstract

The archipelago Sao Pedro and Sao Paulo (ASPSP), essentially constituted by milonitized peridotites, is located in a geologically active region of the Equatorial Atlantic Ocean, over the Sao Paulo Fault Zone. The unique exposition of this type of rock above the sea level and its location next to the intersection between transform and divergent boundaries of tectonic plates become the archipelago in an excellent natural laboratory to study the remanent magnetization acquisition processes of oceanic lithosphere. The rocks from this area show a high rate of milonitization and have a chemical composition with high levels of MgO (34-44%) and low levels of silicate (35-44%). This composition is also noticed in porphyroclasts of main mineralogical phases (olivine and pyroxenes) which show a high level of magnesium. Geochemically these rocks have similar composition to spinel lherzolite. The magnetic data shows that the magnetic susceptibility is weak ($3,1 \cdot 10^{-4}$ to $4,5 \cdot 10^{-3}$) and the magnetization varies from 0,2 to 300 m A/m, being essentially carried by magnetite, which is observed only in microfractures. We noticed that the magnetic signal is related to the deformation rate and those more ultramylonitised samples, with more quantity of fractures, present a higher remanent magnetization. Thus the values of natural remanent magnetization and Koenigsberger ratio of the samples more fractured indicate a certain local magnetic anomaly which mechanism for generation could be correlated with other major-scale anomalies above the ocean floor.

Índice

Agradecimentos.....	i
Resumo.....	ii
Abstract.....	iii
1. Introdução	2
2. Contexto geológico: trabalhos prévios	3
2.1- A Zona de Fratura de São Paulo	3
2.2- O arquipélago de São Pedro e São Paulo	5
3. Materiais, métodos e desenvolvimento do trabalho.....	9
3.1 – Amostragem.....	9
3.2 - Petrografia em microscópio óptico.....	9
3.3 - Química mineral.....	9
3.4- Geoquímica de rocha total.....	10
3.5 - Magnetismo de Rocha.....	10
3.6 Microscopia eletrônica de varredura.....	11
4. Resultados Obtidos.....	12
4.1- Análises petrográficas.....	12
4.2 - Química mineral.....	15
4.2.1- Olivina.....	15
4.2.2- Piroxênios.....	16
4.2.3- Anfibólios.....	18
4.2.4- Óxidos.....	19
4.3 - Geoquímica de rocha total.....	20
4.4- Magnetismo de rocha.....	23
4.3.1- Magnetização remanescente natural (MRN) e Suscetibilidade magnética (SM).....	23
4.3.2 - Magnetização remanescente e magnetização induzida.....	24
4.4.3 - Mineralogia Magnética.....	27
4.4.4 - Componentes de magnetização remanescente	28
4.5 Análise petrográfica em microscópio eletrônico de varredura (MEV).....	30
5. Discussão e conclusões.....	34
6. Referências Bibliográficas.....	36

Apêndice I – Propriedade magnéticas dos minerais

Apêndice II – Aquisição da magnetização

Anexos

1. Introdução

O início da década de 60 foi marcado por uma intensa campanha de investigação do assoalho oceânico. Dentre as informações resultantes dessa iniciativa, a identificação do padrão zebado de anomalias magnéticas paralelas às dorsais meso-oceânicas contribuiu de forma decisiva para a validação da teoria da tectônica de placas (Vine e Matthews, 1963; Morley e Larochele, 1964). A aquisição de magnetização remanescente em rochas do fundo oceânico permanece um tema em debate na literatura, particularmente a contribuição das diferentes camadas da litosfera oceânica (basaltos, gabros e peridotitos) para a magnetização total (Opdyke e Hekinian, 1972; Kinoshita *et al.*, 1989; Toft *et al.*, 1990; Tivey, 1996; Lawrence *et al.*, 2002; Gee e Meurer, 2002). Sabe-se que diversos processos influenciam o registro magnético da litosfera oceânica, além do resfriamento do magma. Hidrotermalismo, metamorfismo e deformação dúctil/frágil ao longo de falhas podem modificar significativamente a magnetização primária. Entretanto, apesar da importância do tema, estudos nesta área são ainda escassos devido a dificuldades de acesso a esse reservatório. Boa parte dos trabalhos tem sido efetuada em ofiolitos, onde o contexto tectônico primário é apenas elusivo, ou a partir da amostragem direta do fundo oceânico por submersíveis.

Esta monografia, apresentada no quadro dos Trabalhos de Formatura do Bacharelado em Geologia da Universidade de São Paulo, trata da aquisição de magnetização em rochas do fundo oceânico, especificamente aquelas que afloram no Arquipélago de São Pedro-São Paulo (ASPSP). Esse conjunto de ilhotas pode ser visto como um laboratório natural para estudar os processo de aquisição de magnetização remanescente na camada 3, raramente exposta no fundo oceânico, e aflorante acima do nível do mar nestas ilhas. Elas estão situadas ao longo da falha transformante de São Paulo, a qual secciona a dorsal meso-atlântica na latitude 0°56'N.

O ASPSP constitui o ponto mais oriental do território brasileiro. As coordenadas geográficas do seu ponto central são 29°20'33" W de longitude e 0°55'10" N de latitude. As rochas que constituem o arquipélago foram primeiramente descritas como peridotitos milonitizados por Melson *et al.* (1972) e contextualizadas na década de 90 como "*... uma fatia da litosfera oceânica alçada em resposta a movimentos verticais ao longo da falha transformante*" (Relatórios Internos da CPRM e IFREMER).

2. Contexto geológico: trabalhos prévios

2.1- A Zona de Fratura de São Paulo

A área equatorial compreendida entre os continentes sul-americano e africano, corresponde a uma região com grande concentração de zonas de fraturas submarinas. Uma das estruturas observadas é a Zona de Fratura de São Paulo (ZFSP), localizada entre 1°N - $30^{\circ}20'\text{W}$ e $0^{\circ}30'\text{N}$ - 24°W , sendo uma das maiores discontinuidades estruturais decorrentes da separação daqueles continentes. Compreende um sistema de diversas falhas transformantes conectadas por pequenas (10-30 km) cordilheiras de acreção, cuja extensão longitudinal tende a decrescer de oeste para leste. No centro-oeste dessa zona de fratura são relatadas concentrações de epicentros sísmicos com magnitude acima de 4 na escala Richter (Rusby, 1993).

Junto ao arquipélago de São Pedro e São Paulo (Fig.1), dois mecanismos focais indicam movimentos ao longo de falhas reversas oblíquas de direção NNE, em contraste com os demais mecanismos focais definidos ao longo da zona de fratura de São Paulo, típicos de deformação transcorrente (Wolfe *et al.*, 1993).

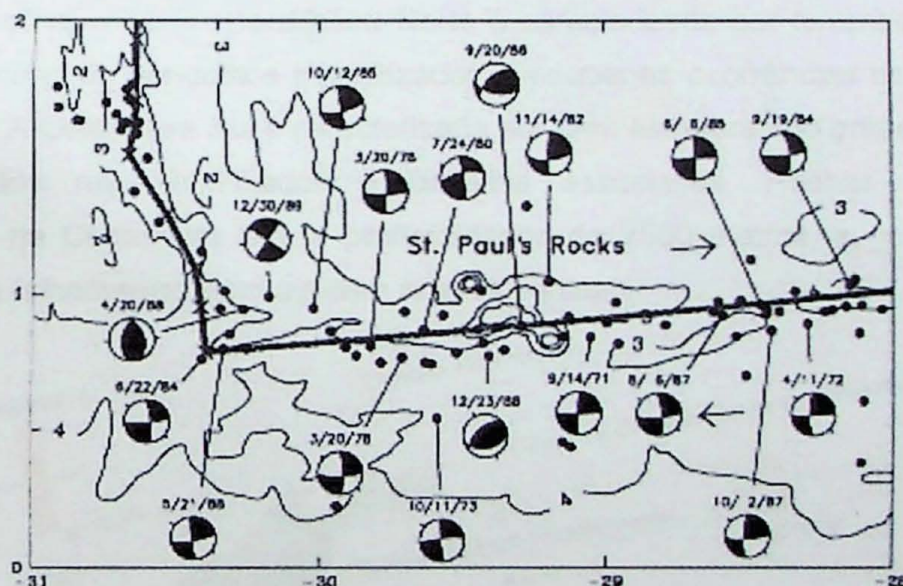


Figura 1 . Mapa da região do ASPSP indicando o padrão dos esforços tectônicos, ilustrado através de mecanismos focais. Notar os esforços anômalos próximos ao arquipélago, diagramas indicando movimentação ao longo de falhas reversas nas datas 20/01/86 e 25/12/88. Compilado de Wolfe *et al.* (1993).

Durante a década de 90 foram realizados estudos através de submersível para o mapeamento geológico de áreas circundantes ao ASPSP. Os resultados estão publicados em Hekinian *et al.* (2000). Dois domínios estruturais distintos foram definidos: (i) três

segmentos de cordilheiras intra-transformantes (CIT), e (ii) uma região sigmoidal compreendendo os rochedos de São Pedro e São Paulo (Fig. 2).

O primeiro domínio é caracterizado pela formação de diversas depressões ou *grabens* e de centros de atividade vulcânica recente. A ocorrência desses pequenos segmentos acrescionais (menores que 30 km), deslocando distintas zonas de cisalhamento do sistema de falha transformante de São Paulo assemelha-se a outros complexos de falhas transformantes descritos no Pacífico Leste (MacDonald et al., 1984; Fox et al., 2001). No interior desses segmentos intra-transformantes ocorre a formação de pequenas bacias nodais com mais de 4500 metros de profundidade. Perfis realizados ao longo desses segmentos mostram a ocorrência de basaltos, gabros, peridotitos (por vezes serpentinizados), além de sedimentos preenchendo as bacias nodais. A origem desses domínios foi atribuída ao movimento cisalhante associado à rotação das placas Sul-Americana e Africana. Uma rotação de cerca de 10 graus no limite da placa dessas placas seria suficiente para promover as discontinuidades ao longo do sistema de falha transformante de São Paulo.

O segundo domínio é representado por uma região com geometria sigmoidal que engloba os rochedos do ASPSP. Ele é geomorfologicamente subdividido em Cordilheira Norte e Cordilheira Sul. A Cordilheira Norte é caracterizada por terrenos muito fraturados, com predomínio de peridotitos milonitizados e pequenas ocorrências de rochas gabróicas associadas. A Cordilheira Sul é caracterizada por uma estrutura tipo *graben*, com ocorrência de peridotitos não-milonitizados e basaltos associados. Rochas carbonáticas são observadas na Cordilheira Sul, a profundidades de 2500 metros, sugerindo que esta foi submetida a falhamentos normais com rejeitos verticais.

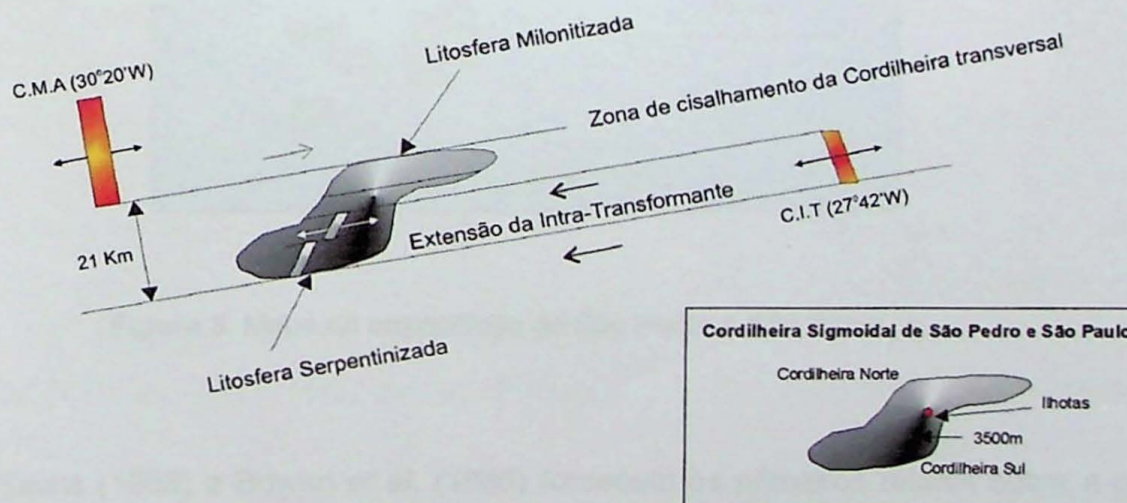


Figura 2. Desenho esquemático indicando os domínios estruturais da área próxima ao ASPSP: CIT e região sigmoidal. Compilado de Hekinian *et al.* (2000).

2.2- O arquipélago de São Pedro e São Paulo

O arquipélago de São Pedro e São Paulo está inserido na cordilheira Norte da região sigmoidal, estando seu ponto central localizado a $29^{\circ}20'33''$ W de longitude, e $0^{\circ}55'10''$ N de latitude. Esse arquipélago é formado por quatro ilhotas maiores - Belmonte, Challenger, Nordeste e Cabral, cuja disposição forma uma enseada em forma de ferradura, cujo eixo maior de 100 metros e o menor, 50 metros (Fig. 3).

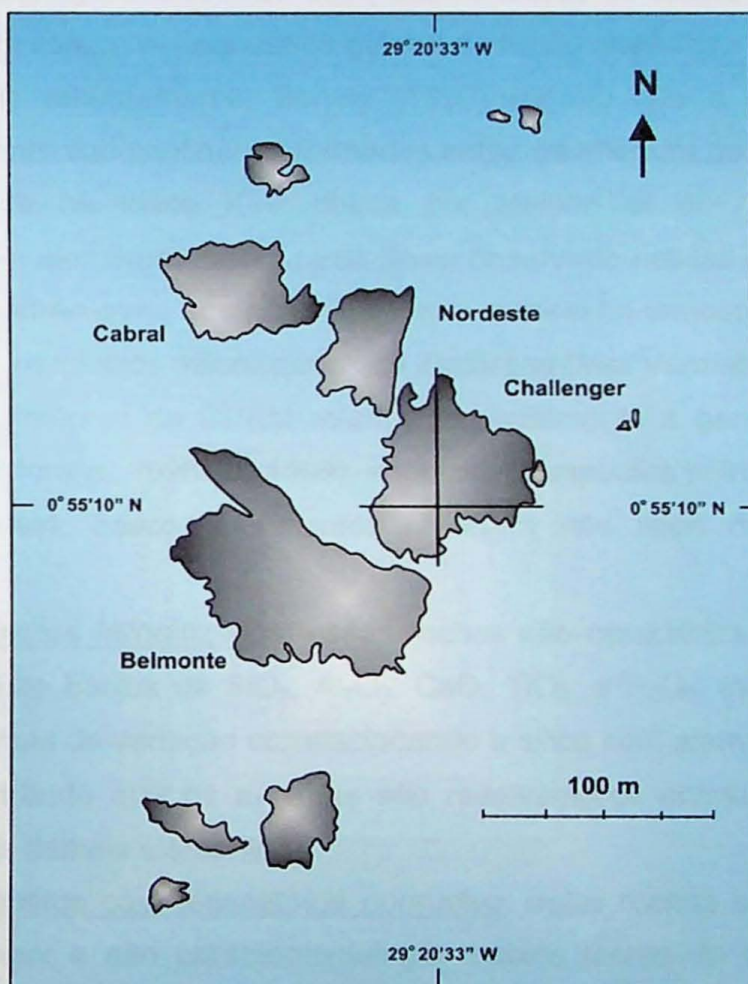


Figura 3. Mapa do arquipélago de São Pedro e São Paulo.

Sachs (1963) e Bowen *et al.* (1966) fornecem os primeiros relatos sobre a geologia do ASPSP. Posteriormente Melson *et al.* (1972), o efetuaram um trabalho extensivo sobre o arquipélago, qual inclui a sua caracterização geoquímica e a sua datação pelos métodos Rb-Sr e K-Ar. Os dados K/Ar em cristais de anfibólio e rocha total apresentaram idades de ca. 835 Ma, pouco confiável levando-se em conta o contexto tectônico dessa área, enquanto os resultados Rb-Sr forneceram idades espurias. Ainda nesse trabalho, Melson e colaboradores definiram três tipos litológicos principais:

(i) Peridotitos milonitizados: litotipo de ocorrência mais comum no arquipélago; tem assembléia mineralógica formada por olivina, enstatita, espinélio e pargasita. A matriz milonítica é composta principalmente por olivina e enstatita, e varia de milonítica a ultramilonítica.

(ii) Hornblenditos milonitizados: litotipo que abrange 30% da porção SE do ASPSP (Ilha Belmonte). Estas rochas foram consideradas produto de protólitos gabróicos, enriquecidos em TiO_2 .

