

UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARANÁ

BÁRBARA CAROLINA DRESSEL

**RELAÇÕES DE COLOCAÇÃO, DEFORMAÇÃO E TIPOLOGIA DOS GRANITOS
VARGINHA, MORRO GRANDE, PIEDADE E CERNE, LESTE DO PARANÁ**

CURITIBA

2013

BÁRBARA CAROLINA DRESSEL

**RELAÇÕES DE COLOCAÇÃO, DEFORMAÇÃO E TIPOLOGIA DOS GRANITOS
VARGINHA, MORRO GRANDE, PIEDADE E CERNE, LESTE DO PARANÁ**

Dissertação apresentada ao Programa de Pós-Graduação em Geologia, Setor de Ciências da Terra, Universidade Federal do Paraná, como documento para a obtenção do título de Mestre em Geologia Exploratória

Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de Mesquita Barros

Co-Orientadores: Prof. Dr. Alberto Pio Fiori,
Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury

CURITIBA

2013

Aos meus pais Ana Lúcia e Gerson.
Aos meus irmãos Leonardo e Rodolfo.
A todos os alunos de pós-graduação na luta pela evolução das geociências.
A todos os seres, que todos possam ser beneficiados.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de agradecer à Universidade Federal do Paraná, ao Programa da Pós-Graduação em Geologia e ao Departamento de Geologia pela oportunidade e infra-estrutura. Ao REUNI e a Capes pela bolsa. Ao Projeto Falhas, a Petrobrás e à Funpar, pelo financiamento da pesquisa, e sem os quais esse trabalho não teria sido possível.

Agradeço também ao pessoal da Geofísica: Prof. Francisco Ferreira e ao amigo Luís Gustavo de Castro, pelo grande auxílio na parte de gravimetria. Agradeço ainda aos professores Pedro, Sílvio e Luíz da Geomática, pelo gentil empréstimo do GPS geodésico, essencial para o levantamento gravimétrico, e ao Ernesto, pelo apoio de campo durante a aquisição dos dados gravimétricos.

Gostaria de agradecer ainda aos professores do Departamento de Geologia que auxiliaram para a realização dessa pesquisa, principalmente ao Prof. Mauro Salgado Monastier e à Prof. Eleonora Vasconcelos.

Expresso profundo agradecimento aos colegas da Pós-Graduação pela companhia e apoio em todas as fases deste trabalho: Danielle Schemiko, Marcell Besser, Alessandra Faresin, Fernanda Gonçalves, José Becker, Fábio de Lima, Guilherme Sowek, Márgia Carvalho, Ariadne Borgo, Juliana Costa, Marco Thoaldo, Suzane Beraldin, Mérolyn Rodrigues, Pedro Hauck.

Expresso carinho e agradecimento também aos vários colegas geólogos pelo apoio e amizade, e em especial José Bazille, Pedro Silveira, Ana Carolina, Daiane, Dudu, Gaúcho, Fontanella.

Gostaria de agradecer aos amigos e irmãos-vajra pelo apoio e amizade: Vanessa, Verônica, Cyntia, Luiz, Talita, Shoga, Halima, Raquel, Gilda, Júnior e, em especial, à Lama Yeshe e ao Lama Rigdzin.

Agradeço especialmente à minha família pelo apoio constante: Ana Lúcia, Gerson, Leonardo e Rodolfo, e também, a Sofia, Tante Marlis, Tio Herblay, Onkel Charles, Vó Leonita e Dadá. Aos amigos de longa data que sempre estiveram presentes mesmo distantes: Aline, Polyana, Francine, Fabrise, Marília, Filipe, Felipe, Vinícius e Marcos. Agradeço de forma especial a Juarez Schütz pelo apoio, motivação e carinho.

Agradeço especialmente ao prof. Leonardo Cury pela co-orientação, apoio e pelas discussões sempre produtivas, e ao prof. Alberto Fiori pela co-orientação e apoio financeiro do Projeto Falhas para o desenvolvimento desse trabalho.

Expresso imensa e especial gratidão ao Prof. Cadu, pelo apoio, contribuição e constante orientação em todas as etapas deste trabalho.

Uma árvore em flor fica despida e
despojada de suas folhas no outono.
A beleza transforma-se em feiúra, a juventude
transforma-se em velhice e os erros, em virtude.
As coisas não permanecem sempre as mesmas e
nada existe realmente.
Portanto, as aparências e o vazio
existem de forma simultânea.

Dalai Lama

RESUMO

Os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne afloram no leste do Estado do Paraná e estão alojados em rochas do Grupo Açungui, entre as falhas da Lancinha e de Morro Agudo. Estes corpos graníticos apresentam-se alongados segundo a direção geral N30-40E, o que gerou indagações sobre as condições de colocação e deformação. Este trabalho tem como objetivos discutir as condições e mecanismos de colocação dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, com relação ao contexto da evolução do Sistema de Transcorrência Lancinha; discutir relações temporais entre as zonas de cisalhamento da Lancinha e do Cerne, além das características tipológicas e avaliar mecanismos de deformação intracristalina. Para tanto serão abordados os métodos de levantamento de dados de campo e petrografia, além de análise litogeoquímica. Para verificar o formato em subsuperfície do Granito do Cerne, também será aplicado o método da gravimetria. O Granito Varginha é composto por sienogranitos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos, com textura fanerítica equigranular média a grossa e geralmente estrutura isotrópica, localmente podendo apresentar incipiente estrutura de fluxo magmático. O Granito Morro Grande constitui-se de sienogranitos e álcali-feldspato granitos, com textura inequigranular fina a grossa e porfirítica e estrutura isotrópica. O Granito Piedade é formado por sienogranitos com textura fanerítica equigranular fina a muito fina, estrutura isotrópica, com orientação local incipiente N25E de cristais de biotita. O Granito do Cerne constitui-se de álcali-feldspato granitos, quartzo álcali-feldspato sienitos e álcali-feldspato sienitos, a textura é fanerítica equigranular média a fina. A estrutura isotrópica é predominante, no entanto, cristais de biotita e FK podem definir estrutura de fluxo magmático local. Nas rochas encaixantes ocorre foliação vertical do tipo clivagem filítica com atitude N30-70E/subvertical, filonitos (N55E/76SE) e fraturas em torno de N40-50E/subvertical que pode ser comparada à Falha da Lancinha, cuja direção principal é N50E. O levantamento gravimétrico permitiu confirmar o formato alongado do Granito do Cerne em subsuperfície. Os padrões geoquímicos apresentados pelos granitos estudados apontam para classificação como tipo I Caledoniano para o Granito Varginha, tipo A crustal para os granitos Morro Grande e Cerne e tipo A mantélico para o Granito Piedade. A estrutura isotrópica em rochas pertencentes a corpos alongados pode ser explicada pela colocação em sítios transtrativos associados com uma fase sinistral do sistema transcorrente e possivelmente associado a uma fase de alívio pós-colisional. Uma hipótese alternativa para explicar a colocação destes corpos poderia ser o alojamento ao longo de espaços criados por falhas profundas associadas a componentes de fendas de tensão (fraturas T) do sistema transcorrente sinistral. As temperaturas elevadas e as baixas viscosidades esperadas para os magmas graníticos do tipo A crustais ou mantélicos podem ter controlado a ascensão dos líquidos até níveis crustais rasos, aproveitando-se de anisotropias estruturais. As características físicas destes magmas em associação com os campos de esforços poderiam explicar a forma alongada e a predominância de rochas isotrópicas. A deformação no estado sólido e em condições de natureza dúctil-rúptil observada sobretudo no Granito do Cerne teria ligação com a fase de reativação dextral do Sistema de Transcorrência Lancinha.

Palavras-chave: Falha da Lancinha. Granitos tipo A. Granitos transtracionais.

ABSTRACT

The Varginha, Morro Grande, Piedade and Cerne granites crop out in the East of Paraná State and are intruded in the Açungui Group rocks, between two major structures, the Lancinha and Morro Agudo transcurrent faults. In map view, these granites are elongated in the N30-40E trend, which led to questions about the conditions of emplacement and deformation. This work aims to discuss the conditions and mechanisms of emplacement for the granites mentioned above, with respect to the context of the evolution of the Lancinha transcurrent system, beyond discussing typological characteristics of the granites and evaluating intracrystalline deformation mechanisms. In order to achieve these goals, it will be discussed the survey field data and petrography, and lithogeochemistry analysis. In order to check the subsurface format of Cerne Granite, it will be also applied the method of gravimetry. The Varginha Granite consists of phaneritic and equigranular medium to coarse syenogranites, quartz monzonites and quartz syenites and generally isotropic structure, locally it may present magmatic flow structure. The Morro Grande Granite consists of syenogranites and alkali-feldspar granites, with fine to coarse inequigranular textures and porphyritic texture. The Piedade Granite is formed by syenogranites with phaneritic fine to very fine equigranular texture and isotropic structure. Moderate preferred orientation of undeformed crystals of K-feldspar crystals and biotite are locally found and attributed to magmatic foliation. This foliation has N25E direction. The Cerne Granite consists of alkali-feldspar granites, quartz alkali-feldspar syenites and alkali-feldspar syenites, with phaneritic medium to fine equigranular texture. The isotropic structure is predominant, however, biotite and K-feldspar crystals may define local incipient foliation and magmatic flow structure. Country rocks are represented by metasedimentary rocks with vertical structure observed in phylitic cleavage with attitude N30-70E/subvertical and phylonites (N55E/76SE) and fractures around N40-50E/subvertical, which can be compared to the Lancinha Fault, whose main direction is N50E. Gravity data permitted to define the elongated shape of the Cerne Granite in subsurface. Geochemical patterns indicate classification as I-type Caledonian for the Varginha Granite, A2-type for the Morro Grande and Cerne granites and A1-type for the Piedade Granite. The predominant isotropic structure and the evidence of solid state deformation indicate that these granites have been deformed by a dextral phase of Lancinha Transcurrent System after its emplacement. Thus, the elongated shape can be related to the formation of transtension sites associated with sinistral transcurrent phase system and possibly associated to a relief phase of the region after collision. Isotropic structure in rocks from elongated bodies could be attributed to emplacement along transtensional sites related to the sinistral strike slip during post-collision relaxation. An alternative hypothesis to explain the emplacement of these bodies would be the emplacement along spaces created by deep shear zones possibly in tension gashes positions from the major sinistral strike-slip system. High temperatures and low viscosities expected to these A-type magmas could have controlled the liquid ascending to shallow crustal levels through structural anisotropies. Ductile-brittle deformation observed mainly in the Cerne Granite would be a response to the dextral reactivation of the Lancinha Strike-Slip System.

Keywords: Lancinha Fault. A-type granites. Transtensional granites.

LISTA DE FIGURAS

- FIGURA 1 - Mapa geológico do leste paranaense destacando os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, estudados nesta dissertação. Adaptado de: Mineropar, 2006..... 16
- FIGURA 2 - Mapa de acesso aos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, alinhados entre a Falha de Morro Agudo e a Falha da Lancinha. FONTE: *Shapefiles* extraídos da Carta do Brasil ao Milionésimo - CPRM (PERROTTA *et al.*, 2004)..... 17
- FIGURA 3 - Província Mantiqueira com as subdivisões dos orógenos, destacando a Faixa Apiaí no Segmento Central. FONTE: Heilbron *et al.*, 2004.20
- FIGURA 4 - Principais unidades geológicas do leste paranaense: 1. Bacias de Antepaís [grupos Castro (NW) e Camarinha (SW)]. 2. Batólito Cunhaporanga (600-590 Ma). 3. Grupo Itaiacoca (Neoproterozoico). 4. Batólito Três Córregos (630-600 Ma). 5. Formação Água Clara (c. 1450 Ma). 6. Sequências Lajeado e Antinha (Neoproterozoico?). 7. Formação Iporanga (Neoproterozoico). 8. Granitoides sin- a pós-colisionais (590-570 Ma). 9. Formação Votuverava (c. 1450 Ma). 10. Sienito Tunas (85 Ma). 11. Sequências Perau e Betara (1450 Ma). 12. Granitos alcalinos deformados (1750 Ma) e granitos cálcico-alcalinos deformados (2100 Ma). 13. Formação Capiçu. 14. Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba. 15. Província Graciosa. Adaptado de: Cury *et al.*, 2008.....24
- FIGURA 5 - Mapa de afloramentos descritos.....33
- FIGURA 6 - A) Equipamentos para aquisição dos dados gravimétricos: GPS Geodésico Leica System 1200, Gravímetro Scintrex CG-03 e GPS de navegação Etrex Garmin; B) Gravímetro Scintrex CG-03.34
- FIGURA 7 - A) Estereograma da foliação S_n ; B) Foto da foliação S_n (ponto 24); C) Estereograma da foliação S_{n+1} ; D) Foto da foliação S_{n+1} (ponto 04).38
- FIGURA 8 - A) Lineação de crescimento mineral de sericita em N30/24 em plano de S_n em N45E/49NW (ponto 09); B) Dobra aberta com geração de S_{n+1} no plano axial (ponto 09); C) Fraturas hidráulicas com vênulas preenchidas por caulinita e material escuro (ponto 30); D) Apófise de álcali-feldspato granito cortando as foliações S_n e S_{n+1} e afetado por falhas (ponto 10).39
- FIGURA 9 - Granito Varginha. A) Sienogranito com estrutura isotrópica; B) Sienogranito com alternância de porções ricas e porções pobres em máficos; C) Quartzo sienito com estrutura isotrópica; D) Quartzo sienito com porção empobrecida em minerais máficos. Notar veio de turmalina em (N10W/80NE). 41
- FIGURA 10 - A) Plano de falha (N50W/70NE) com cristais de muscovita (ponto 02); B) Planos de falha preenchidos por quartzo (ponto 02); C) Banda de cisalhamento milonítico em N50E/85SE com cristais de quartzo estirados; D) Veios de turmalina com padrão escalonado, atitude N72W/90, coincidente com empobrecimento em máficos da matriz.42
- FIGURA 11 - Estereogramas de estruturas observadas no Granito Varginha. A) Bandas de cisalhamento; B) Veios de quartzo, calcita e biotita.....43
- FIGURA 12 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito Varginha. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.....44

- FIGURA 13 - Fotomicrografias do Granito Varginha. A) Cristais de quartzo com extinção ondulante, contatos interdigitados e subgrãos (LPC, lâmina BC-17); B) Plagioclásio com muscovitização em monzogranito (LPC, lâmina BC-01b); C) Cristal de granada em monzogranito (LPC, lâmina 98-V-2010); D) Veio de turmalina em monzogranito (LPC, lâmina BC-01d). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Musc – muscovita; Plag – plagioclásio; Grd – Granada; Tur – turmalina.46
- FIGURA 14 - Rochas encaixantes do Granito Morro Grande. A) Filitos; B) Contato abrupto entre granito e filito.49
- FIGURA 15 - A) Estereograma da foliação S_n nas rochas encaixantes do Granito Morro Grande; B) Imagem da foliação S_n (ponto 63); C) Estereograma da foliação S_{n+1} ; D) Imagem da foliação S_{n+1} (ponto 63).50
- FIGURA 16 - A) Cornubianito com estrutura maciça; B) Zona de cisalhamento rúptil com atitude N47W/60NE) (ponto 39).51
- FIGURA 17 - Granito Morro Grande. A) Fácies sienogranito; B) Fácies álcali-feldspato granito.52
- FIGURA 18 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito Morro Grande. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.54
- FIGURA 19 - Fotomicrografias do Granito Morro Grande. A) e B) Textura geral dos monzogranitos, com cristais de quartzo interdigitados com subgrãos e novos grãos (LPC, lâminas BC-61 (A) e BC-48 (B)); C) Tem-se cristal de K-feldspato com intercrescimento gráfico em monzogranito (LPC, lâmina 65-VI-1998); D) Agregado de cristais de hornblenda e biotita em monzogranito (LN, lâmina BC-48). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Plag – plagioclásio; Cl – clorita; Bt – biotita; Op – opacos; Hb – hornblenda.56
- FIGURA 20 - A) Estereograma de planos da foliação S_n ; B) Imagem da foliação S_n em encaixante do Granito Piedade (ponto 65); C) Estereograma de planos para a foliação S_{n+1} observada na região do Granito Piedade; D) Imagem da estrutura S_{n+1} no ponto 68.59
- FIGURA 21 - A) Lineação de estiramento mineral sobre S_n , em N30E/45SE, N65/35 (ponto 70); B) Vênulas de calcita aleatórias indicativas de fraturamento hidráulico em mármore (ponto 71).60
- FIGURA 22 - Granito Piedade, fácies álcali-feldspato sienito com estrutura de trama magmática (amostra BC-085).61
- FIGURA 23 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito Piedade. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.62
- FIGURA 24 - Fotomicrografias do Granito Piedade. A) Estrutura de trama magmática em cristais de K-feldspato orientados em sienogranito (LPC, lâmina BC-80); B) Cristais de K-feldspato com feição de coroas trocadas em monzogranito (LPC, lâmina 40-I-2-1986); C) Cristais de K-feldspato orientados definindo estrutura de trama magmática em quartzo álcali-feldspato sienito (LPC, lâmina BC-85); D) Cristais de anfibólio, biotita e opacos em quartzo álcali-feldspato sienito (LPC, lâmina BC-85). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Bt – biotita; Op – opacos; Hb – hornblenda.65
- FIGURA 25 - A) Estereograma com medidas da foliação S_n ; B) Imagem dessa estrutura em quartzito; C) Estereograma de planos da foliação S_{n+1} nas rochas encaixantes (filitos) do Granito do Cerne; D) Imagem dessa estrutura.67

- FIGURA 26 - Rochas encaixantes do Granito do Cerne. A) Filito com foliação de baixo ângulo de mergulho; B) Quartzito com foliação de baixo ângulo de mergulho; C) Filito com foliação subvertical; D) Filito (cornubianito) com apófise de granito.....68
- FIGURA 27 - Fácies descritas no Granito do Cerne. A) Fácies álcali-feldspato granito; B) Fácies quartzo álcali-feldspato sienito.....69
- FIGURA 28 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito do Cerne. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.....70
- FIGURA 29 - Fotomicrografias do Granito do Cerne. A) Cristais de quartzo com extinção ondulante e contatos interdigitados (LPC, lâmina BC-106); B) Cristal de biotita com dobra suave em sienogranito (LPC, lâmina BC-97); C) Vista geral da matriz da rocha em sienogranito, destacam-se os cristais de titanita (LPC, lâmina 77-I-1999); D) Cristal de biotita ondulado e titanita inclusa em granodiorito (LPC, lâmina BC-106). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Bt – biotita; Tit – titanita.73
- FIGURA 30 - Diagramas de sílica (%) *versus* óxidos de elementos maiores (%) para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.....77
- FIGURA 31 - Diagramas sílica (%) *versus* elementos traços (ppm) para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.78
- FIGURA 32 - Diagrama de Índice de Shand para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.79
- FIGURA 33 - Diagrama SiO₂ *versus* Na₂O+K₂O-CaO proposto por Frost *et al.* (2001) aplicado para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.....80
- FIGURA 34 - Diagrama SiO₂ *versus* K₂O proposto por Peccirillo e Taylor (1976) aplicado para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.....81
- FIGURA 35 - Diagrama 100[(MgO+FeO+TiO₂)/SiO₂] *versus* (Al₂O₃+CaO)/(FeO+Na₂O+K₂O) proposto por Sylvester (1989), para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.81
- FIGURA 36 - Diagrama SiO₂ *versus* FeO/(FeO+MgO) proposto por Frost *et al.* (2001), no qual os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três são plotados no campo dos granitoides de tipo A.82
- FIGURA 37 - Diagrama de elementos terras raras para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três (valores em ppm). Legenda: FG – Granitos Fracionados; OGT: Granitos Ordinários.....83
- FIGURA 38 - Diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987) aplicados para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne.....84
- FIGURA 39 - Diagramas ternários propostos por Eby (1992) para a divisão entre granitos do tipo A. Campo A1 corresponde aos granitos do tipo A alcalinos ou mantélicos e o campo A2 aos granitos do tipo A cálcio-alcalinos ou crustais.....85
- FIGURA 40 - Diagrama Y+Nb *versus* Rb (proposto por Pearce *et al.*, 1996) e Y *versus* Nb (proposto por Pearce *et al.*, 1984) para amostras dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne (valores em ppm).....86

FIGURA 41 - A) Mapa de estações gravimétricas levantadas; espaçamento de 500 metros.....	88
FIGURA 42 - Mapa de anomalia Bouguer e residuais de 1ª, 2ª e 3ª ordens.....	89
FIGURA 43 - Perfis gravimétricos a partir dos mapas de anomalia Bouguer, residuais, topográfico (SRTM) e geológico orientados em NW-SE.	90
FIGURA 44 - Perfis gravimétricos a partir dos mapas de anomalia Bouguer, residuais, topográfico (SRTM) e geológico orientados em SW-NE.	91
FIGURA 45 - Empilhamento esquemático dos mapas de anomalia Bouguer e residuais com realce para os baixos gravimétricos. Vista de Sul para Norte.....	92
FIGURA 46 - Empilhamento esquemático dos mapas de anomalia Bouguer e residuais com realce para os baixos gravimétricos. Vista de Sudoeste para Nordeste.	93
FIGURA 47 - Tabela sintética de comparação entre os diferentes tipos de granitos. Adaptado de: Pitcher, 1987.	96
FIGURA 48 - Estruturas extensionais (transtração) com abertura de espaço em zona de dano entre falhas transcorrentes propostas por Kim <i>et al.</i> (2004). A) Estrutura de <i>pull-apart</i> , B) Estruturas de <i>tension gashes</i> ; C) Figura dos granitos entre as falhas de Morro Agudo e Lancinha em comparação com os modelos de Kim <i>et al.</i> (2004). Figuras A e B adaptadas de Kim <i>et al.</i> (2004).	101
FIGURA 49 - Figura esquemática de alojamento dos granitos estudados em contexto tectônico.	106

LISTA DE TABELAS

TABELA 1 - Principais dados geocronológicos das unidades estudadas e relacionadas.	27
TABELA 2 - Dados modais (%) do Granito Varginha.	44
TABELA 3 - Dados modais (%) do Granito Morro Grande.	54
TABELA 4 - Dados modais (%) do Granito Piedade.	62
TABELA 5 - Dados modais (%) do Granito do Cerne.	70
TABELA 6 - Dados geoquímicos das amostras analisadas (elementos maiores em percentagem e menores em ppm).	75
TABELA 7 - Principais características dos granitos estudados.	97

LISTA DE ABREVIações E SIGLAS

CPRM – Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais (Serviço Geológico)

SDA – Sistema de Dobramento Apiaí

ETR – Elementos Terras Raras

FK – K-feldspato

GPS – Sistema de Posicionamento Global

IBGE – Instituto Brasileiro de Geografia e Estatística

LAMIR – Laboratório de Minerais e Rochas

LN – Luz natural

LPC – Luz com polarizadores cruzados

LPGA – Laboratório de Pesquisa em Geofísica Aplicada

SCA – Sistema de Cavalgamento Açungui

STL – Sistema de Transcorrência Lancinha

SUMÁRIO

1 INTRODUÇÃO.....	15
1.1 LOCALIZAÇÃO.....	16
1.2 JUSTIFICATIVA.....	17
1.3 OBJETIVOS.....	18
2 CONTEXTO GEOLÓGICO-TECTÔNICO.....	19
2.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA.....	19
2.2 PRINCIPAIS ZONAS DE CISALHAMENTO.....	23
2.3 ROCHAS GRANÍTICAS.....	25
3 MATERIAIS E MÉTODOS.....	32
3.1 MATERIAIS.....	32
3.2 MÉTODOS.....	35
4 GEOLOGIA LOCAL.....	37
4.1 GRANITO VARGINHA.....	37
4.1.1 Rochas encaixantes.....	37
4.1.2 Granito Varginha.....	40
4.1.3 Petrografia.....	44
4.2 GRANITO MORRO GRANDE.....	48
4.2.1 Rochas Encaixantes.....	49
4.2.2 Granito Morro Grande.....	51
4.2.3 Petrografia.....	53
4.3 GRANITO PIEDADE.....	58
4.3.1 Rochas Encaixantes.....	58
4.3.2 Granito Piedade.....	60
4.3.3 Petrografia.....	61
4.4 GRANITO DO CERNE.....	66
4.4.1 Rochas Encaixantes.....	66
4.4.2 Granito do Cerne.....	68
4.4.3 Petrografia.....	70
5 LITOGEOQUÍMICA.....	74
6 GRAVIMETRIA.....	87
7 DISCUSSÕES.....	94
8 CONCLUSÕES.....	107
REFERÊNCIAS.....	108
APÊNDICE.....	116
ANEXO.....	122

1 INTRODUÇÃO

No Estado do Paraná, ocorrem quatro corpos graníticos alongados, orientados segundo a direção N40E e situados entre duas estruturas importantes: a Falha da Lancinha e a Falha de Morro Agudo (FIGURA 1), constituintes do Sistema de Transcorrência Lancinha. Tais granitos foram mapeados e descritos primeiramente pela Comissão da Carta Geológica do Paraná nas décadas de 1950 e 1960, sendo descritos como isotrópicos e sem deformação. Em 1985, Fiori sugeriu que tais granitos teriam sido deformados ductilmente pelo movimento das zonas de cisalhamento próximas, classificando-os como sintectônicos (granitos Varginha, Piedade e Cerne) e tarditectônico (Granito Morro Grande). Em 1987, Chiodi Filho *et al.* realizaram estudo metalogenético e sugeriram caráter colisional para o Granito Varginha, transpressional para o Granito Morro Grande e o Granito Piedade seria controlado por esforços tectônicos. Campanha e Sadowski (1999) citaram a formação de um arco magmático tipo Cordilheirano de caráter cálcio-alcálico, com suítes sin a tardi-tectônicas e pós-tectônicas. Aqueles autores caracterizaram estes granitos como anisotrópicos, sem deformação dúctil, e os associaram à suíte pós-tectônica (pós-colisional ou anorogênica) de idade entre 600 e 500 Ma.

No entanto, devido à incongruência de seus formatos em planta com as texturas e estruturas em escala de afloramento, e as divergências observadas nos trabalhos publicados, ainda existe carência de trabalhos mais detalhados acerca dos granitos citados, e da relação temporal entre o alojamento dos mesmos e as zonas de cisalhamento transcorrentes. Para o estudo proposto serão apresentados e discutidos dados petrográficos, estruturais e litogeoquímicos para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne. No Granito do Cerne, para verificar o formato em subsuperfície, o mesmo será abordado também através de levantamento gravimétrico. Dados geocronológicos, disponíveis na bibliografia, também serão considerados para o estabelecimento das relações temporais entre as diferentes fases de cisalhamento transcorrente e a colocação dos granitos acima referidos.

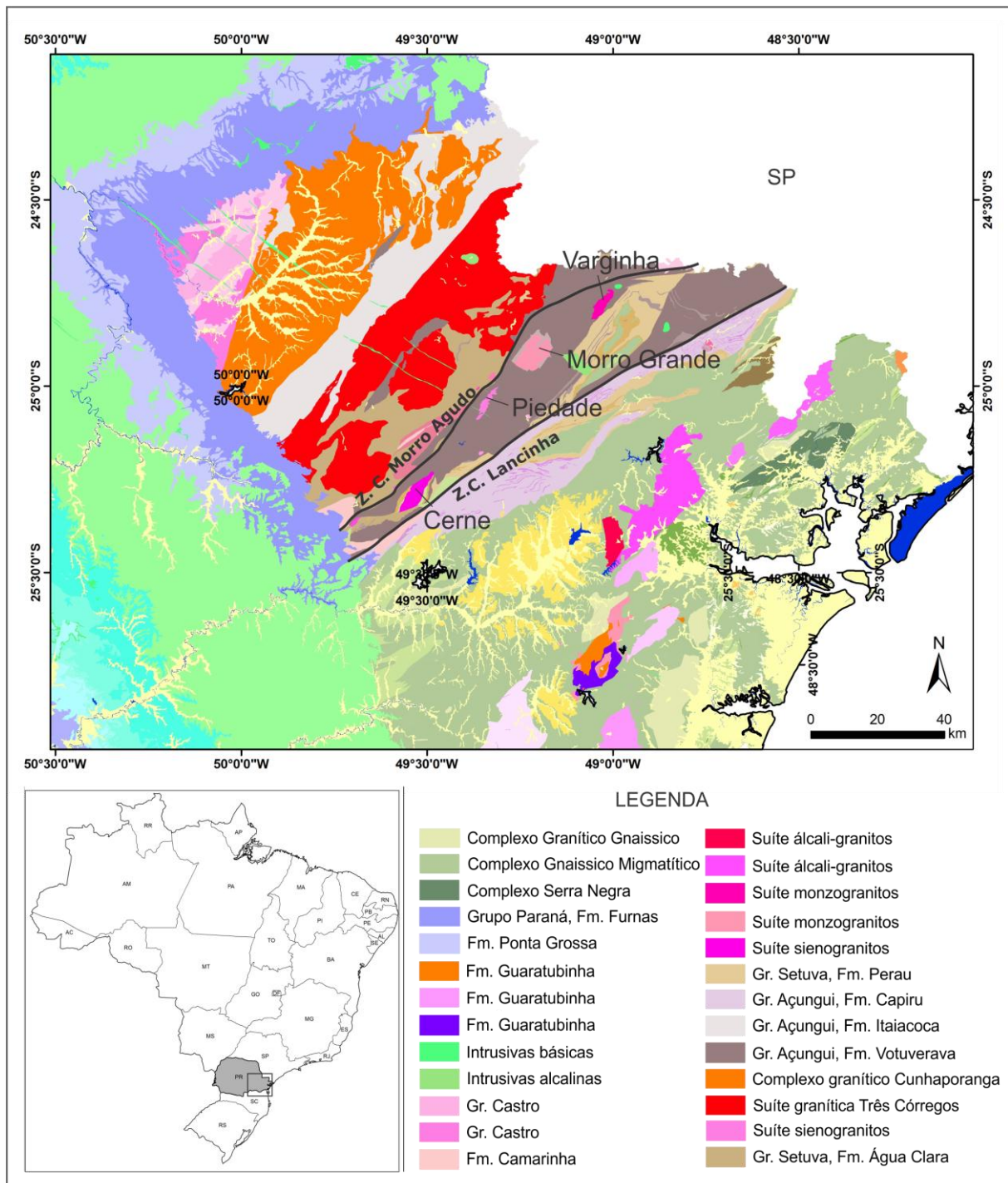


FIGURA 1 - Mapa geológico do leste paranaense destacando os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, estudados nesta dissertação. Adaptado de: Mineropar, 2006.

1.1 LOCALIZAÇÃO

O acesso ao Granito Varginha se faz, a partir de Curitiba, pela rodovia BR-116 e, em seguida, em direção a Colombo, pela rodovia BR-476. O Granito Morro

Grande tem acesso pela estrada que liga Tunas do Paraná a Cerro Azul. O Granito Piedade é acessado, a partir de Curitiba, pela rodovia PR-092 no sentido a Rio Branco do Sul. Para se alcançar o Granito do Cerne, partindo de Curitiba, o percurso pode ser feito pela Estrada do Cerne, com sentido para Campo Largo (FIGURA 2).

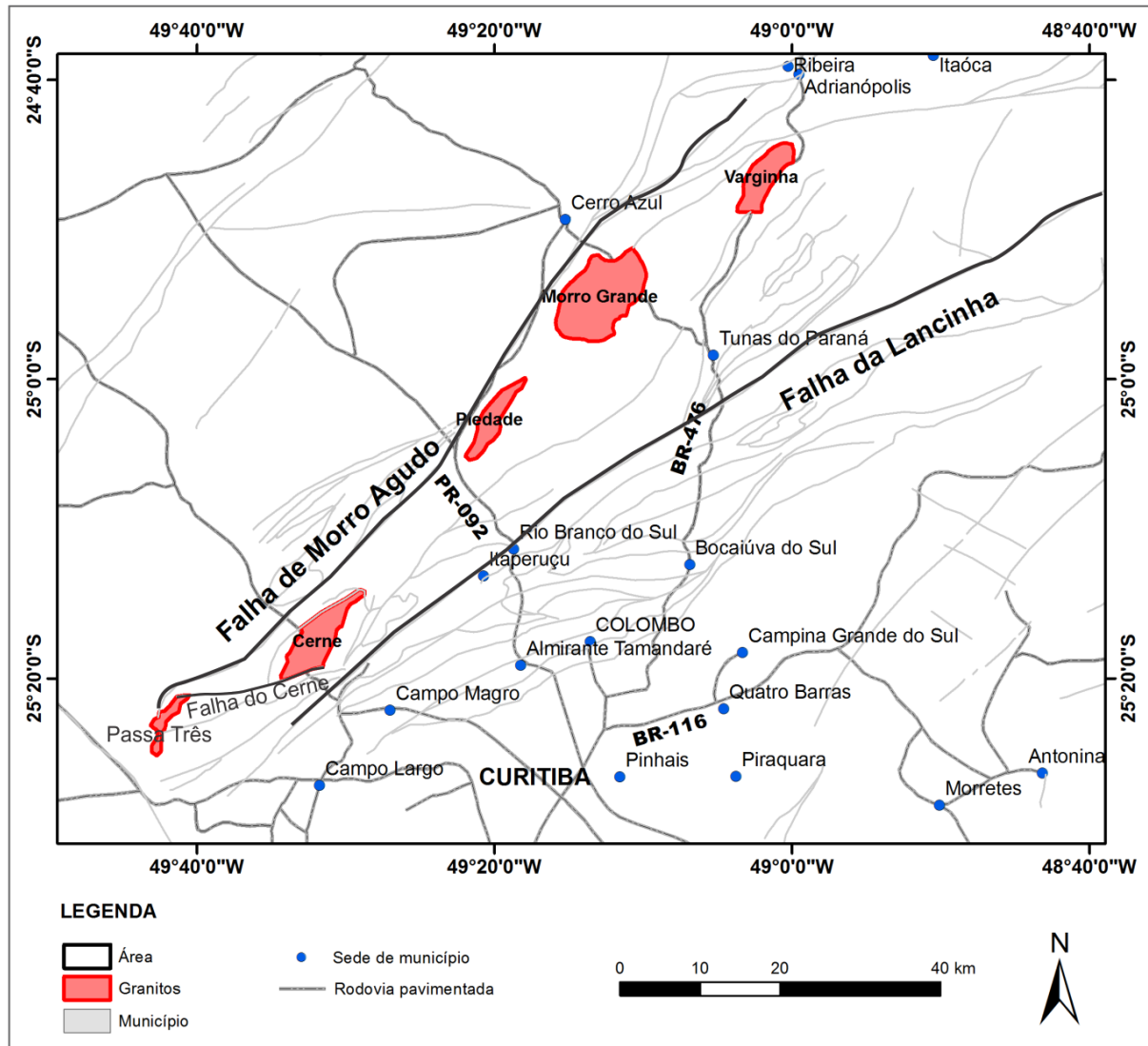


FIGURA 2 - Mapa de acesso aos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, alinhados entre a Falha de Morro Agudo e a Falha da Lancinha. FONTE: *Shapefiles* extraídos da Carta do Brasil ao Milionésimo - CPRM (PERROTTA *et al.*, 2004).

1.2 JUSTIFICATIVA

Na região do Leste do Estado do Paraná, existem divergências quanto à origem e colocação de alguns corpos graníticos de idade em torno de 560 Ma. O granito do Cerne, por exemplo, apresenta assinatura geoquímica com tendência

para o Tipo A (CURY *et al.*, 2008) e os granitos em questão estariam relacionados a ambientes cratônicos (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999). Modelos alternativos sugerem que esses granitos tenham ligação com as zonas de cisalhamento Lancinha e do Cerne (FIORI, 1985b; 1992). O Granito Varginha foi estudado por alguns autores, mas carece de dados químicos e estruturais. Fiori (1985b) interpretou o formato em planta destes granitos como possíveis elipsoides de deformação dúctil. Para confirmar a forma elipsoide do Granito do Cerne, este será abordado também através da gravimetria com o objetivo de se verificar se o formato alongado não seria apenas uma feição cartográfica de superfície.

Existem trabalhos detalhados sobre o Granito do Cerne (CURY, 2003) e sobre os granitos Varginha, Morro Grande e Piedade com fins metalogenéticos (CHIODI FILHO *et al.*, 1987). Outros trabalhos incluem ainda Campanha e Sadowski (1999) e Cury *et al.* (2008). No entanto, a divergência entre as publicações acima mencionadas mostra que há pontos a serem discutidos no contexto da evolução da geologia do leste paranaense.

1.3 OBJETIVOS

Este trabalho tem como objetivos discutir as condições e mecanismos de colocação dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, relacionados ao contexto da evolução do Sistema de Transcorrência Lancinha; discutir relações temporais entre a colocação dos granitos e as zonas de cisalhamento da Lancinha e do Cerne e os mecanismos de colocação desses granitos com idade em torno de 560 Ma.

De forma mais específica, pretende-se comparar as características tipológicas e geotectônicas e avaliar mecanismos de deformação na escala intracristalina.

2 CONTEXTO GEOLÓGICO-TECTÔNICO

Os primeiros trabalhos acerca da geologia do leste paranaense incluem Derby (1878), Oliveira (1925; 1927), Carvalho e Pinto (1937) e Almeida (1944).

Nos anos de 1940 e 1950, surgiram os trabalhos sobre a então Série Açungui, destacando-se as publicações de Maack (1947), Bigarella (1947; 1948; 1953), Bigarella *et al.* (1955) e Bigarella e Salamuni (1956; 1958a; 1958b).

Na década de 1960, os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná contribuíram para um maior entendimento da geologia paranaense, quando surgiram publicações importantes como Muratori (1966) e o conjunto de publicações editado por Bigarella *et al.* (1967). Nesses trabalhos, a então Série Açungui recebe a denominação de Grupo Açungui, e são feitas as primeiras descrições sobre os granitos da região. Outros trabalhos sobre o Grupo Açungui são aqueles de Marini *et al.* (1967) e Bigarella e Salamuni (1965).

As rochas graníticas do Estado do Paraná foram descritas por Fuck *et al.* (1967). Naquela ocasião foram descritos os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, alinhados entre as falhas da Lancinha e de Morro Agudo.

Na década de 1980, surgiram vários trabalhos sobre a geologia estrutural do Grupo Açungui (FIORI *et al.*, 1985; REIS NETO; SOARES, 1987; FIORI *et al.*, 1987a; 1987b; 1987c).

Os granitos Morro Grande, Piedade e Varginha foram estudados por Chiodi Filho *et al.* (1987) e citados por Fiori *et al.* (1989) juntamente com uma divisão tectônica do Grupo Açungui. Fiori (1994) dissertou sobre a evolução da Bacia Açungui, com a divisão estratigráfica e três eventos tectônicos distintos que teriam afetado as rochas da Bacia Açungui: Sistema de Cavalcamento Açungui (SCA), Sistema de Dobramento Apiaí (SDA) e Sistema de Transcorrência Lancinha (STL).

2.1 PROVÍNCIA MANTIQUEIRA

A Província Mantiqueira, definida por Almeida *et al.* (1981), forma uma faixa de direção NE-SW, paralela à costa atlântica do sudeste e sul do Brasil, apresentando 3.000 km de comprimento desde o paralelo 15° S até o Uruguai.

Limita-se com as províncias Tocantins, São Francisco e Paraná e faz contato a leste com a margem continental, incluindo as bacias costeiras do Espírito Santo, Campos, Santos e Pelotas. Também denominado de Sistema Orogênico Mantiqueira, a Província Mantiqueira constitui uma área de aproximadamente 700.000 km² e é formada pelos segmentos setentrional (Orógeno Araçuaí), central (Orógeno Ribeira), a Zona de Interferência entre os orógenos Brasília e Ribeira, terrenos Apiaí, São Roque e Embu, e pelo segmento meridional (orógenos Dom Feliciano e São Gabriel) (FIGURA 3) (HEILBRON *et al.*, 2004).

Os corpos graníticos em estudo se localizam no Cinturão Ribeira, no segmento central da Província Mantiqueira.

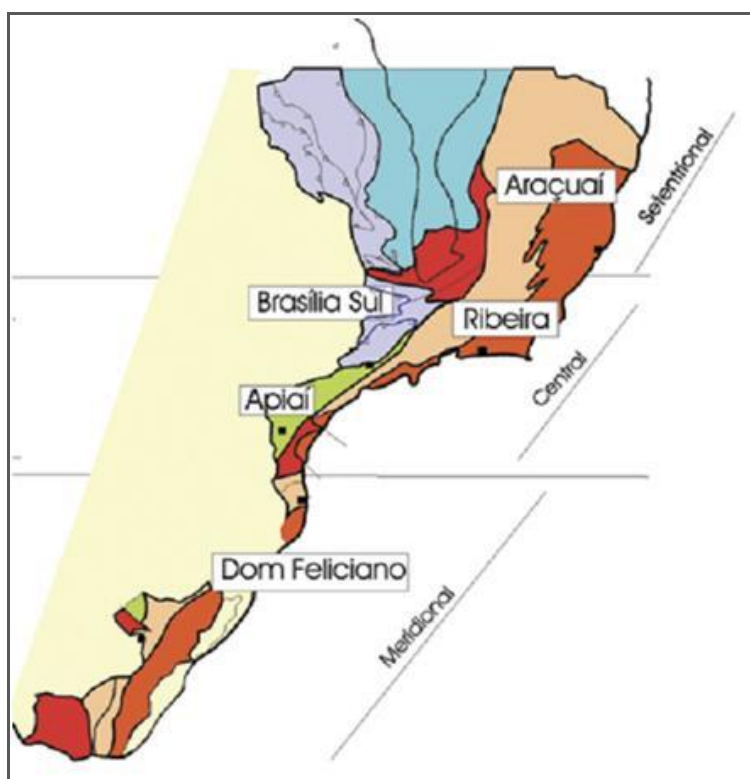


FIGURA 3 - Província Mantiqueira com as subdivisões dos orógenos, destacando a Faixa Apiaí no Segmento Central. FONTE: Heilbron *et al.*, 2004.

Segundo Heilbron *et al.* (2004), a Província Mantiqueira é formada por um embasamento arqueano e/ou paleoproterozoico (> 1,7 Ga); sequências metassedimentares de bacias intracontinentais paleoproterozoicas a mesoproterozoicas; sequências metassedimentares e metavulcanossedimentares neoproterozoicas incluindo sequências de margem passiva (abertura oceânica), sequências relacionadas ao fechamento de oceanos (bacias de antearco e retroarco), e ao estágio da colisão continental (bacias molássicas e de antepaís); granitoides neoproterozoicos pré-colisionais originados em arco magmático

intraoceânico ou de margem continental ativa e, portanto, contemporâneos a processos de subducção; granitoides neoproterozoicos sincollisionais; coberturas neoproterozoico-cambrianas associadas a bacias tardiorogênicas e magmatismo pós-colisional. Sendo que as etapas constituintes da evolução tectônica do Sistema Orogênico Mantiqueira são consideradas diacrônicas ao longo do sistema orogênico.

Cinturão Ribeira Sul

O Cinturão Ribeira, tal como definido por Almeida *et al.* (1973 *in* CAMPANHA; SADOWSKI, 1999) seria um cinturão de dobramentos de 2.500 km de direção NNE que se estende desde a costa sudeste e sul do Brasil até o Uruguai. Atualmente, entende-se que a região representa uma assembleia de terrenos tectônicos distintos, provavelmente acrecionados durante o Neoproterozoico (FRAGOSO CESAR, 1993; ROGERS *et al.*, 1995; CAMPOS NETO; FIGUEIREDO, 1995). Segundo esses autores, essa unidade é cortada por um sistema de zonas de cisalhamento transcorrentes dextrais, relacionadas à colisão oblíqua entre os crátons São Francisco, Congo e Paraná. Atualmente, o nome Cinturão Ribeira Sul se refere ao domínio que se estende desde o leste paranaense até o Estado do Rio de Janeiro.

Grupo Açungui

O Grupo Açungui representa a porção sul do Cinturão Ribeira e teve sua evolução iniciada durante o Paleo e Mesoproterozoico. Os sedimentos marinhos dessa unidade teriam sido depositados nas bordas dos crátons Paraná e Luís Alves sobre crosta oceânica durante o Mesoproterozoico. Com o fechamento do Oceano Adamastor e conseqüente colisão desses blocos continentais, tal seqüência foi deformada e metamorfizada em condições de baixo a médio grau (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999). A faixa de dobramentos Apiaí é seccionada longitudinalmente pelas zonas de cisalhamento da Lancinha e de Morro Agudo. Segundo Fiori (1985a), tais estruturas seriam o reflexo na cobertura de transcorrências do embasamento.

De acordo com Cury *et al.* (2008), existe consenso entre diversos autores a respeito de que os terrenos do Pré-Cambriano paranaense tenham sido afetados por pelo menos duas fases de deformação, sendo a primeira relacionada ao evento de cavalgamento e a segunda associada a transcorrências (FIORI, 1985a; FIORI *et al.*,

1987a; SOARES; REIS NETO, 1987; FIORI, 1992; SALAMUNI *et al.*, 1992; FASSBINDER, 1996; KAULFUSS, 2001; CURY *et al.*, 2002). Campanha e Sadowski (1999) e Fiori (1992) definem ainda uma fase deformacional intermediária, denominada de Sistema de Dobramento Apiaí (FIORI, 1992).

Fiori (1992) denomina o primeiro sistema de Sistema de Cavalgamento Açungui (SCA) e cita as principais estruturas originadas nesse sistema: planos de foliação S_1 (ou S_C), S_S , S_2 , dobras D_1 em escalas micro, meso e macroscópicas, falhas de cavalgamento e diversas estruturas lineares. Segundo o mesmo autor, as falhas de cavalgamento representariam zonas de forte deformação, muitas vezes acompanhadas de filonitos, milonitos ou cataclasitos, com o arranjo em duplex.

Segundo Campanha e Sadowski (1999) o primeiro sistema é representado por falhas de empurrão, as quais geraram foliações sub-horizontais subparalelas ao acamamento e várias dobras.

Segundo Cury *et al.* (2008), a foliação de baixo ângulo S_1 possui caráter regional nas unidades pré-cambrianas paranaenses e é definida por muscovita e biotita paralelas ou subparalelas ao acamamento reliquiar. Essa estrutura é cortada por uma foliação cisalhante S_C (ou S_2), de baixo ângulo e de natureza heterogênea observada nas zonas de cavalgamento. Nas formações Betara e Votuverava, próximo aos granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e ao Sienito Rabo de Galo, as foliações S_1 e S_2 têm comportamento semelhante. No entanto, próximo às zonas de cisalhamento do Cerne, Morro Agudo e Lancinha, as mesmas se mostram crenuladas ou transpostas por uma foliação S_3 , de alto ângulo.

O segundo sistema, denominado Sistema de Dobramento Apiaí (FIORI, 1992), gerou dobras abertas com planos axiais verticais e eixos de dobra sub-horizontais (FIORI, 1992; CAMPANHA; SADOWSKI, 1999). A esse sistema pertencem as antiformas do Setuva, Cerne, Betara e Brejal e as Sinformas do Rio Abaixo, Almirante Tamandaré e Vuturuvu, e são responsáveis pela atual disposição espacial da foliação S_1 e das falhas de cavalgamento (FIORI, 1992).

O terceiro sistema, Sistema de Transcorrência Lancinha (STL), tem cinemática dextral e se superimpõe aos dois primeiros sistemas, compartimentando a área em três grandes blocos. Segundo Sadowski e Motidome (1987), esse sistema estaria relacionado à megafalha Cubatão - Além Paraíba, o que resulta num sistema anastomosado de zonas de cisalhamento transcorrentes rúptil-dúcteis a dúcteis, tornando muitas vezes complicado o entendimento da compartimentação tectônica e das relações estratigráficas entre as várias subunidades do Grupo Açungui.

2.2 PRINCIPAIS ZONAS DE CISALHAMENTO

O Sistema de Transcorrência Lancinha (STL) situa-se na porção leste do Estado do Paraná e representa um trecho da falha Cubatão - Além Paraíba, como citado anteriormente. Numa escala mais local, o STL abrange as falhas de Morro Agudo e Lancinha (FIGURA 4), e estruturas como dobras escalonadas são feições secundárias importantes nesse sistema, as quais se situam próximo às transcorrências principais e apresentam cinemática dextral. Falhas sintéticas e antitéticas também são estruturas secundárias associadas a esse sistema. As falhas do Cerne, do Cal e do Mato representam as falhas sintéticas associadas ao STL (FIORI, 1992).

A Falha de Morro Agudo se localiza a oeste da Falha da Lancinha e, juntas, delimitam um corredor de deformação, ao longo do qual os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne estão alojados. De acordo com Fiori *et al.* (1984), a Falha de Morro Agudo é do tipo transcorrente com rejeito sinistral, ao passo que Batolla Jr. (1977 *in* FASSBINDER *et al.*, 1994) e Soares (1985 *in* CHIODI FILHO *et al.*, 1987) descrevem componentes de empurrão e sugerem caráter de falha inversa de alto ângulo, com movimentação de NNW para SSE. Segundo Fassbinder *et al.* (1994), a coexistência entre falhas de empurrão e zonas de fratura e/ou de cisalhamento é compatível com o Modelo de Riedel.

