

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DE GEOCIÊNCIAS

IZABELA BRUNO SARDINHA

PETROGÊNESE DO GABRO CARACARAÍ - RR

MANAUS

2022

UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
INSTITUTO DE CIÊNCIAS EXATAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO DE GEOCIÊNCIAS

IZABELA BRUNO SARDINHA

PETROGÊNESE DO GABRO CARACARAÍ-RR.

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito para obtenção do Título de Mestre em Geociências

Orientadora: Prof. Dra. Marta Edith Velásquez David

Co-Orientador: Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar

MANAUS

2022

Ficha Catalográfica

Ficha catalográfica elaborada automaticamente de acordo com os dados fornecidos pelo(a) autor(a).

S244p Sardinha, Izabela Bruno
Petrogênese do gabro de Caracará - RR / Izabela Bruno
Sardinha . 2022
77 f.: il. color; 31 cm.

Orientador: Marta Edith Velásquez David
Coorientador: Carlos Alejandro Salazar
Dissertação (Mestrado em Geociências) - Universidade Federal do Amazonas.

1. Olivina gabro. 2. Gabronorito toleítico. 3. Coroas de reação. 4. Arco magmático. 5. Fracionamento cristalino. I. David, Marta Edith Velásquez. II. Universidade Federal do Amazonas III. Título

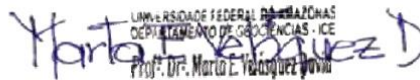
IZABELA BRUNO SARDINHA

PETROGÊNESE DO GABRO DE CARACARÁ/RR

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geociências da Universidade Federal do Amazonas, como requisito parcial para obtenção do Título de Mestre em Geociências, área de concentração em Geociências.

Aprovada em 25 de fevereiro de 2022.

BANCA EXAMINADORA

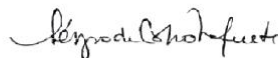


UNIVERSIDADE FEDERAL DO AMAZONAS
DEPARTAMENTO DE GEOCIÊNCIAS - ICE
Prof.ª Dr.ª Marta E. Velásquez David

Prof.ª Dr.ª Marta Edith Velásquez David, Presidente.
Universidade Federal do Amazonas



Prof.ª Dr.ª Maria de Fátima Bittencourt, Membro.
Universidade Federal do Rio Grande do Sul



Prof. Dr. Sérgio Valente, Membro.
Universidade Federal de Roraima

AGRADECIMENTOS

Agradeço aos meus orientadores Prof. Dra. Marta Edith Velásquez David e Prof. Dr. Carlos Alejandro Salazar pela paciência, incentivo e apoio no decorrer do projeto.

Agradeço à Universidade Federal do Amazonas (UFAM) e ao Programa de Pós-Graduação em Geociências e à CAPES, pelo auxílio financeiro.

Ao Laboratório de Paleomagnetismo do Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas IAG/USP e ao laboratório de Microsonda Eletrônica da Universidade de Brasília (UnB).

RESUMO

O Gabro Caracarái aflora como stock que intrude a associação hiperstênio monzogranito, monzogranito e K-feldspato granito da Suíte Intrusiva Serra da Prata. Este plúton ocorre na região central do Escudo das Guianas (norte do Cráton Amazônico). O entendimento da petrogênese do Gabro Caracarái se apoia em evidências petrográficas, análises litogeoquímicas e de química mineral para definir duas fácies: i) Olivina Gabro com textura média e mesocumulática, constituído por hialossiderita, enstatita, diopsídio, labradorita, espinélio associado a ilmenita-hematita, hornblenda, flogopita. Localmente exhibe xenocristais de feldspatos e quartzo. Esta fácies varia de forma restrita para hornblenda gabronorito porfirítico grosso composto por cristais de olivina com coroas de reação milimétricas de piroxênio seguidas por bordas milimétricas de hornblenda que variam no total de 5 a 20 mm de largura. ii) Gabronorito com textura fina a média e adcumulática está constituído por enstatita, diopsídio, pigeonita e labradorita e pela associação espinélio, magnetita, hematita, hornblenda e biotita. Texturas cumuláticas exibem agregados de cristais máficos com forma elíptica, essas texturas ocorrem em uma faixa de aproximadamente 200 m de comprimento e 60 m de largura. Nesta faixa o gabronorito e os agregados de minerais máficos assim como cristais tabulares de plagioclásio ocorrem alinhados marcando foliação magmática (Smg). Esta foliação Smg se dispõe segundo duas atitudes: i) alinhamento de agregados de minerais máficos (mais representativa) 120° - $146^{\circ}/30^{\circ}$ - 65° (strike/dip), ii) alinhamento de cristais tabulares de plagioclásio (subordinada) 028° - $064^{\circ}/58^{\circ}$ - 72° (strike/dip). A orientação da trama magnética (magnetita e hematita como marcadores) é de 180° - 240° com mergulhos altos superiores a 59° . Trata-se de rochas de afinidade geoquímica toleítica, de composição básica variando para intermediária de caráter cálcio alcalino devido a efeitos de assimilação parcial das rochas encaixantes. A variação no teor de SiO_2 observado em Diagramas de Harcker, é compatível com o desenvolvimento de coroas de reação em olivina, e comprovam o processo de fracionamento como dominante na cristalização do Gabro Caracarái. No Olivina Gabro os teores de MgO (11 a 8,87% wt) e no Gabronorito de MgO (4,37 a 7,16% wt) são compatíveis com o aumento nos teores de SiO_2 , Al_2O_3 e CaO, e foram interpretados como evidências de assimilação. Discriminantes geoquímicos sugerem um ambiente de arco continental toleítico relacionado a subducção como provável contexto tectônico para o alojamento do gabro. A análise dos dados de química mineral permitiu interpretar que a acomodação plutônica teria ocorrido em temperaturas que variam entre 1160°C e 680°C e pressões de 4 até 10 Kbar. Uma Datação U-Pb SHRIMP em zircão herdado, forneceu uma idade de cristalização de $1946,7 \pm 4,9$ Ma, a qual é compatível com a idade das rochas encaixantes da suíte intrusiva Serra da Prata. Os valores de susceptibilidade magnética > 1.05 Km em 92%, a comprovação de remanência magnética isotermal com saturação magnética induzida pela aplicação de baixos campos ($< 0,3$ mT), o registro da transição de *Verwey* em torno de -160°C e a temperatura de Curie próxima a 573°C indicam a presença de magnetita no gabro estudado, e sua prevalência como marcador da trama magnética do plúton.

Palavras-chave: olivina gabro, gabronorito toleítico, texturas cumuláticas, coroas de reação, arco magmático, fracionamento cristalino e assimilação parcial subordinada.

ABSTRACT

The Caracarái gabbro outcrops as a stock that intrudes the hypersthene monzogranite, monzogranite and K-feldspar granite association of the Serra da Prata Intrusive Suite. This pluton occurs in the central region of the Guiana shield (north of the Amazonian Craton). The understanding of the petrogenesis of Caracarái gabbro is supported by petrographic evidence, lithochemical and mineral chemistry analyzes to define two facies: i) Olivine gabbro with medium and mesocumulatic texture, consisting of hyalossiderite, enstatite, diopside, labradorite, spinel associated with ilmenite- hematite, hornblende, phlogopite. Locally it shows feldspar and quartz xenocrystals. This facies is restricted to Hornblenda Gabronorite porphyritic coarse composed of olivine crystals with millimeter pyroxene reaction rims followed by millimeter hornblende edges that range in total from 5 to 20 mm wide. ii) Gabronorite with fine to medium texture and adcumulatic is constituted by enstatite, diopside, pigeonite and labradorite and by the association spinel, magnetite, hematite, hornblende, and biotite. Cumulative textures show elliptical-shaped mafic crystal aggregates, these cumulative textures occur in a magmatic flow corridor approximately 200 m long and 60 m, In this band, gabbronorite and mafic mineral aggregates as well as tabular plagioclase crystals occur aligned, marking magmatic foliation (Smg). This Smg foliation is arranged according to two attitudes: i) alignment of mafic mineral aggregates (most representative) 120° - $146^{\circ}/30^{\circ}$ - 65° (strike/dip), ii) alignment of tabular plagioclase crystals (subordinate) 028° - $064^{\circ}/58^{\circ}$ - 72° (strike/dip). The orientation of the magnetic fabric (magnetite and hematite as markers) is 180° - 240° with high dips greater than 59° . These are rocks of basic composition with tholeiitic character, which show variation in composition to intermediate of calcium-alkaline character due to partial assimilation effects of the host rocks. The variation in the SiO₂ content observed in Hacker Diagrams is compatible with the development of reaction rims in olivine and proves the fractionation process as dominant in the crystallization of gabbro. In gabbro olivine MgO levels (11 to 8.87% wt), and in gabbronite MgO (4.37 to 7.16% wt) are compatible with the increase in SiO₂, Al₂O₃ and CaO levels, and were interpreted as evidence of assimilation. Geochemical discriminants suggest a subduction-related tholeiitic continental arc environment as a probable tectonic context for gabbro emplacement. The analysis of mineral chemistry data allowed us to interpret that plutonic accommodation would have occurred at temperatures ranging from 1160°C to 680°C and pressures from 4 to 10 Kbar. A SHRIMP U-Pb Dating on inherited zircon provided a crystallization age of 1946.7 ± 4.9 Ma, which is compatible with the age of the host rocks of the Serra da Prata intrusive suite. The magnetic susceptibility values > 1.05 Km in 92%, the proof of isothermal magnetic remanence with magnetic saturation induced by the application of low fields (< 0.3 mT), the record of the Verwey transition around -160°C and the temperature close to 573°C indicate the presence of magnetite in the studied gabbro, and its prevalence as a marker of the pluton magnetic structure.

Keywords: olivine gabbro, gabbronorite tholeiitic, cumulative textures, reaction rims, magmatic arc, crystalline fractionation and partial assimilation.

LISTA DE FIGURAS

- Figura 1: Localização da área de estudo, em destaque o contorno que marca o limite do Gabro Caracaraí. 2
- Figura 2: Diagramas de classificação de rochas máficas, segundo Streckeisen (1967). 5
- Figura 3: Distribuição de pontos de amostragem no Gabro Caracaraí. Base cartográfica UTM zona 20N, datum SIRGAS 2000. 7
- Figura 4: Mapa geológico da região onde aflora o Gabro Caracaraí com distribuição da afloramentos no Gabro Caracaraí e nos seus limites próximos (modificado de Fraga, 2002) Pxp1: Hiperstênio monzogranito fenocristais de K-feldspato em matriz grossa e textura equigranular média. Pxp2: hornblenda biotita monzogranito variando para hiperstênio monzogranito grosso variando. Pxp3: stocks de biotita sienogranito fino foliado. Qcdl: Cobertura detrito laterítica. Qcs: Cobertura sedimentar. B) hiperstênio monzogranito com variação local de textura grossa com fenocristais de feldspato para grossa e fina equigranular e variação na composição (fácies), definidas por limites difusos e por limites marcados por zona de cisalhamento ZC que interrompe a continuidade da foliação magmática So. 17
- Figura 5: Texturas e estruturas contidas do hiperstênio monzogranito. A, B) afloramentos (Ch7, 9, 12) onde se observa variação de cor e de composição assim como a organização e orientação da foliação magmática So. com borda de albita e localmente foliação milonítica paralela orientada para $350^{\circ}/68^{\circ}$. CH12) diques de microgabro concordantes com a atitude da foliação magmática do hiperstênio monzogranito e afetados por cisalhamento com azimute para $250^{\circ}/62^{\circ}$ variando para $080^{\circ}/65^{\circ}$. Representação ciclo gráfica da atitude da foliação (So) e da lineação (pontos em vermelho) em diagramas de projeção hemisfério inferior igual área. B) Deformação em Zonas de cisalhamento exibindo foliação milonítica (Sm). Em CH9 foliação ultramilonítica Sm disposta em bandas resultado de deformação progressiva, orientada $250^{\circ}/58^{\circ}$. Em destaque a lineação de estiramento mineral e a cinemática dessa deformação. Em ST6 hiperstênio monzogranito inequigranular com foliação milonítica (plano XY) orientada para $230^{\circ}/70^{\circ}$ contendo lineação estiramento mineral X orientada $65^{\circ}/350^{\circ}$ e porfiroclastos sigmoides de K-feldspato. Em destaque plano XZ fase negativa (-) de leitura cinemática usando como indicadores porfiroclastos sigmoides de K-feldspato. Representação ciclo-gráfica da foliação milonítica Sm e da lineação de estiramento (pontos em vermelho) em diagrama de projeção hemisfério inferior igual área. 19
- Figura 6: Afloramentos do Gabro Caracaraí. A) Distribuição da amostragem no gabro. B) afloramento na forma de matacões métricos, C, D, E) textura adcumulus de agregados elípticos de piroxênios e olivina, alinhados como marcadores de foliação magmática orientados $200^{\circ}/72^{\circ}$ e

250°-070°/68 e da lineação mineral com caimentos de 68 e 65 para os azimutes 300 e 330 nos locais ST2D e ST7C, respectivamente, indicando o transporte de massa ascendente. 21

Figura 7: A) Olivina-Gabro com coroa de reação de olivina e diopsídio, com inclusões de plagioclásio, observa-se deformação plástica nos cristais de plagioclásio. B) Olivina-Gabro com olivina deformada e contatos curvos com plagioclásio. C) Olivina-Gabro mostrando deformação plástica em cristais de enstatita e labradorita. D) Textura mesocumulática com sobrecrecimento de hornblenda na enstatita. E) Hornblenda Gabronorito com bordas de reação de olivina e anfibólio verde lamelar. F) Hornblenda Gabronorito com cristais alongados com núcleo de olivinas e bordas de simpletíticas intersticiais em cristais prismáticos alinhados de labradorita com geminação mecânica, limites lobados e extinção ondulante. G) Veio com cristais finos de olivina, piroxênio e anfibólio. H) Gabronorito com cristais de plagioclásio que exibem deformação por deslizamento planar. 24

Figura 8: Texturas derivadas de fracionamento cristalino. A, B, C) Cristais de olivina com 3 halos de alteração na borda, com núcleo de olivina e duas bordas a mais interna de diopsídio e a externa de hornblenda. D) Cristal de Diopsídio (Di) com inclusão de cristal de olivina (Oi), labradorita (Pl) incluída em cristais de enstatita (En). E) Cristais de olivina com fratura interna ocupada por óxidos de ferro e borda externa. F, G) cristais com núcleo de ilmenita (Il), e cristal de espinélio (Es), e cristais de hornblenda (Hb) para a borda. 26

Figura 9: Mecanismos de deformação intracristalina. A, B) Estiramento de cristais de olivina com fratura interna e evolução de óxidos de Fe. B, C) exoluções e migração de limites em cristais de enstatita (Em) quando em contato com cristais de labradorita (Pl). A, D) Migração de limites, deslizamento planar e geminação em cunha em cristais de labradorita (Pl) mostrando extinção ondulante. 27

Figura 10: Diagramas de variação de elementos maiores e traços para olivina gabro, gabronorito e hornblenda gabronorito. 33

Figura 11: A) Diagrama de classificação modificado de Middlemost (1985) e Irvine & Baragar (1971); B) Diagrama de subdivisão de rochas subalcalinas de Pecerrillo & Taylor (1976). 34

Figura 12: Diagrama de ETR's, normalizados por Sun & McDonough (1986) 34

Figura 13: Diagramas de classificação de ambiente geotectônico. A) Ti/1000 vs. V (Shervais, 1982); B) Diagrama ternário de Mullen (1983); C) Diagrama ternário de Pearce (1977); D) Diagrama Nb/8 -La/10-Y/15 de Cabanis e Lecolle (1989). 35

Figura 14: Resultados química mineral: A) Classificação dos plagioclásios segundo Or-Ab-An (Deer et al, 1992). B) Classificação de piroxênios segundo o diagrama En-Wo-Fs de

Morimoto et al (1988). C) Diagrama de classificação binário Al (iv) vs. Mg/(Mg+Fe) por Deer et al (1992). D) Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos com parâmetros $(Ca)B \geq 1,50$, $(Na+K)A \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ definidos por Leake et al., (1997). E) Diagrama de classificação da série isomorfa das olivinas. F) Diagrama de classificação para magnetita e ilmenita no sistema ternário FeO-Fe₂O₃-TiO₂ segundo Budington & Lindsley (1964) adaptado por Haggerty (1976).

39

Figura 15: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão herdados que foram selecionados para datação, indicando os pontos de análise e idade obtida ²⁰⁶Pb/²³⁸U com Pb corrigido. Diagrama condórdia U-Pb das amostras de zircão herdado analisadas (Wetherill, 1956).

44

Figura 16: Estruturação na região ao sul da serra da Prata onde aflora O Gabro Caracaraí. A) lineamentos aéro magnéticos usando 1DVZ do CMR. B) Foliação milonítica e zonas de cisalhamento associadas. C) lineação e foliação magmática interna do gabro. D) Petrogramas dos silicatos máficos registradas no Gabro Caracaraí. Com destaque para organização da foliação magmática, e da lineação mineral associada, assim como dos indicadores cinemáticos, na faixa com textura cumulus.

47

Figura 17: Comportamento mineral magnético interno no Gabro Caracaraí. A) Relação entre a susceptibilidade magnética média Km com o grau de anisotropia Pj e B) Relação entre Pj e o parâmetro de forma T do elipsoide de anisotropia magnética.

48

Figura 18: Resultados das análises de remanência magnética induzida (HmT vs Knorm) e termomagnéticas (T °C vs Ktotal), para rochas do Gabro Caracaraí.

51

Figura 19: Petrograma magnética no Gabro Caracaraí. A) distribuição espacial da orientação da taram magnética com destaque para a organização da foliação magnética e da lineação magnética (flechas em preto com mergulho < 30° e flechas em amarelo com mergulho > 30°. B) diagramas de projeção hemisfério inferior da foliação magnética (representação ciclográfica), e da lineação magnética (projeção polar).

52

Figura 20: Modelo de alojamento plutônico baseada no desenvolvimento de trama de origem magnética no Gabro Caracaraí. Linhas inferidas de fluxo magmático conforme a orientação da lineação magnética. Provável relação do desenvolvimento da trama magnética sob controle de rotação associada ao sistema de cisalhamento que deformou o charnockito hospedeiro do Gabro Caracaraí.

54

LISTA DE TABELAS

Tabela 1: Resultados analíticos de geoquímica de rocha total.	28
Tabela 2: Geotermômetro anfibólio-plagioclásio e geobarômetro Al em hornblenda.	42
Tabela 3: Geotermômetro de Ti em Biotita em Olivina Gabro e Hornblenda Gabronorito.	42
Tabela 4: Resultados da geocronologia U-Pb SHRIMP.....	44
Tabela 5: Parâmetros de anisotropia de susceptibilidade magnética para O Gabro Caracaraí.	50
Tabela 6: Composição química de biotita em Gabros, recalculada na base de 22 Oxigênios.	66
Tabela 7: Composição química de ortopiroxênios em gabros, recalculados na base de 6 Oxigênios.	67
Tabela 8: Composição química dos clinopiroxênios em gabros, recalculados na base de 6 Oxigênios.	69
Tabela 9: Composição química dos plagioclásios em Gabros, recalculados na base de 32 Oxigênios.	71
Tabela 10: Composição química dos anfibólios em gabro, recalculados na base de 23 Oxigênios.	74
Tabela 11: Composição das olivinas em gabros, recalculados na base de 4 Oxigênios. ..	75
Tabela 12: Composição química dos óxidos de gabros.....	77
Tabela 13: Composição química dos sulfetos em Gabros.....	77

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	1
1.1	LOCALIZAÇÃO E ACESSO	2
1.2	OBJETIVOS	3
1.2.1	Objetivo geral	3
1.2.2	Objetivos específicos	3
2	MÉTODOS	3
3	PETROTRAMAS - FUNDAMENTOS TEÓRICOS	8
4	CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL	12
5	RESULTADOS E DISCUSÕES	15
5.1	Os granitos hospedeiros do Gabro Caracaráí	15
5.2	O Gabro Caracaráí	19
5.3	Litogeoquímica	28
5.4	Química Mineral	36
5.5	Geotermobarometria	40
5.6	Geocronologia U-Pb SHRIMP	43
5.7	A origem magmática da trama do Gabro Caracaráí	44
5.8	Anisotropia de susceptibilidade magnética	45
5.9	O registro de petrotramas no Gabro Caracaráí	51
5.10	O significado das petrotramas	53
6	CONCLUSÕES	54
7	REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	56
8	ANEXOS	66

1 INTRODUÇÃO

O Gabro Caracarái intrude charnockitos e granitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata, se posiciona ao Sul da Serra homônima, na região central do Escudo das Guianas (Cráton Amazônico). Está constituído por Olivina Gabro com textura equigranular fina dominante e textura local inequigranular grossa com fenocristais de plagioclásio, que passa para adcumulática (Fraga, 2002). Para Montalvão *et al.* (1975), possui idade de cristalização de 1.646 ± 55 Ma, K-Ar em plagioclásio. É intrusivo em charnockitos da Serra da Prata, cuja idade Pb-Pb em zircão é de 1,94 Ga (Fraga, 2002) e U-Pb SHRIMP concórdia em zircão de $1.916,7 \pm 4,5$ Ma (Tarazona, 2015). Na região central do estado de Roraima (domínio lito estrutural |Cinturão Guiana Central; Fraga, 2002) dois eventos magmáticos principais se postulam como os principais e mais representativos da evolução da crosta continental. I) O mais antigo (Orosiriano), corresponderia a magmatismo de arco. Mudanças na afinidade geoquímica desses plútons de cálcio alcalina para alcalina, e o desenvolvimento de textura interna foliada (sin-cinemática) e de textura milonítica em condições de fácies anfibolito, são entendidas como representativas das fases de evolução tectônica (subducção, colisão) desse arco durante o Ciclo Tectônico Transamazônico (Kroonenberg *et al.*, 2016; Fraga *et al.*, 2009; Fraga *et al.*, 2010; Tarazona, 2015). Ii) o segundo magmatismo corresponde ao complexo ígneo Anortosito, Monzogranito, Granito rapakivi (AMG) cujas idades de cristalização estão no intervalo de (1,525 1,544 Ga.). Este complexo ígneo foi interpretado como de origem intraplaca de fonte mantélica com contaminação crustal (Heinonen *et al.*, 2012). O gabro de Caracarái e outros stocks de composição básica são interpretados como especialmente associados aos granitos do Orosiriano que os hospedam, mas representariam um magmatismo diferente que ainda não é bem entendido.

Na região central do Escudo das Guianas a presença de plútons de gabro tem sido reportada por vários pesquisadores. Dall’Agnol *et al.* (1999) estudou alguns gabros da Serra do Repartimento (a oeste da Serra da Prata) e os relacionou temporalmente ao magmatismo que gerou a Suíte Intrusiva Mucajaí. Ainda nesta região do Repartimento, Camaro (2017) identificou plútons de gabronorito e de Hornblenda Gabronorito intrusivos em ortognaisses do Complexo Rio Urubú, e associou a origem dos gabros à abertura do Hemigraben do Tacutú. Na porção norte da Serra da Prata, Tarazona (2015) analisou zircões do Gabronorito que intrude o charnockito da Suíte Intrusiva Serra da Prata e obteve uma idade U-Pb SHRIMP em torno de $1905 \pm 5,2$ Ma. Que devido à proximidade da idade de cristalização do gabro e da rocha encaixante, Tarazona (2015) interpreta que existe uma relação genética entre o gabro e o magmatismo charnockítico, e postulou que o alojamento do gabro ocorreu em um contexto tectônico transcorrente ativo. Outros trabalhos sobre o Gabro Caracarái como o de

MONTALVÃO et al, 1975; FARIA et al, 2000; FRAGA, 2002 só falam sobre mapeamento geológico regional, mas a idade de 1,644 Ga K-Ar em hornblenda sugere que o magmatismo básico é mais antigo que o magmatismo intraplaca Calimmiano. Além disso, os dados petrogenéticos e geocronológicos que existem, não permitem determinar critérios de correlação confiáveis com outros plútons de gabro na região. Questões como a petrogênese e o contexto de alojamento do Gabro Caracarái são questões, cujo entendimento motiva realizar este projeto de pesquisa. Gabros geralmente são evidências de magmas de origem mantélica que cristalizam na crosta, relacionados a processos tanto de limites convergentes e divergentes, como a ambientes tectônicos intraplaca. é um tema relevante na compreensão da evolução geotectônica da região. Assim, esta pesquisa foca em estudar a gênese e alojamento do gabro Caracarái para isso serão aplicados procedimentos baseados na identificação das características composicionais, químicas, texturais, além dos mecanismos de alojamento crustal e da análise de condições geotermobarométricas de colocação do plúton.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO

A área de estudo desta pesquisa se localiza a 160 km ao sul da cidade de Boa Vista, no município de Caracarái, no sul do Estado de Roraima, com acesso pela BR-174 e pela rodovia Perimetral Norte ou BR-210 (figura 1).

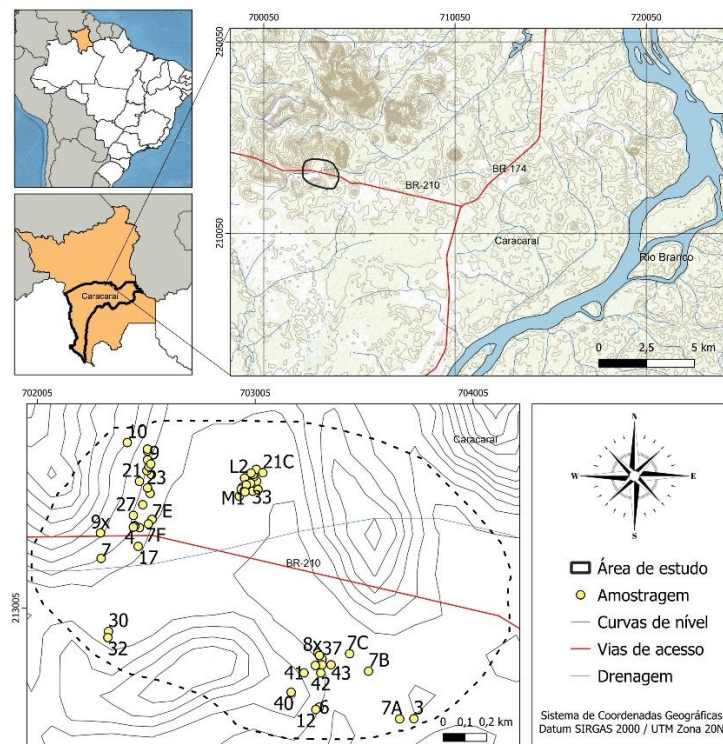


Figura 1: Localização da área de estudo, em destaque o contorno que marca o limite do Gabro Caracarái.

1.2 OBJETIVOS

1.2.1 Objetivo geral

Consiste em determinar, os processos petrogenéticos e contexto geotectônico de colocação na crosta do plúton, assim como determinar a organização da trama mineral.

1.2.2 Objetivos específicos

Os objetivos específicos são:

- i) Determinar a assinatura geoquímica e postular os processos petrogenéticos dominantes
- ii) Entender os processos de registro da trama magnética
- iii) Determinar as condições termo barométricas de alojamento

No intuito de alcançar os objetivos propostos, os resultados desta pesquisa foram obtidos mediante a aplicação de vários métodos de trabalho, cujo escopo principal se resume a continuação.

2 MÉTODOS

A pesquisa bibliográfica sobre o estado do conhecimento geológico, estrutural e geotectônico desta área, permitiu a consulta e aquisição de imagens aeromagnéticas e do modelo de elevação do terreno da missão SRTM com resolução espacial de 30m, que foram obtidas no site <https://earthexplorer.usgs.gov> do Serviço Geológico dos Estados Unidos (USGS) assim como imagens previamente processadas de dados aeromagnéticos do Projeto Sudeste de Roraima (1109) <http://www.cprm.gov.br/publique/Geologia> do Serviço Geológico do Brasil realizados no período de 22/10/2010 a 19/01/2011 com altura de voo de 100 m, direção de linha de voo N-S e espaçamento de 0,5 km, e linhas de controle com direção de voo E-W e espaçamento de 10 km. Que foram analisadas e usadas como apoio para a fase de mapeamento geológico e interpretação de dados.

O mapeamento geológico estrutural foi realizado em três campanhas de campo, obtendo várias amostras de rochas em cada um dos 43 afloramentos visitados (Figura 3), mediante a amostragem foram obtidas: i) blocos orientados de rocha de 10-15cm de lado, extraídos manualmente com marreta de 5kg, ii) de 3 a 4 cilindro de rocha de 2 cm de diâmetro e de 10-14 cm de comprimento, obtidos com auxílio de perfuratriz manual com broca diamantada e refrigeração com água. Dados litológicos, estruturais e mineralógicos foram descritos em cada afloramento além de correlações espaciais para reconhecer litofácies.

Análises específicas e de laboratório. Considerando que a rocha encontrada é principalmente escura homogênea, de textura fina equigranular, foi realizada amostragem de rochas orientadas visando a aplicação de técnicas de análise estrutural focadas no estudo de tramas magnéticas mediante Anisotropia de Susceptibilidade e Magnética (ASM), este estudo foi complementado de forma específica, assim: i) em uma faixa onde a rocha exibe texturas grossas adcumuláticas, e foliação magmática dominante, foram realizadas análises geométrica e cinemática em afloramento. Este trabalho consistiu no levantamento de 4 perfis transversais ao trend principal da estrutura. Para este fim foram extraídos blocos orientados, os quais foram cortados em paralelepípedos com faces paralelas ao plano da foliação e normal e este, para fins de análises de orientação preferencial de forma de agregados máficos em amostras com contraste de textura e cor de modo a separar agregados máficos da matriz. Ii) Análises de microtexturas em lâminas orientadas de rochas para interpretação de mecanismos de strain e cinemáticas. Iii) análises petrográficas e de associação mineral em lâminas orientadas conforme o plano XZ da deformação, estas lâminas foram confeccionadas a partir de amostras de gabro foliado e/ou com textura cumulus. Usando blocos orientados polidos (paralelepípedos) como lâminas de rochas, foram realizadas **Análises Estruturais** em silicatos (olivina, piroxênios, plagioclásio) que incluíram: a) caracterização de microtexturas associadas a processos de cristalização e de fluxo magmático; b) identificar e diferenciar mecanismos de deformação interna; c) reconhecer indicadores cinemáticos de modo a complementar os resultados de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética.

As análises em laboratório iniciam com a preparação de amostras para confecção de 31 lâminas delgadas-orientadas com fins de **análises petrográficas**. As lâminas delgadas de rochas foram realizadas no Serviço Geológico de Manaus (CPRM) e o estudo petrográfico foi efetuado no Laboratório de Microscopia da Pós-Graduação em Geociências (PPGGEO) da Universidade Federal do Amazonas (UFAM). A análises petrográfica incluiu identificação de composição mineral, contagem modal manual (1000 pontos por lâmina de rocha) para fins de classificação de litotipos (Figura 2) e análises de microtexturas.

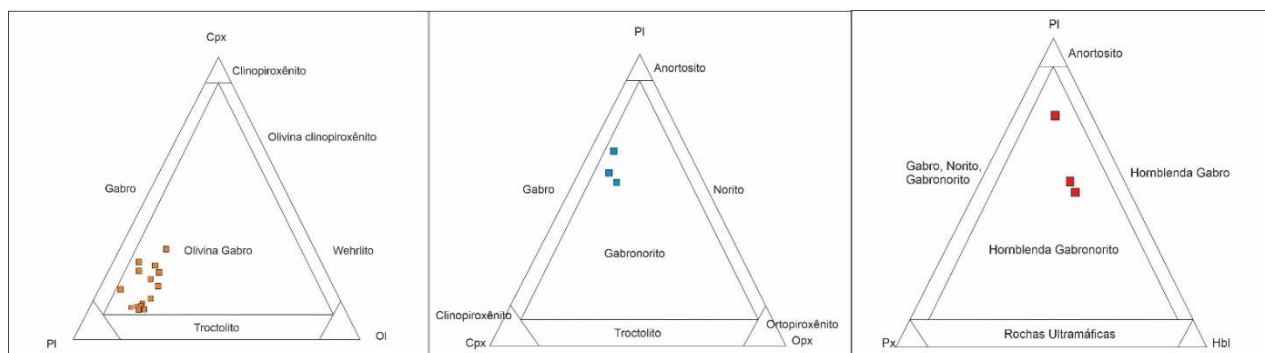


Figura 2: Diagramas de classificação de rochas máficas, segundo Streckeisen (1967).

A partir do estudo petrográfico, foram selecionadas 12 amostras representativas da composição dos litotipos dominantes com fins de **análise litogeoquímicas**, visando complementar a análises de processos petrogenéticos. Estas amostras foram quebradas manualmente até tamanho areia e, moídas até 200 *mesh* em moinho de panela (Liga de Tungstênio) no Laboratório de Laminação do Departamento de Geociências (DEGEO) da UFAM e enviadas ao laboratório especializado ALS Global Ltda, para análises de elementos maiores no ICP-AES e para elementos traço no ICP-MS e de perda ao fogo a 1000 °C no WST SEQ. Seis lâminas delgadas, sendo quatro de Olivina Gabro (textura fina e grossa), uma de Hornblenda Gabro e uma de Gabronorito. **Análises de química mineral** mediante Microsonda Eletrônica do modelo CAMECA SX-50 equipado com espectrômetros de comprimento de onda dispersa (WDS) pertencente ao laboratório de Microsonda Eletrônica no Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, sob parâmetros de trabalho, voltagem de 15 kV, diâmetro de feixe de 30 nA, e máximo de contagem de 30 segundos para cada disparo. Estes resultados serviram além de definir a composição de certas fases minerais, foram usados no cálculo das **condições geotermobarométricas** da associação mineral que mostraram relações de equilíbrio térmico; para definição de temperatura foi usado o i) o teor de Fe e Ca em orto e clino piroxênio, ii) e o par plagioclásio e hornblenda e iii) o teor de Titânio em biotita. A calibração para cálculo da pressão foi o barômetro do teor de Al em hornblenda.

Análises de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética (ASM) foram realizados no Laboratório de Paleomagnetismo no Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas (IAG) da Universidade de São Paulo (USP), usando um equipamento modelo MFK1-FA Kappabridge (Agico, Ltda). A medição da ASM é realizada mediante o método de rotação do espécimen (*spinning specimen method*) em várias posições distintas para cada um dos três eixos de referência espacial, perpendiculares entre si (X, Y, Z), sob um campo magnético de uns 300 A/m e 950Hz. As diferenças de susceptibilidade são medidas durante a rotação da amostra aproveitando

várias determinações de susceptibilidade em cada plano perpendicular ao eixo de rotação do espécime (aproximadamente 64 medições por posição). Um software especial (*Anisoft 4.2*, AGICO Ltd) combina as medições nos três planos perpendiculares mais um valor da medida volumétrica da susceptibilidade magnética como dado de referência para criar um tensor representativo da susceptibilidade de cada espécime. Os resultados obtidos são tratados e analisados no mesmo software, que fornece os parâmetros escalares (susceptibilidade volumétrica, estiramento P_j e forma T) e direcionais (foliação e lineação) do elipsoide magnético. Depois se obtém a integração dos espécimes representativos da trama de cada afloramento. Os parâmetros direcionais são levados para compor os mapas de foliação e lineação magnética da ASM que representam a trama magnética do plúton estudado

Análises complementares para identificar a mineralogia magnética marcadora da resposta da rocha, consistiram em: i) a **Magnetização Isotermal Remanescente (IRM)** consiste aplicar campos magnéticos variáveis na amostra, a temperatura ambiente usando um magnetizador pulse magnetizer MPPM 10. A resposta é medida no magnetômetro JR6A (Agico, Ltda.). ii) **Análises Termomagnéticas (TERMOMAG)**, para esta técnica foram usados os mesmos espécimes e IRM, resultando em 12 provas para análises. Os espécimes são pulverizados individualmente e selecionados $0,25 \text{ cm}^3$ por espécime. As mostras processadas em um Susceptibilímetro Kappabridge tipo KLY-4S e analisadas no software Cureval V.8 da AGICO Ltda e os resultados foram tratados no software Cureval V.8.

Análises geocronológicas U-Pb SHRIMP foram realizadas em 5 cristais de zircão, pertencentes à fácies Olivina Gabro na amostra GC-16. As medidas isotópicas usaram o equipamento SHRIMP IIe do Centro de Pesquisas Geocronológicas do Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo (CPGeo-USP). As razões isotópicas foram corrigidas usando como referência padrão os cristais de zircão do diorito TEMORA 1 (Black *et al.*, 2003). O tratamento dos resultados analíticos foi feito mediante o software SQUID 2.5 (Ludwig 2009), enquanto a curva Concordia e cálculos de idade média ponderada foram realizados empregando o programa ISOPLOT 3.5 (Ludwig, 2012).

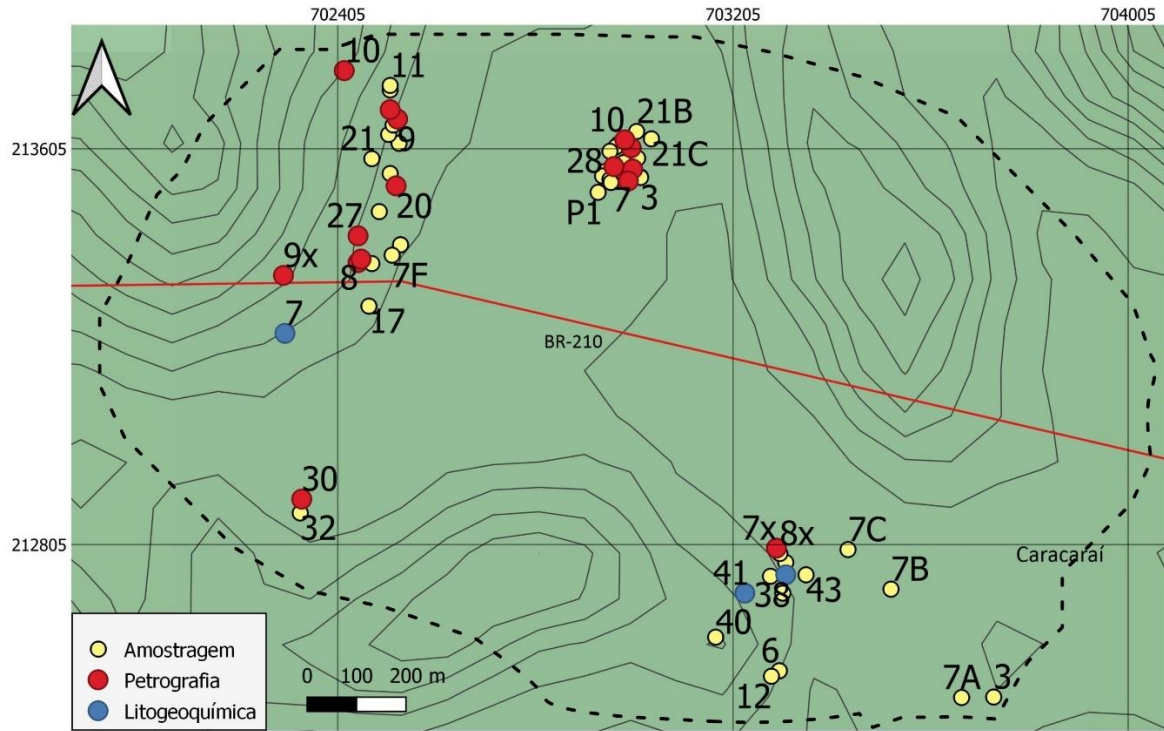


Figura 3: Distribuição de pontos de amostragem no Gabro Caracarái. Base cartográfica UTM zona 20N, datum SIRGAS 2000.