(iii) Olivina gabros milonitizados: litotipo de ocorrência restrita a ilha Belmonte. Possui valores de SiO_2 da ordem de 50%, baixos teores de álcalis e valores anômalos de Cu, Sr, Ni e Cr, em comparação a outros gabros de fundo oceânico.

Mais recentemente, Bonatti (1990) sugeriu que o ASPSP corresponde a fragmentos do manto sub-continental formados antes da abertura do Oceano Atlântico. Essa hipótese apoiava-se na idade K/Ar obtida por Melson *et al.* (1972) e no marcante enriquecimento em elementos terras-raras leves observado nessas rochas (Frey, 1970) em comparação ao padrão geral dos condritos. Esse modelo foi também adotado por Roden *et al.* (1984) para os peridotitos milonitizados de Zabargad (Mar Vermelho).

Relatórios internos da CPRM relatam especialmente a geologia de superfície das ilhas do ASPSP (Moraes, 1996a,b, 1999), enfatizando aspectos petrográficos e geoquímicos (elementos maiores). Esses documentos reportam três tipos de rocha ocorrendo no arquipélago:

(i) Peridotitos Milonitizados: essas rochas são caracterizadas por altos teores de MgO e teores muito baixos de SiO_2 , Al_2O_3 , CaO, TiO_2 e P_2O_5 , indicando a sua natureza refratária. Diagramas de variação correlacionando a sílica com elementos traços Cu, Zn, Ba, Sr, Co e V mostrando que os mesmos são relativamente enriquecidos em Co e Zn, e empobrecidos nos demais elementos.

(ii) Peridotitos com feldspatóide normativo: estas rochas são encontradas apenas na ilha Challenger e são caracterizadas por baixos teores de sílica e altos teores de álcalis, titânio e fósforo. Ao contrário dos peridotitos milonitizados, esses peridotitos apresentam elevados teores de Ba, Sr, Cu e V, e baixas concentrações de Co e Zn.

(iii) Brechas: rochas com composição química muito variável, refletindo a predominância de fragmentos de peridotitos milonitizados imersos em matriz-cimento carbonática.

No final da década de 90 uma série de novos estudos utilizando submersíveis foi realizada nas ilhas e no seu entorno, dentro de um programa de cooperação Brasil/França. Dados observacionais foram publicados por Hekinian *et al.* (2000) e dados isotópicos Re-Os preliminares foram apresentados por Sichel *et al.* (2000). Do ponto de vista estrutural, os mecanismos de alojamento dos fragmentos da crosta oceânica que formam o arquipélago ainda são pouco conhecidos. A combinação de sítios de deformação extensional, formando

domínios tipo *pull-apart*, e sítios compressionais ou transcorrentes provavelmente deram origem ao domínio sigmoidal que abrange o ASPSP. O setor com deformação extensional é restrito à Cordilheira Sul, enquanto a Cordilheira Norte é marcada por falhas transcorrentes e de empurrão (Hekinian *et al.*, 2000).

Hekinian e colaboradores (2000) identificaram a presença acentuada de peridotitos serpentinizados no setor sul da região sigmoidal, indicando uma maior percolação de fluidos hidrotermais. Ao contrário do que acontece no setor sul, a cordilheira norte é marcada pela presença de peridotitos milonitizados mais fraturados e pouco serpentinizados.

As rochas do ASPSP apresentam foliações ultramiloníticas, miloníticas e zonas de cisalhamento de alta temperatura. Tais feições estruturais foram descritas por Girardeau *et al.* (2000). Esses autores descrevem uma foliação milonítica a ultramilonítica S1 que apresenta direção média N68 com mergulho variando de 45 a sub-vertica ocorre predominantemente nos peridotitos, os quais apresentam micro-porfiroclastos (0,1mm) de olivina e piroxênio. A S1 também é encontrada nos níveis de anfibolito. A foliação milonítica S2 é quase perpendicular a S1 possui direção média N150 e está associada a zonas de cisalhamento de alta temperatura, que se caracterizam por micro-falhamentos dextrais. O mapa e os estereogramas da figura 4 representam a orientação dessas estruturas.

Os dados estruturais de Girardeau e colaboradores (2000) foram interpretados segundo os esquemas da figura 5.

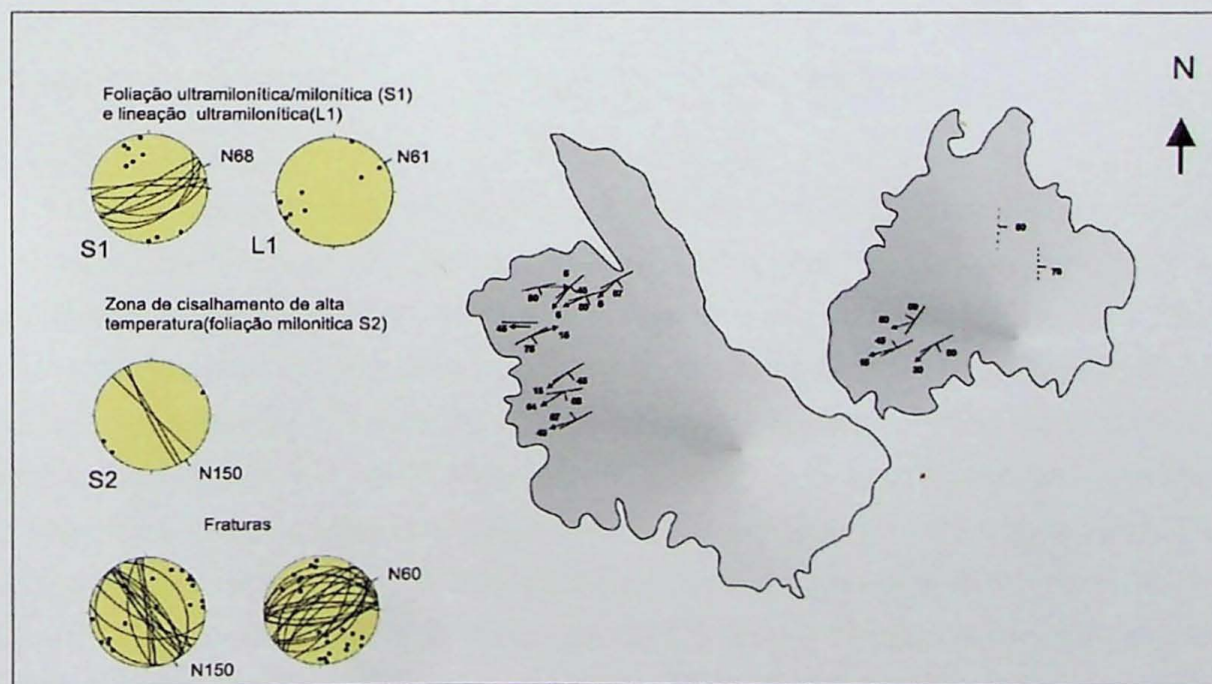
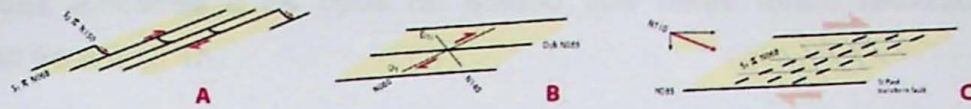


Figura 4. Mapa estrutural das Ilhas Belmonte e Challenger. Projeções estereográficas em baixo hemisfério. Notar que as foliações estão orientadas segundo NE-SW. Compilado de Girardeau *et al.* (2000).

2. Estrutura, evolução e deformação da transição

Para esta parte, foram utilizadas as imagens de microscópios para a produção de fotografias, e as imagens de satélite para a produção de mapas. A descrição dos dados foi feita a partir das imagens de satélite, e as imagens de microscópios foram utilizadas para a produção de mapas de detalhe.



A Deformação dúctil: relação entre a foliação ultramilonítica S1(N068) dos peridotitos e a foliação de alta temperatura S2(N150) associada as micro-falhas

B Deformação rúptil: relação entre os diferentes tipos de fraturas: D1 proximo de S1(N60), D1B na posição da fratura principal de Riedel (N85) e D1C fraturas conjugadas.

C Estrutura atual da Fratura de 'ão Paulo com a falha transformante de São Paulo paralela a Riedel D1B

Figura 5. Esquema dos critérios de cisalhamento identificados por Girardeau e colaboradores (2000).

3. Materiais, métodos e desenvolvimento do trabalho.

Neste item serão mencionadas as atividades desenvolvidas para a preparação da monografia, incluindo métodos, materiais utilizados e dificuldades encontradas. A descrição expedita das amostras e os tipos de estudo que nelas foram realizadas, podem ser observadas no anexo 1A.

3.1 – Amostragem.

As amostras utilizadas neste estudo fazem parte da coleção de MHBM Hollanda, tendo sido coletadas em 1986 e 1997 em duas campanhas de campo realizadas por uma equipe de pesquisadores da Universidade de Brasília (UnB) e do Ministério das Minas e Energia (MME). O mapa de localização pode ser visto no anexo 1B.

3.2 - Petrografia em microscópio óptico.

Estudos petrográficos sob luz transmitida em seções delgadas convencionais foram efetuados no Laboratório de Óptica do IGc/USP, com o uso do microscópio petrográfico *Olympus™* modelo BXP-40. Cerca de 11 seções foram descritas a partir de 10 amostras coletadas nas ilhas Belmonte e Challenger. As descrições foram efetuadas segundo técnicas clássicas de microscopia petrográfica (MacKenzie *et al.*, 1995). Foi dada ênfase ao reconhecimento e classificação de texturas, bem como as microestruturas presentes. Foi também efetuada a documentação fotográfica microscópica das texturas, e microestruturas mais representativas. Para tanto se fez uso da câmara fotográfica digital C5050Z, com resolução de 5.0 megapixels acoplada ao microscópio petrográfico.

3.3 - Química mineral.

Análises químicas pontuais quantitativas por espectrometria de dispersão de comprimento de ondas (WDS) das principais fases minerais (olivina, piroxênio, anfibólio e opacos) foram realizadas por MHBM Hollanda no Laboratório de Microsonda Eletrônica do IGc/UNB (Brasília). O equipamento utilizado foi uma microsonda CAMECA™, modelo SX50, equipado com um detector ED Keve e 4 espectrômetros WD, cada qual com cristais analisadores (TAP, LIF, PET e PC2). As análises foram efetuadas em seções delgado-polidas cobertas por uma fina película de Carbono (ca. 25 nm). As condições analíticas empregadas foram de 15 KeV, 20 nA e 1 µm, respectivamente para potencial de aceleração, corrente e diâmetro do feixe, o tempo de exposição foi 10s. Os resultados serão discutidos neste trabalho.

No caso do piroxênio a partição de $\text{Fe}^{2+}/\text{Fe}^{3+}$ foi calculada segundo o método de Droop (1987), considerando-se 4 cátions totais e 6 oxigênios. Para o anfibólio, onde $(\text{OH})^-$ é uma variável adicional, as estimativas foram feitas utilizando-se o método de Schumacher,

descrito em Leake *et al.* (1997). A diagramação dos dados foi feita através dos *softwares* MinPet 2.02 (Richard, 1997) e *Petrograph*.

3.4- Geoquímica de rocha total.

Análises geoquímicas foram efetuadas para um conjunto de 10 amostras. As amostras foram devidamente preparadas no Laboratório de Geoquímica do IAG/USP e, após a pulverização foram encaminhadas para o Laboratório de Química e ICP-AES do GMG-IGc/USP, onde foram gerados dados sobre os elementos maiores com o uso de espectrometria de emissão atômica de plasma induzido (ICP-AES). O espectrômetro usado para análise de elementos maiores é um ICP-AES, modelo ARL-3410 da *Applied Research*. Os dados de elementos maiores foram diagramados através do *software* MinPet 2.02.

3.5 - Magnetismo de Rocha.

Os estudos magnéticos foram efetuados no IAG/USP e no *Laboratoire des Mécanismes et Transferts en Géologie* (LMTG), Toulouse, França. O estágio no LMTG, realizado entre dezembro de 2004 e fevereiro de 2005, foi financiado por uma bolsa para estudantes da América Latina oferecida pela Universidade Paul-Sabatier.

Durante o estágio no LMTG cerca de 12 espécimes foram analisados através dos procedimentos tradicionais (Collinson, 1983) para investigação da estabilidade magnética e para a identificação dos componentes de magnetização. A estabilidade magnética foi examinada através de desmagnetização por campos alternados (AF). Para identificação das componentes de magnetização foram feitas análises utilizando projeções de Zijderveld (1967), análise por componentes principais (Kirshvink, 1980) e análises de espectros de coercividade. As medidas de magnetização foram efetuadas no magnetômetro JR-5A (Agico Ltd). Deve-se ressaltar que apenas duas amostras foram orientadas, durante a coleta em campo, com relação ao referencial geográfico. Portanto, para a maior parte dos espécimes a orientação dos vetores magnetização será arbitrária. Neste caso, o objetivo das desmagnetizações é identificar diferentes componentes e correlacioná-las aos eventuais portadores de magnetização.

Ainda durante o estágio na França, foram efetuadas medidas de susceptibilidade magnética (SM) e anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM) em 20 espécimes. As medidas de SM e ASM foram efetuadas em um susceptômetro Kappabridge KLY3 (*Geofysika, Brno*). O controle da mineralogia magnética foi efetuado a partir de valores temperatura de Curie indicados nas curvas termomagnéticas de 4 amostras e da aquisição de magnetização isothermal (IRM) de 2 espécimes. Foi utilizado para geração das curvas termomagnéticas o equipamento Kappabridge KLY-CS3 (*Geofysika, Brno*) e para a aquisição de IRM o magnetizador Pulse (*Magnetic Measurements*), em conjunto com o magnetômetro JR-5A.

A fim de complementar os dados adquiridos no LMTG, medidas adicionais de estabilidade magnética foram efetuadas no Laboratório de Paleomagnetismo do IAG/USP, utilizando o magnetômetro criogênico *2G-Enterprises*. Os dados obtidos se referem a valores de magnetização remanescente natural (MRN) de 40 espécimes. Com o mesmo intuito, novos dados de susceptibilidade magnética e curvas termomagnéticas também foram gerados. Ambas as medidas foram efetuadas no equipamento MS2W, da *Bartington*. Informações sobre o comportamento magnético dos minerais e a aquisição de magnetização podem ser vistos nos Apêndices I e II, respectivamente.

3.6 Microscopia eletrônica de varredura.

Estudos em microscópio eletrônico de varredura (MEV) por EDS (*Energy Dispersive Spectrometer*) e por retro-espalhamento (*backscattering*) foram realizados para identificar os principais óxidos e sulfetos, bem como suas relações com as demais fases minerais. Ainda nesta etapa, foram realizadas análises semiquantitativas através de EDS. O equipamento utilizado é um Jeol, do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura do GSA-IGc/USP. Este microscópio possui aumento de até 250.000 vezes e está equipado com detector ED. As análises foram efetuadas em duas seções delgado-polidas cobertas por uma fina película de Carbono (ca. 25 nm) com evaporar da *EdwardsTM*, modelo auto 306.

4. Resultados Obtidos.

Serão apresentados neste item os dados adquiridos pelos diversos métodos empregados, bem como suas respectivas interpretações.

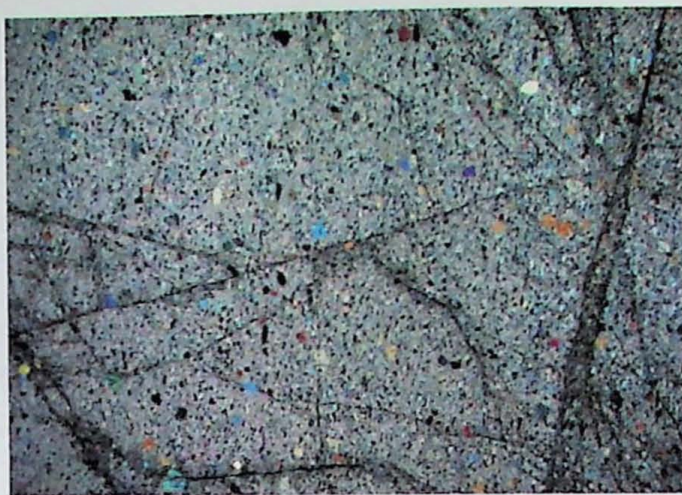
4.1- Análises petrográficas.

De modo geral, pode-se observar que todas as rochas foram afetadas por processos pervasivos de milonitização e hidrotermalismo. Este aspecto é evidenciado pela intensa cominuição dos grãos, forte orientação de porfiroclastos ao longo de uma foliação milonítica a ultramilonítica e, desenvolvimento de microveios e microfraturas geralmente preenchidas por material de alteração secundária.

