UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DOS
STOCKS GRANÍTICOS DA PORÇÃO SUDESTE
DA FAIXA APIAÍ, ESTADO DO PARANÁ.**

Leonardo Fadel Cury

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DOS STOCKS
GRANÍTICOS DA PORÇÃO SUDESTE DA FAIXA APIAÍ, ESTADO
DO PARANÁ**

LEONARDO FADEL CURY

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

	Nome	Assinatura
Presidente:	Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior
Examinadores:	Prof. Dr. Alberto Pio Fiori
	Prof. Dr. Silvio Roberto Farias Vlach

SÃO PAULO
2003

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**GEOCRONOLOGIA E LITOGEOQUÍMICA DOS
STOCKS GRANÍTICOS DA PORÇÃO SUDESTE
DA FAIXA APIAÍ, ESTADO DO PARANÁ.**

Leonardo Fadel Cury

Orientador: Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

DEDALUS - Acervo - IGC

30900014011

SÃO PAULO
2003

Aldous Huxley, arriscando uma opinião sobre o sentido da vida:

“...o mais alto objetivo que os seres humanos podem estabelecer como meta não é a busca de quimeras tais como o absoluto conhecimento, mas simplesmente o infatigável esforço para mover seus limites um pouco mais além e ampliar a nossa restrita esfera de ação.”

Dedico todo este meu esforço à Rosa Maria e Lariessa.

AGRADECIMENTOS

Gostaria de expressar meu agradecimento ao Prof. Dr. Oswaldo Siga Junior pela orientação extremamente dedicada e dinâmica, com apoio irrestrito em todas as etapas deste trabalho. Estendo ao Prof. Dr. Miguel Ângelo Stipp Basei, meus sinceros agradecimentos pela oportunidade de trabalhar em um grupo de pesquisa formado por excelentes geólogos, que a partir de agora contam com minha admiração.

De uma forma muito especial agradeço:

Hélcio Jose dos Prazeres Filho, pelos conselhos que nortearam o projeto inicial do trabalho, pela sua participação nas etapas de campo e discussão dos resultados; Dr. Ossama Mohamed Milad Harara, pelas discussões sobre os dados geoquímicos e petrográficos; Dra. Cláudia Regina Passarelli, pela grande ajuda na obtenção dos dados U-Pb; Werner Weber, pelo auxílio nas etapas iniciais de preparação das amostras.

Ao pesquisador Dr. Kei Sato, pelas discussões teóricas e grande auxílio na obtenção dos dados geocronológicos. Aos professores Dr. Silvio Roberto Farias Vlach e Dr. Gergely A. J. Szabó, pelas discussões e auxílio nas descrições petrográficas. Ao Prof. Dr. Ian McReath, pela grande ajuda na obtenção das imagens de catodoluminescência. Ao Prof. Mauro Saigado Monastier (UFPR), pela grande ajuda na obtenção dos mapas geológicos preliminares, bem como pelas sugestões de grande valor.

Aos amigos Frederico Meira Faleiros e Sérgio Willians de O. Rodrigues, pelas discussões acerca dos dados estruturais; Gilberto Alexander Kaulfuss, Neivaldo Araújo de Castro, Agustín Cardona Molina e César J. Vinasco Valejo pelas discussões e grande apoio. Agradeço também ao amigo Wagner da Silva Machado, pela participação nas etapas de campo, igualmente ao geólogo Alberto (Mineração Tabiporã).

Ao Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo – IGc – USP), onde foi gerado grande parte do volume de dados deste trabalho. Agradeço aos funcionários Artur T. Onoe, Vasco A. Loios, Solange L. Souza e Walter M. Sproesser, pelo grande auxílio durante as inúmeras etapas das análises geocronológicas.

Aos laboratórios de Química e ICP e Fluorescência de Raios X, especialmente à Marinês Lopes da Silva, Sandra Andrade e Paulo Ernesto Mori, pelo grande auxílio na obtenção dos dados geoquímicos.

Agradeço também à Ana Paula Cabanal, Magali Poli F. Rizzo (secretaria de pós-graduação) e Vera L. M. da Silva Pereira (secretaria do CPGeo), pelos inúmeros favores; Reynaldo P. Castellon (Lab. de Cartografia Geológica), pela ajuda na impressão dos mapas geológicos.

Finalmente, agradeço a Fundação de Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP), pelo suporte financeiro disponibilizado para este trabalho (projeto de pesquisa no. 01/00961-3).

ÍNDICE

ABSTRACT	i
RESUMO	iii
 CAPÍTULO 1	
INTRODUÇÃO	1
1.1 <u>LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA</u>	3
 CAPÍTULO 2	
SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS	5
2.1 <u>SEQÜÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES</u>	5
2.2 <u>TERRENOS DE EMBASAMENTO.....</u>	9
2.3 <u>MAGMATISMO GRANÍTICO INTRUSIVO</u>	10
2.3.1 <i>Complexos Graníticos Três Córregos e Cunhaporanga</i>	10
2.3.2 <i>Outros Maciços Graníticos da Faixa Apiaí</i>	11
2.4 <u>ZONAS DE CISALHAMENTO</u>	15
2.4.1 <i>Zona do Cisalhamento Lancinha</i>	15
2.4.2 <i>Zona de Cisalhamento Morro Agudo</i>	15
2.4.3 <i>Falha do Cerne</i>	15
 CAPÍTULO 3	
CONTEXTO GEOLÓGICO ESTRUTURAL	17
3.1 <u>CONTEXTO DAS ROCHAS ENCAIXANTES</u>	17
3.1.1 <i>Estudo das Estruturas</i>	18
3.1.2 <i>Zonas de Contato</i>	21
3.2 <u>CONTEXTO DAS INTRUSÕES</u>	30
3.2.1 <i>Feições Rúpteis – Dúcteis</i>	30
3.2.2 <i>Feições Rúpteis</i>	35
3.3 <u>COMPARAÇÃO COM AS ENCAIXANTES</u>	37

CAPÍTULO 4

ESTUDOS PETROGRÁFICOS	38
4.1 <u>GRANITO DO CERNE</u>	39
4.1.1 <i>Fácies Granito Isótropo</i>	42
4.1.2 <i>Fácies Granito com Enclaves</i>	43
4.1.3 <i>Fácies Granito com Quartzo Globular</i>	45
4.1.4 <i>Fácies Granitos Foliados</i>	46
4.1.5 <i>Fácies Granito Fino</i>	49
4.1.6 <i>Fácies Granito Grosso</i>	50
4.1.7 <i>Fácies Granito Baixo Máfico</i>	51
4.1.8 <i>Veios Aplíticos</i>	52
4.2 <u>GRANITO PASSA TRÊS</u>	53
4.2.1 <i>Fácies Granito Isótropo</i>	55
4.2.2 <i>Fácies Granito Mineralizado</i>	56
4.2.3 <i>Fácies Granito Foliado</i>	58
4.3 <u>GRANITO RIO ABAIXO</u>	60
4.3.1 <i>Fácies Granito Isótropo</i>	61
4.3.2 <i>Fácies Granito Foliado</i>	64
4.3.3 <i>Fácies Granito Cataclástico</i>	65
4.4 <u>SIENITO CAPIVARA</u>	66
4.5 <u>MONZONITO CHACRINHA</u>	68
4.6 <u>SIENOGNITO MILONÍTICO DO NÚCLEO BETARA</u>	70

CAPÍTULO 5

ESTUDOS GEOQUÍMICOS	72
----------------------------------	-----------

CAPÍTULO 6

ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS	83
6.1 <u>MÉTODO U-Pb ZIRCÃO</u>	83
6.1.1 <i>Características do Zircão</i>	83
6.1.2 <i>Análises Discordantes – Alguns Aspectos Relevantes</i>	86
6.1.3 <i>Método U-Pb (zircão) Convencional</i>	87
6.1.4 <i>Resultados Obtidos</i>	88
GRANITO DO CERNE	88
GRANITO RIO ABAIXO	93

GRANITO PASSA TRÊS	95
SIENITO CAPIVARA	96
SIENOGRANITO DO NÚCLEO BETARA	98
6.2 <u>EVTIMS (Evaporation Thermal Ionization Mass Spectrometry)</u>	99
6.2.1 <i>Resultados Obtidos</i>	100
6.3 <u>MÉTODO Sm-Nd</u>	102
6.3.1 <i>Resultados Obtidos</i>	103
6.4 <u>MÉTODO Ar-Ar</u>	106
6.4.1 <i>Resultados Obtidos</i>	107
CAPÍTULO 7	
CONCLUSÕES	112
REFERÊNCIAS	115
ANEXO 1	
<u>TABELAS DAS ANÁLISES GEOQUÍMICAS</u>	
ANEXO 2	
<u>TABELA DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm-Nd & Sr-Sr</u>	
ANEXO 3	
<u>TABELAS DAS ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO</u>	
ANEXO 4	
<u>TABELAS DAS ANÁLISES Ar-Ar EM MICAS</u>	
ANEXO 5	
<u>MAPA GEOLÓGICO - ESCALA 1:50.000</u>	
ANEXO 6	
<u>ESBOÇO FACIOLÓGICO</u>	

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1: Localização e vias de acesso.....	03
Figura 2: Esquema geológico com as principais unidades geológicas e tectônicas doSE brasileiro.....	06
Figura 3: Esboço geológico da porção sul da Faixa Apiaí.....	16

ROCHAS ENCAIXANTES

Figura 4: Estereograma (densidade dos pólos) da Sn.....	20
Figura 5: Estereograma (densidade dos pólos) da Sn+2.....	20
Figura 6: Diagrama de rosetas: direção dos planos de fraturas.....	25
Figuras 7 e 8: Diagramas Rf / Phi (planos XZ e YZ).....	29
Figura 9: Diagrama de Flinn.....	29
Figura 32: Diagrama Concórdia da amostra CER-08 (Núcleo Betara).....	99

CORPOS GRANÍTICOS

Figura 10: Estereograma (densidade dos pólos) da Sn+2.....	32
Figura 11: Diagrama de rosetas das fraturas.....	37
Figura 12: Diagrama de Streckeisen (1976).....	38
Figura 17: Diagrama P/Q de Debon & LeFort (1983).....	72
Figura 18: Diagrama de Maniar & Picoli (1989).....	77
Figura 19: Diagrama de Irvine & Baragar (1971).....	77
Figura 35: Diagrama ϵ_{Nd} versus Tempo (Ga) -TDM (estágio simples).....	104
Figura 36: Diagrama ϵ_{Nd} versus Tempo (Ga) -TDM (estágio duplo).....	105

GRANITO DO CERNE

Figura 13: Diagrama de Streckeisen (1976).....	40
Figura 20: <i>Spidergram</i> dos ETR.....	78
Figura 21: <i>Spidergram</i> dos ETR para os termos félsicos (CER-43, CER-55 e CER-82).....	79
Figura 22: <i>Spidergram</i> dos ETR (enclave e matriz – CER-15).....	79
Figura 24: Diagrama de Pearce (1996).....	82
Figura 25: Diagrama Concórdia da amostra CER-15.....	89
Figura 26: Diagrama Concórdia da amostra CER-16.....	90
Figura 27: Diagrama Concórdia da amostra CER-23.....	92
Figura 28: Diagrama Concórdia – (CER-15, CER-16 e CER-23).....	93
Figura 33: Gráfico Temperatura versus Idade (CER-16).....	101
Figura 34: Gráfico Temperatura versus Idade (CER-15).....	101
Figura 37: Diagrama ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr}	106

GRANITO PASSA TRÊS

Figura 14: Diagrama de Streckeisen (1976).....	54
Figura 20: <i>Spidergram</i> dos ETR.....	78
Figura 30: Diagrama Concórdia da amostra CER-49.....	96

GRANITO RIO ABAIXO

Figura 15: Diagrama de Streckeisen (1976).....	61
Figura 20: <i>Spidergram</i> dos ETR.....	78
Figura 29: Diagrama Concórdia da amostra CER-30.....	94

SIENITO CAPIVARA

Figura 16: Diagrama de Streckeisen (1976).....	66
Figura 22: <i>Spidergram</i> dos ETR.....	79
Figura 24: Diagrama de Pearce (1996).....	82
Figura 31: Diagrama Concórdia da amostra CER-00.....	97

MONZONITO CHACRINHA

Figura 23: <i>Spidergram</i> dos ETR.....	80
---	----

LISTA DE FOTOS

ROCHAS ENCAIXANTES

Foto 47: Sienogranito milonítico - Núcleo Betara (CER-08).....	70
Foto 48: Sienogranito milonítico - Núcleo Betara (CER-48).....	71

FORMAÇÃO BETARA

Foto 1: Filonitos da Falha do Cerne (CER-32).....	21
Foto 2: Quartzo-anfibólio-xisto (CER-43).....	23
Foto 3: Quartzito leitoso (CER-46).....	24
Foto 4: Quartzito com estiramento intenso (CER-36).....	24
Fotos 6: Actinolita-granada-hornfels (CER-85).....	26
Foto 7: Feições de hidrocatclasmamento (CER-82).....	26

FORMAÇÃO VOTUVERAVA

Foto 5 Quartzito intensamente fraturado (CER-27).....	24
Foto 8: Indicador dextral – sigmoidal (Zona de Cisalhamento Morro Agudo).....	27
Foto 9: Filonito (Zona de Cisalhamento Morro Agudo).....	27

CORPOS GRANÍTICOS

GRANITO DO CERNE

Foto 10: Estrutura de fluxo magmático (CER-55).....	30
Foto 11: Deformação dúctil (CER-38).....	31
Foto 12: Estrutura bandada (CER-18).....	32
Foto 13: Estruturas miloníticas (CER-18).....	32
Foto 15: Quartzolitos miloníticos (CER-74).....	34
Foto 16: Granito à K feldspato + quartzo (CER-74).....	34
Foto 17: Lentes de granito em meio à meta-margas (CER-83).....	35
Foto 18: Apófise granítica (CER-75).....	35
Fotos 19: Veio aplítico (CER-82b).....	35
Foto 21: Brecha (CER-84).....	36
Foto 23: Fácies Granito Isótropo.....	42
Foto 24: Enclaves máficos.....	44
Foto 25: Granito com quartzo globular (CER-56).....	45
Foto 26: Foliação de fluxo magmático (CER-57).....	46
Foto 27: Granito Milonítico.....	47
Foto 28: Estrutura bandada.....	48
Foto 29: Granito intensamente fraturado.....	49
Foto 30: Fácies Granito Fino (CER-43a).....	50
Foto 31: Granito grosso (CER-69).....	50
Foto 32: Granito com pouco máfico (CER-83).....	51
Foto 33: Veios aplíticos – centimétricos.....	52
Foto 34: Veio aplítico – métrico (CER-83).....	52
Fotos 50 (1) e (2): Fotos dos dois tipos diferentes de zircões (CER-15; CER-16).....	100

GRANITO PASSA TRÊS

Foto 35: Granito com pouco máfico (CER-49).....	53
Foto 36: Mineralização aurífera em sulfetos (CER-50).....	53
Foto 37: Fácies Granito Mineralizado (CER-50).....	56
Foto 38: Veios de quartzo mineralizados (CER-50).....	57
Foto 39: Granito intensamente fraturado (CER-53).....	59

GRANITO RIO ABAIXO

Foto 14: Bandas mais feldspáticas (CER-25).....	34
Foto 20: Veio granítico (CER-30).....	35
Foto 22: Granito cataclástico (CER-25).....	36
Foto 40: Granito com quartzo mobilizado (recristalizado) - CER-49.....	60
Foto 41: Granito isótropo com intensa epidotização (CER-30).....	62
Foto 42: Veio granítico intrudindo carbonatos (CER-30).....	62
Foto 43: Granito com baixa porcentagem de máficos.....	64
Foto 44: Granito intensamente fraturado (CER-27).....	65

SIENITO CAPIVARA	
Foto 45: Sienito Capivara (CER-88).....	67
Fotos 49 a e b: Tipologia dos zircões (amostra CER-00).....	97
MONZONITO CHACRINHA	
Foto 46: Monzonito Chacrinha (CER-72).....	69

LISTA DE FOTOMICROGRAFIAS

ROCHAS ENCAIXANTES

FORMAÇÃO BETARA

Fotomicrografia 2: Quartzo-anfibólio-xisto (CER-43d).....	23
Fotomicrografia 3: Quartzo-anfibólio-xisto (CER-43d) - presença de microclínio.....	23
Fotomicrografia 4: Sistema de fraturas oblíquos à foliação (CER-03).....	25
Fotomicrografia 5: Fraturas com crescimento de quartzo nas paredes (CER-03).....	25
Fotomicrografia 6: Granada em meio à massa de actinolita (CER-85).....	26
Fotomicrografia 7: Milonito (CER-03).....	28

FORMAÇÃO VOTUVERAVA

Fotomicrografia 1: Clivagem de crenulação em filitos.....	22
---	----

CORPOS GRANÍTICOS

GRANITO DO CERNE

Fotomicrografia 8: Granito protomilonítico (CER-82).....	31
Fotomicrografia 9: Estrutura <i>micafish</i> (CER-18).....	33
Fotomicrografia 10: Estiramento dos minerais (CER-18).....	33
Fotomicrografia 11: Maclas onduladas nos feldspatos (CER-18).....	33
Fotomicrografia 12: Deformação dútil no plagioclásio (CER-18).....	33
Fotomicrografia 13: Estrutura 'tipo Rapakivi' (CER-16).....	42
Fotomicrografia 14: Apatita em tamanho avantajado (CER-40).....	43
Fotomicrografia 15: Detalhe de micro -enclaves (CER-15).....	45

GRANITO PASSA TRÊS

Fotomicrografia 16: Plagioclásio incluído em microclínio (CER-50).....	56
Fotomicrografia 17: Granito com pouco máfico (CER-49b).....	57

GRANITO RIO ABAIXO

Fotomicrografia 18: Anfibólios em meio a massa quartzo-feldspática (CER-25).....	63
--	----

SIENITO CAPIVARA

Fotomicrografia 19: Zoneamento interno dos microclínios (CER-88).....	68
---	----

MONZONITO CHACRINHA

Fotomicrografia 21: Intercrescimento micrográfico (CER-72).....	69
---	----

LISTA DE TABELAS E QUADROS

Tabela 1: Relação das Fácies (geral).....	39
Tabela 7: Comparação com os granitos tipo-A e com a série shoshonítica.....	81
Tabela 8: Tabela com os resultados das análise Sm-Nd.....	103
Tabela 9: Tabela com os dados de estrôncio.....	105
GRANITO DO CERNE	
Tabela 2: Contagem de minerais (moda).....	41
Tabela 3: Contagem de minerais (moda).....	41
Quadro 1: Relação temporal de cristalização.....	41
GRANITO PASSA TRÊS	
Tabela 4: Contagem de minerais (moda).....	54
Quadro 2: Relação temporal de cristalização.....	55
GRANITO RIO ABAIXO	
Tabela 5: Contagem de minerais (moda).....	60
Quadro 3: Relação temporal de cristalização.....	61
SIENITO CAPIVARA	
Tabela 6: Contagem de minerais (moda).....	66

LISTA DE PRANCHAS

ROCHAS ENCAIXANTES

Prancha 8: Imagens de catodoluminescência (CER-08) – sienogranitos miloníticos.....	98
---	----

FORMAÇÃO BETARA

Prancha 11: Diagramas Ar-Ar e Ideograma (CER-09).....	110
Prancha 12: Diagramas Ar-Ar e Ideograma (CER-19).....	111

CORPOS GRANÍTICOS

Prancha 1: Diagramas de Harker: SiO ₂ versus elementos maiores.....	74
Prancha 2: Diagramas de Harker: SiO ₂ versus elementos menores.....	75 / 76

GRANITO DO CERNE

Prancha 3: Imagens de catodoluminescência (CER-15).....	88
Prancha 4: Imagens de catodoluminescência (CER-16).....	90
Prancha 5: Imagens de catodoluminescência (CER-23).....	91
Prancha 9: Diagramas Ar-Ar e Ideograma (CER-16).....	108
Prancha 10: Diagramas dos Ar-Ar e Ideograma (CER-23).....	109

GRANITO PASSA TRÊS

Prancha 7: Imagens de catodoluminescência (CER-49).....	95
---	----

GRANITO RIO ABAIXO

Prancha 6: Imagens de catodoluminescência (CER-30).....	94
---	----

ABSTRACT

The Cerne, Passa Três, Rio Abaixo and the Capivara Syenite granitic stocks crop out as NE-SW-elongated, elliptical (Cerne and Passa Três granites) or ovoid-shaped (Rio Abaixo Granite and Capivara Syenite) bodies, intrusive in the metasediments of the southeastern portion of the Apiaí Fold Belt in the State of Paraná.

The Cerne Granite is predominantly composed of biotite syenogranites, monzogranites and (rarer) quartz syenites, with xenomorphic to hypidiomorphic texture, medium-grained inequigranular to porphyritic, with frequently perthitic microcline megacrysts. Generally speaking, this massif is isotropic or presents incipient magmatic foliation in its inner portions, or is deformed close to the contacts with the host rocks. This predominantly brittle-ductile deformation is associated with high-angle (transcurrent) shear zones, developing protomylonitic and mylonitic terms.

The Passa Três Granite is petrographically and structurally similar to the Cerne Granite (in special to the syenogranites), differing only in the almost total absence of biotite. A hydrothermal phase stands out, characterized by penetrative, meter-sized quartz veins with sulfides associated with gold mineralization.

The Rio Abaixo Granite is composed predominantly of biotite monzogranites and syenogranites. Its texture is similar to the Cerne and Passa Três granites (xenomorphic to hypidiomorphic, medium-grained inequigranular to porphyritic, with microcline megacrysts). It is ovoid-shaped and its contacts are marked by predominantly brittle shear zones.

The Capivara Syenite is represented by quartz syenites and alkali feldspar syenites, with hypidiomorphic texture, medium-grained inequigranular to porphyritic, with microcline megacrysts. It shows flow foliation, as well as marked fracture cleavage throughout the intrusion.

These rocks show lithogeochemical similarities with type-A granites, but are very enriched in Ba, Sr and Zr. The Cerne, Passa Três and Rio Abaixo granites are possibly more related to an aluminous series than the Capivara Syenite, which is more characteristic of the alkaline series. Sm-Nd (TDM) model ages indicate the 2200-2000 Ma interval (Paleoproterozoic) as the main period of mantle/crust differentiation of the protoliths of the Cerne, Passa Três, Rio Abaixo and Capivara Syenite massifs. σ_{Nd} values, when calculated at the time of formation of the granitic bodies, are negative (average values around minus 15), characterizing long crustal residence period of the protoliths.

The Chacrinha Monzonite, also included in this study, shows lithogeochemical characteristics distinct from the nearby intrusions. It is located west of the Cerne Granite and crops out as small intrusions characterized by quartz monzonites associated with NW-SE-striking diabase dikes that intensely crosscut the region.

Cerne, Rio Abaixo and Capivara Syenite granites are characterized by (in general prismatic and biterminated) zircons showing isotopic heritages. The analytical points plot discordantly on the concordia diagram, defining the best ages at the lower intercepts: 563 ± 34 Ma (Cerne Granite), 564 ± 63 Ma (Rio Abaixo Granite) and 553 ± 9 Ma (Capivara Syenite), interpreted as the crystallization / recrystallization time of these zircons and consequently of the granitic massifs formation. The upper intercepts are very imprecise (between 2.2 and 2.7 Ga), evidencing an important heritage component. This heritage is best characterized by the evaporation technique using zircon monocrystals directly on the spectrometer filament, which defines a 2295 ± 150 Ma age.

Additionally, the isotopic pattern of the Betara Nucleus, south of the Cerne Granite, was determined. A U-Pb age in zircon of 1750 ± 7 Ma was obtained, related to the crystallization / formation of these syenogranites, associated with taphrogenetic events that took place during the Statherian period.

Ar-Ar analyses of the Cerne Granite biotites yielded a 557 ± 2 Ma age, very close to that obtained for the formation of this body (563 ± 34 Ma). Such values are related to cooling at temperatures lower than 250-300 °C, suggesting a relatively short period encompassing emplacement, crystallization and exhumation of the intrusion.

The intrusion of the Cerne, Passa Três, Rio Abaixo and Capivara Syenite granitic stocks seems to be associated with the high-angle tectonics that took place during the final phase of a transpression regime. They represent a post-orogenic magmatismo (~560Ma) in relation to the Três Córregos – Cunhaporanga magmatic arc (630-590 Ma), and are tardi-orogenic in the Apiaí Fold Belt context, related to its transpression final stages. The emplacement of these bodies is intimately associated with transcurrent shear zones and the development of the major antiformal and synformal structures.

RESUMO

Os stocks graníticos de Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara são representados por corpos elípticos, alongados segundo a direção NE-SW (granitos do Cerne e Passa Três) ou com formas "ovóides" (Granito Rio Abaixo e Sienito Capivara). Estes corpos são intrusivos nos metassedimentos da porção sudeste da Faixa de Dobramentos Apiaí, no Estado do Paraná.

O Granito do Cerne é expresso predominantemente por biotita-sienogranitos, monzogranitos e quartzo-sienitos (mais raros), com textura xenomórfica à hipidiomórfica, inequigranular média à megacristais de microclínio, estes freqüentemente pertitzados. De modo geral este maciço apresenta-se isótropo ou com foliação magmática insipiente em seu interior, ou deformado próximo aos contatos com as encaixantes. Essa deformação, predominantemente rúptil-dúctil, associa-se a zonas de cisalhamento de alto ângulo (transcorrências), desenvolvendo termos protomiloníticos e miloníticos.

O Granito Passa Três é petrograficamente e estruturalmente semelhante ao Granito do Cerne (principalmente aos sienogranitos), distinguindo-se por praticamente não apresentar biotitas. Destaca-se uma marcante fase hidrotermal, caracterizada por veios de quartzo métricos, penetrativos, com sulfetos associados à mineralização de ouro.

O Granito Rio Abaixo é composto predominantemente por biotita-monzogranitos e sienogranitos com textura semelhante aos granitos do Cerne e Passa Três (xenomórfica à hipidiomórfica, inequigranular média à megacristais de microclínio). Apresenta forma ovóide e seus contatos são marcados por zonas de cisalhamento predominantemente rúpteis.

O Sienito Capivara é representado por quartzo-sienitos e álcali-feldspato-sienitos, com textura hipidiomórfica, inequigranular média à megacristais de microclínio. Mostra foliação de fluxo, bem como uma clivagem de fratura marcante em toda intrusão.

Essas rochas mostram semelhanças litogeoquímicas com os granitos tipo-A, porém, bastante enriquecidas em Ba, Sr e Zr. Os granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo parecem relacionar-se à uma série aluminosa, enquanto o Sienito Capivara apresenta assinatura semelhante à rochas das séries alcalinas. As idades modelo Sm-Nd (TDM) indicam o intervalo 2.200-2.000Ma (Paleoproterozóico) como principal período de diferenciação manto / crosta dos protólitos dos maciços graníticos Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara. Os valores de ϵ_{Nd} , quando calculados para época de formação desses corpos graníticos, mostram-se negativos (valor médio de aproximadamente -15), caracterizando longo período de residência crustal dos protólitos dessas rochas.

O Monzonito Chacrinha, também abordado neste trabalho, mostra características litogeoquímicas distintas as demais intrusões estudadas. Encontra-se localizado como pequenas

intrusões à oeste do Granito do Cerne, caracterizado por quartzo-monzonitos associados aos diques de diabásio de direção NW-SE, que cortam intensamente a região.

Os dados U-Pb dos granitos Cerne, Rio Abaixo e Sienito Capivara se caracterizaram pela presença de zircões (normalmente prismáticos e biterminados) com heranças isotópicas. Os pontos analíticos posicionam-se discordantes no diagrama concórdia, definindo melhores idades nos interceptos inferiores em $563\pm34\text{Ma}$ (Granito do Cerne), $564\pm63\text{Ma}$ (Granito Rio Abaixo) e $553\pm9\text{Ma}$ (Sienito Capivara), interpretados como época de cristalização / recristalização desses zircões e conseqüentemente de formação desses maciços graníticos. Os interceptos superiores mostram-se bastante imprecisos (entre 2.2 e 2.7Ga), evidenciando uma importante componente de herança. Esta herança é melhor caracterizada pela técnica de evaporação de monocristais de zircão em filamento do espectrômetro, definindo idade de $2295\pm150\text{Ma}$.

Adicionalmente, foi determinado o padrão isotópico dos sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara, ao sul do Granito do Cerne. Foi obtida idade U-Pb em zircão de $1750\pm7\text{Ma}$, relativa a cristalização / formação desses sienogranitos, associados à eventos tafrogenéticos durante o período Estateriano.

Análise Ar-Ar realizada em biotitas do Granito do Cerne indicou idade $557\pm2\text{Ma}$, bastante próxima a obtida para formação deste corpo ($563\pm34\text{Ma}$). Tal valor relaciona-se ao resfriamento dessas rochas a temperaturas inferiores a $250\text{--}300^\circ\text{C}$, sugerindo período relativamente curto entre a colocação, cristalização e exumação da intrusão.