3 PETROTRAMAS - FUNDAMENTOS TEÓRICOS

A trama (*fabric*) de uma rocha é representada pela organização geométrica espacial dos seus minerais constituintes (Hobbs *et al.*, 1976). Este conceito está suportado pelas características de textura (hábito, forma, tamanho), de organização e de distribuição espacial das fases minerais que compõem uma rocha. Assim por exemplo, em uma rocha o alinhamento e a estruturação planar penetrativa (afeta o volume da rocha) de minerais, são analisados e destacados por vários métodos, dentre eles os mais comuns são: i) orientação preferencial de forma (OPF; Robin, 2002), geralmente ressaltada por minerais com formas de razão axial (eixo maior /eixo menor) $> 1,5$; ii) orientação preferencial cristalográfica (OPL; Hobbs *et al.*, 1976), é marcada pelo alinhamento do eixo cristalográfico C decorrente da deformação plástica dos minerais; iii) anisotropia de susceptibilidade magnética (ASM), comumente exaltada pela presença de óxidos de ferro com comportamento ferrimagnético *latu sensu* (Hrouda, 1993).

A formação de um plúton é entendida como resultado do processo magmático que finaliza com seu alojamento e total cristalização na crosta (Hutton, 1988; Pitcher, 1993; Vernon *et al.*, 2004; Paterson *et al.*, 2018). Uma vez que o magma apresenta um avançado estado de cristalização e adquire o comportamento reológico de suspensão densa ou possui mais de 80% de cristais (Woods, Stock, 2019, começa a se registrar a trama mineral (Petford, 2003; Glazner *et al.*, 2004; Paterson *et al.*, 2018). Aspectos na textura de minerais como hábito, forma, limites e relações de crescimento entre cristais, além de mecanismos e deformação intracristalina (*strain*), podem ser usados, na interpretação, como evidências do desenvolvimento da petrotrama e como indicadores de um determinado estágio (convectivos/ magmático ou regidos por tectônica regional em estado sólido) de evolução da trama de um plúton (Vernon, 2000; Holness *et al.*, 2018). A organização da trama mineral final da rocha (dentre elas a foliação e lineação) é refletida pela orientação preferencial de forma (OPF) de cristais, assim como de sua distribuição e arranjo espacial dentro do intrusivo (Bouchez *et al.*, 1997; Cruden, 1998; Paterson *et al.*, 1998; Vigneresse *et al.*, 1999; Petford *et al.*, 2000).

Na crosta terrestre, muitos plútons resultam da acomodação, interação e cristalização de vários pulsos magmáticos discretos (*nested* plutons: zoneados ou constituídos em pulsos, Nedelec *et al.*, 2015; Glazner *et al.*, 2004; Bouchez *et al.*, 1997). Nesses corpos intrusivos, diferentes litofácies são representativas da variação na composição, na textura e na organização da trama mineral (Barbarin, 1999; Nishimura & Yanagi, 2000; Montero *et al.*, 2004). Quando se enxerga ao interior de um determinado plúton, distintas partes deste, podem registrar mudanças na organização da trama mineral. Tais variações podem ser indicadoras de momentos diferentes da história de formação do

plúton. Análises de associação mineral, de microestruturas, da distribuição espacial e orientação da trama mineral, podem ser usadas para distinguir tramas resultantes de resfriamento em equilíbrio termal, de fracionamento cristalino, de mecanismos convectivos de câmara durante a colocação (Hutton, 1988), das formadas por influência de esforços tectônicos (Brunt *et al.*, 1990). Para De Saint-Blanquat & Tikoff (1997), *nested* plutons podem registrar tramas relacionadas a vários mecanismos de alojamento, mas destacam que quando o alojamento é conduzido pela tectônica regional, as tramas de origem convectiva tendem a ser obliteradas. Plútons zonados e suas rochas hospedeiras comumente exibem características geológicas complexas, tornando difícil avaliar o tipo de processos magmáticos e o deslocamento da rocha hospedeira que operou durante o alojamento na crosta. Plútons zonados são entendidos como formados em sistemas magmáticos abertos que tendem a ter vida longa e comportamento dinâmico e mecânico complexo (Memeti *et al.*, 2010; Paterson *et al.*, 2011; Barboni *et al.*, 2015; Hines *et al.*, 2018).

Na análise da gênese das petrotramas de um plúton, definir tipo de marcadores, determinar a orientação e distribuição espacial, assim como os parâmetros que a caracterizam (mecanismos de strain, forma, excentricidade), ajudam a entender e interpretar a sua origem. Essas informações contribuem para o entendimento: i) da história termal do registro da trama mineral e dos prováveis mecanismos de alojamento. ii) do significado da trama em termos da relação entre a origem dos prováveis esforços que a geraram (de fluabilidade ou convectivos, e/ou de influência tectônica).

Para a deformação no estado ainda magmático (suspensão densa, mais de 70% de cristais) acontecer e se registrar, durante a formação de um plúton, é necessário que ocorra alto fluxo do magma para deslocar, rotacionar e/ou esticar os cristais já formados, na direção do fluxo (Paterson *et al.*, 1989). Estruturas resultantes desse processo de fluxo, podem ser evidenciadas por: i) crescimento cristalino com hábito euédrico; cristais com geometrias tabulares ou prismáticas que refletem excentricidade na razão axial (eixo maior/eixo menor); limites de cristais decorrentes de reações em equilíbrio térmico que favorecem o crescimento de cristais alinhados; ii) mecanismos *de strain plástica* intracristalinos por difusão atômica como deslizamento planar com migração de limite de cristal de espécies minerais distintas, e desenvolvimento de exsoluções sem modificar o hábito do cristal; iii) estruturas resultantes de interação fundido-cristais como cristais com fraturas ocupadas por fundido, limites entre cristais com forma de cúspide; enclaves máficos finos com xenocristais; iv) arranjo espacial ordenado como imbricação de cristais alinhados, orientação preferencial de enclaves máficos finos e elípticos, funcionando como marcadores passivos, bandas de variação composicional formando *schlieren*, produto de desmanche de enclaves máficos ou de diques máficos (Vernon, 1984; Guineberteau, *et al.*, 1987; Jerram *et al.*, 2003; Vernon, 2004; Vernon & Paterson, 2006).

Deformação por cisalhamento pode ser testemunhada pelo registro de feições de deformação plástica intracristalina, que se propagam como produto da interação entre cristais; pelo alinhamento de cristais com orientação preferencial de forma; e o desenvolvimento de estruturação planar penetrativa (foliação) na rocha (Fossen, 2018). A *strain* plástica por cisalhamento, comumente induz: i) mudanças na geometria e hábito de cristais envolvendo estiramento, deslizamento planar e extinção ondulante, migração de limites que se propagam entre cristais de espécies minerais distintas, exsoluções e geminação mecânica. ii) *strain* rúptil envolvendo perda da geometria original dos cristais por fraturamento o qual tende a se concentrar nos limites entre cristais e promove a redução de tamanho de esses cristais, e a rotação de subgrãos, além da formação de bandas de deformação rúptil-plástica desenvolvendo estruturas S-C. Em muitos casos, tais mudanças são interpretadas como feições de recristalização dinâmica, gerando alinhamento de cristais e desenvolvimento de foliação anastomosada causada por deformação heterogênea típica do estado sólido. iii) minerais tardios se dispõem em sombras de pressão ou são incluídos em fraturas de minerais precoces. iv) paralelismo entre a foliação interna de enclaves máficos e a foliação da rocha hospedeira, e alinhamento de xenólitos com atitude da foliação da matriz da rocha que os contêm, sugerem que tais rochas apresentavam viscosidade parecida durante a deformação (Vernon, 2000; Holness *et al.*, 2018; Paterson *et al.*, 2018). Mecanismos de deformação intracristalina, relações de crescimento em equilíbrio térmico entre cristais subédricos alinhados, e associação mineral resultante de condições de equilíbrio termal, assim como mudanças na geometria e nos limites de minerais, podem ser usadas para revelar a atuação da deformação entre a transição do estado magmático para o sólido (Guineberteau, *et al.*, 1987; Holness *et al.*, 2018; Paterson *et al.*, 2018).

A origem e formação de um plúton, relacionada à ocorrência de vários pulsos, é sugerida quando relações de campo mostram espacialmente mudanças na composição (fácies), e tais mudanças são representadas por uma associação de minerais que tendem a cristalizar em equilíbrio térmico (Gao *et al.*, 2016). A variação na composição de um plúton pode ser originada por assimilação das rochas hospedeiras, seguida de cristalização fracionada (Clemens & Stevens, 2012) para estes autores a assimilação tem efeitos de alcance restrito e não gera mudanças na escala do plúton. Cristalização fracionada pode modificar a composição de um plúton, mas processos convectivos de câmara, tendem a dificultar o fracionamento cristalino durante o alojamento plutônico (Pitcher, 1997; Russell, 2014). Processos petrogenéticos e desenvolvimento de estruturas podem ter relação de origem na formação e alojamento de um plúton. Bandeamento rítmico marcado por variação na composição e na textura, pode representar estruturas associadas a alojamento

plutônico por fluxo magmático em condições ainda de suspensão e, por tanto, capaz de induzir deformação nas rochas hospedeiras durante a cristalização (Paterson *et al.*, 2008). Tramas associadas a bandeamento composicional rítmico com orientação preferencial de forma de minerais (foliação interna nas bandas), podem ser entendidas como evidências de diferenciação e de fluxo magmático durante a cristalização (Barbey *et al.*, 2008). Bandas e/ou auto diques dentro do plúton podem representar evidências relacionadas a fracionamento (Dill, 2015). Texturas cúmulo geradas por olivina, piroxênio e plagioclásio, são entendidos como derivadas de fracionamento cristalino, formadas na base de plútons (minerais densos), mas também podem ocorrer nos limites de intrusões (Holness, 2021). O registro de orientação preferencial de forma de cristais cúmulo e de foliação, geralmente se relacionam a processos convectivos e de fluxo magmático. Em este sentido a gênese da textura mineral se vincula de forma direta com processos de câmara magmática durante a cristalização e acomodação do plúton, e por sua vez constitui evidência preservada da acomodação do plúton na crosta.

Quando se usam os resultados das análises lito geoquímicas para estudar a petrogênese de rochas básicas, estes podem ser observados desde vários pontos de vista. Esta pesquisa foca em entender processos relacionados com a origem do magma e de seu resfriamento. Durante a colocação de um plúton o magma resfria, a perda de temperatura se relaciona com a separação cristais-fundido, assim os efeitos da cristalização mineral na composição química de plútons formados a partir de magmas básicos (entorno de 50% wt de SiO₂) se observam na sua associação mineral. A separação da fase fundida de minerais com baixo teor de SiO₂ como olivina (40% de SiO₂ e óxidos Fe-Ti (0% de SiO₂), favorece a concentração de SiO₂ na fase residual. Já a cristalização de Piroxênio e de Plagioclásio, que têm concentração de sílica próxima à do fundido básico (50% SiO₂), não terá esse efeito (Christiansen *et al.*, 2022). É amplamente reconhecido que a cristalização de óxidos de Fe-Ti, em particular de magnetita é chave para definir a tendência de enriquecimento em sílica durante o fracionamento de magmas. Magmas cujos produtos de diferenciação mais comuns seriam basaltos toleííticos com baixa fugacidade de oxigênio e basaltos alcalinos (Fodem *et al.*, (2013). Magmas com teor de SiO₂ entorno de 50% wt, mas com baixos teores de Na₂O e K₂O, são classificados como toleííticos. Em estes magmas a cristalização de olivina separa MgO, deixando o fundido mais rico em CaO, Al₂O₃, Na₂ e K₂O, assim o seguinte mineral em cristalizar será plagioclásio o qual retirará CaO e Al₂O₃ do fundido, este processo é descrito como fracionamento cristalino.

Desde outro ponto de vista dos elementos traços, na cristalização de um magma básico a formação de olivina, piroxênio, espinélio induzem a diminuição da concentração de elementos

compatíveis como Cr, Ni, Co (metais de transição). No caso de cristalização de piroxênio e de plagioclásio a concentração de Ba e Sr diminui na fase fundida (Blundy & Wood, 1991), no entanto o Sr é mais compatível se o plagioclásio for mais albitico, mas este plagioclásio cristalizara apenas em uma eventual fase mais tardia se o fracionamento cristalino evoluir para mais diferenciado. No caso dos magmas basálticos, sob temperaturas de cristalização de olivina, piroxênio e mesmo de plagioclásio as concentrações dos ETR aumentam (exceto Eu, dependendo das condições de fugacidade de oxigênio), com a diminuição da temperatura principalmente dos elementos mais incompatíveis como Li, Rb, Cs e dos elementos das terras raras pesados (Gd-Lu) (Rollinson, 1993; Deering & Bachmann, 2010). É esperado que durante o fracionamento cristalino a temperatura de um sistema magmático diminua. Um outro efeito da cristalização fracionada de um plúton é a formação de fase cristalina, e da fase magmática residual, o que aumenta a viscosidade do magma, se as fases não se separam. Assim, a viscosidade do sistema magmático tende a se elevar com a diminuição da temperatura, no entanto, esse efeito pode ser amortecido pelo aumento da concentração de elementos como B, F, Li e de voláteis como H₂O, entre outros (Scaillet *et al.*, 1996; Johannes & Holtz, 1996). Para Bea *et al.* (2005) e Paterson *et al.* (2008), a separação cristal-magma pode ser favorecida por deformação relacionada a fluxo magmático, uma vez que o fluxo promove maior capacidade de intrusão do magma diferenciado.

4 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL

O Gabro Caracaraí se localiza na parte central do escudo das Guianas, este escudo representa a porção norte do Cráton Amazônico. Este plúton foi inicialmente estudado por Amaral *et al.* (1974; 1984). Estes autores postularam para o Cráton a ocorrência de processos de magmatismo, deformação e evolução tectônica, que levaram à formação de crosta continental, essa crosta foi separada em três províncias principais, propondo assim o primeiro modelo de evolução e configuração para o Cráton Amazônico. Essa proposta inicial foi a base para os modelos de províncias geocronológicas postulados por Tassinari & Macambira (1999, 2004) e por Santos *et al.*, (2000), Santos *et al.*, (2006). Este modelo de províncias se suporta na existência de complexos metamórficos de alto grau e *greenstone belts* que teriam-se formado nos intervalos 3,4-3,0 Ga e 2,75-2,5 Ga (Evento Guriense e Evento Guianense, respectivamente), posteriormente um evento tectônico-metamórfico no intervalo 2,2-1,8 Ga, teria gerado magmatismo, metamorfismo de alto grau e migmatização durante o ciclo tectônico Transamazônico (Fraga *et al.*, 2009; Kroonenberg *et al.*, 2016). Para estes autores essas feições geotectônicas, seriam evidências da ocorrência de ciclos tectônicos envolvendo subducção e colisão que ocorreram em diferentes momentos do tempo

Geológico na formação do Cráton Amazônico. A estruturação do Cráton, a partir de dados geofísicos, foi postulada por Hasui et al. (1984; 1990; 1993) e Costa & Hasui (1991), sendo constituído de blocos crustais formados por complexos gnáissicos, granitóides e *greenstone belts*, os quais estariam limitados por zonas de cisalhamento que representariam suturas de terrenos e cinturões metamórficos de alto grau. Este modelo foi revisado por Santos et al (2000) argumentando que não existem evidências de cinturões granulíticos e de metamorfismo de alta temperatura e pressão que comprovem a existência real dos limites de todos esses blocos tectônicos.

De forma resumida a evolução do Cráton Amazônico segundo o modelo de províncias geocronológicas foi aprimorado por vários autores dos que se destacam Cordani *et al.*, (1979); Cordani & Neves, (1982); Teixeira *et al.*, (1989); Tassinari & Macambira, (1999); Santos *et al.*, (2000); Tassinari *et al.*, (2000); Tassinari & Macambira, (2004); Santos *et al.*, (2006). A separação em províncias do modelo de Tassinari e Macambira (1999) se apoia em dados geocronológicos usando as sistemáticas K-Ar e Rb- Sr. Este modelo parte da formação de um núcleo arqueano ao qual por processos de subducção e acreção se adicionaram blocos continentais e formaram quatro cinturões móveis colisionais: Maroni-Itacaiúnas (2,25-1,9 Ga), Rio Negro-Juruena (1,75-1,5 Ga), Rondoniano (1,45-1,25 Ga) e Sunsás (1,1-0,9 Ga). Santos et al., (2000) utiliza dados U-Pb e Sm-Nd para fazer mudanças nos limites dessas províncias e adicionaram o cinturão de cisalhamento K´Mudku no escudo das Guianas. Esse cinturão de cisalhamento foi inicialmente postulado como Episódio Milonítico K´Mudku por Barron (1966), como evento que originou milonitos e cataclasitos em 1,24 Ga, registrados sob cinemática transpressiva em condições de fácies Xisto Verde no Cinturão Guiana Central (Fraga, 2000; Luzardo & Oliveira, 2000). Para Santos et al, (2000) a faixa de cisalhamento K´Mudku seria um efeito intraplaca da orogenia colisional Sunsás.

No intuito de explicar com mais detalhe a evolução geotectônica do Escudo das Guianas, Reis et al. (2003) dividem este, em domínios lito estratigráficos, dentre os quais se destaca o Domínio Cinturão Guiana Central (CGC), onde se encontra a Suíte intrusiva Serra da Prata que é intrudida pelo Gabro Caracará. Este último plúton é um stock de gabro objeto de estudo em este trabalho. A região onde está o gabro foi primeiro estudada por Kroonenberg (1976), quem a entendeu e denominou como cinturão granulítico Guiana Central, sendo constituída por cinturões de alto grau metamórfico e estruturas NW-SW que se destacavam do contexto regional. Costa *et al.* (1991), estudaram esta mesma região e a denominaram de Cinturão de Cisalhamento Guiana. Para Fraga (2002) o Cinturão Guiana Central representa um domínio lito estrutural com evolução geotectônica particular cuja litologia inclui rochas supracrustais metamorfasadas na fácies granulito em torno de 2,06 Ga, esta hipótese está de acordo com a proposta por Delor et al. (2001). O

embasamento deste domínio é constituído por granitóides e ortognaisses com idades U-Pb zircão entre 1,96 Ga a 1,91 Ga (Gaudette *et al.*, 1996, Fraga *et al.*, 1997a) e plutonismo granítico tipo I com idades em torno de 1,94 Ga de arco orogênico. Um outro magmatismo de tipo A intraplaca com idades próximas a 1,54 Ga é representado por rochas incluídas no Complexo Ígneo Mucajaí (Heinonen *et al.*, 2012).

Nas rochas que afloram no Cinturão Guiana Central diferentes evidências de deformação se interpretam como geradas em três eventos deformacionais sobrepostos. Dentre essas evidências de deformação se destacam as seguintes: A colocação sin-cinemática de plútons de suítes ígneas Paleoproterozóicas em 1,94 Ga (Fraga, 2002), gerando-se em esses plútons foliação magmática e foliação de estado solido desenvolvidas em condições de fácies anfíbolito e granulito (Fraga & Reis, 1998; Fraga, 2002). A compartimentação de zonas de cisalhamento com desenvolvimento de foliação milonítica orientada NE-SW. Fraga & Reis (1998) apontam a ocorrência de estruturas transcorrentes com atitude E-W que se associam a rampas laterais em sistema de falhas de empurrão. Essas estruturas (foliação magmática e milonítica) representam a deformação registrada durante o evento deformacional D1 a qual teria-se registrado durante o ciclo tectônico transamazônico com idades entre 2,25 e 1,9 Ga (Kroonenberg *et al.*, 2016; Gaudette *et al.* 1996), Fraga 2002 e Almeida *et al.* 2006). O evento D2, segundo Fraga (2002), foi registrado em condições de moderadas a baixas temperaturas de fácies xisto verde. Este evento gerou zonas de cisalhamento NE-SW, com cinemática transpressiva dextral, subparalelas a D1, que atingem as rochas Proterozóicas, formando proto a ultramilonitos. A fase de deformação D2 (Fraga, 2002) teria sido registrada no evento conhecido regionalmente como Grenviliano, Sunsás ou Nikeriense e localmente como faixa de cisalhamento K´Mudku (Santos *et al.*, 2002). Em esta faixa a deformação teria se desenvolvido em vários estágios (Santos *et al.*, 2008) no intervalo de idade 1,49 até 1,15 Ga, com registro em todo o domínio Cinturão Guiana Central, sob condições de temperatura alta, em ambiente rúptil-dúctil. Essa faixa corresponde a zonas de cisalhamento transcorrentes sinistrais NE-SW com faixas centimétricas a métricas de ultramilonitos, milonitos e cataclasitos. Uma reativação das estruturas do Domínio Cinturão Guiana Central se manifestou como um evento cataclástico ocorrido no Mesozóico, o qual segundo Fraga & Reis (1998) e Fraga *et al.* (2002), culminou com a formação do Hemigraben Tacutú que possui direção preferencial NE-SW (CPRM, 1999; Reis & Fraga, 2000; Reis *et al.*, 2003). Essas reativações mesozóicas teriam sido promovidas pela abertura do Atlântico, gerando zonas de cisalhamento e falhas de gravidade que limitam o Graben do Tacutú (Zalan, 2004).

No âmbito geológico específico, o Gabro Caracaraí intrude granitos da Suíte intrusiva Serra da Prata. Esta suíte é constituída por charnockito pouco deformado e lenticular, compostos por

hiperstênio monzogranito dominante, hiperstênio granodiorito, hiperstênio monzonito e subordinados hiperstênio tonalito (Reis & Fraga, 1998). Esses litotipos possuem feições ígneas bem preservadas e textura hipiomórfica granular a porfirítica, deformadas em condições de fácies anfíbolito ao longo de algumas zonas de cisalhamento. São de afinidade e caráter metaluminoso, com características geoquímicas similares a charnockitos ígneos (CPRM, 1999). O charnockito da Serra da Prata tem idade Pb-Pb em zircão de 1,94 Ga. (Fraga, 2002) e idade U-Pb SHRIMP concórdia em zircão de $1.916,7 \pm 4,5$ Ma (Tarazona, 2015). Esses charnockitos da Serra da Prata são intrudidos pelo Gabro Caracaraí, o qual gera uma restrita e limitada aréola de contato. Este gabro possui idade de cristalização conforme a interpretação da idade K-Ar em plagioclásio de 1646 ± 55 Ma (Montalvão *et al*, 1975). Na região da Serra da Prata são descritos plútons de gabro com forma elíptica a tabular com eixo maior alinhado para NE (Montalvão *et al*, 1975; Faria *et al*, 2000; Fraga, 2002), espacialmente associados aos charnockitos. O Gabro Caracaraí é descrito como rocha cinza de textura fina a localmente grossa, a textura varia de ofítica a subófitica, e localmente adcumulática, onde ocorrem megacristais ovoides de ortopiroxênio e clinopiroxênio, além de cristais finos a médios de olivina, os quais se apresentam como minerais cúmulo, e cristais finos a médios de plagioclásio como intercumulus. O litotipo dominante em este gabro foi classificado como Olivina Gabro e Gabro (Faria *et al*, 2000; Fraga, 2002). Faria *et al*. (2000), usando análises lito geoquímicas, classifica o Gabro Caracaraí como sub-alcálico com caráter toleítico, enriquecido em terras raras leves e anomalia negativa de Eu pouco acentuada, que o autor sugere estar relacionada ao fracionamento de plagioclásio e de fases minerais máficas.

5 RESULTADOS E DISCUSÕES

Neste capítulo serão apresentados os resultados da fase de mapeamento geológico estrutural e de análise laboratorial, também se inclui a integração, interpretação e contextualização de todos os resultados e da contextualização deste no âmbito regional.

5.1 Os granitos hospedeiros do Gabro Caracaraí

Do mapeamento geológico estrutural destacam-se os seguintes resultados. Determinação de duas fácies dominantes de monzogranito (Pxsp1, 2) da Suíte Intrusiva Serra da Prata contendo foliação magmática definida pelo alinhamento de todas as fases minerais. A ocorrência de stocks de gabro dentre eles o de Caracaraí (alvo desta pesquisa, Pxgc) e de biotita sienogranito (Pxsp3) com geometria elíptica com eixo maior alinhado com a orientação de zonas de cisalhamento que balizam os limites desses stocks. A ocorrência de zonas de cisalhamento sinuosas que deformam os

monzogranito registrando textura e foliação milonítica e ultramilonítica orientadas para dois azimutes dominantes: i) varia entre 240° - 60° / 65° - 75° e 080° - 110° / 60° - 70° ; ii) e o segundo azimute orientado para 210° - 230° / 60° - 70° . Paralelos a esses dois *trends* ocorrem vários lineamentos regionais que se destacaram em imagens obtidas partir de dados aero magnéticos (primeira derivada vertical do campo magnético anômalo), os quais sugerem uma estruturação regional similar à que foi reportada por Fraga (2002), e por Reis et al., (2003). Granitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata e stocks de gabros intrusivos em esses granitos, dentre eles o Gabro Caracaraí, constituem a litologia dominante que aflora na Serra homônima.

Os granitos da suíte Intrusiva Serra da Prata apresentam variação composicional em duas fácies litológicas principais cuja composição se caracteriza por: i) Hiperstênio monzogranito (Pxps1) de textura grossa equigranular de cor verde escura que varia para cinza escura (Figuras 4A) e localmente para monzogranito com fenocristais elípticos de K-feldspato com borda de albita e monzogranito com clinopiroxênio. Esse hiperstênio monzogranito apresenta minerais máficos alinhados marcando foliação magmática (So) característica com azimute principal 240° / 67° (strike/dip), stocks de biotita sienogranito (Pxsp3) fino foliado comumente intrudem este plúton. ii) Hornblenda, biotita monzogranito cinza claro (Pxsp2) que varia para sienogranito marrom, estes dois litotipos exibem textura grossa inequigranular com fenocristais elípticos de K-feldspato elípticos com borda de albita. Os granitos hospedeiros do gabro de Caracaraí comumente exibem foliação magmática (So), ver destaques nas figuras 4A. A cinemática da foliação magmática é marcada pela lineação mineral observada no plano da foliação (XY) e pela rotação dextral de fenocristais elípticos de K-feldspato observados no plano XZ, ver os respectivos diagramas de projeção hemisfério inferior igual área (Figuras 4A e B). Por efeitos da intrusão do Gabro Caracaraí, restritamente se observam no hiperstênio monzogranito: i) cristais de feldspatos e de minerais máficos estirados, ii) rotação da foliação magmática para os azimutes entre 221° e 230° / 65° - 70° , ii) ocorrência de diques de micro gabro com 0,15 a 1,2 m de largura e comprimentos de 0,8 até 15 m. Estes diques exibem textura fina, se dispõem concordantes com a atitude 250° / 72° da foliação magmática, e com a atitude das zonas de cisalhamento locais as quais são paralelas ou oblíquas (30°) à foliação primaria So (Figuras 4A e B).

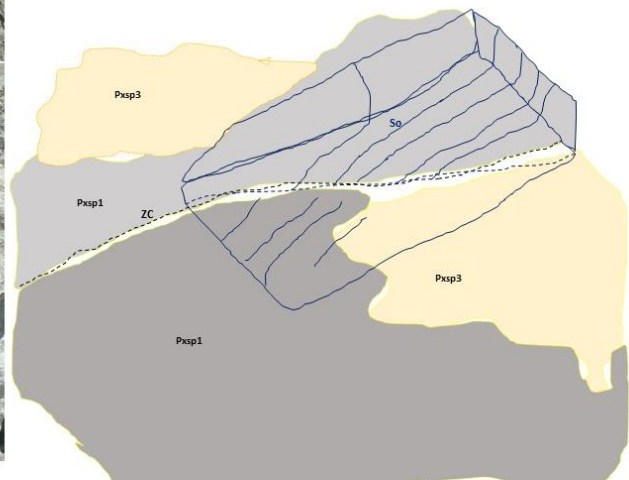
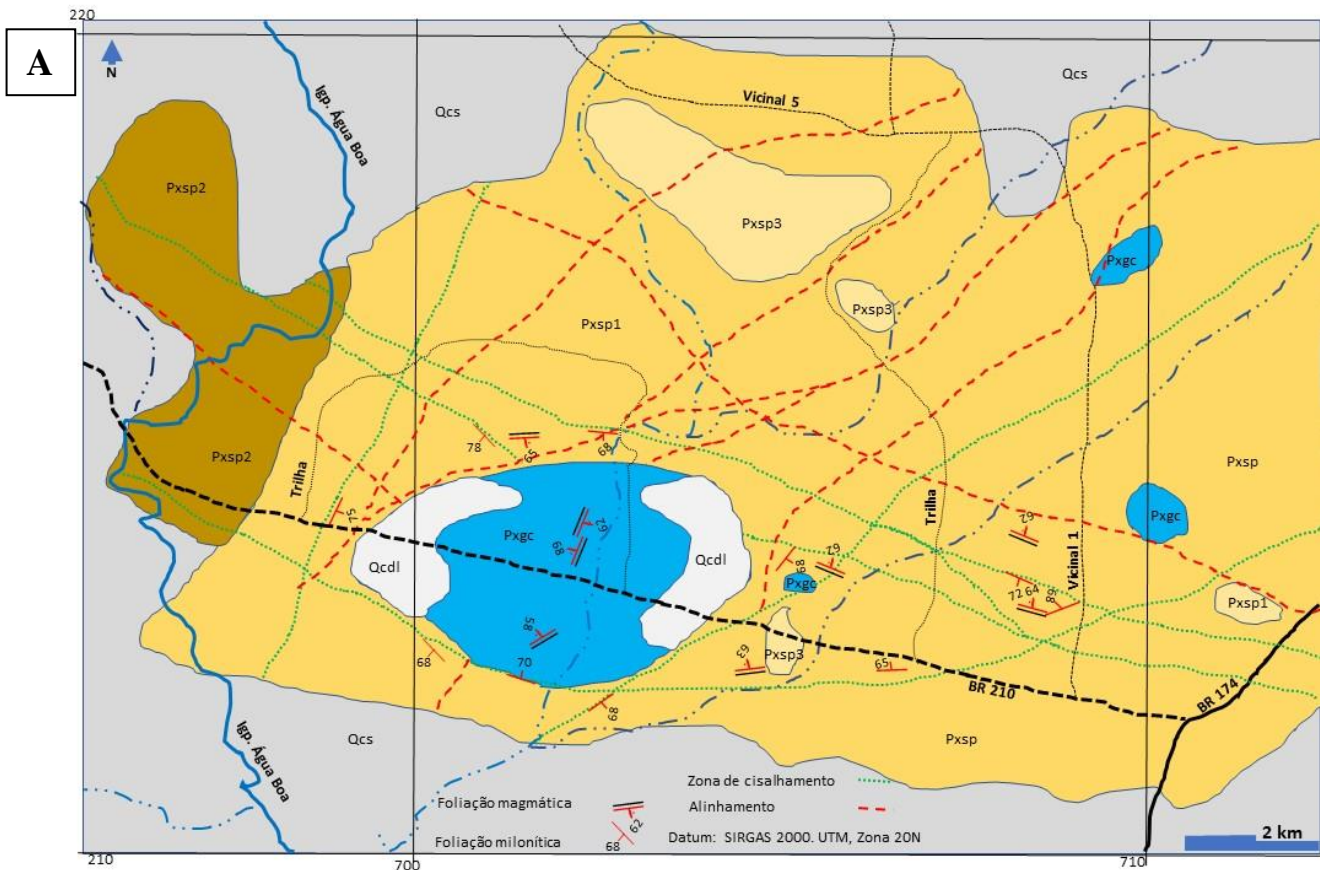
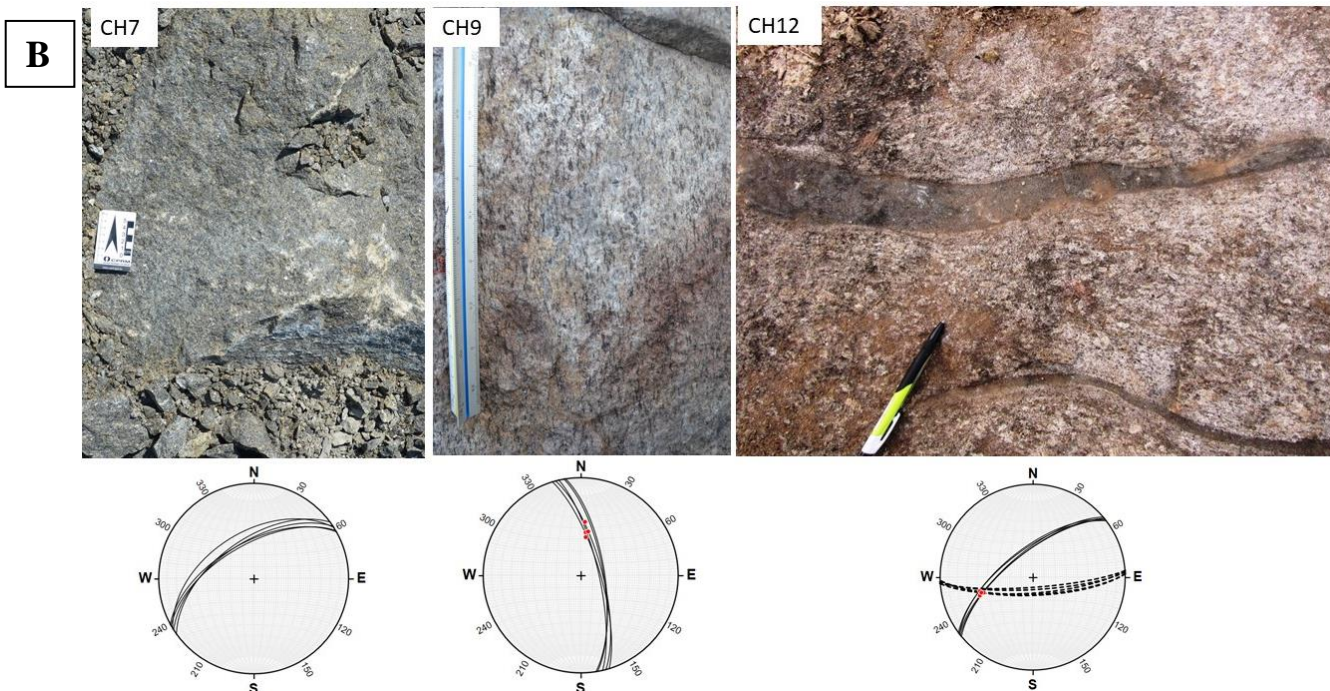
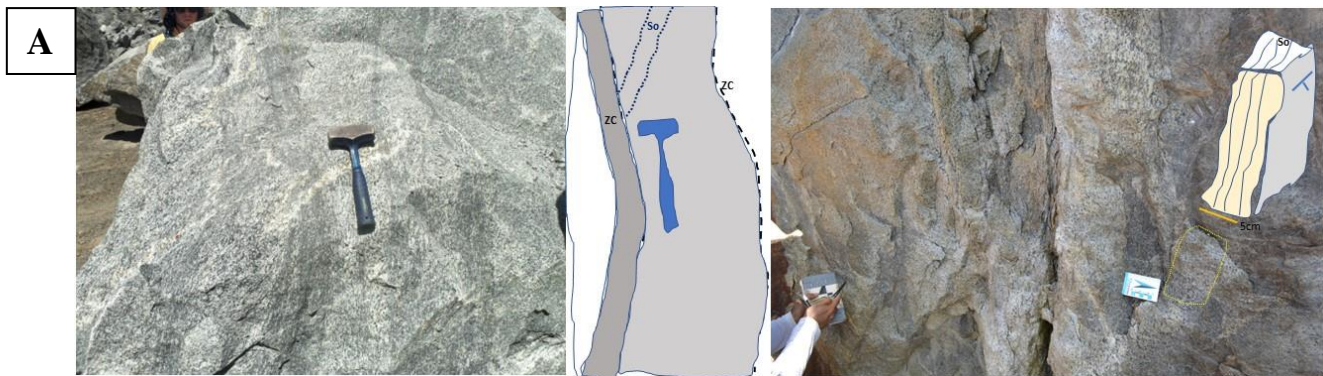


Figura 4: Mapa geológico da região onde aflora o Gabro Caracará com distribuição da afloramentos no Gabro Caracará e nos seus limites próximos (modificado de Fraga, 2002) **Pxps1**: Hiperstênio monzogranito fenocristais de K-feldspato em matriz grossa e textura equigranular média. **Pxps2**: hornblenda biotita monzogranito variando para hiperstênio monzogranito grosso variando. **Pxps3**: stocks de biotita sienogranito fino foliado. **Qcdl**: Cobertura detrito laterítica. **Qcs**: Cobertura sedimentar. B) hiperstênio monzogranito com variação local de textura grossa com fenocristais de feldspato para grossa e fina equigranular e variação na composição (fácies), definidas por limites difusos e por limites marcados por zona de cisalhamento ZC que interrompe a continuidade da foliação magmática So.