De acordo com Fassbinder *et al.* (1994), nas rochas do Grupo Açungui a falha principal (Lancinha) é identificada por intensas fraturas, onde as camadas de filito são reorientadas utilizando-se das superfícies de fraqueza da foliação principal (S), e assim apresentadas de forma vertical, representando os esforços transcorrentes. A mesma publicação cita ainda que não foram identificadas foliações dúcteis associadas à Falha da Lancinha (Y).

Fiori (1985a) cita ainda que, nas falhas da Lancinha e de Morro Agudo, entre as quais se encontram os granitos estudados, os alinhamentos são evidenciados por marcante lenticularização de litotipos, principalmente daqueles de comportamento mais rígido, indicando que essas falhas teriam se desenvolvido em condições dúcteis.

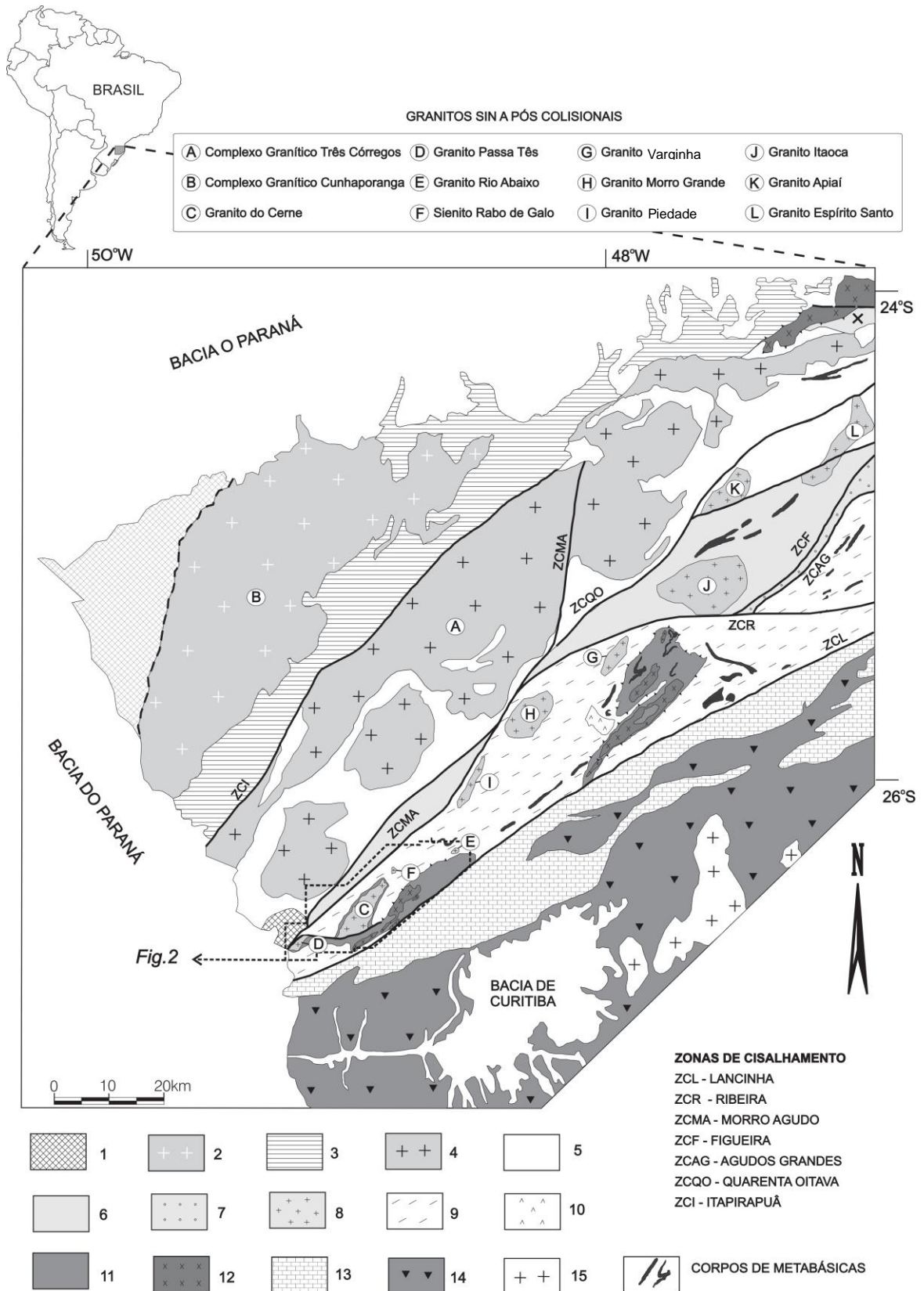


FIGURA 4 - Principais unidades geológicas do leste paranaense: 1. Bacias de Ante-País [grupos Castro (NW) e Camarinha (SW)]. 2. Batólito Cunhaporanga (600-590 Ma). 3. Grupo Itaiacoca (Neoproterozoico). 4. Batólito Três Córregos (630-600 Ma). 5. Formação Água Clara (c. 1450 Ma). 6. Sequências Lajeado e Antinha (Neoproterozoico?). 7. Formação Iporanga (Neoproterozoico). 8. Granitoides sin- a pós-colisionais (590-570 Ma). 9. Formação Votuverava (c. 1450 Ma). 10. Sienito Tunas (85 Ma). 11. Sequências Perau e Betara (1450 Ma). 12. Granitos alcalinos deformados (1750 Ma) e granitos cálcico-alcalinos deformados (2100 Ma). 13. Formação Capiçu. 14. Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba. 15. Província Graciosa. Adaptado de: Cury *et al.*, 2008.

Fassbinder *et al.* (1994), adotando o Modelo de Riedel ao STL, consideram que a Falha da Lancinha seria uma estrutura do tipo Y (cisalhamento principal) e a Falha de Morro Agudo uma estrutura de juntas X e/ou falhas de empurrão. As zonas de cisalhamento Ribeira (extremidade norte) e do Cerne (extremidade sul) são consideradas sintéticas. São citadas ainda dobras escalonadas intrudidas por plútons graníticos, tais como Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, cujos formatos elípticos poderiam indicar eventual contemporaneidade das intrusões com as dobras escalonadas (FIORI, 1985b; FASSBINDER *et al.*, 1994).

2.3 ROCHAS GRANÍTIICAS

As rochas graníticas neoproterozoicas representadas principalmente pelos batólitos de Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes (FIGURA 4) intrudem as rochas supracrustais do Domínio Apiaí e ambas as unidades são cortadas por *stocks* graníticos mais tardios (PRAZERES FILHO *et al.*, 2003a). Tais batólitos têm caráter cálcio-alcálico, do tipo I e seriam relacionados a arco magmático. São caracterizados hornblenda-biotita monzogranitos a granodioritos com idades U-Pb em zircão entre 630 e 600 Ma (GIMENEZ FILHO *et al.*, 2000; PRAZERES FILHO, 2000; JANASI *et al.*, 2001).

Durante o Neoproterozoico, o Domínio Apiaí representaria uma única massa continental com intrusões de rochas básicas entre 1,1 e 0,85 Ga (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999). Em torno de 700 a 600 Ma, teria se formado um arco magmático do tipo Cordilheirano, relacionado à evolução de uma zona de subducção possivelmente situada a sul do Cráton Luís Alves. Tal subducção seria responsável por metamorfismo e milonitização de rochas infra e supracrustais e pelo extenso plutonismo alcalino na região, o qual teria gerado suítes sin a tectônicas e suítes pós-tectônicas.

Entre 600 e 450 Ma, a maioria dos blocos continentais foram amalgamados a sudeste durante o fechamento do Oceano Adamastor e pelo desenvolvimento de zonas de cisalhamento transcorrentes de cinemática dextral associadas à colisão oblíqua e/ou por tectônica de escape. Nesse contexto, foram geradas bacias *pull-apart*, preenchidas por sequências molássicas. E as rochas da região foram intrudidas por granitos pós-tectônicos (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999).

A comparação entre as características estruturais dos corpos graníticos, rochas encaixantes e as zonas de cisalhamento adjacentes é a principal ferramenta para o estudo das condições de colocação dos granitos (CURY *et al.*, 2008). Além disso, segundo Prazeres Filho *et al.* (2003b) “as rochas graníticas são os principais produtos em margens continentais ativas (regiões de subducção e colisões) e em regiões intraplaca dos orógenos, e guardam como tal, importantes informações petrológicas que sinalizam suas fontes e seus ambientes geotectônicos formadores”.

Com base na relação temporal dos granitos com os eventos deformacionais na região noroeste de Curitiba, Campanha e Sadowski (1999) dividem os granitos em duas suítes principais, uma sin a tarditectônica e a outra pós-tectônica.

A suíte sin a tarditectônica, intrudida no Domínio Apiaí, é constituída por batólitos e diversos corpos menores, incluindo os granitos Cunhaporanga, Três Córregos e Agudos Grandes (FIGURA 4), que apresentam formato alongado, e o Maciço Itaoca. As rochas dessa suíte apresentam grande quantidade de fenocristais de K-feldspato em matriz de granulação média. Segundo os mesmos autores, a estrutura desses corpos varia de isotrópica e fracamente foliada a intensamente milonitizada. A tipologia desses granitos é interpretada por vários autores como do tipo I-Cordilheirano (THEODOROVICZ *et al.*, 1988; WERNICK *et al.*, 1990; REIS NETO, 1994; GIMENEZ FILHO *et al.*, 1995; CAMPANHA; SADOWSKI, 1999). Análises Rb/Sr para esses corpos graníticos, com exceção do Granito Agudos Grandes, sugerem idades entre 600 e 700 Ma (REIS NETO, 1994; CAMPANHA; SADOWSKI, 1999), o que indica que o magmatismo tipo Cordilheirano esteve ativo nesse período. Nessa época, a região teria se comportado como um arco magmático provavelmente relacionado à subducção para noroeste, originada do sul ou leste abaixo do Domínio Apiaí e seu embasamento. Segundo aqueles autores, a evolução dessa zona de subducção foi responsável pelo metamorfismo de baixa pressão e migmatização das rochas supra e infracrustais da região e pelo magmatismo cálcio-alcálico.

A suíte pós-tectônica é referida como pós-colisional ou anorogênica, e inclui os granitos do Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha (FIGURA 4). De acordo com Campanha e Sadowski (1999), os corpos associados apresentam deformação incipiente e contatos intrusivos claramente definidos. As rochas dessas suítes são geralmente isotrópicas com textura equigranular subédrica a anédrica. Abundância de álcali-feldspato granitos e quartzo sienitos, são bastante diferenciados e apresentam tendência alcalina. Dados U/Pb, Rb/Sr e K/Ar associados às rochas vulcânicas das

bacias de *pull-apart* e resfriamento regional indicam idades entre 600 e 500 Ma (SIGA JUNIOR, 1995; CAMPANHA; SADOWSKI, 1999). Este magmatismo pós-colisional teria ocorrido após o fechamento do Oceano Adamastor, com a acreção de blocos exóticos e colisão continental, associado a empilhamento tectônico e fusão da crosta inferior. A contínua pressão na região causada pelas massas continentais teria provocado cisalhamento dextral dúctil, o que teria gerado a Megafalha Cubatão e bacias *pull-apart* sincrônicas, seguidas de resfriamento regional (CAMPANHA; SADOWSKI, 1999).

Segundo Prazeres Filho *et al.* (2003b), os *stocks* graníticos intrudidos nas rochas do Domínio Apiaí, tais como Passa Três, Cerne, Piedade, Morro Grande, Varginha têm assinatura do tipo A, oriundas de ambientes tardi a pós-orogênicos, com idades entre 590 e 560 Ma (TABELA 1).

TABELA 1 - Principais dados geocronológicos das unidades estudadas e relacionadas.

UNIDADE	DATAÇÃO	MÉTODO	INTERPRETAÇÃO	REFERENCIA	
Granito Varginha	603 ± 23 Ma	U-Pb (TIMS)	zircão	Basei <i>et al.</i> , 2003	
Granito Morro Grande	564 ± 4 Ma	Pb-Pb	zircão	cristalização dos zircões	Prazeres Filho, 2000
	561 ± 6 Ma	Pb-Pb	zircão	cristalização dos zircões	Prazeres Filho, 2000
	565 ± 8 Ma	Pb-Pb	zircão	cristalização dos zircões	Prazeres Filho, 2000
	564 ± 3 Ma	U-Pb	zircão	cristalização dos zircões	Prazeres Filho <i>et al.</i> , 2003a
Granito do Cerne	569 ± 32 Ma	Pb-Pb	zircão		Prazeres Filho, 2000
	547 ± 10 Ma	K-Ar	biotita	resfriamento isoterma 250oC	Prazeres Filho, 2000
	545 ± 10 Ma	K-Ar	biotita	resfriamento isoterma 250oC	Prazeres Filho, 2000
	563 ± 34 Ma	U-Pb	zircão	formação/cristalização do granito	Cury, 2003
	557 ± 2	Ar-Ar	biotita	resfriamento isoterma 250-300oC	Cury, 2003
	2,2-2,0 Ga	TDM Sm-Nd		desprendimento do manto	Cury, 2003
	2.015 Ma	TDM Sm-Nd			Prazeres Filho, 2000
	2.070 Ma	TDM Sm-Nd			Prazeres Filho, 2000
Granito Passa Três	526 ± 23 Ma	Rb-Sr RT r=0,70	granito		Picanço, 2000
	510 ± 13 Ma	Rb-Sr RT r=0,71	sulfetos		Picanço, 2000
	616 ± 36 Ma	Sm-Nd (isócrona fluoritas		idade final de colocação	Picanço, 2000
	528 ± 10 Ma	K-Ar	sericitas z.c.		Picanço, 2000
	527-510 Ma			mineralização aurífera	Picanço, 2000
Lancinha (Fm. Capiru)	537±11 - 501±14 Ma	K-Ar	sericitas, fil.	período de atividade da falha	Basei <i>cv</i> , <i>in</i> Cury, 2003
Complexo Atuba	598 ± 48 Ma	Rb/Sr	migmatitos		Siga Jr., 1995
	617 ± 14 Ma	Rb/Sr	migmatitos		Siga Jr., 1995

Para Fiori (1992) os granitos do Cerne, Piedade, Varginha e Morro Grande se alojaram em dobras escalonadas antiformais ao longo de transcorrências. O alojamento destes corpos teria se dado durante a evolução do STL e, com temperatura moderada ainda, teriam se deformado ductilmente, acabando por apresentar formato elíptico. A ordem cronológica de intrusão seria, do mais antigo para o mais novo: Granito do Cerne, Varginha, Piedade e Morro Grande, sendo os três primeiros sintectônicos e o último, tarditectônico, em relação ao STL (FIORI, 1985b).

Granito Varginha

O Granito Varginha tem cerca de 25 km² e consiste de monzogranitos, quartzo-monzonitos e sienogranitos, de textura equigranular média a grossa, geralmente com estrutura maciça, ou localmente ao norte com textura cataclástica e milonítica. O Granito Varginha tem eixo maior orientado segundo a estruturação regional N30E-S30W e corta rochas das formações Votuverava (Grupo Açungui) e Perau (Grupo Setuva) (FUCK *et al.*, 1967; CHIODI FILHO *et al.*, 1987).

Em geral, há tipos texturais granulares médios e grossos; tipos inequigranulares porfiríticos com fenocristais de microclínio (3-4 cm) em matriz média a grossa; tipos aplíticos com textura sacaroide fina. Além disso, são descritas variedades microgranulares e pegmatoides (CHIODI FILHO *et al.*, 1987).

De acordo com Chiodi Filho *et al.* (1987) a presença de granada e os padrões distintos de terras raras indicariam fontes crustais e mantélicas para o Granito Varginha. Os autores consideraram o ambiente tectônico colisional e que poderia representar fase de relaxamento do evento de transcorrência compressional do Lineamento Lancinha, indicando interface de uma fase transpressional para uma fase transtraccional. Outras considerações do mesmo trabalho sugerem ainda que o Granito Varginha pode ser caracterizado como um complexo multifásico longitudinal, integrado por rochas de origens mantélica e crustal ascendentes em um mesmo local, alojado em nível mesozonal. A presença de W, Sn e Mo demonstraria o potencial para mineralizações de scheelita em veios ou escarnitos.

Granito Morro Grande

O Granito Morro Grande tem cerca de 70 km² e está intrudido nas rochas metavulcanossedimentares da Formação Votuverava, sobre as quais teria causado metamorfismo de contato na fácies albita-epidoto cornubianito (PRAZERES FILHO *et al.*, 2003a; CURY *et al.*, 2008). O corpo granítico é constituído por biotita monzo a sienogranitos leucocráticos e álcali-feldspato granitos, porfiríticos, isotrópicos e cinza-claros, e apresentam fenocristais de K-feldspato euédricos de cerca de 3 cm em meio a matriz composta por K-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita/anfibólio. Os minerais acessórios presentes incluem zircão, turmalina, topázio, muscovita, clorita, sericita, apatita, titanita, allanita, fluorita e opacos (FUCK *et al.*, 1967; CHIODI FILHO *et al.*, 1987; PRAZERES FILHO *et al.*, 2003a).

O Granito Morro Grande possui forma alongada na direção NE-SW (FIORI, 1985b). Pereira e Ávila (2004) descrevem cassiterita e Chiodi Filho *et al.* (1987) encontram turmalina, topázio e fluorita, provavelmente associados a *greisens*.

De acordo com Prazeres Filho *et al.* (2003a), o Granito Morro Grande é peraluminoso e apresenta $\text{SiO}_2 = 71\%$, baixos CaO (0,14 a 1,68%), Sr (<5 a 110 ppm) e Ba (<10 a 571 ppm). Em relação aos elementos terras raras (ETR), em padrões normalizados pelo condrito segundo Nakamura (1977 *in* PRAZERES FILHO *et al.*, 2003a), esse granito possui $\text{La}_N = 150$, $\text{Yb}_N = 20$ e $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 0,25$. A partir de dados de ETR, Chiodi Filho *et al.* (1987) propõem derivação crustal para o Granito Morro Grande. Os mesmos autores mostram que a intrusão possui contatos discordantes e controlados por falhas.

Análises U-Pb convencional em zircão foram realizadas em biotita sienogranitos, cujos cristais são prismáticos e ricos em inclusões e fraturas (PRAZERES FILHO *et al.*, 2003a). O intercepto superior do diagrama indica idade de 564 ± 3 Ma (MSWD=0,55), a qual foi interpretada como idade de cristalização e colocação. Segundo aqueles autores a presença de fluorita associada a baixos valores de CaO, Ba e Sr, e altos teores de Y, Hf e Zr, bem como anomalia negativa de Eu, sugerem assinatura do tipo A e ambiente pós-orogênico a anorogênico. No mesmo estudo é sugerido que os granitos Joaquim Murtinho, Cerne e Piedade poderiam ser formados em condições similares, e ainda que a idade obtida poderia representar um período de transição de tardi a pós-orogênico/anorogênico no Cinturão de Dobramentos Apiaí.

Granito Piedade

O Granito Piedade tem forma elíptica alongada na direção N45E e corta sequências metavulcanossedimentares da Formação Votuverava. Esse corpo granítico é constituído por álcali-feldspato granitos e álcali-feldspato sienitos. Localmente há microgranitos tardios, bem como álcali-feldspato riolitos e quartzopórfiros (CHIODI FILHO *et al.*, 1987; SPOLADORE, 1993). Segundo Fuck *et al.* (1967) esse *stock* ocupa o núcleo de uma anticlinal em filitos do Grupo Açungui, com suas bordas concordantes com as direções das camadas de filitos. O Granito Piedade está alojado em litotipos da Formação Votuverava, envolvendo metassiltitos marrom-avermelhados, quartzitos finos e lentes de metaconglomerados polimíticos (CHIODI FILHO *et al.*, 1987). Grande parte dos contatos do granito é controlada por

falhas (FUCK *et al.*, 1967). Para Chiodi Filho *et al.* (1987) o Granito Piedade é um maciço polifásico controlado pela Falha de Morro Agudo.

Fiori (1985a) sugere que o Granito Piedade também estaria alojado em dobra de arrasto com ângulo de intersecção coincidente com a falha principal, e eixo maior coincidente com o eixo da dobra na qual se encontra alojado. Há cataclasitos e vênulas com sílica, turmalina, fluorita e/ou scheelita (CHIODI FILHO *et al.*, 1987).

Chiodi Filho *et al.* (1987) citam feições hidrotermais superimpostas aos álcali-feldspato granitos, marcadas por zonas de potassificação, piritização e silicificação pervasivas, responsáveis por mineralizações de Mo-W pórfiro.

Com base em dados geoquímicos, Cury *et al.* (2008) interpretam que o magma primário teria se originado no manto superior, com contaminação da crosta inferior. Foram descritas ocorrências de scheelita em escarnitos no Granito Piedade (PEREIRA; ÁVILA, 2004). Chiodi Filho *et al.* (1987), baseados em dados de ETR, sugerem diferenciação magmática com fracionamento dos ETR e retenção do Eu em feldspato cristalizado.

Granito do Cerne

A denominação Granito do Cerne foi proposta por Muratori (1966), para o corpo granítico que aflora a noroeste de Bateias. De acordo com Fuck *et al.* (1967), este plúton possui 45 km² e ocupa o núcleo de uma anticlinal com direção geral NE-SW presente em rochas metassedimentares do Grupo Açungui.

O Granito do Cerne é composto principalmente por sienogranitos e álcali-feldspato granitos leucocráticos (Cury *et al.*, 2008). Localmente mostra orientação mineral de fluxo magmático. Próximos a zonas de contato, há granitos foliados, com deformação dúctil-rúptil e superfícies de alto ângulo de mergulho. Pode ocorrer foliação de alto ângulo, com mergulhos para os quadrantes SE (subvertical) e NW (subvertical a 55°), com padrão semelhante ao observado nas sequências metassedimentares adjacentes. Tal foliação é descrita nas bordas do granito e é representada por bandamento composicional, o qual pode evoluir para porções com texturas protomiloníticas, miloníticas e ultramiloníticas em faixas restritas. Texturas miloníticas descritas no sul do corpo granítico são associadas à Falha do Cerne (SANTOS; FELIPE, 1980 *in* CURY *et al.*, 2008).

Datações Ar-Ar em biotita forneceram a idade de 557 ± 2 Ma, idade próxima da idade de cristalização dos zircões (563 ± 34 Ma), o que sugere curto período de

tempo entre a formação do corpo e seu posicionamento à isoterma com temperaturas abaixo de 250-300°C (CURY, 2003). O mesmo autor sugere que o Granito do Cerne é tardi a pós-orogênico. Prazeres Filho (2000) sugere gênese em ambiente pós-colisional.

De acordo com Fiori (1985b), o Granito do Cerne apresenta formato elíptico e é cortado ao sul pela Falha do Cerne, a qual é considerada componente da Zona de Cisalhamento Lancinha, tendo seu eixo maior segundo N31E e formando um ângulo de cerca de 20° com a Falha da Lancinha. O mesmo autor sugere que as intrusões teriam formado dobras ou domos. Entretanto, devido ao Granito do Cerne se situar numa dobra de arrasto, com ângulo de intersecção coincidente com a falha principal, seria mais adequado considerar que a dobra é que aloja o granito. Dessa forma, o Granito do Cerne teria se colocado ao longo de aberturas do embasamento e alojado e inserido em dobra de arrasto antiformal (FIORI, 1985a).

3 MATERIAIS E MÉTODOS

3.1 MATERIAIS

O trabalho se iniciou com a criação de um banco de dados em ambiente SIG, com sistema de coordenadas *South American 1969*. Para a construção do banco de dados, foi feita uma compilação de dados planialtimétricos, geológicos, entre outros já publicados de diversas fontes, tanto para a elaboração de mapas pré-campo, como para a consulta de dados nas diversas fases do trabalho. As principais fontes de dados geológicos foram o Mapa Geológico 1:1.000.000 elaborado pela CPRM em 2004 (PERROTTA *et al.*, 2004) e o Mapa Geológico 1:250.000 disponibilizado pela Mineropar (2006). Para a obtenção do traçado de estradas de maior detalhe foram utilizadas as imagens de satélite fornecidas pelo *software* Google Earth *by* Google.

Os principais materiais utilizados durante o trabalho de campo geológico foram bússola do tipo Brunton, GPS Garmin e mapas elaborados especificamente para a área estudada. Foram descritos 115 afloramentos, cuja distribuição pode ser observada no mapa de afloramentos na Figura 5.

O *software* Excel 2010 *by* Microsoft foi utilizado para a organização dos dados estruturais, e *softwares* de uso geológico para a elaboração dos mapas e estereogramas.

Para a aquisição dos dados geofísicos gravimétricos empregou-se o Gravímetro Scintrex CG-03. O GPS Geodésico Leica System 1200 foi utilizado para a obtenção precisa das coordenadas das estações gravimétricas e o GPS de navegação Etrex Garmin (FIGURA 6). A estação geodésica de referência utilizada pertence ao IBGE (código 8113274) e se localiza no Centro Politécnico da UFPR em Curitiba (PR) (ANEXO).

O ensaio de densidade das amostras de filito e granito para o processamento dos dados geofísicos foi realizado no Laboratório de Minerais e Rochas (LAMIR) na UFPR, com a balança analítica de precisão Ohaus modelo TS 600S. Os dados gravimétricos foram processados no *software* Oasis Montaj 6.4 *by* Geosoft no Laboratório de Geofísica Aplicada na UFPR.

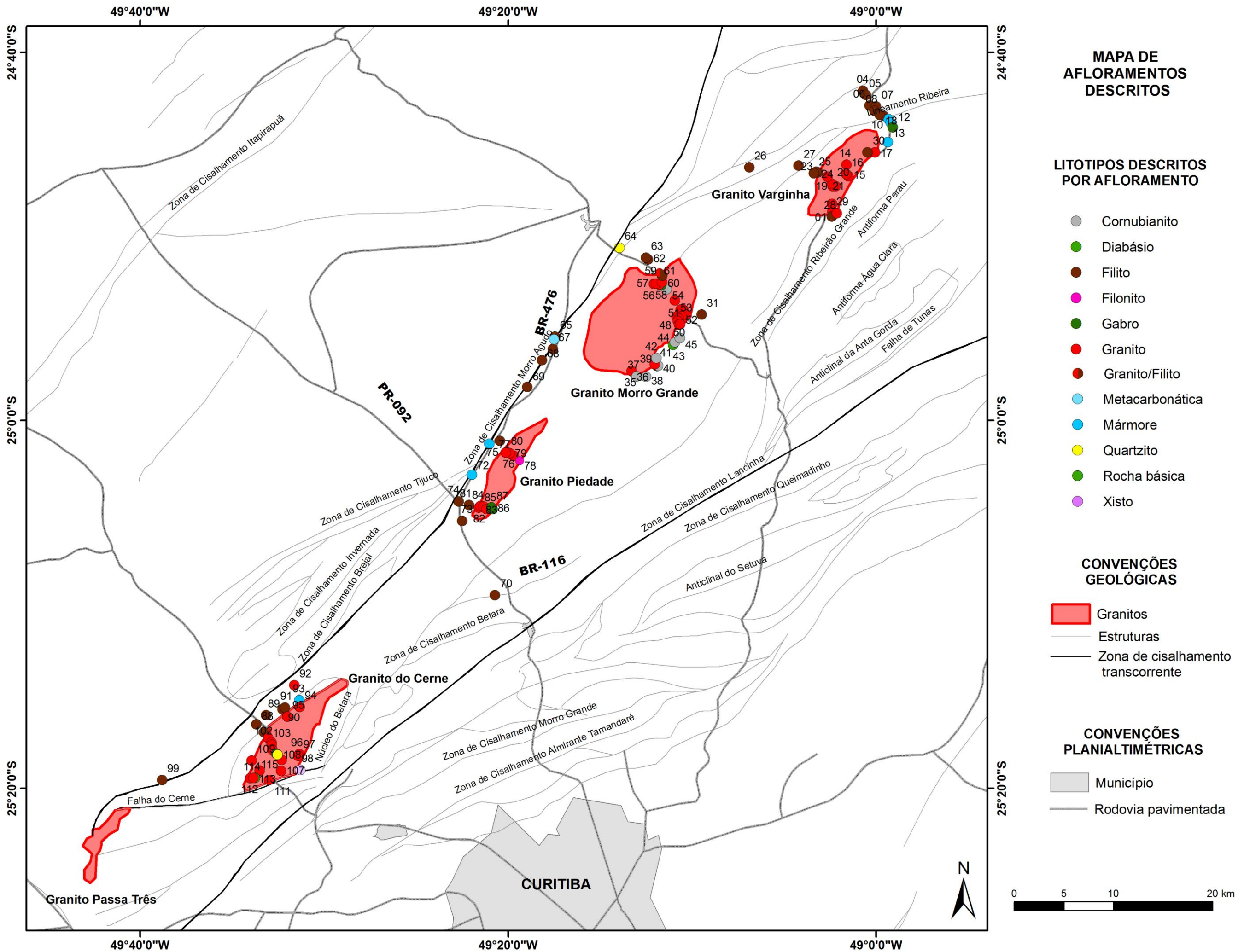


FIGURA 3 - Mapa de afloramentos descritos. FONTE: Shapefiles extraídos da Carta do Brasil ao Milionésimo - CPRM (PERROTTA et al., 2004).

As amostras de granitos foram analisadas quimicamente pelo Laboratório AcmeLab, para os elementos maiores, menores, traços incluindo elementos terras raras (ETR), através dos seguintes métodos: elementos maiores - rocha total por ICP-ES (espectrômetro de emissão) e elementos-traço - ICP-MS (espectrômetro de massa).

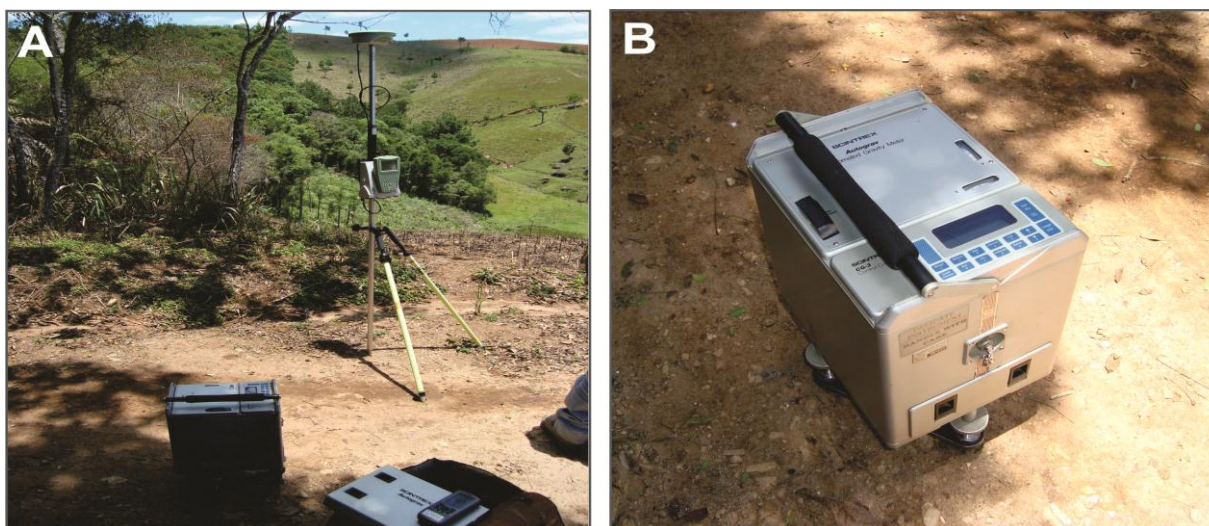


FIGURA 6 - A) Equipamentos para aquisição dos dados gravimétricos: GPS Geodésico Leica System 1200, Gravímetro Scintrex CG-03 e GPS de navegação Etrex Garmin; B) Gravímetro Scintrex CG-03.

As lâminas delgadas foram confeccionadas no Laboratório de Laminação Petrográfica (Lamin) na UFPR, e descritas no LAMIR e no Laboratório Didático de Microscopia da UFPR, com o emprego de microscópio de luz transmitida. Ao total, foram descritas 30 lâminas confeccionadas a partir das amostras coletadas durante a etapa de campo, além de 10 lâminas provenientes de diversos trabalhos anteriores da disciplina Mapeamento Geológico do curso de Graduação em Geologia.

Das amostras coletadas, 8 amostras foram analisadas quimicamente pelo laboratório AcmeLab. Além das análises, foram ainda compilados dados químicos do Granito do Cerne (PRAZERES FILHO, 2000; CURY, 2003), do Granito Passa Três (CURY, 2003) e do Granito Morro Grande (PRAZERES FILHO, 2000). A elaboração dos diagramas para litogeoquímica foi realizada nos *softwares* CGDkit (JANOUSEK *et al.*, 2008) e Excel.

A pesquisa bibliográfica abrangeu periódicos, livros e teses consultados na Biblioteca de Ciência e Tecnologia da UFPR, na Biblioteca do Instituto de Geociências da USP e no Portal de Periódicos da Capes.

3.2 MÉTODOS

Os trabalhos de campo para aquisição de dados geológicos foram realizados entre os dias 13 e 21 de julho de 2011. A sistemática de campo envolveu a descrição de dados petrográficos e estruturais, tais como lineações, aspectos de deformação dúctil, orientações minerais magmáticas, além de feições texturais, assim como a coleta de amostras para análises químicas, ensaio de densidade e confecção de lâminas. 30 amostras foram laminadas, 8 submetidas à análise química e 4 utilizadas para o ensaio de densidade.

O estudo das seções delgadas visou identificar feições texturais e estruturas deformacionais em filitos e em granitos. Foi realizada contagem de pontos (1500 pontos) nas seções delgadas das rochas graníticas para classificação em diagrama QAP (LE MAITRE, 2004).

Considerando a disponibilidade de dados já publicados, as análises químicas foram realizadas nos granitos Varginha (3 amostras), Morro Grande (2 amostras) e Piedade (3 amostras), para estudo e comparação com dados já publicados dos granitos do Cerne (PRAZERES FILHO, 2000; CURY, 2003), Passa Três (CURY, 2003) e Morro Grande (PRAZERES FILHO, 2000).

A abordagem gravimétrica foi aplicada apenas ao Granito do Cerne devido à maior abrangência e disponibilidade de estradas na área dessa unidade, não tendo sido possível realizar o mesmo estudo nos demais corpos graníticos. Os dados gravimétricos foram obtidos durante seis dias (14 a 20 de novembro de 2011). O espaçamento definido entre as estações gravimétricas foi de 500 metros ao longo de toda a área do Granito do Cerne e arredores, formando uma malha de pontos, a fim de se observar contrastes litológicos. O transporte da base gravimétrica de referência foi feito com três medições, e foram levantadas 178 estações gravimétricas. Os dados dessas estações se encontram no Apêndice 1.

O método de ensaio de densidade empregado realiza medições em peso seco e peso submerso. Para uma maior precisão do resultado, é feita a média da medição de três fragmentos de cada amostra. Para determinar o valor da densidade utiliza-se a seguinte fórmula: $d = \rho_{\text{seco}} / (\rho_{\text{seco}} - \rho_{\text{molhado}})$, conforme manual da balança analítica de precisão Ohaus modelo TS 600S.

Os dados adquiridos durante um levantamento gravimétrico podem sofrer influências relativas à latitude do ponto, ao relevo, às marés e às variações do

próprio equipamento ao longo do levantamento. Assim, faz-se necessário algumas correções para que os valores da aceleração gravitacional sejam o mais precisos possíveis. Os valores altimétricos são importantes para a aplicação das correções, pois a altitude ortométrica é utilizada nos cálculos das correções Ar-Livre (latitude), de relevo, Bouguer e na obtenção da anomalia Bouguer, justificando a utilização do GPS geodésico de precisão para a aquisição desse tipo de dado (CASTRO, 2007).

As correções de maré e de latitude são feitas pelo próprio equipamento durante a aquisição dos dados, a partir da hora da aquisição (correção de maré) e das coordenadas do ponto (correção de latitude). Como os equipamentos empregados são de precisão, pode ocorrer fadiga do sistema elástico do gravímetro e oscilações de temperatura e pressão, o que é denominado de deriva ou *drift* instrumental (CASTRO, 2007). Essa correção foi aplicada em *software* Excel através de cálculo em relação ao horário da aquisição de cada estação gravimétrica.

A correção ar-livre objetiva nivelar o geóide com o terreno em relação à altitude, enquanto que a correção Bouguer se dá pelo cálculo de compensação entre o geóide e o terreno, considerando a densidade do terreno. A correção de terreno elimina o efeito da topografia dos arredores dos pontos levantados (CASTRO, 2007). As correções ar-livre (ou *Free Air*), Bouguer e de terreno foram processadas no *software* Oasis Montaj 6.4. A partir dos dados corrigidos foram então elaborados o Mapa de Anomalia Bouguer e os mapas de resíduo de 1ª, 2ª e 3ª ordens.

Os dados geoquímicos dos granitos Varginha, Morro Grande e Piedade serão apresentados em diagramas sílica *versus* óxidos de elementos maiores e sílica *versus* elementos-traço. Os ETR serão apresentados em diagrama multielementar normalizado pelo condrito (NAKAMURA, 1974). Outros diagramas utilizados envolvem a saturação em alumina (MANIAR; PICCOLI, 1989), elementos maiores (FROST *et al.*, 2001; SYLVESTER, 1989) e elementos-traço para discriminação tectônica (PEARCE *et al.*, 1984; WHALEN *et al.*, 1987; EBY, 1992; PEARCE *et al.*, 1996). Os dados foram tratados em planilha Excel e pelo programa CGDkit (JANOUSEK *et al.*, 2008).

As rochas de zona de falha foram classificadas de acordo com a proposta de Wise *et al.* (1984) que considera a quantidade de matriz, assim como as feições de deformação de grãos. Para a classificação de dobras em campo foi utilizada a classificação de Davis (1984), baseada no intervalo médio do ângulo interflancos e define em dobras suaves (180°), abertas (120°), fechadas (70°), cerradas (30°) e isoclinal (0°).

4 GEOLOGIA LOCAL

Neste capítulo são apresentados os dados dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne e de suas rochas encaixantes metassedimentares. Também serão apresentadas as descrições petrográficas acerca de cada granito.

4.1 GRANITO VARGINHA

O Granito Varginha é composto por sienogranitos, monzogranitos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos. Suas rochas encaixantes pertencem aos grupos Açungui e Votuverava (PERROTTA *et al.*, 2004) e se constituem principalmente de filitos e mármore. O Granito Varginha e suas rochas encaixantes serão descritos em seguida, e as estruturas descritas podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito Varginha (APÊNDICE 2).

4.1.1 Rochas encaixantes

O Granito Varginha corta filitos e mármore. Os mármore calcíticos têm cor variando entre cinza claro e cinza escuro, enquanto que os filitos possuem cor cinza a rósea e podem estar silicificados. Nestas rochas, a orientação dos cristais de sericita define uma clivagem filítica. As estruturas descritas em campo podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito Varginha no Apêndice 2.

Os clorita-muscovita-quartzo filitos possuem cor cinza róseo a amarelo ocre e estão localmente silicificados. A oeste do corpo granítico ocorrem grafita-clorita-sericita-quartzo filitos com intercalação de metapelitos e metapsamitos (pontos 26 e 27). O brilho sedoso define a clivagem filítica (TWISS; MOORES, 2007) principal, denominada de S_n . Esta superfície geralmente tem direções em torno de N45E e mergulhos entre 30° e 50° para NW ou SE, ou localmente sub-horizontais (FIGURAS 7a e 7b) (ponto 05, E-W/22N).

Lineações minerais de muscovita com atitudes N45/15 e N55/02 são observadas sobre o plano de S_n . Essa foliação é afetada por dobras suaves (ponto 04, flanco médio N66E/61NW e eixo N240/35) a abertas, em escala métrica a

decamétrica, muitas vezes com o desenvolvimento da foliação S_{n+1} em plano axial. Dobras em M podem ser observadas de forma localizada e dobras cônicas mostram flancos com atitudes N20E/48NW e N75W/55SW e seus eixos têm atitude N237/27 (ponto 09). No plano de S_n (N45E/49NW) há lineação de crescimento mineral de sericita N30/24 (FIGURA 8a) e lineação de estiramento N250/23 (ponto 09), e em N55E/17SE, há lineação de estiramento de sericita N55/02 e de crenulação N74/04.

Mais próximo do granito, a foliação S_n pode ser obliterada e/ou transposta por uma foliação posterior, de direção NE e ângulos de mergulho elevados (N70E/70SE) a subverticais (N50E/82NW), denominada S_{n+1} (FIGURAS 7c e 7d). Esta superfície é caracterizada como uma foliação retilínea, geralmente com mergulhos acima de 70° e apresenta reorientação incipiente dos minerais da rocha. Sobre o plano de S_{n+1} , são descritas lineações de crenulação com atitudes variadas (N22/44; N260/47; N40/17) (ponto 04).

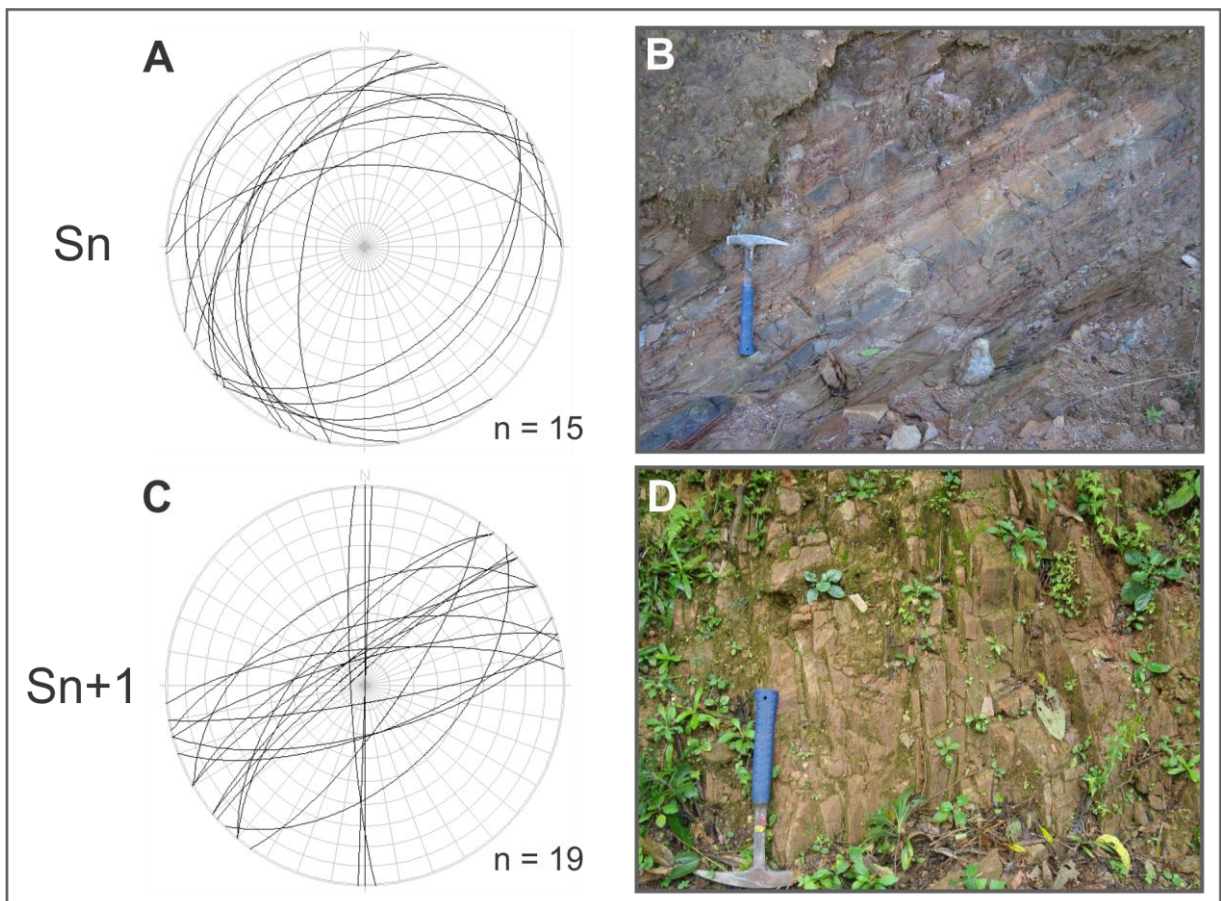


FIGURA 7 - A) Estereograma da foliação S_n ; B) Foto da foliação S_n (ponto 24); C) Estereograma da foliação S_{n+1} ; D) Foto da foliação S_{n+1} (ponto 04).

A foliação S_{n+1} pode ser definida também sob a forma de clivagem de fratura com espaçamento centimétrico (ponto 08, N48E/85NW; ponto 10, N10E; ponto 05). Localmente (ponto 09), observam-se dobras abertas a fechadas formando uma

sequência de dobras com a geração da S_{n+1} no plano axial (FIGURA 8b), com dobras em M associadas (flancos N52E/90 e N45E/55NW, plano axial N45E/58NW).

A leste do corpo granítico, a cerca de 1 km de distância, no plano de S_{n+1} (N50E/82NW), há estrias N50/09 indicando movimento transcorrente (ponto 26). No mármore calcítico ocorrem planos de falha N50W/82NE com estrias N320/44.

Próximo ao Granito Varginha (pontos 07 e 28) há filitos com cristais aleatórios de muscovita e porfiroblastos de magnetita no plano da foliação S_n (ponto 24), indicando metamorfismo termal. Nestas rochas encaixantes ocorrem apófises irregulares de leucogranito e veios de quartzo associados (ponto 28), fraturas hidráulicas com vênulas preenchidas por caulinita e veios pretos ricos em turmalina (FIGURA 8c) (ponto 30). Localmente (ponto 10) ao norte da intrusão, um dique de álcali-feldspato granito e vênulas de calcita cortam as foliações S_n e S_{n+1} , o qual é cortado por duas falhas dextrais com cerca de 1 cm de rejeito (FIGURA 8d).

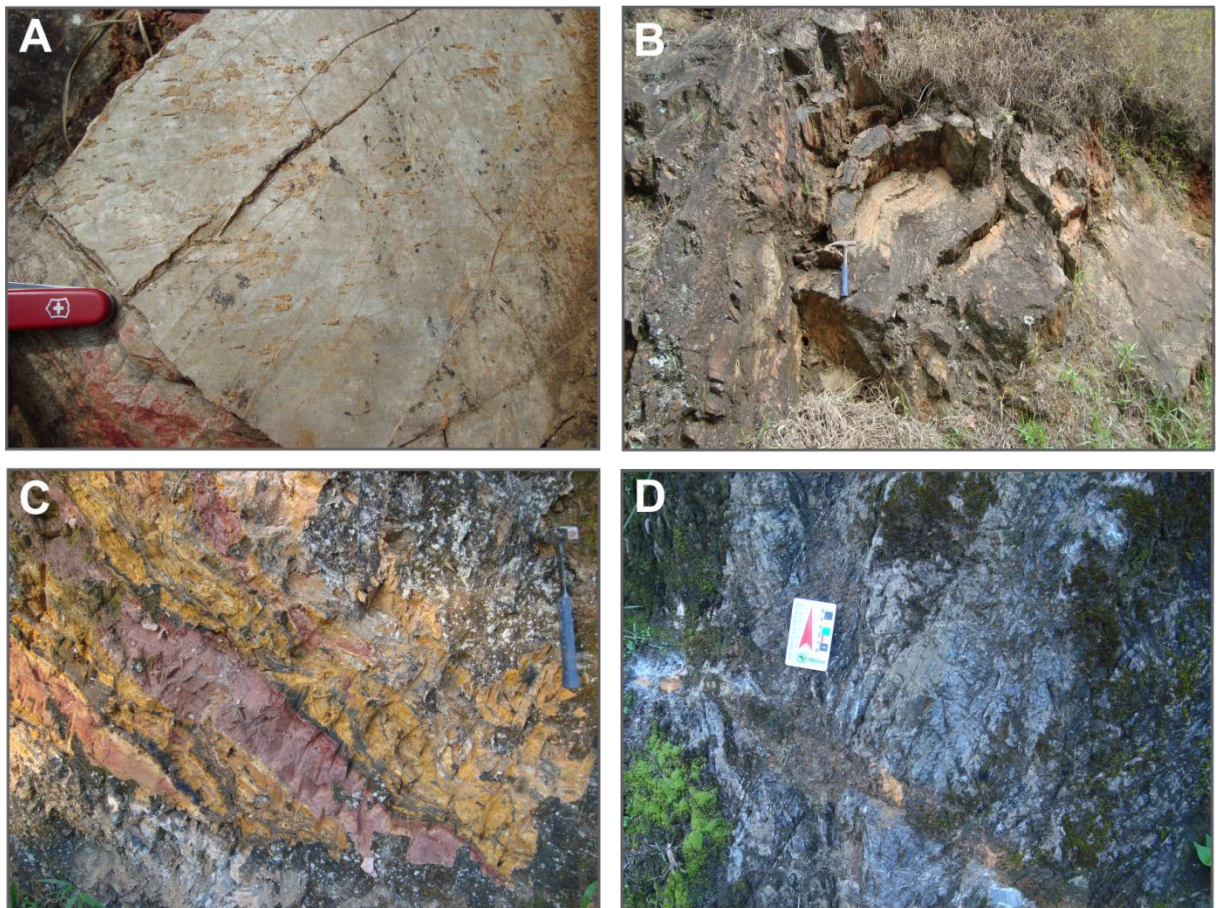


FIGURA 8 - A) Lineação de crescimento mineral de sericita em N30/24 em plano de S_n em N45E/49NW (ponto 09); B) Dobra aberta com geração de S_{n+1} no plano axial (ponto 09); C) Fraturas hidráulicas com vênulas preenchidas por caulinita e material escuro (ponto 30); D) Apófise de álcali-feldspato granito cortando as foliações S_n e S_{n+1} e afetado por falhas (ponto 10).