A intrusão dos stocks graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara parece associar-se à tectônica de alto ângulo, durante a fase final do regime de transpressão. Representam um magmatismo pós-orogênico em relação ao arco-magmático Três Córregos – Cunhaporanga ($630\text{--}590\text{Ma}$) e tardi-orogênico no contexto da Faixa de Dobramentos Apiaí, relacionados aos estágios finais de transpressão, estando a colocação desses corpos intimamente associadas às zonas de cisalhamento transcorrente e desenvolvimento das grandes estruturas antiformais e sinformais.

1 INTRODUÇÃO

Este trabalho tem enfoque nas caracterizações petroquímicas e geocronológicas de stocks graníticos da porção sudeste da Faixa Apiaí, no Estado do Paraná. O estudo teve ênfase nos granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, além de abranger outras intrusões menores pouco reconhecidas, como o "Monzonito Chacrinha" e o "Sienito Capivara". Adicionalmente, pretende-se discutir aspectos relacionados a tectônica de colocação desses corpos, suas relações com as seqüências metavulcanossedimentares encaixantes e as zonas de cisalhamento adjacentes.

Durante a primeira etapa deste trabalho foi realizado um levantamento das publicações existentes relacionadas à região, além da confecção de um mapa base para orientação em campo. Também foi confeccionado um mapa geológico preliminar, integrando mapeamentos (escala 1:10.000) realizados pelos alunos da Universidade Federal do Paraná, em diversos anos, com auxílio da interpretação de fotos aéreas (ITC-PR, 1980, escala 1:25.000).

Na etapa seguinte iniciaram-se os trabalhos de campo, com ênfase no Granito do Cerne e arredores, visando o reconhecimento geológico e coleta de amostras para análises petrográficas, geoquímicas e geocronológicas. Durante esta etapa foram confeccionadas lâminas delgadas para descrições petrográficas detalhadas, seguidas da seleção de amostras para análises geoquímicas e concentrações de minerais para análises geocronológicas. O final desta etapa foi marcado pela volta ao campo, agora realizado nos granitos Rio Abaixo, Passa Três e Cerne, além do Sienito Capivara e Monzonito Chacrinha. As amostras coletadas foram processadas nos laboratórios do IGc-USP.

Na etapa final do trabalho foram concluídos os estudos laboratoriais, bem como a interpretação dos dados obtidos. Foi confeccionado um mapa geológico na escala 1:50.000, adequando as informações de campo, foto interpretação (fotos aéreas na escala 1:25.000) e dados preliminares (dados bibliográficos e integração de mapas dos alunos da disciplina de Mapeamento de Graduação, do Curso de Geologia da UFPR). Por fim, a redação da presente dissertação em sete capítulos (1 - Introdução, 2 - Síntese dos Conhecimentos, 3 - Contexto Geológico Estrutural, 4 - Estudos Petrográficos, 5 - Estudos Geoquímicos, 6 - Estudos Geocronológicos e 7 - Conclusões).

A síntese dos conhecimentos realizada no segundo capítulo abrange os terrenos do Pré-Cambriano no Estado do Paraná, com ênfase nas unidades que participam do contexto geológico e do foco do presente estudo (unidades metavulcanossedimentares e intrusões).

No terceiro capítulo encontram-se detalhadas as informações geológico-estruturais levantadas durante as duas etapas de campo, realizadas num total de 25 dias. Este capítulo pretende abordar de modo sucinto os padrões estruturais relativos às rochas encaixantes e corpos graníticos, com ênfase em suas relações de contato, bem como com as zonas de cisalhamento adjacentes.

O quarto capítulo apresenta os dados referentes aos estudos petrográficos realizados através da análise macroscópica e de secções delgadas ao microscópio, com ênfase nos litotipos graníticos. Apresenta resultados de contagem mineral realizada em 20 secções (média de 1000 pontos, espaçamento 0,6x0,6mm) para determinação das modas nas intrusões. Durante o estudo foram separadas diferentes fácies nos corpos graníticos, visando uma melhor compreensão do comportamento interno bem como em zonas de borda dos mesmos.

No quinto capítulo são apresentados os estudos geoquímicos com dados referentes a Elementos Maiores, Menores e Terras Raras, todos em rocha total, obtidos nos laboratórios do IGc-USP. Os resultados são apresentados através de classificações e comparações entre os diferentes corpos estudados, tentando fazer uma associação do padrão geoquímico observado nas intrusões com algumas características de séries magmáticas reconhecidas na literatura.

O sexto capítulo diz respeito aos estudos geocronológicos, estando subdividido em três sub-capítulos: Método U-Pb (zircão), Método Sm-Nd e Método Ar-Ar. No que se refere ao método U-Pb em zircão, o texto introdutório traz importantes considerações sobre a metodologia, características do zircão (metamictização, difusão de chumbo, zoneamento interno), além de alguns aspectos sobre idades discordantes. Essa discussão é de grande relevância para o trabalho, refletindo diretamente no valor interpretativo dos dados obtidos. Nos sub-capítulos relativos aos métodos Sm-Nd e Ar-Ar são feitas breves descrições sobre a metodologia empregada, abrangendo as técnicas de análise, com posterior apresentação dos obtidos.

Por fim, no sétimo capítulo encontram-se as conclusões tecidas a partir da integração dos dados obtidos utilizando-se das diferentes técnicas, bem como através de comparações e interpretações com o cenário tectônico no qual se inserem as intrusões.

1.1 LOCALIZAÇÃO E ACESSO À ÁREA

A área de estudo localiza-se a noroeste da cidade de Curitiba, Estado do Paraná e distribui-se segundo uma faixa alongada de direção aproximada NE-SW. Situa-se entre os municípios de Campo Largo, Campo Magro, Itaperussú e Rio Branco do Sul (figura 1). Outra localidade de referência é Bateias (região de Campo Magro), localizada no caminho da principal via de acesso à área (PR-090).

Figura 1: Localização e vias de acesso à área de estudo.

Abrange os terrenos Pré-Cambrianos paranaenses, da porção sudeste da Faixa Apiai (definida por Hasui, 1975), onde ocorrem os granitos Passa Três (mais ao sul), Cerne (centro) e Rio Abaixo (mais ao norte), além de outros corpos intrusivos menores como Monzonito Chacrinha e Sienito Capivara.

Um dos principais acessos à área se faz pela rodovia estadual PR-090 (Estrada do Cerne), que possui apenas um pequeno trecho asfaltado (de Campo Largo à Bateias) e em grande parte por estrada de chão (pavimentada com saibro), com alguns trechos bastante prejudicados durante a época de chuva (setembro à abril). A Estrada do Cerne representa um importante perfil geológico

na região leste do Paraná, uma vez que corta quase ortogonalmente grande parte das estruturas, tanto nas seqüências metavulcanossedimentares, como os maciços graníticos intrusivos. Dessa estrada vicinal ramificam-se estradas secundárias e trilhas, que permitem bons acessos aos afloramentos, porém, nem sempre de tráfego fácil.

O Granito do Cerne localiza-se bem no centro da área de estudo e o melhor acesso a esta intrusão se faz pela Estrada do Cerne (PR-090). O Sienito Capivara e o Monzonito Chacrinha localizam-se nos arredores do Granito do Cerne, portanto seus acessos são os mesmos.

Já o Granito Rio Abaixo (ao norte da área) localiza-se nas proximidades da cidade de Rio Branco do Sul, onde o melhor acesso a partir de Curitiba se faz pela rodovia estadual PR-092 (Rodovia dos Minérios). Esta rodovia encontra-se asfaltada até Rio Branco do Sul, a partir de onde os acessos se fazem através de estradas secundárias, com pavimentação irregular até o Granito Rio Abaixo.

O Granito Passa Três localiza-se na região de Povinho de São João, Município de Campo Largo, e seu acesso principal se faz pela estrada da Itambé (fábrica de cimento), à partir da BR-376. O acesso à Mina do Povinho de São João, explorada pela mineradora Tabiporã, se faz por estrada secundária, pavimentada com saibro. A exploração de ouro no Granito Passa Três empresta o apelido de "Granito do Ouro", como é mais conhecido na região. Outro caminho para o Granito Passa Três se faz a partir da Estrada do Cerne (PR-090), com alguns trechos bem precários.

2 SÍNTESE DOS CONHECIMENTOS

A geologia do Pré-Cambriano paranaense, intensamente estudada e amplamente discutida desde o século passado, se caracteriza por uma bibliografia bastante extensa que perfaz mais de uma centena de trabalhos e relatórios publicados. O quadro gerado é bastante confuso e fragmentário, caracterizado por inúmeras propostas de empilhamentos estratigráficos, modelos evolutivos grande proliferação de denominações, muitas das quais oriundas de trabalhos localizados, contraditórios às normas estratigráficas.

No âmbito regional, merecem destaque os trabalhos de mapeamento da Comissão da Carta Geológica do Paraná (CODEPAR), Projeto Leste do Paraná (CPRM), Projeto Sudeste do Estado de São Paulo (CPRM), Projeto Ribeira, Projeto de Integração e Detalhe do Vale do Ribeira e Projeto Anta-Gorda. Também merecem destaque os trabalhos de JICA/MMAJ (1982), Hasui (1986), Ebert *et al.* (1988), Soares (1987), Campanha (1987), Fiori (1990, 1992), Fiori e Gaspar (1993), Daitx (1996), Fassbinder (1996), Soares e Rostirolla (1997), Hackspacher *et al.* (1997), Wernick (1997 e 1998a,b) e Campanha e Sadowski (1999), que abordam de modo integrado estudos relacionados a ambientes de sedimentação, metamorfismo, magmatismo (incluindo plutonismo e vulcanismo), caracterização estrutural, geofísica, geocronologia e compartimentação tectônica.

Numa tentativa de melhor posicionar os corpos graníticos (objeto deste trabalho) sob o ponto de vista tectônico, são abordados neste capítulo aspectos relacionados a evolução dos conhecimentos das seqüências metavulcanossedimentares terrenos de embasamento e intrusões graníticas no âmbito da porção sudeste do Estado do Paraná. O esboço geológico (figura 2) aqui apresentado reúne, a grosso modo, informações de distintos autores, contando com uma legenda que inclui recentes estudos geocronológicos, muitos dos quais ainda no prelo.

2.1 SEQUÊNCIAS METAVULCANOSSEDIMENTARES

As primeiras descrições e relatos sobre as rochas do Pré-Cambriano paranaense referem-se a Derby (1878), que as classificou em duas séries distintas: "Séries Não Cristalofílicas" (Arqueano) e "Séries Cristalofílicas" (Cambriano ao Siluriano Inferior).

Oliveira (1927) foi o primeiro autor a apresentar um mapa geológico regional (na escala 1:1.000.000), dividindo o conjunto litológico do leste paranaense no "Complexo Cristalino" (Arqueano) e na "Série Assungui" (Ordoviciano), descrevendo pela primeira vez o pacote metassedimentar do primeiro planalto.

Carvalho & Pinto (1937) correlacionam a "Série Açungui" com as séries "São Roque" (SP), "Brusque" (SC) e "Porongos" (RS), situando-a no Algonquiano. Ainda neste trabalho, os autores reconhecem granitos intrusivos na seqüência metassedimentar.

Oliveira & Leonardos (1943) concordam com as idades Algonquiana para a "Seqüência Açungui" e Arqueana para o "Complexo Cristalino", atribuídas por Carvalho & Pinto (*op cit.*). Os autores caracterizam os filitos como as rochas mais freqüentes do Açungui e interpretam o ambiente deposicional como marinho relativamente profundo. Almeida (1944), observando o registro fóssil de estruturas algálicas, reforça a idade Algonquiana para o Açungui.

Figura 2: Esquema geológico com as principais unidades geológicas e tectônicas, sudeste brasileiro (adaptado de Siga Junior *et al.* 2002): (1) – Cobertura quaternária; (2) – Bacia do Paraná; (3) – Bacias de Ante-País {Grupo Castro (NW) e Grupo Camarinha (SW)}; (7) – Batólito Cunhaporanga [600-590], (11) – Grupo Itaiacoca [Neoproterozóico]; (8) – Batólito Três Córregos e corpos graníticos associados [630-600Ma], (10) – Formação Água Clara [c.1450Ma], (12) – Sequências Lajeado e Antinha [Neoprot.?]; (9) – Formação Votuverava [c.1450Ma]; (14) – Sequências Perau e Betara [1450Ma], (15) – granitóides Alcalinos deformados [1750Ma] e granitóides cálcio-alcalinos deformados [2100Ma], (6) – Granitóides Sin a Pós-colisionais [590-570Ma], (4) – Sienito Tunas [85Ma]; (13) – Formação Capirú; (16) – Complexo Gnáissico-Migmatítico Atuba, (5) – Complexo batolítico Costeiro.

Maack (1947) situa a "Série Açungui" no Eo-Algonquiano. O autor correlaciona esta seqüência de rochas com o "Sistema Espinhaço" (MG), "Série Minas" (MG) e a "Série Brusque" (SC), além de dividir o embasamento em "Complexo Cristalino" (inferior) e "Complexo Brasileiro" (superior). Em 1953, Maack apresenta o Mapa Geológico do Estado do Paraná, confeccionado na escala 1:750.000.

Bigarella & Salamuni (1956 e 1958) caracterizam as rochas da região do Morro do Setuva (à leste de Rio Branco do Sul) como seqüência basal da "Série Açungui". Os autores propõem a subdivisão da "Série Açungui" em três formações: "Setuva" (basal), "Capirú" (intermediária) e "Votuverava" (superior), todas situadas no Pré-Cambriano, mantendo a denominação de "Complexo Cristalino" (Arqueano) para o embasamento.

Almeida (1956) define a "Formação Itaiacoca", na porção nordeste da "Série Açungui", e correlaciona essa unidade com a "Formação Capirú", devido a semelhanças litológicas (dolomitos) e conteúdo fossilífero (estromatólitos).

Bigarella & Salamuni (1958) definem a "Formação Votuverava" como uma seqüência metavulcanossedimentar, de baixo grau metamórfico, caracterizada pela associação de espessos pacotes pelíticos a psamíticos compostos por filitos carbonosos, meta-ritmitos e meta-arenitos subordinados, além de meta-calcoarenitos, com expressivas interdigitações de rochas vulcânicas básicas, vulcanoclásticas e formações ferríferas.

Muratori (1966) eleva a "Série Açungui" a categoria de Grupo, subdividindo-a em três unidades: "Seqüência Quartzítica", "Seqüência Filítica" e "Seqüência Carbonática". Também os autores Bigarella & Salamuni (1967) abandonam a utilização do termo "Série Açungui", julgando-o inadequado. Os autores propõem a denominação de "Grupo Açungui", até hoje utilizada.

Fuck *et al.* (1966) e Muratori *et al.* (1966) reconhecem uma nova formação nas proximidades do Município de Campo Largo, composta por meta-siltitos, meta-argilitos, meta-arenitos e meta-conglomerados, anquimetamorfizados e pouco deformados, nomeando-a "Formação Camarinha". Consideram essas rochas sobrepostas às demais unidades metavulcanossedimentares por discordância angular, sendo seu contexto estrutural bastante distinto (menos complexo), caracterizado pela ocorrência de dobramentos abertos.

Marini *et al.* (1967) caracterizam o conjunto litológico superior do "Grupo Açungui", como uma seqüência carbonática de plataforma rasa (rochas calco-argilosas), propondo a denominação de "Formação Água Clara". Os autores mantêm as denominações das formações "Votuverava", "Capirú" e "Setuva" para as unidades inferiores, de acordo com Bigarella & Salamuni (1956 e 1958).

Marini *et al.* (*op. cit.*) consideram a "Formação Capirú" (Bigarella & Salamuni, 1956) formada por epi-metamorfitos compostos por dolomitos, quartzitos interdigitados e filitos (em menor proporção). Correlacionam estratigraficamente a "Formação Capirú" com a "Formação Itaiacoca" (Almeida, 1956), devido a similaridade do conteúdo fossilífero (estromatólitos).

Petri & Suguio (1969) realizam um dos poucos estudos relacionados à estruturas sedimentares nas rochas do Pré-Cambriano paranaense. Os autores consideram que o "Grupo Açungui" depositou-se em condições 'miogeossinclinais', do tipo 'plataforma continental', em 'mar epicontinental raso'.

Marini (1970) reconsidera a posição da "Formação Setuva", definindo-a como mais antiga que o "Grupo Açungui". Neste trabalho, o autor admite a contemporaneidade entre as formações "Capirú", "Votuverava" e "Água Clara", através de estudos comparativos do metamorfismo e das estruturas das rochas.

Ebert (1971) propõe a denominação de "unidade Pré-Setuva" para os 'gnaisses basais', antes pertencentes à "Formação Setuva", de resto concordando com a divisão proposta por Marini (1970).

Popp *et al.* (1979), em estudo realizado na região do 'Núcleo Betara', elevam a "Formação Setuva" a categoria de Grupo, dividindo-o em duas unidades: gnaisses pertencentes à "Formação Meia Lua" (base) e quartzitos e mica-xistos da "Formação Betara" (superior). Neste trabalho os autores subdividem a "Formação Capirú" nos membros "Ermida" e "Ouro Fino".

Schöll *et al.* (1980) dividem o Pré-Cambriano paranaense em três unidades: "Complexo Cristalino" (base), "Formação Setuva" (intermediária) e "Grupo Açungui" (superior). Os autores consideram as formações "Capirú" e "Votuverava" (Grupo Açungui) como contemporâneas.

Pontes (1981), admite uma diferença metamórfica e estrutural para as rochas da "Formação Água Clara" e posiciona esta unidade na base do "Grupo Açungui".

Fiori *et al.* (1985) dividem o Pré-Cambriano paranaense em oito compartimentos tectônicos, limitados por importantes alinhamentos e falhas transcorrentes. Através da análise estrutural em diferentes litotipos, os autores identificam três fases deformacionais para o "Grupo Açungui".

Soares (1987), em estudo de integração, propõe a seguinte divisão da estratigrafia do leste paranaense: "Grupo Setuva" na base, constituído pelas formações "Perau" e "Água Clara"; um pacote intermediário constituído pelo "Grupo Açungui" ("Formação Votuverava", "Formação Itaiacoca", "Formação Capirú" e "Seqüência Abapã"); unidades superiores, representadas pela "Seqüência Antinha", "Grupo Castro" e a "Formação Camarinha".

Reis Neto & Soares (1987) admitem que o "Grupo Setuva" sofreu uma deformação essencialmente dúctil com grau metamórfico de xisto-verde a anfibolito, enquanto que no "Grupo Açungui" é caracterizado um regime dúctil / rúptil, com metamorfismo fácies xisto-verde.

Dias & Salazar (1987) consideram a "Seqüência Antinha" (definida por Pontes, 1981) representada por metarritimitos sílticos à sílticos arenosos, intercalados com níveis areno-conglomeráticos e metacalcários rítmicos com intercalções síltico-argilosas. Os referidos autores consideram que esta seqüência foi depositada em regime de transtensão, durante um evento relativamente rápido, associado ao desenvolvimento das grandes falhas transcorrentes.

Fiori (1990 e 1992) caracteriza e nomeia três sistemas deformacionais principais no Pré-Cambriano paranaense, na seguinte ordem cronológica de eventos: "Sistema de Cavalcamento Açungui", "Sistema de Dobramento Apiaí" e "Sistema de Transcorrência Lancinha". O autor considera o "Grupo Açungui" (composto pelas formações "Capirú" e "Votuverava"), sobreposto ao "Grupo Setuva" (composto pelas formações "Água Clara" e "Perau").

Campanha (1991) define o "Super Grupo Açungui" (superior), constituído pelos grupos "Itaiacoca" e "Votuverava", além das formações "Capirú" e "Água Clara". Como unidade intermediária, considera o "Grupo Setuva" constituído pelo "Complexo Turvo-Cajati" e pela "Seqüência Clástica-Carbonatada Basal" de Schöll (1982). Como embasamento dessas rochas, o autor considera os complexos "Gnáissico-Migmatítico" e "Costeiro".

Fassbinder (1996), em trabalho de síntese e integração, propõe a seguinte seqüência estratigráfica para o Pré-Cambriano paranaense (da base para o topo): "Complexo Cristalino", "Complexo Pré-Setuva",

"Grupo Setuva", "Grupo Água Clara", "Grupo Votuverava", Grupos "Itaiacoca" e "Capirú", admitindo para os quatro últimos tanto a designação de grupo, quanto a de formação.

Daitx (1996), estudando a região da mina do Perau, agrupa os litotipos da região como pertencentes ao "Complexo Perau", subdividindo-o em três unidades litológicas: 'seqüência inferior' (quartzítica), 'seqüência intermediária' (carbonática / pelítico – carbonática) e 'seqüência superior' (pelítico-aluminosa / anfibolítica).

Silva *et al.* (1998), em mapeamento geológico realizado na região de Bocaiuva do Sul – PR, caracteriza as rochas da "Formação Setuva" como um tectonofácies com maior grau de deformação, das rochas da "Formação Capirú". O autor considera as rochas gnáissicas e migmatíticas, aflorantes na região central do 'Núcleo Setuva', como pertencentes ao "Complexo Atuba".

Moro (2000) associa a "Formação Camarinha" à depósitos de leques aluvionares, relacionados à uma seqüência molássica desenvolvida durante o Eo-Cambriano.

Siga Jr. *et al.* (2002) sugerem para o "Grupo Itaiacoca" uma sedimentação neoproterozóica, estando as unidades inferiores intensamente afetadas por um vulcanismo correlato ao arco-magmático Três Córregos – Cunhaporanga.

Basei *et al.* (2003) através de estudos U-Pb em zircão, realizados em rochas meta-básicas da "Formação Perau" (região da mina do Perau) e da "Formação Votuverava", caracterizam idades mesoproterozóicas (em torno de 1.5Ga), relacionadas a deposição dessas seqüências metavulcanossedimentares. Valores similares foram obtidos por Werner *et al.* (2003) em zircões de rochas meta-básicas da "Formação Água Clara", na região de Araçáiba – SP.

2.2 TERRENOS DE EMBASAMENTO

Os terrenos considerados como embasamento das seqüências metavulcanossedimentares, distribuem-se como núcleos isolados denominados de Núcleo do Tigre, Núcleo Betara e Núcleo Setuva, este último inserido no contexto do Complexo Atuba, que ocorre a sul da Zona de Cisalhamento Lancinha.

São descritas rochas poli-deformadas, constituídas por gnaisses orto a para-derivados (protomiloníticos a miloníticos) com intercalações de biotita-xistos, muscovita-xisto e anfibolitos. (Fritzens Jr. *et al.*, 1982; Hasui *et al.*, 1984; Piekartz, 1984; Salamuni, 1991 e Salamuni *et al.*, 1992). Soares (1987) destaca que o metamorfismo regional atingiu nesses terrenos a fácies anfibolito, com fenômenos de retro-metamorfismo na fácies xisto verde.

Siga Jr. *et al.* (1995) denominam de Complexo Atuba os terrenos gnáissicos - migmatíticos limitados a norte pela Faixa de Dobramentos Apiaí e a sul com os gnaisses granulíticos do Domínio Luís Alves. Caracterizam a formação desses terrenos durante o Paleoproterozóico (2.0Ga) com intensa re-migmatização no Neoproterozóico (0,6Ga). Silva *et al.* (1998) e Yamato (1999) correlacionam os gnaisses do Núcleo Setuva com as rochas do Complexo Atuba.

Kaulfuss (2001) faz uma correlação entre núcleos de embasamento (Setuva, Betara e Tigre) e o Complexo Atuba. O autor reconhece no âmbito dos núcleos Betara e Tigre granitóides deformados (sienogranitos, monzogranitos, granodioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos), expressos em termos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos. Estes granitóides encontram-se em meio às seqüências metavulcanossedimentares da Formação Perau (Núcleo do Tigre) e da Formação Betara (Núcleo Betara).

Kaulfuss (*op cit.*) reconhece idades de 1.7Ga nos granitóides alcalinos, além de um caráter policíclico nos demais litotipos dos núcleos (monzogranitos, granodioritos, quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos), com heranças em zircões relativas ao Arqueano (3.1Ga - exceto para o Núcleo do Tigre) e Paleoproterozóico (2.1 a 2.2Ga). O autor destaca que a maioria dessas rochas teve seus protolitos crustais diferenciados do manto superior durante o Arqueano (idades Sm-Nd).

Cury *et al.* (2002), estudando os granitóides deformados dos núcleos Betara e Tigre, avaliam as intrusões alcalinas (sienogranitos) como relativas a processos extensionais do Estateriano (~1750Ma), e sugerem a hipótese das deposições das seqüências metavulcanossedimentares do Perau e Betara estarem relacionadas a esse evento distensivo.

2.3 MAGMATISMO GRANÍTICO INTRUSIVO

Corpos graníticos de naturezas diversas são reconhecidos no setor sudeste paranaense, no âmbito da Faixa de Dobramentos Apiaí, individualizados em projetos de mapeamento geológico básico, dentre os quais destacam-se os executados na década de 60, pela Comissão da Carta Geológica do Paraná.

Essas intrusões apresentam dimensões variadas, de pequenos stocks à batólitos, cujas denominações tem por base a toponímia das regiões onde ocorrem: Três Córregos, Cunhaporanga, Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, etc..

2.3.1 Complexos Graníticos Três Córregos e Cunhaporanga

O Complexo Três Córregos (assim definido por Paiva *et al.*, 1977) constitui a maior intrusão granítica no sul do Brasil (CPRM, 1977) com aproximadamente 95Km de comprimento por 25Km de largura, com seu maior eixo na direção NE-SW. Os principais litotipos desse complexo são descritos como tonalitos fracamente deformados, granodioritos à monzogranitos porfíricos (por vezes deformados) e quartzo-monzonitos à monzogranitos porfíricos (Prazeres Filho, 2000; Guimarães, 2000; Gimenez Filho, 1993).

O Complexo Cunhaporanga (assim definido por Algarte & Kaefer, 1972) ocupa a porção setentrional da Faixa Itaiacoca e também possui uma orientação preferencial NE-SW. É representado principalmente por rochas granito-gnáissicas. Suas principais variedades litológicas referem-se à biotita-monzogranitos, biotita-monzogranitos porfíricos, e anfibólio-biotita-monzogranitos (Prazeres Filho, 2000; Guimarães, 2000; Gimenez Filho, 1993).

Prazeres Filho (2000), através de uma análise conjunta dos dados geoquímicos e geocronológicos referentes aos complexos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga, sugere tratarem-se de maciços multi-intrusivos, cálcio-alcalinos, gerados em ambientes compressionais associados ao Ciclo Brasileiro. Atualmente este autor reconhece a presença de alguns litotipos internos aos dos Complexos Três Córregos e Cunhaporanga, que não representam granitos cálcio-alcalinos típicos relacionados à arcos-magmáticos. Porém, estes são de ocorrência subordinada dentro dos complexos (Prazeres Filho *et al.*, 2003).

Embora autores como Soares (1987), Campanha *et al.* (1987), Fiori (1990), Campanha (1991), Basei *et al.* (1992, 1997) e Reis Neto (1994), proponham modelos tectônicos distintos, os mesmos consideram os complexos Três Córregos e Cunhaporanga como representantes de dois arcos magmáticos. Prazeres Filho

(2000) sugere a gênese desses complexos graníticos como produto de um único arco-magmático, que sofreu uma migração (para w) em seu foco principal.

Fassbinder (1996) propõe um modelo tectônico alternativo para o Complexo Granítico Três Córregos, onde a origem seria vinculada a um cinturão transpressivo, com ascensão do magma durante uma fase transtrativa.

2.3.2 Outros Maciços Graníticos da Faixa Apiaí

São representados pelos granitos Piedade, Morro Grande, Varginha, Barra do Santana, Joaquim Murtinho, Serra do Carambeí, Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Monzonito Chacrinha e Sienito Capivara, entre outros corpos menores. Esses maciços graníticos são intrusivos nas unidades metavulcanossedimentares da Faixa de Dobramentos Apiaí. São classificados como *stocks*, apresentando em sua maioria formas elípticas, com a direção do maior eixo concordante com a estruturação geral da FDA (NE-SW).

Segundo Fiori (1990) muitos desses corpos graníticos estão estruturas antiformais, originadas pela movimentação caracteristicamente dextra das falhas ou zonas de cisalhamento (Lancinha e Morro Agudo). Em seu modelo, Fiori (*op. cit.*) sugere que as intrusões sejam contemporâneas ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento com deformação em condições ainda dúcteis.

Granito Piedade

Trata-se de corpo com forma elíptica e eixo principal orientado segundo N45E, intrusivo nas seqüências metavulcanossedimentares da Formação Votuverava. Chiodi Filho (1989) e Spoladore (1993) descrevem domínios com predominância de álcali-granitos e álcali-sienitos, com ocorrência esparsa de microgranitos tardios ao magmatismo principal.

Segundo Spoladore (1993), os contatos desse corpo, a leste, são marcados por cisalhamentos transcorrentes enquanto que, a oeste, a relação com as encaixantes se caracteriza por metamorfismo de contato. Devido a forma do corpo (elíptica) e suas relações de contato com as encaixantes, Spoladore (*op. cit.*) considera este granito sin-cinemático ao evento das transcorrências da região.

Chiodi Filho *et al.* (1987) interpreta, com base no padrão litogeoquímico, que o magma primário teve origem no manto superior, com contaminação de crosta inferior.