Como a maioria das amostras encontra-se fortemente milonitizada e as fases minerais da matriz não podem ser identificadas por microscopia óptica convencional, o estudo petrográfico convencional restringiu-se a identificação e caracterização (forma e granulometria) das fases minerais constituintes dos porfiroclastos, dando especial ênfase aos óxidos presentes de modo a estabelecer correlação desses minerais com os parâmetros magnéticos.

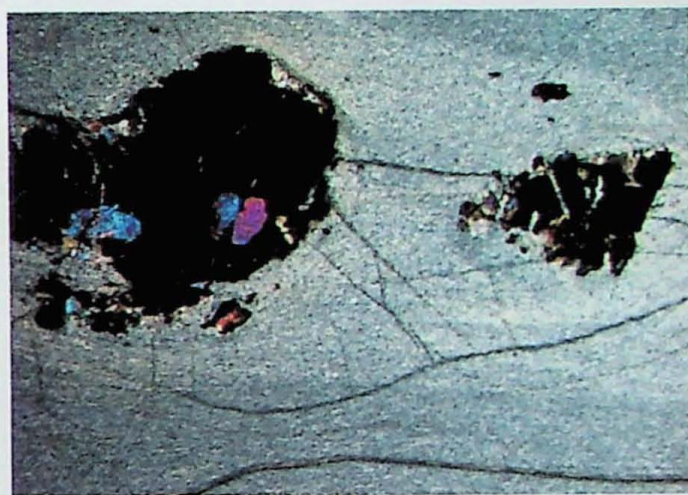
Dois grupos de rocha foram definidos em função das estruturas/texturas observadas. A saber:

(i) Ultramilonitos: fazem parte deste grupo às amostras SP-K10, SP-18, SP-28, SP-36, SP37-B e SP-3B. Caracterizam-se por textura ultramilonítica muito fina (granulação < 0,1 mm), onde estão dispersos porfiroclastos xenomórficos de olivina, óxidos, clinopiroxênio e ortopiroxênio. De forma geral, estão deformados e orientados segundo a foliação milonítica (Fotomicrografia 1A). Porfiroclastos de ortopiroxênio com bordas cominuídas, apresentam por vezes inclusões de olivina (Fotomicrografia 1B). As fraturas se dispõem, de forma geral, em duas famílias perpendiculares entre si, posteriores à foliação. Muitas delas são preenchidas por serpentina e minerais opacos, que ora se mostram idiomórficos ora hipidiomórficos, apresentando sinais de reação posterior. Na amostra SP-36 observa-se microfalhamento com rejeito aparente de 2,5 mm (Fotomicrografia 1C), que pode indicar uma fase rúptil, posterior à milonitização.



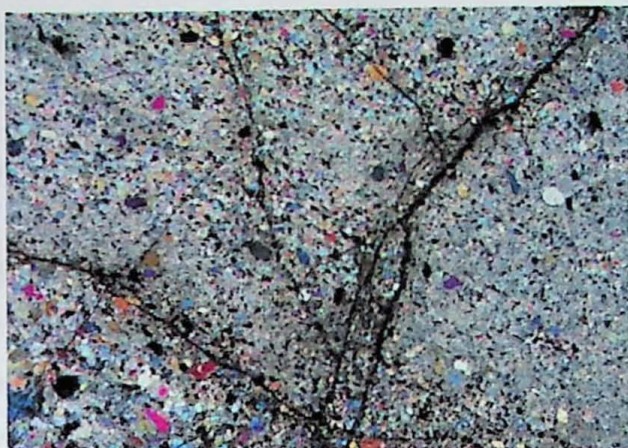
Fotomicrografia 1A. Visão geral da textura ultramilonítica . Amostra SP36, lâmina 2, nicóis cruzados. Base da imagem = 5,1mm.

Fotomicrografia 1B. Porfiroclasto de piroxenio associado a olivina. Notar deformação. Amostra SPK10, lâmina1, nicóis cruzados. Base da imagem= 3,2mm.



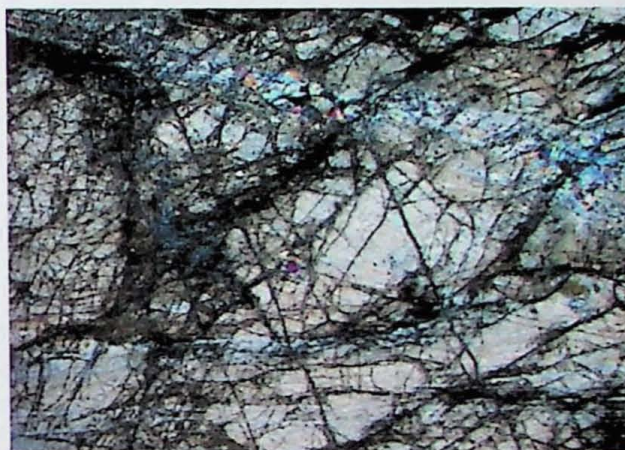
Fotomicrografia 1C. Micro-falhamento. Amostra SP36, lâmina 1, nicóis paralelos. Base da imagem = 3,2mm.

(ii) Ultramilonitos com lentes miloníticas: fazem parte desse grupo as amostras SP-K2, SP-K8, SP-37C e SP-42B. A característica comum a essas amostras é a textura ultramilonítica com lentes (ou microbandas) de textura milonítica em mosaico (Fotomicrografias 2A e 2B). Observa-se também porfiroclastos de olivina, espinélio, clinopiroxênio e ortopiroxênio, todos xenomórficos, deformados e orientados segundo a foliação ultramilonítica.



Fotomicrografia 2A. Ultramilonito com lentes miloníticas. Amostra SPK8, lâmina 2, nicóis cruzados. Base da imagem = 1,6 mm.

Fotomicrografia 2B. Lente milonítica em meio ao ultramilonito. Notar a grande densidade de fraturas. Amostra SP37C, lâmina 1, nicóis cruzados. Base da imagem = 10,2 mm



4.2 - Química mineral.

Os resultados analíticos para cada grupo mineral, proporções catiônicas, moleculares e fórmulas estruturais são apresentadas no Anexo 2, Tabelas de 1 a 5.

4.2.1- Olivina.

Análises pontuais nos núcleos mostram ser uma olivina essencialmente magnesiânica (forsterita), com índices de mg# relativamente constantes, entre 0,88 e 0,91 (Fig. 6). O caráter magnesiânico dessa olivina pode também ser visualizado no diagrama ternário da figura 7, onde as amostras ocupam o campo da forsterita (Mg > 90%) e da crisólita (Mg entre 80 e 90%).

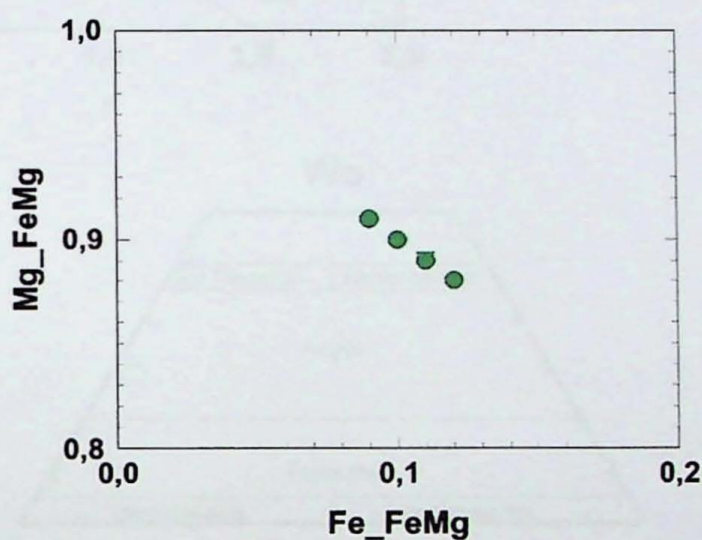


Figura 6. Diagrama de mg# por Fe/FeMg, notar pouca variação de mg#.

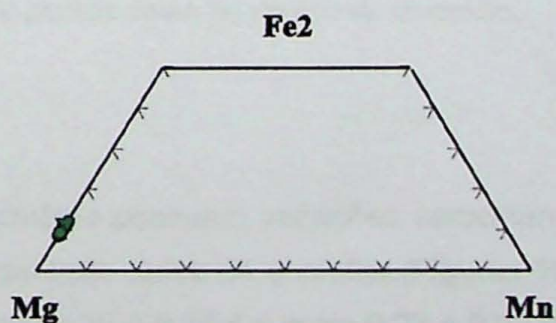


Figura 7. Diagrama ternário Fe^{2+} - Mn – Mg.

4.2.2- Piroxênios.

Os cristais de clinopiroxênio possuem variação no índice $mg\#$ ($Mg/Mg+Fe^{2+}$), entre 0,87 e 0,96, correspondendo quimicamente a diopsídio (Figuras 8 e 9). Os teores de MgO e CaO (% em peso) variam entre 16,7 a 36,7 e entre 0,19 e 24,75, respectivamente.

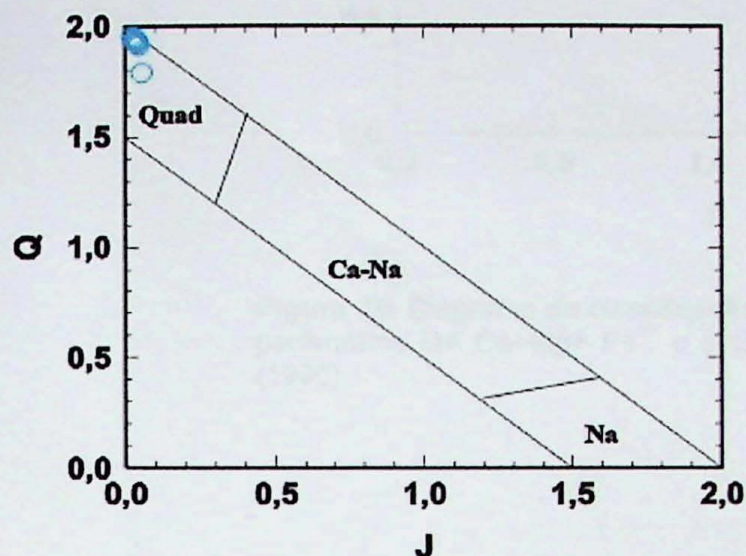


Figura 8. Diagrama de classificação de piroxênio, em função dos parâmetros $Q = Ca + Mg + Fe^{2+}$ e $J = 2Na$, de acordo com Morimoto (1990).

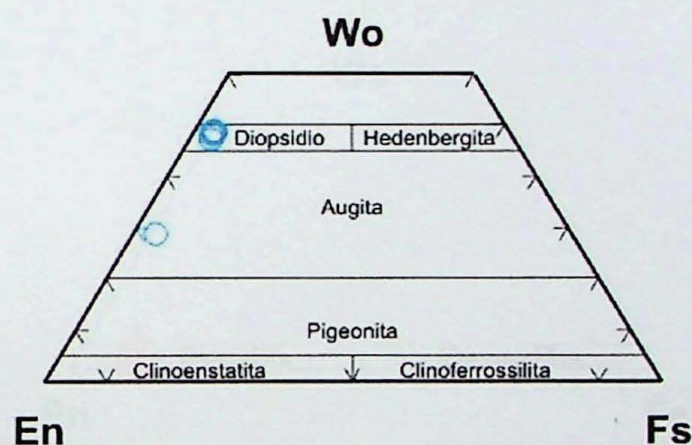


Figura 9. Diagrama ternário Wo-En-Fs (proporções moleculares) para clinopiroxênios, notar que quase todos os pontos caem no campo do diopsídio.

Os cristais de ortopiroxênio possuem variações semelhantes a do clinopiroxênio em $mg\#$ (0,87 a 0,92), com composição típica de enstatita (Figuras 10 e 11). Os teores de MgO e CaO (% em peso) variam entre 25,4 a 34,4 e entre 0,22 e 9,62 respectivamente.

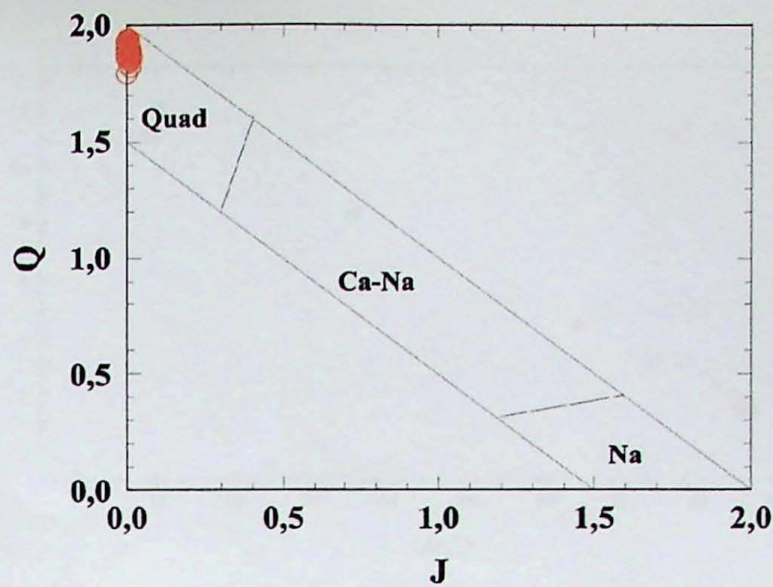


Figura 10. Diagrama de classificação de piroxênio, em função dos parâmetros $Q = \text{Ca} + \text{Mg} + \text{Fe}^{2+}$ e $J = 2\text{Na}$, de acordo com Morimoto (1990).

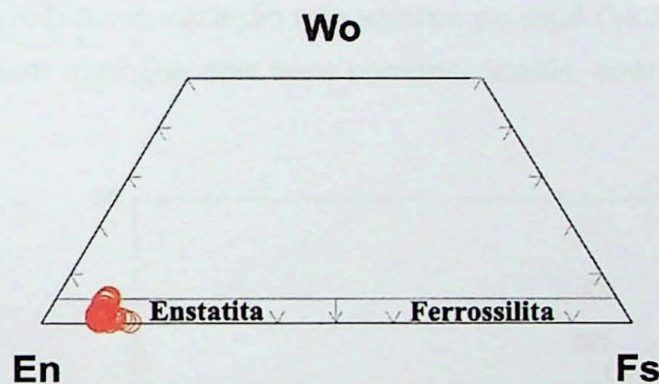


Figura 11. Diagrama ternário Wo-Fs-En em proporções moleculares para ortopiroxênios, notor que quase todos os pontos caem no campo da enstatita.

Os valores de CaO e MgO entre os dois piroxênios é bem distinto (Fig.12) e pode sugerir uma relação temporal entre as fases, uma vez que há um aumento no teor de CaO da enstatita para o diopsídio e o contrário em relação aos teores de MgO. Isso pode indicar uma formação inicial do ortopiroxênio, mais rico em Mg (elemento mais compatível que Ca) e a formação posterior do clinopiroxênio, pobre em Mg e enriquecido em Ca.

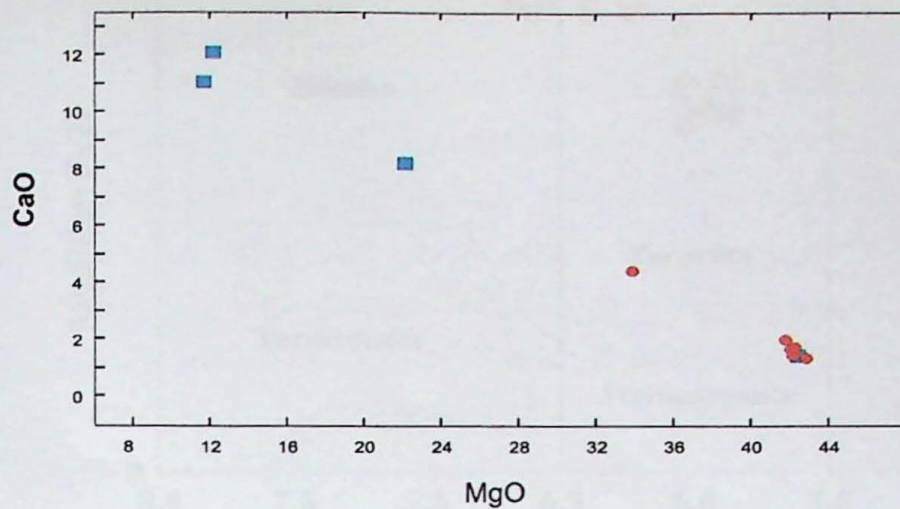


Figura 12. Diagrama de CaO por MgO, mostrando diferenças composicionais entre os dois piroxênios. Clinopiroxênio (quadrado azul), Ortopiroxênio (circulo laranja).

4.2.3- Anfibólios.