4.1.2 Granito Varginha

No Granito Varginha, foram descritos sienogranitos, monzogranitos, quartzo monzonitos e quartzo sienitos. Os sienogranitos ocorrem do centro ao nordeste do corpo granítico (FIGURA 9a). A textura é fanerítica equigranular média a grossa, de cor cinza claro e é composta por quartzo (35%), FK (55%) e plagioclásio (10%). O índice de cor é hololeucocrático. Geralmente a estrutura é isotrópica, no entanto, localmente em planta, há orientação de fluxo magmático muito fraca. As estruturas descritas são observadas no mapa geológico no Apêndice 3.

Na parte central, próximo à borda, há sienogranitos faneríticos inequigranulares porfiríticos, de cor cinza médio, leucocráticos, compostos por quartzo (30%), FK (50%), biotita (15%) e plagioclásio (5%). Fenocristais de FK de tamanho entre 1 e 3 cm não exibem orientação preferencial. Os cristais são subédricos e a estrutura é maciça.

Na porção nordeste, também próximo à borda, observa-se sienogranito com textura fanerítica inequigranular porfirítica, de cor cinza, constituído por quartzo (25%), FK (45%), biotita (15%) e plagioclásio (15%). Os cristais são subédricos a anédricos. Os fenocristais de FK estão orientados segundo N50E ou aleatórios e são subédricos a anédricos. Ocorrem porções ricas em biotita alternadas com porções pobres em biotita que provavelmente refletem fluxo magmático (FIGURA 9b).

Na porção sudeste, afloram sienogranitos esbranquiçados com caulinição avançada. A textura é fanerítica equigranular média e a estrutura é isotrópica. Na parte sul do corpo granítico, a rocha tem textura fanerítica inequigranular média a grossa, cor cinza amarelado e estrutura isotrópica. As proporções estimadas de quartzo (10%), FK (65%), plagioclásio (20%) e biotita (5%), indicam composição quartzo sienítica (FIGURAS 9c e 9d).

Na parte centro-sul do corpo, a rocha é fanerítica inequigranular fina a média, tem cor cinza e é composta por quartzo (10%), FK (50%), plagioclásio (35%) e biotita (5-10%), constituindo um quartzo monzonito. Os cristais de biotita (1 a 2 mm) estão fracamente orientados e definem uma foliação magmática incipiente N50E/83NW. A rocha se encontra bastante silicificada e fraturada.

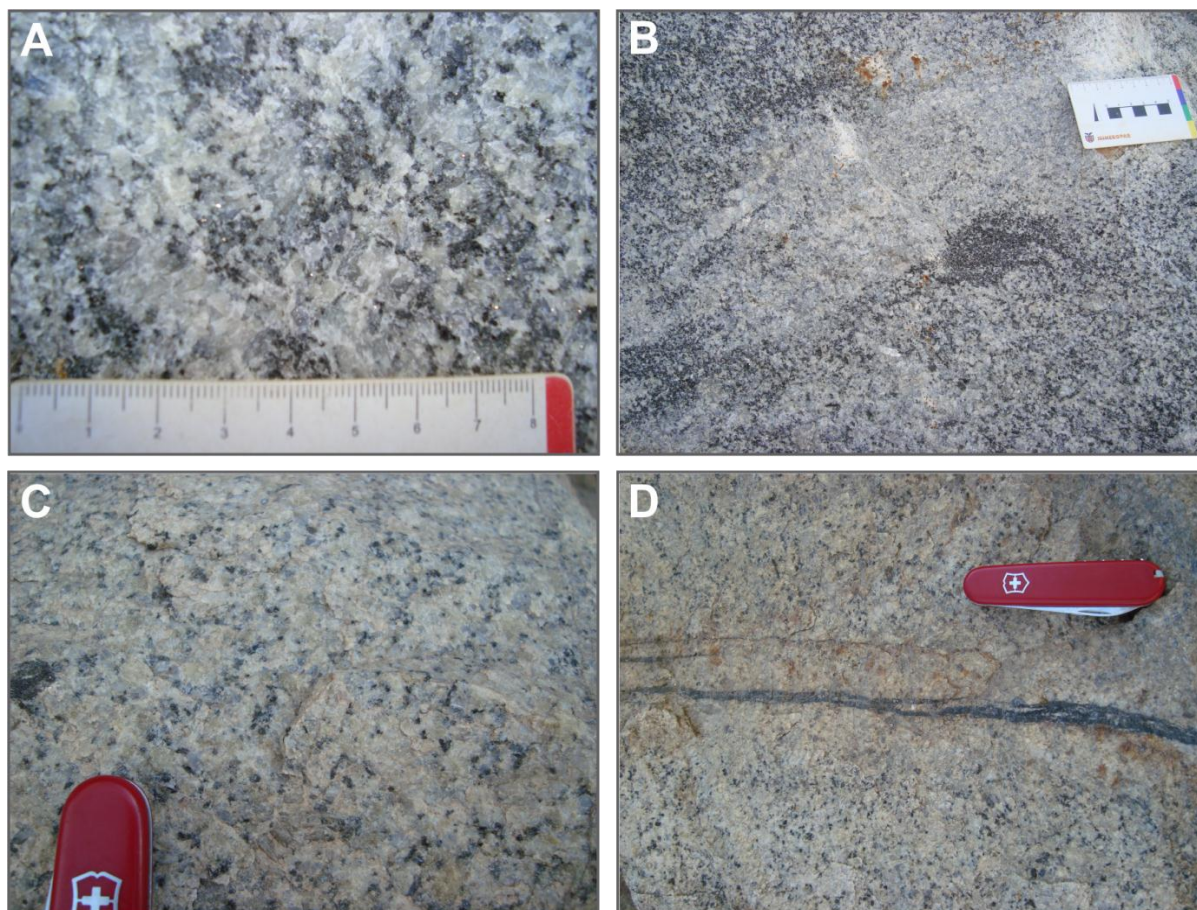


FIGURA 9 - Granito Varginha. A) Sienogranito com estrutura isotrópica; B) Sienogranito com alternância de porções ricas e porções pobres em máficos; C) Quartzito sienito com estrutura isotrópica; D) Quartzito sienito com porção empobrecida em minerais máficos. Notar veio de turmalina em (N10W/80NE).

O Granito Varginha apresenta em geral estrutura isotrópica, com orientação de cristais de biotita muito fracamente orientados, os quais definem uma foliação magmática incipiente. Localmente, é possível observar a orientação de cristais de biotita definindo uma foliação incipiente (N85E/35NW) no centro do corpo (ponto 16) e em N55E/71NW, na região nordeste. Localmente, ocorre mica branca na matriz da rocha e fenocristais orientados em N20W/60NE, próximo a um plano de falha em N50W/70NE, também com muscovita (FIGURA 10a). Planos de foliação curvilinear com atitude N43E/80NW podem ser descritos. Localmente há fenocristais de FK subédricos definindo uma orientação incipiente nas direções (N20E, N20W, N40W).

Planos de falha podem ser vistos no sul e centro do corpo (pontos 02, 03 e 29). Ao sul (ponto 02), ocorrem falhas N50W/85SW e N30W/90, na parte empobrecida em biotita. No mesmo afloramento, também são descritos planos de falha com quartzo (N80W/84NE, N84E e N81W), onde as paredes do preenchimento de quartzo parecem estar cisalhadas e a parte central em situação de tração, o que pode sugerir duas fases de preenchimento (FIGURA 10b). Veios de quartzo (8 cm

de largura) com o crescimento dos cristais da borda para o centro indicam abertura. Na parede do veio de quartzo há estrias de falha com atitude N325/11 e, internamente ao veio, fraturas paralelas longitudinalmente (ponto 01).

Podem-se observar planos de falha de cinemática sinistral, penetrativos na escala mesoscópica, com preenchimento de muscovita neoformada e estrias (N25E/80NW, N235/32, N235/21). Ao sul do corpo, são descritos planos de falha N25E/82NW em cujas adjacências há concentração de muscovita em domínios de cerca de 4 cm de espessura. No centro, há plano de falha preenchido por material verde escuro, possivelmente clorita. Essa falha apresenta atitude N74E/85NW, estrias N74/34 e figuras indicativas de movimentação sinistral inversa (ponto 03).

Bandas de cisalhamento ocorrem na parte central do corpo granítico (pontos 14, 15, 20 e 21), com banda de cisalhamento em N50E/85SE (15 cm de espessura), com estiramento de quartzo e veio quartzo-feldspático (1 cm de espessura) (FIGURA 10c).

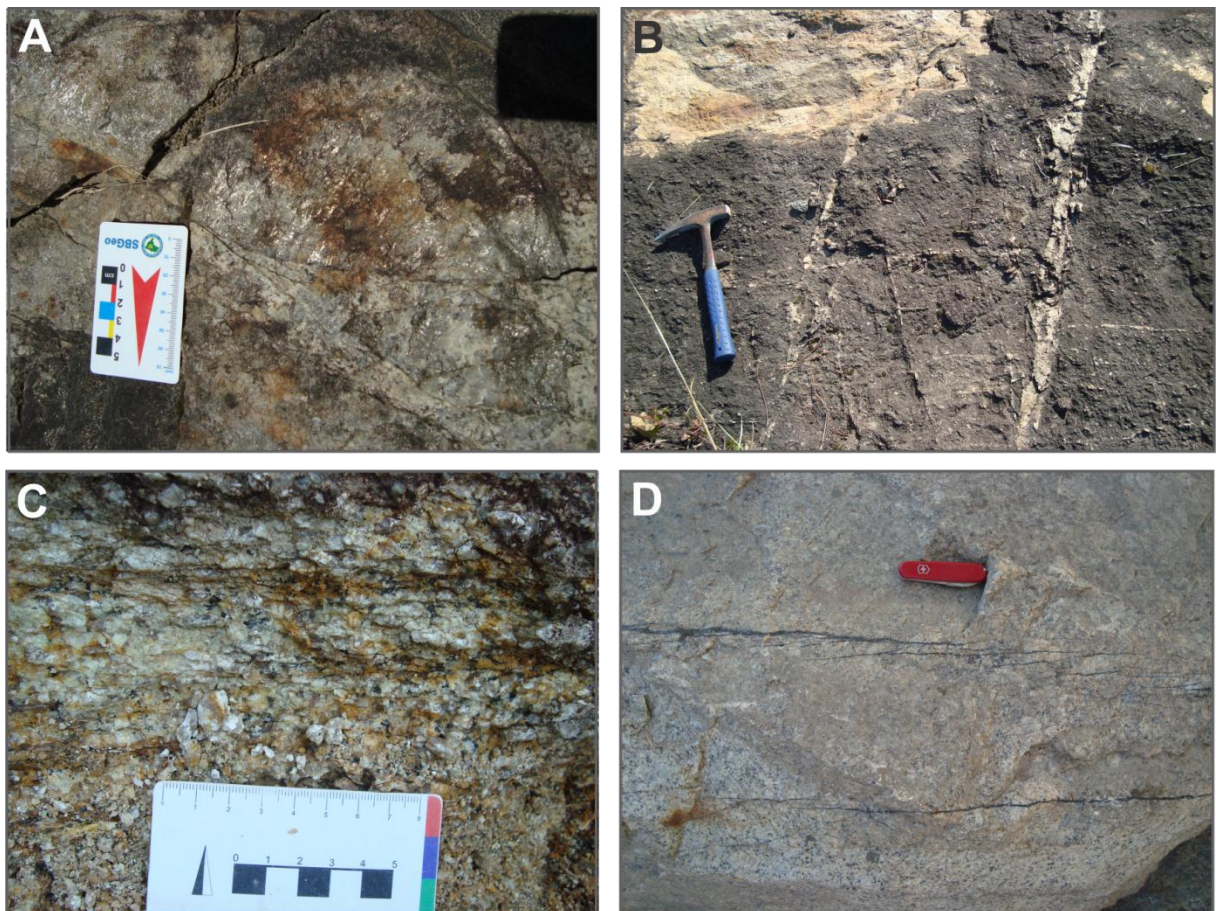


FIGURA 10 - A) Plano de falha (N50W/70NE) com cristais de muscovita (ponto 02); B) Planos de falha preenchidos por quartzo (ponto 02); C) Banda de cisalhamento milonítico em N50E/85SE com cristais de quartzo estirados; D) Veios de turmalina com padrão escalonado, atitude N72W/90, coincidente com empobrecimento em máficos da matriz.

Ocorrem bandas de cisalhamento milonítico com espessura entre 5 e 30 cm. Os cristais grossos da matriz se tornam alongados, formando agregados de subgrãos/novos grãos (*ribbons*). Localmente notam-se bandas de cisalhamento rúptil-dúctil E-W/70S (10 cm de espessura) (ponto 20). Próximo à borda oeste, tem-se banda de cisalhamento dúctil (1,70 cm de espessura) com veios de quartzo dispostos paralelamente (2 cm de espessura). Estas zonas apresentam cristais alongados de quartzo e feldspato com baixa assimetria (ponto 21). Em geral, as bandas miloníticas têm direção ENE-WSW (FIGURA 11a). Deformação dúctil foi observada, em escala macroscópica, somente em bandas miloníticas.

Ocorrem veios de quartzo com 50 cm de espessura e atitude N-S/61W no sul e no centro do corpo granítico (ponto 29). Por vezes, estes veios estão dispostos paralelamente à clivagem de fratura. Os veios podem estar afetados por fraturas NW/SE (ponto 01). No centro do corpo, tem-se veio de quartzo com forma sigmoidal e atitude N15E/77NW, com 15 cm de espessura máxima. Da parte mais espessa do veio de quartzo saem veios de espessura milimétrica semelhantes a ramificações finas (ponto 19).

No extremo sul do corpo também se observam veios de turmalina com padrão escalonado e retilíneo, e atitude N72W/90 (FIGURA 10d), em cujas margens a rocha se apresenta empobrecida em biotita. Tais veios são cortados por falha dextral normal com rejeito de 1 cm (ponto 01). De uma forma geral, os veios de quartzo, calcita e biotita apresentam tendência principal N-S e secundária em E-W (FIGURA 11b).

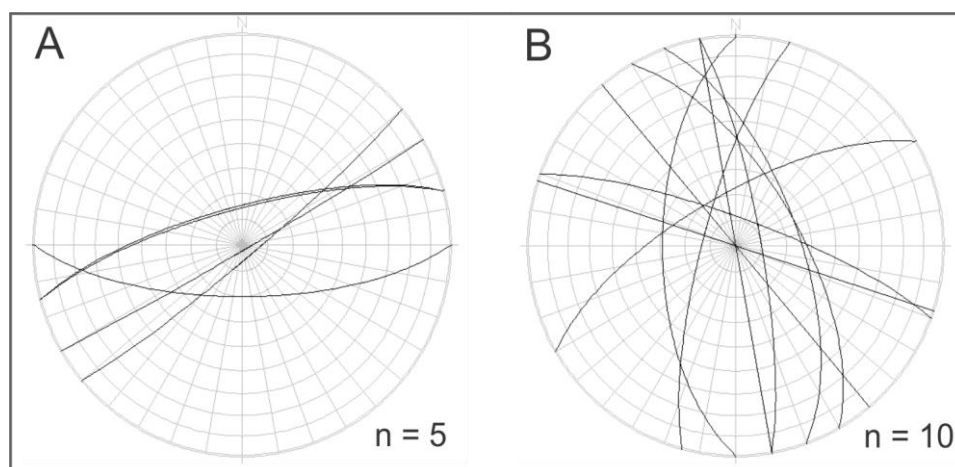


FIGURA 11 - Estereogramas de estruturas observadas no Granito Varginha. A) Bandas de cisalhamento; B) Veios de quartzo, calcita e biotita.

4.1.3 Petrografia

O Granito Varginha é composto por sienogranitos e monzogranitos (FIGURA 12), e poderia ser caracterizado como de série dos granitos de derivação crustal, a qual é composta basicamente por monzogranitos e sienogranitos (LAMEYRE; BOWDEN, 1982). Os dados modais por lâmina podem ser observados na Tabela 2.

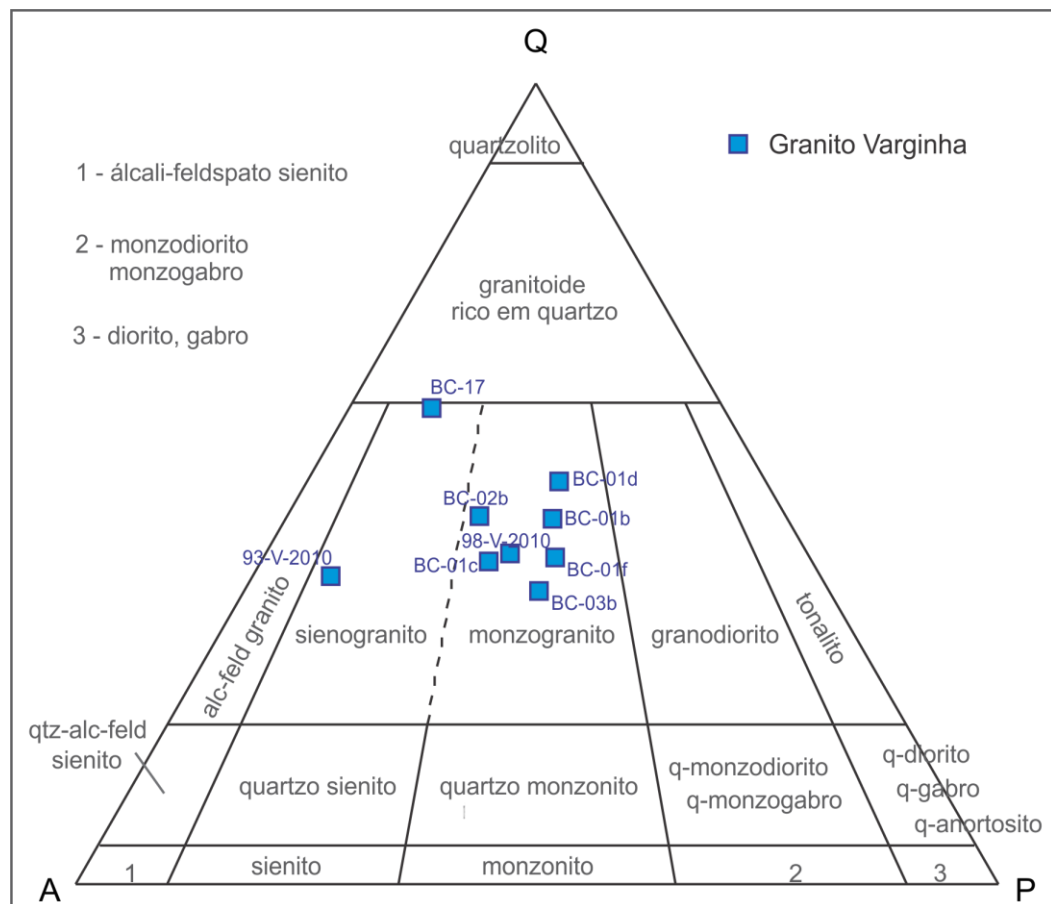


FIGURA 12 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito Varginha. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.

TABELA 2 – Dados modais (%) do Granito Varginha.

LÂMINA	QTZ	FK	PLAG	BIO	CLOR	HB	OP	AP	GRD	TIT	MICA B	ZIR	CB	TUR	EPD	STILP
BC-01b (V)	43.3	24.4	27.5	-	-	-	0?	-	-	-	3.6	-	1.0	-	-	-
BC-01c (V)	33.7	27.1	26.3	5.4	-	-	-	0.2	0.2	0.2	2.9	0.8	0.4	-	2.4	-
BC-01d (V)	49.5	22.6	26.9	0.0	0.2	-	0.0	0.2	0.1	0?	-	-	-	0.1	-	-
BC-01f (V)	33.9	22.4	26.2	5.6	0.4	-	1.1	-	0.4	0.4	5.3	0.7	3.2	0.1	-	-
BC-02b (V)	40.0	29.4	18.0	2.6	-	-	0.5	-	-	1.1	5.5	0.0	1.8	0.8	-	0.7
BC-03b (V)	39.4	34.4	24.6	0.2	0.0	-	-	-	0?	0?	0.8	-	-	-	0.2	-
BC-17 (V)	51.8	27.5	8.8	6.4	-	-	-	0.2	0.4	1.4	2.7	0.4	-	-	-	-
93-V-2010 (V)	34.2	47.1	8.0	-	1.7	-	0.3	-	0.6	-	7.5	-	-	-	-	0.3
98-V-2010 (V)	39.3	30.7	25.6	0.0	0.0	-	0.2	0.0	3.0	-	0.2	-	0.6	-	-	-

Monzogranitos

Os monzogranitos são constituídos por quartzo (33-43%), K-feldspato (22-30%), plagioclásio (18-26%), biotita (0-5%), granada (<1%), titanita (0-1%), apatita (<1%), turmalina (0-1%), zircão (<1%), opacos (0-1%), clorita (<1%), muscovita (0-5%), carbonato (0-3%), epidoto (0-2%), allanita (1-2%) e stilpnomelano (<1%) (TABELA 2).

Os cristais de quartzo (FIGURA 13a) são inequigranulares finos a grossos, anédricos a subédricos, sem orientação preferencial. Os contatos são irregulares ou interdigitados com cristais de quartzo e de K-feldspato. Apresentam extinção ondulante, subgrãos, novos grãos, suturas, juntas e microfraturas. Podem estar inclusos em cristais de K-feldspato. Pode ocorrer inclusão de plagioclásio. Localmente em banda milonítica, os cristais estão concentrados e orientados segundo essa estrutura.

Os cristais de K-feldspato (microclínio) são equigranulares ou inequigranulares finos a grossos, anédricos a subédricos. Não apresentam orientação preferencial. Os contatos são irregulares, podendo se apresentar interdigitados com quartzo. Podem apresentar pertitas em cordonetes e em chamás. Pode ocorrer plagioclásio incluso, bem como agregados de cristais menores de K-feldspato e plagioclásio em contatos e fraturas. Podem apresentar sobrecrecimento de muscovita e carbonato associado.

Os cristais de plagioclásio são equigranulares médios a finos, subédricos a anédricos. Não apresentam orientação preferencial. Os contatos podem ser irregulares ou interdigitados com quartzo, ocorrendo subgrãos de quartzo nas bordas. Pode ocorrer muscovita sobrecrecida (FIGURA 13b) e carbonato associado. Podem apresentar aspecto límpido ou intensamente sericitizado. Localmente podem estar fraturados.

Os cristais de biotita são castanhos a esverdeados, equigranulares finos a médios e anédricos a subédricos. Podem apresentar pleocroísmo de castanho claro a castanho escuro. Os contatos são irregulares ou serrilhados. Geralmente estão associados com titanita e opacos, localmente com granada, podendo ocorrer inclusão de apatita e zircão, formando halos pleocroicos. Podem ocorrer em agregados e apresentar cloritização ou oxidação. Ocorrem de forma intersticial.

Os cristais de granada (FIGURA 13c) são róseos, equigranulares médios a finos, subédricos a anédricos. Podem estar inclusos em cristais de biotita. Localmente estão fraturados por banda de cisalhamento.

Os cristais de allanita são castanhos, equigranulares finos, anédricos a euédricos. Podem ocorrer associados aos cristais de biotita e apresentar aspecto corroído.

Os cristais de titanita são equigranulares finos, subédricos a anédricos. Os contatos podem ser definidos ou irregulares. Podem estar associados com biotita, opacos e stilpnomelano e ocorrem de forma intersticial.

Os cristais de apatita são equigranulares muito finos a finos, anédricos a subédricos. Ocorrem de forma intersticial como mineral acessório.

Os cristais de turmalina (FIGURA 13d) são equigranulares finos, subédricos a anédricos. Apresentam pleocroísmo incolor a azul escuro. Podem ocorrer associados a planos de cisalhamento rúptil.

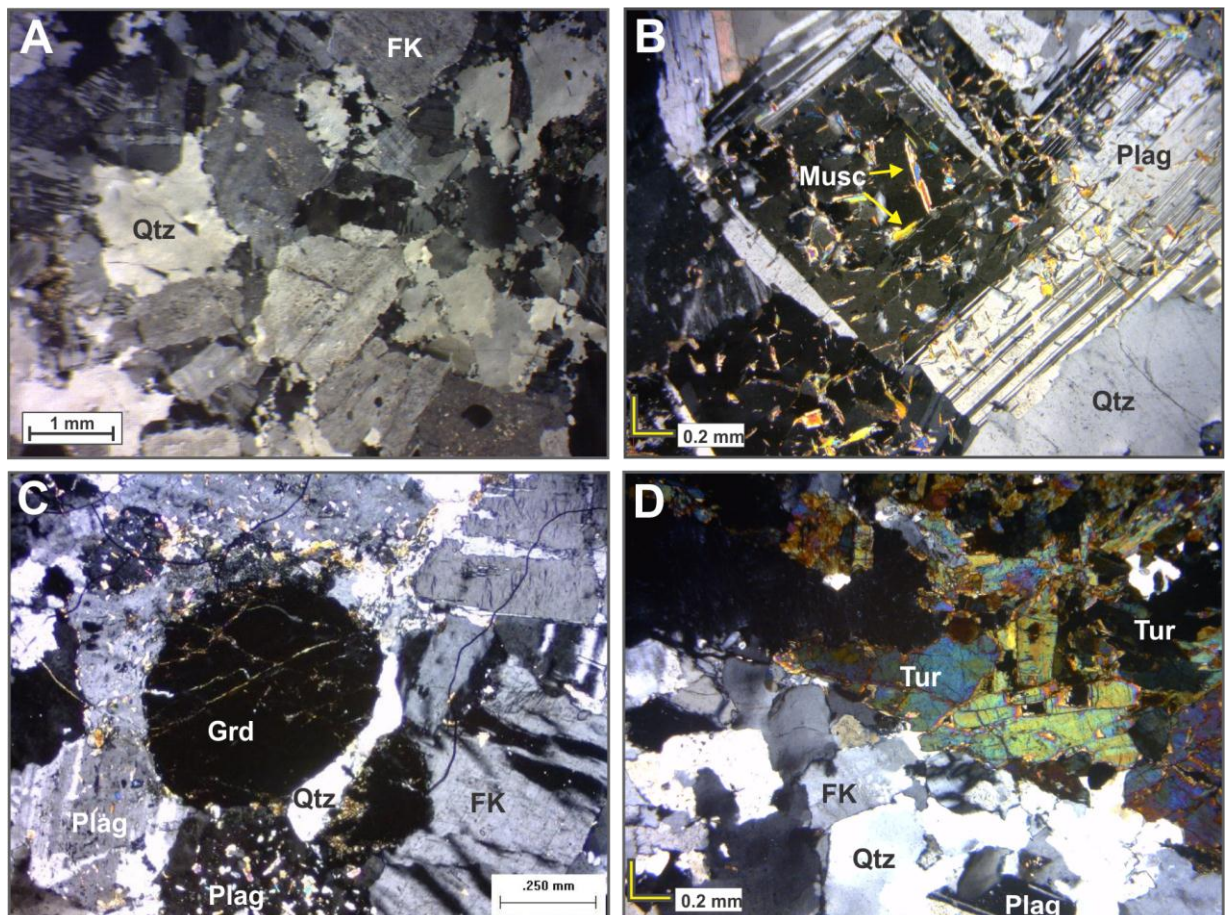


FIGURA 13 - Fotomicrografias do Granito Varginha. A) Cristais de quartzo com extinção ondulante, contatos interdigitados e subgrãos (LPC, lâmina BC-17); B) Plagioclásio com muscovitização em monzogranito (LPC, lâmina BC-01b); C) Cristal de granada em monzogranito (LPC, lâmina 98-V-2010); D) Veio de turmalina em monzogranito (LPC, lâmina BC-01d). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Musc – muscovita; Plag – plagioclásio; Grd – Granada; Tur – turmalina.

Os cristais de zircão são equigranulares muito finos, anédricos. Podem estar inclusos em biotita. Os cristais de opacos são equigranulares muito finos a finos, anédricos a subédricos. Os contatos são irregulares. Ocorrem de forma intersticial, e estão associados a cristais de biotita ou muscovita. Os cristais de clorita são verdes, equigranulares finos, anédricos e ocorrem como alteração da biotita.

Os cristais de muscovita são inequigranulares finos a médios, subédricos. Ocorrem sobrecrecidos em cristais de plagioclásio e K-feldspato, onde podem apresentar duas direções preferências de cristalização, perpendiculares entre si. Podem ocorrer também na matriz da rocha, em contato com cristais de quartzo e feldspato, onde podem apresentar hábito em leque.

Os cristais de carbonato são equigranulares finos a muito finos, anédricos. Ocorrem associados aos cristais de K-feldspato ou plagioclásio e com sericita/muscovita, de forma intersticial ou sobrecrecida. Podem ocorrer também como preenchimento de fraturas em cristais de K-feldspato.

Os cristais de stilpnomelano são equigranulares finos, anédricos. Estão associados aos minerais ferromagnesianos.

Sienogranitos

Os sienogranitos são constituídos por quartzo (34-51%), K-feldspato (27-47%), plagioclásio (8%), granada (<1%), allanita (~2%), fluorita (<1%), biotita (0-6%), apatita (<1%) e zircão (<1%). Os minerais secundários são carbonato (tç), muscovita (3-7%), titanita (0-1%), clorita (0-2%), opacos (<1%) (TABELA 2).

Os cristais de quartzo são inequigranulares muito finos a médios, anédricos a subédricos, sem orientação preferencial. Ocorre extinção ondulante, subgrãos, novos grãos e, localmente, contatos interdigitados entre cristais de quartzo ou entre quartzo e feldspato. Localmente, podem apresentar fraturas e limites retilíneos em novos grãos. Quando associados a bandas miloníticas, podem apresentar grãos mais finos e orientação mais forte. Podem preencher fraturas em feldspato.

Os cristais de K-feldspato são inequigranulares médios a grossos, subédricos a anédricos, sem orientação preferencial. Apresentam pertitas, pertitas em chamuscas e intercrescimento gráfico. Podem apresentar fraturas abertas e/ou fechadas.

Os cristais de plagioclásio são equigranulares médios, anédricos a subédricos. Apresentam sericitização/muscovitização intensa e as fraturas podem

ser preenchidas por muscovita. Os contatos são irregulares e podem estar interdigitados com quartzo. Podem estar fraturados e, localmente, exibem dobras em *kink band*.

Os cristais de biotita são inequigranulares muito finos a médios, verdes, subédricos a anédricos. Ocorrem de forma intersticial e em agregados, quando muito finos. Apresentam inclusões de titanita e zircão e estão associados com titanita. Podem apresentar alguma oxidação.

Os cristais de granada são equigranulares médios, anédricos a subédricos. Encontram-se bastante alterados. Ocorrem em meio a cristais de quartzo. Os cristais de apatita são equigranulares, muito finos e subédricos. Os cristais de zircão são equigranulares muito finos, anédricos e podem estar inclusos em biotita.

Os cristais de allanita são castanhos, inequigranulares médios a muito finos, euédricos a subédricos. Podem ocorrer associados aos cristais de biotita. Os cristais de fluorita são equigranulares finos, euédricos a subédricos e ocorrem associados aos cristais de biotita.

Os cristais de muscovita são muito finos, ocorrem como produto de alteração em cristais de plagioclásio. Os cristais de titanita são equigranulares finos, anédricos a subédricos. Ocorrem associados à biotita e podem estar inclusos em cristais de FK. Opacos são equigranulares finos, anédricos, com limites irregulares. Ocorrem como inclusão em cristais de FK. Os cristais de clorita são verdes, inequigranulares finos, anédricos, com limites irregulares. Ocorrem associados aos cristais de muscovita.

4.2 GRANITO MORRO GRANDE

O Granito Morro Grande apresenta formato levemente alongado e constitui-se de sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos. O mesmo ocorre intrudido em rochas do Grupo Votuverava (PERROTTA *et al.*, 2004), principalmente filitos. As estruturas descritas no Granito Morro Grande e nas rochas encaixantes podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito Morro Grande (APÊNDICE 3).

4.2.1 Rochas Encaixantes

As rochas encaixantes são principalmente filitos de cor cinza claro a cinza escuro, e róseos (FIGURA 14a). Podem apresentar clorita, magnetita, sericita, quartzo e grafita. Geralmente a foliação principal é definida pela orientação preferencial de clorita e sericita definindo uma clivagem filítica. São observados também cornubianitos maciços de cor cinza escuro. O contato entre o Granito Morro Grande e as rochas encaixantes é abrupto (FIGURA 14b).

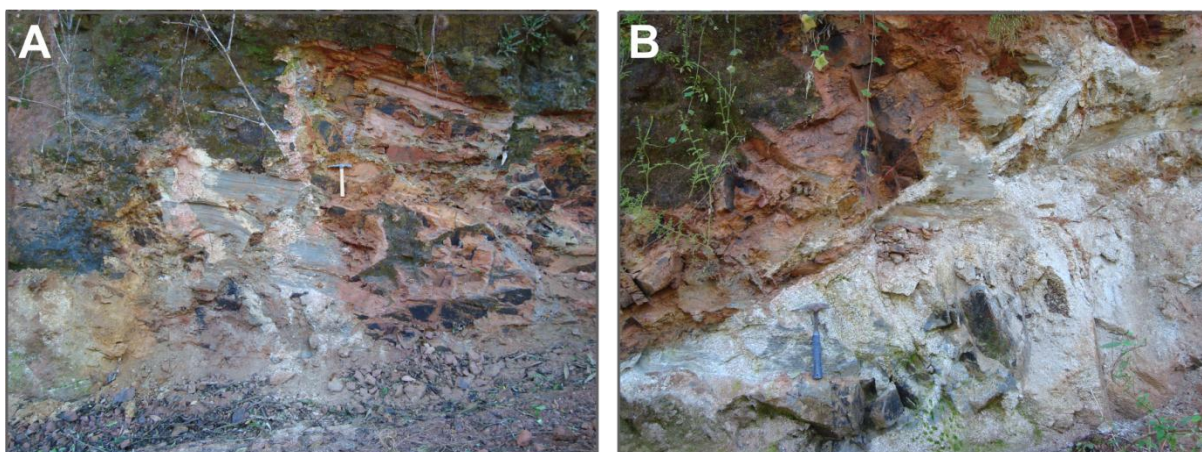


FIGURA 14 - Rochas encaixantes do Granito Morro Grande. A) Filitos; B) Contato abrupto entre granito e filito.

Nas rochas encaixantes é descrita foliação S_n com direção N-S e mergulho inferior a 40° , localmente E-W com caimento de 55° para norte (FIGURAS 15a e 15b). Localmente, observa-se lineação de intersecção em N83/64 (ponto 60). Pode-se ainda descrever par S/C. A superfície C apresenta atitude N45E/23NW (ponto 62).

A foliação S_{n+1} pode ser marcada por uma clivagem ardósiana de direção geral N30-40E e mergulhos maiores que 75° (N30E/77SE - ponto 31, N40E/81NW - ponto 54) (FIGURAS 15c e 15d). Tem-se lineação de estiramento mineral N50/09 sobre plano da foliação S_n com atitude N50E/45SE (ponto 63). Pode-se observar a S_n afetada pela S_{n+1} na forma de crenulação, ou clivagem de fratura diferenciada com orientação de clorita (ponto 40), normalmente não penetrativa (N80E/90). Ocorre família de fraturas retilíneas com espaçamento de 10 a 30 cm e atitude N30E/66NW (ponto 60).

Nos filitos, tem-se clivagem de fratura com direção E-W com mergulhos altos e estria de falha com atitude N50/09. Ocorrem bandas de cisalhamento rúptil tanto nas rochas encaixantes como no granito de direções NE-SW e NW-SE com

mergulhos subverticais. Famílias de fraturas são descritas em diversas direções. Nas rochas cornubianíticas, também pode haver apófises de sienogranito com espessura em torno de 5 cm.

Nas rochas mais próximas ao corpo granítico, podem ocorrer cristais aleatórios de muscovita e também aspecto silicificado, indicando metamorfismo de contato. Localmente há veios de quartzo com 1 mm de espessura.

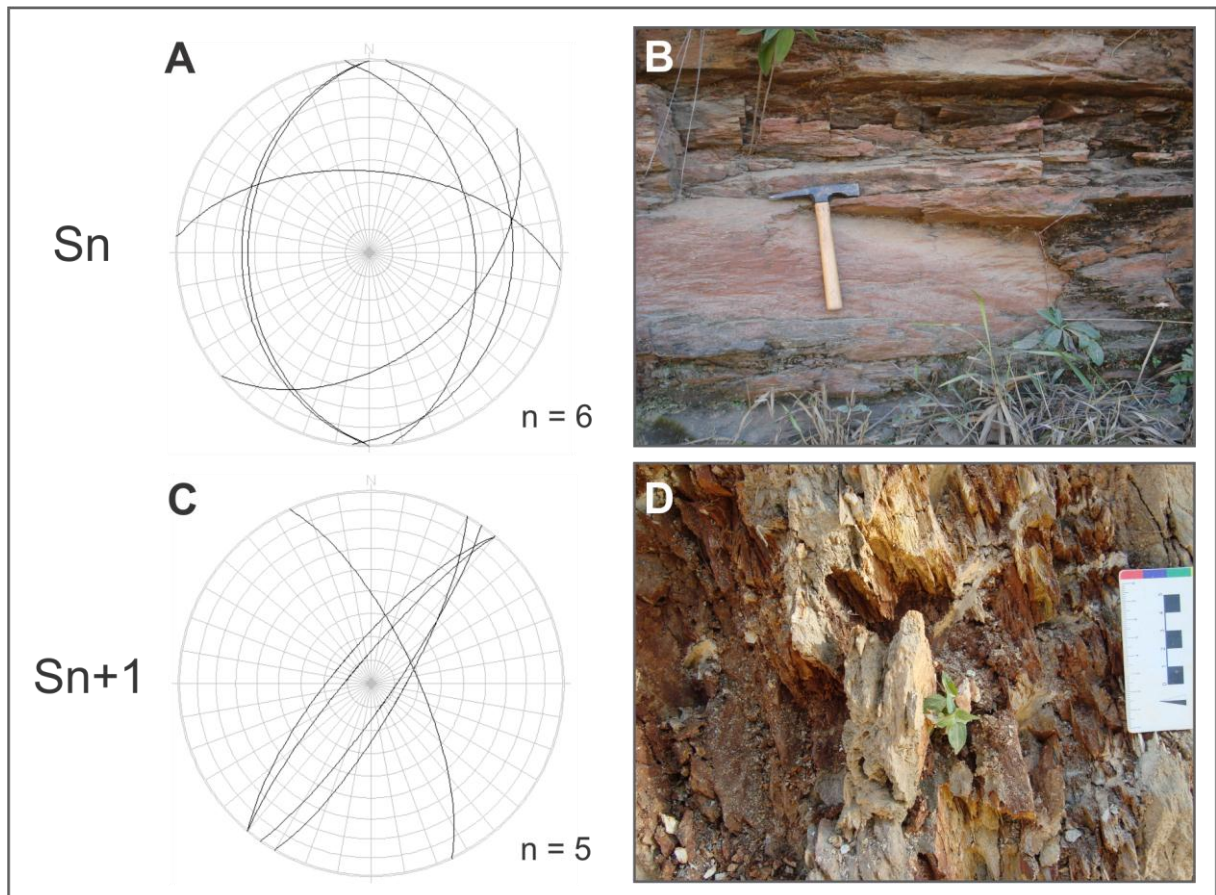


FIGURA 15 - A) Estereograma da foliação S_n nas rochas encaixantes do Granito Morro Grande; B) Imagem da foliação S_n (ponto 63); C) Estereograma da foliação S_{n+1} ; D) Imagem da foliação S_{n+1} (ponto 63).

Próximo ao Granito Morro Grande ocorrem apófises de granito e veios de quartzo (pontos 61 e 44), os quais localmente acompanham os planos de foliação. Pode-se observar andaluzita (?) nas rochas encaixantes ao sul da intrusão (pontos 35 e 36). Localmente, esses cristais podem apresentar tendência de paralelismo com a foliação (ponto 42) ou estar contornados pela mesma (ponto 37, N77E/85SE). Além disso, pode ocorrer clorita em pequenas quantidades, onde se tem duas foliações, a S_n , definida por uma superfície de clivagem filítica, onde a mesma é

crenulada por uma segunda foliação S_{n+1} , clivagem filítica e onde também parece ocorrer cristais de andaluzita associados.

Próximo à intrusão, ao sul e a leste, ocorrem cornubianitos de cor cinza escuro, textura afanítica, estrutura maciça, fratura conchoidal e aspecto silicificado (FIGURA 16a) (pontos 37, 38, 44 e 45). Pode ocorrer intercalação dessas rochas com porções de rocha com andaluzita (ponto 38). Na parte leste do contato, ocorrem veios de quartzo e apófises de granito concordantes à foliação (pontos 44 e 45), além de cristais aleatórios de muscovita, com a textura granoblástica.

Localmente, ocorre zona de cisalhamento rúptil (N28W/87SW, N47W/60NE), com feições sigmoidais, veios de quartzo e apófises associados e paralelos aos planos de cisalhamento (FIGURA 16b). Pode-se observar também diversas porções deformadas de quartzo formando cristais ovalados (ponto 39). Além disso, tem-se também família de fraturas penetrativa em N40W/80NE (ponto 45).

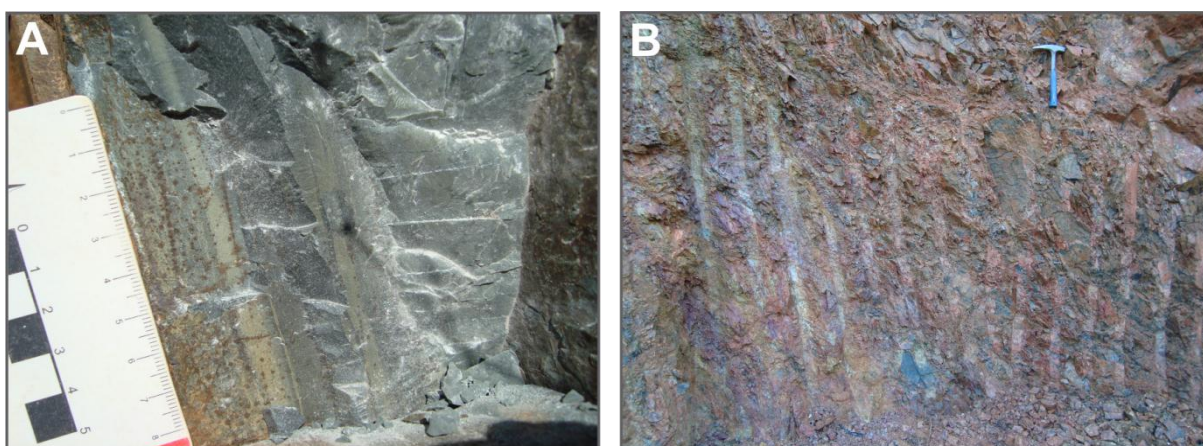


FIGURA 16 - A) Cornubianito com estrutura maciça; B) Zona de cisalhamento rúptil com atitude N47W/60NE (ponto 39).

4.2.2 Granito Morro Grande

No Granito Morro Grande, tem-se os seguintes litotipos: sienogranitos, monzogranitos e álcali-feldspato granitos. As estruturas descritas podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito Morro Grande (APÊNDICE 3). Os sienogranitos predominam nas porções leste e sudeste do corpo granítico (FIGURA 17a). Na porção sudeste, a rocha apresenta cor cinza-bege, textura fanerítica inequigranular fina a grossa, localmente equigranular fina, e por vezes textura porfirítica. A rocha é composta por FK (45%), quartzo (30%), biotita (15%) e

plagioclásio (10%). Os fenocristais se encontram aleatórios, localmente mostrando orientação fraca (fluxo magmático). A matriz é fina, seus cristais são subédricos a anédricos e sua estrutura é isotrópica. Localmente ocorre textura rapakivi e xenólitos de cerca de 1 metro. Há veios de quartzo métricos (2 m) em N15W e milimétricos em N05W/77NE.

Na porção leste, o sienogranito exhibe cor cinza-bege e textura fanerítica inequigranular porfírica. Os minerais presentes são FK, quartzo, biotita e plagioclásio. A matriz é fina a média, enquanto que os fenocristais são euédricos e apresentam tamanho de 1 a 4 cm. A orientação preferencial dos fenocristais é incipiente a fraca. Os cristais de biotita têm disposição aleatória. Enclaves microgranulares máficos de cerca de 5 cm de comprimento podem ser localmente descritos.

Na porção leste, o álcali-feldspato granito tem textura inequigranular porfírica, cor cinza róseo e é constituído por quartzo, FK, plagioclásio e biotita. Os fenocristais se encontram orientados formando uma estrutura de fluxo magmático fraco (FIGURA 17b). Alguns cristais de FK da matriz acompanham a estrutura. Os fenocristais são euédricos prismáticos e localmente exibem geminação em flor/estrela. Os fenocristais apresentam tamanho de 1 a 5 cm de comprimento e, localmente, aumentam em número, chegando a 4,5 cm de comprimento.



FIGURA 17 - Granito Morro Grande. A) Fácies sienogranito; B) Fácies álcali-feldspato granito.

Próximo à borda, há enclaves microgranulares máficos, com inclusão de fenocristais de FK, o que pode indicar coexistência de líquidos. Observa-se também pequenos xenólitos de rocha metassedimentar (1 cm²) e enclave microgranular máfico (6 cm). Localmente, fenocristais têm orientação incipiente variando entre N15E e N80E.

Na porção norte do corpo granítico afloram álcali-feldspato granitos de cor cinza, com textura fanerítica inequigranular porfirítica. Os fenocristais têm 1 a 1,5 cm de comprimento, são pouco numerosos, subédricos a anédricos. A matriz é fina, leucocrática e isotrópica e seus cristais são anédricos.

No granito, ocorre foliação magmática em N10W/74SW no norte do corpo granítico, definido uma estrutura de fluxo magmático fraca, e orientação de fenocristais em N145/15 na porção sul. Localmente aparecem veios de quartzo. No ponto 36, ocorrem duas famílias de fraturas retilíneas e espaçadas centimetricamente com atitudes N40E/84NW e N45W/62NE.

4.2.3 Petrografia

O Granito Morro Grande é composto por sienogranitos e monzogranitos (FIGURA 18), e poderia ser caracterizado como de série dos granitos de derivação crustal, a qual é composta basicamente por monzogranitos e sienogranitos (LAMEYRE; BOWDEN, 1982). Os dados modais por lâmina do Granito Morro Grande podem ser observados na Tabela 3. As descrições desses litotipos serão exibidas a seguir.

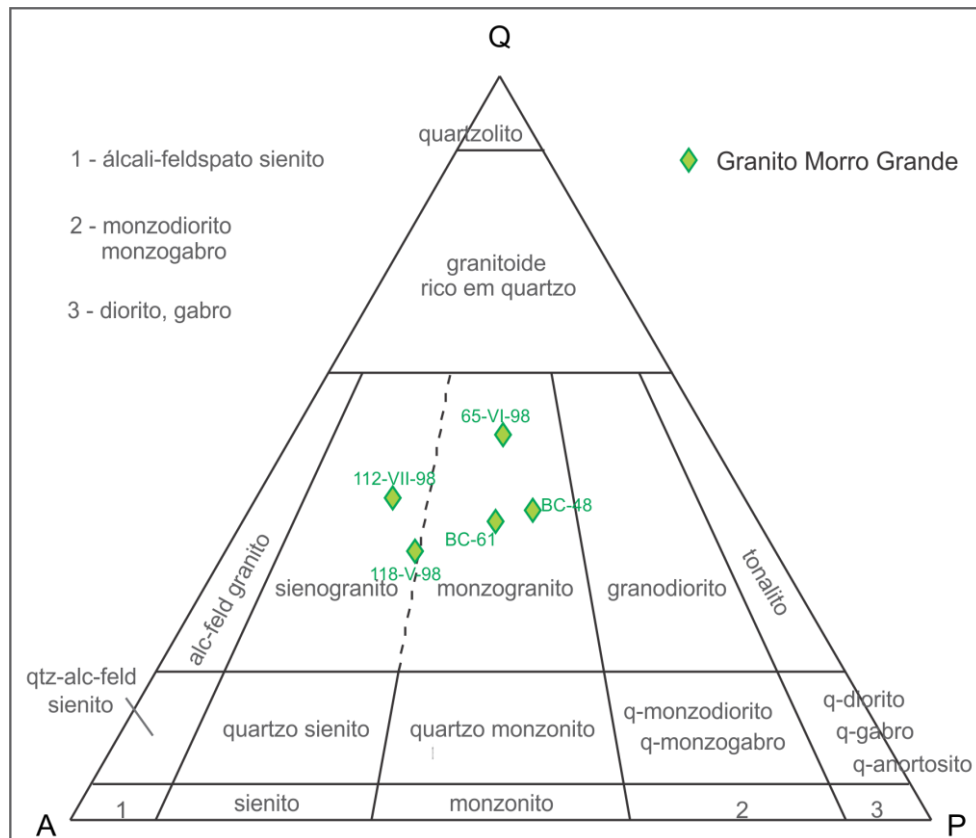


FIGURA 18 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito Morro Grande. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.