No hiperstênio monzogranito a deformação de estado solido é indicada pela presença de minerais máficos estirados e de porfiroclastos de K-feldspato com geometria sigmoide cujos eixos maiores ocorrem alinhados, caracterizado textura e foliação milonítica. Essa foliação milonítica varia para ultramilonítica (Sm) por deformação progressiva, estruturada em bandas com larguras de

10 a 30 cm, definidas por cor e textura (Figura 5C). A foliação milonítica possui atitudes variáveis para dois azimutes principais: i) a mais dominante (figura 5C, CH7) tem atitude geral para o azimute 240° - $260^{\circ}/65^{\circ}$ - 72° , e 080° - $110^{\circ}/78^{\circ}$, a lineação de estiramento mineral se orienta $56^{\circ}/320^{\circ}$ e a cinemática indicada por porfiroclastos de K-feldspato com geometria sigmoide indicam rotação sinistral (observada no plano XZ, figura 4C CH4). ii) a atitude de 210° - $230^{\circ}/60^{\circ}$ das zonas de cisalhamento mais subordinadas, parecem estar relacionadas à sinuosidade local das ZC e dos alinhamentos regionais. Esta última ZC possui lineação de estiramento orientada $66^{\circ}/350^{\circ}$, marcada pelo alinhamento de porfiroclastos sigmoides de K-feldspato, estes indicadores quando observados no plano XZ fase negativa (-) indicam rotação dextral, mas realmente representam uma cinemática contrária e por tanto sinistral, se observados na fase XZ (+), Figura 4C, ST6). A deformação plástica e a orientação de estas estruturas são coerentes com a disposição regional de zonas de cisalhamento (ZC) reportadas por Fraga *et al*, (2009) para o domínio Cinturão Guiana Central como representativas da fase de deformação D1.



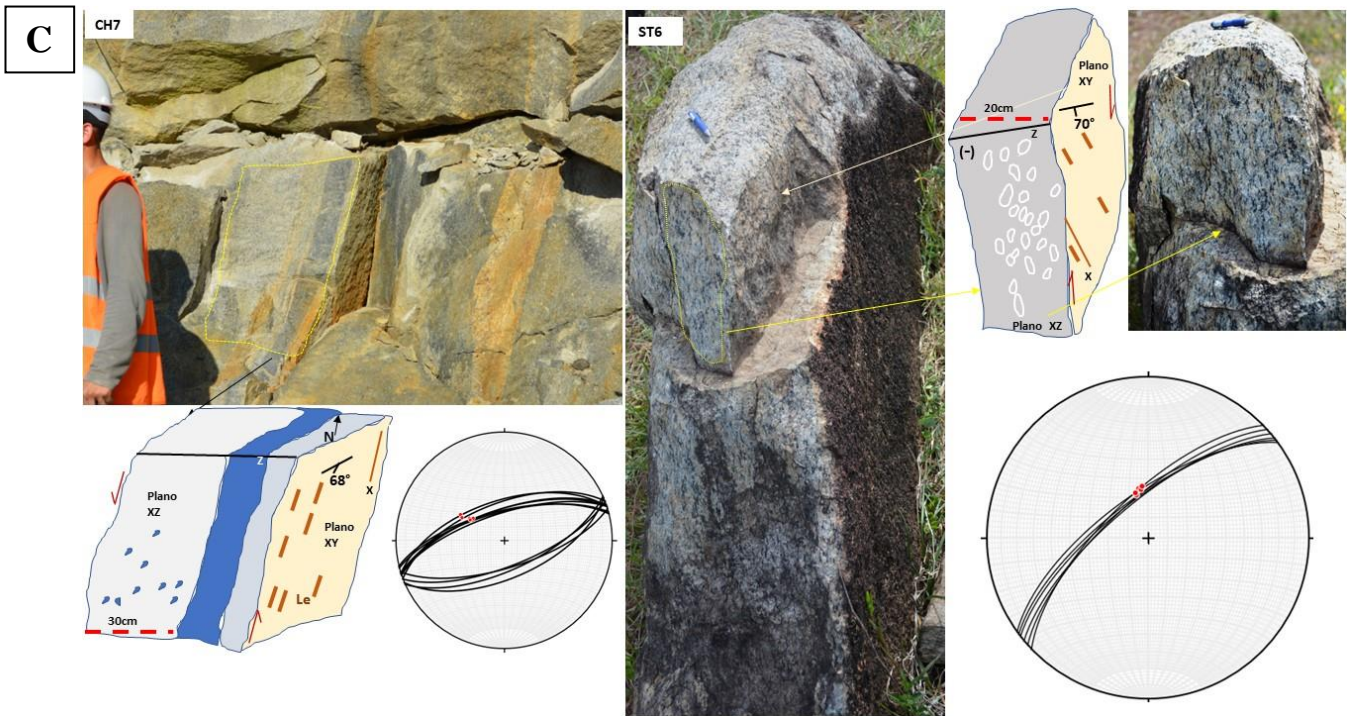


Figura 5: Texturas e estruturas contidas do hiperstênio monzogranito. A, B) afloramentos (Ch7, 9, 12) onde se observa variação de cor e de composição assim como a organização e orientação da foliação magmática S_0 com borda de albita e localmente foliação milonítica paralela orientada para $350^{\circ}/68^{\circ}$. CH12) diques de microgabro concordantes com a atitude da foliação magmática do hiperstênio monzogranito e afetados por cisalhamento com azimute para $250^{\circ}/62^{\circ}$ variando para $080^{\circ}/65^{\circ}$. Representação ciclo gráfica da atitude da foliação (S_0) e da lineação (pontos em vermelho) em diagramas de projeção hemisfério inferior igual área. B) Deformação em Zonas de cisalhamento exibindo foliação milonítica (S_m). Em CH9 foliação ultramilonítica S_m disposta em bandas resultado de deformação progressiva, orientada $250^{\circ}/58^{\circ}$. Em destaque a lineação de estiramento mineral e a cinemática dessa deformação. Em ST6 hiperstênio monzogranito inequigranular com foliação milonítica (plano XY) orientada para $230^{\circ}/70^{\circ}$ contendo lineação estiramento mineral X orientada $65^{\circ}/350^{\circ}$ e porfiroclastos sigmoides de K-feldspato. Em destaque plano XZ fase negativa (-) de leitura cinemática usando como indicadores porfiroclastos sigmoides de K-feldspato. Representação ciclo-gráfica da foliação milonítica S_m e da lineação de estiramento (pontos em vermelho) em diagrama de projeção hemisfério inferior igual área.

5.2 O Gabro Caracaraí

Na porção sul da Serra da Prata o Gabro Caracaraí, aflora principalmente na forma de matacões e de lajes com tamanhos $2 \times 3 \text{ m}^2$ e $6 \times 8 \text{ m}^2$ de exposição (Figura 6A), na base e encostas de colinas baixas de topo arredondado. Este plúton tem relação intrusiva com o hiperstênio monzogranito da Suíte Intrusiva Serra da Prata. O litotipo dominante do Gabro Caracaraí exibe cor preta a cinza escura, textura principalmente média equigranular e aspecto maciço, restritamente exibe xenocristais grossos de feldspato do mozogranito hospedeiro. Localmente exibe textura fina homogênea e cor cinza escura. Na borda leste da fáceis principal do plúton, observa-se rocha cinza escura com texturas adcumuláticas (Figuras 6B, C e D) em uma área de uns 200 m de comprimento e 60 m de largura. Em área a textura adcumulática é definida por agregados de minerais máficos (olivina, piroxênios) de geometria elíptica, com tamanhos que variam de 3 a 25 mm.

Os eixos maiores dos agregados cumuláticos se alinham e definem foliação de fluxo magmático S_0 , sinuosa orientada para os azimutes 170° - $200^\circ/62^\circ$ - 80° variando para 220° - $250^\circ/58^\circ$ - 74° (Figuras 6D, E). Assim a textura adcumulática no gabro define uma faixa onde os fenocristais diminuem de tamanho do centro para as bordas, e a foliação magmática S_0 muda de sentido de inclinação devido a sinuosidade. A lineação mineral (L_m) na faixa de fluxo magmático apresenta em alguns afloramentos mergulho entorno de 62° caindo para 350° - 355° . A cinemática sinistral marcada pela rotação de agregados de cristais máficos é indicativa de regime de deformação compressivo (Figura 6D), sugestivo de subida por convecção. Mas principalmente a lineação mineral apresenta mergulhos entre 40° 54° caindo para 060° - 070° exibindo cinemática dextral de regime de deformação transtensivo (Figuras 6C, D e E).

Das evidências geológicas observadas em campo e da análise geométrica e cinemática dos dados estruturais, interpreta-se que o caráter plástico da deformação dos diques de gabro e da foliação do hiperstênio monzogranito hospedeiro sugerem que: i) a foliação magmática no charnockito é marcada pelo alinhamento preferencial de forma registrado em todas as fases minerais. No gabro a foliação magmática é destacada pelo alinhamento de agregados de olivina e piroxênios desenvolvido em uma faixa de fluxo magmático com texturas adcumuláticas. ii) o hiperstênio monzogranito hospedeiro do gabro Caracará e dos diques de microgabro, foi deformado em condições plásticas, já no gabro não foram observadas evidências de registro de milonitização indicativas de deformação de estado sólido similares às observadas no charnockito; iii) estruturas de cisalhamento com duas tendências de orientação regional, balizam os limites do gabro. A foliação de fluxo magmático do gabro tem atitudes coerentes com a orientação das zonas de cisalhamento espacial próximas aos seus limites. iv) a ativação de zonas de cisalhamento (ZC) com atitude $210^\circ/60^\circ$ com rotação sinistral, é coerente com o alinhamento da forma elíptica dos stocks de gabro. Estas ZC fazem ângulo de 30° com a atitude da foliação S_0 e com a orientação dos diques de microgabro, o que sugere a compartimentação em conjugado das zonas de cisalhamento na região. v) o caráter plástico do desenvolvimento da foliação milonítica sugere que a colocação dos diques de gabro é sin-cinematica, por tanto temporalmente próxima à ativação das zonas de cisalhamento com atitude $080^\circ/70^\circ$. vi) o aspecto regionalmente sinuoso das zonas de cisalhamento pode indicar compartimentação da estrutura em sistema conjugado o que explicaria as duas orientações dessas estruturas assim como o seu registro nas rochas desenvolvendo textura similar. Resultados com interpretações estruturais similares são citados por Tarazona (2015) para gabros que ocorrem no extremo noroeste da Serra da Prata, alojados em granitos da Suíte Intrusiva Serra da Prata.

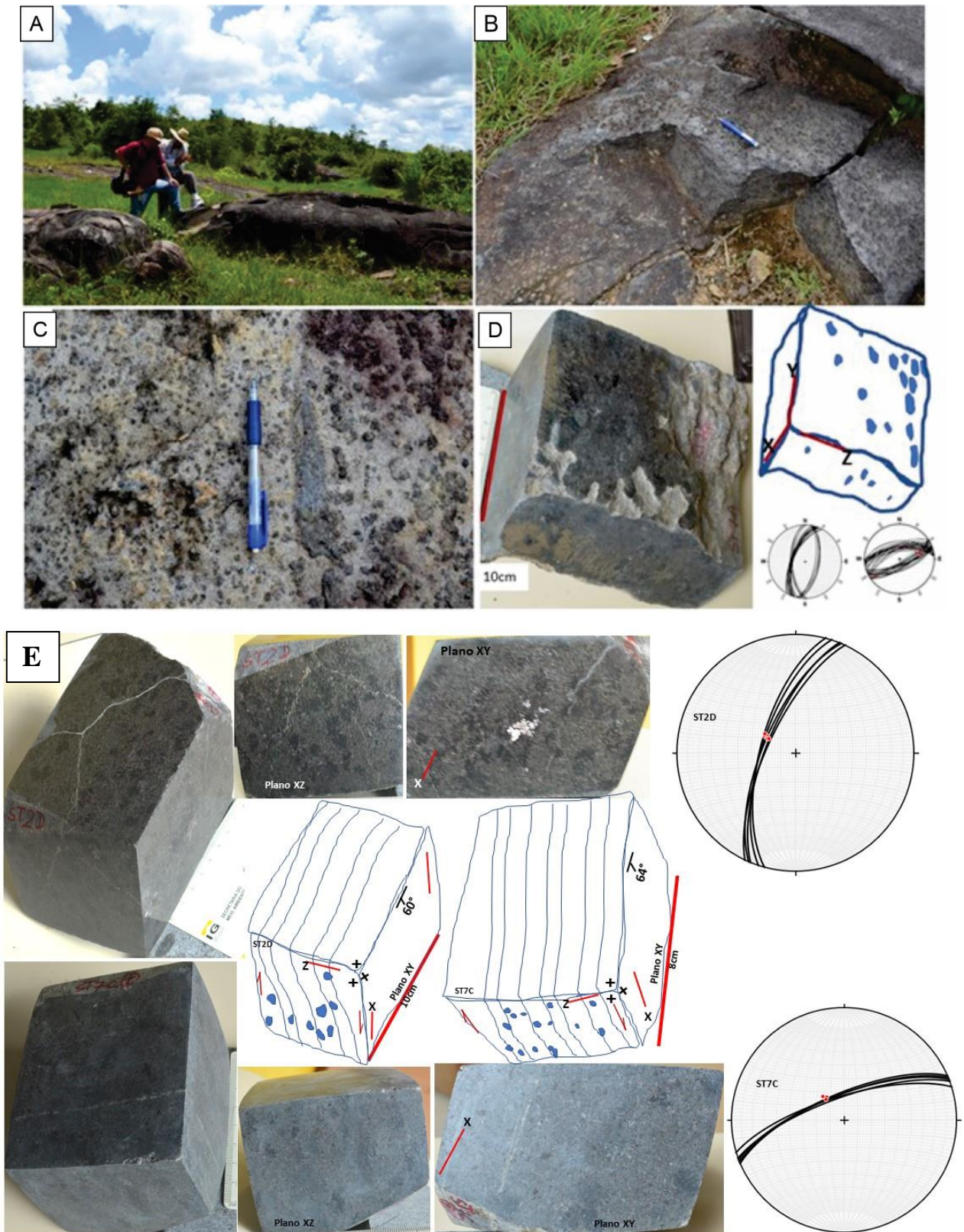


Figura 6: Afloramentos do Gabro Caracaraí. A) Distribuição da amostragem no gabro. B) afloramento na forma de matácões métricos, C, D, E) textura adcumulus de agregados elípticos de piroxênios e olivina, alinhados como marcadores de foliação magmática orientados $200^{\circ}/72^{\circ}$ e $250^{\circ}-070^{\circ}/68$ e da lineação mineral com caimentos de 68 e 65 para os azimutes 300 e 330 nos locais ST2D e ST7C, respectivamente, indicando o transporte de massa ascendente.

A análise petrográfica permitiu demonstrar que o gabro está constituído de duas fácies, a saber: i) a fácies mais dominante, é classificada como **olivina gabro** constituída por olivina, enstatita, diopsídio, Ti-pargasita caracterizando a textura subofítica grossa (Figura 7A, B) e localmente adcumulática, com enstatita cumulus. O plagioclásio zonado, conforme os resultados de microsonda eletrônica é de tipo labradorita (An_{51-70}) com bordas de bytownita (An_{70-86}), de hábito subédrico tabular, preenchendo espaços entre cristais de piroxênios. a labradorita que possuem forma tabular tem razão axial de 3:1 (eixo maior/eixo menor) e exibe alinhamento preferencial do eixo maior, limites retos com cristais da mesma espécie mineral e limites curvos quando em contato com piroxênios e olivina compondo texturas de reação em equilíbrio termal. A olivina de tipo (70% de Fo), possui hábito anédrico, formas elípticas e têm tamanhos de 2 – 5 mm, comumente apresenta fraturas internas, algumas das quais mostram hornblenda, hematita e até espinélio ocupando fraturas (Figuras 7A, C). Cristais de olivina apresentam coroas de reação (simplectitos), onde a coroa mais interna é composta por enstatita. A olivina tem localmente contatos em cúspides com enstatita, o que sugere a dissolução da olivina para formar piroxênio. Cristais de olivina, de forma elíptica estirados exibem deslizamento planar marcado por exsoluções lineares indicativos de deformação plástica ao se mostrar ocasionalmente alongada junto a cristais deformados de enstatita. O diopsídio por vezes com simplectitos de espinélio, com crescimento em equilíbrio com plagioclásio. Na coroa de reação da olivina, a segunda borda mais externa, se compõe de Ti-Pargasita e por vezes biotita. Existem coroas de reação que exibem substituição de enstatita e diopsídio para Ti-pargasita. A bytownita-labradorita não exibe zoneamento composicional, opticamente visível (foi detectado em microsonda eletrônica), possui comumente geminação mecânica e deslizamento planar restritamente (extinção ondulante). A enstatita se destaca por exibir tamanhos de 5mm e de até-20 mm na rocha de textura adcumulus; exibe fraturas internas e restritamente sobre crescimento pontual de hornblenda marrom alaranjada, junto a ilmenita e magnetita (Figura 7D). Nessas rochas ocorrem xenocristais de plagioclásio e de quartzo provenientes do charnockito encaixante, são cristais com bordas corroídas e deformados (extinção ondulante).

A subfácies **hornblenda gabronorito** foi definida como uma variação local na composição do olivina gabro. É constituída por agregados de cristais de labradorita (An_{60-70}) com tamanhos de 0,2 a 0,6 mm de eixo maior, de hábito subédrico com limites suturados e fraturas internas. Comumente exibem geminação mecânica dobrada e extinção ondulante marcada por deslizamento planar. Cristais elípticos de olivina foram totalmente substituídos formando coroas onde a porção interna é de piroxênio e a externa é hornblenda.

Nesta subfácies, o piroxênio dominante é enstatita, com diopsídio subordinado, que comumente ocorre nas bordas internas de reação de cristais de olivina relíquias (ainda se reconhece a forma, mas não se conservam as propriedades óticas, Figura 7E). Localmente se encontram bordas de reação nos limites de cristais de olivina com fraturas internas que também são preenchidas por óxidos de ferro e por hornblenda marrom alaranjada. Na olivina as bordas de reação se apresentam alongadas em concordância com o deslizamento planar do plagioclásio (Figura 7F). Observa-se a ocorrência de fratura ocupada por cristais finos de olivina, piroxênio e anfibólio (Figura 7G), a qual provavelmente favoreceu a cristalização do anfibólio, mas não modificou a texturas ígnea dos piroxênios. A hornblenda ocorre como machas características desta rocha, formada por agregados de microcristais de hornblenda de cor verde. A hornblenda também constitui as coroas de simplectitos em cristais relíquia de olivina.

ii) A segunda fácies encontrada é composta por **gabronorito** inequigranular, com textura subofítica fina a média com cristais que variam de 1-5 mm. Constitui-se de cristas euhedrais de plagioclásio (An60-80), sem zoneamento composicional. O plagioclásio comumente exhibe limites retos e forma tabular eixo maior de até 7 mm, quando em contato com cristais da mesma espécie mineral, limites curvos e em cúspide quando em contato com cristais de piroxênios. Possuem deslizamento planar, extinção ondulante e fraturas internas (Figura 7H), e ocorrem como inclusão em enstatita e hialossiderita. Os piroxênios são do tipo enstatita, pigeonita, diopsídio e localmente augita, estes são anédricos com tamanhos de 0,5 - 4mm, apresentam limites retos e curvos, e microfraturas, principalmente na enstatita, que também se substitui nas bordas para hornblenda. Os minerais acessórios presentes são ilmenita, magnetita, espinélio, pirita, calcopirita e pirrotita, geralmente anédricos, intersticiais, inclusos e como exolução no caso de óxidos de Fe com textura fina (0,4-0,8 mm).

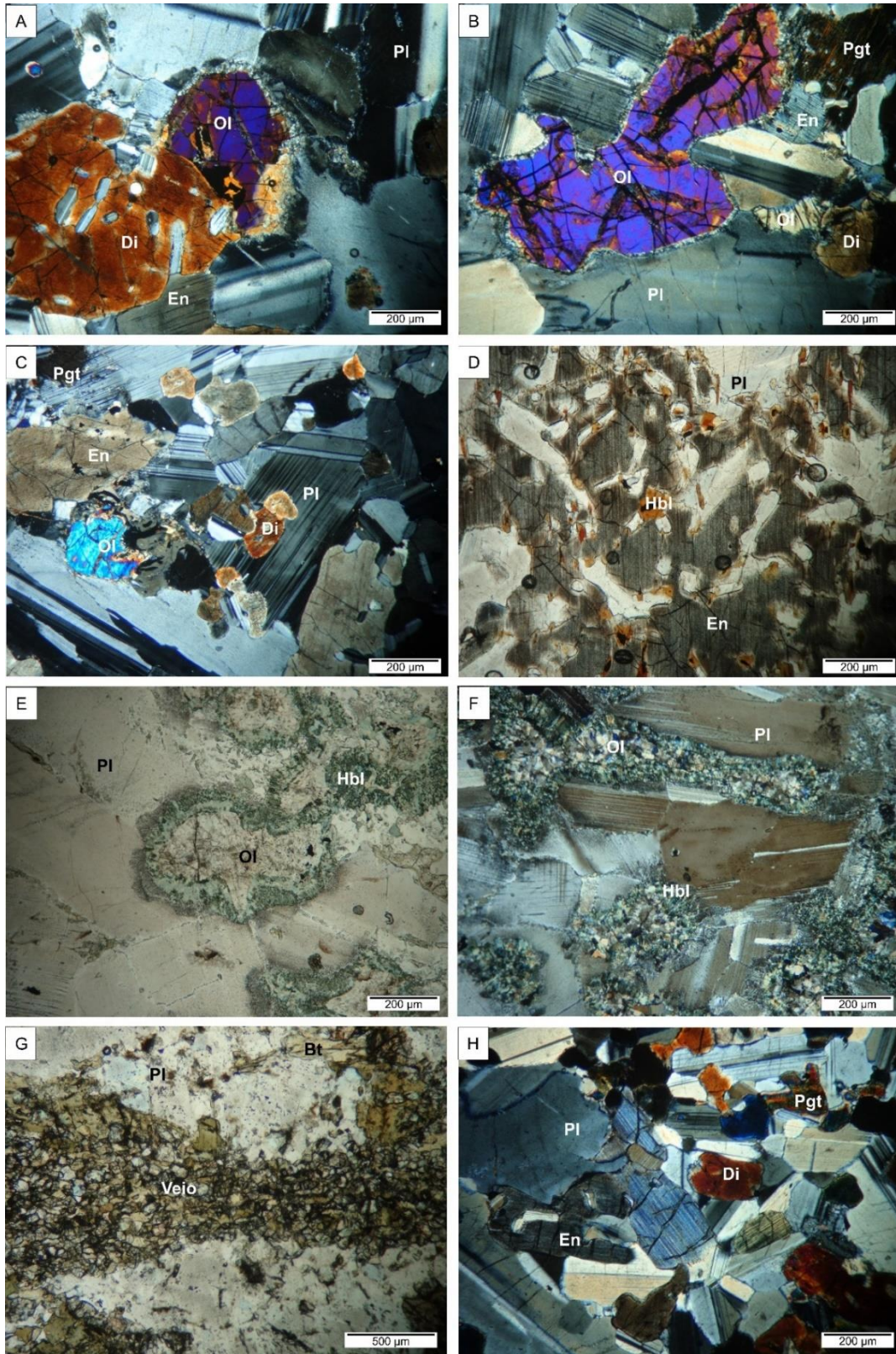


Figura 7: A) Olivina-Gabro com coroa de reação de olivina e diopsídio, com inclusões de plagioclásio, observa-se deformação plástica nos cristais de plagioclásio. B) Olivina-Gabro com olivina deformada e contatos curvos com plagioclásio. C) Olivina-Gabro mostrando deformação plástica em cristais de enstatita e labradorita. D) Textura mesocumulática com sobrecrecimento de hornblenda na enstatita. E) Hornblenda Gabronorito com bordas de reação de olivina e anfíbólio verde lamelar. F) Hornblenda Gabronorito com cristais alongados com núcleo de olivinas e bordas de simpletíticas intersticiais em cristais prismáticos alinhados de labradorita com geminação mecânica, limites lobados e extinção ondulante. G) Veio com cristais finos de olivina, piroxênio e anfíbólio. H) Gabronorito com cristais de plagioclásio que exibem deformação por deslizamento planar.

A compreensão da gênese e dos mecanismos de alojamento de um plúton na crosta, comumente se apoia em evidências petrogenéticas e estruturais. Em este contexto, dois tipos de informações devem ser levados em consideração: a) as relacionadas aos processos de formação de minerais, b) as indicativas de mecanismos de deformação mineral. O processo de cristalização fracionada é evidenciado pela cristalização da olivina como produto inicial e as seguintes fases compondo dois halos nas coroas de reação (figuras 8A, C): Cristal de diopsídio, (sem identidade ótica) na coroa interna, anfibólio (hornblenda) na coroa mais externa (Figuras 8A, C). As seguintes texturas e as respectivas associações minerais que as exibem, foram interpretadas como representativas de texturas tardias de fracionamento cristalino conduzido pela diminuição de temperatura em bolsões onde se concentraram fluidos residuais: i) associação de hialossiderita e de enstatita com borda de reação para hornblenda, a cristalização de ilmenita intersticial em contato com pequenos cristais de espinélio verde escuro.

Em este contexto observam-se inclusões de olivina e de labradorita em cristais de diopsídio (Figura 8D). ii) cristais de enstatita com borda de transição para hornblenda e esta última, por sua vez, também em transição para biotita. iii) associação de cristais de hornblenda laranja com núcleo de ilmenita (Figura 8F), com forma alongada cujo eixo maior se orienta segundo a elongação de cristais tabulares de labradorita. iv) texturas simplectíticas pontuais presentes no limite entre cristais de labradorita e pigeonita. v) exsoluções de ilmenita comumente em cristais de diopsídio e de enstatita, assim como associada a cristais de espinélio (Figuras 8E, G).

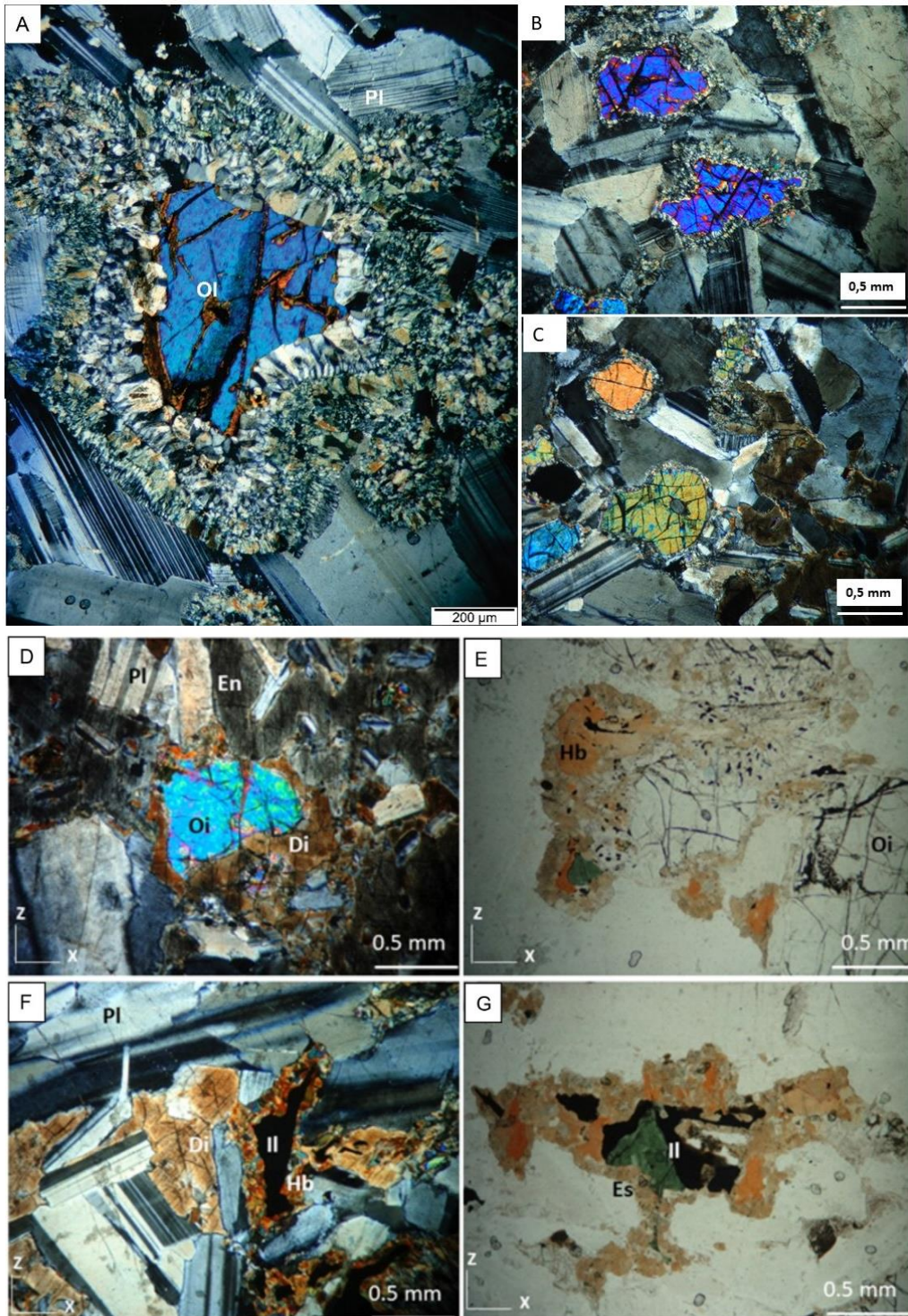


Figura 8: Texturas derivadas de fracionamento cristalino. A, B, C) Cristais de olivina com 3 halos de alteração na borda, com núcleo de olivina e duas bordas a mais interna de diopsídio e a externa de hornblenda. D) Cristal de Diopsídio (Di) com inclusão de cristal de olivina (Ol), labradorita (Pl) incluída em cristais de enstatita (En). E) Cristais de olivina com fratura interna ocupada por óxidos de ferro e borda externa. F, G) cristais com núcleo de ilmenita (Il), e cristal de espinélio (Es), e cristais de hornblenda (Hb) para a borda.

Na **fáceis Olivina Gabro**, limites curvos entre cristais de olivina-labradorita-diposídio, labradorita-enstatita sugerem reações de equilíbrio que representam o desenvolvimento cristalino de fases minerais com temperaturas de cristalização próximas. Estes caracteres texturais foram usados para entender a sequência de ocorrência da associação mineral diagnóstica das litofáceis. Mecanismos de deformação intracristalina como migração de limites entre cristais de olivina-labradorita, enstatita-labradorita, exoluções de óxidos em olivina, deslizamento planar e geminação mecânica dobrada em labradorita, são resultado de fluxo magmático que influenciou a forma e distribuição espacial, assim como o arranjo orientado de cristais individuais ou de agregados de cristais (Figuras 9A, D). Segundo Holness et al., (2018), esses mecanismos de deformação interna são decorrentes do transporte difuso de massa ainda em condições submagmáticas, ou de estado sólido durante a recristalização estática de microestruturas formadas por reação química. Vernon (2004) postula que migração de limites entre cristais de plagioclásio-piroxênio e limites reto-ângulo entre cristais de plagioclásio-plagioclásio, se relacionam com condições de resfriamento lento.

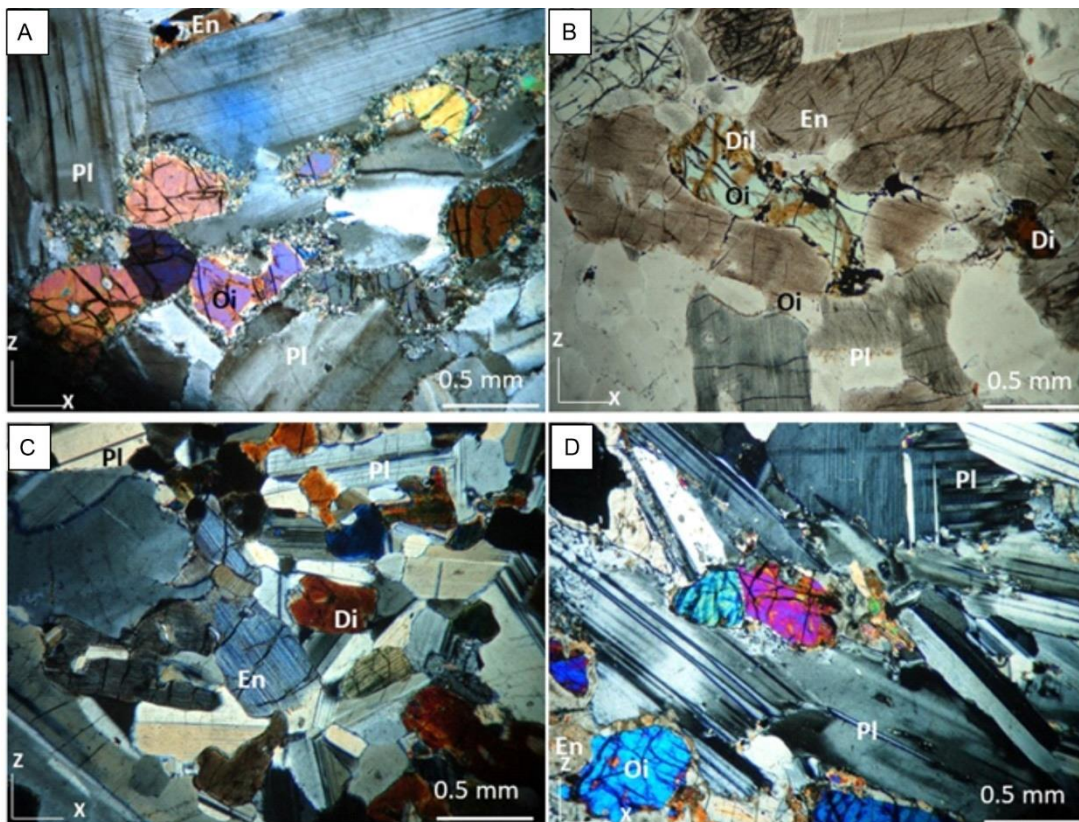


Figura 9: Mecanismos de deformação intracristalina. A, B) Estiramento de cristais de olivina com fratura interna e evolução de óxidos de Fe. B, C) exoluções e migração de limites em cristais de enstatita (En) quando em contato com cristais de labradorita (Pl). A, D) Migração de limites, deslizamento planar e geminação em cunha em cristais de labradorita (Pl) mostrando extinção ondulante.

5.3 Litogeoquímica

Resultados de análises litogeoquímicas (tabela 1) em 11 amostras de olivina gabro, três amostras de granorito e uma amostra de hornblenda gabro são representativos da exposição em superfície de cada litotipo.

Tabela 1: Resultados analíticos de geoquímica de rocha total.