Granito Morro Grande

O Granito Morro Grande (definido pela Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1967) cobre uma área de aproximadamente 70 km², apresentando forma elipsoidal grosseiramente orientado na direção NE-SW. O GMG está inteiramente alojado em rochas da Formação Votuverava, apresentando contatos intrusivos com formação de auréolas de metamorfismo, no fácies albita-epidoto-hornfels nas rochas encaixantes (Prazeres Filho, 2000).

A análise mineral modal realizada por Prazeres Filho (*op. cit.*) indicou (35 a 38%) de k-feldspato, (30 a 35%) de quartzo, (19 a 21%) de plagioclásio, (4 a 5%) de biotita. Em diagrama QAP essas rochas são classificadas como monzo à sienogranitos. Em diagramas discriminantes (Pearce *et al.*, 1984) as amostras do

Granito Morro Grande plotam preferencialmente no limite dos granitóides de arco-magmático com granitóides intraplaca.

Granito Varginha

O Granito Varginha (Comissão da Carta Geológica do Paraná, 1967), abrange uma superfície de 25Km² e está localizado entre as cidades de Tunas e Adrianópolis, no estado do Paraná. É composto principalmente por rochas monzograníticas, podendo também ocorrer sienogranitos e quartzo-monzonitos. De um modo geral, tratam-se de rochas com textura equigranular média a grossa, estrutura predominantemente maciça, com estruturas cataclásticas e miloníticas em sua porção norte (Fuck *et al.*, 1967). Chiodi Filho (1989), através da análise de elementos terras raras, sugere uma mistura de fontes crustais e mantélicas para gênese desse granito.

Granito Barra do Santana

Também denominado de Granito Taici (Martini, 1982), constitui um corpo de dimensões reduzidas (1,4 x 0,5 Km), intrudido na Formação Água Clara, nas proximidades do Rio Piedade. Segundo Martini (*op. cit.*) é constituído pelas fácies monzogranito, fácies quartzo-monzonito, fácies granito-alaskítico e fácies granito. As variedades mais comuns são essencialmente quartzo-feldspáticas (leucocráticas), muito piritizadas.

Segundo Chiodi Filho *et al.* (1987) o Granito Barra do Santana possui maior abundância relativa em plagioclásios, quando comparado ao Granito Piedade. Os autores aventam a possibilidade de algumas características da intrusão serem atribuídas à contaminação do magma durante seu alojamento, com a assimilação parcial das rochas encaixantes ricas em cálcio.

Granitos Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho

Foram primeiramente definidos durante os trabalhos da Comissão da Carta Geológica do Paraná (em Fuck *et al.*, 1967), onde foram mapeados junto ao contato dos terrenos pré-cambrianos com o Grupo Castro. Foram considerados como granitos "alaskíticos", inscritos no Complexo Cunhaporanga.

Guimarães (2000) caracteriza essas intrusões como álcali-feldspato-granitos, reconhecendo deformação dútil em suas bordas. O referido autor considera os aspectos petroquímicos de ambas intrusões como semelhantes aos granitos tipo-A (anorogênicos). Trabalhos da CPRM (1977) indicam a cristalização do Granito Serra do Carambeí com idade de 543±25Ma (Rb-Sr em rocha total).

Granito Cerne

O Granito Cerne (Muratori, 1966), localiza-se a NW do município de Bateias (PR), cobrindo uma área de aproximadamente 45km². É constituído predominantemente por granitos leucocráticos, de coloração avermelhada, equigranulares, de granulação média a grossa e composição sienogranítica a álcali-feldspato granítica. São rochas isotrópicas, por vezes desenvolvendo orientação mineral de fluxo magmático (Fuck *et al.*, 1967; Silva *et al.*, 1998a). Foliações miloníticas são descritas ao sul do Granito Cerne, impostas pela Falha do Cerne (Santos & Felipe, 1980).

Prazeres Filho (2000) sugere para o Granito Cerne predominância de rochas shoshoníticas metaluminosas. Segundo o referido autor, as análises modais em secções delgadas indicaram (37-47%) de

microclínio, (28-23%) de oligoclásio, (20-25%) de quartzo, (4-6%) de biotita, além de traços de hornblenda, titanita, zircão, allanita, fluorita e minerais opacos.

O contato geológico intrusivo com as unidades metavulcanossedimentares é evidenciado pela ocorrência de xenólitos de rochas metassedimentares e pelo desenvolvimento de termo-metamorfismo imposto nas rochas encaixantes (Fuck *et al.*, 1967). Ao sul, este corpo é balizado pela Falha do Cerne (Fiori, 1990).

Fiori (1990) caracteriza uma falha de cavalgamento, contornando a antiforma do cerne, posicionando-a em sua maior parte, entre um corpo de quartzito e um pacote de filito. O autor denomina a estrutura de Falha de Ouro Fino.

Prazeres Filho (2000) utilizando parâmetros geoquímicos, interpreta o Granito Cerne como de origem pós-colisional. O autor ainda apresenta idade de 569 ± 31 Ma (pelo método U-Pb em zircões), que apesar do alto erro analítico e da presença de herança em zircões, interpreta como relativa à formação do maciço granítico, em parte controlada pela idade K-Ar em biotita de 545 ± 10 Ma. Siga Jr (1995) cita idade TDM de 2.0 Ga, relacionada a época de separação manto-crosta dos protolitos dessas rochas, caracterizando longo período de residência crustal.

Granito Passa Três

O Granito Passa Três (Piekarz, 1981) ocorre nas proximidades do município de Campo Largo, abrangendo uma área de aproximadamente 5km^2 . Autores como Picanço (2000) e Piekarz (1981, 1992) consideram esse maciço constituído predominantemente por sienogranitos, onde são identificados dois domínios principais: a) sienogranito-melagranito, constituído por rochas róseas, equigranulares e granulometria média a grossa; b) sienogranito-leucogranito, constituído por rochas róseas, equigranulares e granulometria predominante média. Ocorrem ainda veios aplíticos, pegmatíticos e micrograníticos, além de veios de quartzo ricos em sulfetos, representando manifestações magmáticas tardias à formação do Granito Passa Três. Esses possuem grande importância econômica, uma vez que representam os depósitos auríferos da região (Soares & Góis, 1997; Piekarz, 1981, 1992; Picanço, 2000).

Os contatos desse corpo com as unidades metavulcanossedimentares adjacentes se fazem através de importantes zonas de cisalhamento, a exemplo da Falha do Cerne, no contato norte.

Soares & Góis (1987) e Picanço (2000), através de estudos geoquímicos, caracterizam a predominância de termos cálcio-alcálinos, shoshoníticos, sugerindo para formação dessas rochas contribuição de fontes crustais e mantélicas.

Picanço (2000) apresenta idade de 616 ± 36 Ma (isócrona Sm-Nd mineral) para o Granito Passa Três e a considera como a relativa à colocação desse maciço granítico. Tal valor deve ser considerado com ressalvas, função do intenso hidrotermalismo presente nessas rochas e por não se tratar de uma isócrona de boa qualidade (considerado pelo próprio autor). O referido autor admite como idade da mineralização aurífera o intervalo 510-527Ma, através de dados K-Ar em sericita (zonas de falha- 528 ± 10 Ma), Rb-Sr da encaixante mineralizada (526 ± 23 Ma) e de lixiviados de pirita (510 ± 13).

Granito Rio Abaixo

O Granito Rio Abaixo se localiza a oeste no município de Rio Branco do Sul, intrusivo nas rochas da Formação Votuverava. Apresenta forma grosseiramente circular e uma área aproximadamente de 4,5Km². É principalmente representado por biotita-granitos róseos, equigranulares a porfíricos, de granulação média à grossa, isótipos. Segundo Martini (1982) este corpo apresenta contatos tectônicos e verticalizados, produzindo muitas vezes efeitos térmicos nas encaixantes. Santos & Felipe (1980) reconhecem neste corpo, três variedades petrográficas distintas: fácies granitos e quartzo-sienitos hipidiomórficos róseos; fácies granitos porfíricos róseos e fácies cataclástica de cor cinza.

Pinto Coelho & Siedlecki (1991), através de estudos petrográficos, caracterizam quatro fácies principais (magmáticas): fácies granítica, fácies álcali-feldspato granítica, fácies álcali-feldspato sienítica e fácies quartzo sienítica. Apesar das informações petrográficas, os autores destacam que as análises químicas caracterizam o granito no campo dos cálcio-álcalinos, atribuindo este fato à influência da carbonatação, presente em grande parte da intrusão.

Sienito Capivara

O Sienito Capivara constitui um corpo de aproximadamente 2,2Km², localizado no Município de Itaperussú, à norte do Granito do Cerne. Inicialmente esta intrusão era reconhecida como uma apófise do Granito do Cerne, à exemplo de Fiori (1990) e CPRM (1977). Durante os trabalhos de campo da disciplina de Mapeamento Geológico, realizado por alunos da UFPR em 2000 (equipes 8 e 5), foram reconhecidas importantes diferenças em relação ao Granito do Cerne, notadamente quanto a composição (sienítica). Nesta ocasião, foi proposta para este corpo a denominação de Sienito Rabo de Galo, devido a sua cor castanho – amarronzada, adquirindo tons escuros quando polida, semelhante à bebida largamente difundida entre geólogos. Apesar da simpatia pelo nome, o mesmo não satisfaz o código de nomenclatura, razão pela qual o mesmo será aqui denominado como Sienito Capivara devido sua proximidade ao Rio Capivara.

"Monzonito" Chacrinha

O Monzonito Chacrinha foi primeiramente reconhecido na localidade de Freguesia dos Laras (trabalhos de mapeamento e integração da CPRM, 1977), como um pequeno corpo granítico intrusivo, situado nas proximidades do Granito Cerne (à oeste).

Trabalhos de campo realizados por alunos da disciplina de Mapeamento Geológico da UFPR (em relatórios internos de diversos anos) sugerem a presença de vários corpos intrusivos alinhados segundo a direção NW-SE. Alguns desses relatórios sugerem a associação dessa intrusão com os diques máficos do Mesozóico.

O presente trabalho caracteriza composições predominantemente quartzo-monzonítica à quartzo-monzodiorítica para esses corpos (discussão adequada no capítulo Estudos Petrográficos), razão pela qual optou-se pela denominação de Monzonito Chacrinha.

2.4 ZONAS DE CISALHAMENTO

As zonas de cisalhamento são hoje as estruturas de maior expressividade nos terrenos pré-cambrianos do sudeste brasileiro, geralmente definindo alinhamentos com direção NE-SW atingindo extensões de dezenas e centenas de quilômetros. Na área de estudo as principais zonas de cisalhamento são representadas pelas falhas da Lancinha, Morro Agudo e Cerne. Suas relações com as intrusões aqui estudadas são de fundamental importância para a compreensão da colocação desses corpos.

2.4.1 Zona do Cisalhamento Lancinha

Representa uma das principais zonas de cisalhamento transcorrentes que afetam as rochas do Pré-Cambriano paranaense. Apresenta direção geral N50-55E e um traçado essencialmente retilíneo fazendo prever sua atitude verticalizada, com extensão de seu alinhamento chegando a 150km (Fiori, 1990).

Fiori (1990) caracteriza dobras de arrasto e estruturas sigmoidais, compatíveis com movimento dextrógiro. Nas litologias do Grupo Açungui, o autor ressalta a ausência de zonas miloníticas típicas ao longo de seu traçado, mas tão somente rochas bastante deformadas. Segundo Fiori (1985 e 1987) a Falha da Lancinha representa no Grupo Açungui, o reflexo de uma importante falha transcorrente do embasamento, provavelmente a Falha de Cubatão.

2.4.2 Zona de Cisalhamento Morro Agudo

Esta zona de cisalhamento encontra-se localizada à oeste da Falha da Lancinha e possui direção geral N40E. Segundo Fiori (1990), do Rio Capivari para sudoeste, seu traçado torna-se sinuoso, encurvando-se e aparentemente concordando com a forma arredondada da borda sul do Granito Três Córregos. Em sua trajetória, intercepta diversas falhas de cavalgamento, bem com a Falha do Cerne, de caráter transcorrente.

Da mesma forma que na Zona de Cisalhamento Lancinha, a lenticularização das rochas é aspecto marcante, bem como a presença de material brechado ao longo de seu traçado. Em alguns de seus pontos de ocorrência podem ser observados planos com preenchimento por óxido de manganês, comumente associados a eventos de descompressão.

2.4.3 Falha do Cerne

Tem direção aproximada E-W, e uma extensão de cerca de 30Km. Segundo Fiori (1990), esta falha ocorre do sudeste da localidade de Conceição dos Correias e desaparece de encontro com a Zona de Cisalhamento Morro Agudo, na altura da confluência do Arroio Santana com o Rio Açungui, após seccionar a parte sul do Granito do Cerne. O autor considera esta, como componente sintética da Lancinha.

Ao longo de seu traçado, notam-se inflexões de camadas de quartzitos, indicativas de um movimento lateral direito, compatível com o sentido de movimento da Zona de Cisalhamento Lancinha. Fiori (*op. cit.*) observa que as zonas de cisalhamento de alto ângulo (associadas a essa falha) são expressas por uma foliação de caráter dúctil-rúptil que corta planos anteriores, formados por uma foliação de baixo ângulo de mergulho (relacionada à tectônica de cavalgamento). O autor ressalta a relação temporal entre as zonas de cisalhamento, onde a de alto ângulo é seguramente mais jovem que a de baixo ângulo.

Figura 3: Esboço geológico da porção sul da Faixa Apiaí (modificado de Fiori, 1991).

ESBOÇO GEOLÓGICO - ESTRUTURAL DA ÁREA DE ESTUDO (modificado de Fiori 1991)

DIQUES DO MESOZÓICO

Chacrinha

M ch

FORMAÇÃO CAMARINHA

COCa

GRANITOS TARDI A PÓS OROGÊNICOS

Cerne

Passa Três

Rio Abaixo

Capivara

PC c

PC pt

PC ra

PC ca

COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS

PCTc

SEQUÊNCIA ANTINHA \ GRUPO LAGEADO

PC L1

PC L2

PC L3

FORMAÇÃO VOTUVERAVA

PC V1

PC V2

PC V3

FORMAÇÃO ÁGUA CLARA

PC Ac1

PC Ac2

FORMAÇÃO CAPIRÚ

PC C1

PC C2

PC C3

NÚCLEO BETARA

Granitóides Alcalinos deformados

PC B1

Formação Betara

PC B2

PC B3

[Mesozóico]: Intrusivas Básicas: (M ch) Monzonito Chacrinha.

[Cambro-Ordoviciano]: Formação Camarinha - (COCa) meta-argilitos, meta-siltitos, meta-arenitos e conglomerados polimíticos.

[Neo-Proterozóico]: (PCc) Granito do Cerne; (PCpt) Granito Passa Três; (PCra) Granito Rio Abaixo; (Pcca) Sienito Capivara
(PCTc) Complexo Granítico Três Córregos.

Sequência Antinha / Grupo Lageado: (L1) mármores com intercalações de filitos, meta-ritmitos; (L2) filitos;
(L3) mármores e margas com intercalações meta-pelíticas e meta-psamíticas.

[Mesoproterozóico]: Formação Votuverava - (PCV1) meta-ritmitos, filitos e conglomerados; (PCV2) filitos, ritmitos, mármores e conglomerados; (PCV3) meta-ritmitos, mármores, calco-silicáticas e meta-básicas intercaladas.

Formação Água Clara - (PCAc1) mármores e margas com intercalações de filitos, xistos e quartzitos; (PCAc2) meta-pelitos, meta-psamitos, mármores e meta-vulcânicas.

(?) Formação Capirú - (PCC1) mármores (predom), filito e quartzitos; (PCC2) filitos e quartzitos (predom) com mármores intercalados; (PCC3) filitos e quartzitos.

[Paleo-Proterozóico]: Núcleo Betara - (PCB1) granitóides alcalinos deformados; (PCB2) xistos e quartzitos (?); (PCB3) filitos e margas (?), calco-silicáticas e meta-basitos (?).

3 CONTEXTO GEOLÓGICO ESTRUTURAL

No esboço geológico – estrutural (figura 3) encontram-se representados os maciços graníticos, objeto principal do presente estudo, as seqüências metassedimentares / metavulcanossedimentares encaixantes, bem como os granitóides alcalinos deformados pertencentes ao núcleo de embasamento do Betara. Também estão representadas na figura 3, as principais zonas de cisalhamento que compartimentam este setor (sul da Faixa de Dobramentos Apiaí). Este capítulo pretende abordar de modo sucinto aspectos geológico-estruturais dos maciços do Cerne, Passam Três, Rio Abaixo, Capivara e Chacrinha, bem como de suas encaixantes (formações Betara, Votuverava e Antinha, numa tentativa de melhor caracterizar o contexto tectônico relacionado a colocação desses corpos.

3.1 CONTEXTO DAS ROCHAS ENCAIXANTES

A comparação entre os padrões estruturais dos maciços graníticos rochas encaixantes e zonas de cisalhamento adjacentes é a principal ferramenta para o estudo das condições de instalação desses corpos. As condições tectônicas de instalação dos maciços graníticos deve estar registrada em suas encaixantes, permitindo revelar importantes características genéticas desses maciços.

De modo geral, os terrenos vizinhos aos maciços graníticos são representados por seqüências metavulcanossedimentares compostas predominantemente por filitos, xistos, margas, mármore, quartzitos e meta-básicas metamorfisados no fácies xisto-verde à anfibolito. Muitas dessas seqüências se assemelham quanto aos litotipos presentes mas, divergem quanto ao padrão estrutural e metamórfico.

A Seqüência Antinha (Dias & Salazar, 1987) é representada predominantemente por rochas meta-pelíticas e meta-carbonáticas, metamorfisadas no fácies xisto-verde. Autores como Dias & Salazar (*op. cit.*) e Fiori (1991) admitem para deposição dessa seqüência regimes transtensivos, associados a ativação da Zona de Cisalhamento Morro Agudo (durante o Neoproterozóico). As rochas da Seqüência Antinha aparentemente apresentam um contexto estrutural menos complexo, em relação as formações Votuverava e Betara. Na maioria dos casos é fácil visualizar estruturas primárias em seus litotipos, a exemplo de acamamento sedimentar e estruturas cruzadas acanaladas. Ocorrem com freqüência dobras abertas e isoclinais, tanto visíveis em afloramento como em escalas maiores, com caimento de eixo de aproximadamente 5° para N30-40E. Nas proximidades com a Zona de Cisalhamento Morro Agudo essas rochas encontram-se mais deformadas, com uma evidente foliação de alto ângulo. O Monzonito Chacrinha encontra-se intrudido nas rochas dessa seqüência.

A Formação Votuverava (Bigarella & Salamuni, 1967) é constituída predominantemente por filitos, mica-xistos, meta-margas, mármore, quartzitos e meta-básicas, metamorfisados no fácies

xisto-verde à anfibolito. Representa uma das mais extensas seqüências metavulcanossedimentares do Pré-Cambriano paranaense. Basei *et al.* (2003), com base em datações U-Pb (zircão) de rochas meta-básicas, sugere épocas de deposição relacionadas ao Mesoproterozóico (~1450Ma) para essa seqüência, valores esses muito próximos aos obtidos para a Formação Água Clara (Weber *et al.*, 2003). O Granito Rio Abaixo e o Sienito Capivara encontram-se intrudidos em rochas da Formação Votuverava, as quais apresentam nas regiões das intrusões uma foliação de médio ângulo e outra foliação de alto ângulo com caráter mais rúptil, expressa por clivagens de fratura que produzem intenso quebraimento nos litotipos.

Na região do Betara ocorrem rochas metavulcanossedimentares (Formação Betara) representadas predominantemente por xistos, xistos ferruginosos, meta-margas, quartzitos e meta-básicas. Nas regiões internas do Núcleo de Embasamento Betara ocorrem rochas de natureza granítica (sienogranitos e granodioritos) deformadas, expressas por miloníticos, protomiloníticos e ultramiloníticos (Kaulfuss, 2001). Nas vizinhanças do Granito Cerne, já no Núcleo Betara, são reconhecidos sienogranitos miloníticos com características de granitos tipo-A, com idades de 1750Ma (U-Pb – zircão), admitidos como marco de um período distensivo na região, relacionado a Tafrogênese Estateriana (Kaulfuss, 2001; Cury *et al.* 2002). O Granito Cerne encontra-se intrudido nas rochas da Formação Betara, onde, as encaixantes vizinhas à intrusão apresentam pelo menos duas importantes foliações de baixo ângulo, afetadas por uma superfície de alto ângulo.

Nas adjacências da porção leste do Granito Passa Três ocorrem rochas da mesma unidade observada nos arredores do Granito do Cerne (Formação Betara). Na região à oeste do Granito Passa Três, onde é balizado pela Falha de Morro Agudo, a intrusão faz contato com os metassedimentos da Formação Votuverava. Nesta região, afloram xistos e filitos intensamente deformados, sendo possível distinguir duas foliações (baixo e alto ângulo). Nas proximidades da Zona de Cisalhamento Morro Agudo a foliação de baixo ângulo não é facilmente identificada, sendo praticamente obliterada pela foliação de alto ângulo.

3.1.1 *Estudo das Estruturas*

O estilo estrutural e o grau metamórfico são importantes critérios utilizados na diferenciação nas grandes unidades lito-estratigráficas do Pré-Cambriano Paranaense. No entanto, não pode ser descartada a possibilidade de transição de estilo estrutural e grau metamórfico no âmbito de uma mesma unidade. De um modo geral, observa-se que as Formações Votuverava e Betara apresentam variações quanto ao grau metamórfico, de xisto-verde à anfibolito. Também quanto ao padrão estrutural essas duas formações mostram semelhanças, com a presença de foliações de baixo à médio ângulo, alto ângulo e superfícies S_0 representativas do acamamento sedimentar. As estruturas primárias (S_0) são principalmente identificadas pela intercalação de pacotes de distintos litotipos, variações granulométricas e de coloração.

Em termos estruturais, existe consenso entre autores (Ebert, 1971; Fiori *et al.*, 1987; Fiori, 1985a, 1991, 1992; Soares & Reis Neto, 1987; Hasui *et al.*, 1984; Hasui, 1986; Campanha *et al.*, 1987; Salamuni *et al.*, 1992; Fassbinder, 1991; Daitx, 1996; Kaulfuss, 2000; Cury *et al.*, 2002) quanto a existência de uma importante foliação de baixo ângulo no âmbito do Grupo Açungui (s.l.). Esta foliação encontra-se bem desenvolvida na área estudada, no âmbito das formações Votuverava e Betara. É responsável pelo desenvolvimento de sericitas e moscovitas paralelas e sub-paralelas ao bandamento composicional. Existe discordância (principalmente no âmbito das formações Betara e Perau) quanto a esta foliação representar uma superfície S_1 ou S_2 , função principalmente de dobras (centimétricas a decimétricas) fechadas a isoclinais, desenhadas pelo S_0 (ou mesmo S_1), com flancos rompidos (D_1 ou D_2). Essa superfície evolui a uma foliação heterogeneamente desenvolvida (S_2 ou S_3), também de baixo a médio ângulo, com tendência a se concentrar ao longo de algumas falhas de cavalgamento, a exemplo do Betara. Referem-se a zonas de cisalhamento, também de baixo a médio ângulo, as vezes sub-paralelas aos estratos composicionais, as vezes causando crenulação ou dobramentos associados. Segundo alguns autores representam processos deformacionais contínuos, muitas vezes desenvolvidos em padrão estrutural tipo duplex (Fiori *et al.*, 1994; Salamuni *et al.*, 1993).

As foliações $S_n \setminus S_{n+1}$ encontram-se perturbada (freqüentemente crenuladas) por uma superfície de alto ângulo (S_{n+2}), que é representada pela orientação / re-orientação e estiramento dos minerais (por vezes formando *ribbons* e *boudins*), bem como planos de clivagem irregulares com penetratividade variável. As grandes sinformas e antiformas impressas parecem se associar aos planos de cisalhamento de alto ângulo, tendo se desenvolvido durante o evento transcorrente / transpressivo. Estes dobramentos são caracterizados por dobras abertas a isoclinais, com mergulho dos eixos variando ora para NE, ora para SW, com inclinações de até 20°. Esta foliação de alto ângulo geralmente forma planos irregulares, anastomosados, variando quanto a direção (NE à NNE) e mergulho (subvertical ou até 70° ora para SW, ora para NE). Nota-se que esta superfície de alto ângulo (S_{n+2}) não ocorre homogeneamente por todo pacote de metassedimentos, sendo mais expressiva em regiões próximas às principais zonas de cisalhamento.

Os dados obtidos relativos as foliações de baixo a médio ângulo ($S_n \setminus S_{n+1}$) de rochas pertencentes as formações Betara e Votuverava, adjacentes aos maciços graníticos Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara, quando tratados em diagramas de equiárea (projeção polar), apresentam comportamento bastante similar, razão pela qual são aqui analisados conjuntamente (estereograma da figura 4). De um modo geral, observa-se duas concentrações de pólos, nos quadrantes SE e NW, com predominância de atitudes neste último e máximos respectivamente a N40E/39NW e N30E/58SE. Tal padrão permite a construção de uma guirlanda sugestiva de dobramentos relativamente abertos e assimétricos, com eixo construído (e) em N32-10.

Diagrama de Equiárea (n=110)

Figura 4: Estereograma (densidade dos pólos) da S_n (baixo a médio ângulo) nos metassedimentos (formações Votuverava e Betara) vizinhos as intrusões dos granitos (Cerne, Passa Três e Rio Abaixo).

Nas proximidades das zonas de cisalhamento (Cerne, Morro Agudo e Lancinha) as foliações de baixo a médio ângulo (S_n e S_{n+1}) mostram-se bastante afetadas ou até mesmo obliteradas pela foliação S_{n+2} , de alto ângulo, apresentada na figura 5. Essas superfícies verticalizadas mostram caimentos tanto para o quadrante SE quanto para NW (predominantemente). Apresenta máximos muito próximos em N35E, subvertical.

Diagrama de Equiárea (n=56)

Figura 5: Estereograma (densidade dos pólos) da S_{n+2} nos metassedimentos. Geralmente a S_{n+2} (superfície de alto ângulo) é bem caracterizada em zonas de cisalhamento presentes nos limites das intrusões. Estas zonas de cisalhamento estão orientadas grosso modo em N45E.

O padrão relativamente similar observado entre a direção do eixo construído (ϵ) dos dobramentos nas foliações de baixo à médio ângulo (grandes sinformas e antiformas) e a direção das superfícies de alto ângulo (S_{n+2}) sugere tratem-se de estruturas geradas dentro de um mesmo sistema de esforços, em uma fase deformacional posterior a geração das foliações de baixo à médio ângulo (S_n e S_{n+1}).

3.1.2 Zonas de Contato

As relações de contato entre os corpos graníticos e as encaixantes são predominantemente tectônicas, representadas por zonas de cisalhamento que se encontram melhor evidenciadas nos metassedimentos adjacentes, através de estruturas protomiloníticas e miloníticas (foto 1). A foliação de cisalhamento é essencialmente de alto ângulo e apresenta-se normalmente anastomosada, com formação de pares S-C e desenvolvimento de níveis lenticularizados de quartzo leitoso, concentrados em regiões muito próximas aos corpos graníticos.

Foto 1: Filonitos da Falha do Cerne, adjacente ao maciço homônimo (afloramento CER-32).

Os metassedimentos próximos aos contatos com os maciços graníticos normalmente são representados por filitos e meta-margas, com textura lepidoblástica e minerais finamente cristalizados. Apresentam intercalações de níveis de diferentes composições (mais quartzosos x mais micáceos), com sericita (~55%), quartzo (~40%) e biotita (~5%). Observa-se também estruturas fantasma caracterizadas por proto-minerais (biotitas), totalmente substituídos por sericita. A sericita é o mineral que melhor define a foliação, por vezes, evidenciando estruturas tipo S-C. O quartzo apresenta-se finamente cristalizado, normalmente concentrado em níveis milimétricos. Alguns cristais maiores (0,3 a 0,5mm) se destacam sob formas sigmoidais, *ribbons* e *boudins*, estirados e com extinção ondulante. Ocorrem também, preenchendo parcialmente

fraturas, cristalizados nas paredes. As biotitas ocorrem como porfiroblastos, com formas sigmoidais e clivagem interna ondulada (*micafish*). Encontram-se, de maneira geral, bastante oxidadas.

Fotomicrografia 1: Clivagem de crenulação em filitos da Formação Votuverava (polarizadores cruzados).

No contato oeste do Granito do Cerne ocorrem anfibólio-xistos (Formação Betara) com textura nematoblástica (foto 2) e foliação de alto ângulo bem pronunciada, mais intensa nas proximidades do contato com o corpo granítico. Estes xistos são compostos por hornblendas (parcialmente alteradas para actinolita), e quartzo. O quartzo mostra feições de recristalização freqüentes, enquanto as hornblendas apresentam-se bem cristalizadas (fotomicrografia 2). Em algumas porções (aparentemente as mais próximas do contato com a intrusão) observa-se a presença de plagioclásio (oligoclásio), microclínio (fotomicrografia 3) e epidoto, todos em quantidades reduzidas (menor que 3%). Esta paragéneses sugere um grau metamórfico mínimo na fácies epidoto-anfibolito.

Foto 2: Quartzo-anfibólio-xisto da Formação Betara, próximo ao contato oeste do Granito do Cerne (CER-43).