TABELA 3 – Dados modais (%) para o Granito Morro Grande.

LÂMINA	QTZ	FK	PLAG	BIO	CLOR	HB	OP	AP	GRD	TIT	MICA B	ZIR	CB	TUR	EPD	STILP
BC-48 (MG)	35.6	21.8	27.7	13.5	-	0.0	0.7	0.4	0?	0?	-	0.0	-	-	-	-
BC-61 (MG)	36.9	27.3	26.7	6.8	0?	-	0.6	0.2	0?	0?	0.8	0.5	0.0	-	-	-
65-VI-98 (MG)	47.7	21.6	22.8	3.6	0.4	-	0.8	0.7	-	0.3	0.5	0.4	0.8	-	-	-
112-VII-98 (MG)	42.2	40.1	15.0	0.7	0.4	-	0.1	0?	-	-	0?	0.1	-	1.2	-	-
118-V-98 (MG)	34.2	39.2	20.6	5.0	-	-	0.5	0.2	-	-	-	0.0	-	-	-	-

Monzogranitos

Os monzogranitos são compostos por biotita (1-13%), titanita (<1%), zircão (<1%), opacos (<1%), anfibólio (<1%), apatita (<1%), clorita (<1%), allanita (<1%), fluorita (<1%), carbonato (<1%) e muscovita (<1%) (TABELA 3).

Os cristais de quartzo são inequigranulares finos a grossos, anédricos a subédricos e não mostram orientação preferencial. Os contatos são irregulares ou interdigitados (FIGURAS 19a e 19b). Extinção ondulante, subgrãos e novos grãos são comuns, assim como fraturas preenchidas por carbonato.

Os cristais de FK são inequigranulares finos a grossos, anédricos a subédricos e sem orientação preferencial. Ocorre mirmequita, pertitas em

cordonetes, em chamás e intercrescimento gráfico (FIGURA 19c). Podem apresentar inclusões de plagioclásio, biotita e quartzo. Podem mostrar fraturas preenchidas por quartzo, muscovita e carbonato e feições de argilização ou sericitização.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares finos a grossos, subédricos a anédricos e sem orientação preferencial. Os contatos são irregulares. Pode haver zonamento e contatos interdigitados. Podem apresentar falhas e dobras suaves. Apresentam sericita e carbonato como produto de alteração.

A biotita tem cor verde, seus cristais são equigranulares finos a muito finos, subédricos a anédricos e ocorrem na forma de agregados intersticiais (FIGURA 19d). Os contatos geralmente são serrilhados ou irregulares. Cristais opacos, hornblenda e titanita se associam geralmente à biotita. Podem apresentar inclusão de zircão e apatita e feições de cloritização e oxidação. Os cristais de hornblenda são inequigranulares muito finos a finos, anédricos a subédricos. Ocorrem associados à biotita e opacos. Apresentam pleocroísmo de castanho a verde musgo.

Os cristais de allanita são castanhos, equigranulares finos, euédricos a subédricos. Ocorrem associados aos minerais máficos. Os cristais de fluorita são equigranulares finos a muito finos, subédricos a euédricos e ocorrem associados aos cristais de biotita.

Os cristais de titanita são equigranulares finos a muito finos, euédricos a anédricos, e geralmente associados à biotita, hornblenda e opacos. Podem estar inclusos em biotita. Apresentam oxidação. Os cristais de zircão são equigranulares muito finos e anédricos. Ocorrem como inclusão nos cristais de biotita. Os cristais de opacos são equigranulares finos a muito finos, anédricos. Ocorrem como inclusões ou associados a cristais de biotita, titanita e apatita.

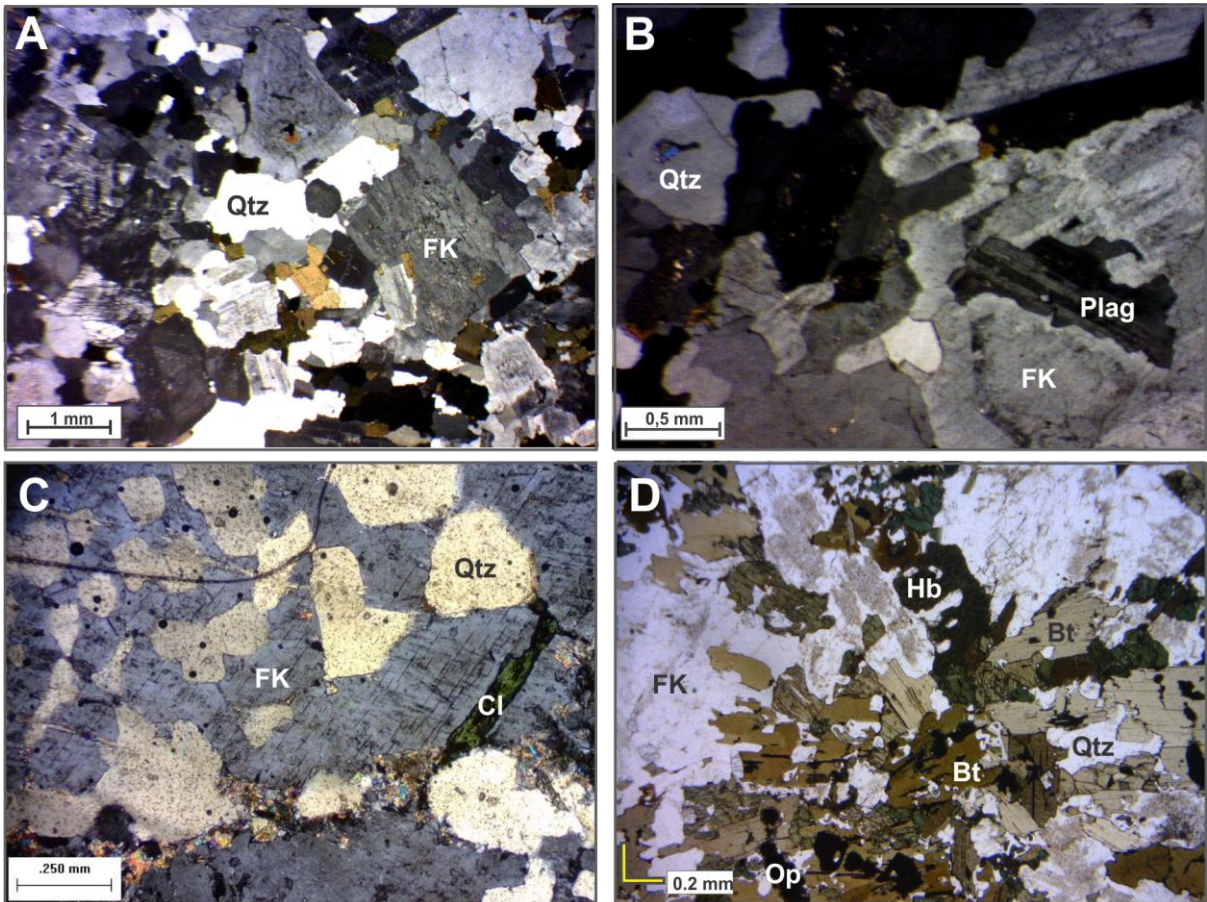


FIGURA 19 - Fotomicrografias do Granito Morro Grande. A) e B) Textura geral dos monzogranitos, com cristais de quartzo interdigitados com subgrãos e novos grãos (LPC, lâminas BC-61 (A) e BC-48 (B)); C) Tem-se cristal de K-feldspato com intercrescimento gráfico em monzogranito (LPC, lâmina 65-VI-1998); D) Agregado de cristais de hornblenda e biotita em monzogranito (LN, lâmina BC-48). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Plag – plagioclásio; Cl – clorita; Bt – biotita; Op – opacos; Hb – hornblenda.

Os cristais de carbonato são equigranulares finos a médios, anédricos a subédricos. Ocorrem de forma intersticial, preferencialmente em bordas de cristais de FK e associados a quartzo. Os cristais de clorita são equigranulares finos, anédricos. Estão concentrados nas porções de cristais cataclasados e ocorrem como alteração da biotita.

Os cristais de apatita são equigranulares muito finos a finos, anédricos a subédricos ripiformes. Ocorrem inclusos em cristais de plagioclásio e estão associados aos agregados de minerais máficos.

Sienogranitos

Os sienogranitos são compostos por quartzo (34-42%), K-feldspato (39-40%), plagioclásio (15-20%), biotita (1-5%), clorita (<1%), opacos (<1%), apatita (<1%), zircão (<1%) e turmalina (0-1%) (TABELA 3).

Os cristais de quartzo são inequigranulares finos a grossos, anédricos a subédricos, sem orientação preferencial. Apresentam extinção ondulante e, localmente, subgrãos. Localmente pode ocorrer interdigitação entre quartzo e FK. Podem estar englobados por cristais de FK e fraturados.

Os cristais de K-feldspato são equigranulares médios a grossos, anédricos a subédricos. Os contatos são difusos e/ou irregulares. Localmente, os limites podem ser bem definidos e retilíneos. Podem apresentar geminação Carlsbad, mirmequita, pertita em corda, pertitas entrelaçadas e intercrescimento gráfico. Localmente podem apresentar inclusão de biotita ou plagioclásio e/ou bordas com crescimento de plagioclásio. Podem estar fraturados. Encontram-se sericitizados ou argilizados. Localmente, apresentam feição de albitização.

Os cristais de plagioclásio são inequigranulares médios a finos. Os contatos são irregulares. Podem ocorrer inclusos em cristais de FK ou nas bordas dos mesmos. Podem apresentar fraturas fechadas, sericitização e sobrecrecimento de muscovita.

Os cristais de turmalina apresentam pleocroísmo entre bege e azul cobalto, são inequigranulares finos, subédricos. Os contatos são irregulares ou retilíneos e bem definidos. Apresentam-se bastante fraturados. Podem preencher fraturas em cristal de FK com o qual fazem contato.

Os cristais de clorita são verdes, equigranulares finos, subédricos a anédricos. Os contatos são irregulares. Ocorrem de forma intersticial entre os cristais da matriz ou associados a cristais de plagioclásio e muscovita. Localmente apresentam *kink bands*. Podem apresentar inclusões de zircão, podem ser alteração da biotita. Apresentam muscovitização.

Os cristais de muscovita são equigranulares finos a muito finos, subédricos. Ocorrem de forma intersticial ou sobrecrecidos em cristais de plagioclásio.

Os cristais de apatita são equigranulares muito finos a finos, anédricos a subédricos. Ocorrem de forma intersticial, como mineral acessório. Podem estar inclusos em biotita.

Os cristais de biotita são equigranulares médios, subédricos, têm cor castanho claro a escuro. Os contatos podem ser serrilhados ou retilíneos. Apresentam inclusões de zircão e apatita. Associam-se aos cristais opacos. Ocorrem de forma intersticial em relação aos cristais de K-feldspato e quartzo. Localmente há cristais contorcidos de biotita.

Os cristais de zircão são inequigranulares muito finos e anédricos. Ocorrem como inclusão nos cristais de biotita. Os cristais de opacos são equigranulares finos a muito finos, anédricos. Ocorrem como acessórios e associados aos cristais de biotita.

4.3 GRANITO PIEDADE

O Granito Piedade é composto por sienogranitos, monzogranitos e sienitos. Suas rochas encaixantes são representadas por filitos, rochas calciossilicáticas e mármores calcíticos atribuídos ao Grupo Açungui (PERROTTA *et al.*, 2004). As estruturas descritas no Granito Piedade e nas suas rochas encaixantes podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito Piedade (APÊNDICE 4).

4.3.1 Rochas Encaixantes

O Granito Piedade apresenta como rochas encaixantes filitos de cor cinza, bege ou rósea, compostos por clorita, sericita, quartzo e magnetita (clorita-sericita-quartzo, sericita-quartzo e magnetita-clorita-sericita-quartzo filitos), rochas calciossilicáticas e mármores calcíticos. As estruturas descritas em campo podem ser verificadas no Mapa Geológico do Granito Piedade no Apêndice 4.

Nos filitos, a foliação principal S_n é do tipo clivagem filítica, a qual apresenta atitude geral N30E com mergulhos em torno de 50° para SE (FIGURAS 20a e 20b). Enquanto que a foliação S_{n+1} tem também direção N30E e caimentos acima de 65° (FIGURAS 20c e 20d). A lineação de estiramento mineral de muscovita é observada em S_n (N30E/45SE, N65/35) (FIGURA 21a) (ponto 70) e em S_{n+1} (N35E/77NW, N20/37). A foliação S_n pode estar crenulada com a formação da foliação S_{n+1} (pontos 68 e 69) ou basculada (N30E/90) (ponto 65).

Podem ocorrer lentes de quartzo lembrando estrutura em *linsen* (N62W/40NE) e intercalação de quartzito foliado. Os filitos também podem estar silicificados. Ao sul do Granito Piedade há níveis de argila branca e níveis mais ferrosos, bem como veios de quartzo (30 cm de espessura) paralelos à foliação (pontos 73 e 74).

Nos mármore é comum observar vênulas indicativas de fraturamento hidráulico com preenchimento de calcita (pontos 71 e 72) (FIGURA 21b). É possível ocorrer duas gerações de venulação, uma sin- S_n e outra aparentemente hidráulica, onde a primeira parece ter sido dobrada. Localmente pode-se observar a foliação S_n com veios de calcita paralelos (ponto 72). Adicionalmente, há cavidades vazias ou preenchidas por calcita. Em planos mais impuros e psamíticos ocorrem lineações de estiramento N20/37 no plano de S_n .

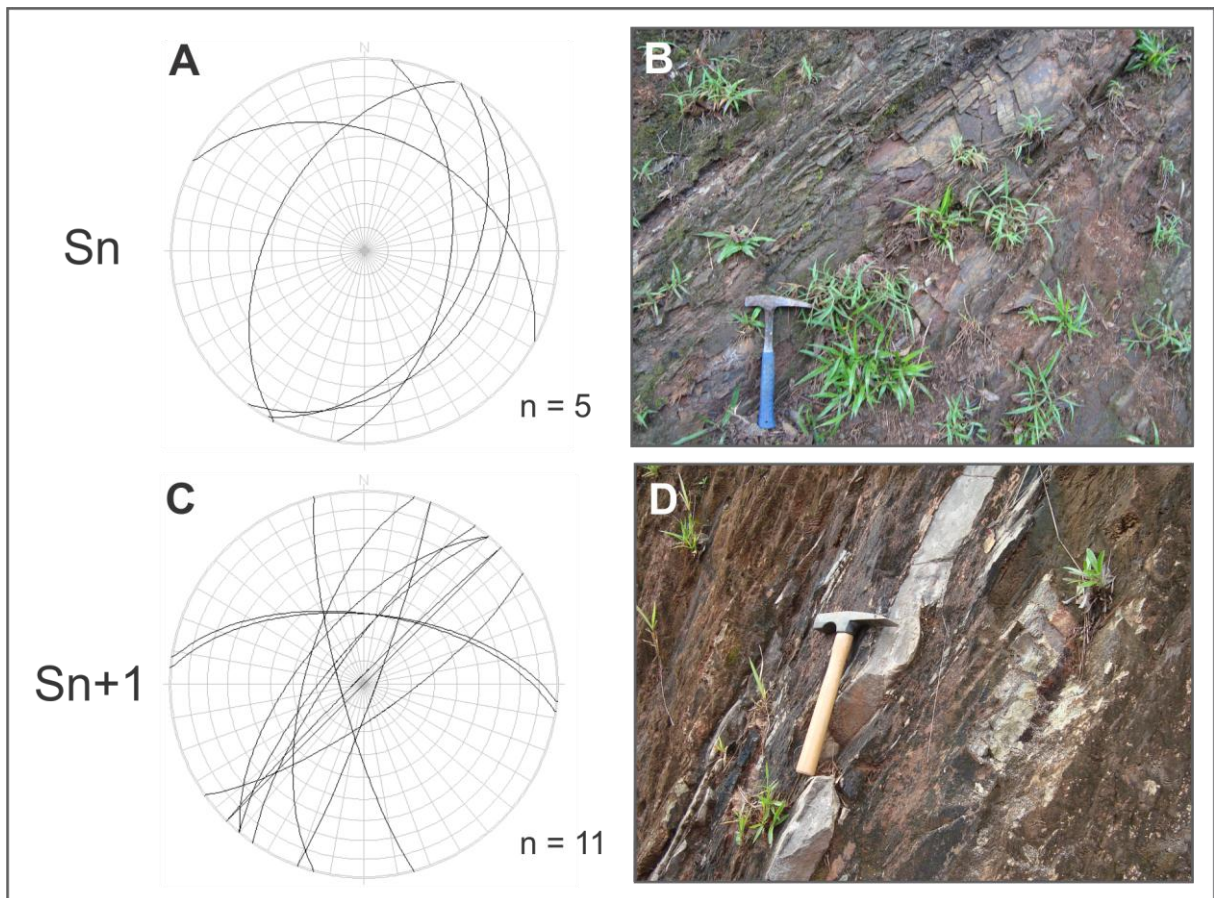


FIGURA 20 - A) Estereograma de planos da foliação S_n ; B) Imagem da foliação S_n em encaixante do Granito Piedade (ponto 65); C) Estereograma de planos para a foliação S_{n+1} observada na região do Granito Piedade; D) Imagem da estrutura S_{n+1} no ponto 68.

Pode-se observar localmente intercalações de mármore calcítico e sericita-clorita-quartzo filito, definindo bandamento composicional (pontos 68 e 69). Nas porções carbonáticas, a rocha tem cor cinza e o filito, cor bege. Por vezes, observa-se a foliação S_n paralela ao S_0 (N82W/60NE) (ponto 68). O bandamento composicional (S_0) também pode estar afetado por dobra suave, com flanco N40E/80SE e eixo N100/67 (ponto 66).



FIGURA 21 - A) Lineação de estiramento mineral sobre S_n , em N30E/45SE, N65/35 (ponto 70); B) Vênulas de calcita aleatórias indicativas de fraturamento hidráulico em mármore (ponto 71).

A leste do corpo granítico ocorre rocha foliada, alterada, com pouco quartzo, possivelmente filonito, em N55E/76SE (ponto 78). Pode-se descrever ainda clivagem de fratura em N60W/65SW, com espaçamento de 5 a 20 cm, retilínea e definida (ponto 75), a qual é paralela à foliação S_{n+1} .

No ponto 67, nos domínios da Falha de Morro Agudo, afloram metarritmitos, com níveis metapelíticos e níveis metapsamíticos. A cor varia de bege claro a cinza. A foliação principal da rocha (foliação S_n) é vertical, paralela com o bandamento composicional em N45E/87NW. As porções metapsamíticas têm cor cinza escuro. Por vezes nota-se uma foliação crenulada e quase transposta pela foliação de alto ângulo.

4.3.2 Granito Piedade

Na parte centro-norte e sul do Granito Piedade há sienogranitos faneríticos, equigranulares finos a muito finos. A estrutura geralmente é isotrópica, no entanto, localmente há orientação incipiente de biotita na direção N25E.

Na porção sul do corpo granítico é descrita orientação de fenocristais de FK e cristais de biotita, definindo uma foliação de fluxo magmático com atitude N76W/64SW em álcali-feldspato sienitos (FIGURA 22). No ponto 80 pode-se descrever uma foliação muito fraca, com clivagem de fratura retilínea associada em N15E/71SE com espaçamento de 1 a 10 cm. A distribuição das estruturas descritas no Granito Piedade podem ser observadas no Apêndice 4.



FIGURA 22 - Granito Piedade, fácies álcali-feldspato sienito com estrutura de trama magmática (amostra BC-085).

Localmente, na porção sul do corpo, afloram sienitos com textura fanerítica equigranular fina. A rocha é constituída por FK e biotita, onde os cristais se encontram orientados definindo uma foliação fraca a moderada de atitude N77W/64SW. Os cristais de FK são euédricos e ripiformes. Localmente tem-se fenocristal de 1 cm de comprimento paralelo à foliação.

4.3.3 Petrografia

O Granito Piedade é composto por sienogranitos, monzogranitos e álcali feldspato sienitos (FIGURA 23), e poderia ser caracterizado como de série cálcio-alcalina de alto K ou série alcalina supersaturada em sílica (LAMEYRE; BOWDEN, 1982). Os dados modais por lâmina do Granito Piedade podem ser observados na Tabela 4. A descrição desses litotipos será exibida a seguir.

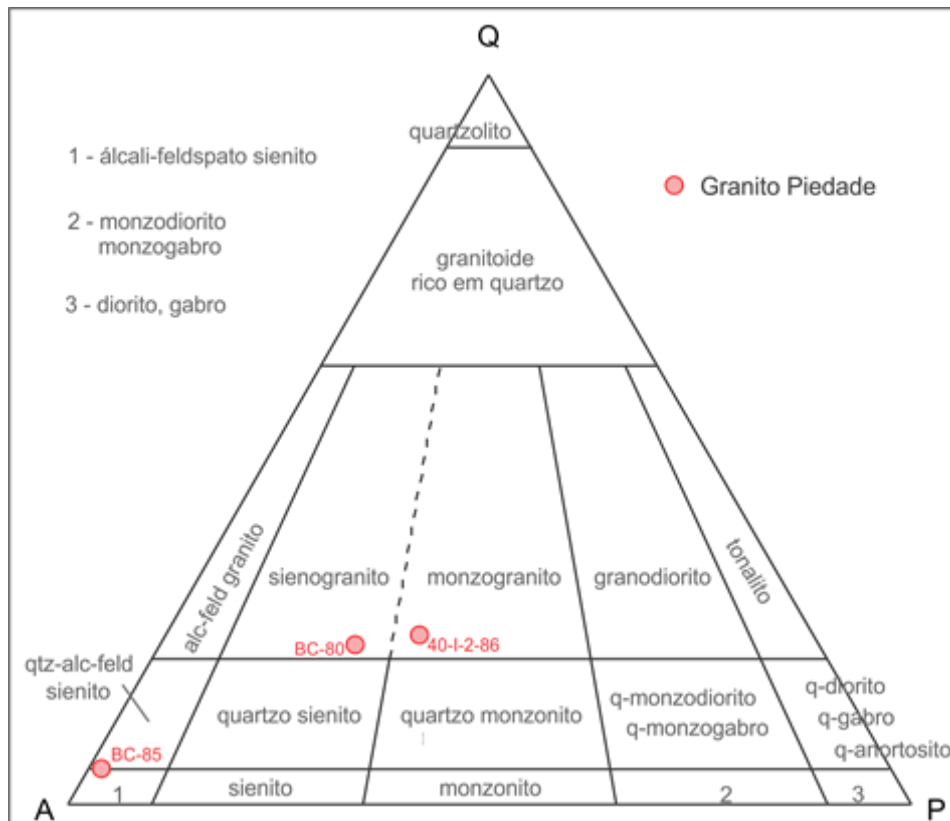


FIGURA 23 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito Piedade. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.

TABELA 4 - Dados modais (%) para o Granito Piedade.

LÂMINA	QTZ	FK	PLAG	BIO	CLOR	HB	OP	AP	GRD	TIT	MICA B	ZIR	CB	TUR	EPD	STILP
BC-80 (P)	19.8	48.8	20.6	5.4	-	2.0	1.8	1.1	-	-	0.1	-	-	-	-	-
BC-85 (P)	3.8	70.0	1.0	13.6	-	5.4	2.9	2.0	-	1.0	-	-	-	-	-	-
40-I-2-1986 (P)	22.3	45.1	28.6	-	0.2	-	1.1	0.1	-	0.0	1.2	-	-	-	-	1.2

Sienogranitos

Os sienogranitos são compostos por quartzo (19%), K-feldspato (48%), plagioclásio (20%), biotita (5%), allanita (~3%), fluorita (<1%), anfibólio (2%), opacos (2%), apatita (1%) e muscovita (<1%) (TABELA 4).

Os cristais de quartzo são equigranulares finos, anédricos, sem orientação preferencial. Ocorre extinção ondulante e contatos irregulares.

Os cristais de K-feldspato são equigranulares médios, anédricos a subédricos. Estão orientados definindo estrutura de trama magmática moderada (FIGURA 24a). Apresentam contatos interdigitados entre cristais de FK e com cristais de quartzo, geminação Carlsbad e pertitas. Pode ocorrer inclusão de titanita.

Os cristais de plagioclásio são equigranulares finos a médios, anédricos a subédricos, sem orientação preferencial.

Os cristais de hornblenda são equigranulares finos a médios, subédricos, com pleocroísmo de castanho claro a verde. Associam-se com opacos, biotita, titanita e apatita. Podem apresentar inclusão de opacos e apatita. Os cristais de biotita são verdes, subédricos, equigranulares médios. Apresentam inclusão de apatita e opacos e estão associados com titanita e hornblenda. Ocorre oxidação.

Os cristais de allanita são castanhos, equigranulares finos, subédricos a anédricos. Ocorrem de forma intersticial na matriz. Os cristais de fluorita são equigranulares finos a muito finos, euédricos a subédricos e ocorrem dispersos na matriz.

Os cristais de apatita são equigranulares finos a muito finos, subédricos a euédricos hexagonais. Os cristais de titanita são equigranulares finos, subédricos a anédricos. Podem estar inclusos em biotita. Associam-se com hornblenda, biotita e opacos. Podem ocorrer isolados de forma intersticial.

Os cristais de opacos são equigranulares finos, anédricos a subédricos. Ocorrem de forma intersticial e associados com hornblenda, biotita e titanita.

Monzogranitos

Os monzogranitos são constituídos por quartzo (22%), K-feldspato (45%), plagioclásio (28%), clorita (<1%), opacos (1%), apatita (<1%), titanita (<1%), muscovita (1%) e stilpnomelano (1%) (TABELA 4).

Os cristais de quartzo são equigranulares médios, anédricos, sem orientação preferencial. Observa-se extinção ondulante, subgrãos e contatos interdigitados com quartzo e K-feldspato. Localmente se tem novos grãos e contatos difusos entre cristais de quartzo. Podem apresentar inclusão de opacos.

Os cristais de K-feldspato são equigranulares médios, anédricos. Observa-se comumente pertitas em chamuscas e, localmente, geminação Carlsbad. Podem apresentar inclusão de plagioclásio. Pode-se observar feição de coroas trocadas (FIGURA 24b). Localmente pode ser descrito zoneamento. Estão orientados definindo estrutura de trama magmática.

Os cristais de plagioclásio são equigranulares médios a finos, anédricos a subédricos, com contatos difusos e irregulares. Geralmente se mostram fraturados, com juntas ou falhas que deslocam a malha cristalina, localmente ocorre *kink band*. Pode haver falhas com preenchimento de minerais opacos e óxido de ferro. Alguns

cristais se encontram englobados por cristais de quartzo com extinção ondulante e subgrãos. Ocorre sobrecrecimento de muscovita e leve curvamento de macla.

Os cristais de muscovita são equigranulares finos a muito finos, subédricos ripiformes a anédricos. Ocorrem sobre os cristais de FK e plagioclásio, aparentemente como sobrecrecimento da sericita, onde apresentam duas direções de orientação principais. A muscovita ocorre também de forma intersticial, formando uma leve orientação com cristais de opacos e clorita e englobando pequenos cristais de quartzo.

Os cristais de apatita são equigranulares finos, anédricos. Ocorrem como mineral acessório. Podem estar inclusos em cristais de quartzo e FK, ou de forma intersticial. Os cristais de titanita são equigranulares finos, anédricos a euédricos, e ocorrem de forma intersticial ou como inclusão em cristais de quartzo. Alguns cristais se encontram bastante alterados e mostram cor opaca.

Os cristais de clorita são equigranulares finos, anédricos. Ocorrem juntamente com muscovita e opacos de forma intersticial, definindo uma orientação fraca e local. Os cristais de opacos são inequigranulares finos a muito finos, anédricos a euédricos losangulares (titanita?). Podem ocorrer de forma intersticial em meio aos cristais da matriz, de forma orientada em associação com muscovita e clorita, e podem ocorrer também como inclusões em cristais de FK, bem como preencher fraturas.

Quartzo-álcali-feldspato sienitos

Os quartzo-álcali feldspato sienitos são formados por quartzo (4%), K-feldspato (70%), plagioclásio (1%), biotita (13%), allanita (~2%), fluorita (~2%), anfibólio (5%), opacos (3%), apatita (2%) e titanita (1%) (TABELA 4).

Os cristais de K-feldspato são inequigranulares finos a médios, subédricos ripiformes a anédricos. Ocorrem orientados definindo estrutura de trama magmática moderada (FIGURA 24c). Apresentam geminação Carlsbad e pertitas em chamás. Apresentam pequenos cristais de quartzo ao redor e argilização.

Os cristais de biotita são equigranulares finos a médios, subédricos a anédricos. Encontram-se orientados definindo uma orientação moderada de acordo com a trama magmática. Podem estar fortemente cloritizados. Apresentam inclusões de opacos e apatita.

Os cristais de quartzo são equigranulares finos, anédricos. Ocorrem de forma intersticial. Apresentam extinção ondulante e subgrãos. Geralmente contornam os grãos de FK, e apresentam contatos irregulares.

Os cristais de anfibólio são equigranulares finos a médios, anédricos, com pleocroísmo de castanho a verde. Associam-se a opacos, biotita, titanita e opacos (FIGURA 24d) e se apresentam cloritizados.

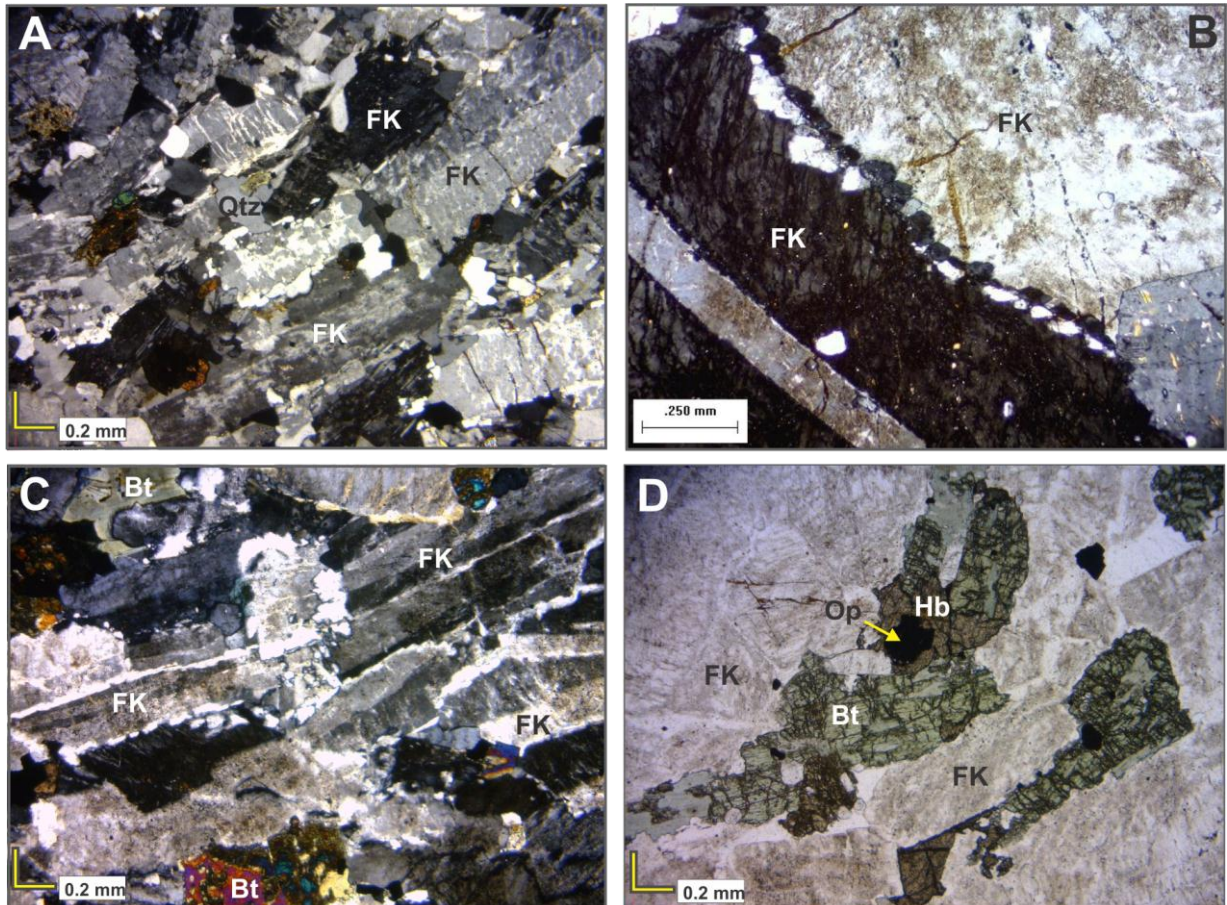


FIGURA 24 - Fotomicrografias do Granito Piedade. A) Estrutura de trama magmática em cristais de K-feldspato orientados em sienogranito (LPC, lâmina BC-80); B) Cristais de K-feldspato com feição de coroas trocadas em monzogranito (LPC, lâmina 40-I-2-1986); C) Cristais de K-feldspato orientados definindo estrutura de trama magmática em quartzo álcali-feldspato sienito (LPC, lâmina BC-85); D) Cristais de anfibólio, biotita e opacos em quartzo álcali-feldspato sienito (LPC, lâmina BC-85). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Bt – biotita; Op – opaco; Hb – hornblenda.

Os cristais de allanita são castanhos, equigranulares finos a médios, subédricos a anédricos. Ocorrem associados aos cristais de biotita. Os cristais de fluorita são equigranulares finos a muito finos, euédricos a subédricos. Ocorrem dispersos na matriz ou associados aos minerais máficos.

Os cristais de apatita são equigranulares finos, anédricos a subédricos. Ocorrem inclusos em hornblenda e biotita e de forma intersticial. Os cristais de titanita são equigranulares, anédricos a subédricos, sem orientação preferencial.

Encontram-se parcialmente corroídos e se associam a biotita, hornblenda e opacos. Os cristais de opacos são equigranulares finos, subédricos a anédricos. Ocorrem associados com os minerais máficos e podem estar inclusos em biotita e hornblenda.

4.4 GRANITO DO CERNE

O Granito do Cerne é composto por álcali-feldspato granitos, quartzo álcali-feldspato sienitos e álcali-feldspato sienitos. O mesmo se encontra alojado em filitos, mármore e quartzitos do Grupo Açungui (PERROTTA *et al.*, 2004). As estruturas descritas no granito e nas suas rochas encaixantes podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito do Cerne (APÊNDICE 5).

4.4.1 Rochas Encaixantes

O Granito do Cerne apresenta como rochas encaixantes filitos, mármore e quartzitos. Os filitos têm cor bege a castanho avermelhado, quando alterados, e são formados principalmente por quartzo e sericita. Os filitos possuem as seguintes variações composicionais: clorita-sericita, clorita-sericita-quartzo, biotita-clorita-sericita-quartzo, biotita-clorita-sericita, grafita-quartzo-muscovita e clorita-muscovita-sericita-quartzo. As estruturas observadas nas rochas encaixantes podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito do Cerne no Apêndice 5.

Nos filitos a orientação de clorita e sericita define uma clivagem filítica (S_n), a qual representa a foliação principal da rocha, com direção geral N40E e mergulhos entre 30 e 40° (FIGURAS 25a e 25b). A estrutura é clivagem filítica e a textura é lepidoblástica. Mármore calcíticos têm granulação fina e cor cinza escuro, e foliação S_n de atitude N-S/35N (ponto 93). Quartzitos possuem cor bege e granulação fina e S_n com atitude N50E/41NW (ponto 108) (FIGURA 26a).

A oeste do granito observa-se a foliação S_n em filitos e quartzitos de forma marcante e com baixo ângulo de mergulho (N45E/33NW) (FIGURA 26b). Sobre a superfície S_n ocorre lineação de estiramento mineral de muscovita (N360/21) fraca provavelmente devido à fina granulação da rocha e marcada pela orientação de

finos cristais de opacos. É possível observar também lineação de estiramento sobre o plano de S_n em N02/21 (ponto 88).

A foliação S_{n+1} afetou a S_n e por vezes a transpando (ponto 91), e é definida pela orientação de sericita em planos (N75E/80SE) (ponto 99) (FIGURA 26c). A S_{n+1} é uma superfície de alto ângulo com direção N25-40E e altos mergulhos (N25E/78SE, N40E/86SE) (FIGURAS 25c e 25d). Sobre o plano de S_{n+1} , há lineação de estiramento marcada pela sericita com atitude N15/0, indicando movimento transcorrente (ponto 89). Localmente se observa o par S/C em arranjo anastomosado, cuja assimetria sugere movimentação dextral. A leste do corpo granítico há clivagens de crenulação N30E/78NW (ponto 98).

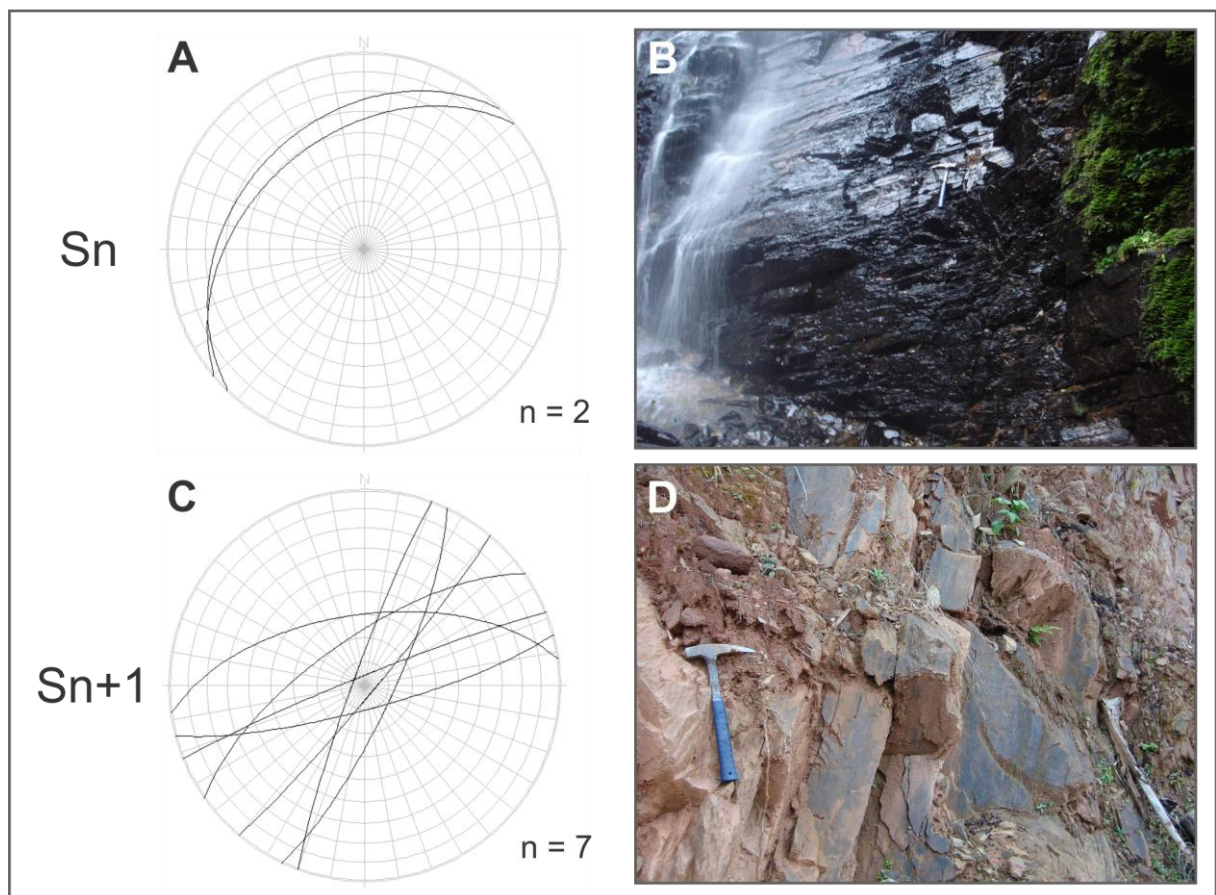


FIGURA 25 - A) Estereograma com medidas da foliação S_n ; B) Imagem dessa estrutura em quartzito; C) Estereograma de planos da foliação S_{n+1} nas rochas encaixantes (filitos) do Granito do Cerne; D) Imagem dessa estrutura.

A oeste do Granito do Cerne (afloramentos 89, 90 e 91) em filitos, ocorrem cristais de magnetita (ponto 89) e cristais aleatórios de biotita, sugerindo metamorfismo termal. A biotita pode estar perpendicular ao plano da foliação e deformada formando *fish* e *kink* (ponto 90), podendo indicar metamorfismo de contato. Localmente (ponto 91), a biotita se dispõe sobre o plano da foliação S_n .

Na borda oeste do Granito do Cerne, no contato com as encaixantes, há apófises de álcali-feldspato granito fino paralelas à foliação principal e com estrutura isotrópica. Por vezes o granito se encontra cisalhado pelas estruturas de alto ângulo (ponto 100). Próximo ao contato com o Granito do Cerne, as rochas metassedimentares foram intrudidas por apófises graníticas com dez centímetros de espessura, dispostas paralelamente à foliação da rocha (FIGURA 26d). Os filitos mostram forte foliação subvertical (N45-60E/86SE) concordante ao contato com o granito. Filitos situados ao longo dos contatos com o granito têm porfiroblastos de biotita com moderada orientação preferencial, os quais podem ter resultado do efeito termal do Granito do Cerne.

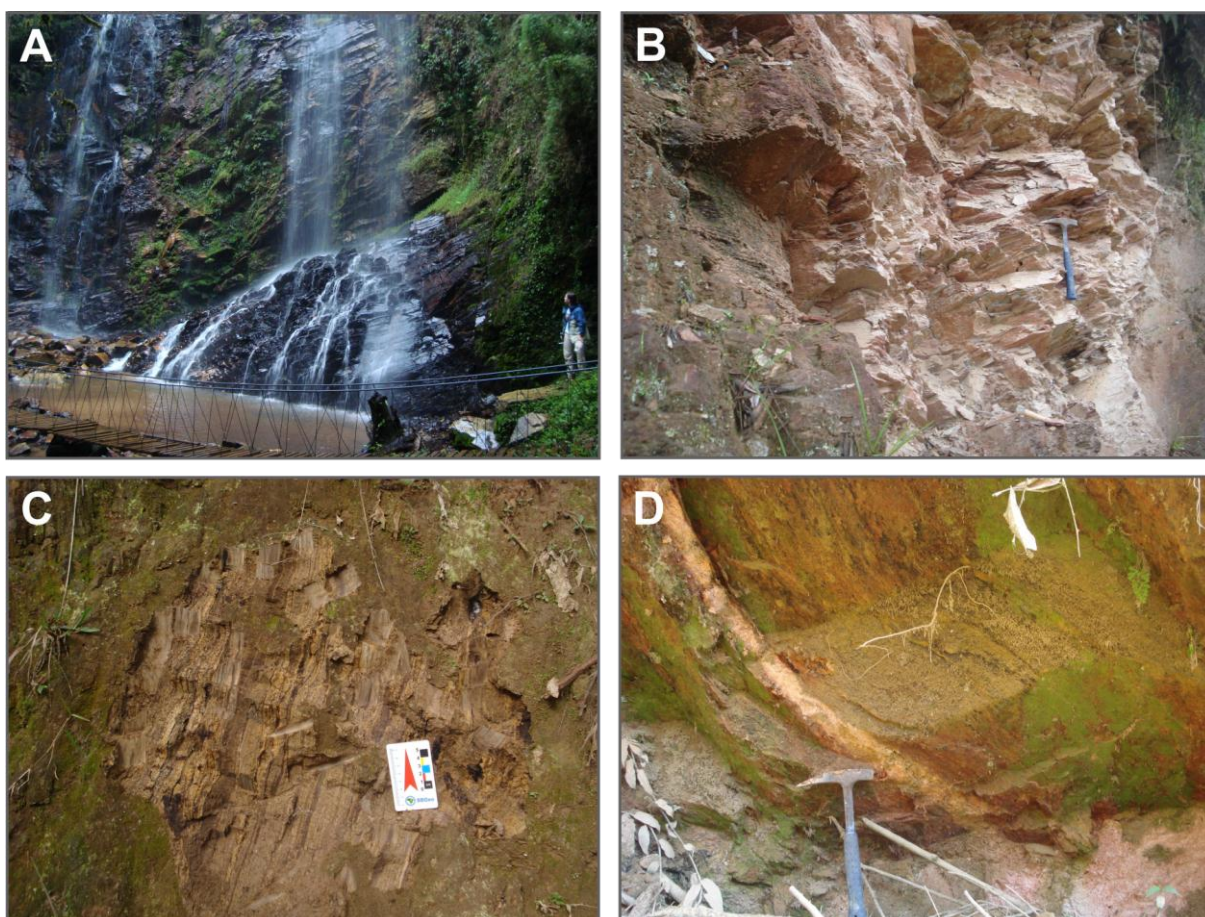


FIGURA 26 - Rochas encaixantes do Granito do Cerne. A) Filito com foliação de baixo ângulo de mergulho; B) Quartzito com foliação de baixo ângulo de mergulho; C) Filito com foliação subvertical; D) Filito (cornubianito) com apófise de granito.

4.4.2 Granito do Cerne

No granito do Cerne, foram observados álcali-feldspato granitos, quartzo álcali-feldspato sienitos e álcali-feldspato sienitos. As estruturas descritas no Granito do Cerne podem ser observadas no Mapa Geológico do Granito do Cerne

(APÊNDICE 5). Na porção noroeste do corpo afloram álcali-feldspato granitos faneríticos equigranulares médios a finos, de cor rósea, constituídos por quartzo, FK e biotita (FIGURA 27a). Pode-se notar orientação de biotita e FK definindo foliação incipiente de natureza magmática (N08E/51SE). Há bandas centimétricas de cisalhamento rúptil N34E/85NW. Observa-se também estrutura em “rabo de cavalo” sugerindo cinemática sinistral.

Nas bordas leste e oeste, há álcali-feldspato granitos rosados faneríticos equigranulares finos e constituídos por FK, quartzo e biotita. Localmente se observam cristais de biotita orientados definindo estrutura de fluxo magmático fraca de atitude N25E/70SE na borda oeste. No centro e no sudoeste do corpo há quartzo-álcali feldspato sienitos (FIGURA 27b) rosados e equigranulares finos a médios, formados por quartzo (20%), FK (70%), plagioclásio (5%) e biotita (5%). Os cristais são subédricos a euédricos e o índice de cor hololeucocrático. Geralmente a estrutura é isotrópica, entretanto localmente há orientação de cristais de biotita definindo fraca estrutura de fluxo magmático de atitude N25W/20NE.

Ao norte do Granito do Cerne ocorrem álcali-feldspato sienitos de textura fanerítica equigranular média, compostos por FK e biotita. Observa-se orientação dos cristais de FK e biotita, definindo foliação fraca. Os cristais de FK são euédricos prismáticos. Por vezes há xenólitos centimétricos. No ponto 101, observa-se incipiente foliação de fluxo magmático de atitude N65E/31SE. Há também falhas N48W/80NE preenchidas por caulim e que possuem estrias de falha N80/65. No afloramento 102 há fraturas N15E/90. No sul do corpo, ao longo da Falha do Cerne, há blocos de quartzo afetados por pelo menos duas famílias de falhas (afloramento 115).



FIGURA 27 - Fácies descritas no Granito do Cerne. A) Fácies álcali-feldspato granito; B) Fácies quartzo álcali-feldspato sienito.

4.4.3 Petrografia

O Granito do Cerne é composto por sienogranitos, monzogranito e granodioritos (FIGURA 28), e poderiam ser caracterizados como de série dos granitos de derivação crustal, a qual é composta basicamente por monzogranitos e sienogranitos (LAMEYRE; BOWDEN, 1982). Os dados modais por lâmina descrita para o Granito do Cerne podem ser observados na Tabela 5. Esses litotipos serão descritos a seguir.