Amostras	Gabronorito			Olivina Gabro											Hbl-gabro
	GC20 A5	GC7	GC27 A5	GC33 A5	GC31 A3	GC16	GC35 C1	GC30 B3	GC09	GC10	GC08	GC2 C5	GC41 B3	GC38 C4	
SiO ₂	51,400	50,700	48,800	47,000	46,000	50,600	48,500	47,500	51,240	49,820	52,300	50,900	49,400	57,600	50,400
TiO ₂	0,240	0,230	0,600	0,150	0,150	0,330	0,180	0,190	0,270	0,670	1,020	1,140	1,350	1,390	0,280
Al ₂ O ₃	18,550	19,450	15,750	19,550	19,650	17,050	19,150	19,150	17,680	16,200	14,370	16,200	15,000	14,050	15,650
Fe ₂ O ₃ (T)	7,890	7,600	10,600	7,930	7,780	9,620	7,940	9,130	7,930	11,490	11,770	11,650	12,750	12,000	8,800
MgO	9,050	8,460	8,870	9,900	9,570	9,740	10,200	11,350	8,720	8,780	6,890	7,160	5,940	4,370	10,050
MnO	0,130	0,120	0,150	0,110	0,110	0,140	0,120	0,120	0,140	0,170	0,190	0,160	0,190	0,160	0,150
CaO	11,000	11,000	10,600	10,350	11,050	11,050	10,850	10,300	10,950	10,420	9,590	9,950	10,450	6,930	10,700
Na ₂ O	1,940	2,180	2,110	2,050	2,010	2,110	2,050	1,970	2,070	2,030	2,290	2,400	2,470	2,370	1,840
K ₂ O	0,260	0,290	0,210	0,200	0,220	0,240	0,230	0,260	0,260	0,240	1,120	0,780	0,860	2,450	0,320
Cr ₂ O ₃	0,089	0,106	0,089	0,066	0,071	0,073	0,083	0,060	0,043	0,026	0,011	0,058	0,024	0,030	0,067
P ₂ O ₅	0,010	0,010	0,010	<0,01	0,020	<0,01	<0,01	0,020	<0,01	<0,01	0,120	0,100	0,100	0,280	0,010
SrO	0,020	0,020	0,020	0,020	0,020	<0,01	0,020	0,020				0,020	0,020	0,020	0,020
BaO	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	<0,01	0,010				<0,01	0,010	0,060	0,010
LOI	0,940	0,780	0,890	1,170	1,360	0,330	0,960	0,610	0,500	-0,100	0,100	0,380	0,640	0,150	1,250
Total	101,520	100,950	98,700	98,500	98,010	101,280	100,280	100,690				100,900	99,200	101,860	99,550
Elementos Traços (ppm)															
Ba	95,200	69,800	107,500	224,000	273,000	69,900	75,900	94,100	600,000	78,500	69,000	91,500	267,000	98,000	76,500
Cr	600,000	770,000	650,000	470,000	520,000	520,000	570,000	450,000				400,000	170,000		540,000
Cs	0,370	0,050	0,060	0,540	0,580	0,150	0,050	0,070	2,110	0,160	<0,1	1,120	0,900	<0,1	0,880
Er	0,640	0,320	0,590	2,040	2,850	0,620	0,470	0,510	3,660	0,700	0,610	0,820	2,660	0,700	0,390
Hf	0,400	0,300	0,400	2,300	3,000	0,400	0,400	0,400	8,300	0,300	0,300	0,400	3,400	0,400	0,400
Nb			0,200	3,800	4,600			0,300	11,000		0,100		5,100	0,300	0,200
Rb	3,800	1,900	2,300	21,800	21,200	1,200	2,600	4,400	84,800	1,300	1,700	7,800	32,800	2,500	4,700
Sn	2,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	1,000	2,000	1,000	<1	2,000	<1	<1	1,000
Sr	168,500	167,500	184,000	166,000	159,000	160,000	172,000	173,000	150,500	158,500	171,200	155,000	151,500	171,400	172,500
Ta	0,200	0,100	0,400	0,300	0,400	0,100	0,100	0,100	0,800	0,200	<0,1	0,100	0,400	<0,1	0,200
Th	0,090	0,080	0,140	1,200	1,210	0,070	0,090	0,150	5,640	<0,05	<0,2	0,060	2,300	<0,2	0,110
W	7,000	9,000	15,000	7,000	7,000	10,000	9,000	9,000	14,000	9,000	<0,5	6,000	<0,5	<0,5	11,000
Y	5,800	3,000	5,500	19,200	26,300	5,300	4,300	4,500	35,800	6,100	6,300	7,600	25,000	6,300	3,900
Zr	11,000	9,000	12,000	84,000	114,000	9,000	11,000	16,000	335,000	8,000	6,600	12,000	129,800	10,400	11,000

Amostras	Gabronorito			Olivina Gabro											Hbl-gabro
Elementos Maiores (%)	GC20 A5	GC7	GC27 A5	GC33 A5	GC31 A3	GC16	GC35 C1	GC30 B3	GC09	GC10	GC08	GC2 C5	GC41 B3	GC38 C4	GC24 B5
Elementos Terras Raras (ppm)															
La	1,900	1,400	2,200	10,800	11,800	1,100	1,800	2,700	26,900	1,300	1,300	1,600	14,900	1,700	1,700
Ce	3,400	2,600	3,800	22,200	25,600	2,200	3,200	5,000	53,300	2,200	3,000	3,300	30,500	3,600	3,000
Pr	0,420	0,320	0,500	2,720	3,220	0,310	0,420	0,580	6,070	0,290	0,370	0,420	3,650	0,460	0,370
Nd	2,200	1,500	2,300	12,700	15,700	1,700	1,900	2,800	26,700	1,800	1,700	2,300	15,600	2,400	1,900
Sm	0,580	0,360	0,540	2,970	3,840	0,520	0,530	0,580	5,390	0,450	0,550	0,770	3,680	0,670	0,460
Eu	0,480	0,320	0,470	0,980	1,580	0,340	0,410	0,460	1,750	0,430	0,360	0,460	1,140	0,490	0,420
Gd	0,810	0,490	0,760	3,650	4,340	0,860	0,670	0,720	6,880	0,900	0,820	1,210	4,410	0,980	0,590
Tb	0,130	0,080	0,130	0,540	0,700	0,140	0,120	0,120	1,000	0,150	0,140	0,190	0,730	0,170	0,110
Dy	0,880	0,520	0,860	3,350	4,650	0,960	0,700	0,750	6,010	1,050	0,940	1,280	4,430	1,110	0,700
Ho	0,200	0,120	0,210	0,710	1,030	0,210	0,160	0,180	1,320	0,230	0,230	0,280	0,930	0,250	0,140
Er	0,640	0,320	0,590	2,040	2,850	0,620	0,470	0,510	3,660	0,700	0,610	0,820	2,660	0,700	0,390
Tm	0,110	0,060	0,090	0,330	0,420	0,100	0,120	0,070	0,570	0,110	0,110	0,140	0,400	0,120	0,070
Yb	0,660	0,320	0,680	1,840	2,720	0,580	0,440	0,460	3,440	0,670	0,660	0,770	2,390	0,660	0,380
Lu	0,100	0,050	0,100	0,280	0,420	0,100	0,070	0,080	0,540	0,100	0,100	0,150	0,400	0,110	0,050
Eu/Eu*	2,140	2,330	2,250	0,910	1,180	1,550	2,110	2,180	0,880	2,030	1,640	1,450	0,870	1,850	2,470
La/Sm	2,120	2,510	2,630	2,350	1,990	1,370	2,190	3,010	3,230	1,870	1,530	1,340	2,620	1,640	2,390
Gd/Yb	1,020	1,270	0,920	1,640	1,320	1,230	1,260	1,290	1,650	1,110	1,030	1,300	1,530	1,230	1,280
La/Yb	2,070	3,140	2,320	4,210	3,110	1,360	2,940	4,210	5,610	1,390	1,410	1,490	4,470	1,850	3,210

O olivina gabro, gabronorito e hornblenda gabronorito possuem poucas diferenças na composição como podem ser vistas na tabela 1. Destacam-se as concentrações de SiO₂ mais elevadas, acima 51% até 57,6%, associado a diminuição do teor de MgO (11,35 a 4,37%). Para o olivina gabro os teores de SiO₂, TiO₂, Na₂O, K₂O, P₂O₅, Fe₂O₃(T) são consistentes com os teores aceitos para este tipo de rochas básicas, mas os teores de Al₂O₃ são coerentes com os intervalos para este tipo de rochas (Figura 10). As anomalias de Eu variam de positivas e negativas (Eu/Eu* = 0,88-2,18), mas são positivas (Eu/Eu* = 2,14 a 2,33) no Gabronorito, assim como de (Eu/Eu* = 2,47) no Hornblenda gabronorito. Há um enriquecimento de ETR's visto pela razão La/Yb de 1,36 a 5,61 no olivina gabro. O decréscimo de MgO está relacionado diretamente ao aumento de SiO₂, Fe₂O₃ e TiO₂, tais relações foram associadas à superposição de processos de diferenciação de pulsos de magma com variação de composição (Best, 2002; Gill, 2010). Os conteúdos intermediários de SiO₂ podem refletir interação do magma máfico com a encaixante granítica, o que geraria o aumento nas concentrações de Na₂O (1,84-2,47% wt) e K₂O (0,20-2,45% wt), produto de provável e restrita assimilação parcial do charnockito encaixante. Considerando o comportamento da concentração dos elementos segundo a variação de MgO, observado nos diagramas de Hacker, os principais processos na gênese do gabro seriam: i) a cristalização fracionada indicada pelos altos valores de CaO (11%) e Al₂O₃ (19,65% wt) o que se deve a formação de labradorita nas feições cumuláticas junto a enstatita, o comportamento incompatível com MgO em algumas amostras, se deve a acumulação de clinopiroxênio (Yang et al., 2009). Quanto ao fracionamento, o *trend* positivo de MgO com Fe₂O₃ sugere fracionamento na olivina, enquanto K₂O e Na₂O com concentrações constantes propõe um baixo fracionamento em hornblenda. A correlação positiva entre TiO₂ e MgO aponta que não houve fracionamento nos óxidos de Fe e de Ti (Zhao, et al., 2007). ii) Contaminação pela rocha encaixante é sugerida no comportamento incompatível de várias amostras principalmente ao aumento nos teores de Fe, Na₂O e K₂O.

Altos teores de MgO (até 11,35%) e de Al₂O₃ (19,45% wt), poderiam ter relação com fusão parcial de fontes mantélicas mais refratárias. Enquanto o crescimento de MgO junto ao decréscimo de TiO₂ e Fe₂O₃, poderia corresponder a fusão parcial de rochas do manto menos evoluídas. Em algumas amostras, concentrações anômalas de Al₂O₃ relacionam-se com o caráter subalcalino, visto no diagrama de classificação TAS (Figura 11A). O caráter sub-alcalino denota origem de um magma empobrecido em álcalis e enriquecido em Fe e Mg. No diagrama K₂O-SiO₂ podem ser observadas amostras com baixo-K da série toleítica, as quais se distinguem das amostras que teriam influência da rocha encaixante, que por sua vez apresentam médio-K a alto-K. Nas demais amostras observa-se pequena variação no K₂O enquanto o teor de SiO₂ cresce de forma relevante, o que mostra a

evolução do magma. O gabro é essencialmente toleítico com variações para cálcio-alcálico e cálcio-alcálico de alto potássio nas amostras contaminadas (Figura 11B). A porcentagem de Mg# (40 – 75%) sugere natureza evoluída destas rochas. Os altos teores de Al_2O_3 e TiO_2 com valores próximos a 1% são típicos de basaltos de alto-alumina de regimes compressivos de arcos continentais (Carmichael et al., 1974), de acordo com Draper & Johnston (1992) estes tipos de basalto apresentam SiO_2 de 48-53%, $Al_2O_3 > 17,5\%$, $MgO < 9\%$ e $CaO > 8,5\%$

Nos diagramas de Elementos Terras Raras (Figura 12) observa-se leve enriquecimento nos Elementos Terras Raras Leves (ETRL) em relação os Elementos Terras Raras Pesados (ETRP). Quando comparadas as razões La/Yb (1,36 a 5,61) e o fracionamento de ETRL La/Sm = 1,34 a 3,23 em relação aos ETRP ($Gd/Yb=0,92$ a 1,65). As amostras com $Eu/Eu^* > 1,45$ (Taylor & McLennan, 1985) são associadas a rochas cumuláticas como resultado do fracionamento de labradorita. Anomalias positivas podem estar relacionadas à ocorrência de dipsídio e de hornblenda que concentram elementos terras raras médios em relação aos pesados. Em síntese os *spidergrams* permitiram diferenciar dois grupos de rochas: um com pronunciadas anomalias positivas de Eu produto do fracionamento de labradorita com borda de bytownita. E outro com quantidades de Eu > 1 , mas quando comparadas às concentrações dos outros ETR's, estas últimas não são tão pronunciadas. Tais relações se explicam pela superposição de pulsos de magma com distinta composição, e a ocorrência concomitante de processos de cristalização fracionada, e de assimilação parcial de granitos. Tais diferenças são observadas na relevante variação da concentração dos ETR's. Os diagramas empíricos usados para discriminante de ambiente tectônico são compatíveis com arco de ilha e transição para o campo de arco continental, indicando subducção de placa oceânica com provável fusão parcial de cunha em subducção desidratada e de cunha de manto astenosférico hidratado, o que explicaria a presença de olivina gabro coexistindo com hornblenda gabronorito.

Quanto a classificação de ambientes geotectônicos, foram usados diagramas empíricos para se ter em consideração de acordo com a literatura em que tipo de ambiente o gabro se classificaria, tendo em vista suas características geoquímicas, os diagramas utilizados estão nas figuras 13A a 13D. No diagrama Al_2O_3 -MgO-FeOt as rochas relacionadas com baixo teor de MgO e mais alto teor de Al_2O_3 e de FeOt, classificam-se em ambientes de arcos continentais e as rochas com mais alto MgO caem no campo de rochas de cadeia meso-oceânica (Pearce, 1977), este comportamento interpreta-se influenciado pelo alto teor de MgO nas amostras de olivina gabro. O diagrama triangular Y-La-Nb de Cabanis e Lecolle (1989) onde o Nb é usado como diferenciador de ambientes do tipo MORB pela sua imobilidade (Meschede, 1986) e a razão Nb/Y que gera a

subdivisão entre ambientes de arco toleítico, arco transicional e arco cálcio alcalino. A classificação das rochas ao longo da linha La-Y referente a rochas de ambiente orogênico, mostra que dois resultados (amostras com maior teor de MgO) se distribuem em ambientes de arco toleítico a arco transicional. Sugerindo a influência das terras como discriminantes do ambiente de geração das rochas estudadas. Assim os resultados mostram-se compatíveis com fontes de magmas relacionadas a fusão parcial de placa oceânica em subducção. Enquanto o La tende a se relacionar com ambientes continentais sugerindo contribuição por contaminação crustal. As amostras com baixo MgO que se agrupam no campo arco cálcio-alcalino, estariam relacionadas a fonte matélica hidratada e rochas diferenciadas. Quando observado o diagrama de Cabanis & Lecolle (1989) em geral, os resultados caem no campo de ambiente de zona de subducção (diagrama de Mullen, 1983).

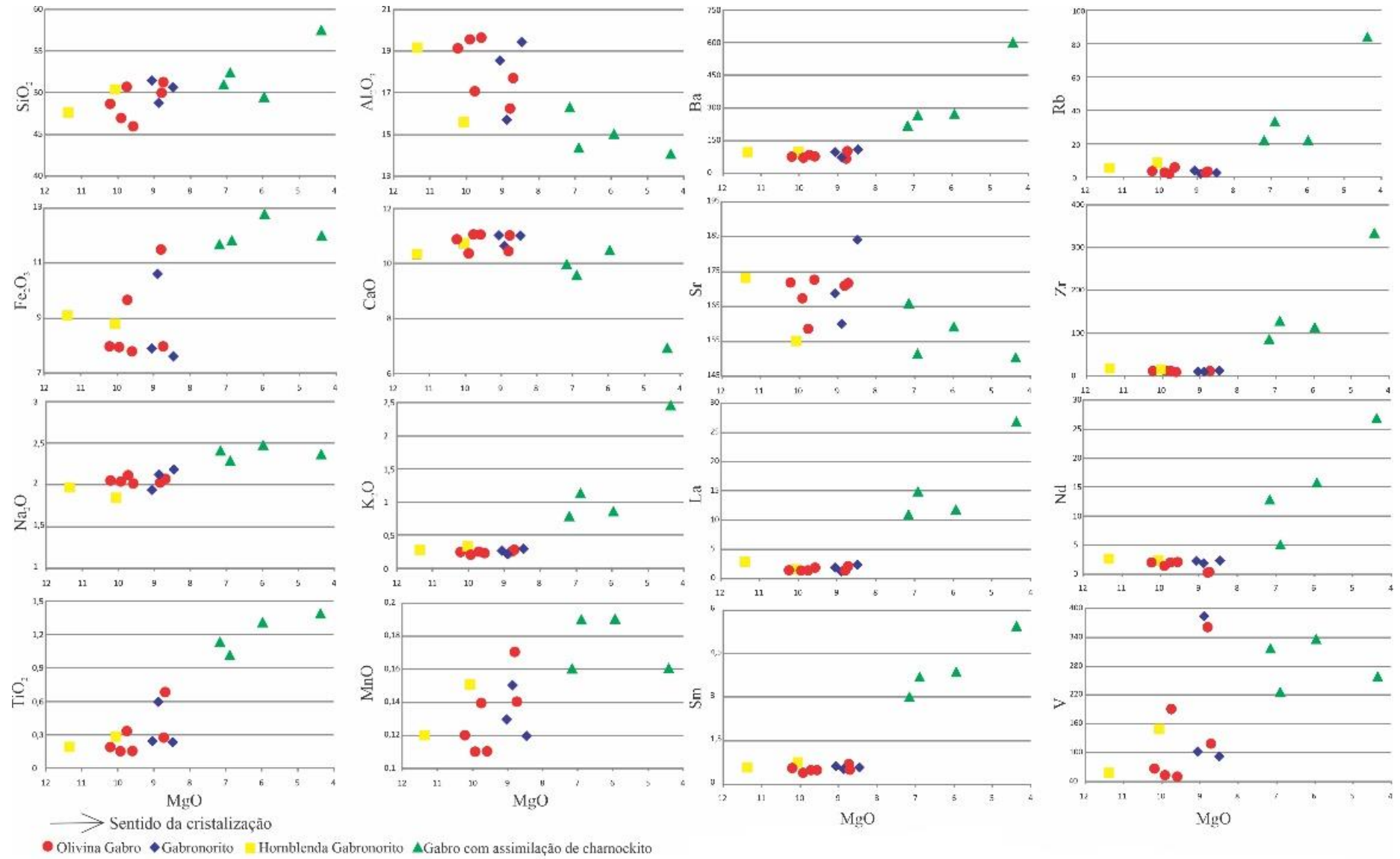


Figura 10: Diagramas de variação de elementos maiores e traços para olivina gabro, gabronorito e hornblenda gabronorito.

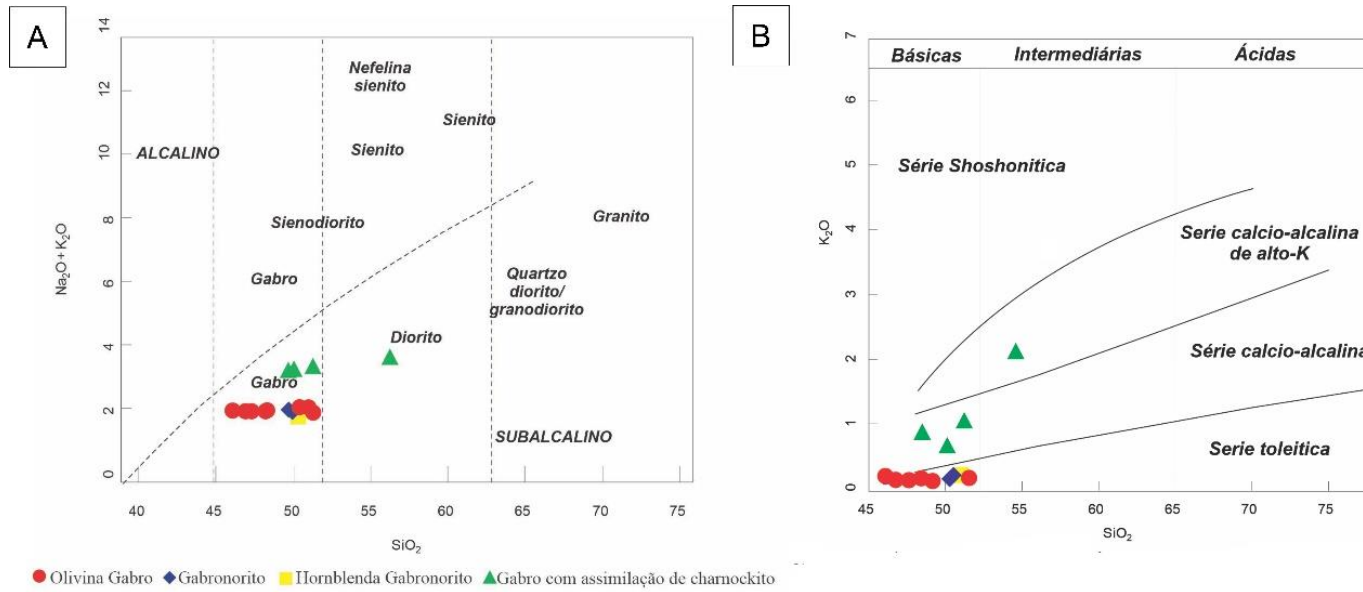


Figura 11: A) Diagrama de classificação modificado de Middlemost (1985) e Irvine & Baragar (1971); B) Diagrama de subdivisão de rochas subalcalinas de Pecerrillo & Taylor (1976).

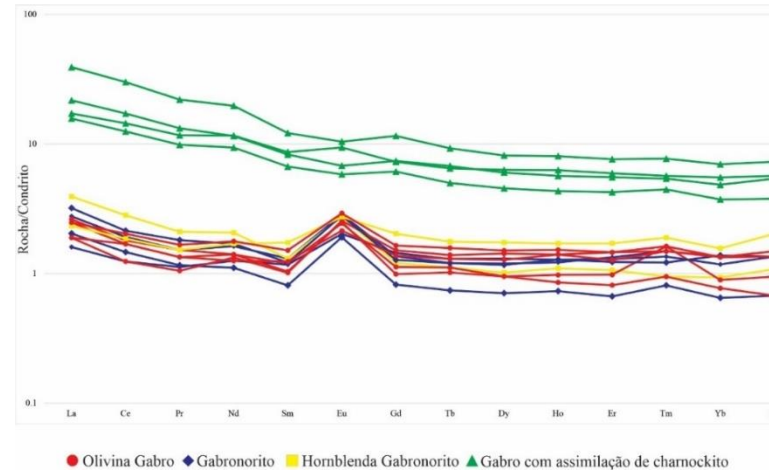


Figura 12: Diagrama de ETR's, normalizados por Sun & McDonough (1986)

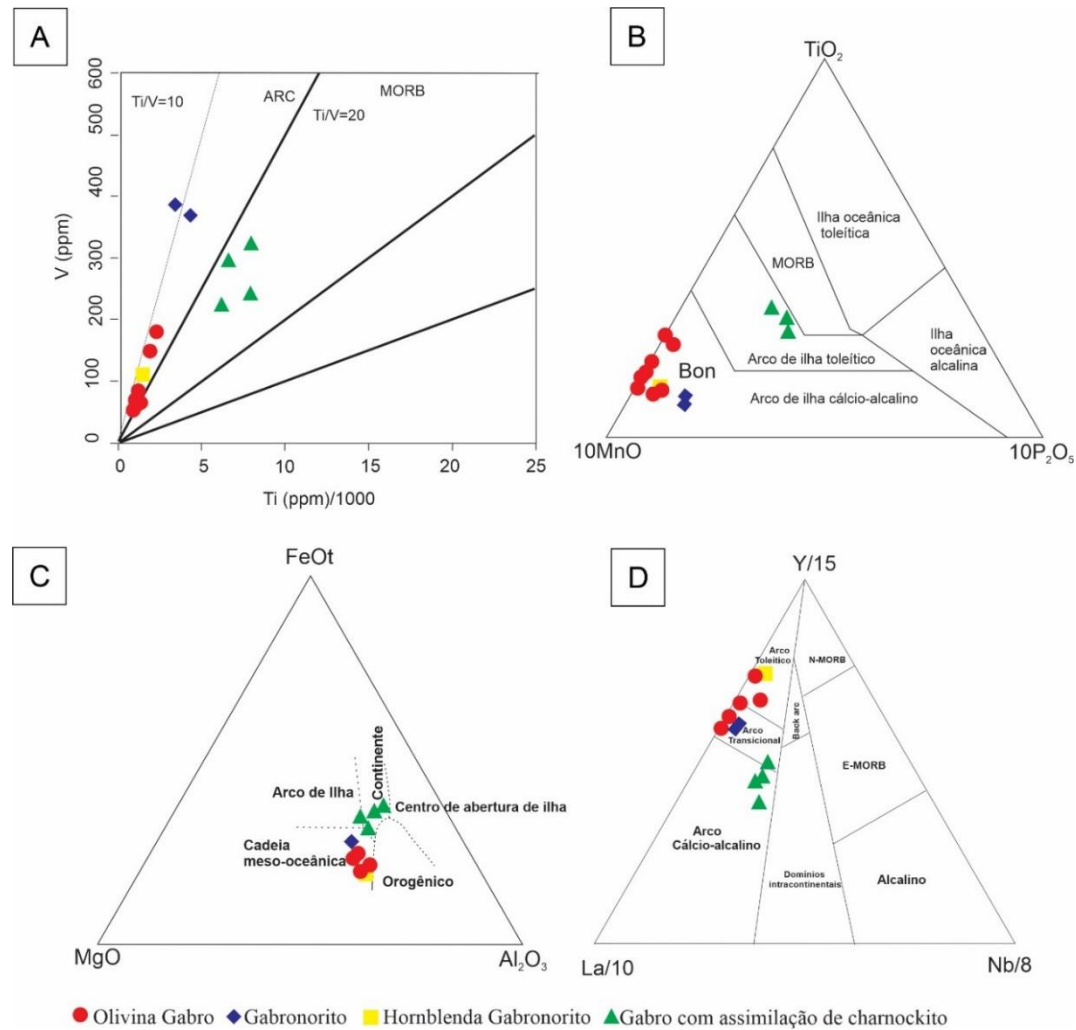


Figura 13: Diagramas de classificação de ambiente geotectônico. A) Ti/1000 vs. V (Shervais, 1982); B) Diagrama ternário de Mullen (1983); C) Diagrama ternário de Pearce (1977); D) Diagrama Nb/8 -La/10-Y/15 de Cabanis e Lecolle (1989).

5.4 Química Mineral

A fórmula estrutural do plagioclásio com base em análises de química mineral é $(\text{Na}_{(1,99-3,48)}\text{Ca}_{(0,57-1,91)})(\text{Si}_{(8,59-10,35)}\text{Al}_{(5,57-7,36)})\text{O}_{32}$. Os cristais são do tipo labradorita ($\text{An}_{50,74-69,72}$) com bordas de labradorita para bytownita ($\text{An}_{70,30-85,73}$) (figura 13A). Os teores em Olivina gabro são: de Al_2O_3 29,72-32,86% nas bordas e centros de 29,95-33,19%, Na_2O de 2,26-4,07% nas bordas e 1,60-4,38% nos centros e SiO_2 entre 48,22-52,21% nas bordas e nos centros de 45,28-52,95%. Em Hornblenda gabronorito as concentrações são: de Al_2O_3 estão entre 29,74-31,34% nas bordas e 24,99-34,09% nos centros, Na_2O de 3,27-5,46% nas bordas e 1,60-4,75% nos centros e SiO_2 entre 50,97-55,77% nas bordas e 45,42-54,75% nos centros. No Gabronorito são: de Al_2O_3 29,03-30,53% nas bordas e 25,13-32,24% nos centros, Na_2O variam de 3,43-4,14% nas bordas e 0,52-4,68% nos centros, SiO_2 entre 52,07-53,06% nas bordas e 46,96-53,69 nos centros.

O ortopiroxênio é classificado como enstatita com composição $\text{Wo}_{0,336-4,90}\text{En}_{66,56-68,16}$ e $\text{Fs}_{9,06-28,08}$ e pigeonita ($\text{Wo}_{5,00-17,95}$, $\text{En}_{56,47-68,34}$ e $\text{Fs}_{25,15-28,54}$). Os teores em Olivina gabro são: TiO_2 0,003-1,86% nas bordas e nos centros 0,075-0,75%, Al_2O_3 nos centros de 1,38-2,97% e nas bordas de 1,4-2,1%, MnO nos centros de 0,23-0,54% e nas bordas de 0,20-0,53%, FeO 15,67-18,22% nos centros e nas bordas de 16,38-18,22% CaO 0,19-2,40% nos centros e nas bordas de 0,26-1,31%. No Hornblenda gabronorito: TiO_2 nos centros de 0,12-0,28% e nas bordas de 0,14-0,41%, Al_2O_3 1,26-4,39% nos centros e nas bordas de 1,18-1,86%, MnO 0,25-0,44% nos centros e nas bordas de 0,28-0,45%, FeO 15,92-18,96% nos centros e nas bordas de 17,65-18,61% e CaO 0,24-3,57% nos centros e 0,37-1,12% nas bordas. Gabronorito: TiO_2 0,15-1,94% nos centros e nas bordas 0,06-2,45%, Al_2O_3 1,33-2,65% nos centros e nas bordas de 1,51-1,82%, MnO 0,23-0,40% nos centros e nas bordas 0,16-0,46%, FeO 17,47-19,41% nos centros e 17,94-20,28% nas bordas e CaO 0,34-8,52% nos centros e 0,63-2,86% nas bordas. Os valores de TiO_2 variam de 0,06% e 2,47%, estes apresentam uma variação centro-borda onde na maioria dos casos a borda apresenta maior concentração de TiO_2 que o centro. O Al_2O_3 varia 1,18% e 4,39% onde também os valores aumentam na borda em reação ao centro ou permanecem imutáveis, MnO está entre 0,16% e 0,58% apresentam empobrecimento nas bordas e em CaO 0,17-8,53% com centros mais enriquecidos que as bordas e FeO entre 15,67% e 20,28% e em sua maioria apresenta enriquecimento na borda em relação ao centro. A fórmula mineral para estes piroxênios é $(\text{Mg}_{(0,630-1,004)}\text{Ca}_{(0,006-0,338)})(\text{Al}_{(0,001-0,104)}\text{Mn}_{(0,007-0,018)}\text{Fe}_{(0,470-0,623)}\text{Ti}_{(0,002-0,068)}\text{Mg}_{(0,295-0,456)})(\text{Si}_{(1,925-1,996)}\text{Al}_{(0,004-0,083)})\text{O}_6$.

O clinopiroxênio foi classificado segundo Morimoro et al (1988) com Diopsídio ($\text{Wo}_{46,76-48,63}\text{En}_{40,27-43,43}$ e $\text{Fs}_{9,06-11,97}$) e Augita ($\text{Wo}_{26,12-43,67}\text{En}_{39,90-56,47}$ e $\text{Fs}_{11,15-21,22}$). As concentrações

em Olivina gabro são de: TiO₂ 0,17-1,04% nas bordas e nos centros 0,38-0,79%, Al₂O₃ nas bordas de 2,28-3,36% e nos centros de 2,4-3,13%, MnO nos centros de 0,11-0,19% e nas bordas de 0,09-0,30%, FeO 6,07-8,61% nos centros e nas bordas de 5,85-10,78%, CaO 18,05-22,91% nos centros e nas bordas de 12,63-23,01%. Em hornblenda gabronorito: o TiO₂ nos centros varia de 0,32-0,76% e nas bordas de 0,25-0,69%, o Al₂O₃ entre 1,53-3,29% nos centros e nas bordas de 2,75-6,13%, MnO 0,13-0,18% nos centros e nas bordas de 0,11-0,25%, FeO entre 5,61-11,07% nos centros e nas bordas de 6,64-13,62% e CaO 15,78-22,99% nos centros e 19,48-22,53% nas bordas. No gabronorito: TiO₂ 0,31-0,82% nos centros e nas bordas 0,37-1,09%, Al₂O₃ 2,78-4,32% nos centros e nas bordas de 2,77-3,04%, MnO entre 0,13-0,31% nos centros e nas bordas 0,16-0,25%, FeO 6,42-11,41% nos centros e 6,64-13,62% nas bordas e CaO 16,63-22,74% nos centros e 12,63-23,01% nas bordas. Os valores de TiO₂ variam de 0,17% e 1,09%, neste caso em sua maioria há enriquecimento do centro em relação a borda, mas o oposto também é visto. O Al₂O₃ varia 1,53% e 6,13% também há variação centro borda sendo que há tanto centros mais enriquecidos que a borda quanto o inverso, MnO está entre 0,09% e 0,31% apresentam enriquecimento nas bordas e em CaO 12,62% e 23,01% com bordas mais enriquecidos que os centros e FeO entre 5,61% e 13,62% e em sua maioria apresenta enriquecimento no centro em relação a borda. A fórmula mineral para estes piroxênios é (Mg (0,066-0,476) Ca (0,491-0,918)) (Al (0,017-0,153) Mn (0,003-0,010) Fe (0,171-0,432) Ti (0,005-0,032) Mg (0,530-0,753)) (Si (1,855-1,996) Al (0,004-0,124)) O₆. A classificação dos piroxênios está apresentada na figura 13B.

A composição química das flogopitas é: K (1,548-1,892) Na (0,071-0,145), Al (0,002-0,303) Ti (0,350-0,910) Fe (1,073-1,696) Mn (0,001-0,019) Mg (3,3574,201), Si (5,157-5,675) Al (2,325-2,627) O₂₀ OH₄. Quando plotadas no diagrama Al (iv) *versus* (Mg/Mg+Fe) de Deer et al (1992) as rochas se classificam como flogopitas (Figura 13C). Os teores em olivina gabro são de MgO 14,65-18,78% nas bordas e centros de 16,53-17,9 %, FeO entre 9,62-13,28% nas bordas e 9,13-10,86% nos centros, K₂O 9,18-9,84% nas bordas e 9,36-9,65% nos centros, Al₂O₃ entre 14,40-16,73% nas bordas e 15,88-16,35% nos centros e TiO₂ entre 3,22-7,92% nas bordas e 3,78-6,31% nos centros. No hornblenda gabronorito os teores variam de: MgO 16,01-19,23% nas bordas e nos centros de 15,17-17,05%, quanto a FeO 10,51-11,32% nas bordas e 10,9-11,8% nos centros, para K₂O 8,33-9,71% nas bordas e 8,69-9,98% nos centros, Al₂O₃ e 15,33-16,25% nas bordas e 14,08-16,15% nos centros e TiO₂ entre 3,42-5,27% nas bordas e 3,9-5,78% nos centros.

A fórmula mineral do anfibólio é: Na (0,552-0,739) K (0,191-0,275) Fe (0,020-0,145) Ca (1,789-1,904), Ti (0,016-0,310) Mn (0,006-0,018) Mg (2,261-3,012) Fe (1,088-1,390) Si (5,924-6,222) Al (1,778-2,0756) OH₂. Considerando os parâmetros de (Ca)_B ≥ 1,50, (Na+K)_A ≥ 0,50, Ti < 0,50 é classificado como

pargasita (figura 8D). Os teores CaO estão entre 11,13% e 12,00%, MgO entre 11,85% e 13,70%, FeO entre 9,41% e 11,29%, Al₂O₃ entre 13,31% e 15,58%, TiO₂ 0,96% e 3,35%.

A fórmula mineral da Olivina é Mg (0,881-1,360) Fe (0,303-0,710) Si (0,9815-1,364) com os teores de Fo (64,900-74,014) e Fa (25,487-34,665). Os valores de MgO variam de 29,04 % a 33,79% nas bordas da olivina e 24,91% a 33,54% nos centros. Os valores de FeO estão entre 27,65% e 31,26% nas bordas e nos centros de 17,30% a 30,94%. Segundo o diagrama de classificação da série isomorfa as olivinas se classificam como Crisolita a Hialossiderita. (Figura 13E)

A fórmula mineral da ilmenita é Fe (0,938-0,976), Mg (0,036-0,072), Mn (0,009-0,015), Ti (0,916,0,967) O₃. A partir de 3 análises em magnetita pode-se definir sua fórmula mineral como (Fe⁺²(1,004-1,018), Fe⁺³(1,620-1,653)) O₄ segundo Deer et al (1992), a classificação de ilmenita e magnetita estão expostas na figura 8F. O espinelio classifica-se como hercinita com fórmula mineral: (Fe (0,801-0,971) Al (1,322-1,713)) O₄ por Deer et al (1995).

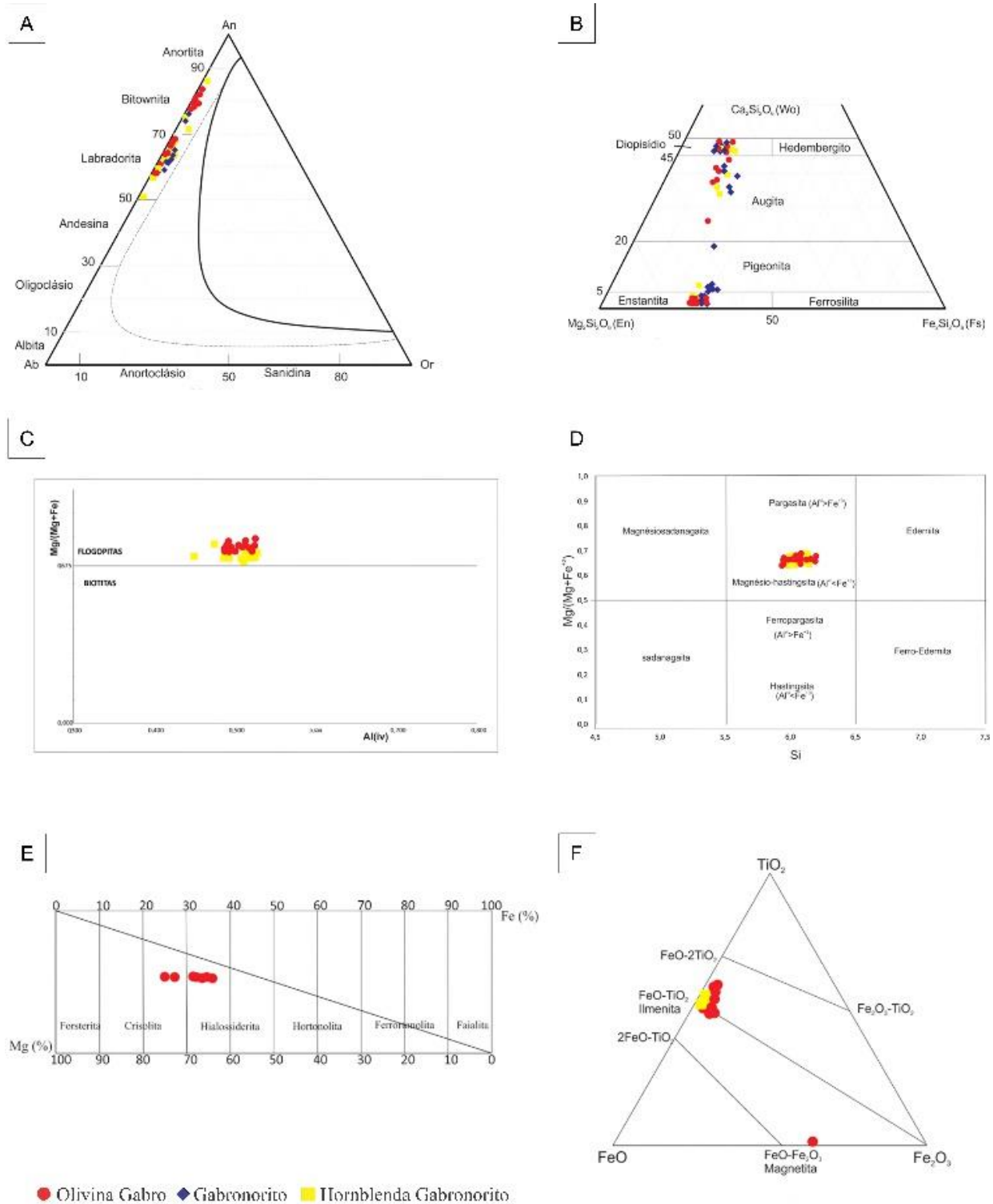


Figura 14: Resultados química mineral: A) Classificação dos plagioclásios segundo Or-Ab-An (Deer et al, 1992). B) Classificação de piroxênios segundo o diagrama En-Wo-Fs de Morimoto et al (1988). C) Diagrama de classificação binário Al (iv) vs. Mg/(Mg+Fe) por Deer et al (1992). D) Diagrama de classificação para anfibólios cálcicos com parâmetros $(Ca)B \geq 1,50$, $(Na+K)A \geq 0,50$, $Ti < 0,50$ definidos por Leake et al., (1997). E) Diagrama de classificação da série isomorfa das olivinas. F) Diagrama de classificação para magnetita e ilmenita no sistema ternário FeO-Fe₂O₃-TiO₂ segundo Budington & Lindsley (1964) adaptado por Haggerty (1976).

5.5 Geotermobarometria

Os resultados dos cálculos termo barométricos (tabela 2) foram obtidos mediante o uso de calibrações empíricas aplicados para clinopiroxênio e ortopiroxênio.

Tabela 2: Geotermobarômetro para Clinopiroxênio e Ortopiroxênio.