As principais variações químicas encontradas referem-se ao FeO, TiO_2 e a MgO. As variações entre FeO e TiO_2 são significativas e podem ser visualizadas no diagrama da figura 13. Da mesma forma, há variação nos valores de $\text{mg\#}$ ($\text{Mg}/\text{Mg}+\text{Fe}^{2+}$), entre 0,5 e 0,92. Tais variações permitem distinguir dois tipos composicionais: edenita e pargasita (Fig.14)

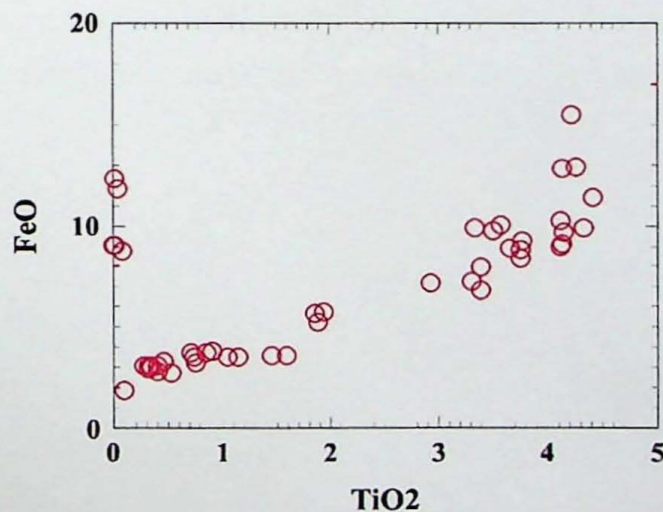


Figura 13. Diagrama de FeO por TiO_2 , mostrando diferenças composicionais entre os anfibólios. Notar que alguns anfibólios não possuem TiO_2 em sua composição.

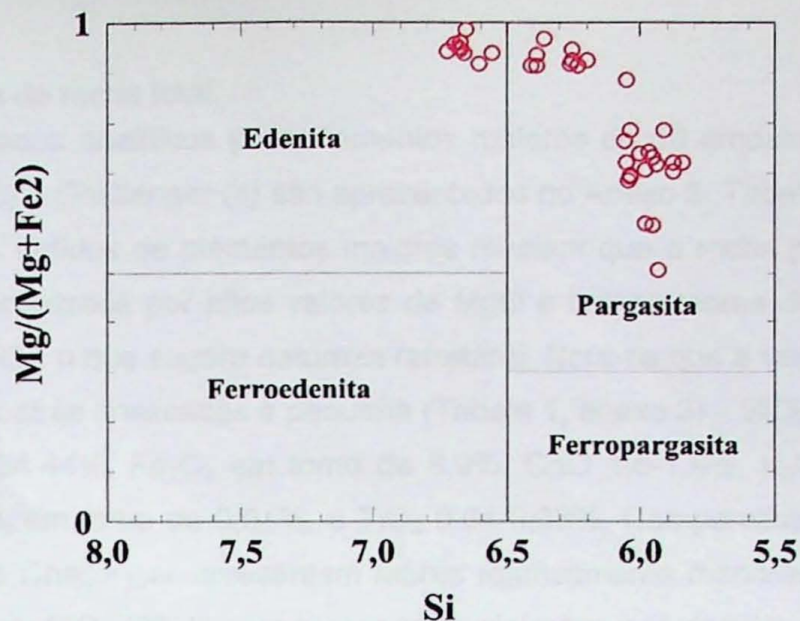


Figura 14. Diagrama de classificação dos anfíbólios em função dos parâmetros $Mg/(Mg+Fe_2)$ e Si , segundo Leake et al. (1997).

4.2.4- Óxidos.

Os porfiroclastos de óxidos analisados têm teor médio de MgO de 16,6% (em peso) e índice $mg\#$ variando de 0,56 a 0,74. Os altos teores de cromo (Cr_2O_3 entre 12,2 a 33,2% e $Cr\#$ ($Cr_2 / Cr_2 + Al$) entre 0,12 e 0,39) permitem classificá-los como cromo-espinélio.

4.3 - Geoquímica de rocha total.

Os resultados analíticos para elementos maiores de 10 amostras provenientes das ilhas Belmonte (6) e Challenger (4) são apresentados no Anexo 3, Tabela 1.

Os dados obtidos de elementos maiores revelam que a rocha predominante da ilha Belmonte é caracterizada por altos valores de MgO e baixos teores de SiO₂, Al₂O₃, CaO, álcalis, TiO₂ e P₂O₅, o que sugere natureza refratária. Nota-se que a variação composicional entre as seis amostras analisadas é pequena (Tabela 1, anexo 3) – SiO₂ 43-44%, Al₂O₃ 1,7-4,9%, MgO 34-44%, Fe₂O₃ em torno de 8,9%, CaO 1,6-1,9%, K₂O 0,01-0,07%, Na₂O 0,11-0,27%, P₂O₅ em torno de 0,01%, e TiO₂ 0,04-0,08%. Comparativamente, as amostras coletadas na ilha Challenger apresentam teores relativamente menores de MgO (12-22%), ampla variação em SiO₂ (36-43%) e teores mais elevados nos demais óxidos (p. ex., CaO 8-12%, Al₂O₃ 1,8- 15%, TiO₂ 1,8 – 5,8%). Os diagramas de variação correlacionando MgO com os demais óxidos ressaltam as diferenças entre as amostras das duas ilhas (Fig. 15).

A perda relativa de MgO e SiO₂ em três amostras da ilha Challenger sugere que estas foram mais afetadas pela ação hidrotermal. Isso é corroborado um aumento significativo no teor de P₂O₅ nessas três amostras nota-se ainda, corroborando com a hipótese de um hidrotermalismo mais efetivo. Esses resultados são semelhantes aos encontrados por Moraes (1996), que denomina este tipo rocha como: peridotitos com feldspatóide normativo.

Os resultados geoquímicos de elementos maiores para os peridotitos milonitizados da Ilha Belmonte também são similares aos encontrados por Moraes (1996). Estes caem no campo dos espinélios lherzolitos, segundo os diagramas de Viljoen e Viljoen (1977) (Fig. 16).

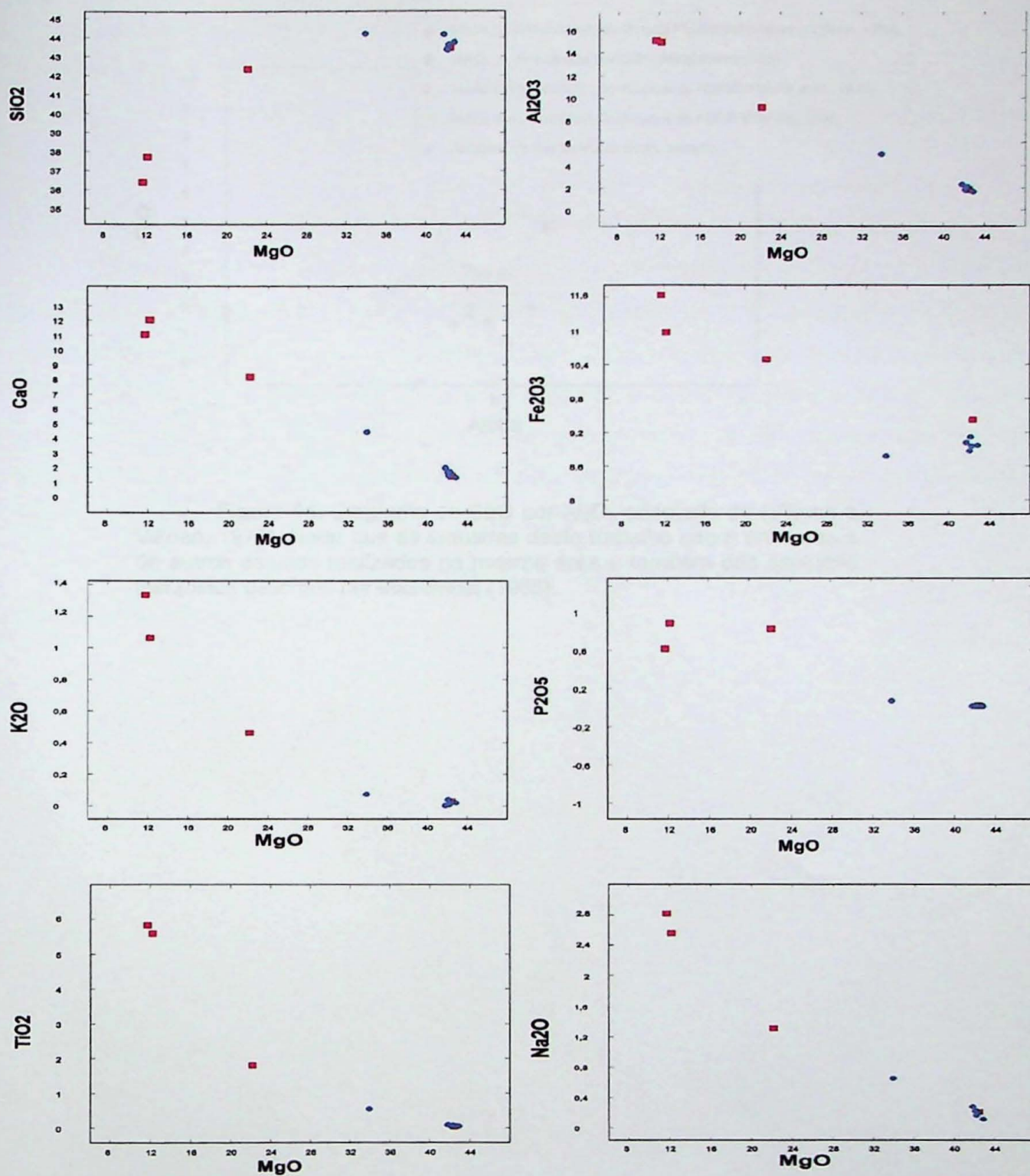


Figura 15. Diagramas de Harker para os peridotitos de ASPSP. Ilha Challenger (quadrados vermelhos); Ilha Belmonte (círculos azuis).

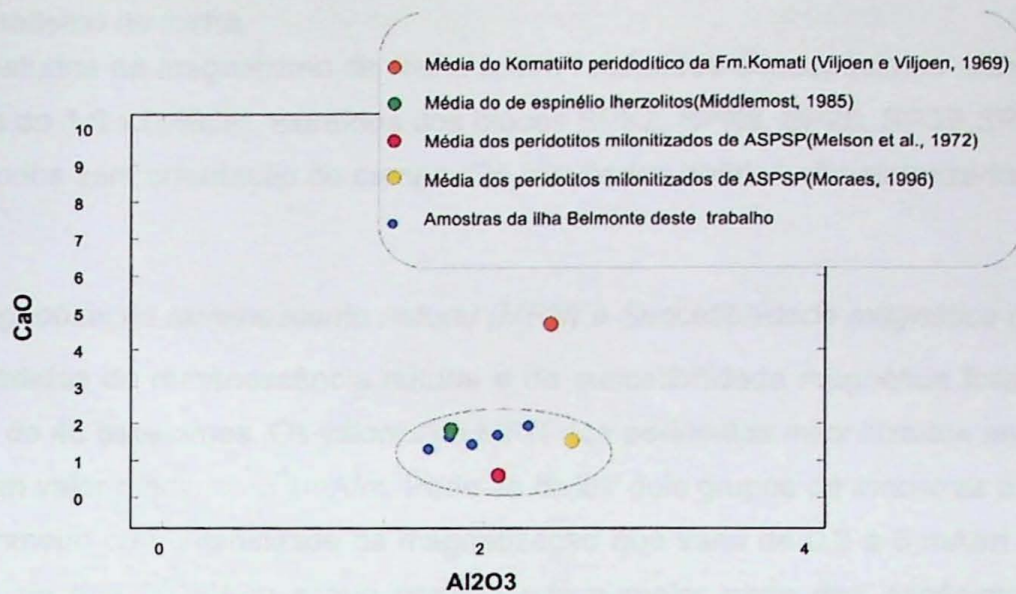


Figura 16. Diagrama de CaO por Al₂O₃ adaptado de (Viljoen e Viljoen, 1977). Notar que as amostras deste trabalho caem próximas a de outros estudos realizados na mesma área e também dos espinélio lherzolitos descritos por Middlemost (1985).

4.4- Magnetismo de rocha.

Os estudos de magnetismo de rocha foram realizados em espécimes cilíndricos de 2,5 x 2,2cm e de 1,0 x 0,88cm, extraídos dos blocos SPK2, SPK8, SP28, SP3B, SP18, SP37B e SP37C, todos sem orientação de campo. Os resultados obtidos são sintetizados nos itens a seguir:

4.3.1- Magnetização remanescente natural (MRN) e Suscetibilidade magnética (SM).

Medidas de remanescência natural e de suscetibilidade magnética foram efetuadas em cerca de 40 espécimes. Os valores de MRN dos peridotitos milonitizados entre 0,2 e 300 mA/m, com valor médio de 3,1mA/m. Pode-se dividir dois grupos de amostras com relação a MRN o primeiro com intensidade de magnetização que varia de 0,2 a 5 mA/m e o segundo que varia de 5 a 70 mA/m e que compreende a maior parte dos espécimes. Uma das amostras (SP37B) apresenta uma forte variação nos valores de MRN, de 34 a 309 mA/m. A forma em que se distribuem esses grupos pode ser observada no histograma da figura 17.

A variação dessas MRNs pode ser relacionada à distribuição irregular dos minerais magnéticos dentro dos blocos .

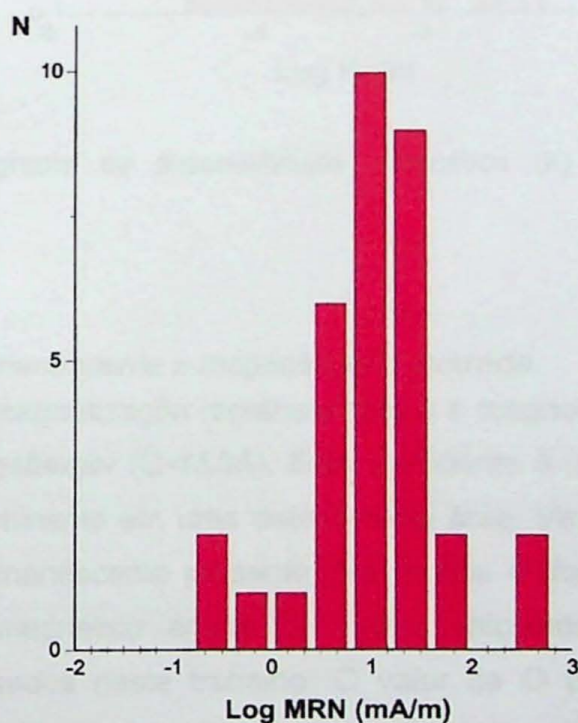


Figura 17. Histograma de MRN em função do número(N) de espécimes.

Os valores de SM obtidos variam de $3,1 \times 10^{-4}$ a $4,5 \times 10^{-3}$ no SI. A distribuição desses valores (Fig. 18) mostra dois intervalos, um com maior concentração entre $3,1 \times 10^{-4}$ e $1,58 \times 10^{-3}$ SI e outro entre $1,99 \times 10^{-3}$ e $4,5 \times 10^{-3}$ SI.

Experimentalmente, notou-se que os valores de suscetibilidade aumentam em espécimes que possuem maior concentração de fraturas ou quando estas possuem espessuras maiores (~1,5mm).

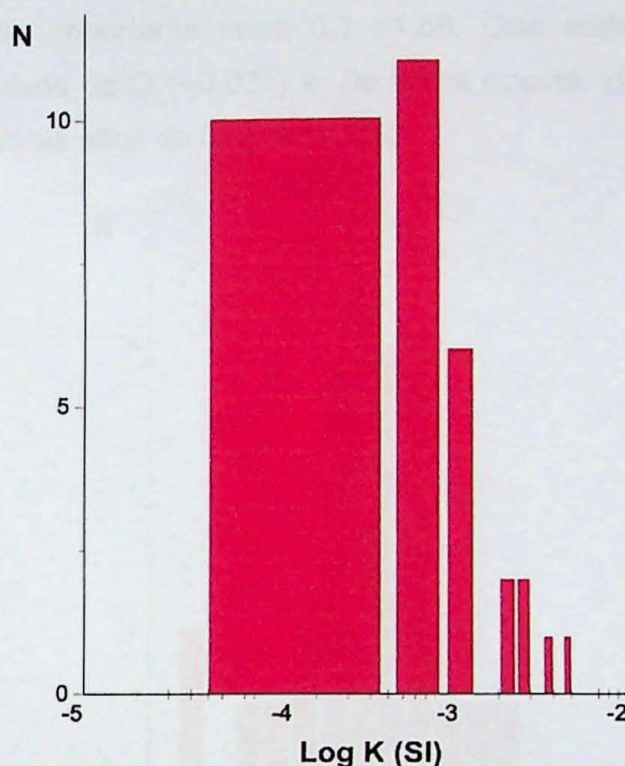


Figura 18. Histograma de suscetibilidade magnética (K) em função do número de espécimes(N).