Fotomicrografias 02 e 03 (polarizadores cruzados): Quartzo-anfibólio-xisto (CER-43d) com micro-bandas quartzosas intercaladas com hornblendas. Presença de feldspatos (como o microclínio no exemplo à direita).

Outro litotipo de ocorrência comum na Formação Betara é representado por quartzitos, geralmente impuros e intensamente deformados (foto 3). Mostram planos anastomosados com pronunciada lineação de estiramento (geralmente com baixo caimento). Este litotipo é freqüentemente observado nos contatos (leste e oeste) do Granito do Cerne. São quartzitos normalmente puros, embora também ocorram termos ricos em micas (sericita, moscovita e/ou biotita) com foliação bem desenvolvida, denotando intenso estiramento mineral (foto 4) e freqüente ocorrência de *múliões*. Também ocorrem quartzitos feldspáticos, com filmes de K-feldspato estirados.

Fotos 3 e 4: Quartzitos da Formação Betara (à esquerda – CER-46). Intenso estiramento mineral, junto a Falha do Cerne (à direita – CER-36). Ocorrências próximas ao Granito do Cerne.

De um modo geral, próximo aos contatos as deformações são de natureza predominantemente rúptil, com feições locais de natureza rúptil-dúctil. O contato sudeste do Granito Rio Abaixo é um exemplo de deformação rúptil, onde os quartzitos da Formação Votuverava apresentam-se intensamente fraturados, com presença de brechas (foto 5).

Foto 5: Contato sudeste do Granito Rio Abaixo (CER-27). Quartzito de Formação Votuverava intensamente fraturado.

Importante sistema de fraturas é observado à sul do Granito do Cerne (nas proximidades da Falha do Cerne). São representados por planos irregulares oblíquos à direção da foliação (fotomicrografia 4). Por vezes apresentam-se parcialmente preenchidos por quartzo (fotomicrografia 5). Apresentam direções variáveis entre N80W à E-W, com mergulhos de 70-80° para SW. Este sistema de fraturas (N80W à E-W) tem caráter distensivo, distintos dos sistemas N-E / S-W derivados da fase de deformação rúptil.

Fotomicrografias 4 e 5 (polarizadores cruzados): Sistema de fraturas (sul do Granito do Cerne – CER-03) com planos oblíquos à foliação (à esquerda), por vezes com crescimento de quartzo nas paredes (à direita).

Os principais sistemas de fraturamento observados em seqüências metavulcanossedimentares das formações Votuverava e Betara, próximo aos contatos com os granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo foram lançados em diagramas de rosetas (figura 6). Observa-se concentração de planos com direções NNW/SSE, bem como próximo à E-W.

Diagrama de Rosetas (n=57)

Figura 6: Diagrama de rosetas: direção dos planos de fraturas nas rochas encaixantes (Formação Votuverava e Betara). São superfícies de alto ângulo medidas nos arredores das intrusões (granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo) e em regiões de contato onde a deformação rúptil é evidenciada.

As relações de contato entre as rochas encaixantes e os corpos graníticos se fazem predominantemente através de zonas de cisalhamento, porém, em locais restritos podemos encontrar feições de metamorfismo de contato. Tais feições são observadas no afloramento CER-85 (foto 6), onde ocorre um actinolita-granada-hornfels (Formação Betara, contato norte do Granito Cerne), com granadas de dimensões entre 1-5mm e formas arredondadas, sem sombra de pressão (fotomicrografia 6). Sugere efeitos associados à metamorfismo termal nestes metassedimentos (provavelmente em marga pretérita), fato este reforçado pela ocorrência de feições de hidrocatclasma próximo ao local (ponto CER-84, foto 7).

Fotos 6 e Fotomicrografia 6: Amostra de mão do actinolita-granada-hornfels (à esquerda) e a fotomicrografia à polarizadores paralelos (à direita), com granada em meio à massa de actinolita (afloramento CER-85, contato norte com o Granito Cerne).

Foto 7: Feições de hidrocatclasma (fraturamento pela ação de fluidos), provavelmente resposta à intrusão do Granito do Cerne. Afloramento CER-82, contato norte com o Granito Cerne.

Estas feições de hidrocatclasamento relacionam-se a fases hidrotermais, ocorrendo em rocha bastante alterada de cor ocre, provavelmente uma meta-marga, intercalada com níveis quartzíticos, intensamente afetados por um complexo sistema de fraturas preenchidas por caulim. Ocorrem ainda veios de leucogranitos com formas sigmoidais, que truncam estruturação geral da rocha.

Zonas de Cisalhamento

As zonas de cisalhamento Morro Agudo e Lancinha são as estruturas de maior expressão regional e balizam a área de ocorrência dos granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara. Também a Falha do Cerne possui grande expressão neste contexto, sendo considerada como uma componente sintética da Zona de Cisalhamento Lancinha. Todas apresentam caráter transcorrente, aparentemente em um estrutural médio à superior. Fiori (1990), Fassbinder (1996), entre outros autores, caracterizam uma cinemática predominantemente dextral para essas zonas de cisalhamento. Indicadores cinemáticos tais como porfiroclastos de feldspato rotacionados e relações S-C caracterizam movimentação dextral nas adjacências dos maciços graníticos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo (fotos 8 e 9).

Fotos 8 e 9: Afloramento próximo ao Rio Conceição, no traçado principal da Zona de Cisalhamento Morro Agudo. Predomínio de indicadores cinemáticos dextrais (foto da esquerda, plano XZ). Geralmente a zona de cisalhamento produz um intenso fraturamento nas rochas (foto da direita).

Interessante é que as zonas de cisalhamento (Lancinha, Morro Agudo e Cerne) afetam as rochas da região estudada de forma heterogênea, denotando um comportamento

predominantemente rúptil à norte (região do Granito Rio Abaixo) e relativamente mais dúctil (dúctil –rúptil) à sul (regiões dos granitos do Cerne e Passa Três). Mesmo nas regiões onde predominam deformações dúcteis, observa-se diferenças quanto ao estilo dessa deformação.

Numa tentativa de melhor caracterizar o padrão da deformação ao longo das zonas de cisalhamento, foram realizados estudos em amostras orientadas de três afloramentos (CER-03, CER-53 e CER-78), localizados nas adjacências dos granitos Cerne e Passa Três. São representados por rochas protomiloníticas à miloníticas (exemplo na fotomicrografia 7), especificamente por sericita-quartzo-biotita (CER-03), quartzo-moscovita com porfiroblastos de feldspato (CER-53) e biotita-quartzo (CER-78). A determinação dos elipsóides de deformação foi realizada através de análise petrográfica das secções XZ e YZ, para cada afloramento.

Fotomicrografia 7: Milonito (CER-03) da Falha do Cerne. Porfiroblasto de mineral opaco (polarizadores paralelos).

Os diagramas R_f/Φ (Ramsay & Huber, 1983) mostram, para as três rochas analisadas, deformação final maior que a deformação inicial (figura 7, plano XZ). Porém, o milonito CER-53 apresenta um padrão algo distinto dos demais no plano YZ (figura 8), com menor variação em Φ (aproximadamente 60°) neste corte.

No diagrama R_{yz} versus R_{xy} (Flinn, 1979 - figura 9), as amostras CER-03 e CER-78 apresentam características de uma deformação com importante componente de estiramento, com razões máximas de cisalhamento de 4,2 e 4,4, respectivamente. Já na amostra CER-53 predomina uma componente de achatamento, com razão máxima de cisalhamento de 3,4.

Figuras 7 e 8: Diagramas R_f / Φ (planos XZ e YZ) para amostras das zonas de cisalhamento adjacentes aos granitos do Cerne e Passa Três [CER-03 – Falha do Cerne (sul do granito); CER-53 – contato Leste do Granito Passa Três; CER-78 – contato nordeste do Granito do Cerne].

Figura 9: Diagrama de Flinn: amostras das zonas de cisalhamento adjacentes aos granitos do Cerne e Passa Três [CER-03 – Falha do Cerne (contato sul do granito); CER-53 – contato leste do Granito Passa Três; CER-78 – contato nordeste do Granito do Cerne].

Os estudos aqui realizados são preliminares, de simples reconhecimento, uma vez envolveram somente três amostras coletadas em distintas zonas de contato dos maciços graníticos (sul e nordeste do Granito Cerne; oeste do Granito Passa Três). Tais dados sugerem deformação heterogênea nas rochas hospedeiras, produzindo milonitos e protomilonitos com tramas caracterizadas pela presença tanto de elipsóides prolatos (CER-03 e CER-78), como elipsóides oblatos (CER-53). As razões de *strain* entre 3 e 5, caracterizam a alta taxa deformação imposta nessas regiões.

3.2 CONTEXTO DAS INTRUSÕES – ZONAS DE CONTATO COM AS ENCAIXANTES

3.2.1 Feições Rúpteis - Dúcteis

As foliações observadas nos granitóides estudados podem ser divididas, de um modo geral, em dois tipos principais: (1) de fluxo magmático (foto 10), expressas por níveis centimétricos a milimétricos de minerais máficos, levemente orientados, formando uma superfície irregular; (2) foliações de deformação (protomilonítica à milonítica), caracterizadas pela forte orientação, com estiramento mineral e formação de uma superfície relativamente mais regular (foto 11), mais propícia a tomada de medidas em campo.

Foto 10: Granito do Cerne com estrutura de fluxo magmático (ponto CER-55).

Foto 11: Granito do Cerne (ponto CER-38) com deformação dútil.

As estruturas de fluxo magmático estão presentes tanto nas regiões de borda quanto em porções mais internas dos maciços graníticos, enquanto as foliações de cisalhamento, essencialmente de alto ângulo, são restritas às zonas de contato.

No diagrama de equiárea (projeção polar) da figura 10, foram lançadas conjuntamente foliações de cisalhamento de alto ângulo relativas às bordas dos granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo. As foliações apresentam-se verticalizadas com caimentos para os quadrantes SE (subvertical) e predominantemente NW (subvertical à 55°). O padrão observado é bastante similar ao obtido para as seqüências metassedimentares adjacentes aos maciços graníticos. Essas estruturas limitam-se a faixas métricas ou mesmo decamétricas podendo, neste pequeno espaço, mostrar grande variação quanto a foliação presente (magmática à milonítica – fotos 12 e 13; fotomicrografias 9 e 10).

Fotomicrografia 8: Granito protomilonítico (Granito do Cerne – CER-82). Detalhe do porfiroblasto de microclínio rotacionado, em meio a matriz com quartzo intensamente estirado (polarizadores cruzados).

Diagrama de Equiárea (n=39)

Figura 10: Estereograma (densidade dos pólos): foliação nos granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo.

Fotos 12 e 13: Ponto CER-18, contato entre o Granito do Cerne e quartzitos micáceos (borda oeste do corpo).

À esquerda, estrutura bandada definida por porções quartzo-feldspáticas e porções máficas. À direita, o granito mostra uma textura mais fina, com estruturas miloníticas.

Fotomicrografias 9 e 10 (polarizadores cruzados): À esquerda, estrutura *micafish* em níveis mais máficos intercalados em uma matriz com quartzo, microclínio e plagioclásio. À direita, estiramento dos minerais e concentração em níveis, com clorita, biotita verde, quartzo e microclínio. Amostra CER-18 (contato oeste do Granito Cerne).

Fotomicrografias 11 e 12: Detalhe das maclas onduladas nos feldspatos (foto da direita), sugerindo deformação em regime dúctil em microclínios e deformação rúptil (foto da esquerda) no plagioclásio (fraturado). Lâmina CER-18, contato oeste do Granito Cerne.

Nas zonas de borda dos maciços graníticos observam-se diferenciações composicionais, como acumulações de k-feldspato (foto 14), porções ricas em máficos, porções mais quartzosas, variações nas dimensões dos minerais, diferenças texturais, ondulações nas maclas de k-feldspatos e micro-fraturas em plagioclásios (fotomicrografias 11 e 12), sugerindo que as rochas graníticas não estavam totalmente cristalizadas (em estado de pasta – “mush”) durante a deformação.

Foto 14: Contato sudeste do Granito Rio Abaixo (CER-25). Intercalações de bandas mais feldspáticas com bandas enriquecidas em máficos e minerais opacos.

É interessante notar a frequência de veios e bancos de quartzito (leitoso) próximo ao contato nas bordas das intrusões (principalmente nos granitos do Cerne e Passa Três), além de porções das intrusões que podem ser classificadas como quartzolitos (diagrama de Streckeisen, 1976). Apresentam foliação bem pronunciada, caracterizada pela orientação de níveis milimétricos ricos em mica e anfibólio (máficos em torno de 20%), intercalados em bandas centimétricas de quartzo (70%), plagioclásio (5%) e k-feldspato (5%). Observa-se a presença de titanitas, associadas principalmente aos níveis máficos.

Fotos 15 e 16: Afloramento CER-74, Granito Cerne (contato leste). À esquerda, quartzolitos miloníticos com níveis máficos e porções com feldspato alcalino. Na foto à direita, granito constituído basicamente por feldspato alcalino e quartzo.

Em algumas regiões de contato das intrusões ocorrem apófises e veios graníticos cortando as encaixantes, grosso modo, concordantes com a direção principal da foliação (fotos 17 e 18).

Podem ser expressos por termos vulcânicos (textura afanítica, foto 19), ou apenas de textura mais fina (microgranito).

Fotos 17 e 18: À direita, lentes de granito em meio à meta-margas, próximo à zona de contato (CER-83, contato norte do Granito do Cerne). À esquerda, contato entre apófise granítica (mais clara) e encaixantes (vermelho escuro) aproximadamente concordante com a direção da foliação nas encaixantes (ponto CER-75, contato oeste do Granito do Cerne).

Fotos 19 e 20: À direita, veio aplítico que ocorre em meio aos metassedimentos, região norte do Granito do Cerne (CER-82b); notar os *gashes* de tensão preenchidos por quartzo. À esquerda, veio granítico cortando carbonatos, no contato norte do Granito Rio Abaixo (CER-30).

3.2.2 Feições Rúpteis

Feições de cataclase são também marcantes nos contatos das intrusões com as encaixantes. A intensidade da deformação é variável, podendo ser caracterizada através de brechas de falha (foto 21) ou apenas por planos de fraturas, algumas com preenchimento de

quartzo. Também ocorrem porções onde o granito se mostra texturalmente bastante fino, com pouca porcentagem de minerais máficos e minerais de aspecto quebrado.

Fotos 21 e 22: À esquerda, brecha, no contato norte do Granito do Cerne (CER-84). À direita, granito cataclástico, aflora ora mais quartzoso, ora mais feldspático, com quantidade de minerais máficos reduzida (contato sudeste do Granito Rio Abaixo, ponto CER-25).

Localmente, podem ser observados no interior do Granito Cerne planos de falha na direção norte-sul, com indicadores cinemáticos nos espelhos de falha (*steps*) sugerindo movimentação dextral.

O padrão de fraturas observado nas intrusões graníticas (figura 11) difere do contexto das encaixantes (figura 6), onde predominavam planos NNW e EW. Nos granitos observam-se sistemas de fraturamento nas direções NE-SW (semelhante às foliações), NW-SE e NS, todos com alto ângulo de mergulho (na maioria das vezes com planos verticalizados). O sistema de fraturamento NE-SW, predominante no âmbito dos maciços graníticos, apresenta direção semelhante aos planos axiais dos grandes anticlinórios, onde se encontram alojadas as intrusões. As clivagens NS possuem mesma direção que os planos de falha observados no interior dos granitos, anteriormente descritos. Por fim, os planos NW-SE parecem estar relacionados ao evento de instalação dos diques máficos do Juro-Cretáceo.

Diagrama de Rosetas (n=61)

Figura 11: Diagrama de rosetas das fraturas nas intrusões destacando pelo menos três famílias principais. 1)

NE – condizente com o *trend* estrutural principal na região; 2) NW – condizente com o sistema de diques básicos do Juro-Cretáceo; 3) NS – mesma direção de planos de falha evidenciados dentro do corpo granítico.

3.3 COMPARAÇÃO COM AS ENCAIXANTES

As feições geológico-estruturais macro e microscópicas observadas no âmbito das seqüências metavulcanossedimentares e dos maciços graníticos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo permite tecer alguns comentários:

- Os maciços graníticos estudados não apresentam as foliações de baixo ângulo (S_n e S_{n+1}), impressa no âmbito das seqüências metavulcanossedimentares;
- Apresentam formas ovaladas e elípticas (granitos do Cerne e Passa Três), com eixo maior orientado em direção concordante com o *trend* estrutural regional (NE-SW), onde as intrusões encontram-se posicionadas em núcleos de grandes estruturas antiformais;
- Os contatos dos maciços graníticos são freqüentemente marcados por zonas de cisalhamento com estruturas protomiloníticas e miloníticas (mais raras), bem como importantes feições de cataclase (características rúpteis - dúcteis à rúpteis);
- As zonas de cisalhamento adjacentes às intrusões graníticas apresentam cinemática dextral, similar ao sistema de cisalhamento regional, à exemplo das zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo;

Tais características permitem posicionar a intrusão dos stocks graníticos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo tardiamente aos sistemas de cavalgamento, estando a colocação dos granitos associadas aos sistemas de transcorrência e ao desenvolvimento das grandes estruturas antiformais.

4 ESTUDOS PETROGRÁFICOS

Neste capítulo serão abordados aspectos macro e microscópicos dos maciços graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo, Sienito Capivara, Monzonito Chacrinha e sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara.

Os estudos microscópicos envolveram a análise de 74 lâminas de rocha, das quais foram selecionadas 20 secções para determinação da moda através de contagem mineral (figura 12), com 1000 pontos e espaçamento de 0,6X0,6mm. Não foi realizada a contagem mineral no Monzonito Chacrinha e nos sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara devido ao alto grau de alteração das amostras coletadas.

Figura 12: Diagrama de Streckeisen (1976) para classificação de rochas plutônicas (contagem mineral: 1000 pontos, espaçamento 0,6X0,6mm).

Dentro do estudo petrográfico das intrusões, foi realizada (tentativamente) uma separação de fácies e até mesmo sub-fácies, sintetizadas na tabela 1. Os critérios aqui utilizados (puramente descritivos) dizem respeito ao comportamento interno das intrusões, presença de estruturas, bem como a relação entre os granitos e as zonas de cisalhamento adjacentes.

UNIDADE	FÁCIES E SUB-FÁCIES		AFLORAMENTOS
GRANITO DO CERNE	Granito Isótropo		CER-04, CER-05, CER-06, CER-16, CER-17, CER-22, CER-23, CER-33, CER-34, CER-35, CER-37, CER-42, CER-43, CER-55, CER-56, CER-61, CER-65, CER-69 e CER-70
	Granito com Enclaves		CER-13, CER-14 e CER-15, CER-67, CER-79, CER-80 CER-81 e CER-82
	Granito com Quartzo Globular		CER-23, CER-56
	Granitos Foliados	Fluxo Magmático	CER-44, CER-57, CER-68 e CER-79
		Estrutura Milonítica	CER-19, CER-18, CER-48, CER-64 e CER-43
		Estrutura Bandada	CER-18 e CER-43
		Rúptil-Dúctil	CER-38, CER-40, CER-41 e CER-82
	Granito Fino		CER-43
	Granito Grosso		CER-55, CER-57, CER-69 e CER-70
Granito Baixo Máfico		CER-43, CER-55, CER-88, CER-83 e CER-65	
GRANITO PASSA TRÊS	Granito Isótropo		CER-54
	Granito Mineralizado		CER-49, CER-50
	Granito Mineralizado	Com Enclaves	CER-49
		Alto KF	CER-49
	Granito Foliado		CER-53
	Granito Foliado	Rúptil-Dúctil	CER-53
GRANITO RIO ABAIXO	Granito Isótropo		CER-25, CER-26, CER-30, CER-31
	Granito Isótropo	Baixo Máfico	CER-25, CER-30
		Alto KF	CER-25
	Granito Foliado	Fluxo Magmático	CER-25
		Estrutura Protomilonítica	CER-30
	Granito Cataclástico		CER-27, CER-30
SIENITO RG			CER-88
GRANITO CHACRINHA			CER-71, CER-72, CER-73
NÚCLEO BETARA			CER-08

Tabela 1: Relação das fácies determinadas em cada intrusão, com indicação de afloramentos onde podem ser verificadas.

4.1 GRANITO DO CERNE

Dentre os granitos estudados o Granito do Cerne é o de maior expressão, com aproximadamente 45Km² de área. Esta intrusão é caracterizada pela presença de sienogranitos, monzogranitos e quartzo-sienitos geralmente com estruturas maciças. Ocorrem termos foliados (foliação magmática e deformados), com presença de enclaves, maior ou menor granulometria

(média a grossa), sendo todas essas feições relevantes que possibilitaram a separação das fácies da intrusão.

Em geral, os termos foliados são restritos às zonas de borda do granito, sem muita expressão lateral, que na grande maioria dos casos são caracterizadas por contatos tectônicos com as encaixantes, num regime rúptil - dúctil. Poucas foram as evidências de metamorfismo termal causado pela instalação do Granito do Cerne.

A maioria das amostras do Granito do Cerne classifica-se como sienogranitos, subordinadamente como monzogranitos e quartzio-sienitos (figura 13). Apresentam textura hipidiomórfica à xenomórfica, inequigranular média à fina, caracterizada pela presença de megacristais de K-feldspatos. Na maioria de seus afloramentos apresenta-se isótrofo, podendo algumas vezes mostrar uma foliação magmática insipiente.

Figura 13 (Diagrama de Streckeisen, 1976): Classificação normativa dos litotipos do Granito do Cerne. Apenas as amostras CER-38 – quartzio sienito e CER-43e – quartzolito não se classificam no ‘campo dos granitos’ (sienogranitos + monzogranitos), encontram-se localizadas em regiões onde o granito foi afetado pelas zonas de cisalhamento.

De modo geral apresentam composição mineralógica expressa por K-feldspato (microclínio), quartzo, plagioclásio (teor de An entre 7-12%), biotita, hornblenda, magnetita, ilmenita, fluorita, titanita, apatita, zircão e allanita (tabelas 2 e 3). Ocorrem ainda minerais derivados de uma fase secundária (alteração) como sericita, clorita e epidoto.

MINERAL/PONTO	CER-16	CER-17	CER-23	CER-34	CER-38	CER-40	CER-42
MICROCLÍNIO	42,7	37,6	33,8	53,4	57,8	44,5	50,5
QUARTZO	31,9	29,6	33	21,9	8,7	25,2	27,2
PAGIOCLÁSIO	13,4	22,6	20,1	17,3	21,3	22	13,2
BIOTITA	3,5	6,3	4	2,5	x	1,8	2,3
ANFIBÓLIO	3,4	x	1	x	x	x	tr
EPIDOTO	1,4	x	tr	x	tr	x	x
TITANITA	1,3	x	1,7	tr	tr	tr	tr
APATITA	tr	tr	tr	tr	x	tr	tr
ZIRCÃO	tr	x	tr	tr	tr	tr	tr
ALANITA	tr	x	x	tr	x	x	x
SERICITA	1	tr	tr	tr	x	tr	1,2
CLORITA	x	x	x	1,7	8,7	2,3	1,7
OPACOS	1,1	3	1,1	2,4	2,3	3,6	2,4

MINERAL/PONTO	CER-43a	CER-43e	CER-55b	CER-56	CER-63	CER-70	CER-82a
MICROCLÍNIO	39,5	tr	46,3	54,2	51,2	54,6	34,3
QUARTZO	36,1	60,33	19,9	18,7	19,2	22	35,2
PAGIOCLÁSIO	20,2	3,33	26,6	19	22,8	10,6	24,7
BIOTITA	x	19,33	3,2	2,2	2,4	2,3	x
ANFIBÓLIO	x	x	x	x	1,2	4	x
EPIDOTO	x	1,5	1	x	tr	tr	x
TITANITA	tr	1,5	tr	tr	tr	1,4	tr
APATITA	tr	x	tr	x	x	tr	tr
ZIRCÃO	tr	tr	tr	tr	tr	tr	tr
ALANITA	tr	x	x	x	x	tr	tr
SERICITA	3,6	tr	x	3,8	x	2,7	x
CLORITA	x	2,75	tr	tr	tr	x	4,4
OPACOS	tr	7,58	tr	1,5	2,5	1,8	1,2

Tabelas 2 e 3: Contagem de minerais das amostras do Granito do Cerne. Resultados apresentados em porcentagem. O espaçamento utilizado foi de 0,6 x 0,6mm, num total de 1000 pontos para cada análise (x = ausente; tr = traço - quando <1%).

	1ª. FASE	2ª. FASE	3ª. FASE
Zircão	_____	_____	_____
Apatita	_____	_____	_____
Allanita	_____	_____	_____
Titanita	_____	_____	_____
Anfibólio	_____	_____	_____
Plagioclásio	_____	_____	_____
Biotita	_____	_____	_____
Microclínio	_____	_____	_____
Quartzo	_____	_____	_____
Albita (pertitas)	_____	_____	_____
Fluorita	_____	_____	_____

Quadro 1: Relação temporal de cristalização, interpretada segundo as feições presentes em lâminas. São individualizadas três fases principais de cristalização, todas dentro de um evento magmático.

4.1.1 *Fácies Granito Isótropo*

Esta fácies é a mais representativa do Granito do Cerne e abrange quase todas as porções do corpo. É expressa por rochas de coloração castanha avermelhada, textura inequigranular média e estrutura maciça (foto 22). Sua composição mineralógica contém K-feldspato microclínio (~45%), quartzo (~30%), plagioclásio (~15%), biotita (5%), Ca-anfibólio (3%), magnetita e ilmenita (~2%). Ocorrem como minerais acessórios fluorita, titanita, allanita, apatita e zircão.

Foto 23: Aspecto macroscópico mais comum da Fácies Granito Isótropo.

Os microclínios destacam-se como os maiores minerais presentes (megacristais com até 1cm de comprimento), ocorrendo também em dimensões reduzidas na matriz. São cristais subédricos a anédricos, geralmente fraturados e em grande parte pertitizados, chegando a apresentar mesopertitas. Os megacristais possuem inclusões de titanita, zircão, allanita e biotita, além de restritas ocorrências de inclusões de plagioclásios. Em algumas secções aparecem estruturas tipo Rapakivi (fotomicrografia 13), porém não se faz aqui qualquer relação com o granito Rapakivi clássico descrito na literatura, devido as suas características geoquímicas e petrogenéticas serem aparentemente distintas.

Fotomicrografia 13: Microclínio com bordas de albita (estrutura 'tipo Rapakivi'). Amostra CER-16.

O quartzo ocorre sob duas formas principais; aglomerados microcristalinos (<0,1mm) e como cristais maiores (2-3mm) com extinção ondulante. De modo geral apresentam-se anédricos e intersticiais.

Os plagioclásios são representados por cristais subédricos com tamanhos variados (em média com 2mm). Apresentam-se saussuritizados, sendo comum também a presença de fraturas. Seu teor de anortita é de aproximadamente 5-10% (albita).

A porcentagem de máficos presente nesta fácies é de aproximadamente 8%, podendo atingir valores de até 15% em algumas porções. As biotitas têm dimensões de até 1,5mm, anédricas, podendo alguns cristais apresentar ondulações nas clivagens (estrutura *micafish*). O anfibólio hornblenda, de ocorrência mais restrita, ocorre como cristais anédricos, bastante alterados (alguns com nítida alteração para biotita).

Os minerais acessórios (titanita, zircão, apatita e allanita) ocorrem freqüentemente como inclusões. Destacam-se a titanita e a apatita (fotomicrografia 14), que ocorrem como minerais de até 0,5mm e são relativamente abundantes, em comparação aos demais acessórios.

Fotomicrografia 14 (polarizador paralelo): Detalhe de uma apatita em tamanho avantajado. Amostra CER-40.

4.1.2 Fácies Granito com Enclaves

Esta fácies é caracterizada por rochas de coloração castanha, contendo enclaves máficos microcristalinos com formas ovóides (foto 24 e fotomicrografia 15). Possuem textura inequigranular média à fina, estrutura maciça, ou com leve foliação de fluxo magmático.

Na matriz predominam os minerais félsicos sobre os minerais máficos, proporção esta que se inverte nos enclaves. A composição mineralógica é expressa por K-feldspato (50%), quartzo (30%), plagioclásio (10%), biotita (10%), enquanto nos enclaves a porcentagem de K-feldspatos cai para ~15%, perante 85% de minerais máficos, além da ausência de plagioclásio.

O k-feldspato (ortoclásio) é representado na matriz por cristais subédricos, com dimensões entre 1 e 2mm, micropertitizados, alguns levemente sericitizados. Apresentam inclusões de titanita

e outros minerais acessórios como zircão e allanita. Nos enclaves possuem tamanhos sub-milimétricos, anédricos, com aspecto 'quebrado' e fraca extinção ondulante.

Foto 24: Detalhe da presença de enclaves máficos microcristalinos. Estes enclaves apresentam composição científica.

O quartzo ocorre na matriz como cristais anédricos intersticiais, sub-milimétricos, alguns com extinção ondulante. Nos enclaves não foi evidenciada a presença de quartzo.

Os plagioclásios apresentam-se com dimensões de aproximadamente 1mm, anédricos à subédricos. O teor de anortita é de aproximadamente 7% (albita). Sua proporção nos enclaves é bastante reduzida (traços), ocorrendo apenas alguns fragmentos sub-milimétricos.