Litotipo	Amostra/ponto	Brey & Kohler (1990)	Putirka (2008)	
		T(°C)	T(°C)	P(kbar)
Hornblenda Gabronorito	LX1_C15 px 1c	1014	1061	7.1
	LX1_C15 px 1 b	771	883	4.5
	LX1_C8 px 1 c	1009	1052	6.3
	LX1_C10 px 1 c	1112	1164	2.6
	LX1_C10 px 1 c	1104	1093	5.8
	LX1_C6 px 1 c	1100	1090	7.7
Olivina Gabro	GC9_px 1_c	964	1044	7.6
	GC9_px1_b	969	1019	4.8
	GC9_px 11_c	1056	1084	4.2
	GC9_px 12_b	966	1010	5.9
	GC9_px 13_c	1062	1089	4.3
	GC10_C1 px 1 c	1054	1058	6.0
	GC10_C2 px 1 b	984	1082	8.1
	GC10_C5 px 1	1054	1058	5.2
	GC10_C1 px 1 b	862	1035	1.0
	GC10_C2 px 1 b	761	872	4.5
	GC_813_C7_px 1 b	644	832	2.0
	GC_813_C7_px 1 c	806	903	6.0
Gabronorito	GC7_C1 px 1 c	1022	1019	5.7
	GC7_C1 px 1 b	1008	1004	4.0
	GC7_C1 px 3 c	1069	1170	10.8
	GC7_C1 px 3 b	976	997	1.7
	GC7_C2 px 1 c	1015	1042	5.5
	GC7_C2 px 1 b	973	1023	4.1

O geotermômetro de clinopiroxênio-ortopiroxênio por Brey & Kohler (1990) e o geotermobarômetro de Putirka (2008) estão apresentados na tabela 2, estes foram usados para definir as condições de cristalização destes minerais. Para o cálculo foram usados pares núcleo-núcleo e borda-borda em hornblenda gabronorito, gabronorito e olivina gabro. Putirka (2008) apresenta duas equações para calcular temperatura e pressão, para este caso foram utilizadas as equações que correspondiam aos dados que se adequaram as condições exigidas. Usando Brey & Kohler (1990) as temperaturas em Hornblenda Gabronorito estão entre 1112 e 771°C e segundo Putirka (2008) a temperatura varia de 1164 a 883°C e a pressão de 7.7 a 2.6 Kbar. Para o Olivina Gabro a temperatura

de acordo com Brey & Kohler (1990) varia de 1056 a 644°C e segundo Putirka (2008) de 1084 a 823°C e a pressão de 7.6 a 2 Kbar. No gabronorito segundo Brey & Kohler (1990) as temperaturas de cristalização variam de 1069 a 973°C. Segundo Putirka (2008) as temperaturas nas bordas são de 997 a 1170°C e pressão de 10.8 a 1.7 Kbar.

O geotermômetro de Holland & Blundy (1994) utilizando o par anfibólio e plagioclásio e o geobarômetro por calibração de Schmidt (1992) de Al em hornblenda são comumente utilizados em rochas intermediárias, mas foram aplicados aos gabros que cumpriram as condições propostas pelos autores de An menor que 0,92 e Si menor que 7,8 átomos por unidade de fórmula nos anfibólios. Os resultados estão apresentados na tabela 3. Em olivina gabro, as condições de cristalização de temperatura dos cristais estão entre 930 a 884°C e pressão de 3.5 a 1.0 Kbar. Para Hornblenda Gabronorito as temperaturas variam de 903 a 781°C e 7.2 a 2.6 Kbar. O geotermômetro em Ti em Biotita foi utilizado para compreender as condições de temperatura na formação da flogopita. O geotermômetro é usado pela calibração de Henry et al. (2005), calculado pela fórmula para temperaturas em biotita foi $T = \{[\ln(Ti) - a - c(X_{Mg})^3]/b\}^{0.333}$, onde T está em graus Celsius, Ti é o número átomos por unidade de fórmula (apfu) recalculados na base de 22 Oxigênios, X_{Mg} é Mg/(Mg+Fe), $a = -2,3594$, $b = 4,6482 \times 10^{-9}$ e $c = -1,7283$ como constantes. Os resultados apresentados na tabela 4 mostram valores de temperaturas de cristalização de 800 a 774°C, com pressões variando de 4 a 6 Kbar segundo Henry et al (2005). Para a calibração correta do termômetro X_{Mg} deve ser maior que 0,65.

Os resultados termobarométricos suportam as seguintes interpretações: i) evidências indicativas de mudanças bruscas e acentuadas nas condições de cristalização do primeiro pulso magmático as quais são refletidas nas variações da temperatura e da pressão nas condições de cristalização de olivina gabro que iniciaram em cerca de 1050°C em pressões de 7.6 Kbar (ortopiroxênio) e terminaram aproximadamente em 680°C, e pressões de 2 Kbar (clinopiroxênio). Ii) pulsos magmáticos sucessivos mais fracionados que constituem o gabro, experimentaram condições estáveis na temperatura de cristalização de ortopiroxênios e de clinopiroxênios, sendo no gabronorito entre 1070°C e 973°C e no Hornblenda Gabronorito de 1170°C a 880°C, e entorno de 800 °C para a cristalização de flogopita, mas as variações de pressão permanecem contrastantes, sendo entre 10.8 Kbar e 1.7Kbar. e de entre 7 Kbar e 2.6 Kbar, e para flogopita entre 6 4 Kbar, respetivamente. Estas evidencias são condizentes com um ambiente de cristalização, para os pulsos magmáticos mais fracionados, em câmara magmática termalmente estabilizada. Assim as variações na pressão, não estariam relacionadas apenas a mudanças de pressão litostática (de profundidade), e sim mais coerentes, com variações na pressão dirigida (tectônica). Iii) A variação na pressão

provavelmente teve relação com subida de magma favorecida por quedas de pressão associada a ativações tectônicas e compartimentação da deformação na crosta em zonas de cisalhamento, as quais contribuíram para o alojamento de plútons. Sistemas de cisalhamento e a compartimentação da deformação formando conjugados são entornos comuns na colocação sin-cinemática de plútons (Salazar et al., 2008, Kimbrough, 2014; Archanjo et al., 2021) em ambientes de arco. Um contexto estrutural sin-cinematico à atividade de zonas de cisalhamento deve ter facilitado a ascensão do magma para níveis mais rasos e controlado a colocação do gabro na crosta.

Tabela 2: Geotermômetro anfibólio-plagioclásio e geobarômetro Al em hornblenda.

Litotipo	Amostra/ponto	T (°C) (Holland and Blundy, 1994)	P(Kbar) (Schmidt, 1992)
Olivina Gabro	GC_813_C7_anf 1 borda	906	2.2
	GC_813_C7_anf 1 centro	884	3.5
	GC_813_C8_anf 1 centro	930	1.0
	GC1_134B_C1_anf_2 borda	899	1.8
Hornblenda Gabronorito	c LX1_C4 e 5 anf 1	882	3.3
	b LX1_C1 anf	879	3.5
	b LX1_C1 borda anf	853	4.7
	c LX1_C16 e 21 anf 1	851	4.6
	c LX1_C4 e 5 anf 1	895	2.8
	c LX1_C9 anf 1	815	6.1
	c LX1_C11 anf laranja 2	801	6.0
	c LX1_C11 anf verde 1	832	5.1
	c LX1_C4 e 5 anf verde	863	4.2
	c LX1_C3 anf verde	789	7.0
	c LX1_C4 e 5 anf verde	889	3.2
	c LX1_C16 e 21 anf verde 1	903	2.6
	c LX1_C2 anf verde 1	781	7.2

Tabela 3 :Geotermômetro de Ti em Biotita em Olivina Gabro e Hornblenda Gabronorito.

Litotipo	Amostra/ponto	T(°C)	Litotipo	Amostra/ponto	T(°C)
Olivina Gabro	b GC_813_C13_bt 1	800	Hbl-Gabronorito	b LX1_C1 bt 1	776
	b GC_813_C22_bt 1	780		b LX1_C4 e 5 bt 3	775
	b GC_813_C7_bt 1	774		b LX1_C4 e 5 bt 3	790
	b GC_813_C8_bt 1	791		c LX1_C3 bt 1	780
	b GC10_C1 bt 2 (borda ox)	777		c LX1_C3 bt 2	774
	b GC10_C13 bt 1 (borda ox)	781		c LX1_C3 bt 3	784
	c GC_813_C13_bt 1	776		c LX1_C4 e 5 bt 2	791
	c GC_813_C22_bt 1	800			
	c GC_813_C22_bt 1	798			
	c GC_813_C8_bt 2	800			
	c GC1_134B_C1_bt 1	798			
	c GC10_C2 bt 1	800			

5.6 Geocronologia U-Pb SHRIMP

A geocronologia U-Pb SHRIMP permite a determinação de idade de eventos magmáticos, metamórficos e hidrotermais, com isso foi realizada com o intuito de determinar a idade de cristalização de um olivina gabro da área de estudo. O método U-Pb SHRIMP em zircão possui alta estabilidade isotópica, o zircão, no entanto pode ser metamórfico ou ígneo com isso se faz necessário a descrição do zircão encontrando nos gabros estudados com base nos estudos de Pupin (1980) e Vavra (1990). Os cristais de zircão são 14 sendo que em sua maioria são fraturados e alguns arredondados, estão apresentados na imagem de Catodoluminescência na figura 14. Assim foram distinguidos três tipos morfológicos: O tipo 1 são cristais de zircão prismáticos, euédricos e bipirâmidais, sem núcleos com zoneamento composto de bandas com variações de tons de cinza. O tipo 2 são cristais subédricos com terminações bipiramidais com textura homogênea e zoneamento oscilatório restrito e o tipo 3 são cristais anédricos, arredondados e sem zoneamentos. Os cristais selecionados para análise foram cristais euédricos bipiramidais euédricos e subédricos com aparência límpida e zoneamento oscilatório que segundo Vavra (1990) indica cristais de origem ígnea, os cristais escolhidos estão apresentados da Figura 14 com indicações de onde foram realizados os pontos analíticos e os resultados de idade. Foram obtidos valores de 5 pontos que estão apresentados na curva concórdia U-Pb de Wetherill, com idade de $1946,7 \pm 4,9$ Ma, o intervalo de confiança foi 68,3% (figura 15). Os resultados estão apresentados na tabela 6. Os valores foram de 247 a 382 ppm de Th e de U de 91 a 174 ppm e a razão Th/U é cerca de 0,4, sendo considerados fora do padrão para zircão metamórfico (Rubatto, 2002).

A idade concórdia U-Pb SHRIMP em zircão de $1946,7 \pm 4,9$ Ma é interpretada como idade de cristalização do charnockito encaixante, considerando as idades encontradas na literatura para o gabro e seu charnockito encaixante: o gabro foi datado por Montalvão (1975) que obteve a idade de 1646 ± 55 Ma, pelo método K-Ar em plagioclásio; enquanto os granitos encaixantes da unidade Serra da Prata, foram datadas por Tarazona (2015) e possuem idade $1916,7 \pm 4,5$ Ma pelo método U-Pb SHRIMP em zircão, outra idade obtida para o charnokito foi de 1944 Ma por Fraga (2002) pelo método Pb-Pb em zircão. A interpretação desta idade tem relação com evidências de assimilação incompleta de hiperstênio monzogranito no gabro como a presença de xenocristais de feldspato o que também poder ter ocorrido com os cristais de zircão aqui datados.

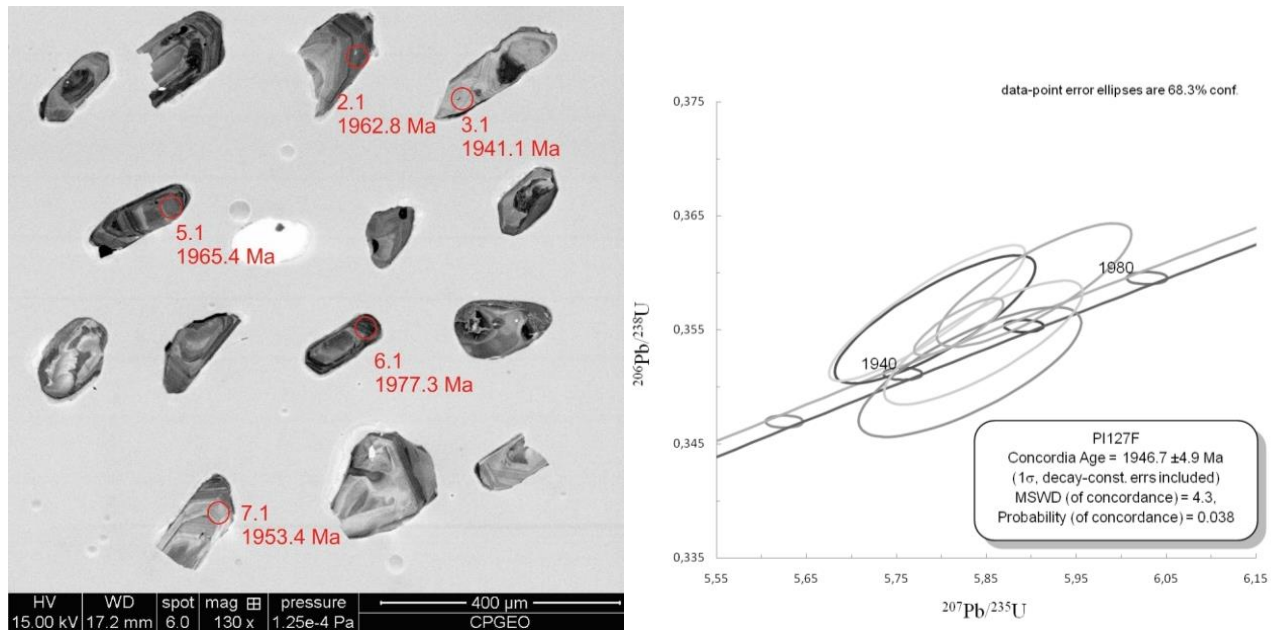


Figura 15: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão herdados que foram selecionados para datação, indicando os pontos de análise e idade obtida $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ com Pb corrigido. Diagrama condórdia U-Pb das amostras de zircão herdado analisadas (Wetherill, 1956).

Tabela 4: Resultados da geocronologia U-Pb SHRIMP.

Spot Name	% ²⁰⁶	ppm U	ppm Th	²³² Th/ ²³⁸ U	ppm ²⁰⁶ Pb	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s err	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s err	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	1s err	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	1s err	²⁰⁸ Pb/ ²³² Th	1s err	%Discordant
PI127 F-2.1	0.00	247	107	0.45	75.4	1962.8	17.6	1968.1	20.4	1965.3	18.7	1927	13	1915	36	-2
PI127 F-3.1	-0.11	261	91	0.36	78.5	1941.1	17.9	1937.6	20.5	1926.2	18.8	1962	16	2278	55	1
PI127 F-5.1	0.00	382	174	0.47	116.9	1965.4	18.7	1971.9	21.7	1968.3	19.9	1921	10	1914	43	-2
PI127 F-6.1	-0.06	320	129	0.42	98.5	1977.3	17.0	1981.8	19.7	1976.8	17.9	1945	12	1985	37	-2
PI127 F-7.1	-0.09	287	122	0.44	87.1	1953.4	17.0	1953.0	19.6	1949.8	18.0	1954	13	2019	39	0

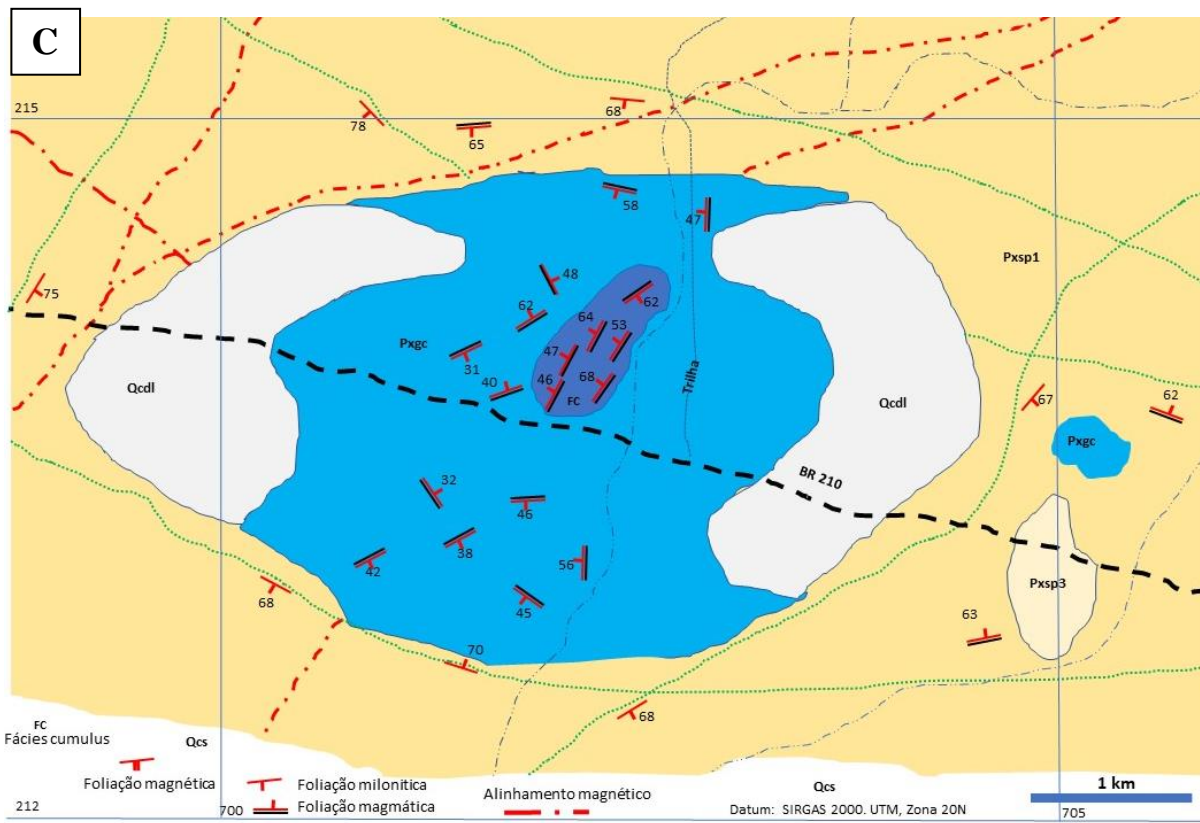
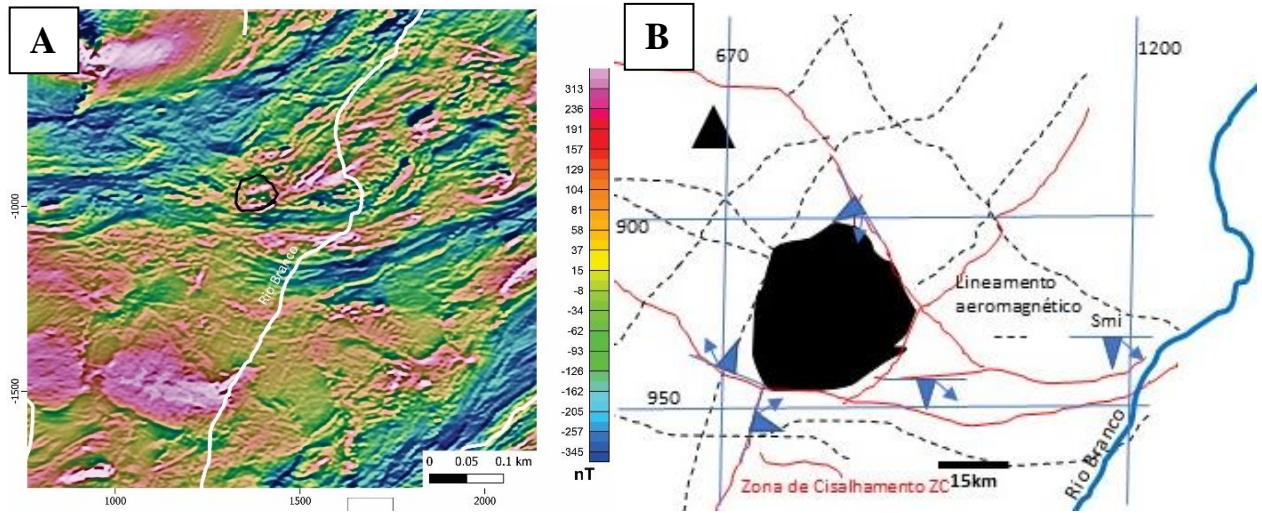
5.7 A origem magmática da trama do Gabro Caracaráí

Na compreensão da estruturação mais regional da área onde aflora o Gabro Caracaráí foram destacados lineamentos a partir de imagens aero magnéticas da primeira derivada vertical do campo magnético residual (1DVZ do CMR). Esses lineamentos aeromagnéticos foram integrados com dados estruturais in situ, de modo a identificar estruturas próximas ao gabro e sua continuidade espacial (Figuras 16 A e B). As principais estruturas observadas por volta do gabro incluem foliação magmática e foliação milonítica. A foliação milonítica exhibe atitudes principalmente para o azimute 080° balizando a forma subelíptica do plúton, com desvio dominante para o intervalo 030°-050°, e

subordinados para 320° . Essa foliação se corresponde com zonas de cisalhamento que definem lineamentos nas imagens regionais aeromagnéticas. Ao interior do gabro fácies cumulus na que predomina foliação magmática a qual foi observada localmente (Figura 16C e D), também ocorrem localmente, estruturas rúpteis discretas de até 2 cm de largura, mas sem deformação milonítica. No charnockito hospedeiro do Gabro Caracaraí também se observa foliação magmática com atitude dominante 080° e $280^\circ/62^\circ-65^\circ$. Esta foliação é definida pelo alinhamento das fases minerais máficas e félsicas (Figura 16C e D). Ao interior do gabro, textura adcumulativa constituída por agregados elípticos alinhados de piroxênios e por cristais tabulares de bitownita e de labradorita também alinhados, marcam a foliação magmática constituindo uma faixa com atitude principal entorno dos azimutes 230° variando para 050° com mergulhos entre $40^\circ-60^\circ$ (Figura 16C e D).

5.8 Anisotropia de susceptibilidade magnética

A resposta da susceptibilidade magnética média (K_m) do Gabro Caracaraí foi medida em 27 afloramentos. Dos resultados obtidos se destacam dois grupos: um (20 afloramentos, 74%) que possuem valores baixos variando no intervalo de 0,6 a 5,6 mSI, sendo que 85% (17 afloramentos) têm $K_m < 2,95$ mSI (tabela 5) e os valores de foliação e da lineação magnética (K_3) estão representados nas figuras 17A e 17B. Estes valores de K_m média, são sugestivos de rochas com baixo teor em minerais ferrimagnéticos (magnetita). O outro grupo de dados (9 afloramentos, 26%), têm K_m média > 24 mSI, nos que o marcador dessa resposta magnética, se caracteriza pela presença de minerais ferrimagnéticos (magnetita). O grau de excentricidade do elipsoide de anisotropia magnética (P_j) não exhibe correlação com o valor médio de K_m (Figura 17A). Assim, P_j varia entre 3 % e 13 % de grau de estiramento para 72% dos dados (20 afloramentos), e de 16 % a 56 %, nos 9 afloramentos restantes. O parâmetro de forma T, mostra que a geometria do elipsoide de anisotropia magnética é (> 0) principalmente oblato ou planar (0,023-0,64) em 18 afloramentos (66%), e negativo ($< 1,157$) ou prolato (linear) em 34 % dos afloramentos), e não mostra relações de dependência com o parâmetro P_j (Figura 17B).



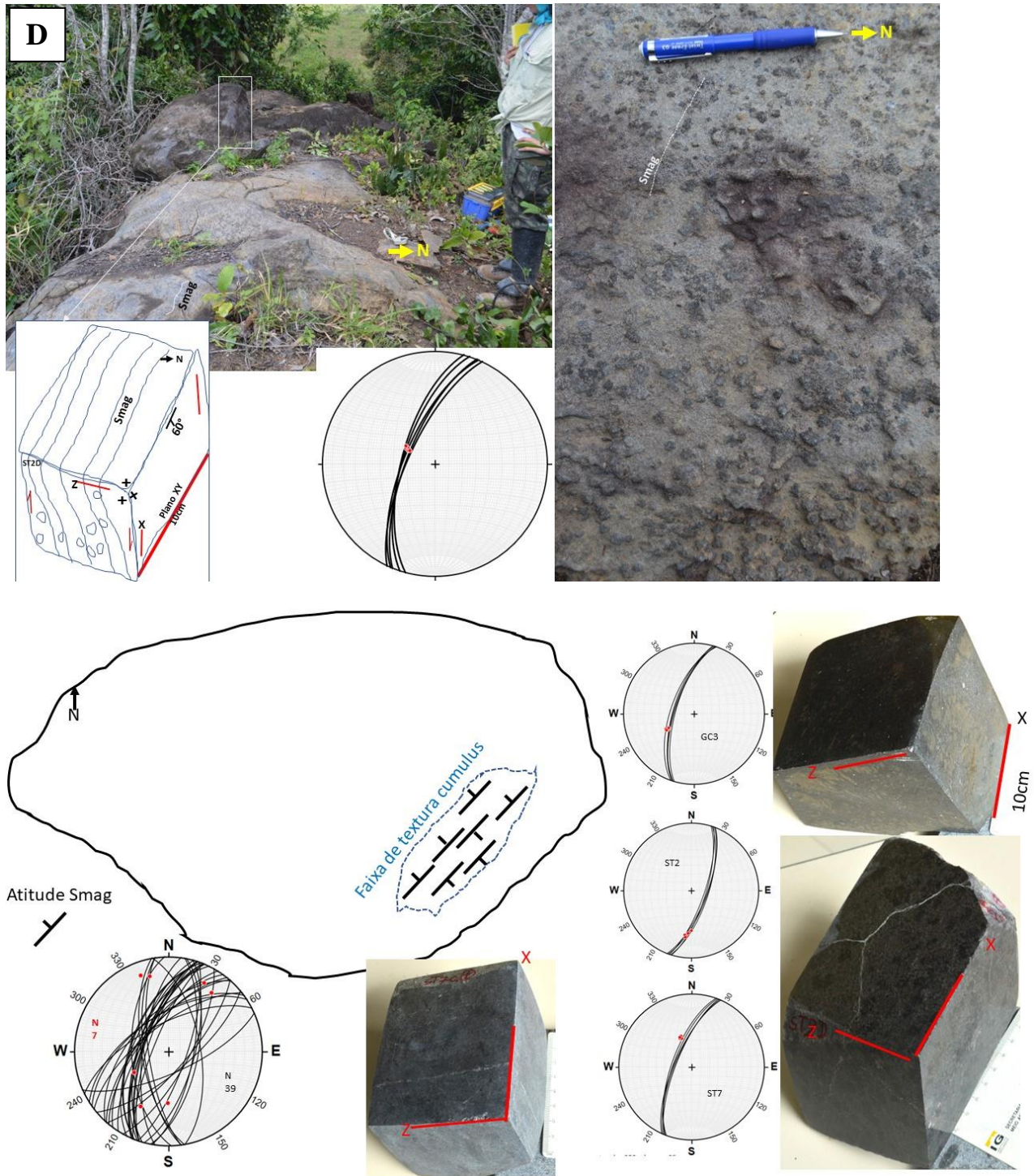


Figura 16.: Estruturação na região ao sul da serra da Prata onde aflora O Gabro Caracaraí. A) lineamentos aero magnéticos usando 1DVZ do CMR. B) Foliação milonítica e zonas de cisalhamento associadas. C) lineação e foliação magmática interna do gabro. D) Petrogramas dos silicatos máficos registradas no Gabro Caracaraí. Com destaque para organização da foliação magmática, e da lineação mineral associada, assim como dos indicadores cinemáticos, na faixa com textura cumulus.

Foram selecionadas amostras de rochas de 8 afloramentos (GC17, 18, 19, 20, 23, 26, 31, 34) nos que a susceptibilidade magnética média Km varia entre 0,66 e 5,6 mSI, para realizar em elas análises da resposta magnética da rocha descritos a seguir: i) **análises termomagnéticas** consistem na trituração da amostra até tamanho areia fina, depois de quartejada são retirados 20 gr e guardados

em proveta de vidro. Depois a amostra na proveta é submetida a campo magnético H constante variando a temperatura entre $-200\text{ }^{\circ}\text{C}$ e $800\text{ }^{\circ}\text{C}$ (ciclo de aquecimento) e de resfriamento até a temperatura ambiente ($20\text{ }^{\circ}\text{C}$); **ii) análises de Remanência Magnética Induzida (IRM)** que se fazem em temperatura ambiente, se baseiam na medição da susceptibilidade magnética em resposta à aplicação de campo magnético orientado nas três dimensões espaciais (XYZ) na amostra de rocha (espécime usado para medida de ASM). A campo magnético (H) é aplicado mediante pulso magnético, que varia de intensidade em 34 *steps*, de 10 *militeslas* a 1,2 *teslas*. Estas análises têm o propósito de determinar os marcadores (minerais magnéticos) que definem a resposta magnética no Gabro Caracaraí. Estas análises são complementares e foram comparadas para identificar as propriedades magnéticas dos minerais constituintes do gabro. Os resultados mostram dois grupos principais de respostas magnéticas (figura 18):

- i) para as amostras GC18,26,31 com K_m entre 0,66 e 1,52 mSI, a curva de IRM adquirida exibe alta inclinação entre 0 % e 80% da susceptibilidade (K_t) para H entre 0,25 e 0,80 mT, e muda de inclinação até a saturação de K_t , entre 0,2 e 0,3 de H aplicado. Este comportamento indica a presença de uma fração mineral de baixa coercividade (fácil magnetização). Para valores de $H > 0,3\text{ mT}$ e até 1,2 T, a curva de IRM exibe trajetória ligeiramente contínua, e plana, mantendo a K_t sutilmente variável. Este comportamento é condizente com a saturação magnética remanente (máxima capacidade de magnetização de um material, exemplo a magnetita), dominando. No entanto, indicando que na amostra estão presentes fases minerais de alta coercividade (que não saturam sua capacidade de magnetização como por exemplo na hematita).

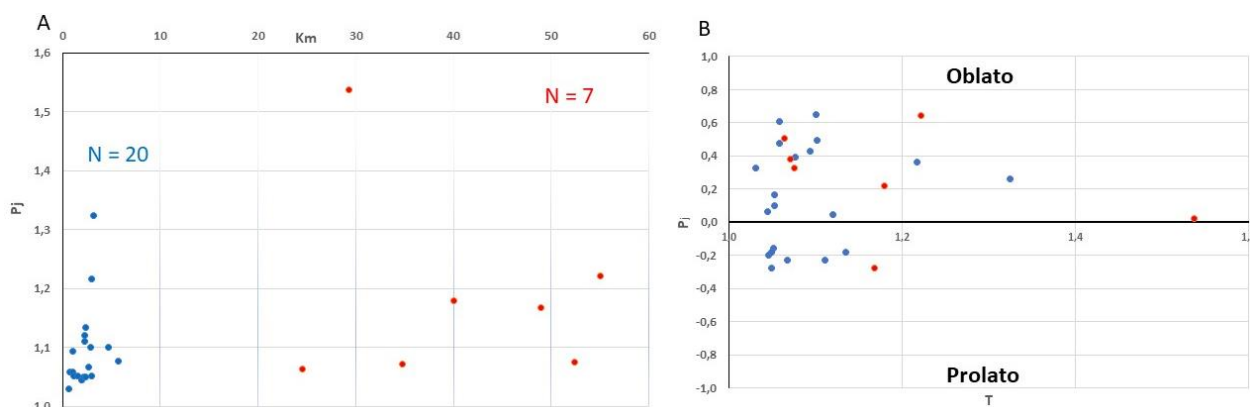


Figura 17: Comportamento mineral magnético interno no Gabro Caracaraí. A) Relação entre a susceptibilidade magnética média K_m com o grau de anisotropia P_j e B) Relação entre P_j e o parâmetro de forma T do elipsoide de anisotropia magnética.

Quando observadas as trajetórias dos ciclos de aquecimento e resfriamento da resposta da susceptibilidade magnética (K_t) em campo magnético H constante, se tem: i) para o ciclo de aquecimento, observa-se que entorno de $-160\text{ }^{\circ}\text{C}$, ocorre a transição de *Verwey* (mudança na resposta

magnética e no ordenamento cristalino da magnetita), mas apenas na amostra GC31, no entanto, em todas as amostras, se manifesta acentuado decréscimo da K_t até a temperatura ambiente, a partir da qual decresce levemente até o intervalo de 200 °C a 300 °C, onde se observa constante. A partir de 300 °C a susceptibilidade magnética decresce bruscamente nas amostras G18 e 26, até os 370 °C, a partir desta temperatura, em todas as amostras se observa estável até aproximadamente 480 °C onde aumenta o valor de K_t até aprox. 560 °C. Esse comportamento é denominado de efeito *Hopkinson* e ele ocorre em resposta a mudanças de fases minerais instáveis pelo efeito da temperatura ou no comportamento magnético de fases multidomínio (magnetita grossa). A partir 570- 580 °C, a K_t cai acentuadamente este comportamento é típico da temperatura de Curie (T_c) da magnetita, até entorno de 600 °C onde a curva muda de inclinação (presença de minerais coercivos como hematita). No fim do ciclo (entorno de 700 °C), ocorre a randomização quase total das propriedades magnéticas, a falta de total randomização pode ser atribuída à presença de minerais paramagnéticos silicatos como olivina, piroxênio e hornblenda no gabro. O ciclo de resfriamento exhibe uma trajetória similar à acima descrita, sem variação relevante da capacidade de magnetização, exceto na amostra GC26, a qual mostra aumento da susceptibilidade magnética como resposta das transformações induzidas no experimento.

ii) Nas amostras GC17,19,20 observam-se características similares às descritas acima, no entanto destacam-se as seguintes diferenças: - na curva de IRM as amostras GC19,20 observa-se relevante magnetização natural ao início do experimento. - A partir de 0,2 mT, não ocorre a saturação magnética, indicando a presença de minerais coercivos. - Nas curvas termomagnéticas, a ocorrência da transição de *Verwey* (-160 °C), do efeito *Hopkinson* (entorno de 300 °C-400 °C), e da randomização da magnetização na temperatura de Curie (573 °C), além da semelhança das curvas dois ciclos sem variação na susceptibilidade magnética, são indicadores do domínio de magnetita nas amostras, assim como da ausência de transformações de fases minerais durante o experimento.

Tabela 5: Parâmetros de anisotropia de susceptibilidade magnética para O Gabro Caracará.

	Local	x	y	Km mSI	K1 Strike	dip	$\alpha 1$	K2 Strike	Dip	$\alpha 2$	K3 Strike	Dip	$\alpha 3$	Smt Strike	Dip	Pj	T	N
1	18	702489	213478	0,66	150	14	12,5	274	66	14,9	54	19	13,7	144	71	1,030	0,325	7
2	20	702523	213530	0,70	353	25	22,2	137	60	22,3	255	16	8,1	345	74	1,058	0,609	9
3	26	702449	213554	1,05	95	59	26,1	212	15	30,7	310	26	20,7	40	64	1,093	0,429	11
4	34	703012	213586	1,09	18	33	12,3	114	8	11,8	216	55	9,5	306	35	1,058	0,475	14
5	21	702474	213585	1,14	157	59	9,6	12	27	14,1	274	16	15,0	4	75	1,052	0,098	12
6	31	702332	212882	1,52	40	49	20,6	252	36	33,8	150	16	30,1	240	74	1,052	0,168	9
7	29	702956	213543	1,94	277	17	15,0	13	20	26,8	151	63	26,7	241	27	1,045	-0,201	7
8	28	702941	213550	1,96	41	3	14,3	220	87	19,0	311	0	17,2	41	90	1,044	0,066	13
9	35	702999	213607	2,19	64	7	21,0	325	54	27,5	159	36	28,6	249	54	1,049	-0,182	6
10	19AB	702529	213628	2,21	36	4	8,0	304	37	7,7	131	53	9,0	221	37	1,120	0,049	9
11	19CD	702529	213628	2,21	29	5	19,3	123	39	21,9	293	51	13,1	23	39	1,111	-0,230	7
12	30	702332	212897	2,32	60	30	22,0	203	54	24,8	319	18	21,8	49	72	1,049	-0,274	10
13	15	702474	213373	2,35	99	26	17,0	204	28	18,0	334	50	13,5	64	40	1,134	-0,182	18
14	36	702984	213577	2,63	285	40	16,1	18	4	29,0	113	50	29,3	203	40	1,067	-0,229	10
15	24	702511	213684	2,82	34	3	27,5	299	57	27,5	126	33	15,1	219	57	1,101	0,495	13
16	32	702329	212869	2,92	206	44	17,0	304	9	25,9	43	45	24,2	133	45	1,051	-0,157	12
17	25	702511	213724	2,94	66	26	4,6	162	11	5,4	273	62	4,2	3	29	1,217	0,360	16
18	23	702517	213653	3,20	344	7	6,2	253	1	7,7	157	83	5,8	247	7	1,324	0,263	15
19	22	702508	213634	4,68	113	53	23,5	9	10	23,7	272	35	0,8	2	55	1,100	0,649	17
20	17	702468	213287	5,65	130	5	25,0	222	17	33,8	25	72	28,2	115	18	1,076	0,392	11
21	43	703353	212744	24,50	206	43	54,1	82	32	54,2	330	31	21,6	60	59	1,064	0,504	16
22	39	703170	212618	29,30	191	6	10,6	282	7	10,3	57	81	6,1	147	9	1,537	0,025	7
23	37	703312	212744	34,80	258	12	29,5	133	69	29,2	352	17	14,2	82	73	1,071	0,380	11
24	27	702446	213484	40,00	294	27	12,3	175	44	12,4	44	34	11,4	134	56	1,179	0,221	12
25	42	703306	212707	48,90	263	44	17,5	38	36	29,6	148	24	28,3	238	66	1,168	-0,278	13
26	38	703281	212741	52,40	258	27	7,0	99	62	7,3	353	9	7,1	83	81	1,075	0,329	16
27	3X	703733	212497	55,00	300	13	10,9	91	76	11,2	209	7	4,5	299	83	1,221	0,641	24

N, número de analisados por afloramento; Km, susceptibilidade magnética média de todos os espécimes do afloramento em (10^{-3} SI); grau de excentricidade do elipsoide de anisotropia da susceptibilidade magnética (ASM) Pj; parâmetro de forma do elipsoide T, os parâmetros K1, K2 e K3 representam os eixos de orientação do elipsoide de ASM (em azimute e mergulho). Os parâmetros $\alpha 1$ a 3, representam a dispersão angular máxima (medida em graus para 95% da elipse de confiança ao redor da orientação principal de cada eixo de anisotropia da susceptibilidade magnética).