4.3.2 - Magnetização remanescente e magnetização induzida.

A razão entre a magnetização remanescente e a magnetização induzida é chamada de coeficiente de *Koenigsberger* ($Q=M_r/M_i$). Este coeficiente é usado para determinar o tipo de magnetização predominante em uma determinada área. Valores de altos de Q indicam que a magnetização remanescente presente nas rochas é dominante em relação àquela induzida pelo campo magnético ambiente. Foram calculados valores de Q para os espécimes de rocha usados neste trabalho. O valor de Q pode ser obtido a partir da suscetibilidade magnética e da magnetização remanescente natural da seguinte forma:

$$Q=MRN/K. H_i$$

Onde:Q é o coeficiente de Koenigsberger; MRN é a magnetização remanescente natural; K é a suscetibilidade magnética e H_i é a força magnetizante. O campo ambiente utilizado foi de 26979 nT (valor estimado pelo modelo IGRF2005,

www.ngdc.noaa.gov/AGA/vmod/home.html), que equivale a uma força magnetizante de 21,469 A/m na região do arquipélago.

Os valores de Q obtidos variam de 0,03 a 4,7 e são próximos daqueles encontrados em outros peridotitos oceânicos (Bina e Henry, 1990). A distribuição desses valores (Fig. 19), exibe um intervalo importante entre 0,1 e 1,58. Dois espécimes da amostra SPK2 apresentam valores baixos de Q ($\sim 0,035$) e, de forma oposta, dois espécimes da amostra SP37B apresentam valores altos de Q (0,3 e 0,45).

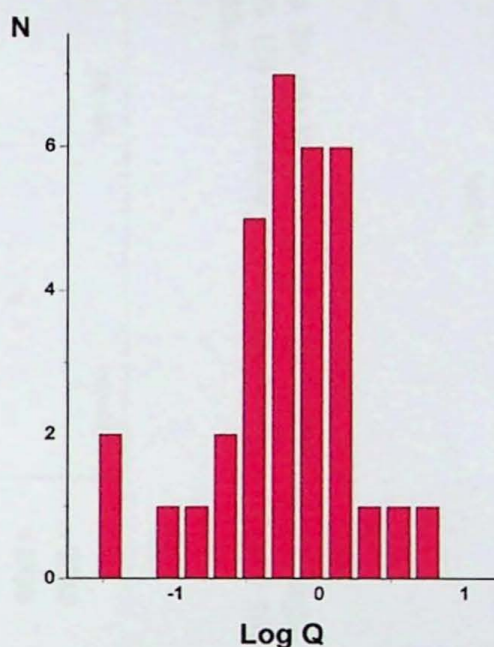


Figura 19. Histograma de Q em função do número de espécimes (N).

Os valores de Q encontrados sugerem que a magnetização remanescente (M_r) é maior que a magnetização induzida (M_i) em apenas 30% dos espécimes. Os diagramas de $K \times Q$ (Fig. 20 A e B) e de $MRN \times Q$ (Fig. 21 A e B) mostram que esses espécimes pertencem aos blocos classificados petrograficamente como ultramilonitos (ver 4.1).

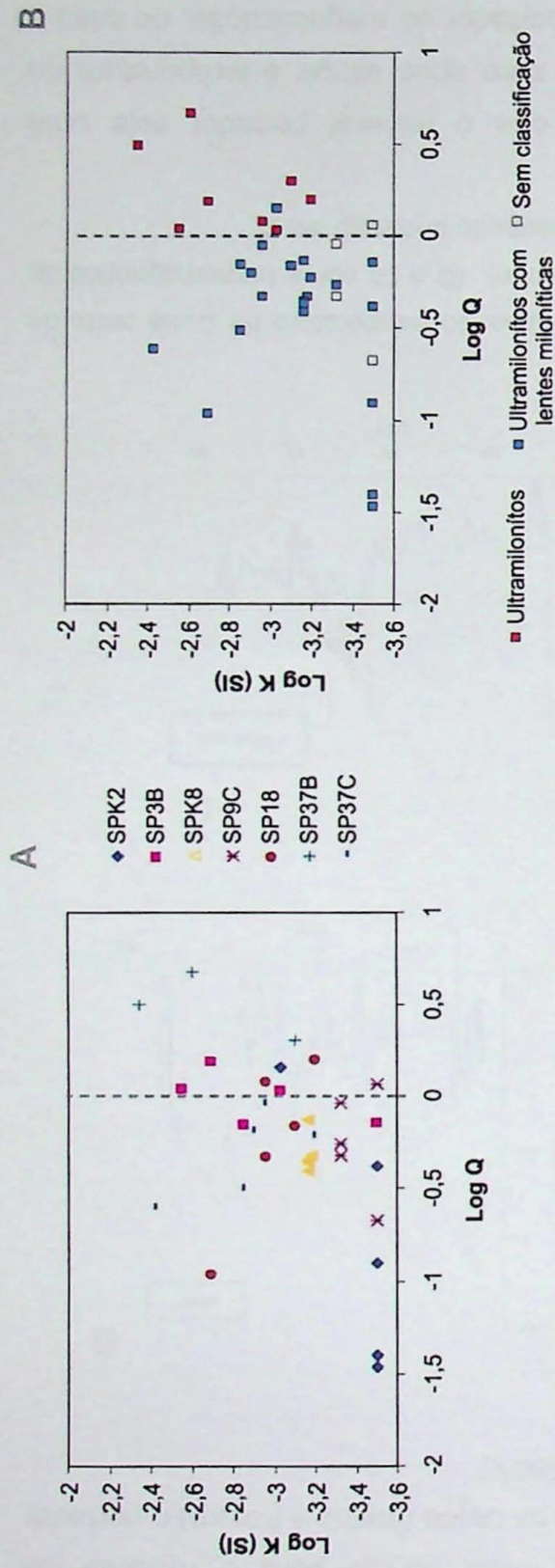


Figura 20. (A) Diagrama de KxQ mostrando a relação entre as magnetizações remanescente e induzida para cada espécime. (B) Diagrama de KxQ mostrando a relação entre as magnetizações remanescente e induzida para cada grupo petrográfico.

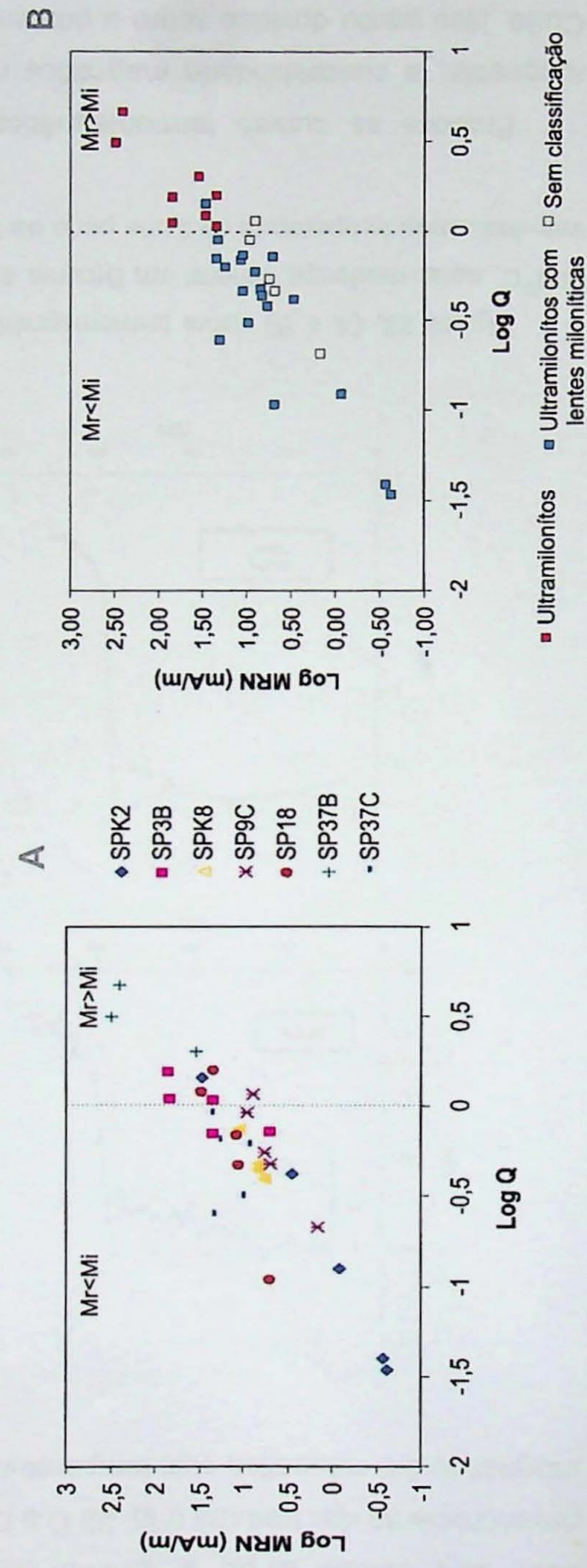


Figura 21. (A) Diagrama de MRNxQ mostrando a relação entre as magnetizações remanescente e induzida para cada espécime. (B) Diagrama de MRNxQ mostrando a relação entre as magnetizações remanescente e induzida para cada grupo petrográfico.

4.4.3 - Mineralogia Magnética.

Temperaturas de Curie foram obtidas para cinco blocos (SP8K, SPk10, SP3B, SP9C, SP37B). As curvas foram feitas para amostras da matriz de cada bloco (Fig. 22 A e B) e no caso dos blocos SP3B e SP37B também foram feitas curvas para o material de preenchimento das fraturas (Fig. 22 C e D). Em ambos os casos (matriz e fratura) o portador magnético é a magnetita, cuja temperatura de Curie é 580°C.

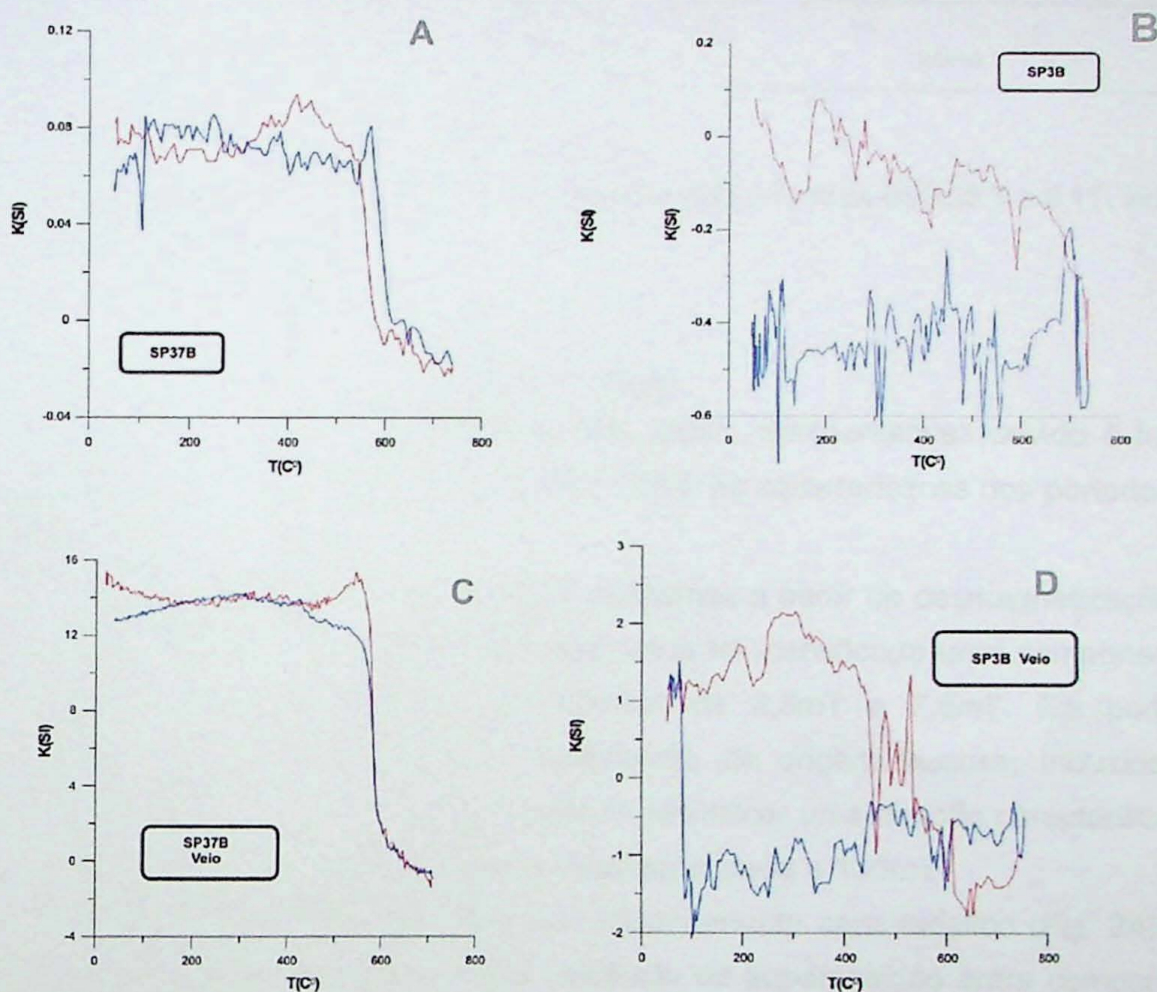


Figura 22. (A e B) curva termomagnética da matriz indicando temperatura de Curie perto de 580°C, notar mudança mineral em B(curva azul de resfriamento); (C e D) curva termomagnética do veio indicando temperatura de Curie perto de 590°C, notar resultado anômalo em D.

Embora as curvas termomagnéticas indiquem que o mineral portador seja uma magnetita, a suscetibilidade magnética não decaiu a zero após atingir a temperatura de Curie, isso gerou dúvidas sobre a presença de outro portador de magnetização, no caso a hematita. A fim de sanar esta dúvida foram realizados dois ensaios de aquisição de magnetização isoterma (IRM) (campo de 2 T) em espécimes dos blocos SP37B e SPK8. As curvas (Fig.23) mostram uma rápida saturação, em campos inferiores a 250mT, típico da magnetita. Apenas uma componente foi identificada nos diagramas.

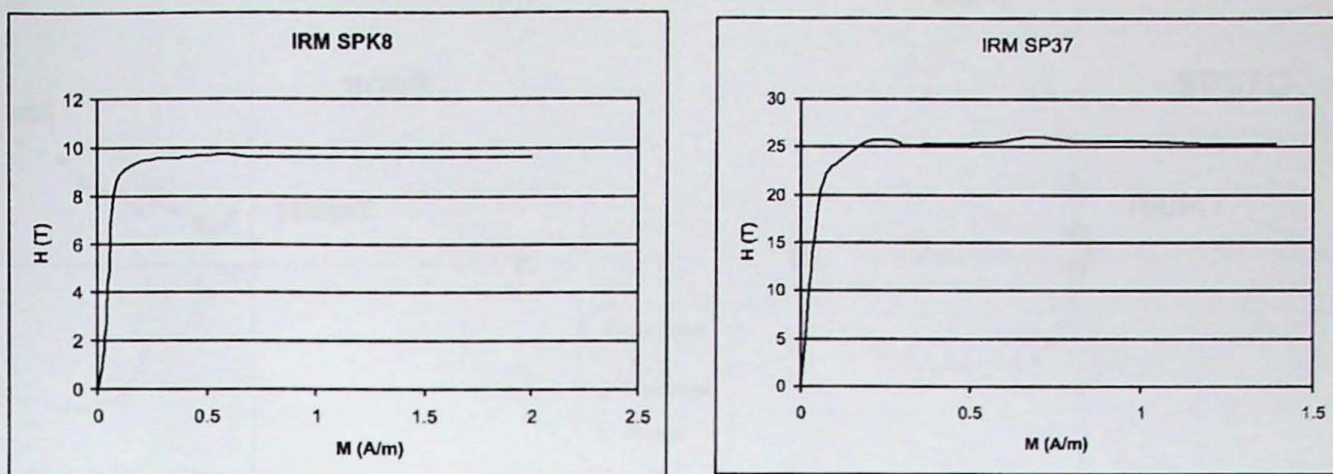


Figura 23. Curvas de aquisição de IRM. A saturação é atingida em cerca de 0.25 T e 0.1T, indicando a ausência de hematita.

4.4.4 - Componentes de magnetização remanescente

Embora as direções paleomagnéticas não sejam representativas devido à falta de orientação de campo, elas podem ser úteis para definir as características dos portadores de magnetização.