A biotita ocorre dispersa na matriz, com cristais subédricos à anédricos, geralmente sub-milimétricos e raramente com cristais maiores de 1,5mm. Por vezes ocorrem em meio a uma concentração de cloritas microcristalinas. Nos enclaves a biotita ocorre em porções concentradas de micro-cristais, com alguns minerais maiores cloritizados do centro à borda. Nota-se uma diferença de coloração entre as biotitas presentes na matriz, verde claras, em relação as presentes nos enclaves, com tom castanho avermelhado.

Nos enclaves observam-se estruturas fantasma de anfibólios, já totalmente substituídos por biotitas. Estas estruturas são bem caracterizadas pelo ângulo entre as 'páleo-clivagens' e formas de alguns minerais.

A clorita, tanto na matriz quanto nos enclaves, ocorre como uma massa microcristalina, geralmente associada à biotita. Porém, nos enclaves podem também ocorrer cloritas de até 0,3mm, com clivagem bem marcada. Em algumas porções a clorita sugere ser produto da alteração também de anfibólios (traços que lembram as clivagens cruzadas dos anfibólios).

A titanita ocorre em cristais euédricos à subédricos, com dimensões entre 0,1-0,5mm. Encontram-se como inclusões principalmente no ortoclásio e biotita. Não foram identificadas nos enclaves.

Fotomicrografia 15: Ocorrência de enclaves com 'aglomerado' de máficos, no detalhe com polarizadores paralelos (amostra CER-15).

As principais distinções mineralógicas da matriz e dos enclaves são: (1) porcentagens entre os minerais (a matriz possui uma composição sienogranítica, enquanto os enclaves são notadamente sieníticos); (2) os minerais são maiores na matriz; (3) os opacos são relativamente mais abundantes nos enclaves; (4) as biotitas nos enclaves possuem coloração castanho avermelhada, na matriz apresentam coloração verde-clara. Pelos aspectos mineralógicos texturais observados, os enclaves são aqui admitidos como autólitos.

4.1.3 *Fácies Granito com Quartzo Globular*

Foto 25: Granito com cristais de quartzo avantajados, na foto expresso por cristais de coloração cinza (ponto CER-56).

Em algumas porções do Granito do Cerne, ocorrem cristais de quartzo com tamanhos avantajados, com dimensões semelhantes aos feldspatos (foto 25), ou até maiores (mais raros). As

condições de cristalização são indicativas, nestes casos, de baixa pressão e temperaturas relativamente elevadas, o que sugere a cristalização da rocha sob baixas profundidades. Os máficos apresentam-se intersticiais e em quantidade que variam entre 3 e 6%. No restante, assemelha-se muito a Fácies Granito Isótropo.

4.1.4 Fácies Granitos Foliados

Esta fácies do Granito do Cerne apresenta composição mineralógica muito semelhante à Fácies Granito Isótropo, distinguindo-se por tratarem-se de litotipos foliados, tanto por fluxo magmático como por cisalhamento. As relações entre os minerais, suas dimensões e a trama definida nesses litotipos diferem substancialmente de acordo com a natureza da foliação (cisalhamento X fluxo magmático), caracterizando as três sub-fácies descritas a seguir:

Sub-Fácies Fluxo Magmático

Apresenta uma foliação caracterizada pela insipiente orientação dos filossilicatos e dos megacristais de microclínio (foto 26), contudo, sem apresentar feições de estiramento mineral. Geralmente esta foliação mostra-se bastante irregular, sem a definição de planos regulares, nem sempre possibilitando a mensuração da direção e mergulho.

Esses litotipos mostram uma textura inequigranular média, com megacristais de microclínio por vezes como aglomerados (em contato mútuo), provavelmente efeito do fluxo magmático. Os máficos também mostram comportamento semelhante, concentrados em níveis lenticulares (*schlieren*), que melhor definem a foliação.

Foto 26: Granito com foliação de fluxo magmático. Amostra CER-57.

Sub-Fácies Estrutura Milonítica

Esta sub-fácies é representada por rochas com foliação milonítica, caracterizadas por níveis máficos milimétricos (*schlieren*) intercalados em uma matriz granítica composta por cristais de k-feldspato e quartzo estirados, com formas sigmoidais (foto 27). Podem apresentar termos bastante ricos em quartzo (quartzolitos).

Nesta sub-fácies os minerais apresentam-se nitidamente mais finos, com dimensões milimétricas à sub-milimétricas. A foliação é definida por planos regulares, facilmente medidos em campo, ao contrário da foliação de fluxo magmático.

Foto 27: Granito milonítico, evidenciado em algumas faixas métricas, restritas às porções de borda do Granito do Cerne.

Sub-Fácies Estrutura Bandada

São rochas compostas por microclínio (55-60%), quartzo (15-20%), biotita (20-25%), sericita (~3%), plagioclásio (~3%) e zircão (tr), com bandas máficas (biotita + clorita + opacos) intercaladas com bandas félsicas rosadas (quartzo-feldspáticas), aparentemente sem estiramento dos minerais. Apresenta uma foliação irregular definida pelas bandas de concentração de minerais (bandamento contorcido), dificilmente definindo planos perfeitos para tomada de atitudes (foto 28).

O microclínio apresenta-se como cristais subédricos, com tamanhos entre 0,2-1,5mm. Chama atenção a ocorrência de aglomerados de microclínio, concentrados em bandas. Esta 'acumulação' pode ser decorrente efeitos provocados pelos cisalhamentos ainda durante a fase magmática (estado de pasta – “mush”). Os plagioclásios (An~11% - oligoclásio) são representados por cristais subédricos bastante sericitizados. Podem ocorrer como inclusões nos microclínios.

O quartzo ocorre como cristais sub-milimétricos ($\leq 0,3\text{mm}$), anédricos e intersticiais, ou como cristais um pouco maiores (0,5-0,8mm) com extinção ondulante. Comumente ocorrem em

micro-veios ($>1\text{mm}$) e lamelas ($<1\text{mm}$) orientadas, que melhor definem a foliação na porção félsica da rocha.

Foto 28: Estrutura bandada, evidenciada apenas na borda oeste do Granito do Cerne.

Os máficos são representados quase que totalmente por biotitas e cloritas, além de algumas sericitas. As biotitas possuem coloração castanho escura, diferentes das biotitas verdes presentes no granito isótropo. Esta variação pode ser decorrente da simplificação dos máficos no granito deformado, com titanitas e anfibólios (ausentes) recristalizados / alterados como biotitas.

O zircão é principal mineral acessório, com cristais euédricos sub-milimétricos, inclusos nos demais minerais. Ocorrem pelo menos dois tipos diferentes quanto à forma. O mais comum mostra forma de bojo (prismas curtos - 1:1), sem zoneamento, e outro ocorre como prismas mais alongados (3:1), com zoneamento visível com polarizadores cruzados.

Sub-Fácies Rúptil-Dúctil

Esta sub-fácies é caracterizada por uma foliação fraca à incipiente, chegando a promover termos protomiloníticos. Outra feição de destaque é o aspecto cataclástico dos minerais maiores (principalmente nos feldspatos). As rochas apresentam-se freqüentemente fraturadas, sob um complexo sistema de planos de fraturas, algumas com preenchimento por quartzo (foto 29).

Os minerais constituintes são essencialmente os mesmos das demais fácies, com litotipos que podem apresentar variações significativas em porcentagens, principalmente quanto ao quartzo. Isto é observado no afloramento CER-38, onde a rocha (com feições cataclásticas) classifica-se no campo dos quartzolitos (diagrama QAP, figura 13).

Onde a deformação rúptil é predominante (foliação incipiente), os megacristais de microclínio e os plagioclásios apresentam-se bastante fraturados, por vezes com micro-falhas sugerindo movimentação ora dextral, ora sinistral. O quartzo ocorre comumente como pequenos

cristais (~0,2mm) com contatos poligonais (característicos de recristalização), além de algumas ocorrências microcristalinas (<0,1mm). Também pode ocorrer como cristais de maiores dimensões (0,5-1,5mm), estes com extinção ondulante. Os plagioclásios ocorrem como cristais subédricos de ~2mm, invariavelmente saussuritizados e fraturados, ou como inclusões nos megacristais de microclínio, por vezes apresentando bordas de corrosão.

Foto 29: Granito do Cerne intensamente fraturado, cortado por veios de quartzo (contato sul).

Os termos protomiloníticos são de ocorrência mais restrita, aparentemente compondo faixas métricas com maior intensidade de deformação (corredores deformacionais). Geralmente são precedidos de termos com características mais rúpteis. Os megacristais de microclínio apresentam-se tanto como porfiroblastos (estirados), quanto porfiroclastos rotacionados, com recristalização de bordas (estrutura *mortar*). O quartzo também apresenta-se estirado formando *ribbons* e por vezes pequenos *boudins*. O plagioclásio (An~18% = oligoclásio) apresenta comportamento essencialmente rúptil, com fraturas e microfalhas. A porcentagem de minerais máficos chega no máximo à 8%, sendo representados pela sericita com raras biotitas, dispostas em níveis lenticularizados (*schlieren*).

4.1.5 Fácies Granito Fino

Esta fácies foi evidenciada na região oeste do corpo, próximo ao contato do granito com as encaixantes, caracterizado por uma zona de cisalhamento. Em nada difere da Fácies Granito Isótropo, a não ser pelo tamanho dos minerais, visivelmente reduzidos nesta fácies (textura equigranular fina – foto 30).

Foto 30: Fácies Granito Fino – textura equigranular fina (exemplificada no ponto CER-43a). Sua ocorrência é restrita às proximidades da zona de contato oeste da intrusão.

4.1.6 Fácies Granito Grosso

A Fácies Granito Grosso é caracterizada pelo tamanho relativamente mais avantajado dos minerais félsicos, que imprimem uma textura inequigranular média à grossa nas rochas (foto 31). De um modo geral, observa-se uma maior porcentagem dos minerais máficos (até 15%), além do tamanho relativamente maior das biotitas, podendo chegar à 4mm. Essas rochas são constituídas por microclínio (55%), plagioclásio (10%), quartzo (15-20%), biotita (10%) e Ca-anfibólio (5%). Ocorrem como acessórios allanita, zircão, apatita e titanita.

Foto 31: Granito com textura pouco mais grossa. Afloramento CER-69, no centro do corpo.

Os microclínios apresentam-se como megacristais com até 1,5cm de comprimento, freqüentemente pertitizados e fraturados. Alguns desses cristais, geralmente os maiores,

apresentam zoneamento interno. Os plagioclásios (An~8% = albita) apresentam-se como cristais subédricos de até 1cm, saussuritizados e fraturados. Os cristais de quartzo apresentam-se tanto como microcristais intersticiais, quanto cristais maiores (~3mm) com extinção ondulante.

Os máficos são representados principalmente por biotitas (10-12%) e subordinadamente por anfibólios (verificado apenas na lâmina CER-70). Esses anfibólios apresentam-se alterados para biotita (alguns com bordas alteradas). Alguns cristais apresentam geminação e pleocroísmo fraco em tons de verde. As biotitas presentes são as maiores evidenciadas no Granito do Cerne, com até 4 mm de comprimento.

4.1.7 *Fácies Granito Baixo Máfico*

Esta fácies é representada por rochas hololeucocráticas rosadas (foto 32), com porcentagem de minerais máficos muito reduzida, ou até mesmo ausente. A ocorrência desta fácies é restrita a algumas porções (bandas), podendo ser individualizadas em escala de afloramento.

Sua composição quartzo-feldspática define uma trama com textura equigranular média à fina (minerais com até 3mm) e estrutura maciça, onde predominam quartzo (~60%) e feldspato alcalino (~35%), além do plagioclásio (~5%).

Foto 32: Granito com pouca ou nenhuma porcentagem de máficos. Afloramento CER-83, após a remoção da porção norte do Granito do Cerne.

Os cristais de quartzo, muitas vezes, apresentam contatos poligonizados, sugerindo processo de recrystalização. Outra característica dessas rochas é a ausência de geminações nos feldspatos, sendo observadas raramente (carlsbad). Os plagioclásios presentes, normalmente alterados (saussuritizados) apresentam teor de An próximos de 8% (albita).

4.1.8 Veios Aplíticos

Os veios aplíticos foram observados em poucos afloramentos do Granito do Cerne, possuindo espessura variável desde centímetros (mais comum – foto 33), chegando até aproximadamente 1m. Na maioria dos casos esses aplitos apresentam textura afanítica (vulcânica), sendo evidenciados como veios tanto nas encaixantes, como no corpo granítico. Apresentam estruturas planares, espaçadas, que nitidamente truncam o corpo granítico. As observações em campo não permitiram definir um padrão regular quanto à direção desses veios.

A composição mineralógica dos veios aplíticos assemelha-se muito com a Fácies Granito Baixo Máfico, porém, a ocorrência em veios e o tamanho reduzido dos minerais são distintivos entre os dois litotipos.

Foto 33: Veios aplíticos cortando o Granito do Cerne. Geralmente apresentam espessura centimétrica.

Foto 34: Veio aplítico (métrico) que corta as encaixantes, grosseiramente concordante com a direção principal da foliação. Afloramento CER-83, borda norte do Granito do Cerne.

4.2 GRANITO PASSA TRÊS

O Granito Passa Três, a exemplo do Granito do Cerne, possui forma elipsoidal com eixo principal orientado segundo NE-SW. Este corpo encontra-se mineralizado à ouro, associado a sulfetos, presentes em veios de quartzo (foto 36) que cortam o corpo granítico. Uma importante fase hidrotermal é observada neste maciço granítico, com intensas epidotização e saussuritização. Em apenas um afloramento observou-se a presença de litotipos foliados (cisalhamento). Porém, é comum a presença de uma clivagem de fratura, espaçada em toda a intrusão.

De modo geral o Granito Passa Três possui composição semelhante ao Granito do Cerne. São sienogranitos (figura 14) com textura inequigranular média, estrutura geralmente maciça ou com foliação magmática (mais rara). Porém, chama a atenção sua composição mineralógica (tabela 4), devido à ausência de biotita nos litotipos analisados (foto 35). Outro fato peculiar é a presença de mineralização aurífera associada a sulfetos, relacionados a fase hidrotermal.

Foto 35: Amostra do Granito Passa Três com conteúdo máfico bastante resumido. Afloramento CER-49, no centro do Granito Passa Três.

Foto 36: Mineralização aurífera em sulfetos associados a veios de quartzo leitoso, cortam intensamente a intrusão em quase toda sua extensão. Mina abandonada do Pacheco (CER-50).

Figura 14 (Streckeisen, 1976): Classificação dos litotipos do Granito Passa Três, de acordo com a norma determinada. As duas amostras (representativas do fácies mais abrangente do corpo) plotam no campo dos sienogranitos.

MINERAL/PONTO	CER-49a	CER-50
MICROCLÍNIO	45,4	44,4
QUARTZO	30,8	38,3
PAGIOCLÁSIO	16	6,6
BIOTITA	x	x
ANFIBÓLIO	1,6	tr
EPIDOTO	x	tr
TITANITA	tr	tr
APATITA	tr	tr
ZIRCÃO	tr	tr
ALANITA	x	x
CLORITA	1	tr
FLUORITA	tr	tr
SERICITA	1	2,3
CALCITA	x	5,8
OPACOS	1	1,9

Tabela 4: Moda determinada nas amostras do Granito Passa Três (espaçamento 0,6x0,6mm; total de 1000 pontos / cada), com resultados em porcentagem.

	1ª. FASE	2ª. FASE	3ª. FASE
Zircão	_____	_____	_____
Apatita	_____	_____	_____
Allanita	_____	_____	_____
Titanita	_____	_____	_____
Anfibólio	_____	_____	_____
Plagioclásio	_____	_____	_____
Biotita	_____	_____	_____
Microclínio	_____	_____	_____
Quartzo	_____	_____	_____
Clorita	_____	_____	_____
Albíta (pertitas)	_____	_____	_____
Fluorita	_____	_____	_____

Quadro 2: Relação temporal de cristalização, interpretada segundo as feições presentes em lâmina. Semelhante ao Granito do Cerne.

4.2.1 Fácies Granito Isótropo

É expressa por rochas de coloração cinza-rosada, textura equigranular média, compostas por K-feldspato (~45%), quartzo (~32%), plagioclásio (~16%), clorita (~4%) e epidoto (~3%), com mineralogia acessória composta por fluorita, titanita, apatita, zircão e allanita. Seus minerais metálicos são representados por ilmenita, magnetita e calcopirita. Apresenta textura inequigranular média à fina, geralmente isótropa ou com uma foliação magmática incipiente. Algumas porções apresentam relativo acréscimo na porcentagem de máficos (8-10%). Frequentemente estas rochas encontram-se cortadas por veios milimétricos à centimétricos de quartzo e calcita.

O K-feldspato microclínio ocorre como megacristais (8mm-1cm) subédricos, freqüentemente pertíticos. Podem também ocorrer como cristais menores (2-4mm) sem intercrescimento pertítico. O quartzo geralmente ocorre nos interstícios de outros minerais como cristais anédricos sub-milimétricos ou com dimensões de até 4mm. Alguns apresentam contatos poligonizados, representando uma feição de recristalização.

O plagioclásio (An~10%) apresenta-se como cristais subédricos com cerca de 5mm de comprimento, encontrando-se fraturados e intensamente saussuritizados. Ocorrem também como cristais menores inclusos nos megacristais de microclínio (fotomicrografia 17).

A clorita ocorre como agregados microcristalinos, algumas vezes apresentando estruturas fantasma de anfibólios. Geralmente ocorrem associadas a epidotos, sendo estes dois minerais (clorita e epidoto), aparentemente, produtos de substituição dos máficos primários (anfibólio e biotita?).

Fotomicrografia 16 (polarizadores cruzados): Plagioclásio incluído no megacristal de microclínio pertítico. Afloramento CER-50.

4.2.2 *Fácies Granito Mineralizado*

Esta fácies possui ocorrência restrita às zonas mineralizadas, com freqüentes veios de quartzo e tem como principais características a baixa porcentagem de máficos (foto 37) e a presença de intensa fase hidrotermal. É caracterizada por rochas cinza-rosadas compostas por microclínio (~47%), quartzo (~38%), plagioclásio (~10%), epidoto (~1%), clorita (~1%), sericita (~1%), calcita (~1%), fluorita (~1%) e mineralogia acessória composta por titanita, apatita, zircão e allanita.

Seus litotipos apresentam-se entrecortados por veios de quartzo com sulfetos associados, bem como por micro-fraturas preenchidas com epidoto e calcita. Dentre os sulfetos destaca-se a calco-pirita (foto 38) com ouro disseminado, largamente explorado na região (mina do Povinho de São João - CER-49 e na mina desativada do Pacheco - CER-50, ambas da Mineração Tabiporã).

Foto 37: Fácies caracterizada pela baixa porcentagem de máficos, além da presença de veios de quartzo com sulfetos (próxima foto). Afloramento CER-50.

Foto 38: Detalhe dos veios de quartzo mineralizados, bastante penetrativos nessa região do granito. Afloramento CER-50.

O microclínio apresenta-se como megacristais (5mm à 1,5cm), com intercrescimento peritítico (podendo formar mesopertitas). Também é comum a presença de fraturas, algumas preenchidas por carbonato e quartzo. O plagioclásio (An~12% - oligoclásio) apresenta-se em forma de cristais subédricos com dimensões que atingem até 5mm. Encontram-se freqüentemente fraturados e saussuritizados.

O quartzo ocorre nos interstícios de outros minerais, com dimensões variadas, normalmente sub-milimétricos, podendo atingir até 5mm, como cristais anédricos e extinção ondulante. Ocorre também preenchendo micro-fraturas que cortam os megacristais de microclínio.

Os minerais máficos ocorrem em pequena porcentagem (~3% ou menos). Apresentam-se, geralmente, anédricos e com tamanhos reduzidos (sub-milimétricos à milimétricos), concentrados em porções preferenciais (fotomicrografia 18). Aparentemente os minerais presentes (clorita, epidoto e sericita) são produto da alteração dos máficos primários (anfíbólio e biotita?).

Fotomicrografia 17 (polarizadores cruzados): Pequenos cristais de clorita (anédricos) e feldspatos fraturados. Lâmina CER-49b.

Sub-Fácies com Enclaves

Esta sub-fácies foi observada na região mineralizada, em porções restritas. A rocha é muito semelhante às referidas na Fácies Granito Isótropo, sendo diferenciada pela presença de enclaves máficos microcristalinos (minerais com no máximo 1mm). Estes enclaves apresentam formas ovóides em dimensões entre 3 e 5cm, sendo compostos por clorita (50%), epidoto(25%), K-feldspato (15)% e Ca-anfibólio (10%) e traços de plagioclásio.

Sub-Fácies Alto KF

Também caracterizado na região de ocorrência da mineralização, como bandas centimétricas compostas basicamente por K-feldspato e quartzo, com porcentagem de máficos muito reduzida à inexistente. Apresenta textura equigranular média, com cristais subédricos de microclínio com dimensões próximas de 2cm. O quartzo ocorre como cristais anédricos, intersticiais aos microclínios.

Destaca-se a presença de contatos mútuos entre cristais de microclínios, aparentemente produto de um evento de 'acumulação' dentro da história magmática do granito. Uma hipótese para formação desses litotipos, tem como sugestão a atuação de esforços no maciço ainda não totalmente cristalizado, promovendo a aglomeração dos microclínios.

4.2.3 Fácies Granito Foliado

Esta fácies ocorre em porções restritas, normalmente próximas aos contatos com as encaixantes. É caracterizada por rochas com microclínio (~55%), quartzo (~35%), plagioclásio (~7%), epidoto (~3%) e clorita (~3%), definindo uma trama inequigranular fina. Os minerais acessórios são representados por titanita, zircão, apatita e allanita. Estas rochas apresentam uma incipiente foliação de fluxo magmático, irregular e somente evidenciada pela orientação de níveis máficos lenticularizados (*schlieren*).

O microclínio apresenta-se como megacristais (1-1,5mm), subédricos ou como cristais menores (milimétricos) anédricos. É o mineral mais abundante na rocha, podendo sua porcentagem variar entre 45 e 60%, em escala de alguns metros. Esta variação mostra-se inversamente proporcional à porcentagem de quartzo. O quartzo ocorre como cristais anédricos com extinção ondulante, intersticiais e com dimensões entre 0,2 à 5mm. Podem ainda ocorrer sob forma de micro-veios, oblíquos à direção principal da foliação. O plagioclásio (An ~8%) ocorre como cristais subédricos, com tamanhos entre 2 à 6mm, fraturados e freqüentemente saussuritizados.

Os máficos (em torno de 6%) tendem a ocorrerem como agregados de pequenos cristais anédricos (milimétricos a sub-milimétricos). Tanto a clorita como o epidoto ocorrem em níveis de maior concentração.

Sub-Fácies Dúctil-Rúptil

Esta sub-fácies representa as porções onde o granito encontra-se deformado, com termos predominantemente cataclásticos (foto 39) e subordinadamente protomiloníticos. Sua ocorrência é bastante restrita, estando associada a zonas de cisalhamento de alto ângulo, no contato com as encaixantes. Nas encaixantes (moscovita-quartzo milonito) observa-se a presença de lentes com formas sigmoidais de composição granítica e dimensões entre 10 e 50cm.

Foto 39: Detalhe do granito bastante fraturado, com preenchimento de quartzo nas fraturas. Afloramento CER-53.

A composição mineralógica desses litotipos é representada por microclínio (~50%), quartzo (~37%), clorita (~10%) e epidoto (~3%), além de veios milimétricos de quartzo e calcita que freqüentemente cortam a rocha. Apresenta textura xenomórfica, com intenso fraturamento dos minerais.

O microclínio e o quartzo são os maiores minerais presentes na rocha com dimensões de até 4mm, definindo uma textura equigranular media. Nos termos protomiloníticos, observa-se cristais de microclínio com recristalização de bordas, concordante com o sentido principal da foliação (estrutura *mortar*). Tanto o microclínio como o quartzo podem ocorrer sob forma microcristalina (sub-milimétrica), com aspectos sugestivos de recristalização.

Os máficos ocorrem como cristais de pequenas dimensões, concentrados em níveis, que define a foliação na rocha. Também ocorrem nos interstícios de cristais maiores.

Foto 40: Granito Passa Três (CER-49) com quartzo mobilizado (recristalizado) e aglomerado em porções levemente orientadas.

4.3 GRANITO RIO ABAIXO

Esse maciço, ao contrário dos granitos Cerne e Passa Três, apresenta forma ovóide. Seus contatos são marcados tanto por zonas de cisalhamento (predominantemente rúpteis), como através de metamorfismo termal (intrusivo), com veios graníticos cortando as rochas encaixantes.

Petrograficamente o Granito Rio Abaixo é semelhante aos granitos do Cerne e Passa Três, com algumas diferenças nas porcentagens dos minerais. A análise modal realizada em duas amostras (as mais representativas), caracteriza pontos distribuídos no campo dos monzogranitos (figura 15), diferentes das amostras do Granito Passa Três (essencialmente sienogranitos).

A composição mineralógica (tabela 5) mostra um relativo acréscimo no teor de plagioclásio nestas rochas, além de uma maior porcentagem de máficos (anfíbólio e biotita) em relação aos demais granitos.

MINERAL/PONTO	CER-25c	CER-27b
MICROCLINIO	27,9	37,1
QUARTZO	23	30,2
PAGIOCLÁSIO	25,9	26,7
BIOTITA	13,8	tr
ANFIBÓLIO	4,5	tr
EPIDOTO	X	tr
TITANITA	1,7	tr
APATITA	tr	tr
ZIRCÃO	tr	tr
ALANITA	X	x
CLORITA	1,6	tr
FLUORITA	tr	tr
SERICITA	X	3,7
OPACOS	tr	1,9

Tabela 5: Moda determinada nas amostras do Granito Rio Abaixo, com rochas relativamente mais ricas em máficos e plagioclásio (resultados em porcentagem).

Figura 15 (Diagrama de Streckeisen, 1976): Classificação no diagrama QAP quanto a moda obtida nas amostras do Granito Rio Abaixo, caracterizadas no campo dos monzogranitos.

	1ª. FASE	2ª. FASE	3ª. FASE
Zircão			✓
Apatita			✓
Allanita			✓
Titanita			
Anfibólio			
Plagioclásio			✓
Biotita			✓
Microclínio			
Quartzo			
Albíta (pertitas)			
Fluorita			✓

Quadro 3: Relação temporal de cristalização, interpretada segundo as feições presentes em lâmina. Semelhante aos granitos do Cerne e Passa Três.

4.3.1 Fácies Granito Isótrofo

É a fácies mais comum do corpo, caracterizada por rochas cinza rosadas com trama equigranular média e estrutura maciça (foto 41), composta por microclínio (~35%), quartzo (~25%), plagioclásio (~25%), biotita verde (~12%), anfibólio hornblenda (~3%), fluorita (tr), ilmenita (tr) e magnetita (1,5%). Como minerais acessórios ocorrem titanita, apatita, zircão e allanita. Caracterizam uma textura xenomórfica, com freqüente presença de fraturas nos minerais, por vezes preenchidas por sericita, epidoto e carbonato.

Foto 41: Granitos isótipos com intensa epidotização (tons verdes escurecidos). Afloramento CER-30, em uma pedreira abandonada.

Em algumas porções, próximas ao contato, ocorrem veios graníticos centimétricos, cortando as rochas encaixantes (carbonatos), com desenvolvimento de sulfetos (foto 42). Especificamente no ponto CER-30 (contato norte), ocorre uma interação entre a intrusão e a encaixante, onde os carbonatos apresentam-se bastante silicificados (aspecto de cozimento) e o granito intensamente cortado por micro-veios, preenchidos por epidoto (principalmente) e carbonato.

Foto 42: Contato norte do Granito Rio Abaixo (CER-30 – pedreira abandonada). Veio granítico intrudindo carbonatos. Notar os quartzos avantajados no granito e a presença de sulfetos no carbonato.

O microclínio ocorre como megacristais, com dimensões entre 1 e 2cm, ou como cristais menores ($\square 0,5\text{mm}$). Os megacristais mostram-se freqüentemente pertitizados e intensamente fraturados. Alguns cristais mostram bordas de albita (tipo *Rapakivi*), semelhante ao observado no

Granito do Cerne. O plagioclásio (An~13 – oligoclásio) apresenta-se como cristais subédricos, algumas vezes zonados, freqüentemente saussuritizados, com cristais chegando à 6mm de comprimento. Alguns apresentam bordas de microclínio (tipo *anti-Rapakivi*).

O quartzo ocorre freqüentemente como cristais sub-milimétricos, anédricos e intersticiais, por vezes mostrando contatos poligonizados sugestivos de recristalização. Com menos freqüência ocorrem cristais que atingem até 5mm.

A biotita é caracterizada por cristais subédricos, milimétricos, ou como cristais sub-milimétricos, produto de alteração dos anfibólios. Apresenta cor verde clara, salvo alguns cristais mais oxidados e os produtos de alteração, que mostram cor mais escura (castanha). Geralmente são ricas em inclusões, tanto de minerais acessórios, como de minerais opacos.