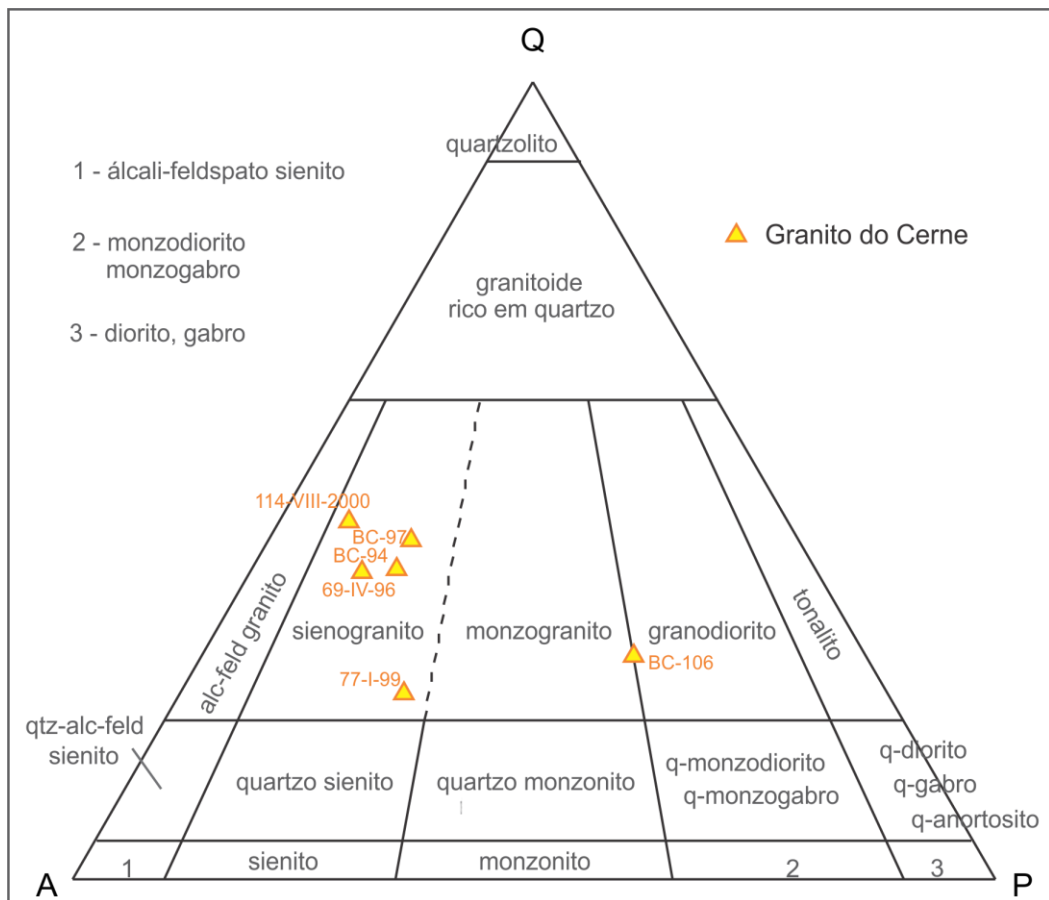


FIGURA 28 - Diagrama QAP (LE MAITRE, 2004) para o Granito do Cerne. Contagem realizada com 1500 pontos por lâmina.

TABELA 5 – Dados modais (%) para o Granito do Cerne.

LÂMINA	QTZ	FK	PLAG	BIO	CLOR	HB	OP	AP	GRD	TIT	MICA B	ZIR	CB	TUR	EPD	STILP
BC-94 (C)	38.2	36.9	13.1	0.2	7.9	-	1.8	0.8	-	0.7	-	-	-	-	-	-
BC-97 (C)	35.8	40.0	13.4	0.3	6.6	-	1.1	0.8	-	1.7	-	0.0	-	-	-	-
69-IV-1996 (C)	36.0	44.4	10.7	3.4	2.3	-	1.5	0.6	-	0.8	-	-	-	-	-	-
77-I-1999 (C)	21.3	48.3	21.9	4.1	2.1	-	0.4	0.0	-	1.3	-	0.1	-	-	-	-
114-VIII-2000 (C)	40.1	43.0	6.5	0.2	2.8	-	1.6	0.2	-	0.3	1.2	-	-	-	-	3.8
BC-106 (C)	25.4	21.6	41.9	2.8	3.4	-	1.8	0.6	-	2.1	-	0.1	-	-	-	-

Sienogranitos

Os sienogranitos são compostos por quartzo (21-40%), K-feldspato (21-48%), plagioclásio (6-21%), biotita (<1-4%), allanita (<1%), clorita (2-8%), opacos (<1-2%), apatita (0-1%), titanita (<1-2%), fluorita (<1%), muscovita (0-1%), zircão (<1%) e stilpnomelano (0-4%) (TABELA 5).

Os cristais de quartzo (FIGURA 29a) são inequigranulares médios a finos, anédricos. Apresentam contatos difusos, interdigitados e irregulares entre cristais de quartzo. Ocorre extinção ondulante, subgrãos e novos grãos. Localmente se tem limites retilíneos em novos grãos, e cristais estirados e/ou cominuídos definindo foliação milonítica/cataclástica. Podem estar fraturados.

Os cristais de K-feldspato são inequigranulares grossos a muito finos, anédricos, sem orientação preferencial. Apresentam extinção ondulante, pertitas em retalho, em cordonetes, em corda, em chamás e macla cruzada. Localmente se observa geminação Carlsbad. Podem conter inclusões de plagioclásio e titanita. Pode ocorrer contato interdigitado com plagioclásio e com quartzo, e inclusão de plagioclásio. Apresentam argilização fraca e/ou sericitização, e podem estar bastante fraturados, com preenchimento de clorita. Em contexto de deformação milonítica, podem estar cominuídos juntamente com quartzo.

Os cristais de plagioclásio são equigranulares médios a finos, subédricos a anédricos, não mostram orientação preferencial. Podem apresentar zoneamento não-oscilatório, estar inclusos em K-feldspato e apresentar a macla ondulada, formando ondulações. Podem apresentar extinção ondulante, estar quebrados, formando padrão *kink*. Ocorrem contatos interdigitados com K-feldspato. Ocorrem fraturas com preenchimento de quartzo. Podem apresentar sericitização, argilização e percolação por óxido de ferro.

Os cristais de biotita são verdes, inequigranulares médios a muito finos, anédricos a subédricos. Localmente possuem pleocroísmo de castanho claro a verde. Associam-se com opacos, apatita, titanita e ocorrem de forma intersticial ou preenchendo fraturas. Ocorre inclusão de titanita, opacos, granada, apatita, zircão. Podem apresentar oxidação e cloritização. Podem exibir ondulação (localmente) a dobras suaves (FIGURA 29b). Geralmente se associam a clorita, titanita e opacos.

Os cristais de titanita (FIGURA 29c) são equigranulares finos a muito finos, euédricos a subédricos, e podem apresentar oxidação. Associam-se com biotita, apatita e opacos. Ocorrem inclusos em biotita e FK.

Os cristais de allanita são castanhos, equigranulares finos, subédricos. Podem ocorrer inclusos em cristais de biotita. Os cristais de fluorita são equigranulares finos a muito finos, subédricos a euédricos. Ocorrem associados aos cristais de biotita ou de forma intersticial.

Os cristais de apatita são equigranulares finos a muito finos, anédricos a subédricos. Ocorrem de forma intersticial associados com biotita, opacos e titanita. Podem estar inclusos em biotita e K-feldspato.

Os cristais de opacos são equigranulares finos a muito finos, anédricos a euédricos losangulares a quadrados. Associam-se com biotita, titanita e apatita, podendo estar inclusos em clorita, quartzo, K-feldspato e plagioclásio. Ocorrem de forma intersticial. Podem preencher fraturas. Podem estar associados à foliação milonítica/cataclástica, quando presente. Os cristais de zircão são equigranulares muito finos, anédricos. Ocorrem inclusos em biotita.

Os cristais de clorita são equigranulares finos, anédricos a subédricos. Juntamente com biotita, titanita e opacos, ocorrem em agregados intersticiais. Podem ocorrer como preenchimento de fraturas e como alteração hidrotermal da biotita. Associados a quartzo e FK, formam a matriz cataclástica/milonítica. Podem apresentar ondulação. Os cristais de muscovita são equigranulares muito finos, anédricos a subédricos. Ocorrem juntamente com a matriz milonítica, em associação com clorita, opacos, quartzo e óxido de ferro. Ocorre óxido de ferro ou stilpnomelano de forma irregular, principalmente como preenchimento de fraturas.

Granodiorito

O granodiorito constitui-se por quartzo (25%), K-feldspato (21%), plagioclásio (42%), biotita (3%), allanita (<1%), clorita (3%), opacos (2%), apatita (<1%), fluorita (<1%), titanita (2%) e zircão (<1%) (TABELA 5).

Os cristais de quartzo são equigranulares médios, anédricos. Apresentam extinção ondulante, subgrãos e contatos interdigitados. Localmente se tem bordas com novos grãos. Podem apresentar inclusão de titanita e plagioclásio.

Os cristais de K-feldspato são equigranulares médios, anédricos. Podem apresentar inclusão de titanita e apatita. Apresentam argilização forte.

Os cristais de plagioclásio são equigranulares médios a finos, subédricos. Podem apresentar ondulação suave e fraturas. Ocorre intensa argilização.

Os cristais de biotita (FIGURA 29d) são equigranulares médios a finos, anédricos. Ocorrem de forma intersticial e com aspecto corroído. Podem apresentar ondulações moderadas a suaves. Associam-se à biotita, opacos, titanita e apatita.

Os cristais de titanita são equigranulares finos, euédricos a anédricos. Ocorrem inclusos em biotita, quartzo e K-feldspato. Estão associados com biotita, apatita e opacos de forma intersticial.

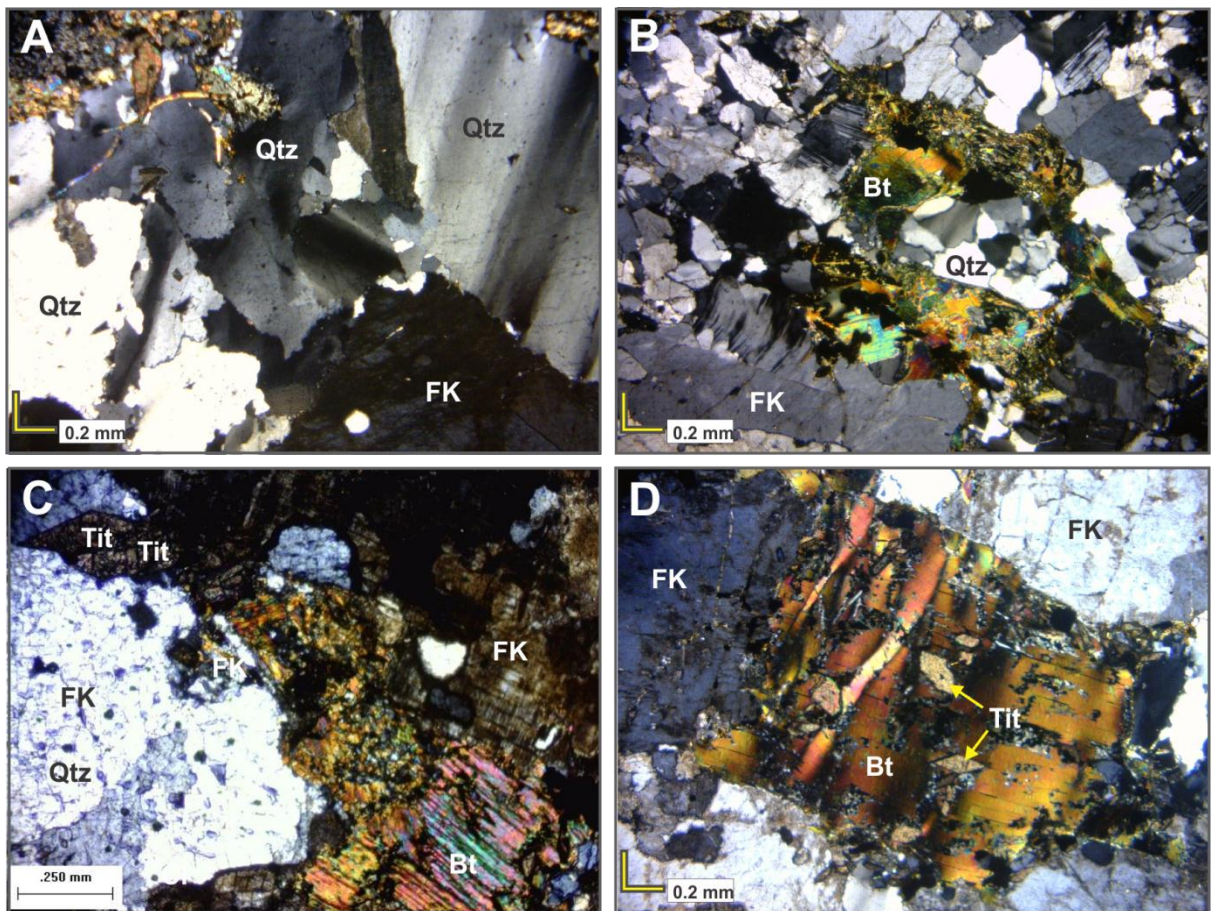


FIGURA 29 - Fotomicrografias do Granito do Cerne. A) Cristais de quartzo com extinção ondulante e contatos interdigitados (LPC, lâmina BC-106); B) Cristal de biotita com dobra suave em sienogranito (LPC, lâmina BC-97); C) Vista geral da matriz da rocha em sienogranito, destacam-se os cristais de titanita (LPC, lâmina 77-I-1999); D) Cristal de biotita ondulado e titanita inclusa em granodiorito (LPC, lâmina BC-106). LEGENDA: Qtz – quartzo; FK – K-feldspato; Bt – biotita; Tit – titanita.

Os cristais de allanita são castanhos, equigranulares finos, subédricos a anédricos. Ocorrem associados aos cristais máficos. Os cristais de fluorita são equigranulares finos, subédricos a anédricos e se associam aos minerais máficos.

Os cristais de apatita são equigranulares finos, anédricos a subédricos. Ocorrem de forma intersticial associados com biotita e opacos. Podem estar inclusos em biotita. Os cristais de opacos são equigranulares, anédricos. Estão associados com biotita e titanita, ocorrendo de forma intersticial. Podem estar inclusos na biotita também.

5 LITOGEOQUÍMICA

Neste capítulo serão discutidos os dados químicos de elementos maiores, menores e ETR. Nas análises químicas foram utilizadas 8 amostras, sendo três do Granito Varginha (BC-01c, BC-03b, BC-17), três do Granito Piedade (BC-80, BC-82, BC-85) e duas do Granito Morro Grande (BC-48, BC-61) (TABELA 6). As amostras foram selecionadas de acordo com a representatividade de cada intrusão e descritas também em seção delgada. A composição mineralógica estimada pode ser observada nas tabelas de dados modais na seção de Petrografia no capítulo de cada granito. A tabela com os dados da análise geoquímica se encontra na Tabela 6. Além dessas análises, serão comparados ainda os dados químicos dos granitos Morro Grande (PRAZARES FILHO, 2003a), Cerne (PRAZERES FILHO *et al.*, 2000; CURY, 2003) e Passa Três (CURY, 2003), publicados pelos autores mencionados.

Nos diagramas de variação de Harker, sílica versus elementos maiores (FIGURA 30), pode-se observar de forma geral uma diminuição dos valores de TiO_2 , FeO_3 , MgO , P_2O_5 , K_2O e CaO com o aumento da percentagem de SiO_2 .

O Granito Varginha, constituído pelos termos mais félsicos entre os granitos estudados, apresenta baixos valores de MgO , Fe_2O_3 e TiO_2 , o que corresponde com a proporção biotita e titanita, atingindo no máximo 5% (TABELA 2). No diagrama de K_2O , o mesmo apresenta valores semelhantes ao Granito do Cerne e aos monzogranitos do Granito Piedade, o que reflete a presença de K-feldspato. O diagrama de CaO apresenta correspondência desse óxido entre os granitos estudados, traduzindo a presença de plagioclásio. Os valores de Al_2O_3 provavelmente correspondem à presença dos feldspatos e também da biotita, embora em menor proporção.

O Granito Morro Grande pode ser observado nos diagramas de variação de Harker (FIGURA 30), com valores maiores de MgO , Fe_2O_3 e TiO_2 que o Granito Varginha, o que corresponde à presença mais marcante de biotita (10%) e ocorrência de hornblenda. Os valores de K_2O e CaO do Granito Morro Grande são intermediários entre os granitos Varginha e Cerne com valores menores e Piedade com valores maiores, refletindo a presença de K-feldspato e plagioclásio, respectivamente. O óxido Al_2O_3 pode estar associado à biotita, e juntamente com Na_2O , também pode representar a presença dos feldspatos.

TABELA 6 - Dados geoquímicos das amostras analisadas (elementos maiores em percentagem e menores em ppm).

Amostra	BC-01C Varginha	BC-03B Varginha	BC-017 Varginha	BC-048 Morro Grande	BC-061 Morro Grande	BC-080 Piedade	BC-082 Piedade	BC-085 Piedade
Litotipo	Monzogranito	Monzogranito	Sienogranito	Monzogranito	Monzogranito	Sienogranito	Alc-feld sienito	Alc-feld sienito
SiO ₂	74.21	75.58	71.77	71.79	67.1	73.49	65.62	58.16
TiO ₂	0.17	0.05	0.3	0.61	0.53	0.34	0.61	1.04
Al ₂ O ₃	13.02	13.07	13.81	12.93	14.11	12.62	14.74	13.6
Fe ₂ O ₃	1.96	1.26	2.62	4.11	3.63	3.14	4.27	7.57
MnO	0.06	0.08	0.08	0.06	0.04	0.05	0.06	0.12
MgO	0.35	0.07	0.56	0.74	1.02	0.39	1.11	2.64
CaO	1.3	0.91	1.79	1.62	1.33	1.16	1.44	3.69
Na ₂ O	2.92	3.54	2.55	2.85	3.57	2.91	3.79	3.1
K ₂ O	4.89	4.82	5.56	4.61	6.75	5.06	6.79	7.58
P ₂ O ₅	0.06	0	0.11	0.21	0.33	0.1	0.34	0.8
Cr	0.33	0.26	0.39	0.26	0.33	0.33	0.26	0.4
Ba	246	31	656	410	2937	408	3804	5633
Cu	2.9	3.6	2.6	6.4	13.5	6.7	20.0	7.3
Nb	23.6	39.9	14.9	18.4	34.8	9.3	40.2	44.5
Ni	2.8	1.7	3.3	3.8	18.8	2.7	9.3	14.3
Sr	127.9	33.6	207.5	100.8	585.8	73.0	1173	1279
Rb	355.4	374.1	251.8	262.3	188.6	258.5	177.3	171.3
Y	30.1	46.2	17.6	55.7	38.8	34.8	20.7	36.0
Zn	33	18	44	55	69	40	41	31
Zr	131.3	62.1	201.8	304.1	460.8	255.9	513.3	623.8
La	31.8	6.4	59.6	62.0	128.7	90.2	118.7	179.9
Ce	62.4	13.8	114.7	126.7	220.7	187.7	236.8	315.6
Nd	24.1	7.4	38.7	46.1	85.4	65.7	76.2	132.6
Sm	4.72	3.05	6.00	9.47	12.78	11.12	12.26	19.93
Eu	0.52	0.20	1.09	1.01	3.04	1.01	2.78	4.45
Gd	3.98	3.97	4.31	8.68	9.74	8.54	8.12	13.59
Dy	4.36	5.94	2.92	8.65	5.40	6.66	4.65	7.33
Er	2.72	4.36	1.94	5.42	3.04	3.81	1.98	3.06
Yb	3.26	5.88	2.06	4.95	2.55	3.35	1.95	2.42
Lu	0.44	0.85	0.30	0.75	0.41	0.51	0.27	0.39
Be	9	9	4	3	7	3	4	8
Co	2.2	0.8	3.3	5.9	5.6	3.0	7.9	15.7
Cs	12.0	5.2	8.0	10.5	3.2	10.5	8.4	2.7
Ga	16.4	16.8	14.6	18.6	20.5	18.5	21.0	21.2
Hf	5.0	3.2	6.4	8.6	13.8	7.5	13.9	15.4
Ho	0.89	1.32	0.58	1.89	1.16	1.34	0.73	1.27
Pr	6.92	1.90	11.87	13.96	24.02	19.57	22.96	35.59
Sc	3	3	5	7	4	5	5	12
Sn	14	3	8	9	3	10	3	4
Sum	99.91	99.98	99.83	99.84	99.44	99.87	99.27	98.99
Ta	4.3	6.5	1.8	1.8	2.2	0.7	2.0	2.3
Tb	0.69	0.83	0.61	1.48	1.17	1.32	1.06	1.64
Th	32.0	19.7	33.8	25.7	47.6	27.5	40.2	27.4
Tm	0.45	0.80	0.31	0.76	0.44	0.55	0.30	0.42
U	18.9	22.4	5.2	6.6	5.3	3.7	5.0	4.8
V	13	<8	31	49	46	26	48	96
W	2.0	0.8	0.7	0.7	2.9	9.5	2.0	<0.5
Ag	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1
As	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	1.2	1.3	1.4	1.8
Au	0.6	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	<0.5	0.5	0.6
Bi	0.6	0.2	0.1	0.1	0.1	0.1	<0.1	<0.1
Mo	1.7	1.4	1.6	1.3	1.7	2.9	1.2	0.5
Pb	38.7	66.1	22.1	7.8	39.0	9.6	26.2	12.8
Sb	<0.1	<0.1	<0.1	<0.1	0.3	<0.1	0.2	<0.1
Ti	0.6	0.2	0.7	0.7	0.2	0.5	0.2	<0.1

O Granito Piedade pode ser observado nos diagramas de sílica *versus* óxidos de elementos maiores (FIGURA 30) com altos valores de MgO, Fe₂O₃ e TiO₂, comparativamente aos demais granitos, o que pode ser relacionado à presença de biotita e anfibólio, podendo chegar a 15% de máficos. Os altos valores de K₂O refletem a importância do K-feldspato, chegando a 75% nas amostras. No diagrama de CaO, nota-se que os valores são semelhantes aos granitos Varginha e Morro Grande, no entanto, provavelmente estejam relacionados à hornblenda, já que plagioclásio está ausente ou ocorre em pequenas proporções (5%). Os valores de Al₂O₃ e de Na₂O podem corresponder à presença de biotita e do K-feldspato.

O Granito do Cerne se mostra semelhante aos granitos Varginha e Morro Grande na maioria dos diagramas, com enriquecimentos dos elementos maiores conforme a diminuição da SiO₂ (FIGURA 30). O Granito Passa Três também apresenta comportamento semelhante ao Granito do Cerne, embora mais pobre em SiO₂.

Nos diagramas de sílica *versus* elementos traços (FIGURA 31), pode-se observar que para as amostras do Granito Varginha ocorre os maiores valores de Rb, que provavelmente estão relacionados ao K, representando a presença de K-feldspato. Esses valores empobrecem em relação ao Granito Piedade. O fato de o Rb não acompanhar os termos mais ricos em K₂O (Granito Piedade) pode ser indicativo de um comportamento mantélico.

O Granito Piedade tem teores de Zr mais elevados do que o Granito Varginha e do que algumas amostras do Granito do Cerne (FIGURA 31).

O elemento Sr pode estar associado com Ca, e pode representar a presença de plagioclásio e/ou hornblenda. No diagrama SiO₂ *versus* Sr (FIGURA 31), nota-se que o Granito Piedade é o mais rico nesse elemento, e devido à pequena quantidade de plagioclásio descrita em seção delgada, pode-se atribuí-lo à hornblenda. O Granito Piedade é seguido pelos granitos do Cerne e Passa Três, enquanto que nos granitos Varginha e Morro Grande, o Sr se mostra em menor quantidade, o que reflete a ausência de hornblenda e percentagens menores de plagioclásio.

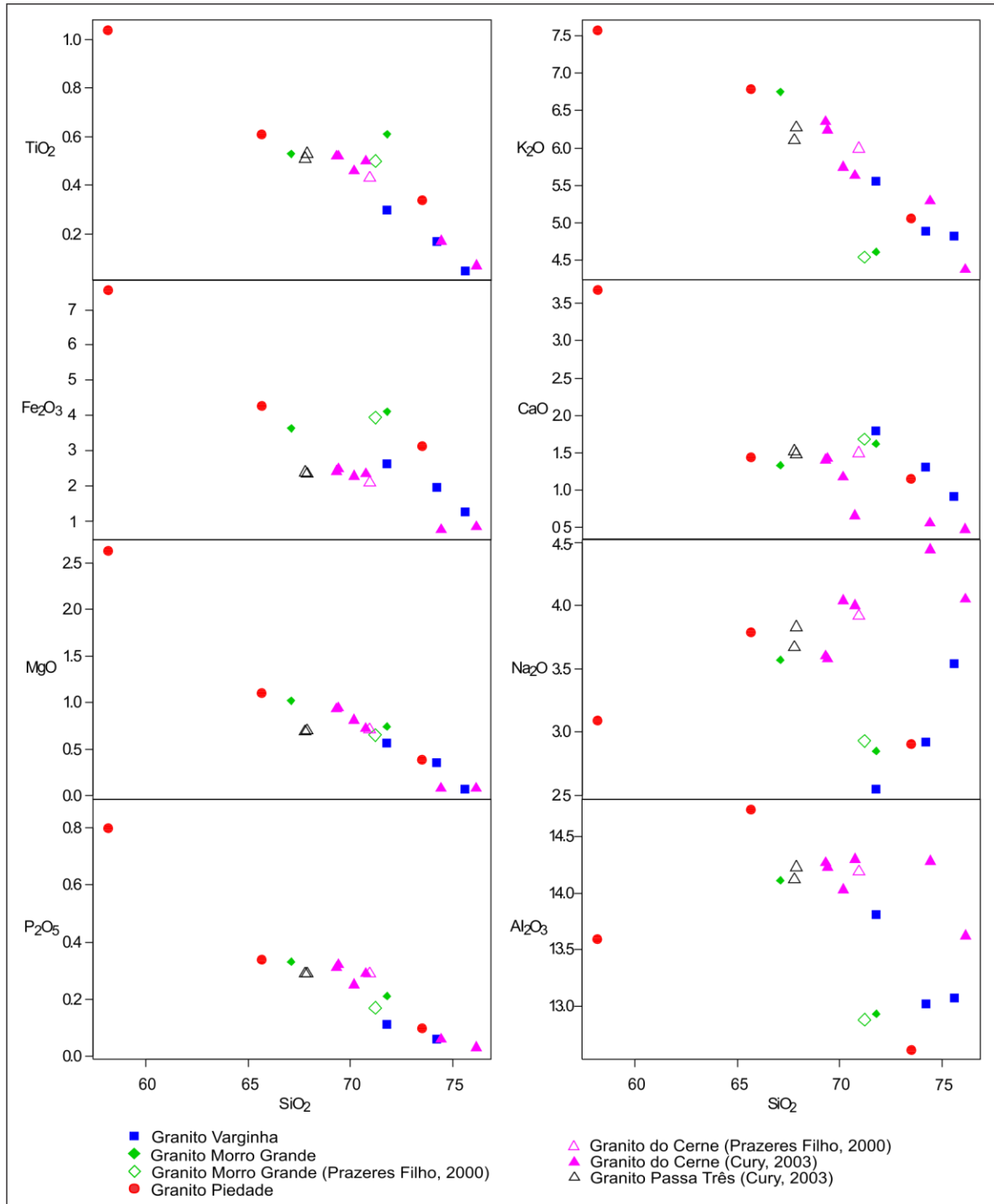


FIGURA 30 - Diagramas de sílica (%) versus óxidos de elementos maiores (%) para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.

Em relação ao elemento Y, o mesmo pode estar associado com ETR's pesados e se concentrar em granada ou em apatita. Amostras dos granitos Varginha e Morro Grande apresentam os valores mais elevados em Y (FIGURA 31), o que corresponde à presença de granada e apatita nesses granitos, enquanto que o

Granito Piedade apresenta os menores valores, apresentando menores quantidades desses minerais.

Os teores de Ba acompanham os de K_2O e refletem as proporções modais de K-feldspato, biotita e hornblenda. No diagrama SiO_2 versus Ba (FIGURA 31), os sienitos do Granito Piedade apresentam altíssimos valores de Ba, o que pode estar relacionado com o K-feldspato (75%) e hornblenda, também observados, embora em menor quantidade, no Granito Morro Grande e Cerne. Hornblenda não foi observada no Granito Varginha, e biotita apenas em pequenas quantidades, o que corresponde com os baixos valores de Ba apresentados. O Granito Varginha é mais pobre em Sr e Ba em relação aos demais granitos.

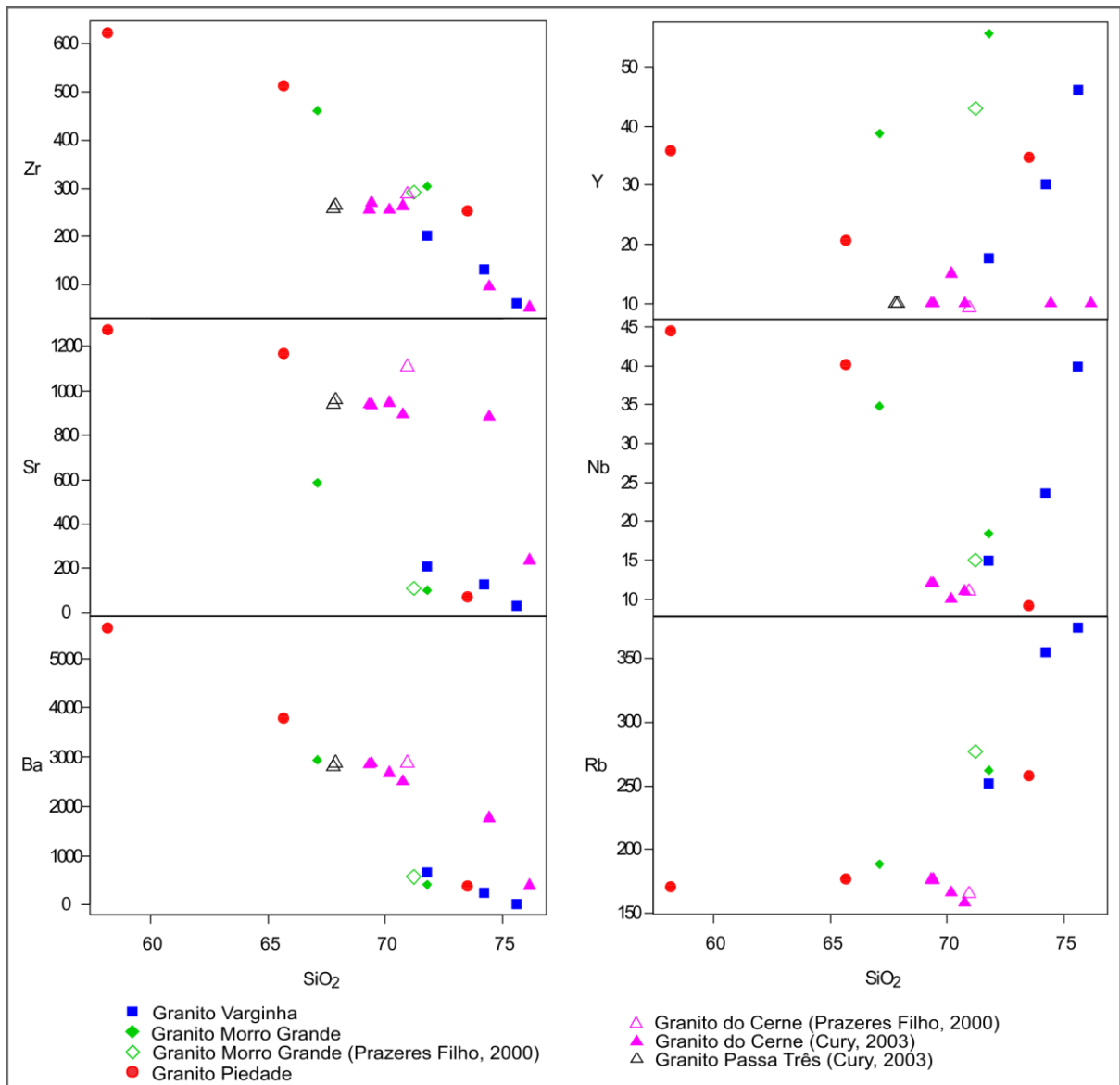


FIGURA 31 - Diagramas sílica (%) versus elementos traços (ppm) para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.

No diagrama de $Al/(Na+K)$ versus $Al/(Ca+Na+K)$, também conhecido como “índice de Shand” (FIGURA 32), proposto por Maniar e Piccoli (1989), o Granito Varginha é caracterizado como fracamente peraluminoso, enquanto que o Granito Piedade mostra amostras peraluminosa e metaluminosa com tendência alcalina. Os granitos Morro Grande e Cerne foram plotados em ambos os campos metaluminoso e peraluminoso, podendo representar um tipo transicional entre os granitos Varginha e Piedade.

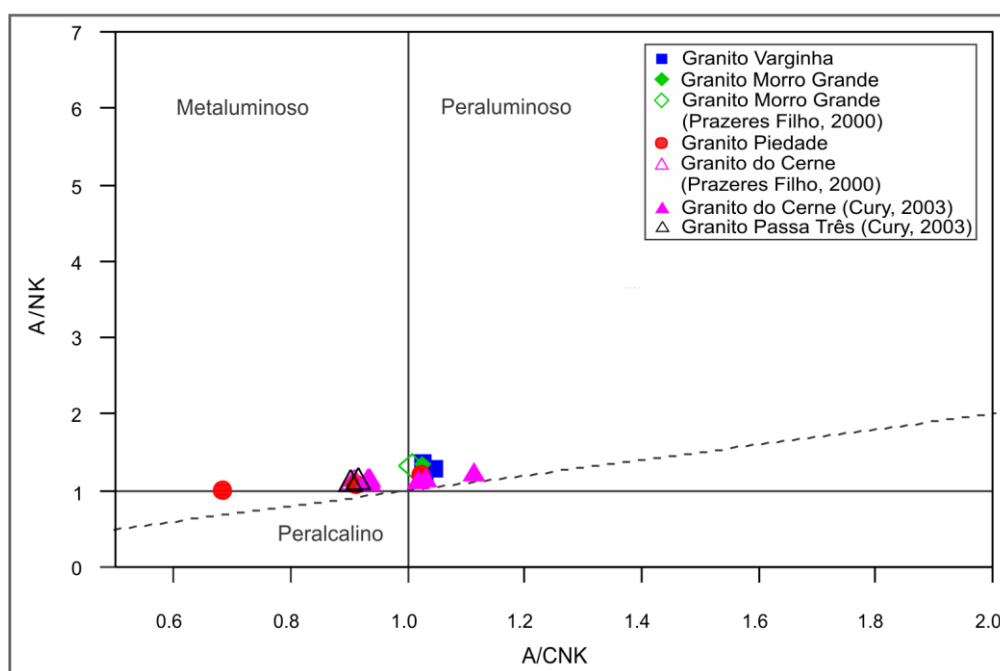


FIGURA 32 - Diagrama de Índice de Shand para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.

O caráter fracamente peraluminoso, a presença de granada e turmalina, assim como a presença de coríndon na norma CIPW, podem sugerir fonte metaígneia com alguma contribuição metassedimentar para o Granito Varginha.

Para o Granito Morro Grande, amostras com caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, associado à presença de hornblenda na matriz, sugere fonte ígnea com contribuição metassedimentar.

A associação de termos metaluminosos a fracamente peraluminosos com tendência alcalina, juntamente com a presença de fácies sieníticas aponta para fonte mista para esse granito, metaígneia e mantélica.

O Granito do Cerne, caracterizado como metaluminoso a fracamente peraluminoso sugere a participação de fontes de derivação ígnea, com possível

contribuição metassedimentar para esse corpo, enquanto que o Granito Passa Três apresenta caráter metaluminoso, compatível com o Granito do Cerne.

Em diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ (FIGURA 33), proposto por Frost *et al.* (2001), o Granito Varginha mostra composição cálcio-alkalina, enquanto que os granitos Morro Grande e Piedade apresentam termos cálcio-alkalinos e alcalinos. O Granito do Cerne se apresenta entre os campos alcalino e cálcio-alkalino, ao passo que o Granito Passa Três é plotado na série alcalina.

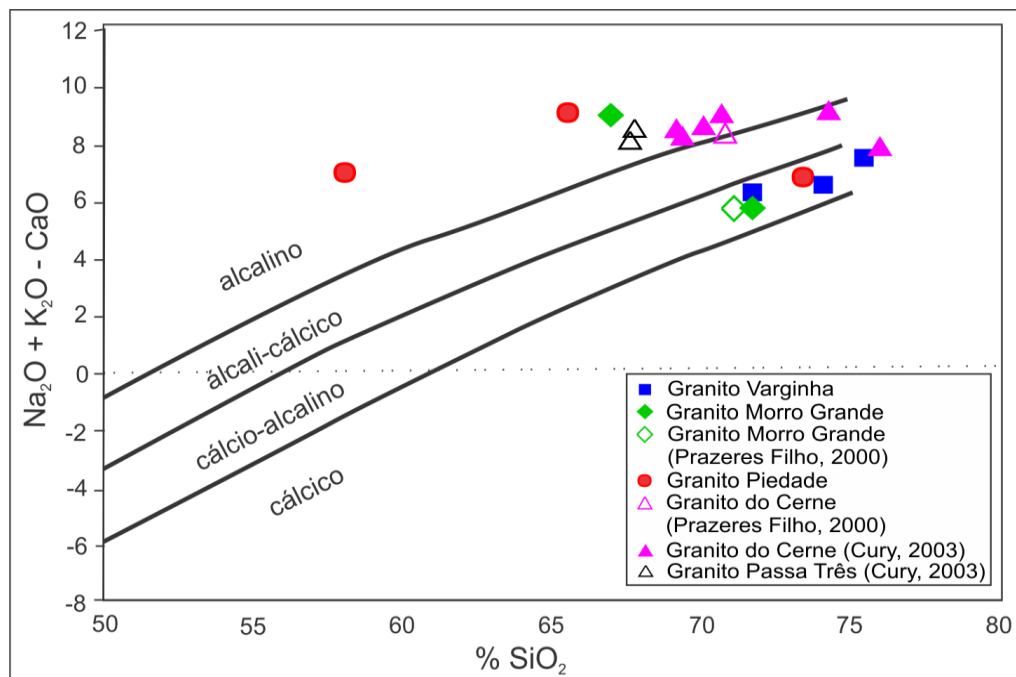


FIGURA 33 - Diagrama SiO_2 versus $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O} - \text{CaO}$ proposto por Frost *et al.* (2001) aplicado para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.

Em diagrama SiO_2 versus K_2O , proposto por Peccirillo e Taylor (1976), os granitos Varginha e Morro Grande apresentam tendência para as séries cálcio-alkalinas de alto K, enquanto que os granitos Piedade, Cerne e Passa Três mostram tendência para as séries shoshoníticas (FIGURA 34).

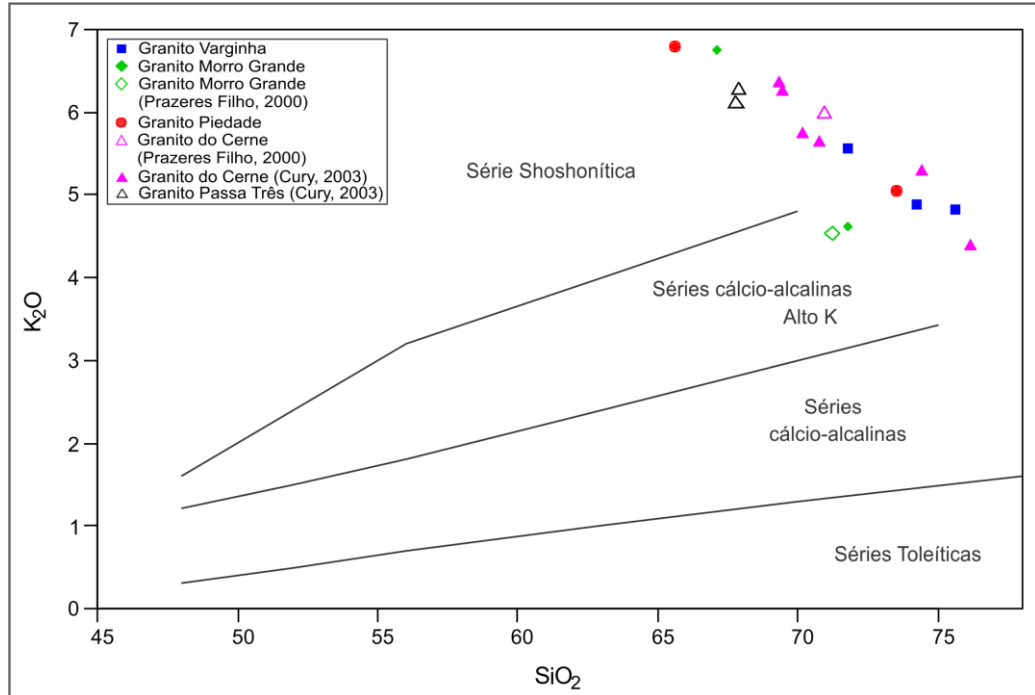


FIGURA 34 - Diagrama SiO_2 versus K_2O proposto por Peccirillo e Taylor (1976) aplicado para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.

No diagrama proposto por Sylvester (1989) (FIGURA 35), o Granito Varginha ocupa o campo dos granitos altamente fracionados, enquanto que os granitos Morro Grande, Piedade e Passa Três correspondem aos tipos alcálinos. O Granito do Cerne apresenta pontos em ambos os campos, podendo representar um tipo transicional.

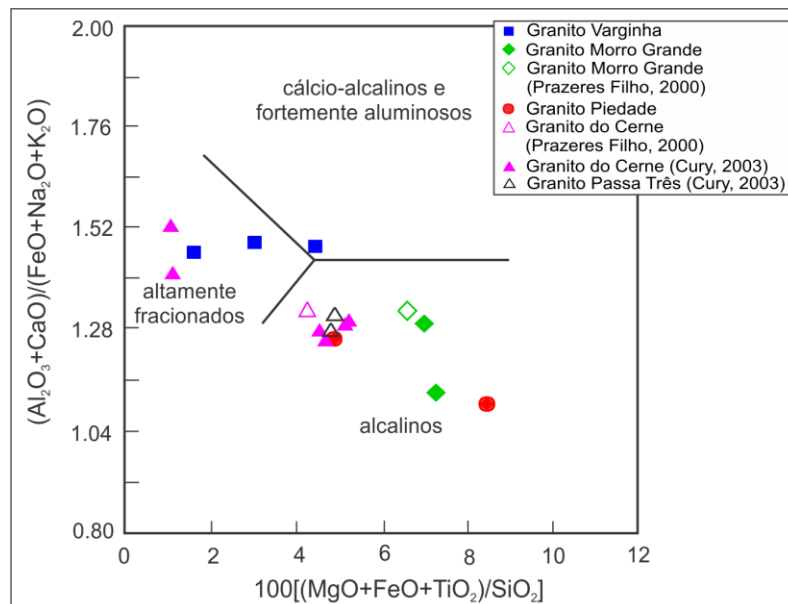


FIGURA 35 - Diagrama $100[(\text{MgO} + \text{FeO} + \text{TiO}_2) / \text{SiO}_2]$ versus $(\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{CaO}) / (\text{FeO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O})$ proposto por Sylvester (1989), para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três.

No diagrama SiO_2 versus $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$, proposto por Frost *et al.* (2001), os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três ocupam o campo dos granitos de tipo A (FIGURA 36).

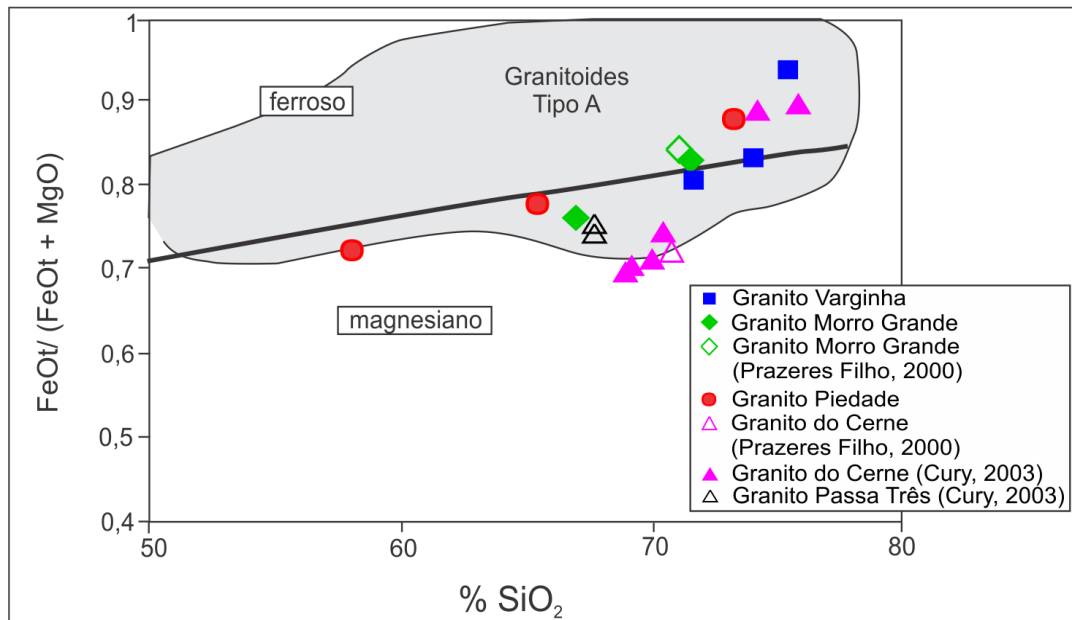


FIGURA 36 - Diagrama SiO_2 versus $\text{FeOt}/(\text{FeOt}+\text{MgO})$ proposto por Frost *et al.* (2001), no qual os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três são plotados no campo dos granitoides de tipo A.

Os valores de ETR foram normalizados pelo condrito (NAKAMURA, 1974) para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três (FIGURA 37). De uma forma geral, os granitos Varginha, Morro Grande e Piedade apresentam assinaturas semelhantes, com enriquecimento em ETR's leves em relação aos pesados. Nas rochas analisadas, há amostras com anomalias de Eu leves a moderadas, sendo o Granito Varginha o mais empobrecido em ETR's leves.

Os ETR's pesados mostram padrão retilíneo horizontal, indicando que provavelmente não houve empobrecimento desses elementos. O fato de na petrografia ter sido descrito granada no Granito Varginha e o diagrama não apresentar padrão típico de granada na fonte pode sugerir que a granada tenha sido originada por outros processos, como, por exemplo, contribuição de fonte crustal. A anomalia negativa de Eu indica a retenção de plagioclásio na fonte (ROLLINSON, 1993), o que sugere condições de baixas pressões durante a cristalização do magma. Os padrões de ETR dos granitos estudados são comparáveis àqueles de granitos do tipo A, particularmente o padrão em "gaivota" exibido pelo Granito Varginha, Granito Morro Grande e Granito Piedade.

Os granitos do Cerne e Passa Três também apresentam enriquecimento de ETR's leves na maioria das amostras, com padrão mais inclinado para os ETR's pesados (FIGURA 37), podendo indicar granada na fonte (ROLLINSON, 1993). Algumas amostras se mostram enriquecidas em Dy. Em comparação com os granitos Varginha, Morro Grande e Piedade, os granitos do Cerne e Passa Três não apresentam anomalia negativa de Eu e exibem possível presença de granada na fonte, indicando maiores pressões para a fonte desses granitos. Além disso, os altos valores de Sr apresentados pelos granitos do Cerne e Passa Três indicam que não houve retenção de plagioclásio na fonte.

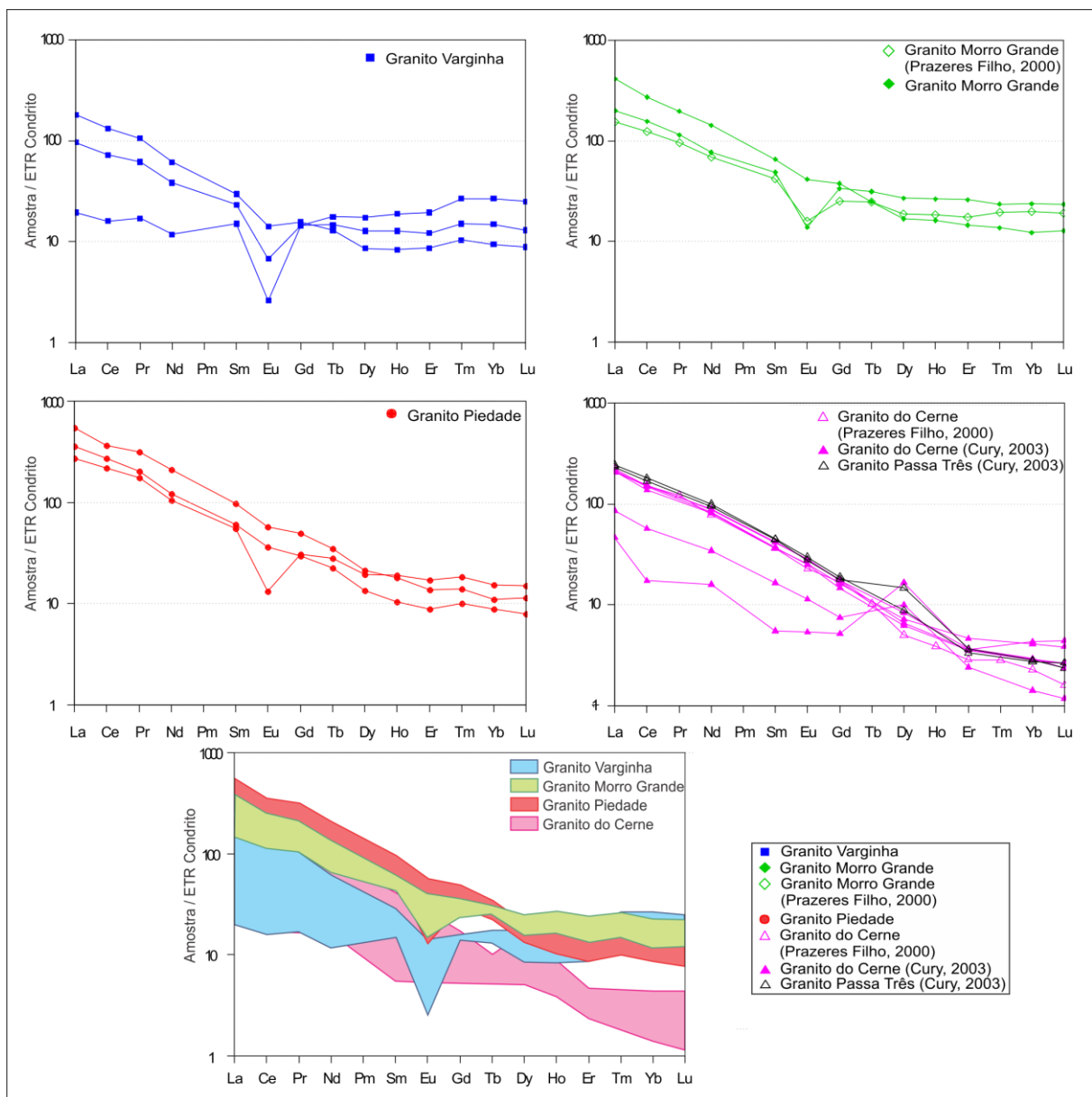


FIGURA 37 - Diagrama de elementos terras raras para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade, Cerne e Passa Três (valores em ppm). Legenda: FG – Granitos Fracionados; OGT: Granitos Ordinários.