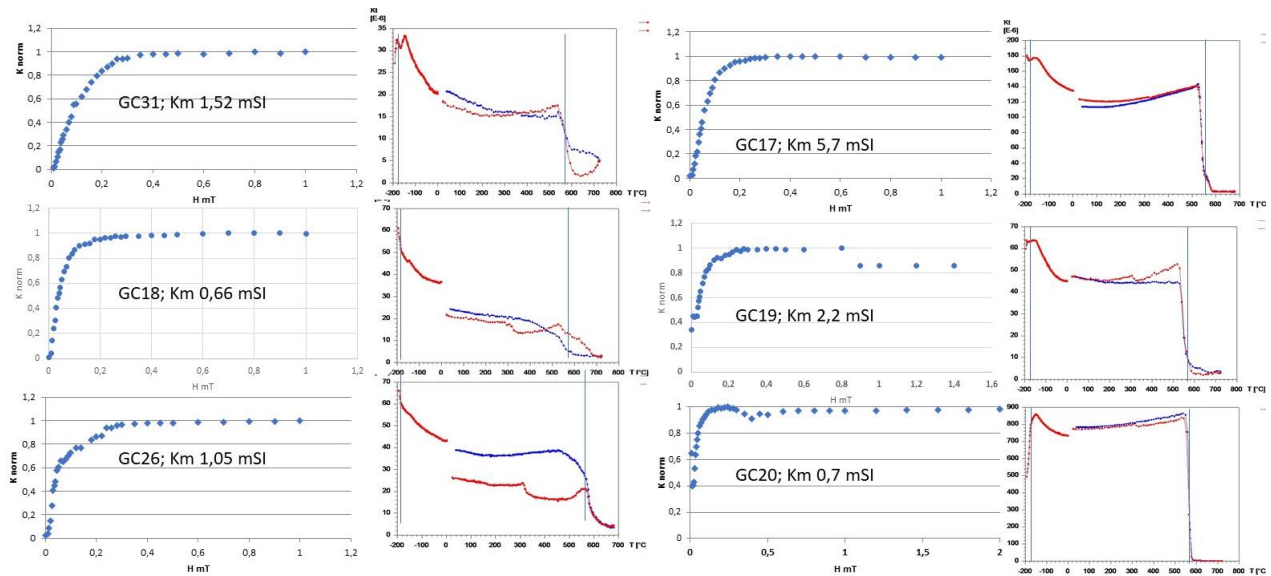


Figura 18: Resultados das análises de remanência magnética induzida (H_{mT} vs K_{norm}) e termomagnéticas (T $^{\circ}C$ vs K_{total}), para rochas do Gabro Caracaraí.

5.9 O registro de petrotramas no Gabro Caracaraí

A geometria planar ou oblata caracteriza os elipsoides de Anisotropia de Susceptibilidade Magnética ASM no gabro estudado, essa forma é compatível com uma foliação magnética com mergulhos $> 30^{\circ}$ que ocorre em 82% dos afloramentos e por tanto é representativa da subtrama magnética do plúton. Assim, as características desta subtrama magnética coincide em atitude e com o valor do ângulo de mergulho, com a atitude da foliação magmática, sendo que esta última tem em 95% dos dados, mergulho $> 59^{\circ}$. Destaca-se que a foliação magmática foi observada e reconhecida pelo alinhamento e organização de agregados de silicatos máficos a qual foi medida na faixa de fluxo com textura adcumulus (localizada para o limite SE, do plúton. Já foliação magnética é definida pela organização de óxidos de ferro (principalmente magnetita e ilmenita) que cristalizaram como minerais acessórios acompanhando cristais de olivina, piroxênios e plagioclásios, constituintes do gabro. A distribuição espacial da foliação magnética no gabro mostra-se dispersa, mas com duas orientações subordinadas uma no intervalo de azimutes 028° - 064° (em 12 afloramentos, Figura 19) e outra para no intervalo de azimutes 120° a 146° (em 7 afloramentos), mas com mergulhos variáveis, no entanto 82% dos dados, exibem mergulhos $> 35^{\circ}$. A lineação magnética é principalmente de baixo ângulo de inclinação, sendo o mergulho dela $< 33^{\circ}$ em 61 % dos afloramentos. A foliação magnética mostra transporte de massa concentrado para os quadrantes NW-SE (Figura 19). A falta de uma orientação dominante da subtrama magnética é sugestiva de mecanismos de colocação e registro da trama magnética no gabro, influenciados por processos de câmara relacionados a subida e espalhamento convectivo do magma. No entanto, o registro de uma

trama de silicatos, definindo uma faixa de textura cumulus com foliação magmática orientada para o intervalo de azimutes aproximadamente 180° - 240° , com altos ângulos de mergulho $> 59^{\circ}$, comprova que tais processos de câmara, ocorreram com transporte (lineação mineral de baixo *rake*) caindo para os azimutes 260° e 330° (GC3 e ST7) com cinemáticas sinistra e dextral, respectivamente, assim como em ST2 onde a lineação cai para o azimute 170° com cinemática sinistral (Figura 19). Este contexto é coerente com o registro de subtramas magnéticas locais, sugerindo que o alojamento plutônio também foi influenciado por regime de cisalhamento e ficou bem registrado na subtrama de silicatos máficos.

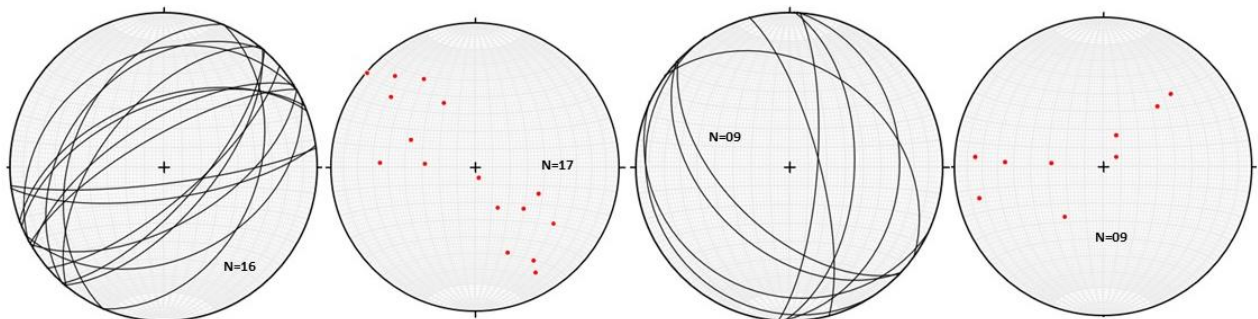
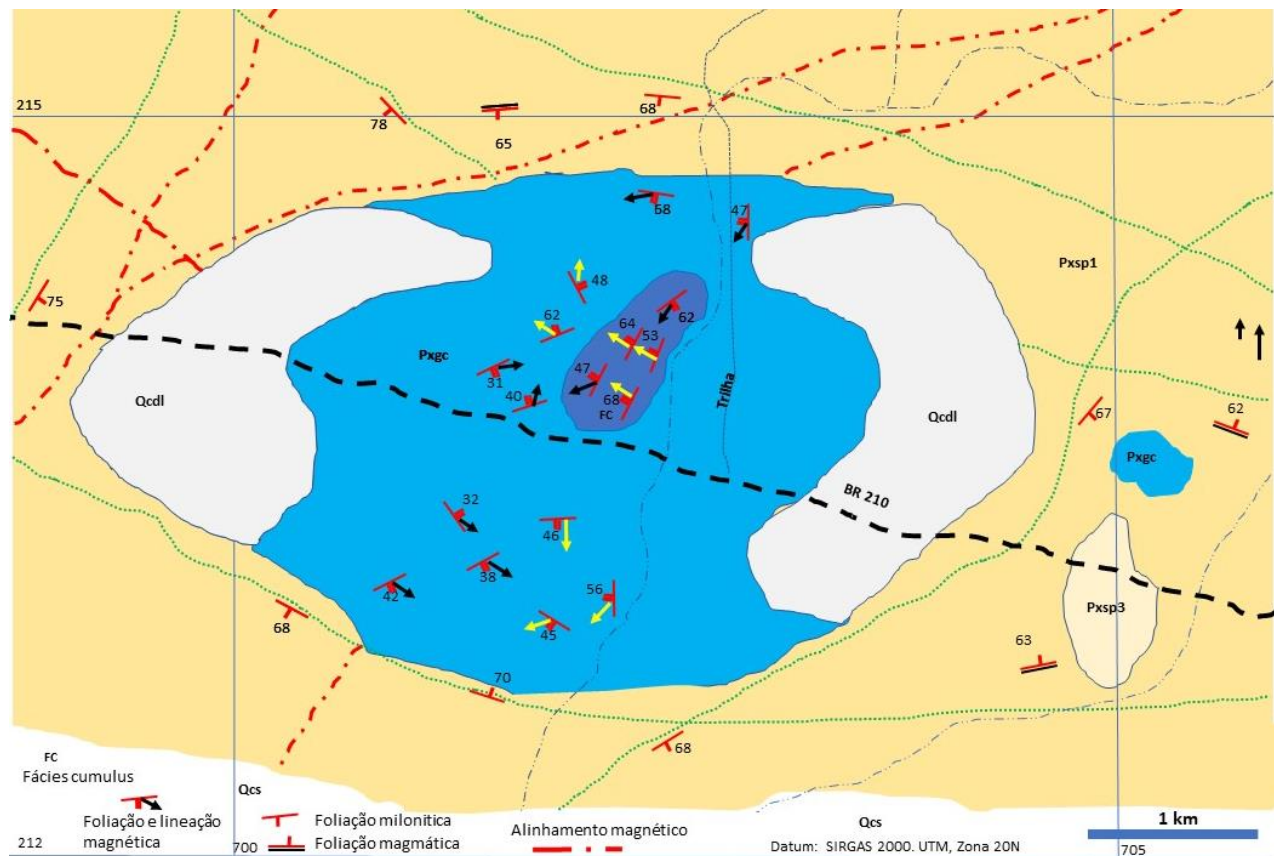


Figura 19: Petrotrama magnética no Gabro Caracará. A) distribuição espacial da orientação da taram magnética com destaque para a organização da foliação magnética e da lineação magnética (flechas em preto com mergulho $< 30^{\circ}$ e flechas em amarelo com mergulho $> 30^{\circ}$). B) diagramas de projeção hemisfério inferior da foliação magnética (representação ciclográfica), e da lineação magnética (projeção polar).

5.10 O significado das petrotramas

O significado das petrotramas é entendido a partir dos seguintes critérios: i) os valores de susceptibilidade magnética são $> 1.05 \text{ Km}$ em 92%, sugerindo a presença de magnetita, que por sua vez é comprovada no experimento de remanência magnética isoterma, quando exibe saturação magnética induzida ainda quando aplicados baixos campos magnéticos ($< 0,3 \text{ mT}$). ii) o claro registro da transição de *Verwey* entorno de $-160 \text{ }^\circ\text{C}$ e a ocorrência da temperatura de Curie próxima a $573 \text{ }^\circ\text{C}$, assim como o fato de esse comportamento se repetir na maioria dos resultados analíticos. Tais evidências indicam que a magnetita, prevalece como marcador da trama magnética do gabro estudado. A cristalização de magnetita no gabro Caracaraí se relaciona com condições oxidantes que seriam adquiridas durante o alojamento do gabro mediante o ingresso de água ao sistema magmático. Essas condições oxidantes particularmente teriam se desenvolvido durante a cristalização da fácies hornblenda gabro (mais fracionada). Assim o desenvolvimento da trama magnética no gabro é interpretada como provavelmente facilitada por condições de alojamento sin-cinemático associada a deformação em zonas de cisalhamento. Estas hipóteses se apoiam no fato de no gabro se desenvolver: i) uma fácies cumulus na que a foliação magnética é paralela à foliação de marcada por cristais de piroxênio e plagioclásio (magmática). ii) os parâmetros de forma da trama magnética que caracteriza a estruturação no gabro mostra o predomínio de elipsoides magnéticos planares de baixa excentricidade ou grau de estiramento $3\% < P_j < 13\%$ o que condiz com o desenvolvimento de foliação, tal como refletido pela organização de silicatos e de óxidos durante a cristalização do gabro. Iii) a orientação da lineação magnética, representaria o transporte de massa durante o alojamento plutônico, esta lineação indica rotação (figura 20) coerente com cinemática das estruturas transcorrentes que balizam o plúton de gabro. Iv) destaca-se que na resposta magnética do gabro, foi detectada a presença de ilmenita e de hematita, assim como a contribuição de silicatos máficos na susceptibilidade total. Os elipsoides de ASM são bem definidos, em particular quando observados os resultados para o gabro com textura cumulus, assim localmente comprova-se que as tramas magnética e de silicatos foram registradas de forma coerente e pelos mesmos processos petrogenéticos.

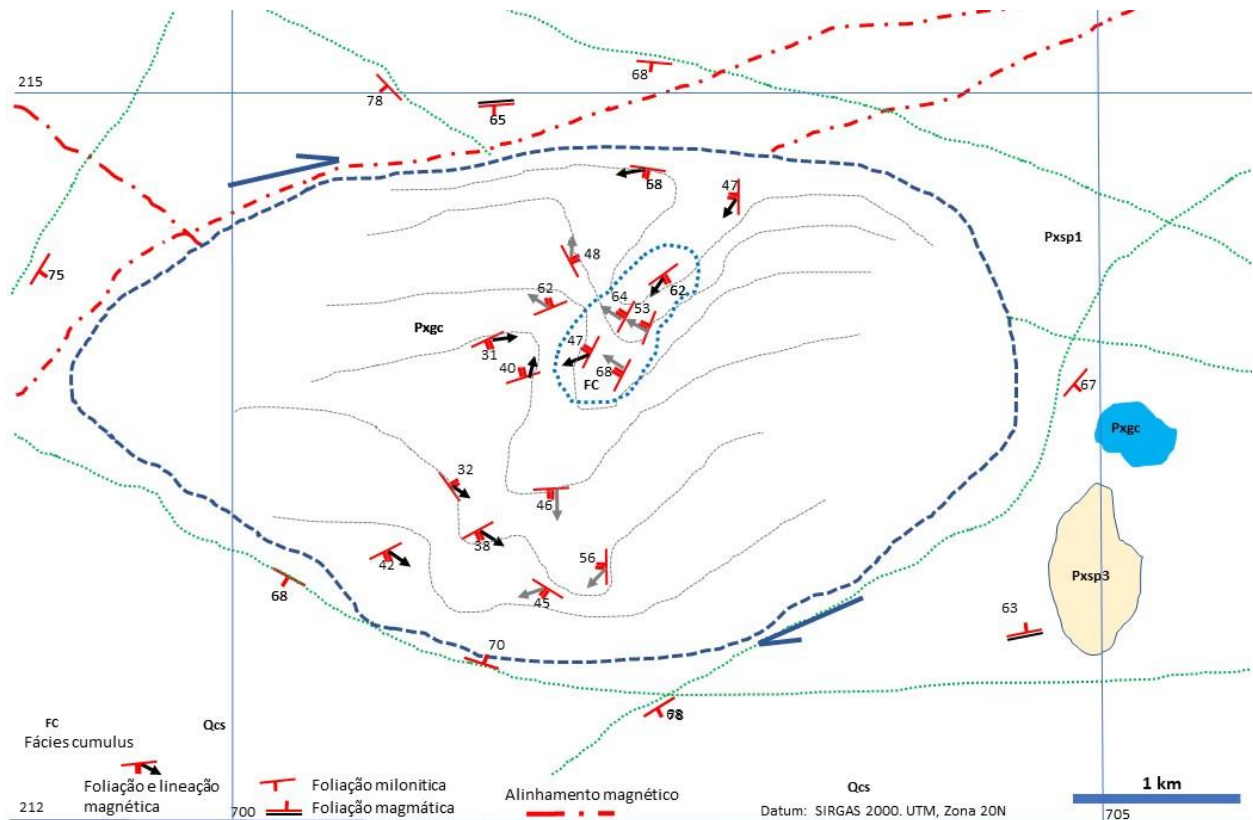


Figura 20: Modelo de alojamento plutônico baseada no desenvolvimento de trama de origem magnética no Gabro Caracará. Linhas inferidas de fluxo magmático conforme a orientação da lineação magnética. Provável relação do desenvolvimento da trama magnética sob controle de rotação associada ao sistema de cisalhamento que deformou o charnockito hospedeiro do Gabro Caracará.

6 CONCLUSÕES

Foram identificados três litotipos na área de estudo, olivina gabro como fácies principal e uma subfácies de hornblenda gabronorito e outra fácies gabronorito. Com isso também identificadas as principais texturas presentes nesses gabros, permitindo a caracterização e distinção delas, assim como processos de fracionamento e contaminação. Os resultados litogeoquímicos levaram a separação dois grupos: i) com composições básicas toleíticas e comportamento típico de rochas formadas por processos de cristalização fracionada. ii) que apresenta composições intermediárias com caráter variando para cálcio-alcálico e teores elevados de ETR's e comportamento compatível com rochas afetadas por processos de assimilação de rocha encaixante. Os discriminantes de ambiente geotectônico sugeriram ambientes de arco com influência de subducção e fusão parcial de fontes mantélicas anidras e hidratadas. A química mineral deu condições para realizar cálculos de geotermobarometria, assim foi obtida a temperatura e a pressão de cristalização para os litotipos identificados e pode-se interpretar o alojamento plutônico ocorreu em temperaturas variando entre 1160°C e 680°C e pressões de 4 Kbar a 10 Kbar. As análises geocronológicas U-Pb SHRIMP em

zircão herdado dataram o Charnockito encaixante com de idade Paleoproterozóica ($1946,7 \pm 4,9$ Ma). Em imagens aeromagnéticas identificou-se lineamentos magnéticos, os próximos aos limites do gabro foram validados a partir de dados de campo que comprovam o desenvolvimento de foliação milonítica, determinando assim que zonas de cisalhamento influenciaram a colocação na crosta do gabro Caracaraí. A análise de petrotramas comprova o desenvolvimento de foliação e lineação mineral de origem magmática, suportadas na orientação da subtrama de silicatos e da subtrama de óxidos de ferro que definem foliação e de lineação magnética. A subtrama magnetita foi definida como marcador principal da trama magnética a partir dos valores de susceptibilidade magnética, da remanência magnética isothermal com saturação magnética induzida pela aplicação de baixos campos ($< 0,3$ mT), pela transição de *Verwey* entorno de -160 °C e a ocorrência da temperatura de Curie próxima a 573 °C.

7 REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Almeida, M. 2006. *Evolução geológica da porção centro-sul do Escudo das Guianas com base no estudo geoquímico, geocronológico e isotópico dos granitoides Paleoproterozóicos do sudeste de Roraima, Brasil*. Tese de doutorado. Pará: Universidade federal do Pará. 241 P.
- Amaral, G. 1974. *Geologia pré-cambriana da região Amazônica*. Dissertação de Livre Docência. Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo. 217p.
- Amaral, G. 1984. "Províncias Tapajós e Rio Branco." *O Pré-Cambriano do Brasil*. Editora Edgard Blücher Ltda., São Paulo: p.6-35.
- Archanjo, C., 2020. Composite magmatic/magnetic fabrics evidence late AMS in syn-tectonic dikes in the Monteiro-Sumé plutonic-volcanic complex (NE Brazil). *Journal Structural Geology* 140, 104154. <https://doi.org/10.1016/j.jsg.2020.104154>.
- Archanjo CJ., Salazar CA., Caltabellota FP., Rodrigues SWO. 2021 The onset of the right-lateral strike-slip setting recorded in magnetic fabrics of A-type granite plutons of the Ribeira belt (SE Brazil). *Precambrian Research* 366 106417. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2021.106417>
- Barbarin, Bernard. 1999. *A review of the relationships between granitoid types, their origins and their geodynamic environments*. *Lithos* 46: 1999 605–626.
- Barbey, P.; Gasquet, D.; Pin, C.; Bourgeix, A.L. *Igneous banding, schlieren and mafic enclaves in calc-alkaline granites: The Budduso pluton (Sardinia)*. *Lithos*, 104: 147–163. 2008.
- Barboni, M.; Annen, C.; Schoene, B. *Evaluating the construction and evolution of upper crustal magma reservoirs with coupled U/Pb zircon geochronology and thermal modelling: a case study from the Mt. Capanne pluton (Elba, Italy)*. *Earth and Planetary Science Letters* vol. 432: 436–448. 2015.
- Barnes SJ; Mole DR; Le Vaillant M; Campbell MJ; Verrall MR; Roberts MP; Evans NJ. Poikilitic Textures, Heteradcumulates and Zoned Orthopyroxenes in the Ntaka Ultramafic Complex, Tanzania: Implications for Crystallization Mechanisms of Oikocrysts. *Journal of Petrology*, 2016, Vol. 57, No. 6: 1171–1198. doi: 10.1093/petrology/egw036
- Barron, C.N. 1966. Notes on the Stratigraphy of Central British of Guyana. In: Conferência Geológica Interguianas, 6. Anais... BelCm, Pard, Brazil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Avulso, v. 41, p. 121-126.
- Bea F, GB Fershtater, P Montero, VN Smirnov, J.F. Molina. Deformation-driven differentiation of granitic magma: the Stepninsk pluton of the Uralides, Russia- *Lithos*, 81: 209-233, 2005.
- Best, M. G. 2002. *Igneous and Metamorphic Petrology*, 2nd ed. Wiley-Blackwell, 752p.
- Blundy, JD., & Wood, BJ. (1991). Crystal-chemical controls on the partitioning of Sr and Ba between plagioclase feldspar, silicate melts and hydrothermal solutions. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 55, 193 - 209.

- Brey, G. P., & Köhler, T. 1990. Geothermobarometry in four-phase lherzolites II. New thermobarometers, and practical assessment of existing thermobarometers. *Journal of Petrology*, 31(6), 1353-1378.
- Brunt, J.P.; Gapais, D.; Cogne, J.P.; Ledru, D.; Vigneresse, J.L. *The Flamanville granite _NW France.: an unequivocal example of a syntectonically expanding pluton*. *Journal of Geology*. 25: 271–286.1990.
- Bouchez, J.L.; Hutton, D.H.W.; Stephens, W.E. *Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*. Kluwer Academic Publishers, The Netherlands. p. 358. 1997.
- Cabanis, B., & Lecolle, M. 1989. Le diagramme La/10 e Y/15 e Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Paris*, 309.
- Camaro, C. A. B. 2017 *Geologia e gênese das ocorrências de Ti, Nb e ETR's na Serra Repartimento, Roraima*. Dissertação de mestrado. Manaus. Universidade Federal do Amazonas. 174p.
- Christiansen Eric H., Best Myron G., Radebaugh Jani. The origin of magma on planetary bodies. *Planetary. Volcanism across the Solar System*, 1: 235-270. doi.org/10.1016/B978-0-12-813987-5.00006-7
- Clark, L. A. 1960. The Fe-As-S system--Phase relations and applications. *Economic Geology*, 55(7), 1345-1381.
- Clemens, J.D.; Mauer, C.K. *Granitic magma transportation by fracture propagation*. *Tectonophysics*. Vol. 204:339-360. 1992.
- Clemens JD; Stevens G, 2012, What controls chemical variation in granitic magmas? *Lithos*, 134-135. 317-329. doi:10.1016/j.lithos.2012.01.001.
- Cordani, U.G.; Tassinari; C.G.C.; Teixeira, W.; Basei, M.A.S.; Kawashita, K. 1979. Evolução tectônica da Amazônia com base nos dados 136 geocronológicos. In: Congresso Geológico Chileno, 2. Arica. *Anais...* Arica, Chile, p.137- 138.
- Cordani, U. G., & Neves, B. B. 1982. The geologic evolution of South America during the Archean and Early Proterozoic. *Brazilian Journal of Geology*, 12(1-2-3), 78-88.
- Costa, J. B. S., & Hasui, Y. 1991. O quadro geral da evolução tectônica da Amazônia. *Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 3, 142-145.
- Costa, J.B.S. & Hasui, Y. 1997. Evolução Geológica da Amazônia. In: FINEP, SBGNO (Ed.). *Geologia da Amazônia*. Belém, p. 15-90.
- CPRM. 1999. - *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Roraima Central, Folhas NA. 20-X-B e NA.20-X-D (integrais), NA.20-X-A, NA.20-X-C, NA.21- V-A e NA.21-V-C (parciais). Escala 1:500. 000. Estado de Roraima*. Superintendência Regional de Manaus, 166 p.
- Crawford, A. J., Falloon, T. J., & Eggins, S. 1987. The origin of island arc high-alumina basalts. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97(3), 417-430.

- Cruden, Alexander R. *Emplacement mechanisms and structural influences of a younger granite intrusion into older wall rocks – a principal study with application to the Göttemar and Uthammar granites Site-descriptive modeling SDM-Site Laxemar*. Department of Geology, University of Toronto. 2008.
- Dall’agnol, R.; Costi, H.T.; Leite, S.A.A., Magalhães, M. S.; Teixeira, N.P. 1999. Rapakivi granites from Brazil and adjacent areas. *Precambrian Res.* 95: 9-39).
- Deer, W. A.; Howie, R. A.; Zussman, J. 1992. *An Introduction to the Rock-Forming Minerals*. Longman Scientific and Technical (Eds.), 727p.
- Deer W. A.; Howie R. A.; Zussman J. 1995. *An introduction to the rock forming minerals*. London, Longman, 696 pp.
- Deering, C.D.; Bachmann, O. *Trace element indicators of crystal accumulation in silicic igneous rocks*. *Earth Planet Sci Lett*, 297: 324–331. 2010.
- Delor, C.; Lafon, J-M; Lahondere, D.; De Roever, E.W.F.; Fraga, L.M.; Rossi, P. 2001. Paleoproterozoic framework of the Guiana Shield II – continental scale boudinage and ultra-high temperature granulite belt exhumation at 2.07-2.05 Ga. In: *Simpósio de Geologia da Amazônia*, 7. Belém. *Anais...* Belém: SBG, Núcleo Norte. CD-ROM.
- De Saint-Blanquat, M.; Horsman, E.; Habert, G.; Morgan, S.; Vanderhaeghe, O.; Law, R.; Tikoff, B. *Multiscale magmatic cyclicality, duration of pluton construction, and the paradoxical relationship between tectonism and plutonism in continental arcs*. *Tectonophysics* 500, 20–33. 2011.
- De Saint-Blanquat, M.; Tikoff, B. *Development of magmatic to solid-state fabrics during syntectonic emplacement of the mono creek granite, sierra nevada batholith*. in: *Bouchez J.L. et al., (eds.) Granite: From Segregation of Melt to Emplacement Fabrics*, 231-252. Kluwer Academic Publishers. 1997.
- Dill, H.G. *Pegmatites and aplites: Their genetic and applied ore geology*. *Ore Geol Rev*, 69: 417–56. 2015.
- Eiras, J. F., & Kinoshita, E. M. 2006. Bacias sedimentares brasileiras: Bacia do Tacutu. *Aracaju, Fundação Paleontológica Phoenix*, 7(87), 6.
- Faria, M.S.G. de; Millioti, C.; Reis, N. J. 2000. Gabro Caracaráí. In: *CPRM Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracaráí, Folhas NA.20-Z / NA.21-Y, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREGMA, p.78-79. 1 CD-ROM.
- Fraga, L.M.B.; Almeida, M.E.; Macambira, M.J.B. 1997a. First lead-lead zircon ages of charnockitic rocks from Central Guiana Belt (CGB) in the state of Roraima, Brazil. In: *South American Symposium on Isotope Geology, Campos do Jordão. Resumos...* Campos do Jordão, São Paulo, p. 115-117.
- Fraga, L.M.B.; Araújo, R.V.; Duarte, B.P. 1997b. Igneous charnockitic rocks of the Kanuku Complex and Serra da Prata Suite in the Central Guiana Belt (CGB), Roraima State, Brazil. In: *International Symposium on Granites and Associated Rocks (Isgam), 2, Salvador. Resumos...* Salvador, 3p.

Fraga, L.M.B.; Reis, N.J.; Costa, J.B.S. 1998. O Cinturão Guiana Central no Estado de Roraima. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 40, Belo Horizonte. *Anais...* Belo Horizonte, SBG, p.411.

Fraga, L.M.B. 2000. Geologia Estrutural. In: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000.* Brasília/ SUREGMA, p. 127-177. 1CD-ROM.

Fraga, L.M.B. 2002. *A associação Anortosito-Mangerito- Granito rapakivi (AMG), do Cinturão Guiana Central, Roraima, e suas encaixantes paleoproterozóicas: Evolução Estrutural, Geocronologia e Petrologia.* Tese de Doutorado, Centro de Geociências-Curso de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica UFPA. 363p.

Foden, J.D; Sossi, P.A; Halverson, G.P. Global variation in Fe-isotopic composition of Arc basalts indicate a variably oxidised and metasomatised mantle wedge source? *Mineral. Mag.*, 77 (2013), p. 1097

Fossen, Haakon. *Geologia estrutural.* 2ª Edição. 2018.

Gao, P.; Zheng, Y.F.; Zhao, Z.F. *Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis.* *Lithos*, 266-267: 133–157. 2016a.

Gaudette, He; Olszewski Jr., W.J.; Santos, J.O.S. 1996. Geochronology of Precambrian rocks from the northern part of Guiana Shield, State of Roraima, Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, 9(3 e 4): 183-195.

Gill, R. 2010. *Igneous rocks and processes: a practical guide.* John Wiley & Sons.

Glazner, A.F.; Bartley, J.M.; Coleman, D.S.; Gray, W.; Taylor, R.Z. *Are plutons assembled over millions of years by amalgamation from small magma chambers?* *GSA Today* 14: 4–11. 2004.

Guineberteau, B.; Bouchez, J-L.; Vigneresse J-L. *The Mortagne granite pluton (France) emplaced by pull-apart along a shear zone: Structural and gravimetric arguments and regional implication.* *Geological Society of America Bulletin*, v. 99, p. 763-770. 1987.

Hasui, Y.; Haralyi, N.L.; Schobbenhaus, C. 1984. Elementos geofísicos e geológicos da região amazônica: subsídios para o modelo geotectônico. In: SIMPOSIUM AMAZÔNICO, 2, Manaus. *Anais.* Manaus, AM, DNPM, MME, p. 129-147.

Hasui, Y. 1990. "Neotectônica e aspectos fundamentais da tectônica ressurgente no Brasil." *Workshop sobre neotectônica e sedimentação cenozoica continental no sudeste brasileiro.* Vol. 1.

Hasui, Y., Haralyi, N., & Costa, J. 1993. Mega estruturação pré-cambriana do território brasileiro baseada em dados geofísicos e geológicos. *Geociências (São Paulo)*, 7-31.

Heinonen, A. 2012. Isotopic evidence for the origin of Proterozoic massif-type anorthosites and their relation to rapakivi granites in southern Finland and northern Brazil. Department of Geosciences and Geography A18, *Helsinki*.

Henry, D. J., Guidotti, C. V., & Thomson, J. A. 2005. The Ti-saturation surface for low-to-medium pressure metapelitic biotites: Implications for geothermometry and Ti-substitution mechanisms. *American Mineralogist*, 90(2-3), 316-328.

Hines, R.; Paterson, S.R.; Memeti, V.; Chambers, J.A. *Nested Incremental Growth of Zoned Upper Crustal Plutons in the Southern Uplands Terrane, UK: Fractionating, Mixing, and Contaminated Magma Fingers*. *Journal of Petrology*, Vol. 59, (3): 483–516. 2018.

Hobbs BE, Means WD, Williams PF (1976). *An outline of structural geology*. Wiley, New York

Holland, T., & Blundy, J. 1994. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry. *Contributions to mineralogy and petrology*, 116(4), 433-447.

Holness MB. 2021. *Encyclopedia of Geology*, 2nd edition. Elsevier Lda.

Holness, M. B., Clemens, J. D., & Vernon, R. H. 2018. How deceptive are microstructures in granitic rocks? Answers from integrated physical theory, phase equilibrium, and direct observations. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 173(8), 62.

Hrouda, F. 1993. Theoretical models of magnetic anisotropy to strain relationship revisited. *Physics Earth and Planetary Interiors*, 77, 237-249.

Hutton, D. H. *Granite emplacement mechanisms and tectonic controls: inferences from deformation studies*. *Earth and Environmental Science Transactions of the Royal Society of Edinburgh*. 79 (2-3), 245-255. 1988.

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

Jerram, Dougal. A.; Cheadle, Michael.J; Philpotts, Anthony. R. *Quantifying the Building Blocks of Igneous Rocks: Are Clustered Crystal Frameworks the Foundation?* *Journal of petrology*. 2003.

Johannes, W.; Holtz, F. *Petrogenesis and Experimental Petrology of Granitic Rocks*. Berlin: Springer-Verlag. 335. 1996.

Kimbrough, D L., Grove M., Morton DM., domains of the Peninsular Ranges batholith, southern and Baja California Timing and significance of gabbro emplacement within two distinct plutonic. *Geological Society of America Bulletin*, 2014. doi:10.1130/B30914.1

Kleuser, E., Barros, C.E.M., Archanjo, C.J., Dressel, B.C., Castro, L.G., 2021. Anisotropy of magnetic susceptibility, gravimetry and geochronology of the Cerne granite, Ribeira, Belt, southern Brazil. *Journal South American Earth Sciences* 112, 103536. <https://doi.org/10.1016/j.jsames.2021.103536>.

Kretz, R. 1983: Symbols for rock-forming minerals. *Am. Mineral.*, 68, 277 - 279

Kroonenberg, S.B. 1976. *Amphibolite-facies and granulite-facies metamorphism in the coeroeni-lucie area, southwestern suriname*. Ph.D. Thesis, University of Amsterdam. *geol. minjnb. dienstsurinamemeded.*, v. 25, 158p.

Kumar, Santosh. *Magmatic Processes: Review of Some Concepts and Models*. 2017.

Leake, B. E., Wooley, A. R., Arps, C. E., Birch, W. D., Gilbert, M. C., Grice, J. D., ... & Linthout, K. 1997. Nomenclature of amphiboles; report of the Subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names. *European Journal of Mineralogy*, 9(3), 623-651.

Li, J.; Huang, X.L. *Mechanism of Ta-Nb enrichment and magmatic evolution in the Yashan granites, Jiangxi Province, south China (in Chinese)*. *Acta Petrol Sin*, 29: 4311–4322. 2013.

Luzardo, R., Oliveira, M. J. R., 2000. Geologia Estrutural. In: *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Caracará, Folhas NA. 20-Z / NA. 21-Y, Estado de Roraima, escala 1: 500.000*. Brasília/ SUREG-Ma. [S.l.]: [s.n.], v. 1 CD-ROM, 200. p.100-108.

Luzardo, R., And N. J. Reis. 2001. "O Grupo Cauarane (Estado Roraima): uma breve revisão litoestratigráfica." *SBG/Núcleo Norte, Simp. Geol. Amaz* 7: 43-45.

Memeti, V.; Paterson, S. R.; Matzel, J.; Mundil, R.; Okaya, D. *Magmatic lobes as “snapshots” of magma chamber growth and evolution in large, composite batholiths: an example from the Tuolumne intrusion, Sierra Nevada, California*. *GSA Bulletin* vol. 122: 1912–1931. 2010.

Middlemost, E.A.K., 1985. *Magmas and Magmatic Rocks*. Long- man Group, Essex.

Montalvão, R.M.G de; Muniz, M.C.; Issler, R.S., Dall’agnol, R.; Lima, M.I.C.; Fernandes, P.E.C.A.; Silva, G.G. 1975. *Geologia da Folha NA.20-Boa Vista e parte das folhas NA.21-Tumucumaque, NB.20-Roraima e NB.21*. In: Brasil. Departamento Nacional da Produção Mineral. Projeto Radam brasil. Rio de Janeiro: DNPM, 1975. (Levantamento de Recursos Minerais, 8).

Montero, P.; Bea, F.; Zinger, T.F. *Edad 207Pb/206Pb en cristal único de circón de las rocas máficas y ultramáficas del sector de Gredos, Batolito de Avila (Iberia Central)*. *Revista de la Sociedad Geologica Española* 17: 157-165. (2004).

Morimoto, N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *Mineralogy and Petrology*, 39(1), 55-76.

Mullen, E. D. 1983. MnO/TiO₂/P₂O₅: a minor element discriminant for basaltic rocks of oceanic environments and its implications for petrogenesis. *Earth and Planetary Science Letters*, 62(1), 53-62.

Nachit, H., Ibihi, A., Abia, E. H., & Ohoud, M. B. 2005. Discrimination between primary magmatic biotites, reequilibrated biotites and neofomed biotites. *Comptes Rendus Geoscience*, 337(16), 1415-1420.

Nedelec, A.; Bouchez, J.L. *Granites: petrology, structure, geological setting, and metallogeny*. Oxford University Press. 2015.

Neves, S.P.; Vauchez, A.; Archanjo, C.J. *Shear zone-controlled magma emplacement or magma-assisted nucleation of shear zones? Insights from northeast Brazil*. *Tectonophysics* 262, 349 e 364. 1996.

Passchier, C.W.; Trouw, R. A. J. *Microtectonics*. second ed. Springer, Berlin, Heidelberg, New York. 2005.

Paterson, S.R.; Ardill, Katie; Vernon, Ron & ŽÁK, Jiří. *A review of mesoscopic magmatic structures and their potential for evaluating the hypersolidus evolution of intrusive complexes*. 2018.