O anfibólio hornblenda apresenta-se algumas vezes alterado, geralmente para biotita e/ou epidoto. Os maiores cristais podem atingir até 3mm (fotomicrografia 19).

Fotomicrografia 18 (polarizadores paralelos): Anfibólios alterados em meio a massa quartzofeldspática. Lâmina CER-25.

Sub-Fácies Baixo Máfico

A faixa de ocorrência desta sub-fácies é restrita a porções de alguns afloramentos (CER-25 e CER-30, por exemplo). Este litotipo é caracterizado pelo decréscimo da porcentagem de máficos (foto 43), que totalizam cerca de 6% da rocha. De resto é semelhante aos litotipos da fácies Granito Isótropo.

Foto 43: Fácies do Granito Rio Abaixo com baixa porcentagem de minerais máficos.

Sub-Fácies Alto KF

Em alguns afloramentos distinguem-se bandas métricas, compostas essencialmente por k-feldspato com dimensões entre 0,5-1,5cm. Observam-se cristais em contato mútuo, com pequena quantidade de quartzo intersticial (10-15%). A relação de contato entre o granito isótropo e as bandas ricas em k-feldspato, aparentemente, é gradativa e pode representar uma “acumulação” durante a história magmática do Granito Rio.

4.3.2 Fácies Granito Foliado

Sub Fácies Fluxo Mágmatco

Estes litotipos apresentam composição semelhante à Fácies Granito Isótropo, com microclínio (~35%), quartzo (~25%), plagioclásio (~25%), biotita (~12%) e anfibólio (~3%). Distinguem-se pela presença de uma foliação de fluxo magmático, definida pela orientação dos cristais subédricos de anfibólio e biotita. Esta foliação magmática mostra-se bastante irregular, a exemplo da observada nos demais granitos, dificilmente definindo estruturas planares. Não apresenta feições de estiramento mineral.

Sub Fácies Estrutura Protomilonítica

De ocorrência bastante restrita, esta sub-fácies é definida por bandas protomiloníticas localizadas em zonas de contato entre o Granito Rio Abaixo e a sequência carbonática encaixante. A rocha é composta basicamente por k-feldspato (~45%), quartzo (~40%), opacos (8%), sericita (~5%) e epidoto (~2%), podendo ser evidenciados alguns raros cristais de calcita, titanita e zircão.

Possui textura granolepidoblástica, com minerais finos (milimétricos à sub-milimétricos) e foliação definida tanto pela orientação dos máficos, como pelo estiramento do quartzo e do k-

feldspato. Ocorrem micro-veios de quartzo e epidoto concordantes com a direção principal da foliação.

Os minerais máficos (sericita e epidoto) apresentam-se como cristais anédricos (sub-milimétricos), bastante oxidados. Associados aos máficos correm minerais opacos, com relativo acréscimo no teor de sulfetos (calco-pirita) próximo ao contato entre o granito e a encaixante.

4.3.3 *Fácies Granito Cataclástico*

Esta fácies é restrita às zonas de contato do granito. São rochas compostas basicamente por microclínio (~60%), quartzo (~30%), plagioclásio (~10%), sericita (~3%) e traços de biotita. Caracterizam-se por uma trama xenomórfica, textura média à fina, com estrutura maciça e presença de intensos sistemas de fraturamento (foto 44).

Foto 44: Detalhe do granito intensamente fraturado. Afloramento CER-27 (contato sul).

O microclínio, mineral mais abundante, se destaca na matriz com dimensões de até 5mm. Encontram-se bastante afetados pela deformação rúptil, apresentando intensamente fraturados, com microfalhas e algumas vezes cominuídos em pequenos grãos sub-milimétricos. O plagioclásio (An~8% - albita) ocorrem como cristais de até 3mm, comumente saussuritizados. Assim como o microclínio, apresentam-se bastante fraturados. O quartzo geralmente ocorre como cristais de pequenas dimensões (até 1,5mm), por vezes apresentando contatos poligonizados, sugerindo recristalização.

A porcentagem de minerais máficos é bastante reduzida (~3%), em sua grande maioria representada por cristais de sericita, anédricos à subédricos e sub-milimétricos. Ocorrem traços de biotita, já bastante alterada para sericita. A sericita também ocorre preenchendo micro-fraturas, com óxidos associados.

4.4 SIENITO CAPIVARA

O Sienito Capivara foi inicialmente reconhecido em trabalhos de campo da disciplina Mapeamento Geológico da UFPR (equipes 8 e 5, de 2000) sendo, na época, utilizada a denominação Sienito Rabo de Galo, em referência a cor castanha escura da rocha. Em trabalhos mais antigos (à exemplo de Fiori, 1991) a intrusão, aparentemente, é reconhecida como uma apófise do Granito do Cerne, sem mencionarem tal diferença quanto à composição entre ambas intrusões. A denominação Sienito Capivara é aqui utilizada, devido à sua proximidade ao Rio Capivara e à localidade homônima. Embora o nome anteriormente proposto (Sienito Rabo de Galo) se identifique claramente com a cor dessas rochas, não é adequado segundo normas de nomenclatura, motivo pelo qual não é aqui utilizado.

Figura 16 (Diagrama de Streckeisen, 1976): Classificação modal das amostras do Sienito Capivara, com amostras nos campos dos quartzo-álcali-feldspato-sienitos.

MINERAL/PONTO	CER-00	CER-88
MICROCLINIO	71,7	72,7
QUARTZO	6,7	3,4
PAGIOCLÁSIO	3	1,2
BIOTITA	1,6	x
Ca-ANFIBÓLIO	13,6	12,7
CLINOPIROX.	1	2
TITANITA	Tr	3,1
APATITA	Tr	tr
ZIRCÃO	Tr	tr
EPIDOTO	X	x
CLORITA	X	1,6
OPACOS	2,7	2,8

Tabela 6: Composição modal (porcentagem) das amostras do Sienito Capivara.

É caracterizado por rochas de cor castanha escura (foto 45), textura equigranular média, hipidiomórfica e estrutura maciça à levemente foliada. Possui composição 'sienítica' (figura 16), com k-feldspato microclínio (~70%), anfibólios (15%), biotita (~3%), clinopiroxênio (~2%), opacos (~3%), quartzo (~3%), plagioclásio (~2%), e epidoto (~2%). Seus minerais acessórios são representados pela fluorita, titanita, apatita e zircão.

Foto 45: Sienito Capivara (Rabo de Galo). Rocha de cor castanha escura e aparente ausência de quartzo. Afloramento CER-88.

O microclínio ocorre como megacristais subédricos à euédricos com até 1,5cm de comprimento, geralmente apresentando um zoneamento interno (fotomicrografia 20). Também ocorrem como pequenos cristais (com dimensões próximas de 1mm) intersticiais aos cristais maiores. Alguns cristais são pertíticos, chegando a apresentar mesopertitas.

Os máficos presentes na rocha (~20%) são expressos principalmente por anfibólio, biotita e clinopiroxênio. Foram descritos dois tipos distintos de anfibólio nos litotipos do Sienito Capivara, um alcalino (riebeckita) e outro cálcico (Ca-anfibólio), aparentemente em porções distintas da intrusão. Fica difícil a individualização das fácies (de acordo com a ocorrência de um determinado tipo de anfibólio) devido à escassez de informações, mas, aparentemente a ocorrência de riebeckitas é restrita à porção norte da intrusão. Os Ca-anfibólios são os de maior ocorrência, com cristais anédricos à subédricos, com dimensões de até 3mm.

O clinopiroxênio (hedenbergita) aparece como pequenos cristais subédricos (~2mm) alguns parcialmente alterados para Ca-anfibólio. O epidoto é outro mineral que ocorre como produto da alteração dos clinopiroxênios.

O plagioclásio (An~10%) ocorre em baixa porcentagem como cristais que atingem até ~3mm, anédricos à subédricos, bastante saussuritizados. O quartzo, também de ocorrência restrita, é caracterizado por cristais anédricos com até 2mm.

Os minerais acessórios (titanita, apatita e zircão) ocorrem geralmente como cristais euédricos sub-milimétricos à milimétricos (titanita), inclusos em outros minerais maiores. A titanita pode também ocorrer como produto de alteração do clinopiroxênio e anfibólio, representando uma fase secundária, diferente da titanita da fase acessória.

Fotomicrografia 19 (polarizadores cruzados): Zoneamento interno dos cristais de microclínio. Afloramento CER-88.

4.5 MONZONITO CHACRINHA

Anteriormente denominado de “Granito” Chacrinha, essa intrusão possui alguns aspectos peculiares. O primeiro é quanto a localização dos corpos, que variam consideravelmente em uma linha na direção NW-SE, de acordo com relatórios da disciplina e Mapeamento Geológico da UFPR. O segundo aspecto é a presença de termos básicos em suas bordas (diabásios), cuja evidência em campo, sugere sua associação aos diques básicos do Mesozóico.

Sua classificação petroquímica define termos quartzo-monzoníticos e quartzo monzodioríticos, onde para nomear a intrusão (ou as intrusões?) optou-se por “monzonito”, por se tratar do termo mais diferenciado. A descrição a seguir é relativa ao afloramento mais expressivo da intrusão, mas outras ocorrências nas proximidades (alinhadas NW-SE) são aqui consideradas da mesma natureza.

Essas rochas apresentam coloração cinza-rosada (foto 46), ocorrendo variações em tons cinza escuros, geralmente sob forma de blocos arredondados com decomposição esferoidal. Os litotipos mais comuns são caracterizados por rochas quartzo-monzoníticas a quartzo-monzodioríticas, com textura equigranular fina, xenomórfica à hipidiomórfica e estrutura maciça. É composta por plagioclásio (45-40%), k-feldspato (~30%), quartzo (~10%), hornblenda (~7%), clinopiroxênio (~5%), epidoto (~1,5%) e clorita (~1,5%). Os principais minerais acessórios descritos

foram apatita, allanita e zircão. Ao microscópio, chama atenção a presença de textura micrográfica, definida pelo intercrescimento entre plagioclásio e quartzo (fotomicrografia 21).

Foto 46: Amostra do Monzonito Chacrinha marcada pela textura xenomórfica. Ocorre geralmente em blocos e matacões arredondados. Afloramento CER-72.

O plagioclásio ($An \sim 12\%$ - oligoclásio) ocorre como minerais subédricos ripiformes ou anédricos, com dimensões entre 2-5mm. Os cristais maiores apresentam-se alterados com intensa saussuritização, os menores geralmente apresentam-se intercrescidos com quartzo, formando feições micrográficas. O quartzo presente na rocha ocorre essencialmente dessa forma.

Fotomicrografia 21 (polarizadores cruzados): Intercrescimento micrográfico entre quartzo e plagioclásio. Lâmina CER-72.

Os máficos ($\sim 12-15\%$) são representados principalmente pela hornblenda e clinopiroxênio. Geralmente ocorrem como cristais subédricos, com dimensões entre 2-3mm, alterados para clorita e epidoto.

Os minerais acessórios são representados por zircão apatita e allanita, caracterizados por cristais sub-milimétricos, euédricos à subédricos, que ocorrem como inclusões em outros minerais da rocha. Podem ser evidenciados traços de calcita nos interstícios de outros minerais, provavelmente produto de uma fase de alteração secundária.

4.6 SIENOGRANITO MILONÍTICO DO NÚCLEO BETARA

Os sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara possuem composição bastante semelhante ao Granito do Cerne e podem ser confundidos devido à proximidade entre essas unidades. Porém, o padrão estrutural observado nessas rochas é bastante distinto.

Afloram nas proximidades do Granito do Cerne (à leste) e são caracterizadas por rochas de composição sienogranítica deformadas, com ocorrência de protomilonitos, milonitos (predominantes) e ultramilonitos. Possuem estruturação concordante com suas rochas vizinhas (metassedimentos da Formação Betara), onde os contatos, aparentemente tectônico em alguns locais, ainda são motivo de discussão (Cury *et al.*, 2002). A sua forma elipsoidal, segue em *trend* sub-paralelo à Zona de Cisalhamento Lancinha, se estendendo até as proximidades do Granito Rio Abaixo. Apresentam composição semelhante ao Granito do Cerne, mas, diferem drasticamente quanto à natureza da deformação.

São rochas cinza-rosadas quando frescas, adquirindo tons cinza-claros quando intemperizadas. Apresentam textura inequigranular média a fina, estrutura milonítica (foto 47) com estiramento dos minerais. São compostas por K-feldspato (~48%), quartzo (~25%), plagioclásio (~15%), biotita (~5%), sericita (~4%) e clorita (~3%). Destaca-se, ainda, a presença de enclaves máficos em meio aos sienogranitos, compostos por um material muito rico em biotita e anfibólio (hornblenda). Os minerais acessórios são representados por apatita, zircão e allanita.

Foto 47: Sienogranito milonítico. Não há uma diferença composicional clara entre os milonitos do Núcleo Betara e o Granito do Cerne. Porém são rochas de níveis estruturais totalmente distintos.

Estas rochas encontram-se intensamente deformadas, podendo ocorrer termos protomiloníticos, miloníticos e ultramiloníticos, com foliação concordante com a observada nos metassedimentos da Formação Betara. Esta deformação às vezes produz um bandamento composicional (foto 48), com porções mais quartzosas intercaladas com porções mais máficas.

Foto 48: Sienogranito deformado (ponto CER-48) com desenvolvimento de bandamento composicional.

O microclínio ocorre tanto como porfiroclastos (até 5mm) ou como constituintes da matriz. Apresentam-se intensamente fraturados, alguns estirados segundo a direção principal da foliação, outros com recristalização de bordas (*mortar*). O quartzo apresenta-se como cristais intensamente estirados, alguns com contatos poligonais. É o principal constituinte na matriz da rocha.

O plagioclásio (An~10%) ocorre como cristais subédricos com dimensões de até 2,5mm, intensamente fraturados. Apresentam comportamento essencialmente rúptil perante a deformação.

A biotita ocorre como cristais milimétricos (~1mm) intensamente estirados segundo a direção principal da foliação, normalmente alterados para clorita e sericita. Geralmente ocorrem minerais opacos associados.

Os minerais acessórios (principalmente zircão e apatita) ocorrem como cristais euédricos á subédricos, como inclusões nos demais minerais.

5 ESTUDOS GEOQUÍMICOS

Neste capítulo serão discutidos os resultados de análises químicas de elementos maiores, menores e terras raras, obtidos nos laboratórios de Fluorescência de Raios X, Química e ICP do GMG-IGc-USP. Maiores detalhes sobre as técnicas empregadas encontram-se em Navarro *et al.* (2002) e Janasi *et al.* (1995). As análises químicas foram realizadas em 8 amostras do Granito do Cerne, 3 amostras do Granito Passa Três, 2 amostras do Granito Rio Abaixo, 1 amostra do Sienito Capivara e 2 amostras do Monzonito Chacrinha. Também são aqui utilizadas três análises químicas do Sienito Capivara (referentes ao ponto CER-00), realizadas no LAMIR (Laboratório de Análises de Minerais e Rochas), do Departamento de Geologia da UFPR.

As amostras do Granito do Cerne selecionadas foram CER-15 (Fácies Granito com Enclaves – onde foram analisados separadamente enclave e matriz), CER-16 (Fácies Granito Isótopo, a mais abundante na intrusão), CER-17, CER-22, (Fácies Granito Isótopo, região de contato da intrusão), CER-43 (Fácies Granito Baixo Máfico), CER-55 (Fácies Granito Grosso) e CER-82 (Fácies Granito Foliado – Sub-Fácies Rúptil Dúctil, localizado na região de contato).

Nos granitos Passa Três e Rio Abaixo foram selecionadas duas amostras de cada corpo, relativas a fácies mais representativa de cada uma dessas intrusões. No Sienito Capivara foi selecionada uma amostra (CER-88), referente ao fácies com Ca-anfibólio. Para o Monzonito Chacrinha foram analisadas duas amostras (mozodioritos), representativas dos termos mais frequentemente encontrados em suas intrusões.

Figura 17: Diagrama P/Q de Debon e LeFort, 1983. Classificação química dos litótipos estudados (símbolos:

■ Granito do Cerne; ▲ Granito Passa Três; ◆ Granito Rio Abaixo; ○ Sienito Capivara; ■ Monzonito Chacrinha).

No diagrama PQ (figura 17) as amostras do Granito do Cerne encontram-se concentradas nos campos dos sienogranitos e monzogranitos, com exceção da amostra dos enclaves máficos microcristalinos que classifica-se no campo dos sienitos. As amostras do Granito Passa Três distinguem-se entre os campos dos sienogranitos e quartzo-sienitos, enquanto as do Granito Rio Abaixo indicam uma tendência menos alcalina (posicionadas entre o campo dos monzogranitos e sienogranitos). As amostras do Sienito Capivara distribuem-se no campo dos quartzo-sienitos e no limite com o campo dos sienitos. Por fim, as amostras do Monzonito Chacrinha classifica-se entre os campos dos quartzo-monzonitos e quartzo-monzodioritos.

O conteúdo de SiO_2 nas fácies mais abundantes dos granitos do Cerne (Fácies Granito Isótopo), Passa Três (Fácies Granito Mineralizado) e Rio Abaixo (Fácies Granito Isótopo) são muito semelhantes (Cerne ~70%; Passa Três ~67%; Rio Abaixo 68-70%). Os três maciços também apresentam porcentagens muito próximas dos demais óxidos, com Al_2O_3 (~14%), Fe_2O_3 (~2,4%), MgO (0,7-0,9%), CaO (1,1-1,5%), Na_2O (3,5-4%), K_2O (4-5%), P_2O_5 (~2-3%), MnO (0,03%) e TiO_2 (0,4-0,5%).

As assinaturas de elementos menores relativas aos granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo mostram-se muito semelhantes (Ba, Cu, La, Ni, Sc, Sr, V, Y, Zn, Cr, Zr, Ce). O Be apresenta um padrão de aparente enriquecimento nos termos de maior porcentagem de SiO_2 . Apenas a amostra CER-15 (matriz) mostra uma discrepância no teor de Y, com um pico enriquecido em relação aos demais. De modo geral apresentam valores extremamente elevados em Ba (em torno de 900ppm) e Sr (em torno de 700ppm).

As fácies mais félsicas do Granito do Cerne (CER-43, CER-55 e CER-82) apresentam relativo acréscimo em SiO_2 (74-76%) e decréscimo em CaO (0,2-0,5%), MgO (0,08-0,1%) e Fe_2O_3 (0,6-0,8%). Também diferem na proporção de elementos menores, com relativa diminuição em Ba, Be, Sr, V, Zn e Zr, em relação às fácies mais representativas dos granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo.

O Sienito Capivara possui teor de SiO_2 variável entre 56-60%, valores semelhantes ao enclave sienítico do Granito do Cerne (SiO_2 ~55%). Apresentam também teores semelhantes em álcalis (Na_2O 2,4-3%; K_2O ~6,5-8%), CaO (2,1-4%), Fe_2O_3 (5-7%), MgO (2-4%), P_2O_5 (0,4-0,8%), MnO (0,08-0,14%) e TiO_2 (0,08-0,15%). Porém, o Sienito Capivara apresenta teor superior em Al_2O_3 (13-14%) em relação ao enclave do Granito do Cerne (Al_2O_3 ~8%). Estes dois litotipos apresentam grande semelhança quanto aos elementos menores.

O Monzonito Chacrinha possui teor de SiO_2 em torno de 57%, Al_2O_3 (~13%), Fe_2O_3 (~10%), MgO (~2,3%), CaO (~4,3%), Na_2O (~3,5%), K_2O (~3,4%), P_2O_5 (~0,6%), MnO (0,13%) e TiO_2 (~2,3%). Esta intrusão mostra uma assinatura geoquímica algo diferente às demais intrusões, fato este marcado pela maior porcentagem (relativa) em Fe_2O_3 , CaO e TiO_2 , bem como pela menor porcentagem de K_2O . A diferença geoquímica do Monzonito Chacrinha às demais intrusões é também assinalada pela menor proporção em Ba (~745ppm) e Sr (~405ppm) e relativo enriquecimento de Cu (144ppm), V (~210ppm) e Zn (~140ppm).

Prancha 1: Diagramas de Harker: SiO_2 versus elementos maiores (óxidos).

Prancha 2: Diagramas de Harker: SiO_2 versus elementos menores (continua...)

Prancha 2: Diagramas de Harker: SiO_2 versus elementos menores.

A maioria dos maciços estudados apresentam caráter aluminoso (figura 18), com as amostras apresentando um espalhamento relativamente grande no diagrama de Maniar & Picoli (1989). As amostras do Granito do Cerne apresentam características distintas, com os termos mais diferenciados (maior teor em SiO_2) apresentando tendência peraluminosa, enquanto os termos mais representativos dessa intrusão tendem ao campo das rochas metaluminosas (assim como os granitos Passa Três e Rio Abaixo).

As amostras Sienito Capivara apresentam características distintas das demais intrusões, apresentando aparentemente caráter alcalino. Distribuem-se no campo das metaluminosas, contudo, mostrando uma tendência ao campo das peralcalinas.

O Monzonito Chacrinha apresenta um caráter francamente metaluminoso, distinto do padrão definido nos maciços graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara.

Os altos teores em SiO_2 (~68-78%) tornam a classificação quanto a alcalinidade (figura 19) dos granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo, relativamente complexa (principalmente os termos mais félsicos do Granito do Cerne - 76-78% SiO_2). As amostras dos maciços graníticos apresentam aparente tendência sub-alcalina, com um relativo acréscimo no teor de álcalis nos termos com menor porcentagem em SiO_2 . Apenas a amostra do enclave sienítico do Granito do Cerne classifica-se no campo das rochas alcalinas.

As amostras do Sienito Capivara classificam-se distintamente no campo das rochas alcalinas (figura 19), mostrando também uma tendência de relativo acréscimo no teor de álcalis nos termos com menor porcentagem em SiO_2 .

As amostras do Monzonito Chacrinha plotam perto do limite entre o campo das sub-alcalinas e alcalinas (figura 19), novamente, com tendência distinta das demais intrusões.

Figura 18: Diagrama de Maniar & Picoli, 1989 (*Shand's Index*), classificatório para as séries aluminosas e alcalinas (símbolos: ■ Granito do Cerne; ▲ Granito Passa Três; ◆ Granito Rio Abaixo; ○ Sienito Capivara; ■ Monzonito Chacrinha).

Figura 19: Diagrama de Irvine & Baragar (1971), álcalis versus sílica (símbolos: ■ Granito do Cerne; ▲ Granito Passa Três; ◆ Granito Rio Abaixo; ○ Sienito Capivara; ■ Monzonito Chacrinha).

A análise conjunta dos maciços graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara, sugere uma aparente tendência geoquímica, onde os termos com maior teor em SiO_2 apresentam-se mais aluminosos e com menor porcentagem de álcalis. Esta sugestão levanta hipótese da interação crustal ter exercido um papel importante na assinatura geoquímica dessas rochas, com aumento na porcentagem de alumina e decréscimo em álcalis, além do expressivo enriquecimento em Ba, Sr e Zr. Segundo Foster *et al.* (1997), em um processo orogênico complexo podem ocorrer misturas de fontes de diferentes naturezas geoquímicas, caso comum em arcos continentais e ambientes de colisão. O processo de diferenciação magmática pode, por outro lado, produzir padrões geoquímicos 'diferenciados', principalmente nos termos mais félsicos (não cumuláticos), dentro de uma mesma série magmática.

As semelhanças quanto aos elementos maiores e menores dos três granitos (Cerne, Passa Três e Rio Abaixo) é também observada no perfil Terras Raras, onde as amostras dos três maciços graníticos apresentam comportamento praticamente idêntico, com grande fracionamento dos ETR leves em relação aos ETR pesados (figura 20). Este perfil sugere tratarem-se de granitos bastante diferenciados de suas fontes.

Figura 20: Spidergram dos ETR para os granitos Cerne, Passa Três e Rio Abaixo. Valores normalizados segundo Nakamura (1977).

O perfil terras raras dos termos mais félsicos do Granito do Cerne (figura 21) denota um menor teor em ETR leves em relação às fácies mais representativo desse corpo, mas apresentando ainda um evidente fracionamento ETR leves/ ETR pesados. Salienta-se que a amostra com menor conteúdo em ETR leves no diagrama, apresentou valores muito próximos ao limite de detecção do ICPMS, devendo ser considerada com ressalvas.

Figura 21: *Spidergram* dos ETR para os termos félsicos do Granito do Cerne (CER-43, CER-55 e CER-82). Valores normalizados segundo Nakamura (1977).

A Fácies Granito com Enclave, do Granito do Cerne possui um teor relativamente mais elevado em ETR pesados e não apresenta fracionamento tão pronunciado como o verificado nas fácies mais abrangentes do corpo (figura 22). Ainda, o enclave mostra-se mais enriquecido em ETR (total) em relação a sua matriz. O comportamento dos ETR do Sienito Capivara (figura 22), quando comparado ao enclave sienítico apresenta certa semelhança, porém com fracionamento ETR leves / ETR pesados relativamente maior.

Figura 22: *Spidergram* dos ETR para o Sienito Capivara e amostras do Granito do Cerne (enclave e matriz – ponto CER-15). Valores normalizados segundo Nakamura (1977).

O perfil ETR observado para o Monzonito Chacrinha (figura 23) apresenta um fracionamento menos pronunciado, se comparado aos granitos estudados, com relativo

enriquecimento em ETR pesados e leves, reforçando mais uma vez sua assinatura geoquímica distinta.

Figura 23: *Spidergram* dos ETR para amostras do Monzonito Chacrinha. Valores normalizados segundo Nakamura (1977).

O padrão litogeoquímico observado para os granitos estudados (excluindo o Monzonito Chacrinha) se assemelha à padrões litoquímicos dos granitos tipo-A (tabela 7), com algumas ressalvas, devido aos altos teores em Ba e Sr (e médio Rb) apresentados pelos granitóides estudados. Eby (1992) distingue dois diferentes grupos dentro dos granitos tipo-A, de acordo com assinaturas geoquímicas e petrográficas. O primeiro sub-tipo (A_1) é caracterizado por magmas derivados de fontes mantélicas (tipo-M) com colocação em riftes continentais, ou durante magmatismo intra-placa. O segundo sub-tipo (A_2) representa magmas derivados da crosta continental ou por *underplating*, durante fases finais de processos colisionais (continente-continente). Aparentemente, os granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara assemelham-se ao sub-tipo A_2 , porém, evidenciam uma assinatura singular (altos teores de Ba e Sr), provavelmente proporcionada pela interação crustal dessas rochas.

Também pode-se comparar a assinatura geoquímica desses granitóides com a série shoshonítica (de acordo com Nardi, 1986), com grande semelhança (altos teores de Ba, Sr e médio Rb). Porém, os maciços graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara apresentam altos teores de Zr, discrepante das características das rochas da série shoshonítica.

As rochas da série shoshonítica são freqüentemente associadas à fase final de arcos magmáticos, com termos bastante enriquecidos em K. Apesar da semelhança dos maciços graníticos aqui estudados com a série shoshonítica (tabela 7), uma associação com tais rochas

deve ser tomada com cuidados, devido a alta porcentagem em sílica e o fato das intrusões aqui estudadas provavelmente não estarem associadas à uma série cálcio-alcalina.

CARACTERÍSTICAS DOS TIPOS GRANÍTICOS	GRANITOS TIPO A	SÉRIE SHOSHONÍTICA	GRANITOS DO CERNE, PASSA TRÊS, RIO ABAIXO E SIENITO CAPIVARA
ELEMENTOS MAIORES	Alta porcentagem em álcalis (K_2O+Na_2O entre 7 à 11%, quando $SiO_2=70\%$)	Alta, mas variável porcentagem em Al_2O_3 e alta porcentagem em álcalis ($K_2O+Na_2O >5\%$)	$K_2O+Na_2O \sim 9\%$; $Al_2O_3 \sim 14\%$
	Altas razões de FeO/MgO (entre 8-80, quando $SiO_2=70\%$) e alto K_2O/Na_2O	Razão Na_2O/K_2O entre 0,6 e 1	$Na_2O/K_2O \sim 0,6$
	Baixas porcentagens em CaO e Al_2O_3	Baixa porcentagem em TiO_2	$CaO \sim 1,5\%$; $TiO \sim 0,5\%$
ETR	Alta proporção de ETR (exceto Eu), fracionamento baixo	Alta proporção de ETR – leves, fracionamento moderado	Alto fracionamento ETRleves / ETRpesados
ELEMENTOS MENORES	Altos teores de Zr, Nb, Rb, Y e Ta	Altos teores em P, Rb, Sr, Ba e Pb	Altos teores de Ba, Sr, Zr
	Baixos teores em Sc, Cr, Co, Ni, Sr e Eu	Baixo a médio teores em Nb e Zr	Baixos teores em Y (exceto nos enclaves)
LITOTIPOS	Quartzo-sienitos, granitos metaluminosos e peralcalinos	Monzonitos, granodioritos e granitos	Monzogranitos, Sienogranitos, Quartzo Sienitos, Sienitos
	Colocação em níveis rasos	Termos intermediários e metaluminosos predominantes	Colocação em níveis relativamente rasos, termos aluminosos predominantes.
AMBIENTE TECTÔNICO	Magmatismo anorogênico, granitos intra-placa de Pearce <i>et al.</i> (1984)	Arcos maduros e back-arc	Pós-Colisionais, anorogênicos em relação ao arco-magmático regional
	Não relacionados a compressão, tardi a pós orogênicos	Últimas manifestações de um ciclo orogênico	(?) Fase final da colisão ou relacionados ao alívio de pressão pós colisional
MÁFICOS E ACESSÓRIOS (COMUNS)	Anfibólios sódicos, sódico-cálcicos e biotita anítica	Biotita e anfibólio cálcico-magnesianos; magnetita, zircão, apatita e titanita	Biotita verde e hornblenda (cálcico - sódicos), magnetita, zircão, apatita e titanita.