Nos diagramas discriminantes propostos por Whalen *et al.* (1987) (FIGURA 38), os granitos Morro Grande, Piedade e Cerne se assemelham aos granitos do tipo A, enquanto que o Granito Varginha mostra semelhanças com os granitos fracionados, com os dos tipos I e S.

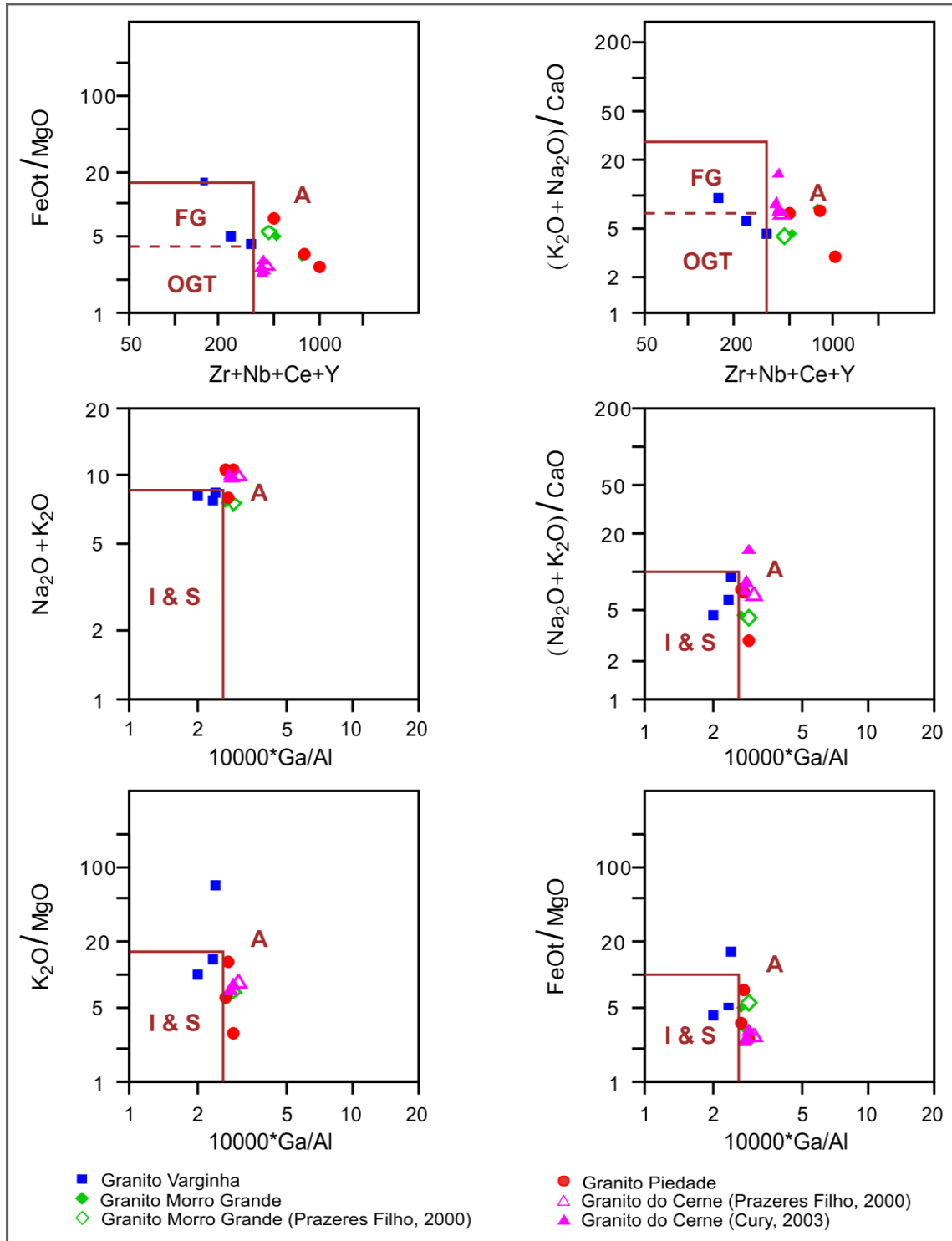


FIGURA 38 - Diagramas propostos por Whalen *et al.* (1987) aplicados para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne.

A presença de granada e turmalina no Granito Varginha, associada ao caráter peraluminoso permite associar fontes metassedimentares ou de fonte metaígneia altamente fracionada, como evidenciado no diagrama de Sylvester (1989) (FIGURA 35). Outra interpretação poderia relacionar a tendência para tipo A, evidenciada pelo padrão ETR e tendências alcalinas mostrado em alguns diagramas, com contaminação de material metassedimentar, o que poderia produzir um magma originalmente metaluminoso, por exemplo, em fracamente peraluminoso. Essa ambiguidade pode sugerir classificação como tipo I Caledoniano e sugerir mistura de fontes crustais para esse corpo, o que seria esperado em contextos tardi a pós-colisionais.

Nos diagramas Y-Nb-Ce e Y-Nb-3*Ga (FIGURA 39), propostos por Eby (1992), é possível distinguir os granitos do tipo A entre alcalinos ou mantélicos (A1) e cálcio-alcalinos ou crustais (A2). Pode-se observar que o Granito Piedade apresenta tendência para o tipo alcalino (A1), enquanto que o Granito Morro Grande mostra tendência para o tipo cálcio-alcalino (A2). O Granito do Cerne e o Granito Varginha parecem representar um tipo transicional entre A1 e A2.

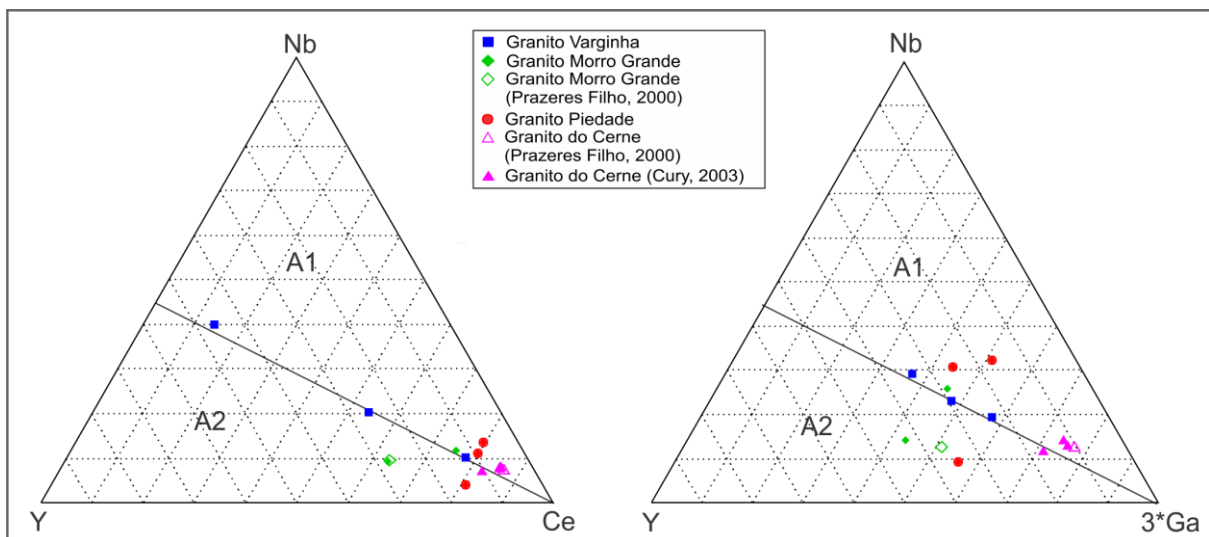


FIGURA 39 - Diagramas ternários propostos por Eby (1992) para a divisão entre granitos do tipo A. Campo A1 corresponde aos granitos do tipo A alcalinos ou mantélicos e o campo A2 aos granitos do tipo A cálcio-alcalinos ou crustais.

No diagrama Y+Nb versus Rb (FIGURA 40), proposto por Pearce *et al.* (1996), observa-se que os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne ocupam a mesma região do diagrama, no campo dos granitos tardi a pós-colisionais e híbridos. Em termos de ambiente geotectônico, granitos do tipo A e I Caledoniano

poderiam estar relacionados a ambiente pós-colisional (PITCHER, 1987). No diagrama Y versus Nb (FIGURA 40) de Pearce *et al.* (1984), os granito Varginha, Morro Grande e Piedade se situam no campo do ambiente intra-placa, ao passo que o Granito do Cerne no ambiente sin-colisional.

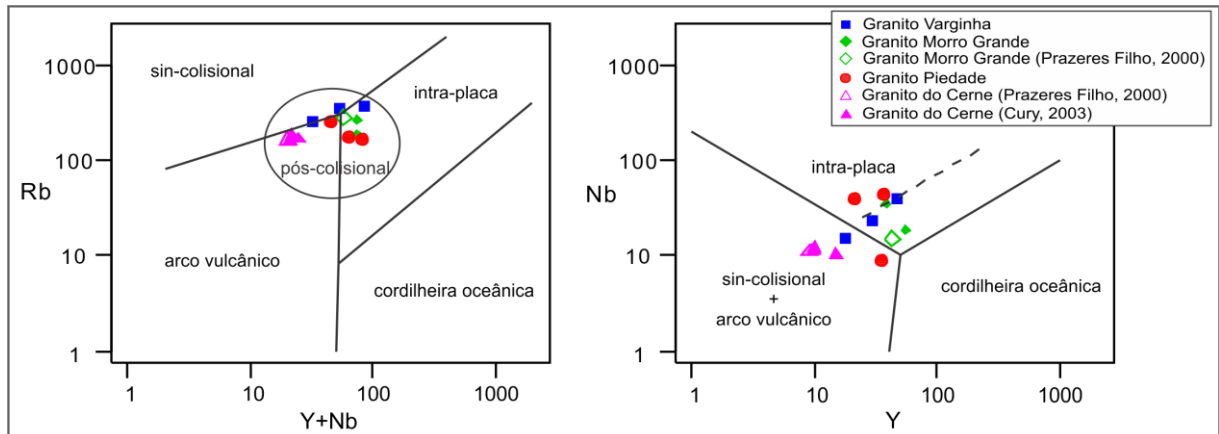


FIGURA 40 - Diagrama Y+Nb versus Rb (proposto por Pearce *et al.*, 1996) e Y versus Nb (proposto por Pearce *et al.*, 1984) para amostras dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne (valores em ppm).

6 GRAVIMETRIA

A gênese de um plúton granítico pode ser considerada como o resultado de quatro processos, abrangendo a geração, segregação, ascensão e colocação de um magma (AMÉGLIO; VIGNERESSE, 1999). Assim, para o estudo de um corpo granítico, tem-se disponível métodos diretos, como a abordagem de campo, e os métodos indiretos, representados principalmente pelos métodos geofísicos. Segundo Améglio e Vigneresse (1999), o formato de um corpo granítico não pode ser obtido somente a partir de observações de campo, fotografias aéreas e imagens de satélite, as quais são feitas somente na superfície do mesmo, no entanto é possível a partir da abordagem geofísica. A geofísica, ciência relacionada às propriedades físicas da crosta, pode ser considerada um dos melhores meios para se determinar o formato de plútons em profundidade, pois une observações geológicas com as leis e propriedades físicas do plúton (AMÉGLIO; VIGNERESSE, 1999).

Existem diversos métodos utilizados para o estudo de subsuperfície de plútons graníticos, tais como a gamaespectrometria, métodos elétricos, magnetometria, métodos sísmicos e a gravimetria. De acordo com Keary *et al.* (2002), diversos estudos com a aplicação da gravimetria em plútons graníticos tem contribuído ao estudo de mecanismos de colocação, composição e origem de corpos ígneos. A relação entre granitos alongados e sistemas de transcorrência já foi estudada por diversos autores com o auxílio da gravimetria (p.e. ARANGUREN *et al.*, 1996), inclusive associando mecanismos de colocação e plútons tabulares em contextos tectônicos semelhantes (MCCAFFREY; PETFORD, 1997), podendo auxiliar na discussão de problemas de colocação de granitos.

O método da gravimetria estuda a variação da aceleração da gravidade na superfície da Terra principalmente pela heterogeneidade da densidade das massas em subsuperfície. As variações dessa densidade alteram os valores de aceleração da gravidade, denominadas de anomalias gravimétricas. A aplicação da gravimetria na cartografia geológica permite a determinação da forma de corpos em subsuperfície, com base no contraste de densidade (CASTRO, 2007). E, a partir da obtenção dos dados gravimétricos, é possível aplicar diversos tipos de processamento, desde mapas de anomalia Bouguer, mapas regionais-residuais, até

modelos mais complexos, como a modelagem geológica, a inversão gravimétrica e a geração de modelos tridimensionais.

Neste trabalho, o Granito do Cerne é abordado também através do método da gravimetria, com o objetivo de se determinar o seu formato em subsuperfície com o objetivo de se verificar se o formato alongado apresentado em superfície corresponde ao formato em profundidade. Dessa forma, com o intuito de obter um mapa da porção do Granito do Cerne em subsuperfície, foi planejada uma malha de pontos irregulares com espaçamento aproximado de 500 metros para a aquisição das estações gravimétricas de acordo com a possibilidade de acesso, e que cobriu toda a sua extensão e área de entorno (FIGURA 41), objetivando a elaboração dos mapas de Anomalia Bouguer e regionais-residuais. Foram levantadas um total de 178 estações gravimétricas, e as tabelas com os dados gravimétricos se encontram no Apêndice 1.

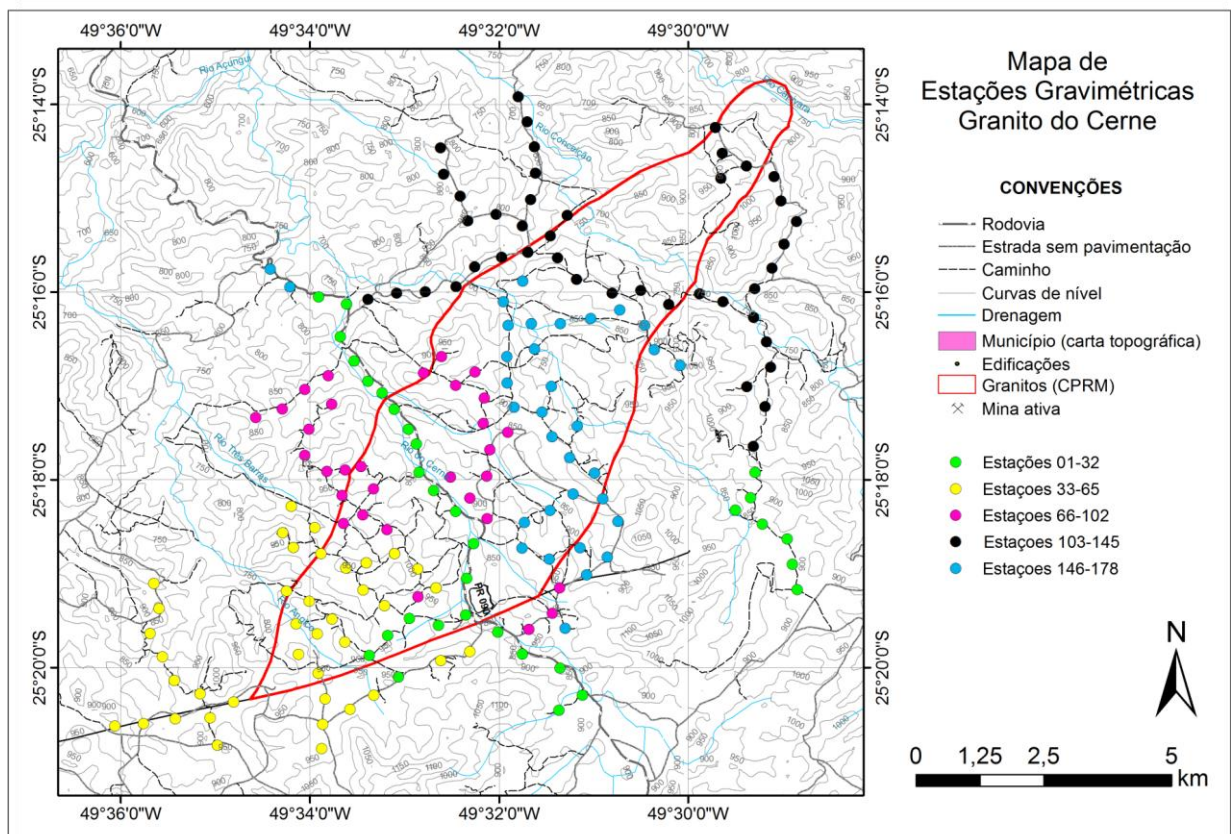


FIGURA 41 - A) Mapa de estações gravimétricas levantadas; espaçamento de 500 metros.

Após as correções já detalhadas na seção de Materiais e Métodos, os dados foram processados no *software* Oasis Montaj 6.4 by Geosoft. O mapa Bouguer resultante das correções gravimétricas e os mapas residuais gerados pela

separação regional - residual por superfície de tendências podem ser observados na Figura 42. O mapa Bouguer representa as anomalias de alta amplitude, referente a respostas gravimétricas mais profundas, enquanto que os mapas residuais são reflexos das anomalias de menor amplitude relacionadas a fontes mais rasas. Dentre os mapas residuais, o mapa de terceiro grau (Mapa Residual 3) se refere aos sinais mais próximos da superfície.

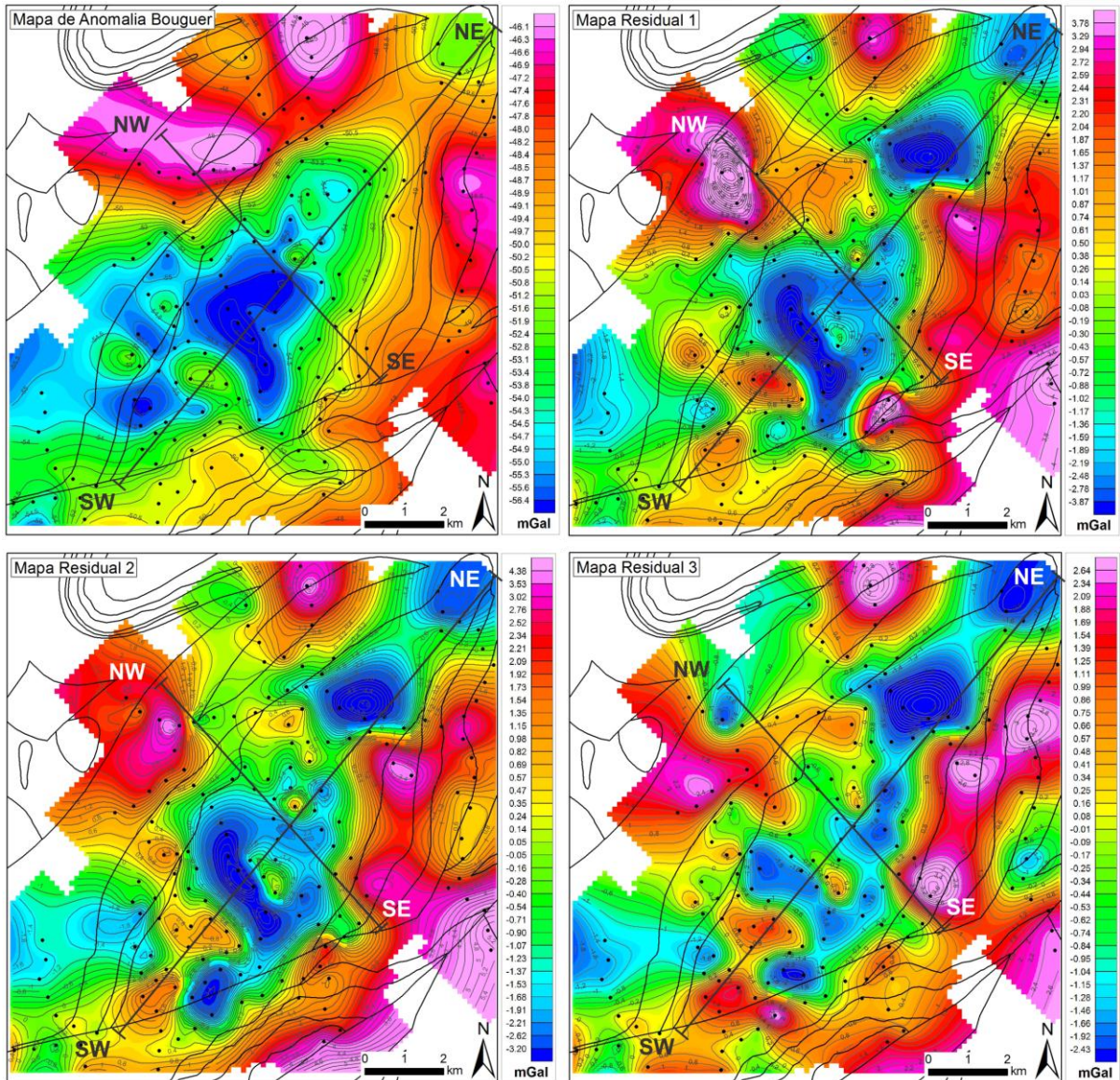


FIGURA 42 - Mapa de anomalia Bouguer e residuais de 1ª, 2ª e 3ª ordens.

Nesses mapas (FIGURA 42), as anomalias negativas (em azul) configuram os baixos gravimétricos, que por sua vez representam as porções de menor aceleração gravimétrica e menor densidade, correspondendo às rochas graníticas (Granito do Cerne). Os altos gravimétricos (em cores quentes, ex.: vermelho) correspondem às rochas de maior densidade, provavelmente as rochas encaixantes,

geralmente filitos. Considerando essas informações, no Mapa de Anomalia Bouguer, pode-se observar que o Granito do Cerne apresenta baixos gravimétricos na região sudoeste onde seria a porção mais profunda do corpo e cujos limites correspondem à Falha do Cerne. Nos mapas residuais, pode-se observar que os baixos gravimétricos estão distribuídos de forma alinhada segundo a direção NE-SW, até alcançar a porção Nordeste do corpo no mapa residual de 3ª ordem.

A partir dos mapas de anomalia Bouguer e regionais-residuais, foram extraídos perfis gravimétricos para comparação com os perfis geológicos (FIGURAS 43 e 44).

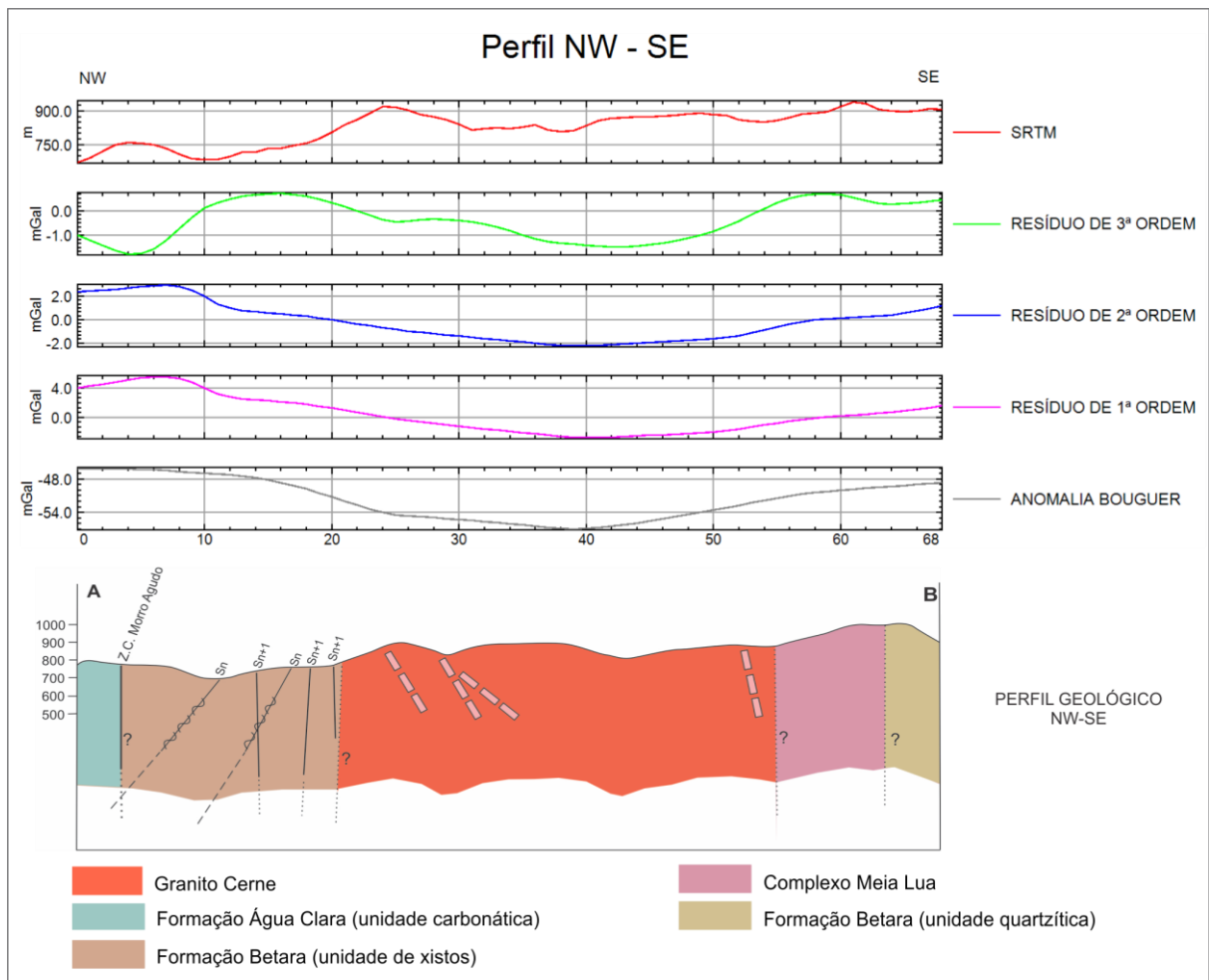


FIGURA 43 - Perfis gravimétricos a partir dos mapas de anomalia Bouguer, residuais, topográfico (SRTM) e geológico orientados em NW-SE.

No perfil NW-SE (FIGURA 43), pode-se observar que nos perfis de anomalia Bouguer e residuais, os baixos gravimétricos correspondem ao Granito do Cerne, enquanto que as rochas encaixantes se mostram com altos gravimétricos. No perfil topográfico (SRTM), o Granito do Cerne representa o alto topográfico,

provavelmente por apresentar maior resistência ao intemperismo que suas rochas encaixantes metassedimentares.

No perfil SW-NE (FIGURA 44), pode-se observar que os valores gravimétricos se apresentam de forma mais irregular que no perfil NW-SE. No perfil de anomalia Bouguer, tem-se um baixo gravimétrico bastante pronunciado próximo ao limite SW do corpo, o que pode ser visto também no mapa de anomalia Bouguer (FIGURA 42). Nota-se também que de uma forma geral, os perfis transversais são mais regulares, enquanto que os longitudinais são mais irregulares, com baixos e altos gravimétricos alternados.

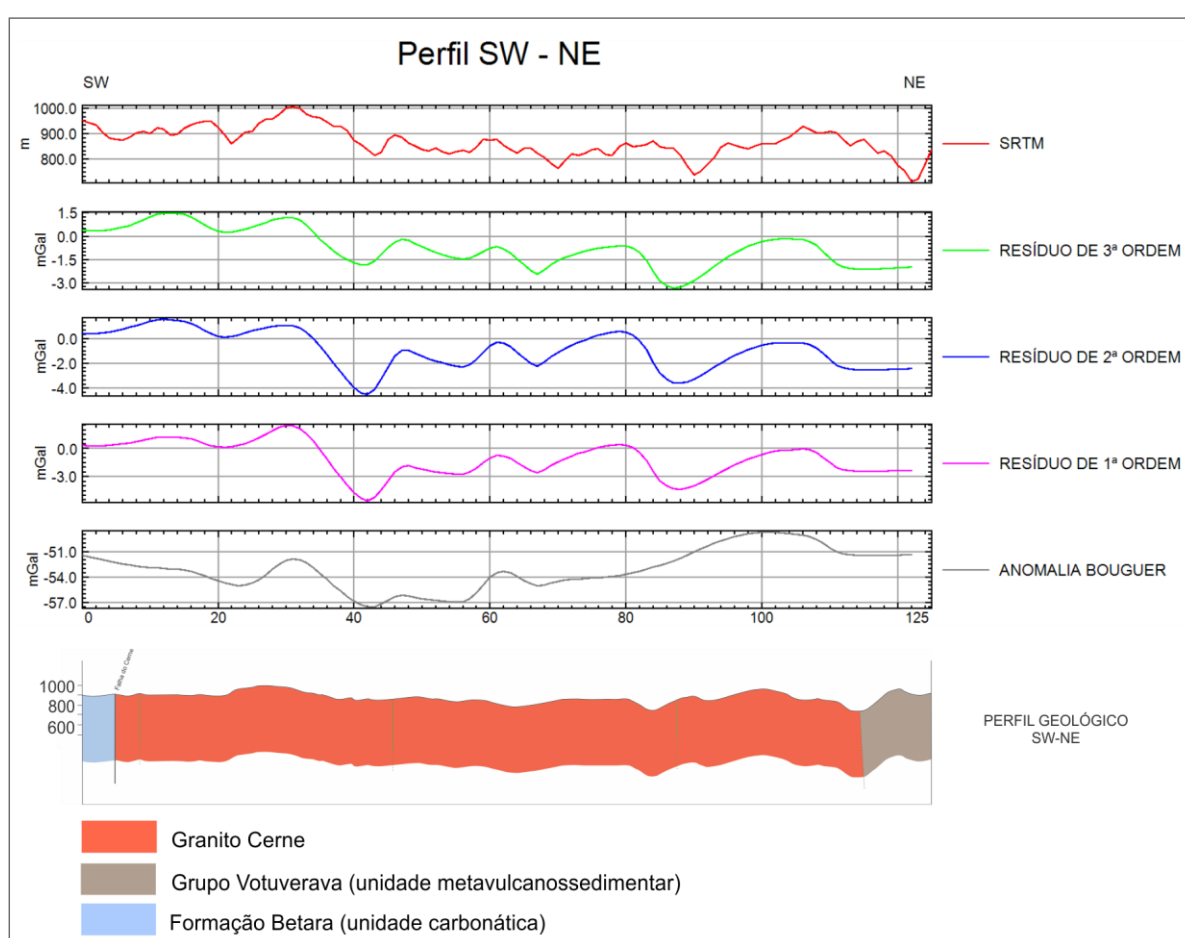


FIGURA 44 - Perfis gravimétricos a partir dos mapas de anomalia Bouguer, residuais, topográfico (SRTM) e geológico orientados em SW-NE.

Nas figuras 45 e 46, pode-se observar um empilhamento esquemático dos mapas de anomalia Bouguer e residuais de 1ª, 2ª e 3ª ordem. A partir desse empilhamento pode-se observar a tendência SW-NE e ter uma ideia do formato em profundidade do plúton. Nota-se forte baixo gravimétrico no mapa de anomalia Bouguer, indicando possíveis raízes para SW, próximo ao limite com a Falha do

Cerne e em direção ao Granito Passa Três. Pode-se observar ainda a tendência do plúton no mapa de menor profundidade (resíduo de 3ª ordem) para NE, em direção ao Sienito Capivara, descrito por Cury (2003).

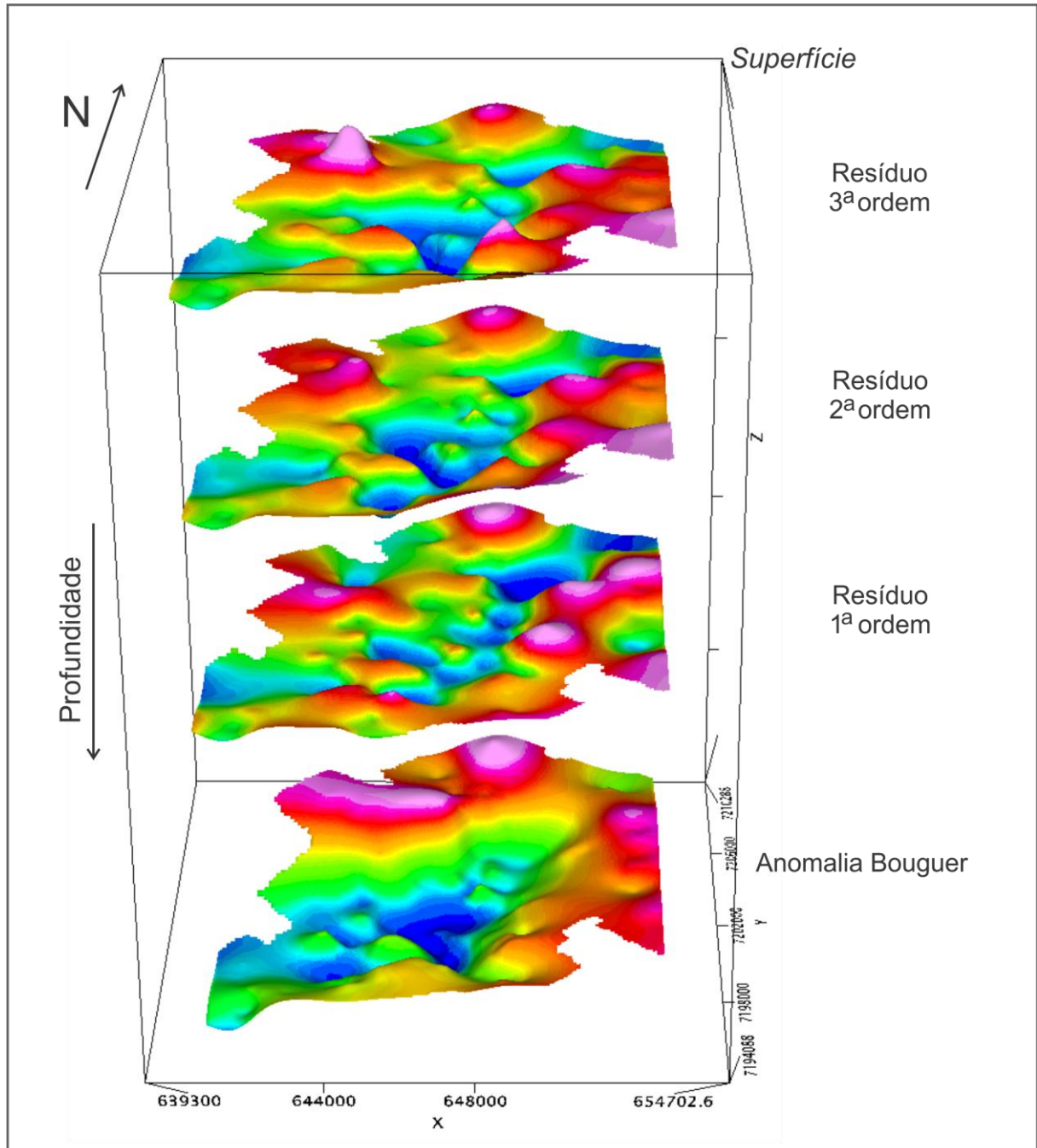


FIGURA 45 - Empilhamento esquemático dos mapas de anomalia Bouguer e residuais com realce para os baixos gravimétricos. Vista de Sul para Norte.

Os mapas apresentados indicam que a disposição elipsoide do Granito do Cerne em superfície é concordante com as zonas de cisalhamento regionais (Falhas

da Lancinha e Morro Agudo), o que é corroborado pela distribuição orientada de seus baixos gravimétricos em subsuperfície. É possível sugerir também, de forma preliminar, com os mapas de anomalia Bouguer e residuais (FIGURAS 45 e 46), que o Granito do Cerne apresenta um formato elipsoide, com a porção em maior profundidade localizada na parte SW do corpo, podendo representar as raízes do plúton.

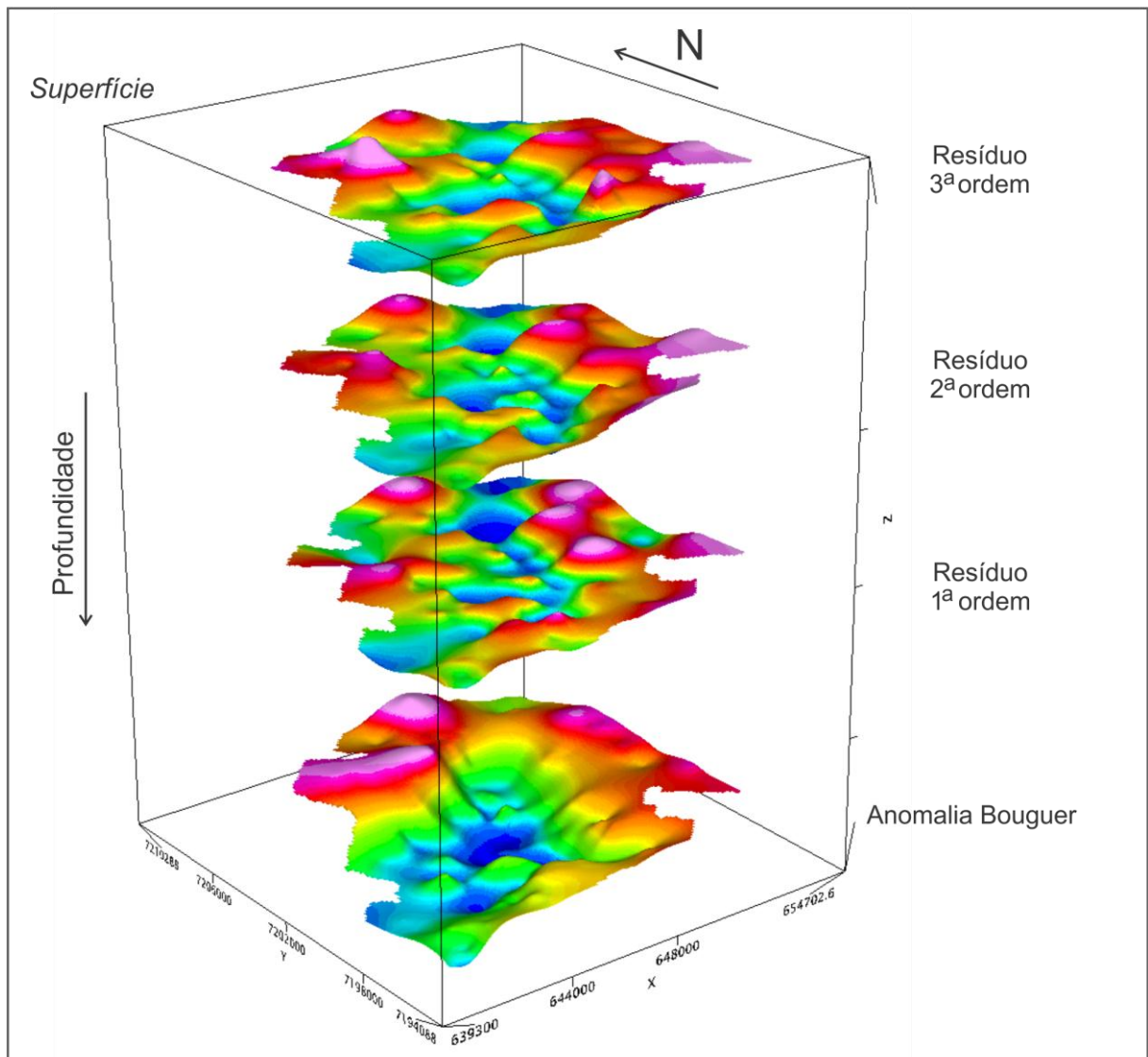


FIGURA 46 - Empilhamento esquemático dos mapas de anomalia Bouguer e residuais com realce para os baixos gravimétricos. Vista de Sudoeste para Nordeste.

7 DISCUSSÕES

Geologia Estrutural

As estruturas das rochas encaixantes são assim sumarizadas: a clivagem filítica, denominada de S_n , tem atitude N30-45E/subvertical e é atribuída ao Sistema de Cavalgamento Açungui de Fiori (1994).

Nos corpos graníticos e nos arredores se observa uma clivagem filítica (S_{n+1}) de atitude geral N30-70E/subvertical. A clivagem filítica é marcada principalmente pela cristalização de cristais de clorita. Nos planos de S_{n+1} há lineações de estiramento mineral com atitude N50/09 (N40E/75NW) na região do Granito Morro Grande, e nos arredores do Granito Varginha, lineação de estiramento N235/11 (N50E/78NW) e estrias N50/09 em plano de falha N50E/82NW. Essas estruturas sugerem movimentação transcorrente, logo pode-se supor que estas estruturas verticais sejam correspondentes às estruturas do STL, cujo *trend* principal é N50-70E e configuradas como fraturas Y por Fassbinder *et al.* (1994). Outras estruturas relacionadas também incluem: rochas filoníticas na região leste do Granito Piedade com atitude N55E/76SE; foliação N45E/87NW, próximo à Falha de Morro Agudo; fraturas com atitude em torno de N40-50E/subvertical nos granitos estudados.

A orientação de fenocristais de K-feldspato no Granito Morro Grande e cristais de K-feldspato em sienito no Granito Piedade circundados por cristais não orientados ou deformados sugere que essa orientação tenha se dado em estado magmático onde o fluxo do magma contendo cristais poderia orientar esses fenocristais, denotando assim uma origem magmática para a estrutura de trama magmática (PATERSON *et al.*, 1989). Da mesma forma, a orientação de biotita associada com cristais de quartzo não orientados, observada nos granitos Varginha e Cerne, também indica que esse tipo de estrutura (PATERSON *et al.*, 1989). Além disso, a estrutura isotrópica predominante pode indicar condições de baixa viscosidade e alta temperatura para esses magmas. Dessa forma, a predominância de estrutura isotrópica associada com estruturas locais de fluxo magmático sugere origem magmática para essas estruturas provavelmente a partir de um fluxo magmático.

Classificação e tipologia de rochas graníticas

Rochas graníticas apresentam grande diversidade devido à variedade de origens, fontes e processos evolutivos, colocação em diferentes níveis estruturais e sob diferentes regimes tectônicos e ambientes geotectônicos (BARBARIN, 1999).

A maioria dos ambientes geodinâmicos não é caracterizada por um tipo de granitoide, mas por uma associação de diversos tipos. É possível que alguns granitos compartilhem certas características de mais de um tipo e assim podem representar tipos transicionais formados em continuidade, envolvendo componentes crustais e mantélicos. Assim, existem três origens possíveis para os granitoides: origem crustal, origem mantélica e origem mista, a qual envolve componentes derivados de crosta e manto. O fato de magmas crustais e mantélicos terem assinaturas químicas distintas permite a distinção química (BARBARIN, 1999).

A classificação alfabética teve início com a proposta de Chappell e White (1974) para a subdivisão genética de granitos entre aquelas originadas a partir de protólitos sedimentares (tipo S) e aquelas originadas a partir de protólitos ígneos (tipo I). Os granitos do tipo A seriam aqueles ricos em feldspato alcalino, ricos em álcalis, de natureza anidra e anorogênicos (LOISELLE; WONES, 1979). Os granitoides derivados pela fusão de crosta oceânica subductada ou do manto sobreposto compreenderiam o tipo M (WHITE, 1979; PITCHER, 1987). Granitos de tipo I, mas relacionados ao soerguimento pós-colisional foram denominados de I Caledoniano (PITCHER, 1987).

A tipologia alfabética é baseada em dados geoquímicos, no entanto, granitoides de origem mista ou mantélica podem ter composições peraluminosas após extremo fracionamento de anfibólio, interação de voláteis ou assimilação de rochas pelíticas (BARBARIN, 1999). Um resumo sobre a classificação proposta por Pitcher (1987) pode ser observada abaixo (FIGURA 47).

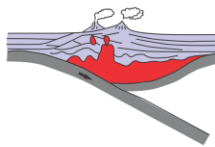
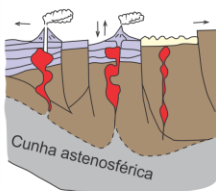
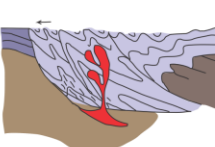
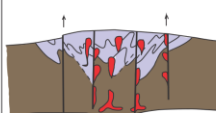
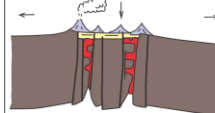
OROGENICO				ANOROGÊNICO
M	I	S	I	A
TIPO PACÍFICO OESTE Arco de Ilha Oceânico	TIPO ANDINO Arco continental	TIPO HERCINIANO Colisão continental oblíqua	TIPO I CALEDONIANO Soerguimento pós-colisional	TIPO NIGERIANO Rifte intraplaca
				
Associado a vulcanismo de arco de ilha Basaltos Metamorfismo de soterramento Grabros e granitoides tipo M em arcos maduros Plútons zonados pequenos Dobramento aberto Subducção oceano-oceano Plutonismo contínuo de curta duração Fusão parcial de crosta inferior metamorfisada e de derivação mantélica Magma quartzo-diorito quente, ? anidro Energia da subducção transferência de calor por magmas básicos	Arco continental marginal do tipo Andino, raramente em arcos de ilha Grande volume de andesitos Metamorfismo de soterramento Tonalito tipo-I, granodiorito com grabro Abertura - encurtamento mínimo Subducção oceano-continente Plutonismo de longa duração Fusão parcial de crosta inferior com derivação mantélica: contribuição crustal Magma tonalítico quente e anidro com ascensão até nível mais raso na crosta	Colisão continental oblíqua; zona de cisalhamento intracratônica Lavas ricas em SiO ₂ raras Metamorfismo regional de baixa pressão Migmatitos retrabalhados como granitos tipo S Encurtamento e espessamento Subducção continente-continente Reciclamento episódico Fusão parcial de material crustal reciclado por anatexia Massa granítica relativamente quente e hidratada Calor por espessamento tectônico de crosta radiogênica	Soerguimento pós-fechamento tipo Caledoniano Vulcanismo basáltico tipo platô Auréolas discordantes Biotita granito, dioritos e gabros Plútons discordantes Falhas tracionais, soerguimento Soerguimento pós-colisional Plutonismo de curta duração Fusão parcial de crosta inferior antiga com contribuição mantélica Magma quente e anidro com ascensão para vários níveis Descompressão adiabática, calor transferido por magma básico	Pós-orogênico ou anorogênico Lavas alcalinas, preenchimento de caldeiras Biotita granitos, granitos alcalinos e sienitos Associados a lavas alcalinas, em caldeiras Riftes Intracratônico ou rifte pós-orogênico Plutonismo de curta duração Fusão parcial de manto empobrecido ou crosta inferior exumada; condições anidras mas ricas em F e B Magma relativamente fluido, atingindo níveis epizonais com cristalização sub-sólida Descompressão a partir de trapa crustal profunda

FIGURA 47 - Tabela sintética de comparação entre os diferentes tipos de granitos. Adaptado de: Pitcher, 1987.

Após classificação de Pitcher (1987), surgiram diversos trabalhos (WHALEN *et al.*, 1987; EBY, 1992; BONIN, 2007) acrescentando novos dados e discussões acerca das implicações do sistema de classificação alfabética.

Classificação e tipologia dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne

A classificação dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne é baseada em critérios petrográficos, estruturais, geoquímicos, geocronológicos e isotópicos, estes dois últimos publicados por outros autores. Abaixo, tem-se tabela sintetizada com as principais características dos granitos estudados neste trabalho (TABELA 7).

TABELA 7 – Principais características dos granitos estudados.