- Paterson, S.R.; Okaya, D.; Memeti, V.; Economos, R.; Miller, R. B. *Magma addition and flux calculations of incrementally constructed magma chambers in continental margin arcs: combined field, geochronologic, and thermal modeling studies*. *Geosphere* vol. 7: 1439–1468. 2011.
- Paterson, S.R.; Žak, J.; Janousek, V. *Growth of complex sheeted zones during recycling of older magmatic units into younger: Sawmill Canyon area, Tuolumne batholith, Sierra Nevada, California*. *J Volcanol Geotherm Res*, 177: 457–484. 2008.
- Paterson, S.R.; Fowler, T. K. *Re-examining pluton emplacement processes*. *Journal of Structural Geology* 15:191–206. 1993.
- Paterson, S.R.; Fowler, T. K.; Schmidt, K. L.; Yoshinobu, A. S.; Yuan, E. S.; Miller, R. B. *Interpreting magmatic fabric patterns in plutons*. *Lithos* 44: 53–82. 1998.
- Paterson, S. R.; Vernon, Ron & Tobisch, Othmar T. *A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids*. *Journal of Structural Geology*. 1989.
- Pearce, T. H., Gorman, B. E., & Birkett, T. C. 1977. The relationship between major element chemistry and tectonic environment of basic and intermediate volcanic rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, 36(1), 121-132.
- Peccerillo, A., & Taylor, S. R. 1976. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey. *Contributions to mineralogy and petrology*, 58(1), 63-81.
- Petford, N. *Rheology of granitic magmas during ascent and emplacement*. *Annu Rev Earth Planet Sci*, 31: 399-427. 2003.
- Petford, N.; Cruden, A. R.; Mccaffrey, K.J.W.; Vigneresse, J. L. *Granite magma formation, transport, and emplacement in the Earth's crust*. *Nature* 408, 669-673. 2000.
- Pitcher, W. S. *The nature and origin of granite*. Chapman and Hall, London, 321p. 1993.
- Pitcher, W. S. *The Nature and Origin of Granite*. 2nd ed. Boca Raton: Chapman & Hall. 387. 1997.
- Pupin, J. P. 1980. Zircon and granite petrology. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 73(3), 207-220.
- Putirka, K. D. 2008. Thermometers and barometers for volcanic systems. *Reviews in mineralogy and geochemistry*, 69(1), 61-120.
- Reeves, Colin. *Aeromagnetic Surveys Principles, Practice & Interpretation*. Earthworks. Global thinking in exploration geoscience. 2005.
- Reis, N.J. Fraga, L.M.; Faria, M.S.G. De; Almeida, M.E. 2003. Geologia do Estado de Roraima. *Geologia de La France*, 2-3: 71-84.
- Reis, N.J. Faria, M.S.G. de; Fraga, L.M.; Haddad, R.C. 2000. Orosirian Calc- Alkaline Volcanism and the Orocaima Event in the Northern Amazonian Craton, Eastern Roraima State, Brazil. *Rev. Bras. Geociências*, 30: 380-383.
- Riker, S.R.L. Araújo, R.V. de; Reis, N. J. 2000. Grupo Cauarane. In: CPRM, *Programa Levantamentos Geológicos Básicos – PLGB. Roraima Central, Folhas NA.20-X e NA.21-V, Estado de Roraima, escala 1:500.000*. Brasília/ SUREG-MA p. 20-33. 1CD-ROM.

- Robin, P.-Y.-F., 2002. Determination of fabric and strain ellipsoids from measured sectional ellipses – theory. *Journal of Structural Geology* 24, 531–544.
- Rollinson, H. R. 1993. *Using geochemical data: evaluation. Presentation, interpretation.* Singapore. Ongman.
- Rubatto, D. 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical geology*, 184(1-2), 123-138.
- Russell, J.K. *Sticky issues arising from high-viscosity magma: Settling arguments on magmatic structures.* *Geology*, 42: 1023–1024. 2014.
- Salazar CA.; Archanjo CJ., Babinski M, Liu D. Magnetic fabric and zircon U–Pb geochronology of the Itaoca pluton: Implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira Belt (SE Brazil) *Journal of South American Earth Sciences* 26 (2008) 286–299.
<https://doi.org/10.1016/j.jsames.2008.08.007>
- Salazar, C.A., Archanjo, C.J., Babinski, M., Liu, D., 2008. Magnetic fabric and zircon U-Pb geochronology of the Ita´oca pluton: implications for the Brasiliano deformation of the southern Ribeira belt. *Journal of South American Earth Sciences* 26, 286–299.
- Salazar, C.A., Archanjo, C.J., Rodrigues, S.W., Hollanda, M.H.B.M., Liu, D., 2013. Age and magnetic fabric of the Três Córregos granite batholith: evidence for Ediacaran transtension in the Ribeira Belt (SE Brazil). *International Journal of Earth Sciences* 102, 1563–1581.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Gaudette, H.E., Groves, D.I., Mcnaughton, N.J., Fletcher, I.R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of Field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana research*, 3 (4): 453–488.
- Santos, J.O.S., Dos Faria, M.S.G., Hartmann, L.A., Mcnaughton, N.J. 2002. Significance of the Tapajós-Parima orogenic belt in the Roraima Region, Amazon Craton based on SHRIMP U-Pb Zircon geochronology. [S.l.]: João Pessoa, v. 1, p. 336.
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G., Riker, S.R., Souza, M.M., Almeida, M.E., Mcnaughton, N.J. 2006. A compartimentação do Cráton Amazonas em províncias: avanços ocorridos no período 2000-2006. In: SBG-NO, *Simp. Geol. Amaz.*, 9, Belém, CD-ROM
- Santos, J.O.S., Hartmann, L.A., Faria, M.S.G., De, Riker, S.R.; Souza, M.M. De; Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P.E., Mcnaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann, L.A., Chemale jr. F, & Quadros, M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsas Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, 165, 120-152.
- Schmidt, M. W. 1992. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer. *Contributions to mineralogy and petrology*, 110(2-3), 304-310.
- Shervais, J. W. 1982. Ti-V plots and the petrogenesis of modern and ophiolitic lavas. *Earth and planetary science letters*, 59(1), 101-118.

- Sun, S. S., & McDonough, W. F. 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geological Society, London, Special Publications, 42(1), 313-345.
- Tarazona, C. 2015. *Análises das petrotramas das rochas charnockíticas da Serra da Prata, Mucajaí*. Dissertação de Mestrado. Manaus: Universidade Federal do Amazonas. 202p.
- Taylor, S. R., & McLennan, S. M. 1985. The continental crust: its composition and evolution.
- Teixeira, W.; Tassinari, C.C.G.; Cordani, U.G.; Kawashita, K. 1989. A review of the geochronology of the Amazonian Craton: tectonic implications. *Precambrian Research*, 42: 213-227
- Vavra, G. 1990. On the kinematics of zircon growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 106(1), 90-99.
- Vernon, R. H. 2018. A practical guide to rock microstructure. Cambridge university press. 650p.
- Vernon, R. H. & Paterson, S. R. *Mesoscopic structures resulting from crystal accumulation and melt movement in granites*. Earth Sciences. pp 369-381. 2006.
- Vernon, R.H. *A Practical Guide to Rock Microstructure*. Cambridge University Press, Cambridge. 2004.
- Vernon, R.H.; Johnson, S.E.; Melis, E.A. *Emplacement-related microstructures in the margin of a deformed pluton: The San Jose´ tonalite, Baja California, Mexico*. *Journal of Structural Geology* ,26, 1867–1884. 2004.
- Vernon, R.H. *Review of microstructural evidence of magmatic and solid-state flow*. *Electronic Geosciences* 5:2. 2000.
- Vernon, R.H. *Microgranitoid enclaves in granites - globules of hybrid magma quenched in a plutonic environment*. *Nature* 309: 438-439. 1984.
- Vignerresse, J.L. *Textures and melt-crystal-gas interactions in granites*. *Geoscience Frontiers* vol. 6: 635 -663. 2014.
- Vignerresse, J.L.; Tikoff, B.; Ameglio, L. *Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons*. *Tectonophysics* 302: 203–224. 1999.
- Yang S, Zhou M. Geochemistry of the ~430-Ma Jingbulake mafic–ultramafic intrusion in Western Xinjiang, NW China: Implications for subduction related magmatism in the South Tianshan orogenic belt, *Lithos*, Volume 113, Issues 1–2, 2009, Pages 259-273.
- Zalán, P. V. 2004. Evolução fanerozóica das bacias sedimentares brasileiras. *Geologia do Continente Sul-Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, 595-613.
- Zhao, J.; Zhou M. Geochemistry of Neoproterozoic mafic intrusions in the Panzhihua district (Sichuan Province, SW China): Implications for subduction-related metasomatism in the upper mantle. *Precambrian Research*, 152, 2007, pages 27-47.
- Wetherill, G. W. (1956) Discordant uranium-lead ages. *Transactions of American Geophysical Union*, 37, pages 320–326.

Woods AW, Stock MJ. 2019 Some fluid mechanical constraints on crystallization and recharge within sills. *Phil. Trans. R. Soc. A* 377: 20180007. <http://dx.doi.org/10.1098/rsta.2018.0007>

8 ANEXOS

Tabela 6: Composição química de biotita em Gabros, recalculada na base de 22 Oxigênios.

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Na	K	TOTAL
b GC_813_C13_bt 1	33.775	7.920	14.402	13.281	0.013	14.647	0.320	9.016	93.374	5.157	0.910	2.592	1.696	0.002	3.357	0.095	1.756	15.563
b GC_813_C22_bt 1	36.060	4.098	16.016	9.622	0.027	17.521	0.388	9.691	93.423	5.378	0.460	2.815	1.200	0.003	3.922	0.112	1.844	15.733
b GC_813_C22_bt 1	36.060	4.098	16.016	9.622	0.027	17.521	0.388	9.691	93.423	5.378	0.460	2.815	1.200	0.003	3.922	0.112	1.844	15.733
b GC_813_C7_bt 1	36.236	4.481	15.781	10.169	0.147	17.289	0.383	9.178	93.664	5.390	0.501	2.766	1.265	0.019	3.860	0.110	1.741	15.652
b GC_813_C8_bt 1	35.881	3.524	15.202	10.393	0.087	16.618	0.374	9.240	91.319	5.486	0.405	2.739	1.329	0.011	3.813	0.111	1.802	15.696
b GC_813_C8_bt 2	37.599	3.215	16.725	8.862	0.069	18.776	0.358	9.845	95.449	5.446	0.350	2.855	1.073	0.008	4.082	0.101	1.819	15.736
b GC10_C1 bt 1 (borda ox)	35.861	4.935	14.950	9.877	0.049	17.384	0.261	8.588	91.905	5.415	0.560	2.660	1.247	0.006	3.940	0.076	1.654	15.560
b GC10_C1 bt 2 (borda ox)	36.042	6.283	15.011	10.376	0.084	15.517	0.287	9.428	93.028	5.416	0.710	2.658	1.304	0.011	3.500	0.084	1.807	15.490
b GC10_C13 bt 1 (borda ox)	36.045	5.357	15.065	9.785	0.136	16.160	0.263	9.832	92.643	5.437	0.608	2.678	1.234	0.017	3.658	0.077	1.892	15.601
b LX1_C1 bt 1	36.382	4.258	16.250	10.512	0.056	15.989	0.352	9.538	93.337	5.439	0.479	2.863	1.314	0.007	3.588	0.102	1.819	15.611
b LX1_C4 e 5 bt 2	37.015	5.274	15.395	11.323	0.060	16.008	0.281	9.713	95.069	5.464	0.586	2.678	1.398	0.008	3.523	0.080	1.829	15.566
b LX1_C4 e 5 bt 2 2	37.015	5.274	15.395	11.323	0.060	16.008	0.281	9.713	95.069	5.458	0.585	2.675	1.396	0.007	3.543	0.080	1.827	15.573
b LX1_C4 e 5 bt 3	37.762	3.421	15.328	10.518	0.030	19.231	0.392	8.338	95.020	5.496	0.375	2.629	1.280	0.004	4.201	0.111	1.548	15.644
b LX1_C4 e 5 bt 3 3	37.762	3.421	15.328	10.518	0.030	19.231	0.392	8.338	95.020	5.496	0.375	2.629	1.280	0.004	4.201	0.111	1.548	15.644
c GC_813_C13_bt 1	36.910	3.784	16.351	10.858	0.000	16.534	0.402	9.654	94.493	5.455	0.421	2.848	1.342	0.000	3.668	0.115	1.820	15.668
c GC_813_C22_bt 1	37.276	4.108	16.181	9.133	0.000	17.901	0.402	9.593	94.594	5.455	0.452	2.790	1.117	0.000	3.931	0.114	1.791	15.650
c GC_813_C22_bt 1	37.276	4.108	16.181	9.133	0.000	17.901	0.402	9.593	94.594	5.455	0.452	2.790	1.117	0.000	3.931	0.114	1.791	15.650
c GC_813_C7_bt 1	37.216	3.903	16.006	9.581	0.010	17.534	0.376	9.720	94.346	5.477	0.432	2.776	1.179	0.001	3.873	0.107	1.825	15.669
c GC_813_C8_bt 1	36.585	4.823	15.877	9.902	0.066	17.277	0.441	9.540	94.511	5.392	0.535	2.758	1.220	0.008	3.822	0.126	1.794	15.654
c GC_813_C8_bt 2	37.174	4.005	16.203	10.035	0.072	17.249	0.420	9.366	94.524	5.462	0.443	2.806	1.233	0.009	3.804	0.120	1.755	15.630
c GC1_134B_C1_bt 1	36.663	4.420	16.156	9.936	0.000	16.858	0.364	9.781	94.178	5.423	0.492	2.816	1.229	0.000	3.742	0.104	1.845	15.652
c GC10_C2 bt 1	36.663	6.314	15.167	10.410	0.019	16.212	0.255	9.968	95.008	5.403	0.700	2.634	1.283	0.002	3.586	0.073	1.874	15.554
c LX1_C1 bt 2	36.174	5.163	16.015	11.388	0.082	15.679	0.455	9.617	94.573	5.373	0.577	2.803	1.414	0.010	3.495	0.131	1.822	15.625
c LX1_C3 bt 1	36.032	5.780	15.567	11.797	0.147	15.167	0.358	9.436	94.284	5.378	0.649	2.738	1.472	0.019	3.398	0.104	1.797	15.554

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Na	K	TOTAL
c LX1_C3 bt 2	35.787	3.978	16.034	11.523	0.000	15.585	0.378	9.512	92.797	5.416	0.453	2.860	1.458	0.000	3.540	0.111	1.836	15.675
c LX1_C3 bt 3	36.331	4.119	15.737	11.564	0.082	15.744	0.313	9.333	93.223	5.463	0.466	2.789	1.454	0.010	3.553	0.091	1.790	15.617
c LX1_C4 e 5 bt 1	37.431	4.158	14.084	11.381	0.007	15.851	0.242	8.693	91.847	5.675	0.474	2.516	1.443	0.001	3.607	0.071	1.681	15.469
c LX1_C4 e 5 bt 2	36.235	5.369	15.917	11.266	0.000	15.500	0.504	9.751	94.542	5.384	0.600	2.787	1.400	0.000	3.456	0.145	1.848	15.620
c LX1_C4 e 5 bt 2	36.556	4.847	16.033	11.438	0.058	16.235	0.321	9.986	95.474	5.383	0.537	2.782	1.408	0.007	3.588	0.092	1.876	15.673
c LX1_C4 e 5 bt 2 4	36.556	4.847	16.033	11.438	0.058	16.235	0.321	9.986	95.474	5.383	0.537	2.782	1.408	0.007	3.588	0.092	1.876	15.673
c LX1_C4 e 5 bt 3	37.138	3.899	16.152	10.901	0.000	17.045	0.377	9.725	95.237	5.448	0.430	2.793	1.337	0.000	3.753	0.107	1.820	15.689
c LX1_C4 e 5 bt 3 5	37.138	3.899	16.152	10.901	0.000	17.045	0.377	9.725	95.237	5.448	0.430	2.793	1.337	0.000	3.753	0.107	1.820	15.689

Tabela 7: Composição química de ortopiroxênios em gabros, recalculados na base de 6 Oxigênios.

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	TOTAL	Wo	Fs	En
b GC_813_C10_px 1	54.452	0.003	1.529	17.204	0.204	25.816	1.245	0.091	100.304	1.968	0.000	0.065	0.520	0.006	1.391	0.048	3.999	25.580	0.887	73.533
b GC_813_C14_px 1	53.991	0.080	1.899	17.026	0.459	25.835	0.361	0.102	99.018	1.963	0.002	0.081	0.518	0.014	1.401	0.014	3.994	25.898	0.260	73.842
b GC_813_C14_px 1 2	53.991	0.080	1.899	17.026	0.459	25.835	0.361	0.102	99.341	1.963	0.002	0.081	0.518	0.014	1.401	0.014	3.994	25.898	0.260	73.842
b GC_813_C16_px 1	53.606	0.000	2.107	18.219	0.414	24.784	0.457	0.001	99.388	1.962	0.000	0.091	0.557	0.013	1.352	0.018	3.993	25.212	0.334	74.454
b GC10_C1 px 1	52.396	1.859	1.403	18.037	0.534	25.565	0.262	0.363	100.537	1.917	0.051	0.060	0.552	0.017	1.394	0.010	4.002	25.792	0.190	74.018
b GC10_C2 px 1	52.942	0.062	1.954	16.382	0.340	25.447	1.307	0.173	98.966	1.952	0.002	0.085	0.505	0.011	1.399	0.052	4.004	25.641	0.946	73.412
b GC7_C1 px 1	52.870	0.000	2.373	18.943	0.362	22.050	1.226	0.111	99.445	1.979	0.000	0.105	0.593	0.011	1.231	0.049	3.968	23.449	0.937	75.614
b GC7_C2 px 2	54.359	0.060	1.816	17.941	0.357	25.848	1.196	0.241	99.425	1.951	0.002	0.077	0.539	0.011	1.383	0.046	4.009	25.439	0.846	73.715
b GC7_C3 px 2	51.861	2.475	1.511	20.281	0.436	23.226	1.121	0.201	98.484	1.906	0.068	0.065	0.623	0.014	1.272	0.044	3.993	23.965	0.831	75.204
b GC7_C5 px 1	53.233	0.570	2.059	18.808	0.166	22.017	1.423	0.079	100.069	1.982	0.016	0.090	0.585	0.005	1.222	0.057	3.957	23.337	1.084	75.579
b GC7_C6 px 3	53.295	0.319	1.519	19.498	0.307	23.644	1.034	0.281	98.864	1.966	0.009	0.066	0.601	0.010	1.300	0.041	3.992	24.376	0.766	74.857
b GC7_C7 px 1	54.083	0.000	1.583	18.095	0.328	23.590	2.535	0.160	99.519	1.976	0.000	0.068	0.553	0.010	1.285	0.099	3.990	23.904	1.846	74.250
b LX1_C10 px 1	54.507	0.000	1.763	17.869	0.279	25.549	0.506	0.159	100.085	1.971	0.000	0.075	0.540	0.009	1.377	0.020	3.992	25.559	0.364	74.077
b LX1_C10 px 1 3	54.507	0.000	1.763	17.869	0.279	25.549	0.506	0.159	100.358	1.971	0.000	0.075	0.540	0.009	1.377	0.020	3.992	25.559	0.364	74.077
b LX1_C15 px 1	55.134	0.137	1.185	17.655	0.380	25.412	0.376	0.171	99.879	1.994	0.004	0.050	0.534	0.012	1.370	0.015	3.978	25.547	0.272	74.181
b LX1_C8 px 2	54.480	0.414	1.860	18.611	0.448	24.079	1.126	0.127	100.017	1.970	0.011	0.079	0.563	0.014	1.298	0.044	3.979	24.398	0.820	74.782

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	TOTAL	Wo	Fs	En
b GC7_C6 px 1	54.502	0.194	1.436	17.662	0.457	23.344	2.826	0.175	99.299	1.984	0.005	0.062	0.538	0.014	1.267	0.110	3.980	23.650	2.057	74.293
b GC7_C9 px 1	53.243	0.149	1.525	19.367	0.583	24.053	0.630	0.330	99.724	1.964	0.004	0.066	0.597	0.018	1.323	0.025	3.998	24.746	0.466	74.788
b GC7_C9 px 2	52.957	1.207	1.394	19.475	0.391	24.288	1.019	0.340	98.691	1.936	0.033	0.060	0.595	0.012	1.324	0.040	4.001	24.678	0.744	74.578
b GC7_C6 px 2	53.594	0.711	1.667	19.280	0.367	23.674	1.310	0.114	99.515	1.957	0.020	0.072	0.589	0.011	1.289	0.051	3.988	24.187	0.962	74.851
c - GC7_C9 px 1	53.398	0.000	1.517	18.469	0.398	23.968	1.896	0.239	99.932	1.965	0.000	0.066	0.568	0.012	1.315	0.075	4.002	24.392	1.387	74.222
c GC_813_C10_px 1	54.473	0.075	1.565	18.224	0.457	25.792	0.349	0.000	99.024	1.966	0.002	0.067	0.550	0.014	1.387	0.013	3.999	25.694	0.250	74.056
c GC_813_C14_px 1	54.439	0.000	1.378	17.156	0.545	26.357	0.285	0.114	99.688	1.971	0.000	0.059	0.519	0.017	1.423	0.011	4.000	26.184	0.203	73.613
c GC_813_C14_px 1 4	54.439	0.000	1.378	17.156	0.545	26.357	0.285	0.114	98.682	1.971	0.000	0.059	0.519	0.017	1.423	0.011	4.000	26.184	0.203	73.613
c GC_813_C16_px 1	54.196	0.310	2.207	17.882	0.343	25.509	0.347	0.053	99.607	1.954	0.008	0.094	0.539	0.010	1.371	0.013	3.991	25.510	0.249	74.241
c GC1_134B_C2_px 1	53.946	0.103	1.735	18.008	0.452	25.439	0.199	0.000	99.469	1.965	0.003	0.074	0.549	0.014	1.382	0.008	3.995	25.662	0.144	74.194
c GC1_134B_C5_px 1	55.686	0.000	1.638	15.671	0.455	24.906	2.339	0.068	100.040	1.996	0.000	0.069	0.470	0.014	1.331	0.090	3.969	24.691	1.666	73.642
c GC10_C1 px 1	53.787	0.265	1.698	16.348	0.421	25.472	1.830	0.252	100.280	1.957	0.007	0.073	0.497	0.013	1.381	0.071	4.000	25.336	1.308	73.356
c GC10_C2 px 1	53.704	0.000	2.077	16.401	0.285	25.645	1.271	0.229	99.052	1.957	0.000	0.089	0.500	0.009	1.393	0.050	3.998	25.608	0.912	73.480
c GC10_C5 px 1	52.991	0.755	1.884	17.034	0.268	24.806	1.680	0.217	100.226	1.942	0.021	0.081	0.522	0.008	1.355	0.066	3.996	25.019	1.218	73.763
c GC10_C5 px 2	54.446	0.212	1.693	16.037	0.401	24.790	2.406	0.183	99.513	1.974	0.006	0.072	0.486	0.012	1.340	0.093	3.984	24.734	1.725	73.541
c GC10_C5 px 4	52.354	0.160	2.967	17.038	0.232	23.108	2.030	0.128	99.935	1.948	0.004	0.130	0.530	0.007	1.282	0.081	3.983	23.980	1.514	74.507
c GC7_C1 px 2	54.070	0.927	1.567	19.514	0.353	24.366	1.081	0.171	98.944	1.950	0.025	0.067	0.588	0.011	1.310	0.042	3.992	24.511	0.781	74.707
c GC7_C10 px 1	52.484	0.589	1.472	18.984	0.232	22.754	1.703	0.128	100.263	1.965	0.017	0.065	0.594	0.007	1.270	0.068	3.986	23.851	1.283	74.866
c GC7_C2 px 2	53.205	0.245	1.689	17.925	0.404	23.835	1.276	0.227	98.830	1.971	0.007	0.074	0.555	0.013	1.316	0.051	3.986	24.589	0.946	74.465
c GC7_C3 px 2	54.197	0.692	1.397	19.416	0.293	24.523	0.342	0.032	99.178	1.967	0.019	0.060	0.589	0.009	1.327	0.013	3.984	24.921	0.250	74.829
c GC7_C4 px 1	54.721	0.000	1.664	18.263	0.326	24.765	0.864	0.102	99.930	1.981	0.000	0.071	0.553	0.010	1.336	0.034	3.984	24.959	0.626	74.415
c GC7_C4 px 2	54.098	0.057	1.660	17.469	0.438	24.619	1.507	0.067	99.855	1.973	0.002	0.071	0.533	0.014	1.339	0.059	3.990	24.848	1.093	74.059
c GC7_C5 px 1	53.441	0.236	1.441	18.909	0.231	23.727	1.827	0.283	99.915	1.966	0.007	0.062	0.582	0.007	1.301	0.072	3.997	24.231	1.341	74.429
c GC7_C5 px 2	52.301	1.938	1.895	15.667	0.361	19.222	8.526	0.208	99.693	1.936	0.054	0.083	0.485	0.011	1.061	0.338	3.968	19.766	6.300	73.934
c GC7_C6 px 3	54.323	0.000	1.338	19.564	0.355	24.650	0.465	0.192	99.434	1.976	0.000	0.057	0.595	0.011	1.337	0.018	3.995	24.990	0.339	74.671
c GC7_C7 px 1	53.719	0.488	1.745	17.797	0.330	22.835	3.173	0.103	98.711	1.967	0.013	0.075	0.545	0.010	1.247	0.124	3.982	23.287	2.325	74.388
c GC7_C8 px 1	53.316	0.967	1.422	18.134	0.267	23.621	2.685	0.148	99.624	1.950	0.027	0.061	0.554	0.008	1.288	0.105	3.993	23.908	1.953	74.139
c GC9_px 1	53.875	0.581	1.814	18.241	0.407	24.040	0.545	0.222	99.810	1.973	0.016	0.078	0.559	0.013	1.312	0.021	3.972	24.735	0.403	74.862

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	TOTAL	Wo	Fs	En
c GC9_px 10	53.572	0.175	1.494	17.658	0.340	24.279	2.573	0.196	100.519	1.959	0.005	0.064	0.540	0.011	1.324	0.101	4.004	24.387	1.857	73.756
c GC9_px 11	52.002	1.439	1.645	19.930	0.451	23.701	0.845	0.114	100.386	1.922	0.040	0.072	0.616	0.014	1.306	0.033	4.002	24.444	0.626	74.929
c GC9_px 12	53.461	0.198	1.957	18.838	0.467	24.776	1.407	0.194	100.541	1.941	0.005	0.084	0.572	0.014	1.341	0.055	4.012	24.798	1.012	74.190
c GC9_px 13	52.900	0.205	1.627	16.286	0.211	24.091	2.438	0.108	99.852	1.968	0.006	0.071	0.507	0.007	1.336	0.097	3.991	24.629	1.791	73.579
c GC9_px 2	52.768	0.238	1.871	18.303	0.336	24.585	1.194	0.184	100.309	1.946	0.007	0.081	0.564	0.010	1.351	0.047	4.007	25.001	0.873	74.127
c GC9_px 5	52.918	0.029	1.808	18.751	0.259	23.556	1.472	0.369	99.784	1.964	0.001	0.079	0.582	0.008	1.303	0.059	3.996	24.327	1.092	74.581
c GC9_px 6	51.635	0.150	1.737	19.921	0.245	24.654	0.710	0.241	100.143	1.925	0.004	0.076	0.621	0.008	1.370	0.028	4.033	25.228	0.522	74.250
c GC9_px 7	52.441	0.130	1.989	19.934	0.499	24.217	0.419	0.000	100.519	1.939	0.004	0.087	0.616	0.016	1.335	0.017	4.014	24.885	0.309	74.805
c GC9_px 8	53.128	0.349	1.567	18.056	0.337	25.153	1.437	0.174	99.330	1.944	0.010	0.068	0.552	0.010	1.372	0.056	4.013	25.218	1.035	73.747
c LX1_C10 px 1	54.587	0.000	1.965	17.838	0.436	25.112	0.891	0.169	100.248	1.969	0.000	0.084	0.538	0.013	1.351	0.034	3.989	25.131	0.641	74.229
c LX1_C10 px 1	54.587	0.000	1.965	17.838	0.436	25.112	0.891	0.169	100.451	1.969	0.000	0.084	0.538	0.013	1.351	0.034	3.989	25.131	0.641	74.229
c LX1_C15 px 1	54.031	0.285	1.693	15.925	0.326	24.009	3.575	0.125	99.352	1.968	0.008	0.073	0.485	0.010	1.304	0.140	3.987	24.009	2.569	73.421
c LX1_C20 px 1	54.220	0.000	1.957	18.705	0.254	24.706	0.242	0.000	100.260	1.973	0.000	0.084	0.569	0.008	1.341	0.009	3.985	25.130	0.177	74.693
c LX1_C20 px 2	51.545	0.000	4.387	17.200	0.254	23.393	0.320	0.000	100.326	1.925	0.000	0.193	0.537	0.008	1.302	0.013	3.978	24.603	0.242	75.155
c LX1_C7 px 1	54.593	0.184	1.598	16.297	0.323	24.849	2.327	0.185	99.595	1.976	0.005	0.068	0.493	0.010	1.341	0.090	3.984	24.764	1.667	73.569
c LX1_C8 px 2	54.258	0.000	1.665	17.926	0.419	24.595	1.472	0.118	99.953	1.972	0.000	0.071	0.545	0.013	1.333	0.057	3.992	24.766	1.065	74.169
c LX1_C8 px 4	54.614	0.175	1.591	18.959	0.383	24.829	0.429	0.181	100.040	1.975	0.005	0.068	0.573	0.012	1.338	0.017	3.987	25.053	0.311	74.636
c LX1_C9 px 1	54.829	0.000	1.750	18.545	0.306	25.173	0.167	0.032	100.167	1.979	0.000	0.074	0.560	0.009	1.355	0.006	3.984	25.345	0.121	74.535
c LX1_C9 px 1	54.515	0.117	1.633	18.086	0.363	25.511	0.915	0.170	99.965	1.964	0.003	0.069	0.545	0.011	1.370	0.035	3.998	25.358	0.654	73.989
c LX1_C9 px 2	54.922	0.000	1.264	18.252	0.382	25.635	0.324	0.059	100.379	1.982	0.000	0.054	0.551	0.012	1.379	0.013	3.991	25.627	0.233	74.140
c GC7_C6 px 1	53.093	0.560	2.651	18.310	0.288	21.481	0.952	0.111	98.995	1.987	0.016	0.117	0.573	0.009	1.199	0.038	3.939	23.159	0.738	76.104
c GC7_C6 px 2	53.864	0.625	1.585	18.321	0.494	23.386	2.256	0.252	99.103	1.965	0.017	0.068	0.559	0.015	1.272	0.088	3.984	23.798	1.650	74.553
c GC7_C9 px 2	53.498	0.146	1.383	18.648	0.296	24.193	1.275	0.307	99.801	1.970	0.004	0.060	0.574	0.009	1.328	0.050	3.996	24.712	0.936	74.352

Tabela 8: Composição química dos clinopiroxênios em gabros, recalculados na base de 6 Oxigênios.

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	TOTAL	Wo	En	Fs
b GC_813_C7_px 1	51.812	0.435	3.369	6.143	0.305	14.189	22.242	0.034	99.241	1.936	0.012	0.148	0.192	0.010	0.790	0.890	3.978	17.592	78.616	3.792

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	TOTAL	Wo	En	Fs
b GC1_134B_C13_px 1	53.260	0.578	2.824	6.065	0.092	14.422	23.011	0.000	98.810	1.952	0.016	0.122	0.186	0.003	0.788	0.904	3.971	17.858	78.469	3.674
b GC1_134B_C5_px 1	54.534	0.172	2.286	10.779	0.141	19.615	12.625	0.000	99.171	1.980	0.005	0.098	0.327	0.004	1.062	0.491	3.967	10.262	82.899	6.839
b GC10_19_Px1	51.566	1.041	3.112	8.389	0.170	15.307	19.554	0.310	99.241	1.920	0.029	0.137	0.261	0.005	0.850	0.780	3.982	15.528	79.272	5.200
b GC10_19_Px1	51.579	0.549	3.090	5.853	0.206	14.361	22.923	0.095	99.241	1.928	0.015	0.136	0.183	0.007	0.800	0.918	3.988	18.041	78.363	3.595
b GC10_C22 px 1	49.561	0.910	3.109	9.690	0.241	14.264	21.251	0.651	99.241	1.878	0.026	0.139	0.307	0.008	0.806	0.863	4.026	16.604	77.487	5.909
b GC7_C1 px 1	52.067	0.672	3.038	6.642	0.251	14.153	22.528	0.262	99.200	1.934	0.019	0.133	0.206	0.008	0.784	0.897	3.981	17.637	78.304	4.059
b GC7_C1 px 3	52.326	0.793	2.783	7.148	0.244	14.175	22.760	0.117	98.788	1.932	0.022	0.121	0.221	0.008	0.780	0.901	3.985	17.636	78.041	4.323
b GC7_C2 px 1	52.136	0.367	2.883	6.765	0.161	14.672	21.630	0.227	98.900	1.946	0.010	0.127	0.211	0.005	0.816	0.865	3.980	17.104	78.720	4.175
b GC7_C3 px 1	52.884	0.485	2.778	6.948	0.176	14.409	22.605	0.286	98.246	1.946	0.013	0.120	0.214	0.005	0.790	0.891	3.980	17.522	78.274	4.204
b GC7_C8 px 1	48.919	1.093	2.775	13.622	0.202	14.364	19.475	0.659	99.401	1.855	0.031	0.124	0.432	0.006	0.812	0.791	4.052	14.999	76.813	8.188
b LX1_C12 px	53.573	0.252	2.757	5.843	0.117	14.544	22.684	0.204	99.241	1.968	0.007	0.119	0.179	0.004	0.796	0.893	3.966	17.717	78.721	3.562
b LX1_C6 px 1	51.837	0.691	3.430	7.186	0.255	13.553	22.367	0.407	99.165	1.930	0.019	0.150	0.224	0.008	0.752	0.892	3.976	17.521	78.085	4.394
b LX1_C8 px 1	50.317	0.324	6.135	6.345	0.203	13.436	21.353	0.418	99.495	1.883	0.009	0.271	0.199	0.006	0.750	0.856	3.973	17.026	79.025	3.949
c GC_813_C7_px 1	52.769	0.591	3.137	6.074	0.110	14.769	22.322	0.193	98.885	1.942	0.016	0.136	0.187	0.003	0.810	0.880	3.974	17.455	78.838	3.707
c GC1_134B_C13_px 1	52.846	0.386	2.800	6.360	0.108	14.403	22.907	0.120	99.058	1.949	0.011	0.122	0.196	0.003	0.792	0.905	3.979	17.820	78.319	3.862
c GC1_134B_C2_px 2	52.309	0.534	4.006	5.728	0.153	13.813	22.433	0.119	99.044	1.937	0.015	0.175	0.177	0.005	0.762	0.890	3.961	17.697	78.776	3.527
c GC10_19_Px1	52.056	0.680	2.411	8.612	0.107	16.407	18.045	0.175	99.241	1.946	0.019	0.106	0.269	0.003	0.914	0.723	3.982	14.533	80.054	5.413
c GC10_C22 px 1	51.935	0.799	3.119	6.440	0.194	14.451	22.210	0.203	99.241	1.930	0.022	0.137	0.200	0.006	0.801	0.884	3.980	17.460	78.589	3.952
c GC7_C1 px 1	50.508	0.649	3.084	11.413	0.315	15.570	16.631	0.589	98.985	1.915	0.019	0.138	0.362	0.010	0.880	0.675	3.998	13.413	79.402	7.185
c GC7_C1 px 3	52.667	0.316	2.786	9.547	0.231	15.153	19.359	0.237	99.473	1.948	0.009	0.121	0.295	0.007	0.835	0.767	3.983	15.203	78.945	5.852
c GC7_C2 px 1	48.468	0.668	4.322	7.850	0.183	12.660	17.121	0.297	99.352	1.945	0.020	0.204	0.263	0.006	0.757	0.736	3.933	14.924	79.735	5.341
c GC7_C3 px 1	52.886	0.825	2.861	6.420	0.137	14.006	22.741	0.181	96.943	1.949	0.023	0.124	0.198	0.004	0.770	0.898	3.966	17.740	78.352	3.909
c GC9_px 3	51.520	0.748	2.712	9.013	0.253	15.691	19.941	0.096	99.241	1.914	0.021	0.119	0.280	0.008	0.869	0.794	4.005	15.630	78.857	5.514
c GC9_px 4	51.916	0.325	2.692	8.823	0.193	16.089	17.453	0.192	99.241	1.955	0.009	0.119	0.278	0.006	0.903	0.704	3.976	14.205	80.191	5.605
c LX1_C12 px	54.848	0.320	1.528	5.613	0.175	15.098	22.986	0.118	99.241	1.996	0.009	0.066	0.171	0.005	0.819	0.896	3.962	17.821	78.783	3.397
c LX1_C13 px	52.444	0.394	2.891	11.073	0.135	16.553	15.784	0.129	99.217	1.948	0.011	0.127	0.344	0.004	0.917	0.628	3.978	12.688	80.365	6.947

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Cr2O3	TOTAL	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	TOTAL	Wo	En	Fs
c LX1_C17 px 1	53.101	0.525	2.819	9.759	0.214	16.315	16.472	0.223	99.277	1.963	0.015	0.123	0.302	0.007	0.899	0.652	3.961	13.275	80.587	6.139
c LX1_C6 px 1	51.753	0.684	2.711	10.350	0.160	14.979	19.086	0.533	99.465	1.930	0.019	0.119	0.323	0.005	0.833	0.763	3.991	15.020	78.622	6.357
c LX1_C8 px 1	53.033	0.765	3.287	6.607	0.184	13.994	22.535	0.480	98.791	1.944	0.021	0.142	0.202	0.006	0.765	0.885	3.964	17.515	78.476	4.008
c LX1_C8 px 3	52.463	0.736	2.908	6.819	0.150	14.374	22.242	0.335	99.512	1.940	0.020	0.127	0.211	0.005	0.792	0.881	3.976	17.385	78.454	4.160

Tabela 9: Composição química dos plagioclásios em Gabros, recalculados na base de 32 Oxigênios.