Dados direcionais foram obtidos em 21 espécimes a partir de desmagnetizações por campo alternado (AF). Na maior parte dos espécimes foi identificada uma componente de baixa coercividade, que é eliminada em campos de 2,5mT a 7,5mT. Ela pode ser interpretada como uma magnetização remanescente de origem viscosa, induzida pelo campo ambiente. Além desta componente pode-se identificar uma direção característica, de mais alta coercividade, que é completamente desmagnetizada a 160mT.

Os diagramas ortogonais possuem um encurvamento característico (Fig. 24). Este encurvamento pode ser interpretado, como resultado de superposição entre componentes de magnetização (Fig. 25).

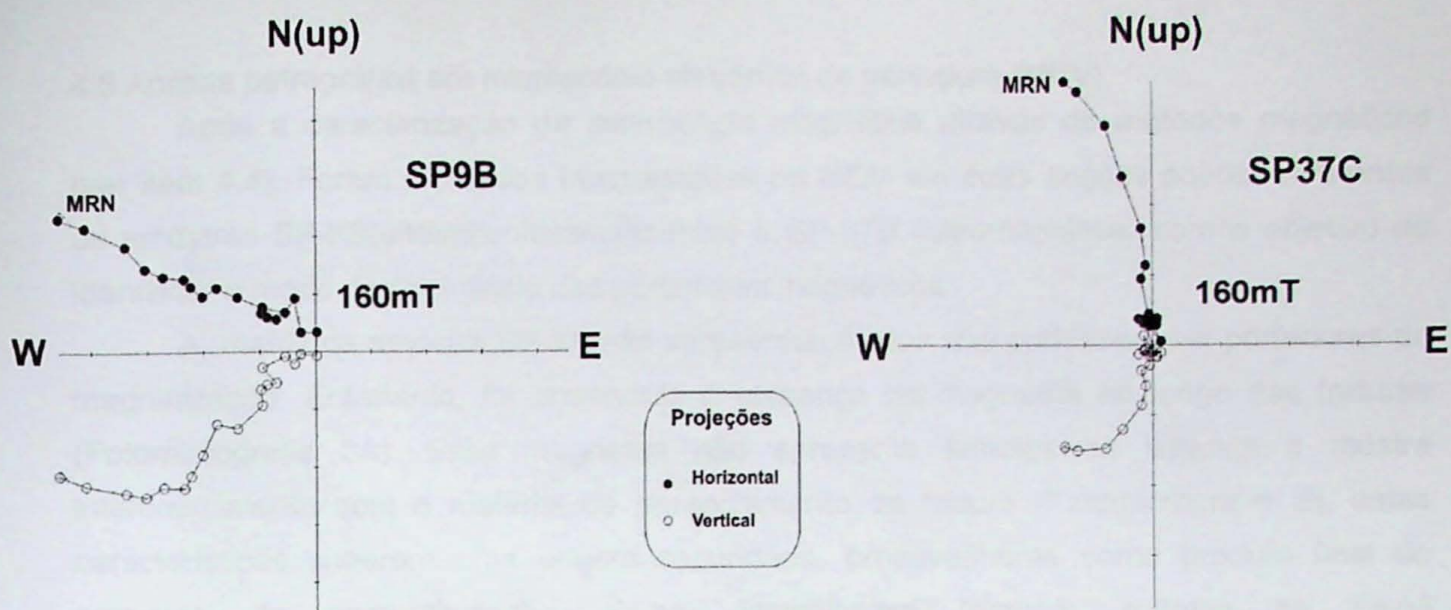
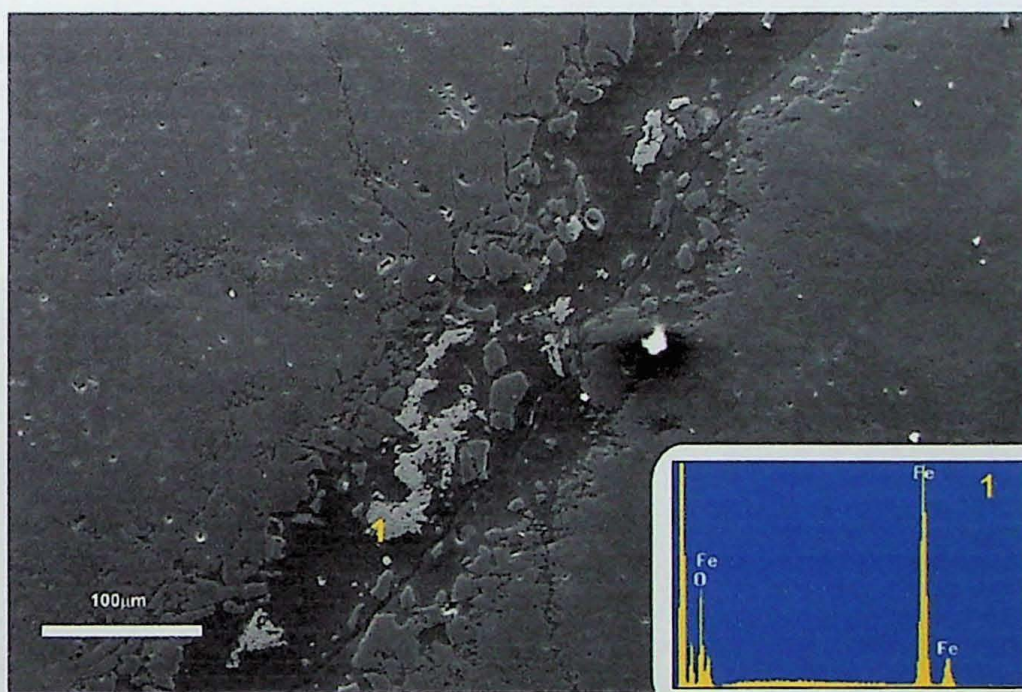


Figura 25. Projeção ortogonal dos vetores de magnetização dos espécimes das amostras SP9B e SP37C. Notar o encurvamento característico

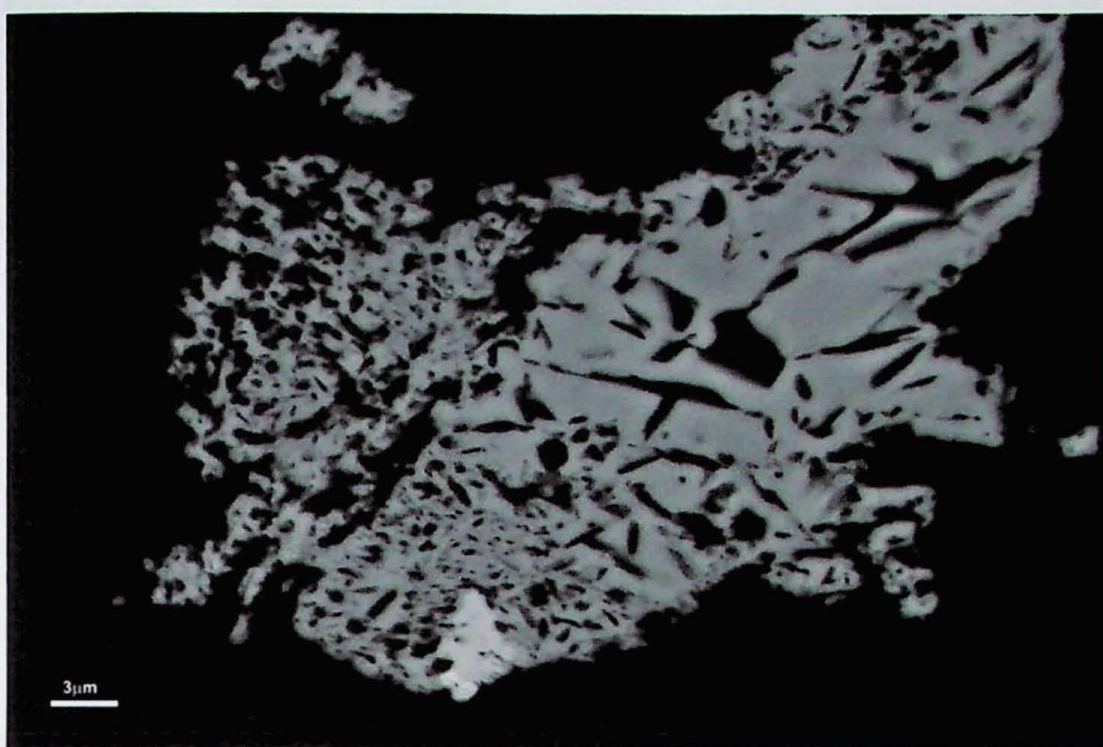
4.5 Análise petrográfica em microscópio eletrônico de varredura (MEV).

Após a caracterização da mineralogia magnética através de métodos magnéticos (ver item 4.4). Foram efetuadas investigações no MEV em duas seções polidas referentes às amostras SP-K8 (ultramilonítica/milonítica) e SP-37B (ultramilonítica) com o objetivo de identificar o modo de ocorrência dos portadores magnéticos.

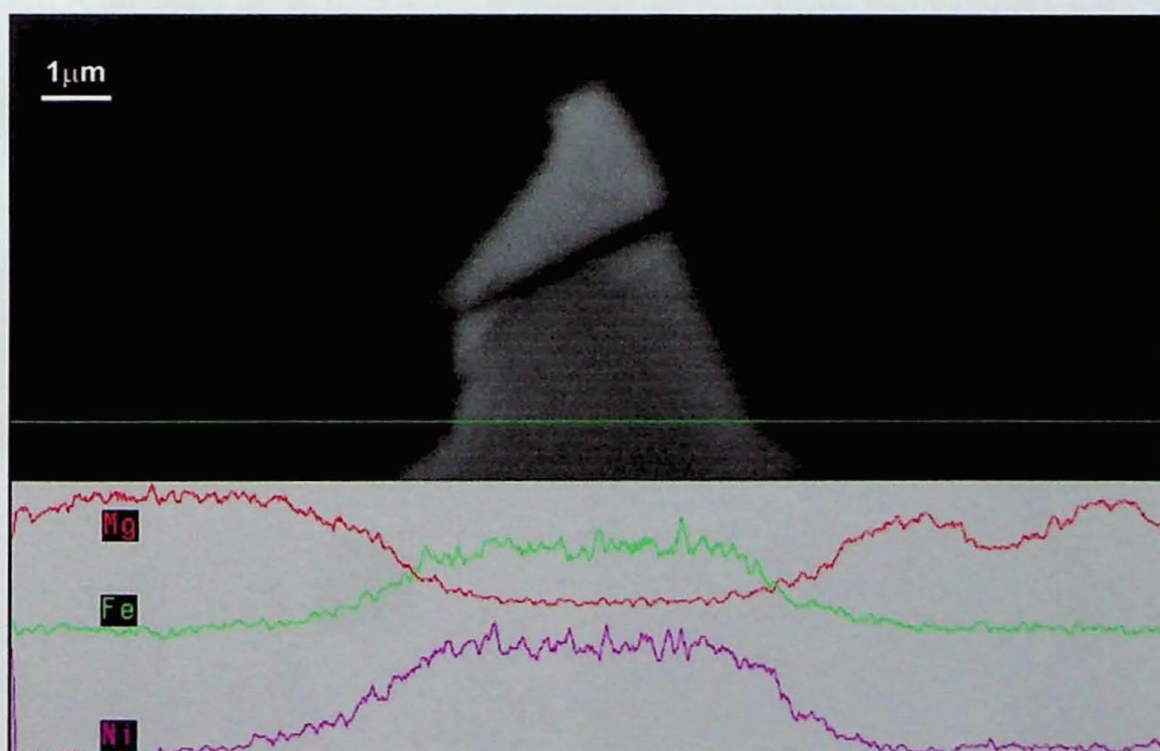
A matriz da amostra SP-K8 não apresentou óxidos que pudessem ser portadores de magnetização. Entretanto, foi observada a presença de magnetita ao longo das fraturas (Fotomicrografia 3A). Essa magnetita não apresenta lamelas de ilmenita e mostra intercrescimento com o material de preenchimento da fratura (Fotomicrografia B), estas características sugerem uma origem secundária, provavelmente como produto final do processo de serpentinização. Foram identificados também sulfetos de Fe-Ni (Fotomicrografia 3C) nas faixas miloníticas e ao longo de microfraturas (Fotomicrografia 3D). Estes minerais podem contribuir de forma marginal como portadores de magnetização (Bina e Henry, 1990). Foram realizadas s semiquantitativas nesses sulfetos os quais demonstraram grande variação no teor em Fe (7-25 %) e pequena variação de Ni (menores que 1%).



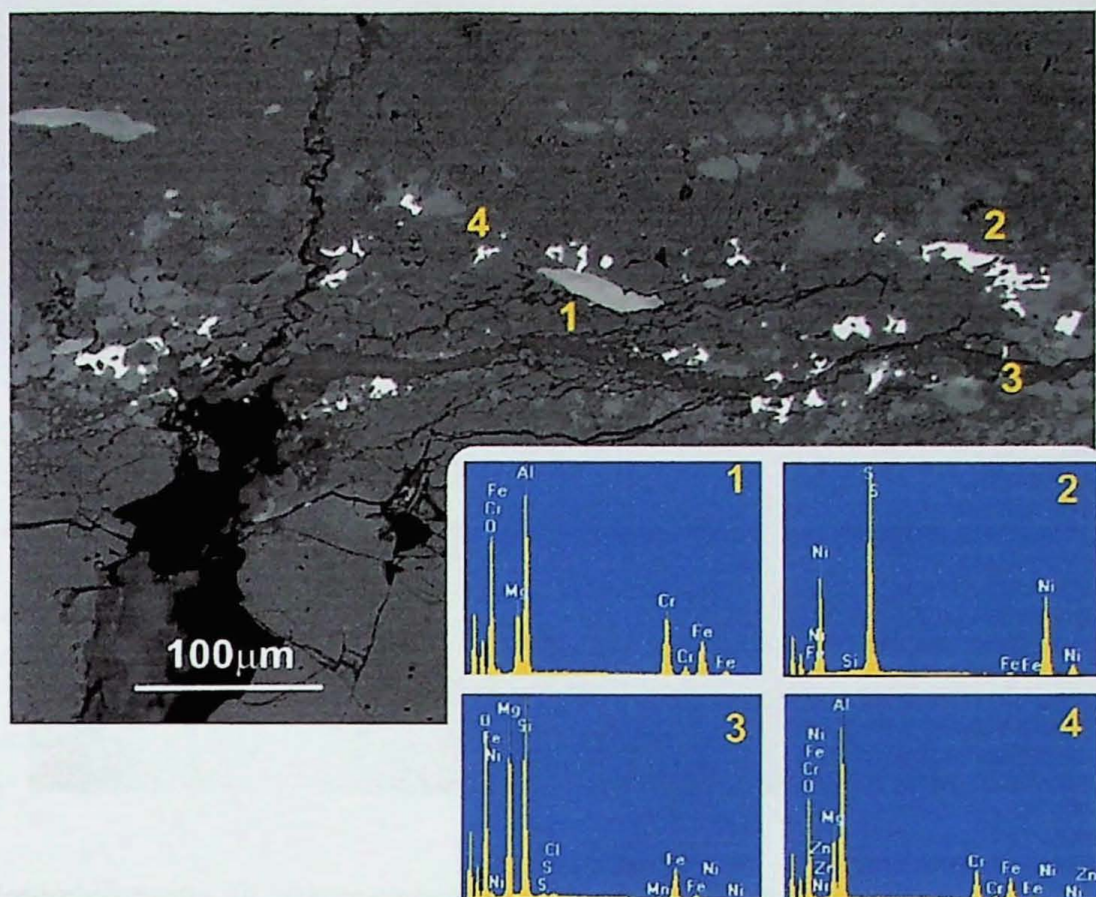
Fotomicrografia 3A.Fratura preenchida por óxidos e sulfetos, notar diagrama EDS do ponto 1 indica a presença de magnetita. Amostra SPK8.



Fotomicrografia 3B. Detalhe de um cristal de magnetita, notar feições de intercrescimento e ausência de lamelas de ilmenita. Amostra SPK8.