	GRANITO VARGINHA	GRANITO MORRO GRANDE	GRANITO PIEDADE	GRANITO DO CERNE
MINERALOGIA	Quartzo, FK, plagioclásio, biotita, apatita, zircão, opacos, granada, titanita, turmalina, clorita, epidoto	Quartzo, FK, plagioclásio, biotita, hornblenda, opacos, apatita, zircão, titanita, turmalina, clorita,	Quartzo, FK, plagioclásio, biotita, hornblenda, opacos, apatita, titanita, clorita	Quartzo, FK, plagioclásio, biotita, opacos, apatita, zircão, titanita, clorita
TIPOS PETROGRÁFICOS	Sienogranitos, monzogranitos	Sienogranitos, monzogranitos	Sienogranitos, monzogranitos, quartzo-álcali-feldspato sienitos	Sienogranitos, granodioritos
SÉRIE MAGMÁTICA	crustal	crustal	Cálcio-álcalina alto K a peralcalina	crustal
ESTRUTURAS MAGMÁTICAS	Maciça FK: pertitas em chamas	Maciça Plag: zonamento	Trama magmática FK: coroas trocadas	Maciça
DEFORMAÇÃO	Qtz: extinção ondulante, subgrãos, novos grãos, contatos interdigitados	Qtz: extinção ondulante, subgrãos, novos grãos, contatos interdigitados	Qtz: extinção ondulante, subgrãos, novos grãos, contatos interdigitados	Qtz: extinção ondulante, subgrãos, novos grãos, contatos interdigitados FK: extinção ondulante
ALTERAÇÃO	Plag: sericitização, sobrecrecimento de muscovita	FK: sericitização, albitização Plag: sobrecrecimento de muscovita	FK: argilização	FK: sericitização
ALUMINA SATURAÇÃO	aluminoso	aluminoso	Metaluminoso, peralcalino a peraluminoso	aluminoso
FeOt/(FeOt+MgO)	0,81-0,94	0,76-0,83	0,72-0,88	0,70-0,90
Rb/Sr	1,21-11,13	0,32-2,60	0,13-7,23	0,15-0,19
Rb/Ba	0,38-12,07	0,06-0,63	0,03-0,63	~0,06

O Granito Varginha apresenta os maiores teores de SiO₂, caráter fracamente peraluminoso e pode ser classificado como cálcio-álcalino através de diversos diagramas (FROST *et al.*, 2001; PECCERILLO; TAYLOR, 1976; SYLVESTER, 1989) e como altamente fracionado (diagramas de: SYLVESTER, 1989; WHALEN *et al.*, 1987), diagramas já exibidos no capítulo de Litogeoquímica. No diagrama de Whalen *et al.* (1987) pode também ser classificado como do tipo I ou S. Apesar do padrão em gaivota exibido no diagrama de ETR e de classificação como de tipo A indicado pelo diagrama de Frost *et al.* (2001), a presença de granada e turmalina, o caráter fracamente peraluminoso e coríndon na norma CIPW, sugerem possível influência de fonte metassedimentar. Adicionalmente, embora seu caráter varie entre

metaluminoso e fracamente peraluminoso, granitos de tipo A podem ser formados a partir de fontes crustais ígneas de natureza cálcio-alcálica (PATIÑO DOUCE, 1997). O Granito Varginha também pode ser comparado aos granitos de tipo I cálcio-alcálicos (CHAPPELL; WHITE, 1974) o que, associado ao caráter fracamente peraluminoso, pode denotar uma origem metaígneia com possível contribuição metassedimentar para o Granito Varginha (BARBARIN, 1999).

Essa ambiguidade apresentada pelo Granito Varginha, de características de tipo A com aspectos de derivação metassedimentar pode indicar uma possível interpretação como tipo I Caledoniano, na concepção de Pitcher (1987). Assim poderia ser considerada a hipótese de fonte metaígneia com contribuição metassedimentar durante a formação do magma.

O Granito Morro Grande, de caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso, apresenta enriquecimento em ETR, principalmente nos ETR leves e em Zr, Nb e Y, além de uma proporção de ETR leves mais elevada, o que pode indicar classificação para o tipo A (COLLINS *et al.*, 1982; WHALEN *et al.*, 1987; PATIÑO DOUCE, 1997). O tipo A também é apontado para o Granito Morro Grande pelos diagramas de Frost *et al.* (2001) e Whalen *et al.* (1987), e configurando caráter alcálico nos diagramas de Sylvester (1989) e Frost *et al.* (2001). De acordo com a classificação de Eby (1992), o Granito Morro Grande pode ser considerado como de tipo A2 ou derivação crustal, podendo ter sido formado por fusão parcial de uma litosfera empobrecida, além disso, a ausência de termos máficos também indica tipo A crustal.

No Granito Piedade ocorre biotita granitos, granitos alcálicos e sienitos, associação que pode sugerir uma mistura de magmas crustal e mantélico, característica de granitos do tipo A (WHALEN *et al.*, 1987; PITCHER, 1987). O Granito Piedade exibe enriquecimento em ETR, principalmente nos ETR leves, e altos valores de Nb, Zr e Y, também indicando tipo A (WHALEN *et al.*, 1987; PATIÑO DOUCE, 1997). Através dos diagramas de Frost *et al.* (2001) e Sylvester (1989), o Granito Piedade pode ser classificado como alcálico. Além disso, alta proporção FeO/MgO (PATIÑO DOUCE, 1997) e mineralizações de Mo-W presentes no Granito Piedade (CHIODI FILHO *et al.*, 1987) parecem confirmar sua afinidade com as rochas do tipo A.

O Granito Piedade tem semelhanças com os granitos do campo A1 da classificação de Eby (1992), podendo representar diferenciados do manto com maior

ou menor grau de contaminação crustal (EBY, 1992), através da interação do manto com a base da crosta (*underplating*) (KERR; FRYER, 1993 *in* PATIÑO DOUCE, 1997).

No Granito do Cerne, o enriquecimento em ETR e a maior proporção de ETR leves em relação aos pesados pode indicar classificação de tipo A (COLLINS *et al.*, 1982). De acordo com os diagramas de Frost *et al.* (2001) e Sylvester (1989), podem ser classificados como alcalinos e nos diagramas de Frost *et al.* (2001) e Whalen *et al.* (1987) como de tipo A.

Para o Granito do Cerne, as idades Sm-Nd T_{DM} entre 2,0 e 2,2 Ga e valores de ϵNd entre -14 e -16 apontam para fontes crustais (reciclagem) com longo tempo de residência crustal (CURY, 2003). Adicionalmente, esses valores podem ser comparados com idades Sm-Nd T_{DM} do Complexo Atuba, o qual é constituído por gnaisses e migmatitos de idade arqueana, que sofreram migmatização e acreção de material juvenil no Paleoproterozoico ($T_{DM} = 2,3-1,9$ Ga) (SATO *et al.*, 2003). Dessa forma, considerando a Microplaca Curitiba como parte do embasamento do Grupo Açungui, o Complexo Atuba poderia representar uma possível fonte de material crustal metaígneo para o Granito do Cerne.

Whalen *et al.* (1987) acreditam que os fatores que controlam a gênese de granitos do tipo A incluem: fonte crustal anidra; fonte de calor elevado para fundir parcialmente a crosta; e um conduto de ascensão do magma para níveis epizonais. Estas condições podem existir em rifte intracratônico, em contexto de zonas transcorrentes pós-colisionais e em locais de alívio de tensão pós-colisional. Segundo Patiño Douce (1997) granitos de tipo A metaluminosos a fracamente peraluminosos são gerados pela fusão parcial de fontes metaígneas cálcio-alcalinas.

Assumindo essas premissas, é possível elaborar uma hipótese para a formação de granitos tanto do tipo A como I Caledonianos em ambientes pós-colisionais, associados a falhas transcorrentes.

No caso de uma falha profunda como a Falha da Lancinha (FIORI, 1985a), a mesma poderia atuar como conduto para um magma gerado por decompressão adiabática do topo do manto e da base da crosta, gerando magmas crustais e mesmo de natureza mista. Outra possibilidade seria a contaminação de magmas mantélicos pelas rochas encaixantes metassedimentares durante a ascensão de magmas de alguns dos corpos estudados.

A possível relação entre a colocação dos granitos estudados com falhas transcorrentes (Falha de Morro Agudo e Lancinha) pode parecer um pouco controversa considerando que estes corpos têm afinidades com granitos do tipo A, muitos dos quais são atribuídos a ambiente de rifte intra-placa. No entanto, diversos trabalhos (WHALEN *et al.*, 1987; COBBING, 1996; BARBARIN, 1999) têm demonstrado que o alojamento de granitos do tipo A pode se dar ao longo de grandes falhas normais e transcorrentes, ou relacionadas à transtração após transpressão, não necessariamente relacionadas a riftes intracratônicos.

Considerando a discussão acima, é possível classificar o Granito Varginha com sendo do tipo I Caledoniano. O Granito Piedade tem afinidades com o tipo A, possivelmente com alguma contribuição mantélica. Os granitos Morro Grande e do Cerne apontam para tipo A de natureza crustal.

Colocação

Diversos autores reconhecem que estruturas tectônicas têm papel importante na colocação de plútons, incluindo a criação de espaços de acomodação, contribuição para a ascensão de magmas ou controlando a geometria dos plútons (HUTTON; REAVY, 1992; BROWN; SOLAR, 1999; VIGNERESSE *et al.*, 1999).

Os granitos em estudo possuem forma alongada concordante com as estruturas do Sistema de Transcorrência Lancinha, formas atribuídas a uma fase de deformação concomitante à colocação dos granitos (FIORI, 1985b).

Granitos sintectônicos, sobretudo aqueles de menor dimensão e cuja colocação é controlada por estruturas transcorrentes podem mostrar deformação dúctil proeminente e penetrativa na escala do corpo (HOLLISTER; CRAWFORD, 1986 *in* VIGNERESSE, 1995; GAPAIS, 1989). No caso dos granitos em estudo, embora apresentem formato alongado, em escala de campo, os mesmos se mostram isotrópicos, portanto não indicando deformação dúctil. Associado à estrutura isotrópica dominante supõe-se que os granitos em estudo poderiam ter sido intrudidos em uma situação extensional ou transtracional, possivelmente relacionada a um contexto pós-colisional.

Considerando sistemas transcorrentes como sistemas complexos de falhas com padrão entrelaçado e irregular ou compostos por segmentos descontínuos que se juntam e se separam formando uma série de fatias (HUTTON; REAVY, 1992;

PIRAJNO, 2010), uma hipótese seria a colocação dos magmas por meio do preenchimento do espaço criado pela abertura controlada por estruturas transtrativas ou alternativamente controlada por campos de tensão em posição de *tension gashes* relacionadas ao sistema transcorrente (PONS *et al.* 1995; VIGNERESSE, 1995; KIM *et al.*, 2004; PIRAJNO, 2010; CALTABELOTI, 2011). Kim *et al.* (2004) descrevem estruturas relacionadas a zonas de dano associadas a falhas. Numa situação entre duas falhas transcorrentes, pode haver a geração de uma zona de dano onde surgiriam estruturas não necessariamente balizadas por falhas transcorrentes secundárias, mas estruturas extensionais como do tipo *pull-apart* ou mesmo *tension gashes*, como mencionado acima (FIGURA 48).

Assim, nestes casos, os plútons teriam seus limites controlados pelos espaços abertos no sistema transcorrente, sendo pouco afetados por deformação dúctil no momento de alojamento, quando os magmas graníticos poderiam se alojar nos sítios transtrativos na posição de fraturas T, *tension gashes* ou *pull-apart* (FIGURA 48).

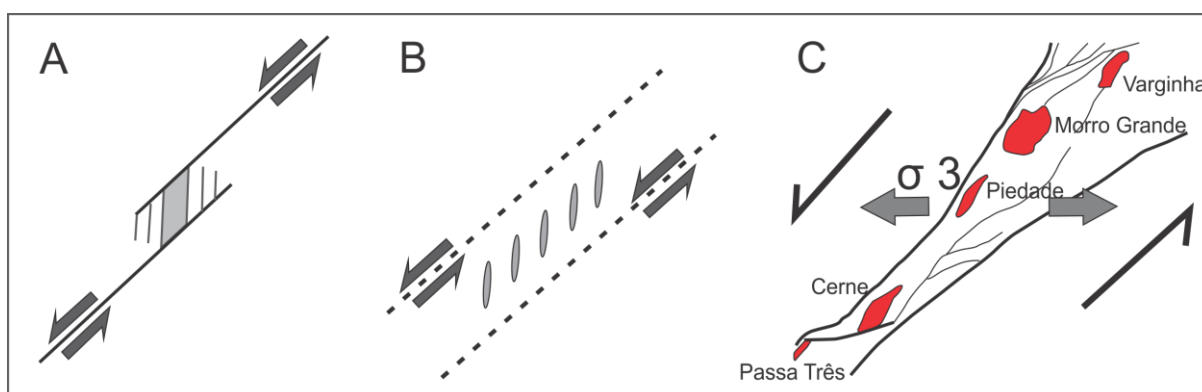


FIGURA 48 - Estruturas extensionais (transtração) com abertura de espaço em zona de dano entre falhas transcorrentes propostas por Kim *et al.* (2004). A) Estrutura de *pull-apart*; B) Estruturas de *tension gashes*; C) Figura dos granitos entre as falhas de Morro Agudo e Lancinha em comparação com os modelos de Kim *et al.* (2004). Figuras A e B adaptadas de Kim *et al.* (2004).

Esse modelo de deformação é compatível com a cinemática sinistral do sistema, atribuída por alguns autores como de idade mesoproterozoica, até mesmo paleoproterozoica. No entanto, Soares (1985 *in* CHIODI FILHO *et al.*, 1987) cita a ocorrência de movimentação sinistral de regime transtrativo na Falha da Lancinha após a orogênese.

Adicionalmente, alguns autores (SIGA JUNIOR, 1995; PRAZERES FILHO, 2000) sugerem uma possível fase de alívio pós-colisional, até fase extensional

(ALMEIDA *et al.*, 2010), após o evento orogênico, associado ao alojamento de plútons graníticos, principalmente de tipo A.

Dessa forma, em situação de alívio de tensão pós-colisional, poderia haver a abertura de espaços paralelos às estruturas colisionais regionais devido à inversão dos vetores do campo de tensão e, com magma disponível, então esses espaços poderiam ser preenchidos pelos plútons graníticos. Esse contexto de alívio pós-colisional associado ao regime transtraccional sinistral das falhas transcorrentes pode ser comparado aos ambientes geotectônicos relacionados aos granitos de tipo A. Além disso, condições de temperaturas elevadas e baixas viscosidades, características esperadas para esse tipo de magma, poderiam ter controlado a ascensão dos magmas até níveis crustais mais rasos, aproveitando-se de anisotropias estruturais.

Esse modelo seria compatível com a classificação de granitos pós-colisionais (PEARCE *et al.*, 1996) para os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, classificados como de tipo A e apresentando idades entre 570 e 560 Ma. Além disso, o aumento da temperatura poderia ter fragilizado a litosfera, causando deformação extensional e reativação de estruturas transcorrentes (ALMEIDA *et al.*, 2010), facilitando a colocação dos granitos.

Adicionalmente, bandas de cisalhamento rúptil-dúctil de atitude N50E associadas à Falha da Lancinha afetam os granitos em pauta, indicando movimentação do STL quando o granito já mostrava comportamento sólido. No Granito do Cerne, apófise de granito cortada pelas estruturas de alto ângulo, assim como estruturas miloníticas localizadas descritas nos quatro plútons relacionadas ao STL sugerem que o cisalhamento seja posterior à intrusão do granito e tenha caráter dextral. No Granito do Cerne, a existência de milonitos nos limites NW, conforme citado por Cury (2003) indica que esse corpo também teria sofrido deformação dúctil-rúptil. Além disso, considerando a Falha do Cerne como componente do STL, seria mais um indicativo de que o STL esteve ativo após a colocação dos granitos em 528 Ma (PICANÇO, 2000).

Em contrapartida, também é observado dique granítico do Granito Varginha cortando foliação S_{n+1} (N45E/52SE) de caráter transcorrente. Dessa forma, pode-se supor que o STL esteve ativo antes da intrusão dos plútons, com caráter sinistral, e após a cristalização dos granitos, com caráter dextral, afetando-os.

Assim, pode-se sugerir a hipótese de colocação dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne em sítios transtrativos locais, como estruturas do tipo *tension gashes* ou fraturas T, relacionados à atividade sinistral do STL, possivelmente contemporânea a um contexto de alívio pós-colisional, onde os magmas poderiam ter aproveitado a situação de abertura e ascender pelas estruturas já pré-existentes do STL, e que ao se alojar afetaram estruturas formadas anteriormente pelo STL. Após a cristalização, os corpos teriam sido afetados por uma reativação dextral do sistema.

Deformação

Nos granitos estudados predominam rochas de estrutura isotrópica. Deformação dúctil-rúptil se verifica apenas ao longo de bandas milimétricas de cisalhamento e, muito localmente, nota-se incipiente orientação preferencial de cristais de biotita e de fenocristais de FK que marca estrutura de fluxo magmático, geralmente observada nas bordas de alguns corpos.

Ao microscópio, os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne apresentam cristais de quartzo com extinção ondulante, subgrãos e, secundariamente, novos grãos. Essas feições podem tanto sugerir estágio final de cristalização como deformação pós-cristalização do plúton.

Embora os plútons apresentem formato elipsoide, as feições de deformação intracristalina e a estrutura de fluxo magmático moderada, como observado no Granito Piedade, sugerem que esses plútons não teriam sofrido deformação em estado magmático.

A presença de feições relacionadas à deformação intracristalina nos granitos estudados e de bandas miloníticas e falhas relacionadas ao STL sugere que o Sistema de Transcorrência Lancinha teria sido reativado de forma dextral após a colocação dos granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne, ou seja, após 560 Ma, o que concorda com a datação de 534 Ma para a Falha da Lancinha (BASEI, *cv in* FALEIROS, 2008). No entanto, a formação de bandas miloníticas localizadas indicam que a deformação não foi muito intensa, não havendo condições de formação de estruturas gnáissicas. Talvez a intrusão desses granitos coincida com a fase final de atividade do STL.

Em síntese ressalta-se que embora a colocação dos granitos estudados possa ter ocorrido em sítios transtrativos, eles não teriam sido envolvidos na deformação transcorrente dúctil atuante nas falhas da Lancinha e Morro Agudo, onde possivelmente o magma em ascensão teria se moldado ao espaço disponível (sítios transtrativos). O fato de feições cataclásticas, miloníticas até texturas gnáissicas, muito comum em granitos sintectônicos (PIRAJNO, 2010), não terem sido observadas nos granitos estudados corrobora a hipótese de que esses granitos não teriam sofrido deformação em estado magmático.

Adicionalmente, a predominância de rochas isotrópicas com raras estruturas de fluxo em magmas do tipo A, que seriam provavelmente mais quentes e menos viscosos favoreceria a formação de foliação, o que numa situação de transpressão, contribuiria para uma deformação mais pronunciada e estruturas magmáticas afetadas pela tensão regional, o que não foi observado nos granitos estudados, concordando com a hipótese de colocação em regiões de transtração.

Evolução tectônica

A granitogênese no Pré-Cambriano paranaense teria começado com o fechamento do Oceano Adamastor e consequente consumo da placa oceânica rumo ao Bloco Parapanema a Noroeste (PRAZERES FILHO, 2000). Segundo o mesmo autor, esse evento seria o responsável por um grande período de encurtamento crustal e alojamento do Complexo Três Córregos entre 635 e 599 Ma, seguido da migração do processo magmático culminando na geração de um extensivo magmatismo granítico de alto K em 590 Ma, representado pelo Complexo Granítico Cunhaporanga.

O fechamento completo do oceano existente entre os terrenos Luís Alves e Paraná e consequente colisão teria se dado anteriormente ao período de 620 a 600 Ma, período relacionado aos processos tectônicos tardios associados a resfriamento envolvendo o Domínio Curitiba (SIGA JUNIOR, 1995).

O estágio pós-colisional teria início a partir de 590 Ma com a geração de vários *stocks* graníticos de tipologia A (Capão Bonito, Correias, Sguário, Carambeí) a partir de fontes crustais antigas ($\epsilon_{Nd} = -14$ a -16) e com cristalização em profundidades rasas em relação aos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos (PRAZERES FILHO, 2000).

No período de 600 a 540 Ma também ocorreria vulcanismo associado a Bacia de Castro (540 Ma), onde rochas vulcânicas e subvulcânicas principalmente de composição riolítica também têm sido interpretadas como de caráter pós-colisional (PRAZERES FILHO, 2000; ALMEIDA *et al.*, 2010; SIGA JUNIOR, 1995).

A contemporaneidade entre o surgimento de bacias (p.e.: Campo Alegre, Guaratubinha, Corupá e Castro) com vulcanismo básico a ácido e a expressiva granitogênese de natureza alcalina a peralcalina de tipo A foi atribuída a um possível regime tectônico distensivo originado pelos ajustes crustais às condições de maior estabilidade entre 600 e 530 Ma, após o espessamento produzido pela tectônica colisional da Orogenia Pan-Africana-Brasiliana (SIGA JUNIOR, 1995; ALMEIDA *et al.*, 2010), resultando em adelgaçamento crustal e que envolveria o Domínio Curitiba e parte do Domínio Luís Alves (SIGA JUNIOR, 1995).

A reativação de zonas de falhas transcorrentes relacionadas à orogênese, em fase de transição entre um regime transpressional para um regime transtraccional no STL (CHIODI FILHO *et al.*, 1987) pode ter sido seguido de atividade magmática (WINDLEY *et al.*, 2007; CHARVET *et al.*, 2007; GAO *et al.*, 2009 *in* PIRAJNO, 2010), onde mesmo num possível contexto de alívio extensional pós-colisional, as falhas regionais poderiam contribuir como condutos para a ascensão de magmas (HUTTON; REAVY, 1992; BONIN *et al.*, 1998 *in* PIRAJNO, 2010), sendo comum a intrusão de plútons alcalinos, peralcalinos e graníticos (PIRAJNO, 2010).

Assim, os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne poderiam ter sido gerados na fase pós-colisional do fechamento da Bacia Açungui e, com uma fase transtraccional do STL envolvendo falhas profundas (FIORI, 1985a), associada a uma situação de alívio pós-colisional, os magmas poderiam ascender para níveis mais rasos na crosta através dessas falhas e se alojar em sítios transtrativos (FIGURA 49).

De acordo com Barbarin (1999), granitoides metaluminosos ricos em K a fracamente peraluminosos podem ocorrer em períodos de relaxamento ou durante a transição entre um regime compressional para um regime traccional, podendo ser considerados pós-colisionais. Assim, a colocação dos granitos Varginha de idade 603 ± 23 Ma (BASEI *et al.*, 2003), Morro Grande com idade de 564 ± 4 Ma (PRAZERES FILHO, 2000), o Granito Piedade e o Granito do Cerne com idade de 569 ± 32 Ma (PRAZERES FILHO, 2000) e 557 ± 2 Ma (CURY, 2003) poderia estar

relacionada a uma fase sinistral transtraccional do STL, contemporânea a um alívio de tensão pós-colisional.

Após a fase de alívio extensional, os granitos já cristalizados seriam afetados por uma reativação das falhas regionais do STL de cinemática dextral (FIGURA 49), gerando as estruturas miloníticas localizadas, concordando com um período de atividade entre 537 ± 11 a 501 ± 14 Ma (BASEI, *cv in* CURY, 2003). Com características químicas e isotópicas semelhantes, o Granito Passa Três poderia representar uma porção cortada do Granito do Cerne pela Falha do Cerne, a qual pode estar associada com a fase de reativação dextral do STL após o alojamento dos granitos. De acordo com Picanço (2000), a Falha do Cerne é datada em 528 ± 10 Ma (K-Ar em sericita na zona de falha), coerente com o período de atuação da Falha da Lancinha.

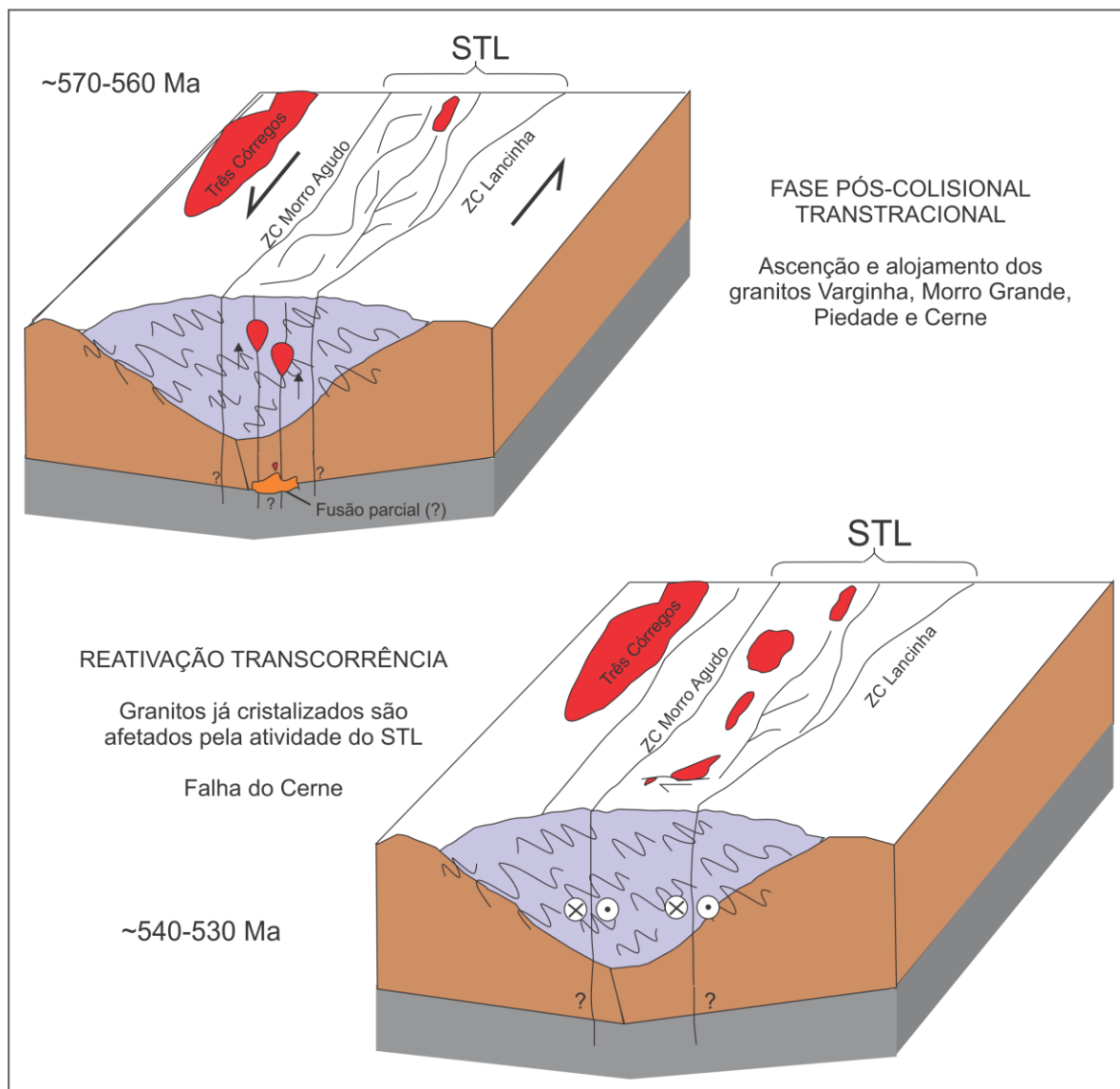


FIGURA 49 - Figura esquemática de alojamento dos granitos estudados em contexto tectônico.

8 CONCLUSÕES

Os granitos Morro Grande, Piedade e Cerne apresentam tendência alcalina e podem ser classificados como tipo A, havendo maior contribuição crustal para os granitos Morro Grande e Cerne. O Granito Varginha apresenta tendência para tipo I Caledoniano.

A origem dos magmas pode estar relacionada ao contexto de falhas profundas, sendo possível o envolvimento de componentes crustais metaígneos, podendo ocorrer também fontes mistas e mistura de magmas, onde é possível que o Granito Piedade apresente envolvimento de magma mantélico e o Granito Varginha de contribuição metassedimentar.

Através do levantamento gravimétrico, pode-se concluir que o Granito do Cerne apresenta formato elipsoide também em subsuperfície, concordando com seu formato em superfície.

Os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne não são deformados ductilmente, sendo a deformação intracristalina muito incipiente e atribuída aos estágios finais de cristalização, ou ainda à deformação após a cristalização.

Reconhece-se que o Sistema de Transcorrência Lancinha esteve ativo antes da colocação dos granitos, e com movimentação sinistral associada a um contexto transtracional, os granitos podem ter sido colocados em um sistema ativo em sítios transtrativos, não sendo afetados por deformação em estado dúctil.

A reativação do STL, posterior à intrusão dos granitos, causou a deformação dúctil-rúptil de alguns granitos, a exemplo da parte sul do Granito do Cerne (Falha do Cerne). Dados Ar-Ar em muscovita apontando a idade de 528 Ma, disponíveis na bibliografia, são interpretados como o resultado desta reativação dextral.

Portanto, os granitos Varginha, Morro Grande, Piedade e Cerne podem ser considerados como sin a tardi-tectônicos em relação a uma fase sinistral do STL, mas não sendo deformados pelo mesmo.

REFERÊNCIAS

- ALMEIDA, F.F.M. *Collenia Itapevensis* sp.n. – um fóssil precambriano do Estado de São Paulo. **Boletim Geologia**, Faculdade de Filosofia, Letras e Ciências, USP, São Paulo, v. 45, n. 1, p. 89-106, 1944.
- ALMEIDA, F.F.M. de; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B. de; FUCK, R.A. Brazilian Structural provinces: An Introduction. **Earth Sciences Reviews**, Amsterdam, v. 17, p. 1-29, 1981.
- ALMEIDA, R.P.; JANIKIAN, L.; FRAGOSO-CESAR, A.R.S.; FAMBRINI, G.L. The Ediacaran to Cambrian Rift System of Southeastern South America: Tectonic implications. **The Journal of Geology**, v. 118, p. 145-161, 2010.
- AMÉGLIO, L.; VIGNERESSE, J.L. Geophysical imaging of the shape of granitic intrusions at depth: a review. In: CASTRO, A.; FERNANDEZ, C.; VIGNERESSE, J.L. (Eds.) **Understanding granites: Integrating new and classical techniques**, Geological Society, London, Special Publications, v. 168, p. 39-54.
- ARANGUREN, A.; TUBIA, J.M.; BOUCHEZ, J.L.; VIGNERESSE, J.L. The Guitiriz granite, Variscan belt of northern Spain: extension-controlled emplacement of magma during tectonic scape. **Earth and Planetary Science Letters**, n. 139, p. 165-176, 1996.
- BARBARIN, B. A review of the relationships between granitoids types, their origins and their geodynamic environments. **Lithos**, v. 46, p. 605-626, 1999.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; KAULFUSS, G. A.; CORDEIRO, H.; NUTMAN, A.; SATO, K.; CURY, L. F.; PRAZERES FILHO, H. J.; PASSARELLI, C. R.; HARARA, O. M.M.; REIS NETO, J. M. Geochronology and isotope geology of Votuverava and Perau mesoproterozoic basins, Southern Ribeira Belt, Brazil. In: IV South American Symposium on isotope geology – SSAGI, 4., 2003. **Anais...** Salvador: v. 2, p. 501-504, 2003.
- BIGARELLA, J.J. Estudos preliminares na série Açungui I – Brecha calcárea de Toquinhas. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, p. 41-61, 1947.
- _____. Estudos preliminares da série Açungui – II Rochas calcáreas. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 3, p. 201-354, 1948.
- _____. Estudos preliminares da série Açungui. III – Rochas calcáreas da faixa central e sua classificação. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 8, art. 22, p. 473-502, 1953.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui, Estado do Paraná. **Boletim Paulista de Geografia**, v.29, p. 3-19, 1958a.
- _____. Estudos preliminares da série Açungui. VI – Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 11, art. 10, p. 197-205, 1965.

_____. Estudos preliminares na Série Açungui VII: Algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, p. 11-197, 1956.

_____. Estudos preliminares na série Açungui. VIII – A formação Votuverava. **Boletim do Instituto de História Natural – Geologia**, Curitiba, n. 2, 1958b.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. (Editores) Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, n. 23-25, 1967.

BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; SOBANSKI, A.; HARTKOPF, C.C. Estudos preliminares da série Açungui. IV – Conglomerado do Cerne. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 10, Art.10, p. 245-251, 1955.

BONIN, B. A-type granites and related rocks: Evolution of a concept, problems and prospects. **Lithos**, v. 97, p. 1-29, 2007.

BROWN M.; SOLAR, G.S. The mechanism of ascent and emplacement of granite magma during transpression: a syntectonic granite paradigm. **Tectonophysics**, n. 312, p. 1-33, 1999.

CALTABELOTI, F.P. **Alojamento e deformação de plútons graníticos da extremidade nordeste da Suíte Intrusiva Cunhaporanga (Domínio Apiaí - Faixa Ribeira, PR)**. 98 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2011.

CAMPANHA, G. A. C.; SADOWSKI, G. R. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). **Precambrian Research**, v. 98, p. 31-51, 1999.

CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. The Rio Doce Orogeny, Southeastern Brazil. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 8, n. 2, p. 143-162, 1995.

CARVALHO, P.F.; PINTO, E.A. **Reconhecimento geológico na Série Açungui**. Rio de Janeiro: DNPM - Divisão de Geologia e Mineralogia, Boletim 71, 1937.

CASTRO, L.G. de. **Modelo gravimétrico-magnético do gráben de Paranaguá - PR**. Dissertação (Mestrado), Programa de Pós-Graduação em Geologia, Universidade Federal do Paraná, Curitiba, 2007.

CHAPPELL, B.W.; WHITE, A.J.R. Two contrasting granite types. **Pacific Geology**, v. 8, p.173-174, 1974.

CHIODI FILHO, C.; MORETZSHON, J. S.; SANTOS, J. F. dos; SOARES, P. C. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha - Vale do Ribeira - Paraná. In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Balneário Camboriú. **Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro De Geologia**, v. 2, 1987, p. 515-542.

COBBING, J. Granites – an overview. **Episodes**, v.19, n.4, 1996.

COLLINS, W.J.; BEAMS, S.D.; WHITE, A.J.R.; CHAPPELL, B.W. Nature and origin of A-Type granites with particular reference to Southeastern Australia. **Contributions to mineralogy and petrology**, v. 80, p. 189-200, 1982.

CURY, L. F. **Geocronologia e litogeoquímica dos stocks graníticos da porção sudeste da Faixa Apiaí, Estado do Paraná**. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2003.

CURY, F.C.; KAULFUSS, G.A.; SIGA JR., O.; BASEI, M.A.S.; HARARA, O.M.; SATO, K. Idades U-Pb (Zircões) de 1.75 Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, São Paulo, v. 2, p. 95-108, 2002.

CURY, L.F.; SIGA JR., O.; HARARA, O.M.M.; PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S. Aspectos tectônicos das intrusões dos Granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, Sudeste do Pré-Cambriano Paranaense. Estudo baseado em datações ^{39}Ar - ^{40}Ar em micas. **Revista do Instituto de Geociências - USP**, São Paulo, v. 8, n. 1, p. 87-104, 2008.

DAVIS, H. G. **Structural Geology of Rocks and Regions**. New York: John Wiley & Sons, 1984.

DERBY, O. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná no Brasil. **Archivos Museu Nacional**, Rio de Janeiro, n. 3, p. 89-96, 1878.

EBY, G. N. Chemical subdivisioan of the A-type granitoids: Petrogenetic and tectonic implications. **Geology**, v.20, p. 641-644, 1992.

FALEIROS, F.M. **Evolução de terrenos tectono-metamórficos da Serrania do Ribeira e Planalto Alto-Turvo (SP, PR)**. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2008.

FASSBINDER, E. **A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense**. 207 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1996.

FASSBINDER, E.; SADOWSKI, G.R.; FIORI, A.P. Modelo de Riedel aplicado no Lineamento Lancinha, no Estado do Paraná. **Boletim Paranaense de Geociências**, n. 42, p. 173-184, 1994.

FIORI, A.P. A Falha da Lancinha no Pré-Cambriano paranaense: reflexo de uma falha profunda?. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 36, p. 03-14, 1985a.

_____. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação dúctil de alguns granitos paranaenses. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 36, p. 31-40, 1985b.

_____. Evolução geológica da Bacia Açungui. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 42, p. 7-27, 1994.

_____. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui – PR. **Boletim do Instituto de Geociências – USP**, São Paulo, v. 23, p. 55-74, 1992.

FIORI, A.P.; FASSBINDER, E.; GÓIS, J.R.; FUMAGALLI, C.E. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú. **Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 1. 1987a, p. 183-196.

FIORI, A.P.; FUMAGALLI, C.E.; GÓIS, J.R. de; SALAMUNI, E. As principais estruturas dobradas do Grupo Açungui na região de Rio Branco – Bocaiúva do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú, **Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 1. 1987b, p. 281-301.

FIORI, A. P. (Coord.); CAMARGO, E. C. *et al.* **Geologia do Grupo Açungui na região de Bateias – Bocaiúva do Sul**. Curitiba: Convênio UFPR/MINEROPAR, 1989.

FIORI, A.P.; CAMARGO, E.C.; MONASTIER, M.S.; LIMA, R.E. de. **Lineamentos tectônicos e possíveis mineralizações associadas ao Pré-Cambriano Paranaense**. Curitiba: Convênio UFPR/MINEROPAR, 2 v., v.1, 1984.

FIORI, A.P. (Coord.); TREIN, E.; CAMARGO, E.C. *et al.* **Estudos geológicos integrados do Pré-Cambriano Paranaense**. Curitiba: Convênio UFPR/MINEROPAR, 1985.

FIORI, A.P.; SALAMUNI, E.; FASSBINDER, E. Geologia da região de Bateias – Bocaiúva do Sul. In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, Balneário Camboriú, **Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 2. 1987c, p. 773-787.

FRAGOSO CESAR, A.R.S. As placas brasileiras do sul e sudeste da Plataforma Sul-Americana. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 4., 1993, Belo Horizonte. **Atas**. Belo Horizonte: SBG, 1993.

FROST, B.R.; BARNES, C.G.; COLLINS, W.J.; ARCULUS, R.J.; ELLIS, D.J.; FROST, C.D. A geochemical classification for granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 42, n. 11, p. 2033-2048, 2001.

FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. In: BIGARELLA J.J., SALAMUNI R., PINTO V.M. (Editores) **Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná**. Curitiba: Boletim Paranaense de Geociências, n. 23-25, 1967.

GAPAI, D. Shear structures within deformed granites: Mechanical and thermal indicators. **Geology**, v. 17, p. 1144-1147, 1989.

GIMENEZ FILHO, A.G.; JANASI, V.A.; CAMPANHA, G.A.C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI JR., L.E. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the Eastern portion of the Três Córregos Batolith Ribeira Fold Belt, São Paulo, Brazil. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 30, n. 1, p. 45-50, 2000.

GIMENEZ FILHO, A.; TEIXEIRA, W.; FIGUEIREDO, M.C.H.; TREVIZOLI JR., L. Geologia, petrografia e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. **Revista Brasileira de Geociências**, São Paulo, v. 25, n. 2, p. 92-106, 1995.

HUTTON, D.H.W.; REAVY, R.J. Strike-slip tectonics and granite petrogenesis. **Tectonics**, v. 11, n. 5, p. 960-967, 1992.

HEILBRON, M.; PEDROSA-SOARES, A.C.; CAMPOS NETO, M. da C.; SILVA, L.C. da; TROUW, R.A.J.; JANASI, V. de A. Província Mantiqueira. In: MANTESSO-NETO, V. *et al.* (Organizadores). **Geologia do continente sul-americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida**. São Paulo: Deca, p. 203-234, 2004.

JANASI, V. A.; LEITE, R. J.; VAN SCHMUS, W. R. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatism in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. **Journal of South American Earth Sciences**, v. 14, p. 363-376, 2001.

JANOUSEK, V.; FARROW, C.; ERBAN, V. **Geochemical data toolkit for Windows**. Software CGDkit. Versão 2.3. 2008.

KAULFUSS, G.A. **Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba-PR**. 115 f. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2001.

KEARY, P.; BROOKS, M.; HILL, I. **An introduction to geophysical exploration**. 3a edição. Grã Bretanha: Blackwell Science, 2002.

KIM, Y.S.; PEACOCK, D.C.P.; SANDERSON, D.J. Fault damage zones. **Journal of Structural Geology**, v. 26, p. 503-517, 2004.

LAMEYRE, J.; BOWDEN, P. Plutonic rock type series: discrimination of various granitoid series and related rocks. **Journal Volcanology and Geothermal Research**, v. 14, p. 169-186, 1982

LE MAITRE, R. W. **Igneous Rocks: a classification and glossary of terms**. Recommendations of the International Union of Geological Sciences Subcommission on the Systematics of the Igneous Rocks. Nova York: Cambridge University Press, 2004.

LOISELLE, M.C.; WONES, D.R. Characteristics and origin of anorogenic granites. Geological Society of America, **Abstract Programs**, n. 11, p. 468, 1979.

MAACK, R. Breves notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. **Arquivos de Biologia e Tecnologia**, Curitiba, v. 2, p. 63-154, 1947.

MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. Tectonic discrimination of granitoids. Geological Society of America, **Bulletin**, n. 101, v. 5, p. 635-643, 1989.

MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. O Grupo Açungui no Estado do Paraná. In: BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R.; PINTO, V.M. (Editores). **Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná**. Curitiba: Boletim Paranaense de Geociências, n. 23- 25, 1967.

MCCAFFREY, K.J.W.; PETFORD, N. Are granitic intrusions scale invariant? **Journal of the Geological Society**, London, v. 154, p. 1-4, 1997.

MINEROPAR S.A. **Mapa Geológico do Estado do Paraná**. Escala 1:250.000. Curitiba: Mineropar, 2006.

MURATORI, A. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. **Boletim Paranaense de Geociências**, Curitiba, v. 21, p.1-28, 1966.

NAKAMURA, N. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. **Geochimica et Cosmochimica Acta**, v. 38, p. 757-775, 1974.

OLIVEIRA, E.P. Geologia e recursos minerais do Estado do Paraná. Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, Monografia 6, 178 p., 1927.

_____. Mapa geológico do Estado do Paraná (escala 1 : 1.000.000). Rio de Janeiro: Serviço Geológico e Mineralógico do Brasil, 1925.

PATERSON, S.R.; VERNON, R.H.; TOBISCH, O.T. A review of criteria for the identification of magmatic and tectonic foliations in granitoids. **Journal of Structural Geology**, v. 11, n. 3, p. 349-363, 1989.

PATIÑO DOUCE, A.E. Generation of metaluminous A-type granites by low-pressure melting of calc-alkaline granitoids. **Geology**, v. 25, n. 8, p. 743-746, 1997.

PEARCE, J.A. Source and settings of granitic rocks. **Episodes**, n. 19, v. 4, p. 120-125, 1996.

PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. **Journal of Petrology**, v. 25, n. 4, p. 956-983, 1984.

PECCERILLO, A.; TAYLOR, S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu Area, Northern Turkey. **Contributions to Mineralogy and Petrology**, v. 58, p. 63-81, 1976.

PEREIRA, R.M.; ÁVILA, C.A. Distribuição do estanho e metais raros (Ta, Nb, W, Zr, Hf, Li) na região sudeste e parte da região sul do Brasil relacionadas à metalogenia granítica. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 44., 2004, Araxá. Araxá: **Boletim de Resumos**, 2004.

PERROTTA, M.M. *et al.* Folha Curitiba SG-22. In: ABRAM, M.B. *et al.* (Editores). **Carta Geológica do Brasil ao Milionésimo**, Sistema de Informações Geográficas. Programa Geologia do Brasil. Brasília: CPRM, 2004. CD-ROM.

PICANÇO, J. L. **Composição isotópica e processos hidrotermais associados aos veios auríferos do maciço granítico Passa Três, Campo Largo, PR**. 166 f. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

PIRAJNO, F. Intracontinental strike-slip faults, associated magmatism, mineral systems and mantle dynamics: examples from NW China and Altay-Sayan (Siberia). **Journal of Geodynamics**, n. 50, p.325-346, 2010.

PITCHER, W.S. Granite and yet more granites forty years on. **Geologische Rundschau**, v. 76, n. 1, p. 51-79, 1987.

PONS, J.; BARBEY, P.; DUPUIS, D.; LÉGER, J.M. Mechanisms of pluton emplacement and structural evolution of a 2,1 Ga juvenile continental crust: the Birimian of southeastern Niger. **Precambrian Research**, v. 70, p. 281-301, 1995.

PRAZERES FILHO, H. J. **Litogeoquímica, geocronologia (U-Pb) e geologia isotópica dos complexos graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná**. 180 p. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 2000.

PRAZERES FILHO, H.J.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.M.; SIGA JR., O. U-Pb Zircon ages of post-orogenic granitic magmatism in Apiaí Folded Belt (Paraná State, Southern Brazil): Petrological and geotectonic significance. In: IV SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, 4., 2003. **Short papers - IV South American Symposium on Isotope Geology**, 2003a.

PRAZERES FILHO, H.J. dos; HARARA, O.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR., O. Litogeoquímica, geocronologia U-Pb e geologia isotópica (Sr-Nd-Pb) das rochas graníticas dos batólitos Cunhaporanga e Três Córregos na porção sul do Cinturão Ribeira, Estado do Paraná. **Revista do Instituto de Geociências – USP**, São Paulo, v. 3, p. 51-70, 2003b.

REIS NETO, J.M. dos. **Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico**. 253 f. Tese (Doutorado em Geologia), Instituto de Geociências da Universidade de São Paulo, São Paulo, 1994.

REIS NETO, J.M. dos; SOARES, P.C. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos grupos Açungui e Setuva (PR). In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., Balneário Camboriú, **Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia**, v. 1, p. 147-165, 1987.

ROGERS, J.J.W.; UNRUG, R.; SULTAN, M. Tectonic assembly of Gondwana. **Journal of Geodynamics**, Grã-Bretanha, v. 19, n. 1, p. 1-34, 1995.

ROLLINSON, H. **Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation**. Grã Bretanha: Longman Group UK Ltd, 1993. 352 p.

SADOWSKI, G.R.; MOTIDOME, M.J. Brazilian Megafaults. **Revista Geologia do Chile**, v. 31, p. 61-75, 1987.

SALAMUNI, E.; FIORI, A.P.; WERNIK, E. **Evolução tectônica e estruturação do Núcleo Betara, arredores de Curitiba - PR**. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 37., 1992, São Paulo. **Anais...** São Paulo: SBG, 1992, v. 1, p. 280.

SATO, K.; SIGA JR., O.; NUTMAN, A.P.; BASEI, M.A.S.; MCREATH, I.; KAULFUSS, G. The Atuba Complex, Southern South American Platform: Archean components

and Paleoproterozoic to Neoproterozoic tectonothermal events. **Gondwana Research**, v. 6, n. 2, p. 251-263, 2003.

SIGA JR., O. **Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina: geocronologia e evolução crustal**. Tese (Doutorado), Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, 1995.

SOARES, P.C.; REIS NETO, J. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: III SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba-PR. **Anais...** Curitiba: SBG, 1987, v. 1, p. 147-165, 1987.

SPOLADORE, A. **Caracterização da história deformacional das rochas proterozóicas da região de Bromado, Paraná**. 157 f. Dissertação (Mestrado), Instituto de Geociências - UNESP, Rio Claro, 1993.

STREICKEISEN, A.S. To each plutonic rock its proper name. **Earth Sciences Review**, v. 12, p.1-33, 1976.

SYLVESTER, P.J. Post-collisional alkaline granites. **The Journal of Geology**, v. 97, p. 261-280, 1989.

THEODOROVICZ, A.; CÂMARA, M.M.; TAKAHASHI, A.T.; MORAES, S.M.; GODOY, H.K. Geologia do Pré-Cambriano das folhas Engenheiro Maia e Ribeirão Branco, São Paulo. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 35., Belém, **Anais**, SBG v. 6., p. 2713-2726, 1988.

TWISS, R. J; MOORES, E.M. **Structural Geology**. 2a edição. New York: W. H. Freeman, 2007. 532 p.

VIGNERESSE, J.L. Control of granite emplacement by regional deformation. **Tectonophysics**, v.249, p.173-186, 1995.

VIGNERESSE, J.L.; TIKOFF, B.; AMÉGLIO, L. Modification of the regional stress field by magma intrusion and formation of tabular granitic plutons. **Tectonophysics**, v. 302, p. 203-224, 1999.

WERNICK, E.; RIGO Jr., L.; GALEMBECK, T.M.B.; DIEFENBACH, K.W. Os complexos granitóides Cunhaporanga e Três Córregos (PR): zoneamento magmático e implicações geotectônicas. **Geociências**, Rio Claro, Universidade Estadual Paulista, v. 9, p. 67-85, 1990.

WHALEN, J.B.; CURRIE, K.L.; CHAPPELL, B.W. A-type granites: geochemical characteristics, discrimination and petrogenesis. **Contributions to mineralogy and petrology**, v.95, p.407-419, 1987.