Amostras/pontos	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Al	Fe(ii)	Ca	Na	K	TOTAL	An	Ab	Or
b GC_813_C10_pl 1	48.319	32.807	0.204	15.820	2.260	0.022	99.432	8.888	7.112	0.031	3.118	0.806	0.005	19.961	79.354	20.514	0.131
b GC_813_C14_pl 1	48.219	32.841	0.171	15.991	2.296	0.129	99.647	8.864	7.115	0.026	3.149	0.818	0.030	20.003	78.775	20.468	0.757
b GC_813_C14_pl 1	52.604	30.015	0.089	12.791	4.076	0.044	99.619	9.563	6.431	0.014	2.491	1.437	0.010	19.945	63.261	36.480	0.259
b GC_813_C16_pl 1	51.761	30.874	0.283	13.794	3.710	0.034	100.456	9.372	6.588	0.043	2.676	1.302	0.008	19.989	67.130	32.673	0.197
b GC_813_C22_pl 1	52.206	29.814	0.170	12.952	3.950	0.092	99.184	9.545	6.424	0.026	2.537	1.400	0.021	19.954	64.089	35.369	0.542
b GC1_134B_C1_pl 1	48.930	33.228	0.077	16.588	1.964	0.046	100.833	8.878	7.105	0.012	3.224	0.691	0.011	19.920	82.132	17.597	0.271
b GC1_134B_C13_pl 1	53.311	29.723	0.199	12.570	4.380	0.081	100.264	9.633	6.329	0.030	2.433	1.534	0.019	19.979	61.041	38.490	0.468
b GC1_134B_C14_pl 1	50.327	30.479	0.966	13.956	3.113	0.127	98.968	9.288	6.629	0.149	2.759	1.114	0.030	19.969	70.697	28.537	0.766
b GC1_134B_C3_pl 1	49.335	32.867	0.296	16.171	2.262	0.032	100.963	8.942	7.020	0.045	3.140	0.795	0.007	19.949	79.650	20.162	0.188
b GC1_134B_C4_pl 1	50.902	32.146	0.246	14.840	3.072	0.035	101.241	9.165	6.821	0.037	2.862	1.072	0.008	19.965	72.600	27.196	0.204
b GC10_19_Pl 1	51.863	30.502	0.165	13.381	3.771	0.078	99.760	9.439	6.542	0.025	2.609	1.331	0.018	19.964	65.923	33.619	0.458
b GC10_C1 pl 1	51.020	30.745	0.197	14.207	3.367	0.065	99.601	9.325	6.622	0.030	2.782	1.193	0.015	19.968	69.719	29.901	0.380
b GC10_C17 pl 1	50.421	30.023	0.235	15.189	3.017	0.061	98.946	9.308	6.532	0.036	3.004	1.080	0.014	19.974	73.302	26.348	0.351
b GC10_C2 pl 1	49.697	31.093	0.238	14.100	3.173	0.081	98.382	9.204	6.786	0.037	2.798	1.139	0.019	19.982	70.718	28.798	0.484
b GC10_C22 pl 1	50.345	30.675	0.145	14.232	3.271	0.071	98.739	9.286	6.668	0.022	2.812	1.170	0.017	19.974	70.331	29.251	0.418
b GC7_C1 pl 1	53.040	29.684	0.200	12.837	4.137	0.290	100.188	9.607	6.336	0.030	2.491	1.453	0.067	19.985	62.108	36.221	1.671
b GC7_C2 pl 1	52.036	29.033	0.182	12.528	3.979	0.277	98.035	9.625	6.329	0.028	2.483	1.427	0.065	19.957	62.458	35.898	1.644
b GC7_C5 pl 1	52.673	30.535	0.234	13.084	3.428	1.019	100.973	9.495	6.487	0.035	2.527	1.198	0.234	19.977	63.822	30.259	5.918
b GC7_C6 pl 1	52.697	29.863	0.504	13.204	3.929	0.177	100.374	9.545	6.374	0.076	2.562	1.380	0.041	19.978	64.332	34.641	1.027
b GC7_C6 pl 2	52.250	30.445	0.220	13.628	3.763	0.172	100.478	9.454	6.492	0.033	2.642	1.320	0.040	19.980	66.020	32.988	0.992

Amostras/pontos	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Al	Fe(ii)	Ca	Na	K	TOTAL	An	Ab	Or
b GC7_C7 pl 1	53.060	29.885	0.048	12.675	3.862	0.611	100.141	9.609	6.378	0.007	2.459	1.356	0.141	19.951	62.159	34.273	3.568
b GC7_C8 pl 1	52.071	30.296	0.057	12.865	3.794	0.381	99.464	9.497	6.512	0.009	2.514	1.342	0.089	19.962	63.738	34.015	2.247
b GC7_C9 pl 1	52.113	30.166	0.148	13.159	3.847	0.193	99.626	9.495	6.478	0.023	2.569	1.359	0.045	19.968	64.662	34.209	1.129
b GC9_pl 4	49.142	32.237	0.359	15.432	2.495	0.178	99.843	9.005	6.961	0.055	3.029	0.886	0.042	19.979	76.552	22.397	1.051
b GC9_pl 5	51.895	29.783	0.119	12.957	3.753	0.247	98.754	9.532	6.447	0.018	2.550	1.336	0.058	19.941	64.647	33.885	1.467
b GC9_pl 6	51.048	30.037	0.391	14.644	2.939	0.153	99.212	9.380	6.504	0.060	2.883	1.047	0.036	19.910	72.694	26.401	0.904
b GC9_pl 7	49.318	31.933	0.270	15.166	2.487	0.216	99.390	9.064	6.917	0.041	2.986	0.886	0.051	19.946	76.120	22.589	1.291
b LX1_C10 pl 1	51.611	31.314	0.257	14.212	3.274	0.066	100.734	9.318	6.663	0.039	2.749	1.146	0.015	19.931	70.303	29.308	0.389
b LX1_C10 pl 2	52.236	31.071	0.154	13.333	3.711	0.063	100.568	9.420	6.603	0.023	2.576	1.297	0.014	19.934	66.256	33.371	0.373
b LX1_C12 pl 1	55.771	27.905	0.094	10.289	5.463	0.085	99.607	10.065	5.935	0.014	1.989	1.911	0.020	19.934	50.744	48.756	0.499
b LX1_C13 pl 1	52.157	29.745	0.079	13.169	4.009	0.084	99.243	9.537	6.410	0.012	2.580	1.421	0.020	19.979	64.165	35.348	0.487
b LX1_C15 pl 1	52.842	29.976	0.126	12.868	4.142	0.068	100.022	9.574	6.400	0.019	2.498	1.455	0.016	19.961	62.941	36.663	0.396
b LX1_C4 e 5 pl 1	50.966	30.994	0.285	13.746	3.522	0.222	99.735	9.307	6.670	0.044	2.689	1.247	0.052	20.008	67.436	31.267	1.297
b LX1_C6 pl 1	52.410	30.556	0.007	12.971	4.190	0.114	100.248	9.482	6.515	0.001	2.514	1.470	0.026	20.008	62.695	36.649	0.656
b LX1_C8 pl 1	51.147	31.341	0.166	14.096	3.584	0.066	100.400	9.276	6.698	0.025	2.739	1.260	0.015	20.013	68.228	31.392	0.380
c GC_813_C10_pl 1	48.426	33.199	0.101	16.276	2.387	0.032	100.421	8.835	7.138	0.015	3.181	0.844	0.007	20.022	78.881	20.935	0.185
c GC_813_C14_pl 1	45.279	30.747	1.974	16.707	1.608	0.212	96.527	8.720	6.979	0.318	3.447	0.600	0.052	20.117	84.085	14.645	1.270
c GC_813_C14_pl 1	49.305	31.765	0.111	15.402	2.705	0.129	99.417	9.064	6.882	0.017	3.034	0.964	0.030	19.992	75.313	23.936	0.751
c GC_813_C16_pl 1	48.760	31.961	0.113	15.489	2.609	0.112	99.044	9.003	6.955	0.017	3.064	0.934	0.026	20.000	76.137	23.208	0.656
c GC_813_C22_pl 1	48.660	31.593	0.088	15.017	2.731	0.075	98.164	9.052	6.926	0.014	2.993	0.985	0.018	19.987	74.904	24.651	0.445
c GC1_134B_C1_pl 1	52.204	30.401	0.039	13.348	4.108	0.076	100.176	9.464	6.495	0.006	2.592	1.444	0.018	20.019	63.951	35.616	0.434
c GC1_134B_C13_pl 1	52.427	30.138	0.197	12.668	4.382	0.066	99.878	9.524	6.452	0.030	2.465	1.543	0.015	20.030	61.268	38.352	0.380
c GC1_134B_C14_pl 1	50.882	28.887	2.136	13.164	2.756	0.059	97.884	9.498	6.355	0.333	2.633	0.997	0.014	19.830	72.244	27.370	0.386
c GC1_134B_C3_pl 1	48.716	33.067	0.243	16.324	2.201	0.110	100.661	8.868	7.094	0.037	3.184	0.777	0.026	19.986	79.871	19.488	0.641
c GC1_134B_C4_pl 1	49.501	32.480	0.205	15.692	2.467	0.097	100.442	9.008	6.965	0.031	3.059	0.870	0.023	19.956	77.408	22.022	0.570
c GC10_19_Pl 1	50.730	29.956	0.124	13.875	3.377	0.087	98.149	9.399	6.541	0.019	2.754	1.213	0.021	19.947	69.065	30.419	0.516
c GC10_C17 pl 1	51.340	30.810	0.061	13.712	3.476	0.166	99.565	9.369	6.626	0.009	2.681	1.230	0.039	19.953	67.882	31.140	0.978
c GC10_C2 pl 1	52.954	20.969	1.548	14.877	3.584	0.093	94.025	10.349	4.829	0.253	3.115	1.358	0.023	19.927	69.281	30.203	0.516

Amostras/pontos	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Al	Fe(ii)	Ca	Na	K	TOTAL	An	Ab	Or
c GC10_C22 pl 1	50.866	30.692	0.075	13.885	3.491	0.108	99.117	9.334	6.638	0.012	2.730	1.242	0.025	19.980	68.295	31.073	0.632
c GC7_C1 pl 1	52.055	29.907	0.128	13.008	3.018	1.578	99.694	9.521	6.447	0.020	2.549	1.070	0.368	19.975	63.927	26.840	9.234
c GC7_C10 pl 1	52.164	29.750	0.074	12.863	3.494	0.908	99.253	9.553	6.421	0.011	2.524	1.241	0.212	19.962	63.468	31.198	5.334
c GC7_C2 pl 1	51.446	29.304	0.050	12.389	4.045	0.311	97.545	9.564	6.420	0.008	2.467	1.458	0.074	19.991	61.701	36.455	1.844
c GC7_C2 pl 2	50.983	29.263	0.196	12.571	3.845	0.225	97.083	9.530	6.446	0.031	2.517	1.393	0.054	19.971	63.500	35.147	1.353
c GC7_C3 pl 1	52.388	30.098	0.178	13.151	3.896	0.264	99.975	9.516	6.443	0.027	2.559	1.372	0.061	19.979	64.102	34.365	1.532
c GC7_C3 pl 2	49.636	32.236	0.099	15.146	2.775	0.232	100.124	9.055	6.931	0.015	2.960	0.981	0.054	19.997	74.086	24.563	1.351
c GC7_C4 pl 1	46.960	24.430	6.060	12.178	0.522	0.067	90.217	9.647	5.915	1.041	2.680	0.208	0.018	19.508	92.241	7.155	0.604
c GC7_C5 pl 1	52.819	30.319	0.210	13.143	3.787	0.234	100.512	9.532	6.449	0.032	2.541	1.325	0.054	19.933	64.825	33.801	1.374
c GC7_C6 pl 1	52.280	30.452	0.297	13.241	3.746	0.151	100.167	9.476	6.505	0.045	2.571	1.316	0.035	19.948	65.551	33.559	0.890
c GC7_C6 pl 2	53.687	28.000	0.087	10.941	4.682	0.340	97.737	9.906	6.089	0.013	2.163	1.675	0.080	19.927	55.206	42.751	2.043
c GC7_C7 pl 1	52.763	30.378	0.101	13.063	3.723	0.346	100.374	9.532	6.467	0.015	2.528	1.304	0.080	19.926	64.629	33.332	2.038
c GC7_C8 pl 1	52.356	30.551	0.072	13.041	3.576	0.489	100.085	9.491	6.527	0.011	2.533	1.257	0.113	19.931	64.899	32.204	2.897
c GC7_C9 pl 1	51.241	25.728	0.869	16.288	2.651	0.147	96.924	9.714	5.748	0.138	3.308	0.974	0.036	19.917	76.612	22.565	0.823
c GC9_pl 4	49.820	30.105	0.480	15.875	2.532	0.137	98.949	9.225	6.570	0.074	3.149	0.909	0.032	19.960	76.988	22.221	0.791
c GC9_pl 5	51.177	30.394	0.133	13.773	3.398	0.177	99.052	9.393	6.574	0.020	2.708	1.209	0.041	19.946	68.411	30.543	1.047
c GC9_pl 6	51.246	30.779	0.094	13.654	3.628	0.154	99.555	9.359	6.624	0.014	2.671	1.285	0.036	19.989	66.923	32.179	0.899
c GC9_pl 7	50.044	31.442	0.186	14.806	2.926	0.135	99.539	9.171	6.791	0.029	2.907	1.040	0.032	19.969	73.074	26.133	0.793
c GC9_pl	51.018	30.850	0.369	13.913	3.380	0.240	99.770	9.318	6.640	0.056	2.722	1.197	0.056	19.989	68.485	30.108	1.407
c LX1_C10 pl 1	54.750	28.909	0.112	11.685	4.755	0.109	100.320	9.849	6.128	0.017	2.252	1.658	0.025	19.929	57.225	42.140	0.636
c LX1_C10 pl 2	52.486	29.437	0.102	12.098	4.386	0.114	98.623	9.632	6.366	0.016	2.378	1.560	0.027	19.979	59.978	39.349	0.673
c LX1_C12 pl 1	46.952	34.098	0.025	17.763	1.608	0.039	100.485	8.595	7.356	0.004	3.483	0.571	0.009	20.017	85.732	14.044	0.224
c LX1_C12 pl 2	52.457	30.221	0.000	13.230	3.787	0.083	99.778	9.525	6.467	0.000	2.574	1.333	0.019	19.918	65.554	33.956	0.490
c LX1_C13 pl 1	51.239	29.764	0.162	13.414	3.816	0.090	98.485	9.458	6.475	0.025	2.653	1.366	0.021	19.998	65.669	33.806	0.525
c LX1_C15 pl 1	50.681	30.949	0.022	13.885	3.462	0.071	99.070	9.301	6.694	0.003	2.730	1.232	0.017	19.976	68.621	30.962	0.418
c LX1_C20 pl 1	49.782	32.108	0.055	15.348	2.732	0.032	100.057	9.078	6.900	0.008	2.998	0.966	0.007	19.958	75.494	24.318	0.187
c LX1_C4 e 5 pl 1	45.415	24.996	4.778	13.879	2.562	0.581	92.211	9.272	6.014	0.816	3.036	1.014	0.151	20.303	72.260	24.138	3.602
c LX1_C6 pl 1	50.860	31.175	0.060	14.472	3.313	0.060	99.940	9.267	6.694	0.009	2.825	1.170	0.014	19.979	70.462	29.190	0.348

Amostras/pontos	SiO2	Al2O3	FeO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL	Si	Al	Fe(ii)	Ca	Na	K	TOTAL	An	Ab	Or
c LX1_C7 pl 1	51.817	31.181	0.039	13.904	3.741	0.093	100.775	9.349	6.630	0.006	2.687	1.308	0.021	20.001	66.896	32.571	0.533
c LX1_C7 pl 1	51.002	30.753	0.112	13.653	3.784	0.100	99.404	9.336	6.634	0.017	2.677	1.343	0.023	20.030	66.214	33.209	0.577
c LX1_C8 pl 1	52.505	30.539	0.039	13.535	3.767	0.087	100.472	9.480	6.498	0.006	2.618	1.319	0.020	19.940	66.168	33.325	0.506
c LX1_C9 pl 1	51.648	30.496	0.135	12.724	4.112	0.164	99.279	9.442	6.570	0.021	2.492	1.457	0.038	20.021	62.494	36.547	0.959

Tabela 10: Composição química dos anfibólios em gabro, recalculados na base de 23 Oxigênios.

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tot	Si	Ti	Al	Cr	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	Na	K	TOTAL
c LX1_C4 e 5 anf 1	40.699	2.684	14.960	0.224	11.168	0.118	12.009	11.352	2.794	1.210	97.218	6.029	0.299	2.612	0.039	1.383	0.015	2.670	1.802	0.802	0.229	15.881
b LX1_C1 anf	40.349	2.764	15.042	0.000	11.060	0.108	11.739	11.339	2.890	1.159	96.450	6.023	0.310	2.646	0.000	1.380	0.014	2.630	1.813	0.836	0.221	15.873
b LX1_C1 borda anf	41.170	2.217	15.348	0.000	10.988	0.051	12.010	11.385	2.651	1.094	96.914	6.088	0.247	2.675	0.000	1.359	0.006	2.666	1.804	0.760	0.206	15.811
c LX1_C16 e 21 anf 1	41.102	1.138	15.093	0.070	10.360	0.143	13.157	11.716	2.634	1.267	96.680	6.094	0.127	2.637	0.012	1.284	0.018	2.928	1.861	0.757	0.240	15.959
c LX1_C4 e 5 anf 1 2	40.699	2.684	14.960	0.224	11.168	0.118	12.009	11.352	2.794	1.210	97.218	6.029	0.299	2.612	0.039	1.383	0.015	2.670	1.802	0.802	0.229	15.881
c LX1_C9 anf 1	42.136	0.145	15.583	0.033	10.076	0.144	13.704	11.638	2.706	1.210	97.375	1.039	0.003	0.453	0.001	0.208	0.003	0.507	0.308	0.129	38.290	40.941
c LX1_C11 anf laranja 1	41.284	2.783	14.471	0.224	11.290	0.113	11.854	11.815	2.966	1.021	97.821	6.082	0.308	2.513	0.039	1.391	0.014	2.621	1.865	0.847	0.192	15.873
c LX1_C11 anf laranja 2	41.708	1.443	14.531	0.117	11.230	0.118	12.463	11.436	2.697	1.050	96.793	6.183	0.161	2.539	0.021	1.392	0.015	2.773	1.816	0.775	0.199	15.873
c LX1_C11 anf verde 1	42.160	0.960	14.968	0.067	10.854	0.052	12.960	11.616	2.687	1.117	97.441	6.191	0.106	2.590	0.012	1.333	0.006	2.856	1.827	0.765	0.209	15.895
c LX1_C4 e 5 anf verde	40.216	2.659	15.045	0.000	10.690	0.141	11.863	11.129	2.760	1.213	95.716	6.035	0.300	2.661	0.000	1.341	0.018	2.672	1.789	0.803	0.232	15.852
c LX1_C3 anf verde	41.475	0.372	15.418	0.013	10.656	0.077	12.981	11.755	2.511	1.209	96.467	6.153	0.042	2.696	0.002	1.322	0.010	2.890	1.868	0.722	0.229	15.933
c LX1_C4 e 5 anf verde 3	40.216	2.659	15.045	0.000	10.690	0.141	11.863	11.129	2.760	1.213	95.716	6.035	0.300	2.661	0.000	1.341	0.018	2.672	1.789	0.803	0.232	15.852
c LX1_C2 anf verde 1	41.542	0.266	15.375	0.000	10.443	0.108	13.225	11.712	2.601	1.242	96.514	6.156	0.030	2.685	0.000	1.294	0.014	2.942	1.860	0.747	0.235	15.962
c LX1_C16 e 21 anf verde 1	41.541	0.218	15.461	0.000	10.047	0.109	13.529	11.735	2.732	1.179	96.551	6.144	0.024	2.695	0.000	1.243	0.014	3.003	1.859	0.783	0.222	15.987
c GC1_134B_C13 anf laranja 1	41.683	2.547	14.276	0.024	10.518	0.163	12.640	11.902	2.527	1.220	97.500	6.132	0.282	2.475	0.004	1.294	0.020	2.791	1.876	0.721	0.229	15.823
c GC1_134B_C12 anf laranja 1	42.012	3.070	14.112	0.000	10.026	0.123	13.631	11.814	2.605	1.065	98.458	6.100	0.335	2.415	0.000	1.217	0.015	2.971	1.838	0.733	0.197	15.822
b GC_813_C7_anf 1	40.667	2.725	14.693	0.000	10.243	0.000	12.458	11.644	2.625	1.070	96.125	6.059	0.305	2.580	0.000	1.276	0.000	2.786	1.859	0.758	0.203	15.826
c GC_813_C7_anf 1	39.683	2.978	15.253	0.033	10.863	0.072	12.218	11.699	2.529	1.166	96.494	5.924	0.334	2.684	0.006	1.356	0.009	2.738	1.871	0.732	0.222	15.876

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	Tot	Si	Ti	Al	Cr	Fe(ii)	Mn	Mg	Ca	Na	K	TOTAL
c GC_813_C7_anf 1	40.376	2.971	14.430	0.000	10.142	0.101	12.386	11.699	2.437	1.097	95.639	6.051	0.335	2.548	0.000	1.271	0.013	2.786	1.878	0.708	0.210	15.799
c GC_813_C8_anf 1	40.426	2.699	14.757	0.002	10.989	0.126	12.480	11.773	2.609	1.166	97.027	6.002	0.301	2.582	0.000	1.364	0.016	2.781	1.873	0.751	0.221	15.891
b GC_813_C8_anf 1	40.679	3.351	14.853	0.000	11.088	0.004	12.131	11.487	2.618	1.127	97.338	6.009	0.372	2.586	0.000	1.370	0.001	2.690	1.818	0.750	0.212	15.807
b GC10_C2 anf 1	41.080	3.243	13.311	0.492	9.416	0.065	12.850	11.734	2.409	1.447	96.047	6.128	0.364	2.340	0.087	1.174	0.008	2.877	1.875	0.697	0.275	15.825
c GC1_134B_C1_anf_2	41.852	2.375	13.461	0.000	10.401	0.035	12.980	12.003	2.556	1.050	96.713	6.199	0.265	2.350	0.000	1.288	0.004	2.885	1.905	0.734	0.198	15.828
b GC1_134B_C1_anf_2	41.808	2.584	13.682	0.000	10.376	0.131	12.343	11.660	2.400	1.123	96.107	6.222	0.289	2.400	0.000	1.291	0.017	2.757	1.859	0.692	0.213	15.741

Tabela 11: Composição das olivinas em gabros, recalculados na base de 4 Oxigênios.

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ni	Ca	Fo	Fa	Tp
GC1_134B_C2_ol 1 centro	37.464	0.041	0.012	0.022	29.513	0.423	31.921	0.160	0.005	99.646	0.981	0.001	0.000	0.000	0.303	0.010	0.881	0.003	0.000	73.781	25.407	0.812
GC1_134B_C2_ol 1 borda	38.030	0.088	0.064	0.009	28.521	0.391	31.912	0.127	0.066	99.299	0.982	0.002	0.002	0.000	0.357	0.009	0.917	0.003	0.002	71.469	27.835	0.696
GC1_134B_C2_ol 2 centro	37.064	0.097	0.000	0.000	29.671	0.468	32.160	0.102	0.000	99.566	0.984	0.002	0.000	0.000	0.612	0.011	1.175	0.002	0.000	65.355	34.047	0.598
GC1_134B_C2_ol 2 borda	37.711	0.000	0.000	0.000	29.711	0.369	32.346	0.037	0.000	100.182	0.984	0.000	0.000	0.000	0.620	0.008	1.223	0.001	0.000	66.077	33.470	0.454
GC1_134B_C3_ol 1 centro	38.116	0.000	0.001	0.000	27.776	0.286	33.634	0.094	0.000	99.970	0.986	0.000	0.000	0.000	0.627	0.006	1.226	0.002	0.000	65.952	33.700	0.348
GC1_134B_C3_ol 1 borda	38.470	0.023	0.002	0.000	27.652	0.370	33.966	0.131	0.051	100.700	0.986	0.000	0.000	0.000	0.627	0.008	1.261	0.003	0.001	66.483	33.080	0.437
GC1_134B_C5_ol 1 centro	37.441	0.000	0.033	0.000	28.969	0.405	33.335	0.113	0.000	100.301	0.987	0.000	0.001	0.000	0.631	0.009	1.265	0.002	0.000	66.388	33.130	0.482
GC1_134B_C5_ol 1 borda	37.797	0.089	0.040	0.000	28.738	0.489	33.515	0.027	0.000	100.760	0.987	0.002	0.001	0.000	0.633	0.011	1.277	0.001	0.000	66.485	32.941	0.574
GC1_134B_C14_ol 1 centro	37.666	0.018	0.000	0.000	28.711	0.442	33.204	0.143	0.000	100.200	0.987	0.000	0.000	0.000	0.636	0.010	1.281	0.003	0.000	66.478	33.001	0.520
GC1_134B_C14_ol 1 borda	38.068	0.000	0.018	0.000	28.932	0.328	33.150	0.137	0.029	100.662	0.990	0.000	0.001	0.000	0.640	0.007	1.284	0.003	0.001	66.491	33.125	0.383
GC_813_C7_ol 1 centro	37.347	0.000	0.049	0.065	29.756	0.508	32.867	0.092	0.033	100.784	0.990	0.000	0.002	0.001	0.641	0.012	1.288	0.002	0.001	66.376	33.029	0.594
GC_813_C7_ol 1 borda	35.579	0.000	3.327	0.000	27.784	0.238	29.813	0.096	0.086	97.697	0.990	0.000	0.108	0.000	0.641	0.006	1.293	0.002	0.003	66.652	33.061	0.287
GC_813_C16_ol 1 centro	37.166	0.000	0.000	0.000	29.460	0.182	32.351	0.135	0.000	99.370	0.991	0.000	0.000	0.000	0.643	0.004	1.296	0.003	0.000	66.697	33.088	0.215
GC_813_C16_ol 1 borda	37.138	0.000	0.000	0.000	30.176	0.514	32.251	0.098	0.000	100.226	0.991	0.000	0.000	0.000	0.644	0.012	1.299	0.002	0.000	66.452	32.946	0.602
GC_813_C10_ol 1	36.983	0.063	0.097	0.010	29.477	0.551	33.214	0.135	0.018	100.615	0.993	0.001	0.003	0.000	0.644	0.013	1.300	0.003	0.001	66.433	32.927	0.640
GC_813_C10_ol 2	35.355	0.000	1.925	0.089	28.414	0.276	30.486	0.098	0.105	97.065	0.993	0.000	0.063	0.002	0.647	0.007	1.303	0.002	0.003	66.595	33.072	0.332
GC_813_C5_ol 1 centro	37.023	0.000	0.015	0.000	29.298	0.323	32.925	0.106	0.010	99.831	0.994	0.000	0.000	0.000	0.649	0.007	1.307	0.002	0.000	66.565	33.059	0.377
GC_813_C5_ol 1 borda	37.343	0.041	0.003	0.000	29.235	0.605	32.343	0.119	0.027	99.749	0.995	0.001	0.000	0.000	0.653	0.014	1.308	0.003	0.001	66.243	33.056	0.701

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ni	Ca	Fo	Fa	Tp
GC_813_C14_ol 1 centro	37.299	0.000	0.000	0.000	28.866	0.396	33.542	0.168	0.005	100.336	0.995	0.000	0.000	0.000	0.661	0.009	1.311	0.004	0.000	66.191	33.355	0.454
GC_813_C14_ol 1 borda	37.349	0.138	0.121	0.000	28.486	0.430	33.030	0.040	0.006	99.700	0.995	0.003	0.004	0.000	0.661	0.010	1.311	0.001	0.000	66.149	33.356	0.495
GC10_19_Ol1_C	36.547	0.101	0.014	0.011	29.492	0.467	32.639	0.081	0.000	99.372	0.997	0.002	0.000	0.000	0.661	0.011	1.312	0.002	0.000	66.129	33.328	0.542
GC10_19_Ol1_B	36.712	0.063	0.000	0.108	29.490	0.346	32.819	0.077	0.034	99.672	0.998	0.001	0.000	0.002	0.662	0.008	1.313	0.002	0.001	66.227	33.373	0.401
GC10_C16 ol 1 c	36.851	0.092	0.131	0.031	30.476	0.344	30.848	0.040	0.012	98.924	0.998	0.002	0.004	0.001	0.662	0.008	1.316	0.001	0.000	66.265	33.333	0.402
GC10_C16 ol 1 b	36.728	0.000	0.000	0.000	31.259	0.462	31.620	0.156	0.109	100.387	0.998	0.000	0.000	0.000	0.662	0.011	1.316	0.003	0.003	66.170	33.296	0.534
GC10_C17 ol 1 c	37.056	0.000	0.000	0.008	28.015	0.333	33.871	0.172	0.020	99.543	1.000	0.000	0.000	0.000	0.663	0.008	1.320	0.004	0.001	66.321	33.297	0.382
GC10_C17 ol 1 b	37.426	0.005	0.001	0.000	28.037	0.463	34.134	0.116	0.013	100.235	1.000	0.000	0.000	0.000	0.663	0.010	1.323	0.002	0.000	66.259	33.216	0.525
GC10_C18 ol 1 c	53.386	0.108	1.639	0.147	17.296	0.358	24.909	0.025	1.552	99.464	1.000	0.002	0.048	0.003	0.667	0.007	1.323	0.000	0.041	66.251	33.374	0.375
GC10_C18 ol 1 b	52.938	0.172	1.587	0.045	14.082	0.272	22.937	0.047	6.708	98.960	1.001	0.003	0.048	0.001	0.667	0.006	1.326	0.001	0.185	66.334	33.369	0.297
GC10_C14 ol 1 c	37.062	0.010	0.007	0.075	29.669	0.531	32.572	0.000	0.019	99.984	1.001	0.000	0.000	0.002	0.668	0.012	1.326	0.000	0.001	66.101	33.293	0.606
GC10_C14 ol 1 b	37.495	0.023	0.023	0.000	29.145	0.471	33.120	0.137	0.009	100.472	1.001	0.000	0.001	0.000	0.668	0.011	1.326	0.003	0.000	66.148	33.319	0.533
GC10_C3 ol 1 c	37.064	0.000	0.032	0.064	28.243	0.227	33.866	0.060	0.037	99.664	1.003	0.000	0.001	0.001	0.668	0.005	1.326	0.001	0.001	66.326	33.415	0.259
GC10_C3 ol 1 b	37.377	0.179	0.006	0.000	28.277	0.385	33.788	0.172	0.001	100.224	1.003	0.004	0.000	0.000	0.668	0.009	1.326	0.004	0.000	66.207	33.357	0.435
GC9_ol 3 c	36.482	0.000	0.000	0.000	29.766	0.376	32.899	0.109	0.039	99.740	1.003	0.000	0.000	0.000	0.670	0.009	1.329	0.002	0.001	66.195	33.374	0.431
GC9_ol 3 b	36.592	0.142	0.008	0.000	29.980	0.320	32.640	0.054	0.000	99.755	1.004	0.003	0.000	0.000	0.671	0.007	1.329	0.001	0.000	66.222	33.412	0.366
GC9_ol 4 c	35.392	0.000	0.093	0.086	29.736	0.407	31.519	0.159	0.039	97.480	1.005	0.000	0.003	0.002	0.671	0.010	1.330	0.004	0.001	66.161	33.360	0.478
GC9_ol 4 b	36.711	0.000	0.000	0.134	30.017	0.279	33.108	0.103	0.008	100.367	1.006	0.000	0.000	0.003	0.671	0.006	1.331	0.002	0.000	66.255	33.428	0.317
GC9_ol 5 c	36.330	0.000	0.144	0.021	29.886	0.429	33.272	0.212	0.050	100.400	1.006	0.000	0.005	0.000	0.673	0.010	1.331	0.005	0.001	66.097	33.416	0.487
GC9_ol 5 b	36.800	0.023	0.141	0.022	29.834	0.408	33.192	0.089	0.036	100.592	1.008	0.000	0.004	0.000	0.675	0.009	1.332	0.002	0.001	66.050	33.489	0.461
GC9_ol 6 c	36.516	0.000	0.000	0.000	30.941	0.365	32.667	0.120	0.024	100.671	1.009	0.000	0.000	0.000	0.676	0.008	1.332	0.003	0.001	66.061	33.524	0.414
GC9_ol 6 b	36.642	0.000	1.649	0.000	29.380	0.407	31.824	0.109	0.085	100.297	1.009	0.000	0.052	0.000	0.677	0.009	1.334	0.002	0.002	66.033	33.508	0.459
GC9_ol 1 c	36.527	0.135	0.000	0.009	30.150	0.244	32.279	0.017	0.026	99.426	1.010	0.003	0.000	0.000	0.680	0.006	1.338	0.000	0.001	66.115	33.607	0.278
GC9_ol 1 b	36.082	0.000	0.716	0.043	29.670	0.291	31.606	0.161	0.060	98.753	1.014	0.000	0.023	0.001	0.681	0.007	1.340	0.004	0.002	66.092	33.575	0.334
GC9_ol 7 c	37.038	0.005	0.405	0.122	29.419	0.380	32.554	0.192	0.025	100.276	1.014	0.000	0.013	0.003	0.681	0.009	1.340	0.004	0.001	66.005	33.568	0.427
GC9_ol 8 c	36.374	0.038	0.000	0.067	30.191	0.295	32.880	0.116	0.000	100.043	1.014	0.001	0.000	0.001	0.685	0.007	1.341	0.003	0.000	65.972	33.695	0.333
GC9_ol 8 b	36.971	0.161	3.646	0.000	27.658	0.342	29.044	0.145	0.130	98.753	1.017	0.003	0.117	0.000	0.687	0.008	1.346	0.003	0.004	65.964	33.651	0.385
GC9_ol 9 c	36.722	0.033	0.000	0.000	29.655	0.365	33.591	0.122	0.014	100.502	1.018	0.001	0.000	0.000	0.694	0.008	1.348	0.003	0.000	65.749	33.845	0.405

Amostras/pontos	SiO2	TiO2	Al2O3	Cr2O3	FeO	MnO	MgO	NiO	CaO	Total	Si	Ti	Al	Cr	Fe	Mn	Mg	Ni	Ca	Fo	Fa	Tp
GC9_ol 9 b	37.049	0.000	0.010	0.022	30.004	0.413	33.432	0.083	0.033	101.071	1.027	0.000	0.000	0.000	0.699	0.009	1.359	0.002	0.001	65.747	33.800	0.453
GC9_ol 2 c	35.256	0.008	2.612	0.013	28.406	0.439	29.397	0.227	0.052	96.620	1.319	0.000	0.086	0.000	0.699	0.010	1.360	0.005	0.002	65.712	33.786	0.502
GC9_ol 2 b	36.536	0.181	0.082	0.000	29.109	0.310	32.677	0.130	0.045	99.080	1.364	0.004	0.003	0.000	0.710	0.007	1.360	0.003	0.001	65.481	34.175	0.344

Tabela 12: Composição química dos óxidos de gabros.

pontos/óxidos	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	Total	Classificação	Si	Ti	Al	Fe+3	Fe+2	Mn	Mg	Fe2O3 wt. %	FeO wt. %
GC10_C13 ox 1	0.038	52.167	0.054	45.967	0.459	1.957	101.709	ilmenita	0.002	0.014	0.097	1.620	1.004	0.002	0.009	57.693	32.175
GC10_C8 ox 1	0.018	53.674	0.057	46.248	0.541	2.007	103.693	ilmenita	0.003	0.026	0.079	1.653	1.018	0.002	0.007	58.367	32.346
GC10_C8 ox 2	0.034	53.035	0.030	46.030	0.459	1.951	102.648	ilmenita	0.003	0.020	0.096	1.622	1.006	0.005	0.009	56.233	31.391
LX1_C1 ox 1	0.028	51.800	0.002	47.696	0.583	0.983	101.913	ilmenita	0.001	0.958	0.002	0.060	0.878	0.009	0.071	3.275	43.020
LX1_C4 e 5 ox 1	0.121	49.992	0.025	47.469	0.701	1.143	100.332	ilmenita	0.000	0.967	0.002	0.041	0.885	0.011	0.072	2.299	44.179
GC1_134B_C1_ox 1	0.018	52.575	0.000	46.431	0.583	1.593	102.167	ilmenita	0.001	0.965	0.001	0.045	0.886	0.009	0.070	2.498	43.782
GC_813_C13_ox 1	0.075	48.686	0.021	46.837	0.676	1.775	99.148	ilmenita	0.001	0.963	0.000	0.072	0.914	0.012	0.036	3.854	44.228
GC_813_C13_ox 2	0.038	50.416	0.000	46.751	0.407	1.790	100.430	ilmenita	0.003	0.935	0.001	0.107	0.880	0.015	0.042	5.726	42.318
GC_813_C13_ox 3	0.041	48.685	0.030	46.454	0.614	1.874	98.693	ilmenita	0.000	0.964	0.000	0.053	0.893	0.012	0.058	2.892	43.828
GC10_C14 ox 1	0.078	0.686	2.121	81.987	0.153	0.158	93.145	magnetita	0.002	0.916	0.001	0.142	0.837	0.014	0.066	7.556	40.041
GC10_C6 ox 1	0.067	0.934	1.773	84.865	0.072	0.120	95.074	magnetita	0.001	0.938	0.000	0.102	0.865	0.009	0.066	5.503	41.798
GC10_C23 ox 1	0.053	0.513	2.206	84.088	0.057	0.169	95.613	magnetita	0.001	0.920	0.001	0.139	0.837	0.013	0.070	7.344	39.846

Tabela 13: Composição química dos sulfetos em Gabros.

Amostras/pontos	Fe	S	Cu	Ni	Total	Amostras/pontos	Fe	S	Cu	Ni	Total
GC7_C6 py 1	57.296	39.102	0.018	0.446	96.862	GC7_C6 py 1	1.220	1.026	0.000	0.007	pirrotita
GC7_C2 py 1	52.604	36.255	0.025	0.372	89.256	GC7_C2 py 1	1.131	0.942	0.000	0.006	pirrotita
GC7_C1 py 1	43.144	54.873	0.080	0.040	98.137	GC7_C1 py 1	1.712	0.773	0.001	0.001	pirita
LX1_C6 py 1	44.998	54.224	0.000	0.000	99.222	LX1_C6 py 1	1.691	0.806	0.000	0.000	pirita
LX1_C2 py 1	28.805	34.020	33.389	0.000	96.214	LX1_C2 py 1	1.061	0.516	0.525	0.000	Calcopirita