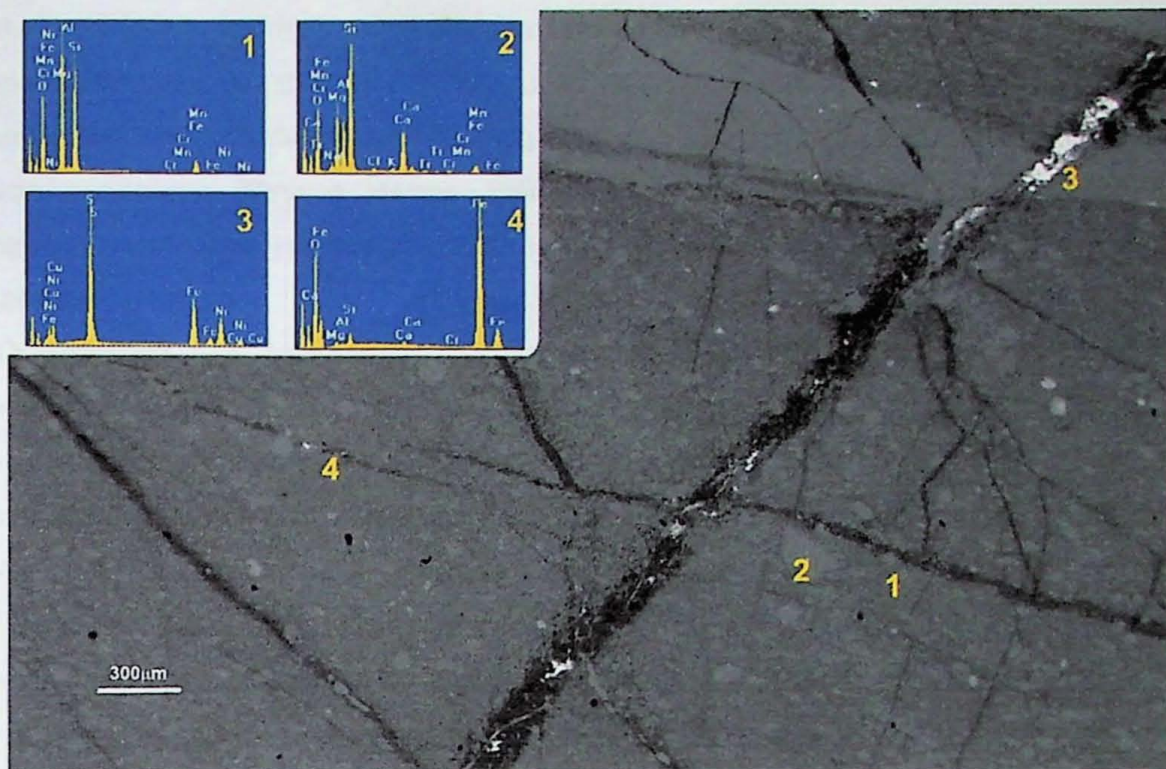


Fotomicrografia 3C. Composição qualitativa do Sulfeto, notar o empobrecimento de Mg e o enriquecimento em Fe e Ni com relação a matriz. Amostra SPK8.



Fotomicrografia 3C. Fratura com sulfetos associados (Fe-Ni), notar diagramas EDS de alguns pontos, sem ocorrência de magnetita. Amostra SPK8.

A amostra SP-37B também apresenta características semelhantes a SP-K8 sulfetos de Fe-Ni na matriz e ao longo de microfraturas. Nesta lâmina, a presença de magnetita também foi observada somente ao longo de fraturas (Fotomicrografia 4A). Suas características texturais são semelhantes àsquelas encontradas na amostra SP-K8, ou seja, não apresenta lamelas de ilmenita e está intercrescida com o material secundario, estas características são condizentes com os dados observados nas curvas termomagnéticas (ver item 4.4.3).



Fotomicrografia 4A.Fratura preenchida por óxidos e sulfetos, notar diagramas EDS de alguns pontos. Em 4 indica a presença de magnetita. Amostra SP37B.

5. Discussão e conclusões.

A aquisição de magnetização remanescente em rochas do fundo oceânico permanece um tema em debate na literatura, particularmente a contribuição de camadas mais profundas da litosfera oceânica (gabros e peridotitos). Estudos realizados em peridotitos oceânicos (Bina e Henry, 1990; Oufi e Cannat, 2002) demonstram que a magnetização que essas rochas possuem está essencialmente relacionada aos processos de serpentinização.

O entendimento do comportamento das propriedades magnéticas em peridotitos oceânicos é fundamental para a interpretação das anomalias magnéticas marinhas, uma vez em que há grande exposição dessas rochas no assoalho oceânico, principalmente junto aos centros de espalhamento de baixa velocidade, como os do atlântico sul (Cannat, 1993).

A região equatorial do atlântico sul possui algumas zonas de fratura que indicam anomalias magnéticas. Uma dessas anomalias está localizada junto à zona de fratura de São Paulo, próxima ao arquipélago de São Pedro e São Paulo (ASPSP), sendo esta relacionada a serpentinização de peridotitos da região (Sichler e Hékinian, 2002).

As investigações geológicas e geofísicas do ASPSP, realizadas no presente trabalho, demonstraram que as rochas dessa área sofreram um alto grau de milonitização e que este possui um gradiente deformacional, que varia de miloníticos a ultramiloníticos.

Quanto a composição química, essas rochas apresentam altos teores de MgO (34-44%) e baixos teores de sílica (35-44%), sendo similares as encontradas em alguns peridotitos continentais (Vieljeun e Vieljeun, 1977), que recebem o nome de espinélio lherzolitos. Ocorre ainda, do ponto de vista geoquímico, setores do arquipélago onde as rochas tem maior enriquecimento de P_2O_5 e perda de sílica e MgO, sugerindo reações metassomáticas.

A composição química das principais fases minerais (olivina e piroxênios), mostra um alto teor de magnésio (Mg# de 0,8 a 09), que pode indicar o caráter mais primitivo de formação magmática.

Os dados magnéticos mostram que a suscetibilidade magnética dessas rochas é fraca ($3,1 \times 10^{-4}$ a $4,5 \times 10^{-3}$ SI) e que a magnetização varia de 0,2 a 300 mA/m, sendo essencialmente portada por magnetita. A microscopia eletrônica de varredura mostra que tal magnetita está presente apenas nas microfraturas e que são produto de serpentinização.

Com a integração desses dados, pode-se notar que a magnetização remanescente está relacionada aos processos de serpentinização, o que é um forte indício de que ela foi adquirida de forma química. Contudo, a magnetização não está relacionada diretamente com a variação litogeoquímica, as amostras com evidência de metassomatismo não apresentaram grandes variações no sinal magnético em relação às não afetadas.

Nota-se que a variação do sinal magnético está quase diretamente relacionada com o fraturamento e grau de deformação, ou seja, amostras predominantemente ultramiloníticas

6. Referências Bibliográficas.

BARD, J.P. 1985. *Microtextitres des Roches Magmatiques et Métamorphiques*. Paris, Mason. 208 p.

BINA, M.M. e HENRY, B., 1990. Magnetic properties, opaque mineralogy and magnetic anisotropies of serpentinized peridotites from ODP Hole 670A near the Mid-Atlantic Ridge. *Physics Earth Planet. Inter.* **88**-103

BOWEN, V.T.; MASCH, D.; MELSON, W.G. 1966. St. Paul's on the subway. Life on the rocks. Geologic significance of St. Paul's rocks. *Oceannus*. v.XII.num. 4: 1-16.

CANNAT, M., 1993. Emplacement of mantle rocks in the seafloor at mid-ocean ridges. *J. Geophys. Res.* **98**: 4163-4172.

COLLINSON, D.W. 1983. Methods in Rock Magnetism and Paleomagnetism. *Chapman & Hall*. 503p.

DROOP, G.T.R. 1987. A general equation for estimating Fe^{3+} in ferromagnesian silicates and oxides from microprobe analysis, using stoichiometric criteria. *Min. Mag.*, **51**:431-437

GEE, J. And MEURER, W.P. 2002. Slow cooling of middle and lower oceanic crust inferred from multicomponent magnetization of gabbroic rocks from the Mid-Atlantic Ridge south of the Kane fracture zone (MARK) area. *J. Geophys. Res.* **107**(B7):

GIRARDEAU, J.; JUTEAU, T. LAUNEAU, P.; BURG, J-P; HEKINIAN, R. 2000. Étude de la déformation des péridotites des rochers émergés des Saint-Paul et Sainte-Pierre de la fracture transformante de Saint Paul.

HEKINIAN, R.; JUTEAU, T.; GRACIA, E.; SICHER, B; SICHEL, S.; UDINTESEV, G; APPRIOUAL, R.; LIGI, M. 2000. Submersible observations of Equatorial Atlantic mantle; the St. Paul fracture zone region. *Marine Geophys. Res.* **21**(6):529-560.

KINOSHITA, H.; FURATA, T.; PARISO, J. 1989. Downhole magnetic measurements and paleomagnetism, Hole 504B, Costa Rica Ridge. *Proc. Ocean Drill. Program Sci. Results*. **111**: 147-156.

KIRSHVINK, J.L. 1980. The last-squares line and plane and the analysis of paleomagnetic data. *Geophys. J. R. Astr. Soc.* **62**: 699-718.

LAWRENCE, R.M; GEE, J.S.; KARSON, J.A. 2002. Magnetic anisotropy of serpentinized peridotites from the MARK area: Implications for the orientation of mesoscopic structures and major fault zones. *J. Geophys. Res.* **107**(B4):

LEAKE, B.E.; WOOLEY, A.R.; ARPS, C.E.S.; BIRCH, W.D.; GILBERT, M.C.; GRICE, J.D.; HAWTHORNE F.C.; KATO, A.; KISCH, H.J.; KRIVOVICHEV, V.G.; LINTHOUT K.; LAIRD, J.; MANDARINO, J.A.; MARESCH, W.V.; NICKEL, E.H.; ROCK, N.M.S.; SCHUMACHER, J.C.; SMITH, D.C.; STEPHENSON, N.C.N.; UNGARETTI, L.; WHITTAKER, E.J.W.; YOUZHI, G. Nomenclature of amphiboles: report of the Subcommittee on Amphiboles of The International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **61**: 295-321.

MACKENZIE, W.S.; DONALDSON, C.H.; GUILFORD, C. 1995. *Atlas of igneous rocks and their textures*. Harlow, Longman. 148 p.

MELSON, W.G.; HART, S.R.; THOMPSON, G. 1972. St. Paul's Rocks, Equatorial Atlantic: Petrogenesis, radiometric ages and implications on sea-floor spreading. *Mem. Geol. Soc. Am.* **132**:241-272.

MORAES, J.F.S.1999. Síntese dos trabalhos geocientíficos efetuados no fundo submarino adjacente ao Arquipélago de São Pedro e São Paulo. CPRM. 23p.

MORAES, J.F.S.1996a. Expedição precursora aos penedos de São Pedro e São Paulo:Geologia e geotecnia. CPRM. 35p.

MORAES, J.F.S.1996b.Caracterização petrográfica e química das rochas do Arquipélago de São Pedro e São Paulo. CPRM. 35p.

MORIMOTO, N. 1990. Nomenclatura de piroxênios. Tradução do original em ingles Nomenclature of pyroxenes, realizada com a permissão do IMA por GARDA, G.M. & ATÊNCIO, D. *Revista Brasileira de Geociências*, **20 (1-4)**: 318-328.

OPDYKE, N.D. e HÉKINIAN, R. 1972. Magnetic properties of some igneous rocks from the Mid-Atlantic Ridge. *J.Geophys. Res.* **67**: 2557-2260.

OUI, N.D. e CANNAT, M., 2002. Magnetic properties of variably serpentinized abyssal peridotites. *J.Geophys. Res* **109**: B5 10.1029

OUI, O.2000. Les propriétés magnétiques des péridotites serpentinisées abyssales: Relation entre la composition chimique, la nature minéralogique des minéraux serpentinites et le comportement magnétique des péridotites serpentinisées. *Ph.D Thesis. Univ. Of Paris VII-Denis Diderot. França*: 277p

PARISO, J.E. e JOHNSON, H.P.1993. Do layer 3 rocks make a significant contribution to marine magnetic anomalies? In situ magnetization of gabbros at Ocean Drilling Program Hole 753B. *J.Geophys. Res.* **98**: 16,033-16,052.

RICHARD, L.R. 1995. *Minpet Software. Mineralogical and Petrological data processing system*. Versão 2.02. Copyright (1988-1995)

SACHS, P.L.1963. A visit to St. Peter and St. Paul Rocks. *Oceannus*. v.IXI.num. 4: 2-5.

SICHER, B. e HEKINIAN, R. 2000. Three-dimensional inversion of marine magnetic anomalies on the equatorial Atlantic Ridge (St. Paul fracture zone); delayed magnetization in a magmatically starved spreading center. *J.Geophys. Res.* **107**(12):

STOKKING, L.B.; HEISE, A.; ALLERTON, S.; WORM, H.-U.1996. Data report: Magnetic properties and magnetic oxide mineralogy of upper crustal rocks from Holes 504B and 896A. *Proc. Ocean Drill.Program Sci. Results.***148**: 467-482.

VILJOEN, M.J. e VILJOEN, R.P, 1977. The geology na geochemistry of Lower Ultramafic Unit of the Onverwacht Group and a proposed new class of igneous rock: In *The Archean*, Ed. G.J.H. McCall, Dowden, Hutchison e Ross Inc. Pennsylvania.

TIVEY, M.A. 1996. Vertical magnetic structure of ocean crust determined from near-bottom magnetic field measurements. *J.Geophys. Res.* **101**: 20,275-20,296.

TIVEY, M.A. 1994.Fine-scale magnetic anomaly field over the southern Juan de Fuca Ridge: Axial magnetization low and implications for crustal structure. *J.Geophys. Res.* **99**: 4833-4855.

TOFT P.B.; ARKANI-HAMED, J.; HAGGERTY, S.E.1990. The effects of serpentinization on density and magnetic susceptibility: a petrophysical mode. *Physics of the Earth and Planetary Interiors.***65**: 137-157.

VINE. F.J. e MATTHEWS. D.H.1963. Magnetic anomalies over oceanic ridge. *Nature*, **266**:19-22.

WOLFE, C.L.; BERGMAN, E.A.; SOLOMON, S.C.1993. Oceanic transform earthquakes with unusual mechanisms or locations: Relation to fault geometry and state of stress in the adjacent lithosphere. *J.Geophys. Res.* **98**: 16,187-16,21

ZIJDERVERELD, J.D.A. 1967. AC demagnetization of rocks: analysis of results. In *Methods in Paleomagnetism*, D.W. Collinson et al. (eds). Elsevier: 254-286.

Os materiais podem ser classificados com relação à origem microscópica de sua magnetização e interações magnéticas internas como: diamagnéticos, paramagnéticos, ferrimagnéticos e antiferromagnéticos. Os minerais paramagnéticos e diamagnéticos adquirem magnetização induzida J_i ao serem expostos a um campo magnético indutor H , mas perdem a sua magnetização quando o campo cai a zero. Somente os minerais ferrimagnéticos ou antiferromagnéticos (com ligeiro ferrimagnetismo, como no caso da hematita) podem guardar a informação sobre orientação e intensidade do campo magnético terrestre durante intervalos de tempo importantes, adquirindo uma magnetização remanescente J_r .

Em razão de que apenas os materiais ferrimagnéticos e antiferromagnéticos guardam as informações do campo geomagnético, os principais minerais magnéticos são os óxidos e sulfetos de ferro. Os óxidos são, em geral, mais abundantes do que os sulfetos e por isso têm maior influência nas propriedades magnéticas presentes em quase todas as rochas. Entre os sulfetos ferrimagnéticos, a pirrotita e a greigita são importantes no magnetismo das rochas.

A composição dos óxidos de Fe e Ti é normalmente representada em um diagrama ternário, figura (A) abaixo:

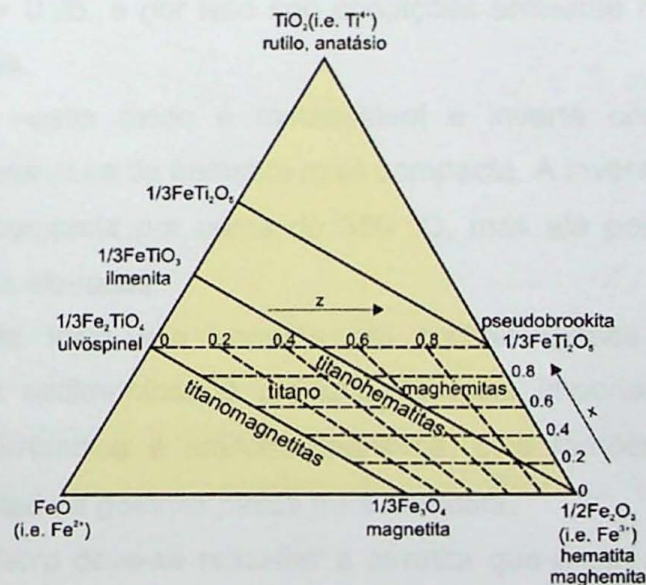


Figura A. Diagrama ternário $\text{TiO}_2\text{-FeO-Fe}_2\text{O}_3$, observar ocorrência de duas séries de solução sólida, titanomagnetitas e titanohematitas

Os principais óxidos com importância magnética são:

(I) Magnetita - principal óxido portador de magnetismo encontrado nas rochas. Ela possui estrutura cristalina de espinélio inverso, cuja cela unitária é constituída por $8(\text{Fe}_3\text{O}_4)$. Os momentos magnéticos dos íons de ferro são antiparalelos nos sítios

octaédrais e tetraédrais, de forma que a magnetita é uma substância ferrimagnética. A magnetita apresenta uma magnetização de saturação de 4.8×10^5 A/m para uma energia termal de 0°K. Para este mineral a temperatura de Curie é de 580°C.