WHITE, A.J.R. Sources of granite magmas. Geological Society of America, **Abstract Programs**, n. 11, p. 539, 1979.

WISE, D.U. *et al.* Fault-related rocks: suggestions for terminology. **Geology**, v. 12, p. 391-394, 1984.

APÊNDICES

APÊNDICE 1 - Tabelas de dados das estações gravimétricas adquiridas.....	117
APÊNDICE 2 - Mapa geológico do Granito Varginha.....	122
APÊNDICE 3 - Mapa geológico do Granito Morro Grande.....	123
APÊNDICE 4 - Mapa geológico do Granito Piedade.....	124
APÊNDICE 5 - Mapa geológico do Granito do Cerne.....	125

APÊNDICE 1

Tabelas de dados das estações gravimétricas adquiridas (Linhas 1, 2, 3, 4 e 5).

LINHA 1

Estação	UTM Leste	UTM Norte	Elevação	Gravidade	Ar Livre	Terreno	Bouguer
C.L01	644492,0916	7204657,951	709,1377	978782,404	27,11186285	5,469893113	-46,6292257
C.L02	644981,4505	7204501,622	697,0203	978784,131	25,00443614	6,998490581	-47,1001552
C.L03	644864,2972	7203866,042	683,2663	978785,017	21,24534614	6,509106701	-48,21517475
C.L04	645099,4586	7203384,412	676,9071	978785,578	19,54245323	7,423970561	-49,63750886
C.L05	645344,1769	7202987,612	694,6168	978780,359	19,54054448	6,35150672	-51,38816413
C.L06	645594,0504	7202753,843	713,0789	978775,956	20,68944499	5,355818449	-52,90552657
C.L07	645804,0872	7202428,382	701,163	978777,818	18,67082825	6,521604129	-54,02174097
C.L08	646052,8249	7202033,305	735,0628	978771,644	22,71118004	4,28327921	-55,25914832
C.L09	646190,3377	7201740,811	757,7536	978767,92	25,80627914	2,087978465	-56,45331854
C.L10	646231,8507	7201181,205	790,9885	978761,901	29,69140261	1,436769894	-57,27927451
C.L11	646484,5766	7200823,941	804,2106	978759,572	31,21946306	0,646839807	-57,69708217
C.L12	646873,2706	7200411,525	803,3415	978760,053	31,17521892	1,092520554	-57,67659187
C.L13	647185,7537	7199769,354	830,3158	978755,914	34,95808638	0,605822031	-57,35352398
C.L14	647057,1541	7199091,778	833,3408	978755,69	35,23989669	0,416774783	-56,6032451
C.L15	647030,6005	7198373,942	836,9439	978756,936	37,14536536	1,07103158	-55,15323338
C.L16	647591,0034	7198027,649	839,6708	978758,882	39,71853373	1,704615685	-53,51911679
C.L17	648020,6018	7197592,832	844,6018	978759,188	41,27518267	1,276039208	-52,43093363
C.L18	648688,3876	7197312,352	844,7643	978759,549	41,51419897	0,83219182	-51,69493314
C.L19	649075,1014	7196763,568	850,0083	978759,43	42,67027802	1,086541995	-50,62739546
C.L20	648656,6479	7196481,992	863,5249	978756,216	43,4470386	3,644162545	-48,98645272
C.L21	652908,7837	7198799,787	875,4605	978757,3	49,70492973	2,499537828	-47,33993504
C.L22	652836,8425	7199304,37	856,3729	978760,686	47,51791617	2,239954754	-46,75538584
C.L23	652747,5726	7199801,642	850,8899	978760,952	46,40445875	1,36276713	-47,07681738
C.L24	652303,2909	7200095,27	844,9951	978761,484	45,29910913	2,22573722	-47,69426694
C.L25	651834,3121	7200380,42	849,3573	978759,28	44,617511	0,473855397	-48,38476629
C.L26	652110,9848	7200614,197	874,4198	978754,312	47,53287251	2,353153983	-48,70011914
C.L27	652198,2232	7201121,787	874,7993	978754,278	47,93620748	2,820578482	-49,58967196
C.L28	646545,8602	7198182,956	882,3095	978748,006	42,09134251	2,525159314	-51,22311032
C.L29	646027,5229	7198317,464	935,418	978736,448	47,0036222	5,928712089	-51,71435986
C.L30	645633,991	7197983,831	936,3352	978736,934	47,5597545	5,555722743	-51,32902029
C.L31	645306,447	7197604,237	939,6964	978737,155	48,57656639	6,200337868	-50,54063857
C.L32	645812,694	7197164,587	944,547	978737,441	50,08580174	6,309535208	-49,81755689

LINHA 2

Estação	UTM Leste	UTM Norte	Elevação	Gravidade	Ar Livre	Terreno	Bouguer
C.L33	647089,9374	7197650,829	867,8707	978753,256	42,55399976	3,172138673	-50,53137612
C.L34	646580,6648	7197484,918	930,3157	978741,072	49,53222037	6,093263232	-50,22043823
C.L35	645380,4068	7196806,85	905,6794	978745,342	45,76398548	4,098124071	-50,49670288
C.L36	644953,6552	7196542,084	930,0932	978739,922	47,70818858	5,943095314	-50,67867328
C.L37	644463,9606	7196246,296	903,7959	978745,908	45,38916204	4,566089707	-50,72751526
C.L38	644517,1162	7196749,915	908,6381	978745,173	46,466284	4,634152168	-50,5847524
C.L39	644446,8092	7195772,931	926,6822	978742,184	48,42922205	5,239376941	-50,5503107
C.L40	642597,981	7195852,176	941,8378	978738,47	49,42971917	5,66980062	-50,99678874
C.L41	642478,7996	7196401,462	897,7935	978747,286	44,999334	3,054494454	-51,79333541
C.L42	642894,637	7196703,46	858,6493	978754,656	40,48274573	2,09000136	-52,17913391
C.L43	642301,6569	7196869,005	892,4673	978748,022	44,38524059	4,637178498	-52,06482394
C.L44	641847,087	7197137,225	905,8349	978744,682	45,33647214	4,561027038	-52,55579393
C.L45	641640,9481	7197606,735	883,3012	978748,263	42,2582111	1,979313179	-53,69893735
C.L46	641424,3797	7198064,626	871,9115	978750,323	41,09052065	1,55345908	-54,5296631
C.L47	641590,6031	7198562,382	891,8921	978745,959	43,20719632	1,628402531	-54,82315923
C.L48	641503,7346	7199053,388	850,5391	978754,539	39,33460096	0,729245106	-54,71005622
C.L49	641853,7507	7196384,095	866,9574	978753,247	41,42932912	2,057068289	-54,36275555
C.L50	641285,5238	7196294,389	820,6131	978762,147	35,967344	0,548323415	-54,04098592
C.L51	640780,5891	7196254,731	864,1146	978754,118	41,33439752	2,736615689	-53,38095574
C.L52	644400,6809	7197246,398	892,6398	978746,704	43,3724257	3,839868334	-52,95386422
C.L53	644052,9358	7197627,418	904,8547	978742,824	43,4996842	4,281949008	-52,81038661
C.L54	644881,5384	7197867,293	961,1947	978730,995	49,21374863	6,885754329	-52,8572733
C.L55	644391,4633	7198033,269	911,5782	978740,401	43,40957172	4,446084683	-53,58497049
C.L56	644657,1831	7198318,3	937,7765	978734,486	45,76066177	5,392843707	-54,58821651
C.L57	644014,3325	7198228,053	879,5144	978746,487	39,7210083	2,467353495	-55,81307428
C.L58	644255,1915	7198672,915	876,0618	978746,097	38,54747063	2,067967478	-56,59976115
C.L59	643852,4468	7198883,803	836,5397	978754,328	34,71226218	1,319629229	-56,42273587
C.L60	645587,6891	7198572,474	918,101	978738,594	43,96334252	4,141979162	-55,45257207
C.L61	645212,0926	7198885,041	911,7299	978739,164	42,76162034	4,660705583	-54,68697513
C.L62	644915,8486	7199319,313	948,948	978730,635	45,98954705	6,811196277	-54,50361049
C.L63	644476,6831	7199613,833	919,5606	978736,845	43,31326581	4,557538185	-55,098877
C.L64	644370,5511	7200129,697	870,5043	978746,781	38,43488715	2,00746426	-55,81012959
C.L65	643961,9153	7200547,419	829,2628	978757,036	36,22324433	0,872812253	-56,00339314

LINHA 3

Estação	UTM Leste	UTM Norte	Elevação	Gravidade	Ar Livre	Terreno	Bouguer
C.L66	643981,0737	7199735,138	930,0348	978734,528	44,30163098	4,645000728	-53,57169545
C.L67	643800,1866	7200026,112	988,0034	978722,825	50,6695627	9,089181444	-52,39419485
C.L68	645272,558	7199408,131	954,304	978730,349	47,41475334	7,399347816	-51,84629182
C.L69	645779,0161	7199593,368	974,7683	978725,691	49,19207857	8,492944809	-51,82849481
C.L70	646182,7938	7199274,857	965,9173	978727,948	48,51981543	7,587451561	-52,28381799
C.L71	646509,7334	7198904,483	911,2102	978739,77	43,22833593	5,009189666	-52,95621798
C.L72	646185,4474	7198742,042	942,8707	978733,624	46,74808224	5,804959283	-53,4865965
C.L73	645646,7257	7200066,268	949,8438	978730,266	46,37243227	5,831992594	-54,19405169
C.L74	645219,625	7200362,214	926,9965	978734,603	43,84232979	4,959212581	-55,03108462
C.L75	645421,4276	7200876,438	898,6651	978740,006	40,82755941	3,740600788	-55,69879579
C.L76	645212,1466	7201304,768	849,4244	978749,723	35,61735218	1,786225479	-55,62235831
C.L77	644866,6442	7200745,416	934,2332	978733,191	44,90247103	5,844373118	-54,5172567
C.L78	644600,534	7201219,847	970,1411	978726,309	49,39844037	7,499452647	-53,80050906
C.L79	644921,6102	7201241,204	924,184	978734,496	43,41887901	4,590790972	-54,20058792
C.L80	644210,1693	7201542,689	921,2889	978735,944	44,15847883	4,605095077	-54,6754277
C.L81	644285,5122	7202056,84	796,0678	978762,432	32,32793032	1,665292057	-55,15875052
C.L82	644696,9612	7202545,757	791,8351	978762,335	31,23525664	1,65607422	-55,47322505
C.L83	644876,0878	7200187,618	862,1789	978748,109	37,23359432	2,070334128	-55,11072369
C.L84	644657,4545	7203116,61	749,1122	978772,713	28,78814822	2,471198073	-53,87415261
C.L85	644220,2549	7202844,438	780,6548	978765,865	31,4998368	4,041810732	-53,27025659
C.L86	643824,5321	7202455,082	819,9524	978758,507	36,0212037	1,693817664	-53,77673704
C.L87	643340,3425	7202292,953	835,9187	978754,874	37,21004798	1,295569332	-54,56378642
C.L88	647432,5934	7200258,833	884,5761	978744,761	40,85957511	2,860450509	-55,13746004
C.L89	647129,0815	7200671,932	900,9148	978740,758	42,15668945	3,367376403	-55,59170734
C.L90	646787,781	7201082,662	887,2583	978742,311	39,75163256	3,429289182	-56,12860278
C.L91	647429,2194	7201098,446	864,7035	978747,499	37,99365235	1,785801076	-56,62283793
C.L92	647498,23	7201617,352	824,0999	978756,531	34,82271715	0,660754602	-56,87798936
C.L93	647809,9875	7201956,714	814,574	978758,323	33,89084458	0,129963101	-56,89816711
C.L94	647385,8682	7202129,33	823,121	978755,616	33,92715347	0,339314963	-56,42062406
C.L95	647401,23	7202640,072	892,3882	978742,727	42,73531329	3,45923512	-55,42297424
C.L96	646898,3434	7202895,053	882,4488	978743,554	40,65208075	2,369023489	-54,86490725
C.L97	646323,8183	7203144,935	919,504	978735,387	44,07349843	5,296840999	-54,38880618
C.L98	646648,3309	7203463,785	908,5316	978738,314	43,8173199	3,616433095	-54,06433858
C.L99	647234,9795	7203150,047	813,3292	978758,348	34,27882851	1,070086204	-53,20462264
C.L100	648139,67	7198083,224	886,5691	978750,739	46,08697387	3,392805004	-51,33696357
C.L101	648560,1269	7198396,026	896,5458	978748,836	47,46275472	3,695859064	-49,99527237
C.L102	648699,2089	7198894,544	919,0192	978742,378	48,25500163	4,949349918	-49,48170604

LINHA 4

Estação	UTM Leste	UTM Norte	Elevação	Gravidade	Ar Livre	Terreno	Bouguer
C.L103	645363,2261	7204597,734	685,3762	978786,022	23,36515562	6,587929566	-46,46609694
C.L104	645874,6667	7204709,532	671,6792	978788,477	21,66711115	7,810124235	-46,3149633
C.L105	646376,0761	7204730,517	686,9304	978784,876	22,78918095	6,345417094	-46,24043366
C.L106	646911,6998	7204832,662	708,4212	978783,385	27,99806486	7,411014834	-46,11996914
C.L107	647261,5843	7205213,602	717,9054	978779,21	26,99185565	6,113113858	-46,95886589
C.L108	647735,789	7205397,601	717,1783	978779,434	27,11045569	5,357011473	-48,09773446
C.L109	648214,3951	7205484,361	788,5194	978764,424	34,17389399	2,480446548	-48,69568347
C.L110	648615,7323	7205812,853	726,4144	978778,108	28,90189428	5,202686718	-47,96291452
C.L111	648920,2679	7206208,829	703,9907	978782,907	27,03213733	7,34996752	-47,51621913
C.L112	648118,9438	7206006,985	819,7685	978759,811	39,53224669	1,029208463	-48,04636894
C.L113	648266,3575	7206532,045	795,5384	978766,141	38,71610131	2,74848205	-47,53150482
C.L114	648362,3502	7207045,593	782,6036	978768,74	37,64700435	3,723875289	-46,31684198
C.L115	648348,3463	7207563,428	749,8398	978774,54	33,66164949	4,758276772	-45,07126909
C.L116	648226,4563	7208057,894	681,7296	978787,829	26,24206382	7,730574291	-44,41094842
C.L117	648070,3151	7208550,45	646,6746	978793,988	21,89170602	6,781212784	-45,41736818
C.L118	647653,6663	7206240,015	825,2215	978759,912	41,45935317	1,178701015	-47,43361518
C.L119	647152,6335	7206119,07	844,022	978756,737	44,00662689	0,919578082	-48,41546859
C.L120	647013,4901	7206610,021	806,776	978764,331	40,41440727	1,439632645	-48,3086643
C.L121	646731,2854	7207038,016	796,6657	978766,655	39,88556369	2,970324451	-48,32859547
C.L122	646676,4873	7207558,159	818,2812	978761,965	42,19262222	0,57436771	-49,66559866
C.L123	648729,5233	7205377,371	833,2855	978755,534	39,03480296	1,1955169	-51,67602116
C.L124	649065,0753	7204951,459	874,7254	978746,163	42,18643249	1,964276867	-52,92219315
C.L125	649701,8841	7204669,077	883,5903	978744,882	43,46790856	2,292254625	-53,07664574
C.L126	650204,5342	7204720,009	855,5054	978751,246	41,20056731	0,937290773	-52,29100433
C.L127	650640,5619	7204440,046	787,9946	978767,051	35,99894634	1,528083153	-50,48384905
C.L128	651234,1442	7204640,96	735,4234	978777,505	30,36024136	4,585808906	-48,44332778
C.L129	651669,8219	7204500,162	740,6333	978777,544	31,92149835	3,65506726	-47,01441964
C.L130	652197,3011	7204161,889	735,591	978780,688	33,30039309	4,114949998	-46,24811985
C.L131	652227,876	7204731,17	759,9302	978774,598	35,07970422	3,394497306	-46,4727873
C.L132	652543,8172	7205131,914	762,9842	978774,042	35,7204594	2,901627466	-47,23191576
C.L133	652754,1403	7205594,931	797,3752	978766,541	39,1250761	0,806752387	-48,13542141
C.L134	652965,0205	7206033,506	827,9062	978762,07	44,35311277	0,172990139	-48,68061069
C.L135	652711,0317	7206456,993	888,9932	978745,515	46,91378678	3,202964773	-49,3094772
C.L136	652588,7883	7206933,858	917,8414	978737,454	48,05416197	5,141872683	-50,14307231
C.L137	652105,2803	7207153,364	903,0902	978740,173	46,35556822	3,224598876	-51,17615331
C.L138	651677,9106	7207400,52	890,3129	978742,333	44,7248916	2,775662233	-51,80597203
C.L139	651558,0682	7207911,818	832,7778	978753,507	38,46431909	0,963485137	-51,3166037
C.L140	651649,8735	7206911,396	933,7586	978733,941	49,43238709	5,511172963	-49,20053972
C.L141	652421,3387	7203686,221	736,0894	978781,42	33,88852021	4,126808867	-47,00116856
C.L142	652487,1335	7203185,184	751,9806	978778,829	35,88668089	3,387320151	-46,5973092
C.L143	652062,5081	7202812,287	834,2787	978760,679	42,89586795	0,734121111	-47,43644195
C.L144	652385,8883	7202414,994	784,441	978772,023	38,61240599	1,495749896	-47,64874933
C.L145	652167,5323	7201638,855	888,0021	978751,022	49,07984828	3,215100298	-47,44581391

LINHA 5

Estação	UTM Leste	UTM Norte	Elevação	Gravidade	Ar Livre	Terreno	Bouguer
C.L146	647812,4678	7202922,507	881,2048	978744,202	40,93974255	2,191657279	-55,81474895
C.L147	647814,3094	7203440,369	852,7729	978749,596	37,88567117	0,616342091	-55,4533079
C.L148	647847,8624	7204054,973	787,9576	978762,24	30,9148683	2,493259287	-54,345088
C.L149	647760,1436	7204529,695	708,1146	978778,979	23,31268677	5,734398877	-53,35926029
C.L150	648107,6621	7204916,585	834,8592	978753,488	37,18032594	0,24306826	-53,51418851
C.L151	648302,1061	7203584,768	760,083	978767,676	27,45616394	4,886747889	-53,42032888
C.L152	648248,0314	7204082,003	756,6475	978768,75	27,78246151	4,995734354	-53,70347396
C.L153	648765,8836	7204078,719	830,0396	978754,33	36,01248506	0,708191478	-54,58332583
C.L154	649306,2079	7204174,538	851,6721	978750,784	39,20622053	0,342156847	-54,56192666
C.L155	649830,1896	7204337,259	853,6067	978752,128	41,25324866	0,656550932	-53,25771533
C.L156	650257,987	7204036,412	904,2967	978741,612	46,19369995	3,621439576	-51,31670377
C.L157	650427,2739	7203550,093	930,8732	978737,641	50,11930475	4,699125358	-49,6419185
C.L158	650881,1372	7203235,131	954,5337	978734,745	54,32983788	7,593878679	-49,52315644
C.L159	647927,8054	7202454,362	898,3342	978741,378	43,10796428	3,535728765	-51,89630896
C.L160	648427,364	7202340,023	885,0848	978744,092	41,66473626	2,491056409	-54,17378164
C.L161	648595,423	7202846,702	832,8849	978753,616	35,40011516	0,925162468	-55,1997794
C.L162	648600,1021	7201862,596	882,2424	978745,805	42,201256	1,778857706	-54,77850462
C.L163	648908,6556	7201446,09	901,0383	978742,509	44,44553016	3,596581334	-53,83561234
C.L164	649051,9573	7202058,733	820,231	978758,208	35,59438732	2,080067189	-52,89007571
C.L165	649343,5587	7201126,988	895,7674	978745,65	45,76207232	2,44191576	-51,32075768
C.L166	649482,3726	7200633,679	918,3486	978742,489	49,25989128	4,011523211	-49,49648517
C.L167	649748,9909	7200188,394	979,3939	978730,983	56,31367719	9,457982504	-48,97176076
C.L168	648962,7227	7200731,592	902,6706	978743,202	45,1927594	3,201630059	-51,14489072
C.L169	648537,9725	7200410,738	849,4707	978752,891	38,25948826	1,331220607	-53,28014587
C.L170	648088,9004	7200185,399	889,1654	978744,23	41,70309524	3,336553175	-53,7162523
C.L171	648037,0735	7199680,762	918,6527	978739,314	45,56856896	4,378826669	-52,92507762
C.L172	648524,1702	7199459,498	910,888	978742,458	46,18041804	4,498334976	-51,8691295
C.L173	649182,3407	7199134,212	880,0325	978750,892	44,89220677	3,011182111	-51,14906228
C.L174	649074,0211	7199671,439	877,6242	978750,681	44,27566057	2,146085231	-50,58487742
C.L175	649543,4522	7199483,451	875,2827	978751,72	44,47694781	3,894644392	-49,51437286
C.L176	648786,2197	7198082,761	910,7897	978745,792	48,61855057	5,99111732	-48,30003173
C.L177	643978,1431	7204844,038	712,1988	978781,146	26,91211387	4,15583172	-47,29994238
C.L178	643613,6392	7205345,072	704,4593	978782,089	25,77944596	8,193487786	-46,12443082

APÊNDICE 2

MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO VARGINHA

APÊNDICE 3

MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO MORRO GRANDE

APÊNDICE 4

MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO PIEDADE

APÊNDICE 5

MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO DO CERNE

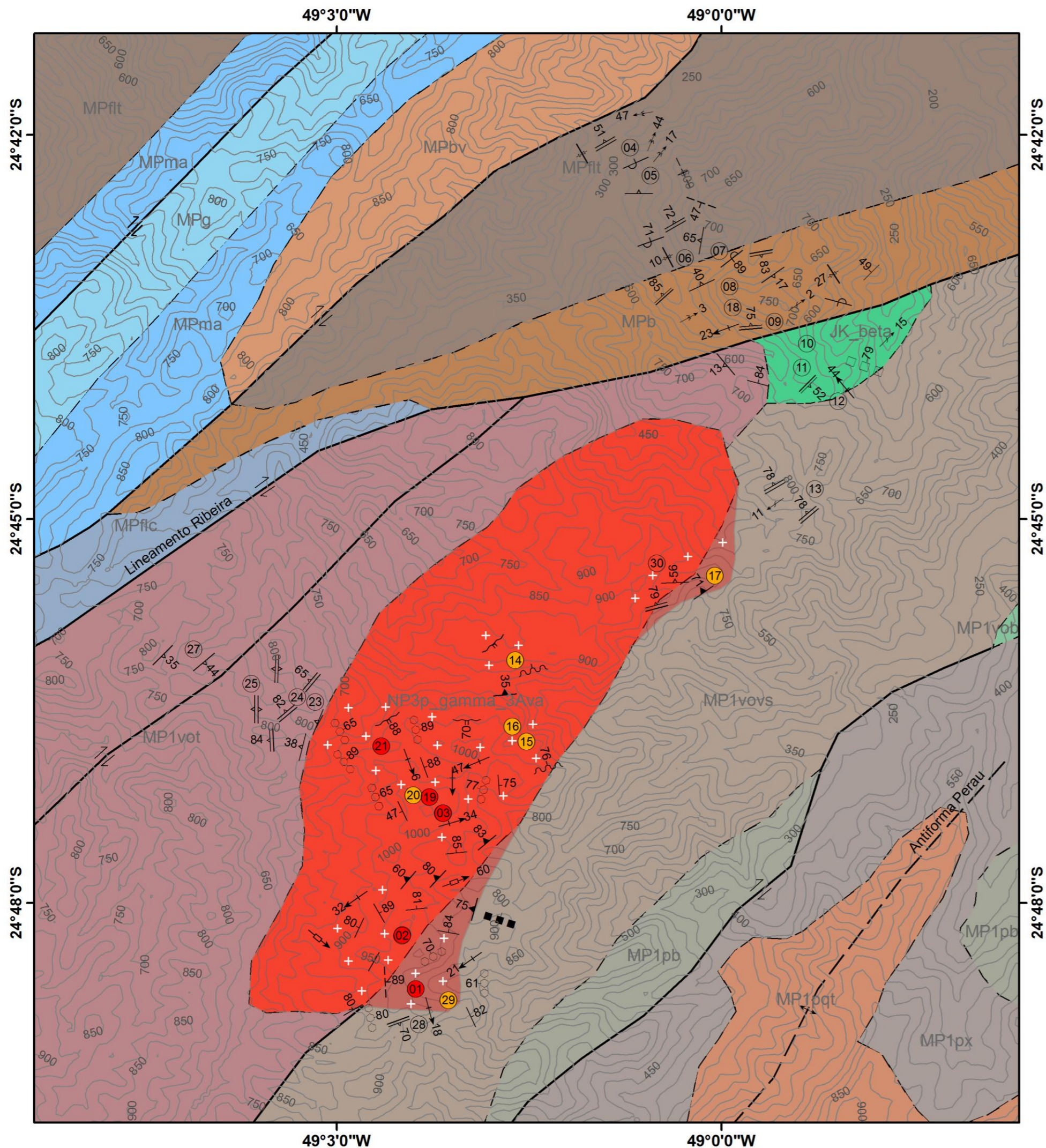
ANEXO

Relatório de estação geodésica.



Relatório de Estação Geodésica

Estação :	8113274	Nome da Estação :	8113274	Tipo :	Estação Gravimétrica - EG
Município :	CURITIBA			UF :	PR
Última Visita:	19/8/2003	Situação Marco Principal :	Bom		
Conexões :	RN : 2053D				
DADOS PLANIMÉTRICOS		DADOS ALTIMÉTRICOS		DADOS GRAVIMÉTRICOS	
Latitude	25 ° 27 ' 10 " S	Altitude Ortométrica(m)	914,3833	Gravidade(mGal)	978.760,49
Longitude	49 ° 13 ' 57 " W	Fonte	Nivelamento Geométrico	Sigma Gravidade(mGal)	
Fonte	GPS Navegação	Sigma Altitude (m)	0,04	Precisão	Não Informada
Origem		Datum	Imbituba	Datum	RGFB
S Datum	SAD-69	Data Medição	22/8/1983	Data Medição	24/6/2003
A Data Medição	19/8/2003	Data Cálculo	15/6/2011	Data Cálculo	22/11/2011
D Data Cálculo				Correção Topográfica	
6 Sigma Latitude(m)				Anomalia Bouguer	-43,54
9 Sigma Longitude(m)				Anomalia Ar-Livre	58,78
UTM(N)	7.183.727			Densidade	2,67
UTM(E)	677.717				
MC	-51				
Latitude	25 ° 27 ' 12 " S			Gravidade(mGal)	978.760,49
S Longitude	49 ° 13 ' 59 " W			Sigma Gravidade(mGal)	
I Fonte	GPS Navegação			Precisão	Não Informada
R Origem	Transformada			Datum	RGFB
G Datum	SIRGAS2000			Data Medição	24/6/2003
A Data Medição	19/8/2003			Data Cálculo	22/11/2011
S Data Cálculo				Correção Topográfica	
2 Sigma Latitude(m)				Anomalia Bouguer	-45,97
0 Sigma Longitude(m)				Anomalia Ar-Livre	56,37
0 UTM(N)	7.183.676			Densidade	2,67
0 UTM(E)	677.660				
MC	-51				
<ul style="list-style-type: none"> • Ajustamento Altimétrico Simultâneo da Rede Altimétrica em 15/06/2011 - Relatório em ftp://geofp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/RelatorioAjustamento.pdf • Ajustamento Planimétrico SIRGAS2000 em 23/11/2004 e 06/03/2006 - Relatório em ftp://geofp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/REL_sirgas2000.pdf • Ajustamento Planimétrico Global SAD-69 em 15/09/1996 - Relatório em ftp://geofp.ibge.gov.br/documentos/geodesia/REL_sad69.pdf • Dados Planimétricos para Fonte certa nas escalas menores ou igual a 1:250000, valores SIRGAS2000 e SAD-69 					
Localização					
No canteiro, 10,6 m a sudeste da parede do bloco VI, na área do centro politécnico da UFPR-Campus III.					
Descrição					
Marco padrão IBGE.					



MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO VARGINHA

CONVENÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS

- JK_beta Diques máficos
- NP3p_Y_3A Granitos subalcalinos e alcalinos
Granito Varginha (va)
- Grupo Açungui**
 - Subgrupo Lajeado*
 - MPflc Formação Furnas Lajeado: unidade carbonática
 - MPflt Formação Furnas Lajeado: unidade terrígena
 - MPg Formação Gorotuba
 - MPbv Formação Serra do Boa Vista
 - MPma Unidade Mármore de Apiai
 - MPb Formação Betara
- Grupo Votuverava**
 - MP1vot Unidade terrígena
 - MP1vob Unidade de metabásicas
 - MP1vovs Unidade metavulcanossedimentar
 - MP1pb Formação Perau: unidade metabásica
 - MP1pqt Formação Perau: unidade quartzítica
 - MP1px Formação Perau: unidade de xistos

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

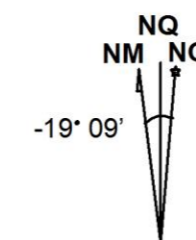
- + Rocha isotrópica
- Monzogranitos
- Sienogranitos
- ≡ Foliação Sn+1 vertical
- ≡ Foliação Sn+1
- ≡ Foliação Sn
- +- Clivagem de fratura vertical
- +- Clivagem de fratura
- ⊥ Dique de granito
- ⊥ Falha
- ⊥ Zona de cisalhamento rúptil-dúctil
- ⊥ Zona de cisalhamento milonítico
- +- Anticlinal ou antiforme normal
- Falha ou zona de cisalhamento indiscriminada
- ⇄ Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- - - Contato litológico aproximado
- ⊕ Eixo de dobra
- ⊖ Flanco de dobra
- Lineação mineral
- Lineação de crenulação
- ⊕ Foliação magmática
- ⇄ Orientação de fenocristais
- Veio de quartzo
- Veio de calcita
- Veio de biotita
- ⊥ Fratura vertical
- ⊥ Fratura
- ⊥ Estria de falha

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Curva de Nível
- Afloramento

EQUIDISTÂNCIA DAS CURVAS DE NÍVEL: 50 METROS
SISTEMA DE PROJEÇÃO: UTM - SAD 69

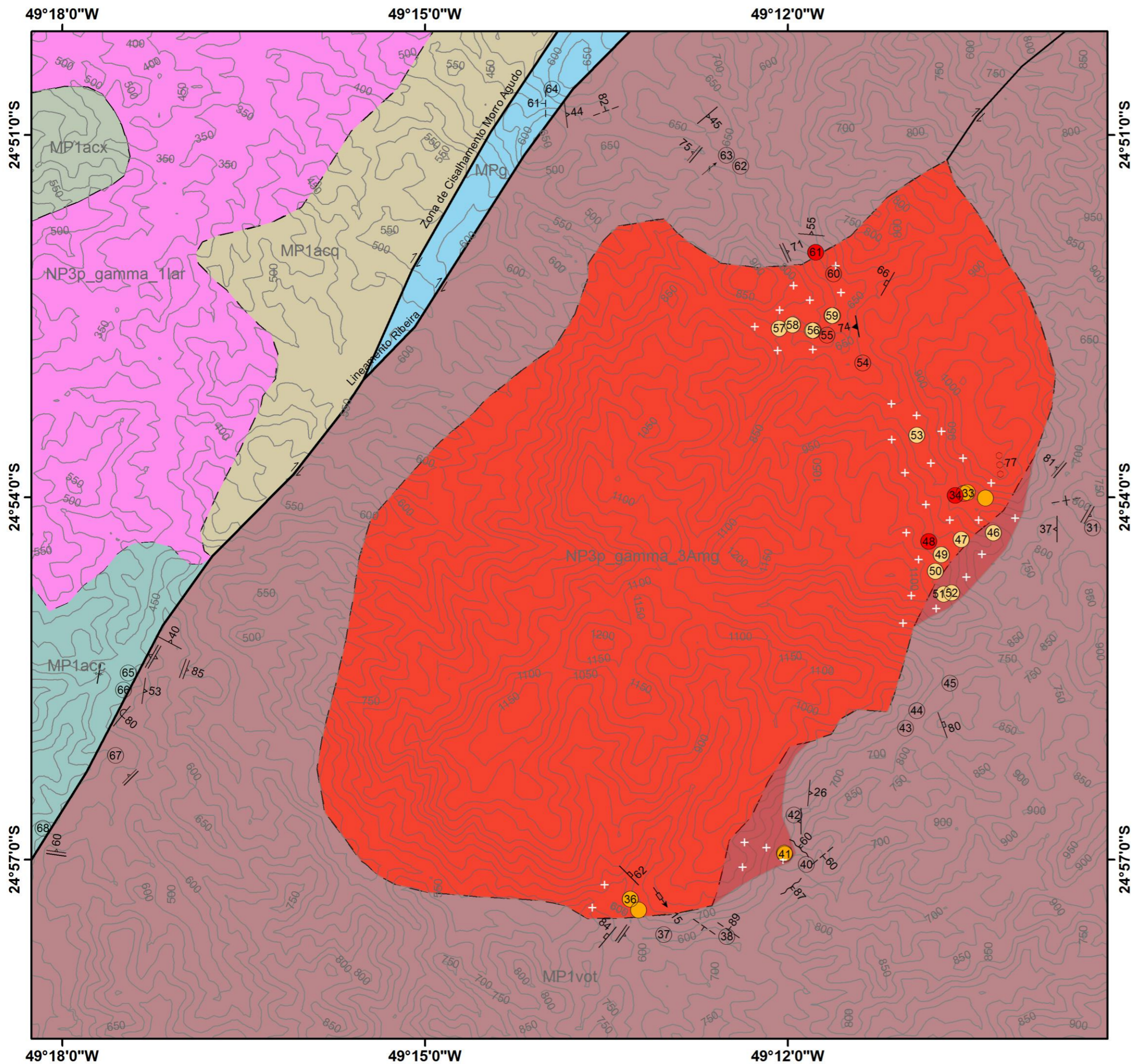
ESCALA
1:60.000



Declinação Magnética: -19o 09' (janeiro/2013)
Fonte: Observatório Nacional

ADAPTADO DE:
Carta do Brasil ao Milionésimo - CPRM
Fonte: PERROTTA et al., 2004

Universidade Federal do Paraná Setor de Ciências da Terra Departamento de Geologia		
Aluna: Bárbara Carolina Dressel	Co-Orientadores: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury Prof. Dr. Alberto Pio Fiori	
Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de M. Barros	Data: Janeiro/2013	Local: Adrianópolis - PR
Título: MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO VARGINHA		



MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO MORRO GRANDE

CONVENÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS

- JK_beta Diques máficos
- NP3p_y_3A Granito Morro Grande
- NP3p_y_1lar Granito Arrieiros

- Grupo Açungui**
- Subgrupo Lajeado*
- MPg Formação Gorotuba

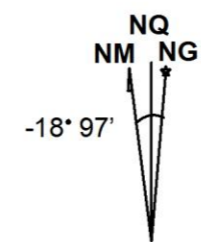
- Grupo Votuverava**
- MP1vot Unidade terrígena
- MP1acc Formação Água Clara: unidade carbonática
- MP1acx Formação Água Clara: unidade de xistos
- MP1acq Formação Água Clara: unidade quartzítica

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Curva de nível
- Afloramento

0 0,5 1 2 km
ESCALA 1:60.000

EQUIDISTÂNCIA DAS CURVAS DE NÍVEL: 50 METROS
 SISTEMA DE PROJEÇÃO: UTM - SAD 69



Declinação Magnética: -18o 97' (janeiro/2013)
 Fonte: Observatório Nacional

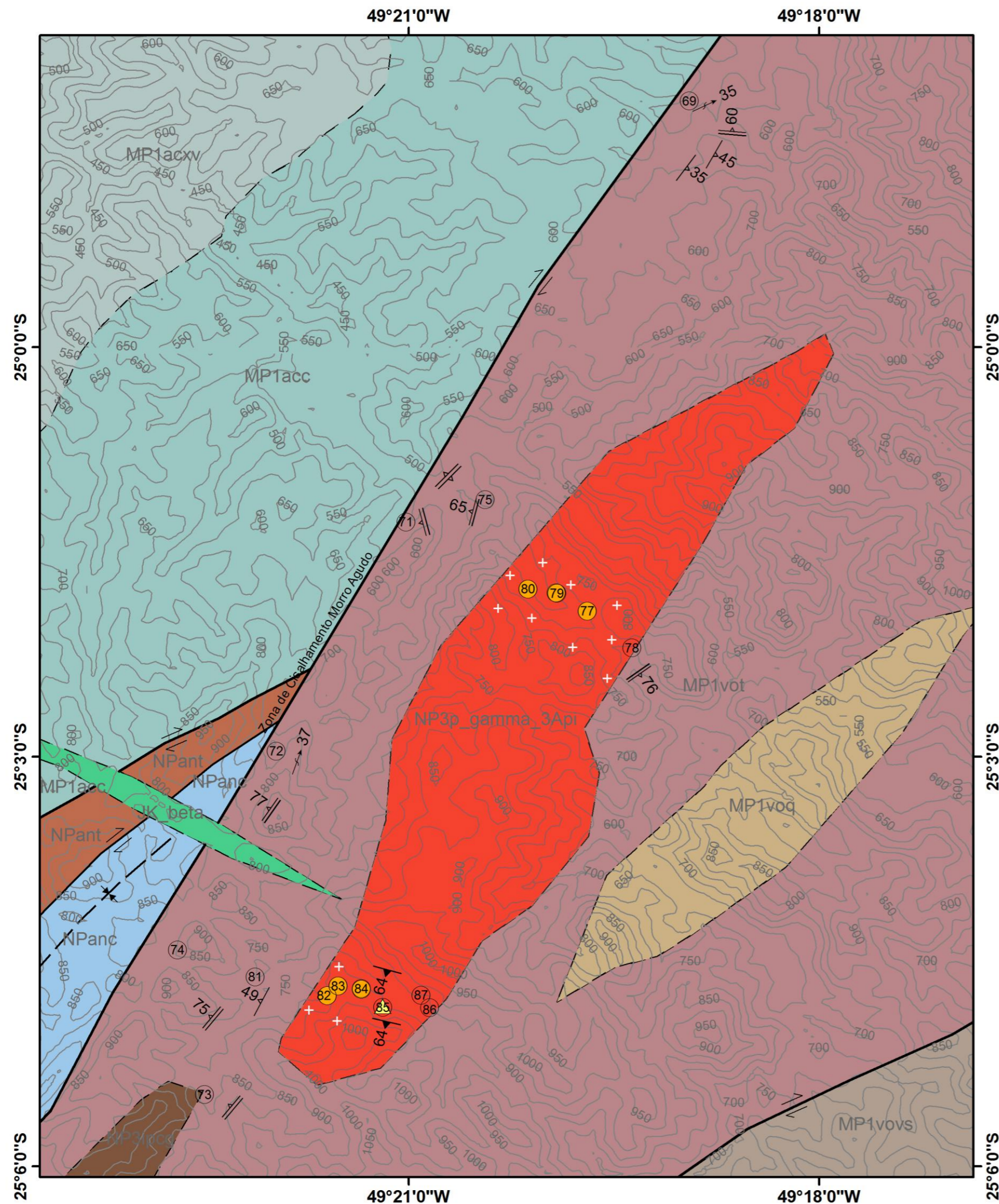
CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- + Rocha Isotrópica
- Álcali-feldspato granito
- Sienogranito
- Monzogranito
- ≡ Foliação Sn+1 vertical
- ≡ Foliação Sn+1
- ≡ Foliação Sn
- + Clivagem de fratura vertical
- + Clivagem de fratura
- ≡ Zona de cisalhamento
- ≡ Lineação mineral
- Lineação de crenulação
- ≡ Foliação Magmática
- ≡ Orientação de fenocristais
- Veio de quartzo
- ≡ Fratura
- ≡ Falha
- ≡ Estria de falha
- ≡ Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- - - Contato litológico aproximado

ADAPTADO DE:
 Carta do Brasil ao Milionésimo - CPRM
 Fonte: PERROTTA et al., 2004

Universidade Federal do Paraná Setor de Ciências da Terra Departamento de Geologia		
Aluna: Bárbara Carolina Dressel	Co-Orientadores: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury Prof. Dr. Alberto Pio Fiori	
Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de M. Barros		
Mapa integrante de dissertação de Mestrado	Data: Janeiro/2013	Local: Cerro Azul - PR
Título: MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO MORRO GRANDE		

MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO PIEDADE



CONVENÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS

- JK_beta Diques máficos
- NP3p_Y_3A Granito Piedade
- NP3ipcg Formação Iporanga
- Grupo Açungui**
 - NPant Formação Antinha: unidade terrígena
 - NPanc Formação Antinha: unidade carbonática
- Grupo Votuverava**
 - MP1vot Grupo Votuverava: unidade terrígena
 - MP1voqs Grupo Votuverava: unidade metavulcanossedimentar
 - MP1voq Grupo Votuverava: unidade quartzítica
 - MP1acc Formação Água Clara: unidade carbonática
 - MP1acxv Formação Água Clara: unidade de xistos vulcânicos

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

- + Rocha isotrópica
- Sienogranito
- ▲ Álcali-feldspato sienito
- ≡ Foliação Sn+1 vertical
- ↗ Foliação Sn+1
- ↖ Foliação magmática
- Lineação mineral
- ↖ Foliação Sn
- + - Sinclinal ou sinforme normal
- Zona de cisalhamento compressional
- ↗↖ Zona de cisalhamento transcorrente dextral
- - - Contato litológico

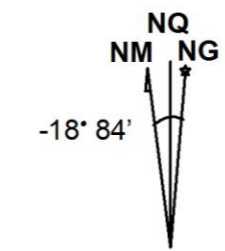
CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

- Curva de nível
- Afloramento



ESCALA
1:60.000

EQUIDISTÂNCIA DAS CURVAS DE NÍVEL: 50 METROS
SISTEMA DE PROJEÇÃO: UTM - SAD 69

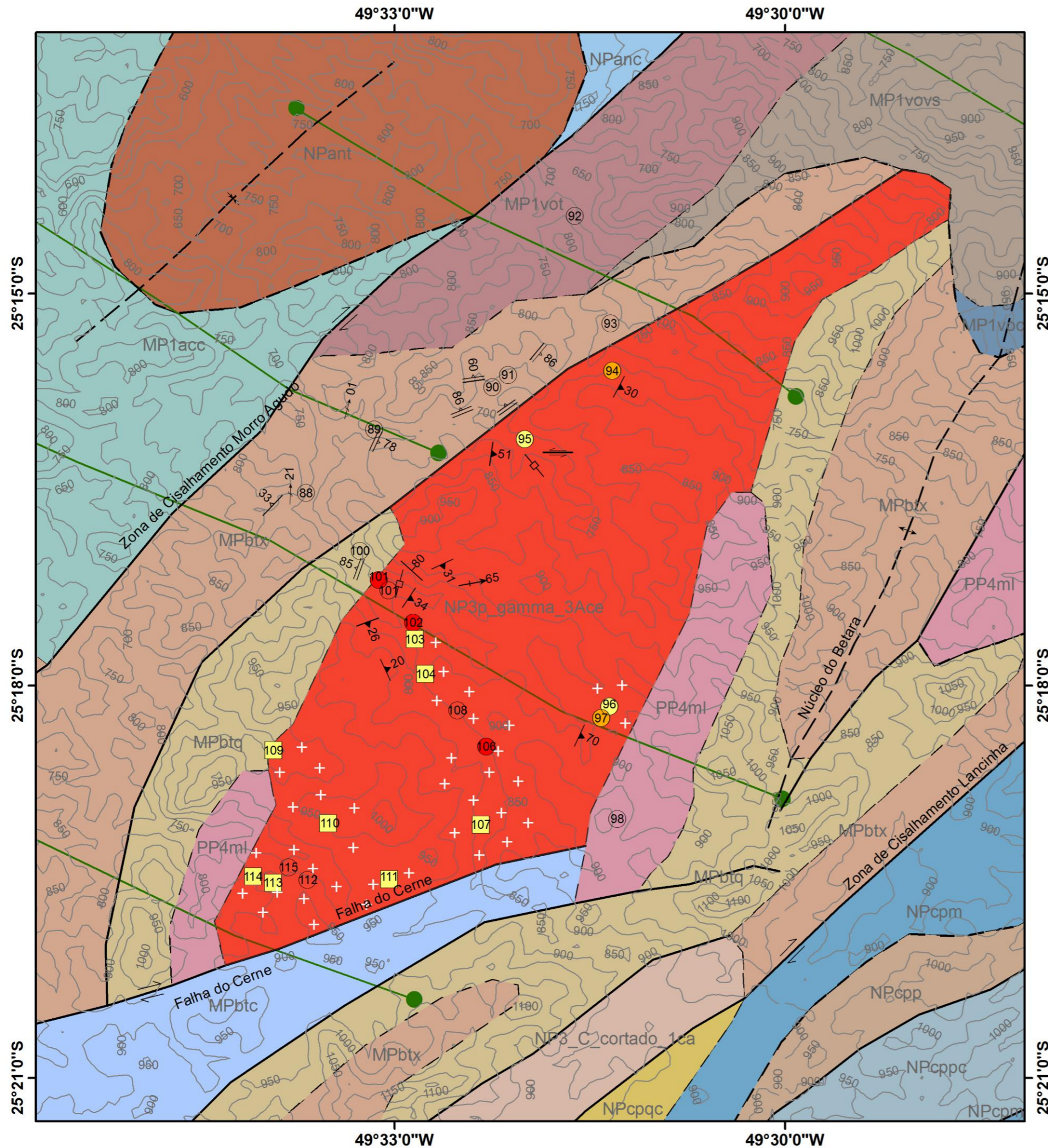


Declinação Magnética: -18º 84' (janeiro/2013)
Fonte: Observatório Nacional

ADAPTADO DE:
Carta do Brasil ao Milionésimo - CPRM
Fonte: PERROTTA et al., 2004

Universidade Federal do Paraná Setor de Ciências da Terra Departamento de Geologia		
Aluna: Bárbara Carolina Dressel	Co-Orientadores: Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury Prof. Dr. Alberto Pio Fiori	
Orientador: Prof. Dr. Carlos Eduardo de M. Barros	Data: Janeiro/2013	Local: Rio Branco do Sul - PR
Título: MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO PIEDADE		

MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO DO CERNE



CONVENÇÕES LITOESTRATIGRÁFICAS

NP3_C_cort_1ca Formação Camarinha

NP3p_y_3Ace Granito do Cerne

Grupo Açungui

NPcpm Formação Capiru: unidade carbonática

NPcpp Formação Capiru: unidade metapelítica

NPcppc Formação Capiru: unidade de metapelitos carbonosos

NPcpqc Formação Capiru: unidade quartzítica

NPant Formação Antinha: unidade terrígena

NPanc Formação Antinha: unidade carbonática

MPbtq Formação Betara: unidade quartzítica

MPbtx Formação Betara: unidade de xistos

MPbtc Formação Betara: unidade carbonática

Grupo Votuverava

MP1vot Grupo Votuverava: unidade terrígena

MP1vovs Grupo Votuverava: unidade metavulcanossedimentar

MP1voc Grupo Votuverava: unidade carbonática

MP1acc Formação Água Clara: unidade carbonática

MP1acx Formação Água Clara: unidade de xistos

PP4ml Complexo Meia Lua

CONVENÇÕES GEOLÓGICAS

+ Rocha isotrópica

● Monzogranito

● Sienogranito

● Álcali-feldspato granito

■ Quartzo-álcali-feldspato sienito

⇐ Zona de cisalhamento sinistral

⇐ Foliação Sn+1

⇐ Foliação Sn

⇐ Lineação mineral

⇐ Foliação magmática

⊥ Fratura vertical

⊥ Fratura

⊥ Falha

⇐ Estria de falha

⇐ Anticlinal ou antiforme

⇐ Sinclinal ou sinforme normal

⇐ Zona de cisalhamento compressional

⇐ Zona de cisalhamento transcorrente

⇐ Zona de cisalhamento transcorrente dextral

● Dique

--- Contato litológico

CONVENÇÕES PLANIALTIMÉTRICAS

— Curva de nível

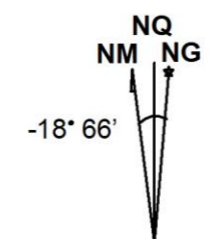
○ Afloramento

0 0,5 1 2 km

ESCALA

1:60.000

EQUIDISTÂNCIA DAS CURVAS DE NÍVEL: 50 METROS
SISTEMA DE PROJEÇÃO: UTM - SAD 69



Declinação Magnética: -18° 66' (janeiro/2013)
Fonte: Observatório Nacional

ADAPTADO DE:
Carta do Brasil ao Milionésimo - CPRM
Fonte: PERROTTA et al., 2004

Universidade Federal do Paraná Setor de Ciências da Terra Departamento de Geologia		
Aluna:	Co-Orientadores:	
Bárbara Carolina Dressel	Prof. Dr. Leonardo Fadel Cury Prof. Dr. Alberto Pio Fiori	
Orientador:	Data:	Local:
Prof. Dr. Carlos Eduardo de M. Barros	Janeiro/2013	Campo Largo - PR
Mapa integrante de dissertação de Mestrado	Título: MAPA GEOLÓGICO DO GRANITO DO CERNE	