Tabela 7: Comparação dos resultados obtidos nos granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara com os granitos tipo-A clássico (Eby, 1990) e com a série shoshonítica (adaptado de Nardi, 1986).

No diagrama tectônico $Rbx(Y+Nb)$ de Pearce (1996) - figura 24 – encontram-se representadas as amostras do Granito do Cerne e Sienito Capivara (únicas com dosagens de Nb) em conjunto, para fins de comparação com os campos relativos aos complexos graníticos Três Córregos e Cunhaporanga (amostras admitidas como características do arco magmático– Prazeres Filho *et al.*, 2000), Granitos Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho (representantes d magmatismo tipo-A na Faixa Apiaí – Guimarães, 1999) e granitos tipo-A da Serra do Mar (Kaul, 1997 e Harara, 2001).

Observa-se que tanto as amostras do Granito do Cerne como as do Sienito Capivara posicionam-se no campo dos granitos pós-colisionais (Post-COLG), similarmente aos campos definidos pelos granitos tipo-A da Serra do Mar e de Piên. Destaca-se que os dados analíticos do Granito do Cerne (Fácies Granito Isótopo - predominante) aproximam-se do campo dos sin-colisionais (SYN-COLG), enquanto os relativos ao Sienito Capivara aproximam-se do campo dos

granitos intra-placa (WPG – *within plate granites*). Os granitos Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho apresentam-se, distintamente, bem caracterizados no campo dos granitos intra-placa.

Figura 24: Diagrama de Pearce 1996, modificado de Pearce et al. 1984. Classificação tectônica para granitóides de acordo com conteúdo de elementos traços (Y, Nb e Rb).

Outro aspecto interessante é o posicionamento das amostras relativas aos complexos graníticos Três Córregos – Cunhaporanga, dentro do campo dos granitos pós-colisionais. Verifica-se que a disposição das amostras sugere uma tendência ao campo dos granitos de arco vulcânico (VAG), diferente das tendências definidas pelo Granito do Ceme e Sienito Capivara.

O diagrama de Pearce *et al.* (1996) mostrou-se eficiente na caracterização tectônica do Granito do Ceme e do Sienito Capivara, porém, cuidados devem ser tomados para algumas interpretações, função do complexo quadro tectônico e aparente interação crustal nessas intrusões. Esses corpos classificam-se no campo dos pós-colisionais, com os termos menos diferenciados assemelhando-se a outros granitos 'tipo A', como os da Serra do Mar e Piên. Porém, mostram comportamento distinto em relação aos granitos Serra do Carambeí e Joaquim Murtinho, representantes do magmatismo tipo-A na própria Faixa Apiaí. De fato, apesar de todos os exemplos (Serra do Mar / Piên, Joaquim Murtinho / Serra do Carambeí, Ceme / Sienito Capivara) serem semelhantes aos granitos tipo-A, distribuem-se em campos distintos no diagrama de Pearce *et al.* (1996), possivelmente função dos diferentes contextos geotectônicos aos quais se relacionam.

Observa-se que os Granitos do Ceme, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara relacionam-se a um magmatismo pós-orogênico em relação ao arco-magmático Três Córregos – Cunhaporanga, porém, tardi-orogênico quanto ao desenvolvimento da Faixa de Dobramentos Apiaí, associando-se aos processos sin à tardi- transcorrências.

6 ESTUDOS GEOCRONOLÓGICOS

6.1 MÉTODO U-Pb ZIRCÃO

O método U-Pb em zircão é uma das técnicas mais utilizadas na determinação de idades de cristalização em rochas granitóides e metamórficas. Isto se deve à freqüente ocorrência de zircão nessas rochas, à alta precisão das idades obtidas e à alta resistência deste mineral à ação intempérica.

O zircão apresenta alta resistência à eventos posteriores, o que lhe confere elevado valor no estudo de terrenos policíclicos. Um mesmo cristal pode apresentar diferentes idades de núcleo (heranças) e borda (recristalização), com distintos significados geológicos. Sua presença em rochas de natureza ácida, intermediária e até mesmo básica, além de sua alta resistência e memória isotópica faz da metodologia U-Pb em zircões, uma das ferramentas geocronológicas com maior potencial interpretativo.

Estudos experimentais como de Cherniac & Watson (2000), indicam que as temperaturas de fechamento do zircão, calculadas a partir dos parâmetros de difusão, podem exceder a 900°C em cristais com tamanhos típicos (pesando entre 1-2µg). O comportamento do zircão à temperaturas mais baixas, como em fases metamórficas de baixo grau e hidrotermalismo, é bastante discutido na literatura, envolvendo processos de perda de chumbo por difusão e metamictização. A presença de fluidos e as características químicas do ambiente também exercem um importante papel, podendo variar a temperatura de saturação do Zr (Watson *et al.*, 1983).

6.1.1 Características do Zircão

Metamictização:

O fenômeno de metamictização tem origem na instabilidade estrutural do cristal de zircão, devido a presença de átomos radioativos. Quando o decaimento radiogênico do U e Th (e de outros elementos radiogênicos presentes) tem início, ocorre a emissão de partículas α . Essas partículas movem-se pelo retículo cristalino, dissipando energia, promovendo avarias na estrutura mineral (Deer *et al.*, 1982).

Boriani & Villa (1995) avaliam que os defeitos cristalográficos causados pelo decaimento radiogênico do U e Th têm origem durante o reaquecimento contínuo, sob as condições da crosta média e inferior, de modo que a perda de chumbo começa a tomar importância somente em rochas próximas à superfície de resfriamento, onde o reaquecimento contínuo não mais predomina. Neste modelo, a perda de chumbo ocorre apenas à baixas temperaturas, relacionada à exumações recentes.

Em contraste, a maioria dos pesquisadores têm comumente associado perdas importantes de chumbo em zircões metamórficos a antigos eventos termais, onde a presença de mais de um evento pode trazer benefícios e revezes para o método convencional. O benefício encontra-se no fato da análise de uma população discordante fornecer duas idades geológicas singulares. Por outro lado, a falta de precisão em ambos os interceptos (no diagrama concórdia) muitas vezes impossibilita a definição exata para os eventos.

Difusão de Chumbo:

Idades U-Pb discordantes são frequentemente atribuídas a 'perda de chumbo', em cristais de zircão. Porém, Cherniac & Watson (2000) consideram improvável que uma quantidade significativa de chumbo seja perdida por difusão, pois este processo é lento em zircões a temperaturas geologicamente moderadas.

Aparentemente a difusão de chumbo não sofre influência significativa pela presença de água, pressão, ou orientação cristalográfica. A lenta razão de difusão do chumbo indica que a quantidade (razão) deste isótopo não será alterada pelo volume de difusão em cristais de zircão, na maioria das condições geológicas. Talvez seja esta lenta difusão que propicie freqüentes observações de heranças e preservação de histórias múltiplas em zircões. Zircões expostos a temperaturas equivalentes ao manto superior, sob longos períodos de tempo, sofrem significativas perdas de chumbo, contudo, nem sempre a composição isotópica desses cristais é recomposta completamente, como sugerem os estudos em kimberlitos de Mezger & Krogstad (1997).

A difusão deve ser significativamente considerada em cristais com avarias radiogênicas (metamórficos), as quais permitem a obliteração (parcial ou total) do zoneamento sob condições termais muito menos intensas. A maioria dos casos de perda de chumbo em zircão não dizem respeito a difusão natural do chumbo nesses cristais, sendo provavelmente decorrentes de eventos termais posteriores (possíveis recristalizações) ou pelo 'transporte' de chumbo em zircões com importantes avarias radiogênicas (efetivas apenas em vastos períodos, a baixas temperaturas).

Portanto, a perda de chumbo por difusão é associada a zircões metamórficos, uma vez que a difusão é muito mais propícia em cristais com importantes avarias radiogênicas. Tais avarias radiogênicas tomam significativa importância em grandes escalas de tempo, com permanência desses cristais abaixo da 'temperatura crítica de amorfização' (acima da qual o zircão não se torna metamórfico - Meldrum *et al.*, 1998). A temperatura crítica de amorfização é determinada pela simples relação entre a atividade radiogênica, quantidade de urânio no cristal, e a idade. Essa temperatura em zircões com 1000 ppm de urânio é aproximadamente de 360°C, enquanto que em zircões com 10.000 ppm (1%) de urânio a temperatura ficaria apenas em 20°C.

Mezger & Krogstad (1997) consideram quatro processos teoricamente passíveis de causar a mobilização de Pb e, portanto, perda de chumbo em zircões: (1) redistribuição de chumbo durante a cristalização de zircões metamórficos; (2) difusão termal de chumbo, sem recristalização; (3) lixiviação por fluidos em zircões metamórficos e (4) difusão em zircões primitivos. Os autores

concluem que a metamictização é uma pré-condição para a ocorrência de perda de chumbo sob condições crustais, sendo que o último processo (4) não deve ter ocorrência em condições crustais normais.

Zoneamento em Zircão:

Cristais de zircão com zoneamento encontram-se quase que onipresentes em rochas ígneas, sendo consideradas por pesquisadores como evidências da formação magmática (primária) desse mineral. O exato mecanismo responsável pelo zoneamento é ainda muito discutido, contudo, esta feição é freqüentemente atribuída à cristalização progressiva do zircão, em um desenvolvimento e/ou rejuvenescimento cíclico do magma (Varva, 1990; Pidgeon, 1992; Hanchar & Miller, 1993; Hanchar & Rudnick, 1995). Este zoneamento químico é caracterizado através de micro-bandas nos cristais de zircão, que normalmente apresentam concentração similar de elementos traços, incluído elementos terras raras, Th e U (conseqüentemente Pb radiogênico).

O zoneamento em zircões (não alterados) de rochas granitóides é observado através de imagens de catodoluminescência. Tratam-se de zonas finamente intercaladas de igual luminosidade, controlada primeiramente pelo ETR Dy^{+3} , secundariamente pelo Sm^{+3} , Eu^{+3} , Tb^{+3} e Y^{+3} , e suprimida pelo U e Th. O zoneamento químico não impede a utilidade do zircão quanto à determinação geocronológica U-Pb, desde que cada zona química represente um sistema fechado. Neste caso, todas as zonas devem possuir razões de U e Pb idênticas (portanto, mesma idade U-Pb), mesmo com diferentes valores absolutos dos dois elementos.

A preservação das zonas internas do zircão dependerá das condições as quais o cristal será submetido, tais como temperatura, tempo de exposição, bem como a espessura das mesmas. Segundo Connelly (2000), uma zona de 10µm irá resistir à obliteração quando exposta à 750°C, durante períodos maiores do que a própria idade da Terra, porém, sob temperaturas de 900°C, iriam durar apenas alguns milhões de anos. Apenas como ressalva, a preservação do zoneamento interno, observada pela catodoluminescência, não garante que a assinatura isotópica tenha sido igualmente preservada.

Aceitando que o zoneamento represente diferenças primárias de concentração dos elementos e sua presença é comum em zircões de rochas granitóides, a ausência ou modificação desse zoneamento em zircões primários requer uma difusão intra-cristalina e talvez implique em perda de chumbo extra-cristalina.

O método da catodoluminescência (CL) representa uma das mais importantes análises visuais da constituição interna dos cristais de zircão, possibilitando a caracterização de zonas de crescimento, nucleação, inclusive permitindo a distinção de avarias isotópicas importantes. Através de estudos de CL, pode-se avaliar a extensão das zonas preservadas em uma população de cristais de zircão, obtendo-se uma estimativa (qualitativa) da relação do grau de difusão sofrido pela população. A integração das imagens CL, pode indicar possíveis perdas de chumbo extra-

cristalinas (pré-dizendo análises discordantes), com atuação da difusão em escala suficiente para modificar o zoneamento primário. Apesar desta integração de dados não possuir caráter quantitativo, pode definir uma importante relação entre a discordância e o grau de preservação do zoneamento nos zircões.

6.1.2 *Análises Discordantes – Alguns Aspectos Relevantes*

A presença de cristais de zircão com sobre-crescimentos, zonas oscilatórias ou mesmo fraturas, representam maior imprecisão nos resultados e difícil interpretação quando analisados através do método U-Pb convencional, utilizando-se de diagramas Concórdia e Tera-Wasserburg. Em técnicas como SHRIMP ou LA-ICPMS são realizadas análises pontuais, o que possibilita a determinação de idades de núcleo e borda desses cristais, com resultados bastante precisos. Porém, estes métodos são bastante caros e ainda não disponíveis no país. A técnica de abrasão das bordas dos cristais é também comumente empregada nesses cenários, bem como a tentativa de se evitar a análise desses zircões, após estudos de CL. Outra técnica que pode ser acoplada a metodologia U-Pb convencional, é a Lixiviação (digestão parcial em microondas), onde o ataque químico (com HF) realizado nos cristais de zircão é apenas parcial (bordas), possibilitando análises distintas de borda (lixiviado) e núcleo (resíduo). Este procedimento não é aconselhável quando os cristais de zircão se apresentam fraturados.

A presença de perturbações internas pode representar significativas modificações na composição isotópica do mineral, derivadas de processos como metamictização, difusão de chumbo ou recristalização. Cristais com estas feições podem apresentar idades imprecisas ou até sem significado geológico. A presença de diferentes gerações de zircão na mesma rocha (zircões neo-formados e zircões detriticos ou com herança) trazem importantes informações geológicas, porém, se não identificados podem fornecer idades sem significado geológico.

Tais observações mostram a necessidade de estudos complementares, que possibilitem o reconhecimento das populações de zircão presentes na rocha. Para isso, é de fundamental importância a análise prévia de imagens de catodoluminescência, que possibilita a visualização da estrutura interna dos zircões. Outra ferramenta importante é a análise por evaporação de monocristais de zircão, em filamento do espectrômetro. Este método pode caracterizar o policiclismo em zircões, expresso por patamares de idade distintas em um mesmo cristal.

Existe uma grande discussão quanto a existência ou não de uma relação entre a quantidade de urânio e a discordância. Tal relação tem sido freqüentemente verificada em zircões levemente discordantes (influência de metamictização), porém, mostra-se incomum em zircões fortemente discordantes (influência de processos como recristalização).

6.1.3 Método U-Pb (zircão) Convencional

A amostragem para concentração de zircões deve ser realizada em porções definidas do afloramento e jamais por composição de diferentes porções, evitando assim a mistura de cristais geneticamente diferentes. Para os estudos U-Pb aqui realizados, foram coletadas em média 20Kg de amostra, processadas (para concentração de zircões) da seguinte maneira:

1. Desagregação mecânica através de britagem e moagem da amostras, reduzindo a granulometria e extraindo um produto final entre 100 e 250mesh por peneiramento (tamisação);
2. Concentração de minerais pesados na mesa vibratória;
3. Separação magnética, inicialmente extraindo minerais intensamente magnéticos (ilmenita, magnetita), utilizando ímã de mão. Posteriormente, o concentrado não magnético ao ímã de mão é processado através de um separador eletro-magnético tipo Frantz à aproximadamente 0,5 A e inclinações de 20° frontal e 10° lateral, eliminando magnetitas, biotitas, anfibólios e piroxênios;
4. Concentração de minerais pesados através de líquidos densos Bromofórmio ($d=2,85 \text{ g/cm}^3$) e Iodeto de Metileno ($d=3,2 \text{ g/cm}^3$);
5. Nova separação magnética (Frantz), com corrente em 1 A, e inclinações de 20° (frontal) e 10° (lateral);
6. Ataque com HNO_3 para eliminação de sulfetos e HCl para eliminação de apatitas.

Com intuito de se obter zircões com diferentes susceptibilidades magnéticas, realiza-se nesta fase uma cuidadosa separação magnética (Frantz) mantendo-se constante a corrente (1,5A) e a inclinação frontal (10°).

As frações obtidas são então analisadas em lupa binocular, onde é realizada a separação dos melhores cristais por catação manual. Busca-se separar populações formadas por tipos de zircões similares, com cristais sem inclusões, fraturas, os mais límpidos possível. Os níveis de branco total (contaminação advinda de reagentes, ambiente, frascos, etc.) atualmente não ultrapassam 20pg, possibilitando a análise de poucos cristais de zircão (10 à 20 cristais em média).

Depois de selecionados e armazenados em savillex de teflon, os zircões são previamente descontaminados com ácidos destilados HCl, HNO_3 e água tri-distilada, com aquecimento e utilização de ultra-som. A diluição isotópica é feita por ataque com HF e HCl (destilados e com baixíssimo conteúdo de Pb) em micro-bombas de teflon, em uma estufa a temperaturas da ordem de 200° C, permanecendo por cerca de 3 dias. Durante o ataque químico é adicionado o *spike* (^{205}Pb) à amostra. Posteriormente a solução é processada em colunas de resina de troca aniônica previamente calibradas (AG-1X-8), coletando U e Pb. Após secagem, este concentrado é depositado em filamento de Rênio e analisado em espectrômetro de massa, por termo-ionização (Finningan MAT 262, detalhado em Sato & Kawashita, 2002).

6.1.4 RESULTADOS OBTIDOS

Granito do Cerne

As análises U-Pb (zircão) relativas ao Granito do Cerne foram realizadas em três amostras, escolhidas de acordo com as diferentes fácies da intrusão. Representam os litotipos com enclaves microcristalinos (CER-15), os sienogranitos isótipos (CER-16) e os monzogranitos (CER-23).

Na amostra CER-15 (Fácies Granito com Enclaves) foram selecionadas quatro frações de zircão, com peso médio de aproximadamente 75 µg. Esses, apresentam hábitos prismáticos (relação comprimento / largura 3:1), geralmente biterminados, com poucas inclusões, translúcidos e com pouca ou nenhuma fratura. As imagens de catodoluminescência (prancha 3) indicam a presença de zircões heterogêneos, com cristais nucleados, com zoneamento por setor, ou mesmo sem qualquer zoneamento ígneo. De um modo geral distinguem-se núcleos e zonas de sobre-crescimento variados.

Prancha 3: Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra CER-15.

Os dados U-Pb da amostra CER-15, quando tratados em diagrama Concórdia (figura 25), apresentam pontos analíticos relativamente alinhados em uma discórdia, porém, os mesmos encontram-se distribuídos relativamente afastados tanto do intercepto superior como do inferior da curva concórdia. A discórdia que melhor se ajusta a esses pontos analíticos apresenta para o intercepto inferior idade de 632 ± 110 Ma e para o intercepto superior idade de 2711 ± 440 Ma. Os elevados erros, função da distribuição bastante discordante dos pontos analíticos no diagrama, tornam as idades obtidas bastante imprecisas e sem credibilidade para um significado geológico. O padrão analítico observado, acoplado ao estudo de imagens de catodoluminescência, revelam

nesses zircões a presença de heranças isotópicas com idades imprecisas e recristalização associada ao Neoproterozóico.

Figura 25: Diagrama Concórdia da amostra CER-15.

Na amostra CER-16 (sienogranitos isotópos) foram analisadas 4 frações de zircão, cada uma delas com peso médio de 80 µg. Os zircões são prismáticos (2:1, 3:1), biterminados, translúcidos à transparentes, com poucas inclusões e raras fraturas. As imagens de catodoluminescência (prancha 4) mostram uma grande diversidade de tipologias, a exemplo da amostra CER-15, desde cristais com zoneamento ígneo, até cristais com núcleos completamente discordantes da forma externa do cristal. Aparentemente representam zircões neo-formados, com núcleos herdados e com recristalização de bordas. Variam quanto a forma e dimensão, por vezes apresentando zonas oscilatórias entre o núcleo e a borda do cristal.

Os dados analíticos U-Pb definem pontos relativamente concentrados em diagrama Concórdia (figura 26), estando distantes do intercepto inferior e, principalmente, do intercepto superior. A discordância que melhor se ajusta a esses pontos analíticos indica idades de ~2.440Ma (intercepto superior) e ~533Ma (intercepto inferior) com erros bastante elevados, tornando tais valores com difícil interpretação geológica. Similamente ao observado para a amostra CER-15, tratam-se de zircões com heranças isotópicas, recristalizados durante o Neoproterozóico.

Prancha 4: Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra CER-16.

Figura 26: Diagrama Concórdia para amostra CER-16.

A amostra CER-23 representa os termos monzograníticos do Granito do Cerne. Foram analisadas 6 frações de zircão, cinco das quais com aproximadamente ~60µg cada e uma fração com ~35µg. As cinco primeiras frações são representadas por zircões prismáticos (3:1, 4:1), biterminados, transparentes, com poucas inclusões e raras fraturas. A fração restante (com 35µg, SPU 2080) é composta por cristais semelhantes, porém, com dimensões mais reduzidas. A análise desses zircões por catodoluminescência (prancha 5) mostra a presença de núcleos e sobre-crescimentos. Alguns cristais sugerem um zoneamento ígneo (frequentemente por setor), notadamente os de menores dimensões.

Prancha 5: Imagens de catodoluminescência de zircões da amostra CER-23.

Os dados analíticos obtidos para a amostra CER-23, embora não se alinhem perfeitamente na discórdia, apresentam-se relativamente bem distribuídos e próximos ao intercepto inferior da curva concórdia (figura 27). O ponto analítico mais próximo desse intercepto (SPU-2080) refere-se aos menores cristais de zircão analisados que sugerem, em sua grande maioria, um zoneamento ígneo nas imagens de catodoluminescência. A idade obtida para o intercepto inferior, de 556 ± 56 Ma, é aqui interpretada como relativa à época de cristalização / recristalização dos zircões e, portanto, de formação dessas rochas graníticas. Acredita-se que análises adicionais envolvendo esses pequenos cristais, em número reduzidos, ou mesmo monocristais de zircão previamente selecionados, fornecerá pontos analíticos concordantes (sobre a curva concórdia) e conseqüentemente idades mais precisas.

Figura 27: Diagrama Concórdia da amostra CER-23.

Tentativamente, os dados analíticos U-Pb relativos às amostras CER-15, 16 e 23 foram plotados em um único diagrama Concórdia (figura 28). A discordância que melhor se ajusta a esses pontos intercepta a curva concórdia na idade 563 ± 34 Ma (inferior). Tal valor é aqui admitido como mais representativo da época formação / cristalização do Granito do Cerne, pois envolve um número significativo de frações (14 no total). Tais frações são caracterizadas por zircões com heranças isotópicas, ou seja, tipificados predominantemente por núcleos, bordas de crescimento e zonas oscilatórias. A idade do intercepto superior é aqui interpretada como desprovida de significado geológico, uma vez que os pontos analíticos posicionam-se bastante afastados do mesmo.

A idade de formação do Granito do Cerne aqui assumida (563 ± 34 Ma), mostra-se muito próxima ao valor obtido por Prazeres Filho (2000), onde o autor apresenta um diagrama Concórdia referente a esse maciço granítico, com idade de intercepto inferior de 569 ± 30 Ma.

Figura 28: Diagrama Concórdia de todas as amostras do Granito do Cerne (CER-15, CER-16 e CER-23)

Granito Rio Abaixo

O estudo U-Pb em zircão envolveu a análise de um único afloramento do Granito Rio Abaixo, relativo a um monzogranito (CER-30), representativo da Fácies Granito Isótropo. Foram analisadas 4 frações de zircões (~30 mg cada), envolvendo cristais com dimensões bastante reduzidas (abaixo de 250 mesh). A escolha desta granulometria foi proposital, numa tentativa de se obter zircões neo-formados e portanto mais concordantes, a exemplo do observado no Granito do Cerne. Tratam-se de zircões prismáticos (3:1 à 5:1), biterminados, transparentes, com poucas inclusões e raras fraturas. Em imagens de catodoluminescência (prancha 6) observam-se cristais com zoneamento ígneo incipiente, outros onde este zoneamento está ausente e, por fim, cristais que envolvem núcleos e zonas de sobre-crescimento.

Os dados analíticos, embora não se apresentem bem alinhados, distribuem-se relativamente próximos ao intercepto inferior do diagrama Concórdia (figura 29). A idade obtida para esse intercepto mostra-se imprecisa, com alto erro analítico (564 ± 63 Ma), bastante próxima à obtida no Granito do Cerne (563 ± 34 Ma). Tal valor é aqui interpretado como de cristalização desses zircões e, conseqüentemente, próximo à idade de formação do Granito Rio Abaixo. A idade do intercepto superior à 2204 ± 170 Ma é de difícil interpretação, principalmente pela distância dos pontos analíticos em relação a esse intercepto, podendo representar heranças relacionadas ao Paleoproterozóico, ou mesmo não possuir significado geológico.

Prancha 6: Imagens de catodoluminescência da amostra CER-30.

Figura 29: Diagrama Concórdia da amostra CER-30.

Granito Passa Três

Foi selecionada uma amostra para datação U-Pb em zircões do Granito Passa Três (CER-49), um sienogranito, com baixa porcentagem de máficos, encontrado nos arredores das regiões mineralizadas. Foram analisadas 4 frações de zircões (~30 g cada) com dimensões bastante reduzidas (granulometria abaixo de 250 mesh), prismáticos (2:1 à 4:1), transparentes, com raras fraturas e inclusões. As imagens de catodoluminescência (prancha 7) mostram alguns cristais com zoneamento interno e outros sem nenhuma feição interna marcante.

Prancha 7: Imagens de catodoluminescência da amostra CER-49.

Os dados U-Pb relativos ao Granito Passa Três, quando analisados em diagrama Concórdia (figura 30), revelam uma concentração de três frações de zircão (SPU: 2087; 2088; 2089) relativamente próximas a idade de 450-400 Ma da curva concórdia, estando a fração restante (SPU 2086) significativamente afastada das demais. O traçado da discórdia fica prejudicado, uma vez que podemos admitir heranças isotópicas tanto para o conjunto de frações próximas ao intercepto inferior, quanto para a fração mais discordante, ou alternativamente só para esta última fração, considerando as demais frações (próximas a curva concórdia) como relativas a zircões neo-formados (durante o Neoproterozóico) com perdas significativas de Pb. As idades obtidas nestes casos poderiam variar de aproximadamente 370 Ma à cerca de 800 Ma, caracterizando um forte desequilíbrio isotópico do sistema U-Pb nesses zircões. Infelizmente as imagens de catodoluminescência desses zircões não permitem caracterizar o quadro isotópico presente. Acrescente-se que este corpo granítico apresenta uma intensa fase hidrotermal, cortado por

inúmeros veios de quartzo, com pronunciado sistema de fraturas, além da alta porcentagem em flúor.

Picanço (2000) obteve idades isocrônicas Rb-Sr (rocha total) de 526 ± 23 Ma (corpo granítico com $\text{ri} = 0,709$), de 510 ± 13 Ma e 384 ± 62 Ma (lixiviados de sulfetos). O autor (*op.cit.*) posiciona a idade da mineralização aurífera no intervalo 527-510 Ma, com dados K-Ar em sericitas de zonas de falha. Discute ainda, com base em dados Sm-Nd (isócrona) em fluoritas, uma idade mínima de 616 ± 36 Ma para colocação desse corpo granítico.

A tentativa de se obter zircões neo-formados, isentos de heranças, através da seleção de cristais com dimensões bastante reduzidas (<250 mesh), bem sucedida nos maciços graníticos do Cerne e Rio Abaixo, não obteve resultado positivo no Granito Passa Três, provavelmente devido aos intensos processos hidrotermais. Dados adicionais, envolvendo cristais de diferentes dimensões e, principalmente, utilizando-se da técnica SHRIMP são de fundamental importância na obtenção de idades significativas para esse corpo granítico.

Figura 30: Diagrama Concórdia da amostra CER-49.

Sienito Capivara

O estudo geocronológico U-Pb deste corpo envolveu a análise de uma amostra (CER-00), representativa dos quartzo-sienitos. Foram datadas 4 frações de zircão, que incluem dois tipos deferentes presentes na amostra. O mais abundante (frações no. 1369, 1371 e 1372) é

caracterizado por grandes fragmentos de zircões, aparentemente prismáticos, transparentes, fraturados, com pouca ou nenhuma inclusão (foto 49a). O outro tipo (fração no. 1370) é representado por cristais menores, prismáticos, biterminados, zonados, com poucas inclusões e freqüentemente fraturados (foto 49b).

Fotos 49 a e b: Tipologia dos zircões da amostra CER-00. Fotos obtidas em lupa binocular.

Figura 31: Diagrama Concórdia da amostra CER-00.

Os dados analíticos U-Pb, quando lançados em diagrama Concórdia (figura 31), revelam a presença de uma fração concordante (SPU-1370), posicionada sobre a curva concórdia em 553 ± 9 Ma. Tal fração refere-se a zircões prismáticos alongados, biterminados, com dimensões menores e zonados (foto 49b). O valor de 553 ± 9 Ma representa a idade de cristalização desses zircões e, portanto, de formação do Sienito Capivara. As demais frações sugerem a presença de heranças isotópicas, distribuindo-se ao longo de uma discordância que intercepta a curva concórdia

em uma idade imprecisa, próxima à 500Ma. Ressalta-se que o padrão isotópico observado no Sienito Capivara mostra-se bastante similar ao observado nos maciços graníticos do Cerne e Rio Abaixo.