(II) Titanomagnetitas – estas apresentam composição $\text{Fe}_{3-x}\text{Ti}_x\text{O}_4$, onde x varia de 0 a 1. Estes minerais apresentam estrutura cristalina de espinélio a temperatura de Curie varia de ≈ 150 -200°C. Processos de oxidação deutérica podem transformar a titanomagnetita primária em intercrescimentos de fases incluindo magnetita $\text{Fe}_3\text{O}_4(x \sim 0)$, por outro lado se ocorrer um rápido resfriamento a titanomagnetita será preservada.

(III) Hematita corresponde a última fase magnética estável e também a mais oxidada. É o principal portador de remanescência em sedimentos, podendo ocorrer como pigmento ou grão. Apresenta composição $\alpha\text{Fe}_2\text{O}_3$ e pode ser romboedral ou hexagonal. A hematita é um mineral antiferromagnético com temperatura de Néel 675°C, com a M_s mudando lentamente com a temperatura até logo abaixo da temperatura de Néel.

(IV) Titanohematita- com composição química dada por $\text{Fe}^{2+}_y\text{Fe}^{3+}_{2-2y}\text{Ti}^{4+}_y\text{O}^{2-}_3$, se cristaliza a aproximadamente 1300°C em seqüências de rochas ígneas. A titanohematita primária é quase ilmenita pura com o parâmetro de composição variando entre $0.8 < x < 0.95$, e por isso sob condições ambiente de superfície, são minerais paramagnéticos.

(V) Maghemita –esse óxido é metaestável e inverte com o tempo e a temperatura para uma estrutura de hematita mais compacta. A inversão de maghemita natural, em geral, se completa por cerca de 350 °C, mas ela pode sobreviver até temperaturas muito mais elevadas.

Oxihidróxidos de ferro são comuns em rochas ígneas e metamórficas alteradas, em solos e sedimentos. O oxihidróxido mais importante é a goethita (αFeOOH), que é ortorrômbica e antiferromagnética, cuja temperatura de Néel é 120°C. Quando desidratada a goethita passa para hematita.

Dentre os sulfetos de ferro deve-se ressaltar a pirrotita que é um mineral acessório comum nas rochas ígneas, metamórficas e sedimentares. Sua composição natural é uma mistura de mineral monoclinico Fe_7S_8 , que é ferrimagnético com fases hexagonais antiferromagnéticas como Fe_9S_{10} e $\text{Fe}_{11}\text{S}_{12}$. Apresenta M_s de aproximadamente 80kA/m, e temperatura de Curie de 320°C. Durante a desmagnetização térmica acima de 500°C, a pirrotita se transforma para magnetita.

Magnetização remanescente natural (MRN)

A magnetização das rochas pode ser subdividida em duas componentes conforme a relação a seguir:

$$J = J_i + J_r$$

Sendo que a primeira (J_i) refere-se à magnetização induzida, paralela ao campo magnético atual, e a segunda (J_r) é a magnetização remanescente natural (MRN) adquirida durante a formação da rocha. Porém aquela que é importante para o paleomagnetismo é a segunda, dado que esta revela informações a respeito de campos magnéticos passados. Portanto pode-se adotar a MRN como o foco principal das análises laboratoriais, durante o processo de decomposição vetorial para a obtenção das direções de magnetização antigas.

A MRN é um vetor soma de todas as componentes magnéticas registradas nas rochas, incluindo componentes primárias e secundárias. Estas últimas são subseqüentes ao processo de formação de rocha e encobrem o registro primário.

Processos de aquisição de MRN

- Magnetização remanescente termal (TRM)

Adquirida durante o resfriamento da rocha em presença de um campo magnético. Assim que a temperatura da rocha torna-se inferior à temperatura de Curie (T_c), inerente a cada mineral, estes passam de paramagnéticos a ferromagnéticos, tomando seus momentos magnéticos estáveis. Entretanto, a magnetização é estável no tempo geológico somente abaixo da temperatura de bloqueio, onde há um aumento significativo no tempo de relaxação que na presença de campo é condição fundamental para ocorrência de TRM. Tais condições são definidas segundo a equação a seguir:

$$\tau = \frac{1}{C} \exp\left(\frac{Vh_c j_s}{2kT}\right)$$

Onde: C = fator de frequência $\approx 10^8 \text{ s}^{-1}$; V = volume do grão; h_c = força microscópica coerciva do grão; j_s = magnetização de saturação do material ferromagnético; kT = energia térmica

- Magnetização remanescente química (CRM)

Adquirida através do crescimento de grãos ferromagnéticos abaixo da temperatura de Curie. Esta é uma remanência natural pós-deposicional resultado da precipitação de minerais ferromagnéticos a partir de soluções ou mesmo de alterações mineralógicas de um mineral pré-existente.

Diferentemente da TRM, a CRM é adquirida a temperatura inferior à Temperatura de Curie ou de bloqueio do mineral. Com o gradativo crescimento dos grãos individuais há um considerável aumento no tempo de relaxação, onde os grãos passam de superparamagnéticos (pequeno tamanho de partícula) a ferromagnéticos. O volume em que isto ocorre é chamado de volume de bloqueio. À medida que esse volume crítico é ultrapassado, estará gravada a CRM.

- Magnetização Remanescente Viscosa (VRM)

Magnetização adquirida durante a exposição a campos magnéticos fracos (campo terrestre).

A exposição ao campo geomagnético durante longos períodos gera esse tipo de remanência. Ela apaga total ou parcialmente o registro primário, atuando, portanto como um ruído dentro do registro paleomagnético. Daí a necessidade de efetuar as análises magnéticas em laboratórios onde a influência do campo magnético seja mínima (salas blindadas).

- Magnetização remanescente anisterética

Este processo de magnetização ocorre quando a rocha é submetida simultaneamente a um campo magnético alternado e a um campo magnético constante. Nesta situação alguns grãos magnéticos menos coercivos vão se desmagnetizar, pela

Apêndice II – Aquisição de Magnetização

ação do campo alternado, e vão adquirir a magnetização induzida pelo campo constante, que vem a ser a magnetização remanescente anisterética (ARM). Este processo de magnetização é muito seletivo, atingindo grãos minerais de coercividades muito bem definidas, em função do campo desmagnetizante (alternado) e do campo indutor (constante). Esta característica permite que este processo seja usado em laboratório, com o objetivo de investigar a distribuição de frequência das diferentes coercividades presentes nos minerais magnéticos das rochas.

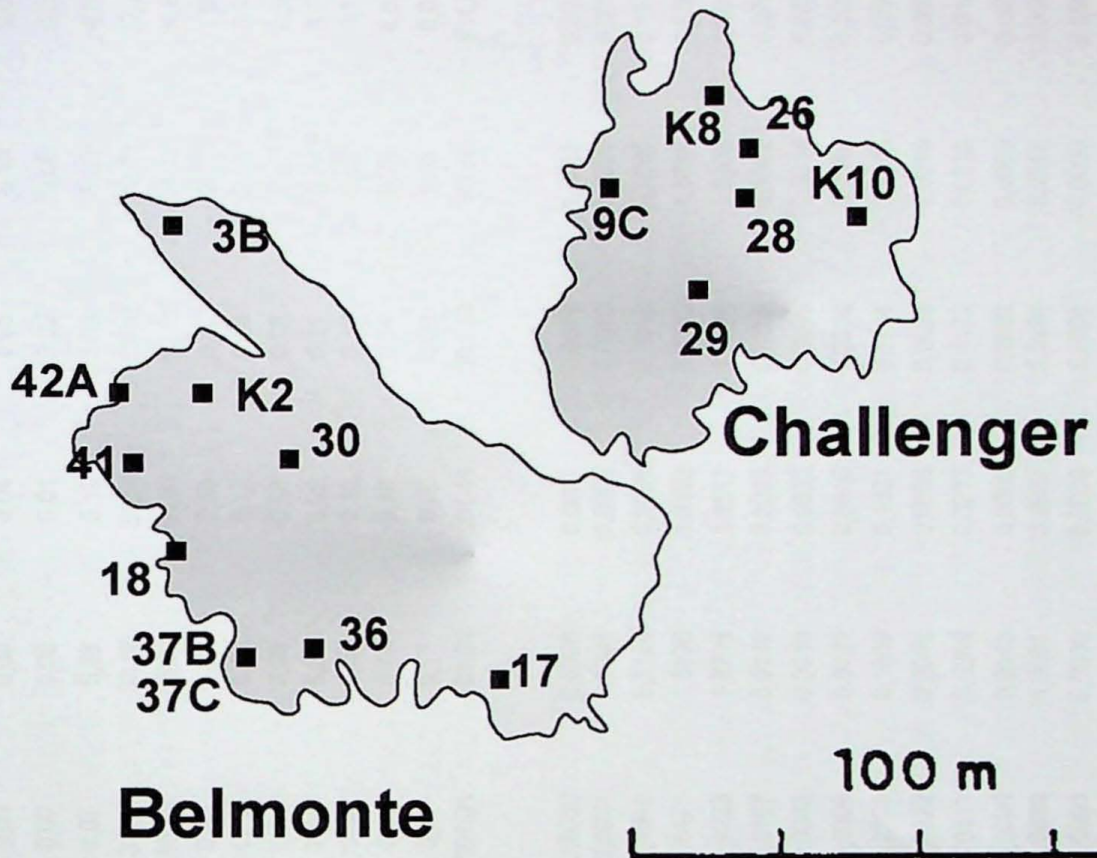
ANEXOS

ANEXOS

Anexo 1A - Resumo dos ensaios realizados em cada amostra

Amostras	Classificação petrográfica	Geoquímica	Química mineral	Suscetibilidade	MRN	CTMag(T+)	Paleomagnetismo	IRM(Alta)	MEV
SP-3b	ultramilonito								
SP-6b									
SP-9c	ultramilonito								
SP-17									
SP-18	ultramilonito								
SP-26									
SP-28	ultramilonito								
SP-29									
SP-30									
SP-36	ultramilonito								
SP-37b	ultramilonito								
SP-37c	ultramilonito/milonito								
SP-41									
SP-42b	ultramilonito/milonito								
SP-K2	ultramilonito/milonito								
SP-K8	ultramilonito/milonito								
SP-K10	ultramilonito								

Anexo 1B



Mapa dos sitios de amostragem
(amostras utilizadas para o trabalho de formatura)

Amostra	SPK6BOPX2.2	SPK6BOPX2.3	SPK6BOPX2.4	SPK6BOPX2.5	SPK6BOPX2.6	SPK6BOPX2.7	SPK6BOPX2.8	SPK6B2.10	SPK6BOPX2.11a
----------------	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------	-------------	-----------	---------------

[illegible]

Anexo 2 – Tabela 2 – Análise de composição química por microsonda eletrônica - Ortopiroxênio

Amostra	SPK6BOPX9.2	SPK6BOPX9.3	SP29AOPX6.1	SP29AOPX6.2	SP29AOPX6.3	SP29AOPX6.4
Na ₂ O	0,03	0,00	0,01	0,00	0,03	0,82
K ₂ O	0,02	0,06	0,02	0,02	0,01	0,30
SiO ₂	53,66	53,87	54,97	55,16	54,97	46,58
Al ₂ O ₃	4,70	4,26	1,24	2,12	2,56	4,48
MgO	32,39	32,62	31,99	32,09	33,46	31,57
TiO ₂	0,04	0,07	0,05	0,00	0,03	0,71
FeO	4,41	4,99	8,11	8,04	5,49	0,00
NiO	0,14	0,08	0,00	0,05	0,03	0,11
Cr ₂ O ₃	0,60	0,57	0,06	0,17	0,18	0,10
CaO	1,30	0,74	0,22	0,34	0,25	6,56
MnO	0,06	0,14	0,27	0,19	0,13	0,09
Fe ₂ O ₃	1,93	1,61	1,75	1,02	1,80	22,72
Total	99,28	99,01	98,69	99,19	98,93	114,03
Fórmula calculada com base em 6 oxigênios						
#Na ⁺¹	0,0020	0,0000	0,0008	0,0000	0,0017	0,0521
#K	0,0008	0,0026	0,0008	0,0007	0,0003	0,0123
#Si ⁺⁴	1,8702	1,8825	1,9492	1,9404	1,9212	1,5259
#Al ⁺³	0,1932	0,1753	0,0519	0,0880	0,1056	0,1731
#Mg ⁺²	1,6830	1,6995	1,6909	1,6829	1,7437	1,5419
#Ti ⁺⁴	0,0009	0,0019	0,0013	0,0000	0,0007	0,0175
#Fe ⁺²	0,1284	0,1458	0,2406	0,2366	0,1605	0,0000
#Ni ⁺²	0,0039	0,0022	0,0000	0,0014	0,0007	0,0028
#Cr ⁺³	0,0166	0,0157	0,0017	0,0048	0,0049	0,0026
#Ca ⁺²	0,0487	0,0279	0,0084	0,0128	0,0094	0,2303
#Mn ⁺²	0,0017	0,0042	0,0080	0,0057	0,0039	0,0024
#Fe ⁺³	0,0506	0,0424	0,0468	0,0269	0,0473	0,5600
#TOTAL	4,0001	4,0001	4,0001	4,0001	4,0001	4,1209
#O ⁻²	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000	6,0000

Anexo 2 – Tabela 3 – Análise de composição química por microsonda eletrônica - Olivina

Amostra	SPK6BOLM8.1	SP29AOLIV7.1	SP29AOLIV7.2	SP29AOLIV7.4	SP29AOLIV7.5
SiO ₂	41,28	41,16	41,01	40,75	41,07
Al ₂ O ₃	0,00	0,02	0,01	0,00	0,00
Cr ₂ O ₃	0,01	0,08	0,03	0,04	0,02
MgO	49,67	47,22	46,44	47,94	47,25
MnO	0,10	0,16	0,19	0,12	0,14
FeO	8,96	10,95	11,63	10,13	10,90
NiO ₂	0,46	0,18	0,14	0,27	0,30
Total	100,48	99,77	99,46	99,25	99,68
Fórmula calculada com base em 4 oxigênios					
#Si ⁺⁴	1,0019	1,0140	1,0165	1,0065	1,0126
#Al ⁺³	0,0000	0,0005	0,0002	0,0001	0,0000
#Cr ⁺³	0,0001	0,0015	0,0006	0,0009	0,0003
#Mg ⁺²	1,7973	1,7341	1,7161	1,7650	1,7369
#Mn ⁺²	0,0021	0,0032	0,0041	0,0024	0,0029
#Fe ⁺²	0,1819	0,2256	0,2410	0,2092	0,2248
#Ni ⁺⁴	0,0073	0,0030	0,0023	0,0044	0,0048
#TOTAL	2,9907	2,9820	2,9808	2,9886	2,9824
#O ⁻²	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000	4,0000

Anexo 3 - tabela 1- Análise química para elementos maiores por ICP-MS

Amostras	SP-8K	SP-37B	SP-9C	SPSP-17	SPSP-26A	SPSP-29A	SPSP-30	SPSP-36	SPSP-41	SPSP-42a
%SiO ₂	43,46	44,18	37,72	44,14	36,39	42,34	43,71	43,34	43,28	43,57
%Al ₂ O ₃	1,81	4,93	14,94	2,28	15,08	9,17	1,66	1,79	1,93	2,09
%Fe ₂ O ₃	9,42	8,77	10,97	9,02	11,64	10,50	8,96	8,86	9,11	8,95
%MgO	42,44	33,95	12,22	41,84	11,67	22,13	42,95	42,16	42,19	42,33
%CaO	1,41	4,39	12,10	1,93	11,05	8,19	1,30	1,61	1,41	1,68
%Na ₂ O	0,21	0,65	2,57	0,27	2,82	1,31	0,11	0,22	0,16	0,19
%K ₂ O	<0,03	0,07	1,06	<0,03	1,34	0,46	0,02	0,04	0,00	0,01
%P ₂ O ₅	0,02	0,06	0,88	0,01	0,61	0,82	<0,01	0,01	0,01	<0,01
%MnO	0,14	0,14	0,14	0,13	0,12	0,15	0,14	0,13	0,14	0,14
%TiO ₂	0,05	0,54	5,57	0,08	5,84	1,80	0,04	0,05	0,05	0,07
%P.F.	1,18	1,50	1,52	0,65	1,45	1,15	0,84	0,49	0,51	0,82
%Total	100,14	99,18	99,69	100,34	98,02	98,03	99,73	98,70	98,79	99,84

DOAÇÃO

IGC-USP

Data: 24/03/06

Elder Yokoyama

Elder Yokoyama

De acordo,

Maria Helena Bezerra Maia de Hollanda