Sienogranito do Núcleo Betara

Nos sienogranitos miloníticos (CER-08 - extremo sul do Núcleo Betara) foram analisadas quatro frações de zircões (M-3, M-4, M-5 e NM-5), com um peso médio de aproximadamente 80µg por fração, com cristais individuais pesando entre 0,7 e 3,5µg. São em geral cristais prismáticos (prancha 8), biterminados, translúcidos e com inclusões freqüentes. Sua morfologia mostra uma variação, desde cristais alongados (3:1) até cristais em forma de balão (menor desenvolvimento do eixo c) com dimensões entre 70 µ a 200 µ.

Prancha 8: Imagens de catodoluminescência dos zircões da amostra CER-08.

A análise de imagens de catodoluminescência (prancha 8) indicam a presença de zoneamento ígneo em grande parte desses cristais, alguns sugerindo a existência de bordas muito finas (recristalização?).

Os dados U-Pb, quando tratados em diagrama Concórdia, apresentam-se bem alinhados e distribuídos, caracterizando no intercepto superior a idade de 1750 ± 2 Ma (figura 32). Nota-se ainda, uma tendência à maior concordância, quanto menor a intensidade magnética das frações. A idade

obtida de aproximadamente 1750Ma nesses sienogranitos deformados, encontra-se adequadamente discutida em Cury *et al.* (2002). Tal valor é interpretado como relativo a época de cristalização desses zircões e, conseqüentemente, de formação dessas rochas. Rochas similares e com valores U-Pb (zircão) bastante próximas são reconhecidas no âmbito do Núcleo do Tigre, localizado à NE (Kaufuss, 2000). Acredita-se que tais rochas devam relacionar-se a regimes extensionais do Estateriano, que afetou grande parte da plataforma sul-americana, notadamente em sua porção oriental.

Figura 32: Diagrama Concórdia do Sienogranito do Núcleo Betara.

6.2 EVTIMS (Evaporation Thermal Ionization Mass Spectrometry): Evaporação por Ionização Termal em Espectrômetro de Massa Aplicada em Monocristais de Zircão.

Esta técnica consiste na análise por evaporação de zircão diretamente no filamento do espectrômetro, sem utilizar as rotinas químicas ou adição de *spike*, a exemplo do método convencional. Trata-se de uma ferramenta poderosa para análise da composição isotópica do zircão, podendo caracterizar de idades (Pb-Pb) distintas em um único cristal (borda e núcleo).

Este procedimento não permite a obtenção de relações U/Pb, sendo somente utilizado para obtenção de razões isotópicas de Pb. Determinar a época de cristalização dos zircões, bem como a presença de heranças isotópicas, onde a qualidade dos resultados depende diretamente

do tamanho do cristal analisado, idade, bem como das dimensões relativas a bordas (recristalização) e núcleos (herança).

Para realização da análise o cristal de zircão é cuidadosamente aprisionado a um filamento e então analisado em espectrômetro com aquecimento gradativo (*step and heat*), obtendo-se a relação $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ no início (bordas do cristal) até o final da análise (núcleo). É importante salientar que esta técnica não apresenta precisão em análises de bordas de recristalização pouco expressivas, função da quantidade de Pb comum presente durante o início do aquecimento em filamento do espectrômetro. Pormenores sobre a técnica podem ser encontrados em Sato *et al.*, 2001.

6.2.1 Resultados Obtidos:

Foram realizadas análises EVTIMS em duas amostras pertencentes ao Granito do Cerne, numa tentativa de melhor compreender o padrão isotópico obtido através do método convencional. Foram selecionados os zircões dos afloramentos CER-15 e CER-16, por apresentarem heranças isotópicas significativas, com pontos analíticos distantes do intercepto inferior em diagrama Concórdia. Os dois tipos de zircão mostram-se bastantes distintos quanto a morfologia (fotos 50 tipo 1 e tipo 2), sendo os zircões do tipo 1 pertencentes à amostra CER-15 e os zircões do tipo 2 pertencentes à amostra CER-16. Ressalta-se que ambas tipologias foram descritas em todas amostras do Granito do Cerne.

Fotos 50 (1) e (2): Fotos em lupa dos dois tipos diferentes de zircões analisados (CER-15 – tipo 1; CER-16 – tipo 2).

Os zircões do tipo 1 (mais frequentes) são expressos por cristais, prismáticos com peso entre 0,1 e 1μg, biterminados, transparentes, com poucas inclusões e razão entre 2:1 e 4:1 (comprimento x largura). As observações realizadas utilizando-se de imagens obtidas por catodoluminescência, indicam a presença de zircões com zoneamento ígneo, sem zoneamento

visível e, por vezes, com presença de núcleos (prancha 3). O zoneamento ígneo é definido por bandas relativamente espessas ou por setor (em partes distintas do cristal). A ausência de zoneamento interno em alguns cristais e a presença de zonas oscilatórias sugerem um caráter metamítico e a presença de núcleos em alguns cristais sugere heranças isotópicas.

O segundo tipo de zircão (tipo 2) presente na amostra CER-16, é representado por cristais maiores (entre 1 e 2 μ g), prismáticos, facetados, translúcidos, em forma de balão, com razões de 2:1 e 1:1 entre comprimento e largura.

Figuras 33 e 34: Gráficos Temperatura *versus* Idade (análises EVTIMS).

Os dois diferentes tipos de zircão foram analisados através do método Pb-Pb por evaporação de monocristal em filamento do espectrômetro, com elevação gradual de temperatura (figuras 33 e 34). Os dois tipos de zircão mostraram diferentes conteúdos isotópicos, definindo idades distintas. O mono-cristal de zircão do tipo 1 apresenta um patamar em torno de 600Ma, bastante impreciso devido a baixa quantidade de chumbo presente e, conseqüentemente, a baixa

detecção no contador de íons do espectrômetro. Os dados analíticos referentes ao mono-cristal de zircão do tipo 2 apresenta um patamar com idade em torno de 2.2Ga, não caracterizando valores relativos ao Neoproterozóico.

Embora as idades obtidas através do EVTIMS se mostrem bastante imprecisas, observa-se no Granito do Cerne a presença de zircões formados durante o Neoproterozóico (tipo 1), bem como zircões com significativa herança isotópica, possivelmente relativa ao Paleoproterozóico (tipo 2). Tal herança deve associar-se a possíveis áreas fontes do Granito do Cerne. Porém, não descarta-se a hipótese de parte desta população com herança, ser representada por cristais capturados durante a colocação do corpo.

6.3 MÉTODO Sm-Nd

O método Sm-Nd é uma das mais importantes ferramentas no estudo da evolução da crosta terrestre, definindo idades modelo, relativas à diferenciação manto / crosta (T_{DM} e T_{CHUR}), bem como parâmetros petrogenéticos (ϵ_{Nd}), indicativos do tempo de residência crustal.

O Sm e o Nd são elementos pertencentes ao grupo dos Elementos Terras Raras (ETR) ou Lantanídeos e apresentam comportamento isoquímico, com raios iônicos bastante próximos e mesma valência. A razão Sm-Nd habitualmente mostra-se pouco diferenciada em diversos minerais e rochas, variando entre 0,1 e 0,37. Outra característica é a fraca probabilidade de fracionamento desses elementos, fazendo com que a razão Sm-Nd seja dificilmente modificada, mesmo por eventos geológicos superimpostos (De Paolo, 1988). Porém, em minerais pode-se observar a redistribuição de Sm e Nd em fases neo-formadas.

Os principais minerais analisados através desse método são clinopiroxênios, anfibólios, micas, feldspatos e principalmente granadas, minerais esses que apresentam teores relativamente elevados de Sm e Nd. Alguns minerais acessórios em rochas graníticas podem apresentar-se enriquecidos em ETR, a exemplo de allanita, monazita, xenotímio, columbita-tantalita e fluorita. Isto se deve à grande afinidade desses minerais com ETRs, que tendem a concentrar quantidades relevantes de tais elementos, provocando muitas vezes o fracionamento da razão Sm-Nd e modificando substancialmente a razão original. Como esses minerais são normalmente constituintes da fase acessória, ocorrendo em pequenas quantidades a razão Sm-Nd pode mostrar-se diferente em dois pontos distintos da mesma rocha (Pimentel & Carnley, 1991).

Para realização da análise, a coleta de amostras deve priorizar rochas com o mínimo de alteração intempélica possível, representativas da unidade à que pertencem. Recomenda-se a coleta de um volume maior que o necessário para fase química, realizando um 'quarteamento' da amostra. O material deve ser então reduzido à uma granulometria inferior à 250mesh, normalmente pulverizado, estando assim pronto para os procedimentos químicos que visam a concentração de Sm e Nd, detalhados a seguir:

1. Pesagem em savillex entre 50 e 100mg de amostra;
2. Adição de *spike* combinado Sm-Nd;
3. Ataque químico, conforme rotina do laboratório Sm-Nd do CPGeo – IGc – USP;
4. Separação de Sm e Nd (também pode ser coletado o Sr, para determinação da relação petrogenéticas ϵ_{Sr}) em coluna catiônica tipo AG-50W-X8 (200-400mesh);
5. Deposição dos concentrados de Sm e Nd em filamentos ultra-descontaminados e análise em espectrômetro de massa (Finnigan MAT 262).

6.3.1 Resultados Obtidos

Foram realizadas um total de 10 análises Sm-Nd em rocha total, envolvendo os granitos do Cerne (6 análises), Rio Abaixo (1), Passa Três (1), Sienito Capivara (1) e Monzonito Chacrinha (1). As amostras selecionadas para o Granito do Cerne representam as seguintes fácies: CER-15 (m) – granitóide com enclaves, porção da matriz; CER-15 (e) – granitóide com enclaves, porção do enclave; CER-16 – sienogranito isótropo (2 análises) e CER-17 & CER-22 – monzogranito isótropo.

Nos demais granitóides, foi selecionada uma amostra de cada, representando os litotipos mais expressivos desses maciços: sienogranito do Granito Passa Três (CER-49); monzogranito do Granito Rio Abaixo (CER-30); quartzo-sienito do Sienito Capivara (CER-88); quartzo-monzonito Monzonito Chacrinha (CER-72). Os dados obtidos apresentam um relativo empobrecimento em Sm e fator $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ bastante heterogêneo (tabela 8). O Monzonito Chacrinha (CER-72) apresenta um padrão isotópico completamente distinto das demais intrusões.

De modo geral as idades modelo obtidas para esses maciços graníticos (com exceção ao Monzonito Chacrinha) distribuem-se no intervalo entre 2.0 -2.2Ga (tabela 8), com idades TDM calculadas tanto para estágios simples, como para estágios duplos.

NO. CAMPO		Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/$ ^{144}Nd	Erro	$^{143}\text{Nd}/$ ^{144}Nd	Erro	$f\text{Sm}/\text{Nd}$	TDePaolo Estágio simples	TDePaolo Estágio duplo
Cerne	CER-15 (e)	24,139	137,04	0,1065	0,0004	0,511513	0,000013	-0,46	2180,4 Ma	
	CER-15 (m)	10,783	63,203	0,1032	0,0004	0,511513	0,000009	-0,48	2113,3 Ma	
	CER-16	1,777	48,867	0,022	0,0001	0,511401	0,000009	-0,89	1306,9 Ma	2106Ma
	CER-16 (r)	4,273	50,09	0,0516	0,0003	0,511386	0,000011	-0,74	1558,3 Ma	2258Ma
	CER-17	7,798	51,321	0,0919	0,0003	0,511389	0,000013	-0,53	2072,4 Ma	
	CER-22	8,545	55,714	0,0927	0,0002	0,511408	0,000011	-0,53	2063,1 Ma	
Rio Abaixo	CER-30a	6,258	40,564	0,0933	0,0009	0,511424	0,000012	-0,53	2052,2 Ma	
Passa Três	CER-49a	7,705	56,895	0,0819	0,0003	0,511415	0,00001	-0,58	1883,4 Ma	2306Ma
Capivara	CER-88	13,238	140,205	0,0571	0,0002	0,511449	0,000016	-0,71	1552 Ma	2210Ma
Chacrinha	CER-72	8,578	66,401	0,0781	0,0003	0,512401	0,000008	-0,6	730,6 Ma	

Tabela 8: Tabela com os resultados das análise Sm-Nd.

As duas análises realizadas para a amostra CER-16 apresentam valores anômalos, empobrecidos em Sm, quando comparadas às demais amostras (dos granitos do Cerne, Passa Tre, Rio Abaixo e Sienito Capivara). O fator $f(\text{Sm}/\text{Nd})$ se mostra extremamente reduzido (-0,74 e -

0,89) para rochas graníticas (normalmente entre -0,45 e -0,5). Tal padrão pode refletir um fracionamento desses ETRs, que pode ocorrer frente a presença de allanita, existente nessas rochas. A allanita possui grande afinidade com ETRs, podendo provocar fracionamento na rocha durante sua cristalização. Não está descartada a possibilidade da contaminação ter contribuído para complexidade desse quadro isotópico.

As amostras que sugerem TDM em estágio simples (figura 35) indicam um caráter químico aparentemente menos alcalino. As amostras dos granitos do Cerne (CER-15m, CER-17 e CER-22) e Rio Abaixo (CER-30) são expressas por monzogranitos, muito semelhantes entre si. A amostra CER-15(e), do Granito do Cerne, representa enclaves máficos microcristalinos de composição sienítica, encontrados em meio à monzogranitos, e apresenta idade modelo entre 2.0 e 2.1Ga, concordante com as demais.

O Monzonito Chacrinha é expresso por quartzo-monzonitos, aparentemente relacionados ao enxame de diques máficos (ver petrografia). Sua idade modelo em torno de 0,7Ga, mostra-se bastante distinta da observada para os demais granitos estudados.

Figura 35: Diagrama ϵ_{Nd} versus Tempo (Ga) -TDM De Paolo calculadas para estágio simples.

Os termos sienograníticos à quartzo-sieníticos do Granito do Cerne (CER-16), sienogranitos do Granito Passa Três (CER-49a) e quartzo-sienitos do Sienito Capivara apresentam relação Sm/Nd anômalas, sugestivas de fracionamento desses elementos. As idades Sm-Nd (TDM) obtidas por estágio duplo, considerando que tal fracionamento tenha ocorrido quando da formação dessas rochas (~560Ma), distribuem-se no intervalo 2.2-2.0Ga, concordante com os demais dados isotópicos obtidos por estágio simples (figura 36).

No caso do Granito Passa Três (CER-49a), deve-se levar em conta a forte atuação de hidrotermalismo, à qual o granito foi submetido, podendo ter afetado o sistema Sm-Nd deste corpo.

Figura 36: Diagrama ϵ_{Nd} versus Tempo (Ga) -TDM De Paolo calculadas para estágio duplo.

Adicionalmente, foram realizadas nessas amostras análises de Sr (Sr^{87} e Sr^{86}), que possibilitaram o cálculo das relações $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ e ϵ_{Sr} , importantes parâmetros petrogenéticos notadamente quando associados as relações de Nd (ϵ_{Nd}). Os fatores ϵ_{Nd} e ϵ_{Sr} são eficazes na classificação das rochas, comparativamente com os valores de tais elementos encontrados no manto. O manto apresenta-se enriquecido em Nd e empobrecido em Rb (elemento pai do Sr radiogênico), enquanto rochas mais diferenciadas (ou com maior contribuição crustal) são empobrecidas em Nd (por fracionamento) e enriquecidas em Rb e Sr radiogênico.

De um modo geral as intrusões apresentam razões iniciais entre 0,708838 à 0,712414, com exceção ao Monzonito Chacrinha que apresenta razão inicial inferior (0,706975). Esta discrepância mostra mais uma vez que a gênese do Monzonito Chacrinha pouco tem haver com as demais intrusões, sendo uma rocha muito menos diferenciada.

NO. CAMPO		Sr^{87}/Sr^{86} atual	Erro	ϵ atual	$(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 560Ma	ϵ 560Ma	$(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ 140Ma	ϵ 140Ma
Cerne	CER-15	0,715173	0,00005	151,49	0,7092918	77,336		
	CER-15	0,713037	0,000057	121,17	0,7092779	77,138		
	CER-16	0,713413	0,00005	126,51	0,7095311	80,736		
	CER-16	0,713572	0,000068	128,77	0,7096900	82,994		
	CER-17	0,712886	0,000021	119,03	0,7089860	72,991		
	CER-22	0,713583	0,000036	128,92	0,7094435	79,492		
Rio Abaixo	CER-30a	0,71628	0,000131	167,21	0,7124139	121,69		
Passa Três	CER-49a	0,712863	0,000038	118,99	0,7088379	70,88		
Capivara	CER-88	0,715	0,000039	149,04	0,710929	100,61		
Chacrinha	CER-72	0,707839	0,000063	47,395			0,7069750	37,44

Tabela 9: Tabela com os dados de estrôncio.

No gráfico ϵ_{Nd} X ϵ_{Sr} (figura 37) as amostras dos granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara, posicionam-se no quarto quadrante, com valores de ϵ_{Nd} bastante negativos e de ϵ_{Sr} bastante positivos, sugerindo forte contribuição crustal na formação dessas rochas. Já o Monzonito Chacrinha apresenta uma tendência crustal não tão acentuada, com valores de ϵ_{Sr} menos positivos e ϵ_{Nd} menos negativos, quando comparado aos demais maciços graníticos.

Figura 37: Diagrama ϵ_{Nd} versus ϵ_{Sr} . Os parâmetros petrogenéticos de Sr e Nd sugerem grande interação crustal para os granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara.

6.4 MÉTODO Ar-Ar

O método de datação $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ é uma variante do método K-Ar convencional, diferenciado por não haver necessidade de se obter medidas de K (potássio) da amostra, bem como pela análise de cristais individuais (por *laser*) e não de frações de cristais conjuntos. Sua grande vantagem reside no fato de permitir a obtenção de idades mais precisas, com erros analíticos bastante reduzidos.

O gás nobre Ar encontra-se preso mecanicamente no retículo cristalino dos minerais, podendo ser liberado por simples aquecimento ou pela deformação física do cristal. A temperatura crítica para retenção de Ar define um intervalo muito restrito (de alguns poucos graus), acima da qual pode ocorrer perda completa do gás. Os limites críticos variam de acordo com o mineral.

O método é comumente aplicado em micas, anfibólios e feldspatos (mais frequentemente em K-feldspatos). No caso das micas, a temperatura crítica de fechamento é da ordem de 250-300° C, enquanto que nos anfibólios, aproxima-se de 500° C.

Para obtenção dos minerais a serem analisados por este método, a amostra deve ser reduzida à uma fração entre 60 e 100mesh, onde os minerais encontrem-se livres de agregados. Sua concentração é realizada com auxílio de separador magnético tipo Frantz, líquidos densos, à exemplo do bromofórmio ($d = 2,85\text{g/cm}^3$) e, por fim, catação manual em lupa. O processo envolve a irradiação (em reator nuclear) dos minerais selecionados (~30 cristais), com finalidade de produzir artificialmente ^{39}Ar a partir do ^{39}K . Esse procedimento é realizado no IPEN-USP. Após essa etapa, a extração de Ar é realizada através de feixe de raio laser incidindo diretamente no cristal. São analisados normalmente 3 cristais por amostra, para obter-se maior confiabilidade dos dados (conforme rotina do laboratório Ar-Ar do CPGeo – IGc – USP).

As razões Ar-Ar medidas durante a análise geram patamares de idades que podem ser constantes ou irregulares (o que pode evidenciar algum tipo de perturbação). Os melhores resultados são relativos a idades em “platô”, definido quando um *step*, ou dois *steps* com sobreposição de valores, representam mais de 50% do gás analisado na amostra. Mais informações sobre o método podem ser encontradas em Vasconcelos *et al.* (2002), Renne (2000), Kawashita e Torquato (1999) e Mc Dougal & Harrison (1988).

6.4.1 Resultados Obtidos

As análises Ar-Ar foram realizadas em duas amostras do Granito do Cerne (biotitas) e em duas amostras das rochas encaixantes próximas ao contato desse corpo (moscovitas). No Granito do Cerne, foram selecionadas biotitas das amostras CER-16 (sienogranito) e CER-23 (monzogranito).

Na amostra CER-16, os três grãos analisados definem patamares com idades entre 555 e 560 Ma (prancha 9). Quando plotados conjuntamente em ideograma (prancha 9), indicam idade de 557 ± 2 Ma, bastante próxima aos valores obtidos nos interceptos inferiores dos diagramas concórdia, através de análises U-Pb Convencional em zircões ($563 \pm 34\text{Ma}$). Tal valor ($557 \pm 2\text{Ma}$) é aqui interpretado como relativo ao resfriamento do Granito do Cerne (isoterma entre 250-300° C).

Prancha 9: Diagramas dos 3 cristais de biotita analisados e ideograma com as idades integradas (amostra CER-16 – Granito do Cerne).

Valores Ar-Ar inesperados foram obtidos em biotitas da amostra CER-23 (monzogranito do Granito do Cerne) com patamares em torno de 140Ma (prancha 10). Após criteriosa verificação dos dados de campo, verificou-se que o afloramento CER-23 encontra-se muito próximo (metros) de um mega-dique de diabásio, no mesmo alinhamento do Monzonito Chacrinha (NW). Associa-se aqui o valor obtido para as biotitas do afloramento CER-23 às idades de instalação desses diques. A idade obtida de 143 ± 4 Ma reflete a perda total de Ar nessas biotitas, função do aquecimento provocado pelas intrusões básicas, atingindo em regiões próximas aos contatos com as encaixantes graníticas, temperaturas mínimas da ordem de 250-300°C.

Prancha 10: Diagramas dos 3 cristais de biotita analisados e Ideograma com as idades integradas (amostra CER-23 – Granito do Cerne).

As análises Ar-Ar realizadas em moscovitas das rochas encaixantes, referem-se à moscovita-quartzo-xistos da Formação Betara, localizados próximos aos contatos com o Granito do Cerne (porção sul CER-09 e oeste CER-19).

Para a amostra CER-09, as moscovitas analisadas definiram platôs que sugerem perda parcial de argônio (padrão em escada), com idade mínima para formação dessas moscovitas próxima à 1200Ma (prancha 11). A perda de argônio deve ter sido ocasionada por eventos posteriores, ficando muito difícil definir a procedência de tais eventos. Porém, a localização da amostra em zonas de cisalhamento adjacentes ao Granito do Cerne consiste em um aspecto relevante para a associação da perda de argônio das moscovitas, ao evento de instalação do granito.

Prancha 11: Diagramas dos 3 cristais de moscovita analisados e Ideograma com as idades integradas (amostra CER-09 – Formação Betara).

Os dados Ar-Ar em moscovitas dos metassedimentos da Formação Betara, próximos ao contato oeste do Granito do Cerne (amostra CER-19), apresenta idades mais jovens, em torno de 840 ± 30 Ma (idade definida no ideograma – prancha 12). Os estepes definidos nas análises mostram comportamento irregular caracterizado pela grande oscilação, sem definir platôs. Este tipo de padrão é de difícil interpretação, assumindo-se aqui a idade de 840 ± 30 Ma, como provável idade mínima dessas moscovitas.

As análises dessas moscovitas objetivaram uma melhor caracterização das épocas relacionadas ao aquecimento provocado nas encaixantes, quando do desenvolvimento dos sistemas de cisalhamento e colocação do Granito do Cerne. Os valores obtidos, próximos de 1.200 Ma e 840 Ma, acoplados ao padrão isotópico, indicam a presença de moscovitas pretéritas, com perdas parciais de Ar. Os valores obtidos podem representar idades mínimas relacionadas a um evento metamórfico Pré - Neoproterozóico (1.200 Ma) no âmbito da Formação Betara. Não

podemos descartar, no entanto, a possibilidade de tratarem-se de moscovitas detríticas, com heranças isotópicas de áreas fontes e perdas parciais de Ar relacionadas a eventos posteriores. Ainda, outro fator a ser considerado seria o excesso de Ar, provocado pela influência de fluidos hidrotermais que proporcionariam o enriquecimento em Ar dessas moscovitas, produzindo assim uma idade mais antiga, sem significado geológico.

Análises adicionais envolvendo a seleção de moscovitas e sericitas, com granulometria bastante fina, são de grande importância, uma vez que devem associar-se a aquecimentos provocados pela colocação do Granito do Cerne. Neste caso, tais determinações devem ser realizadas através do método K-Ar, uma vez que as análises Ar-Ar requerem cristais de maiores dimensões.

Prancha 12: Diagramas dos 3 cristais de moscovita analisados e Ideograma com as idades integradas (amostra CER-19 – Formação Betara).

7 CONCLUSÕES

Os granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e o Sienito Capivara localizam-se na porção sudeste da Faixa de Dobramentos Apiaí, apresentando características intrusivas nas seqüências metavulcanossedimentares das formações Betara e Votuverava. Estes corpos apresentam formas ovaladas à elípticas, orientadas segundo a direção NE-SW e contatos representados por zonas de cisalhamento. O Monzonito Chacrinha distingue-se dos demais maciços estudados, apresentando-se intrusivo nas seqüências metassedimentares do Grupo Lajeado (Seqüência Antinha), sendo representado por quartzo-monzonitos à quartzo-monzodioritos, relacionados aos diques de diabásio, que cortam com grande penetratividade a região estudada, com direções gerais NW-SE.

O Granito do Cerne é representado principalmente por biotita-sienogranitos a megacristais de microclínio, geralmente isótipos ou com foliação de fluxo magmático. Subordinadamente ocorrem termos monzograníticos e quartzo-sieníticos. Nas regiões de contato, pode apresentar termos deformados em regime rúptil-dúctil, quando observam-se feições protomiloníticas e miloníticas (principalmente nas bordas W e E), ou mesmo rúpteis, denotando intenso quebramento dos minerais.

O Granito Passa Três é representado principalmente por sienogranitos aparentemente sem biotita, tendo como principais máficos hornblenda e clorita. Este corpo se mostra intensamente afetado por uma fase hidrotermal, com presença freqüente de veios de quartzo leitoso, com sulfetos associados e mineralização de ouro.

O Granito Rio Abaixo é representado predominantemente por monzogranitos à megacristais de microclínio. Seus contatos são representados por zonas de cisalhamento caracteristicamente rúpteis. Esta intrusão apresenta uma auréola de contato na porção norte, onde se observa intensa silicificação e cozimento dos mármore encaixantes. Apresenta-se intensamente cortado por micro-veios preenchidos por epidoto.

O Sienito Capivara é expresso por álcali-feldspato-sienitos à quartzo-sienitos com textura inequigranular média com megacristais de k-feldspato. Em partes distintas da intrusão ocorrem anfibólios alcalinos e Ca-anfibólios, com predomínio deste último.

Estes stocks graníticos apresentam características litogeoquímicas semelhantes aos granitos tipo-A, associados à ambientes tectônicos anorogênicos, pós-orogênicos ou tardi-orogênicos (Eby, 1990 e 1992). Porém, as intrusões aqui estudadas diferenciam-se por apresentarem altos teores em Ba, Sr e Zr, possivelmente reflexo da interação crustal desses granitos.

Os granitos do Cerne, Passa Três e Rio Abaixo associam-se a uma série aluminosa, apresentando grande semelhança em seus conteúdos de elementos traço e pronunciado fracionamento dos ETRs. O Sienito Capivara apresenta uma tendência alcalina, distinta das

demais intrusões. Apresenta conteúdo de elementos traço semelhante aos demais corpos graníticos e seu perfil ETRs assemelha-se ao observado nos termos com enclaves sieníticos do Granito do Cerne, com fracionamento menos pronunciado, se comparado às demais intrusões.

O padrão isotópicos Sm-Nd (TDM) obtido nos stocks graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara revela idades paleoproterozóicas (Ciclo Transamazônico), do intervalo de 2.200-2.000Ma, relacionadas a derivação manto – crosta dos protolitos desses granitóides. Os valores de ϵ_{Nd} , bastante negativos (entre -13 e -16) e ϵ_{Sr} , bastante positivos (entre 120 e 72) sugerem importante contribuição crustal na gênese desses maciços. O Monzonito Chacrinha apresenta padrão distinto, com idades Sm-Nd (TDM) de 730Ma e valores de ϵ_{Nd} menos negativos (aprox. -2,5) e ϵ_{Sr} menos positivos (aprox. 37), sugerindo menor participação de material crustal na gênese dessas rochas (comparativamente).

O estudo dos zircões nos stocks graníticos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara, revelou a presença de cristais prismáticos, biterminados, de dimensões variadas, com maior ou menor presença de inclusões e fraturas. Análises de imagens de catodoluminescência identificaram padrões internos heterogêneos, alguns sugestivos de zoneamento ígneo, outros denotando a presença de núcleos e zonas de sobre-crescimento com dimensões variáveis, além de cristais sem qualquer zoneamento.

Os dados U-Pb (zircão) dos granitos do Cerne e Rio Abaixo, quando tratados em diagrama Concórdia, distribuem-se em pontos discordantes com idades relativamente imprecisas no intercepto inferior, indicando valores de 563 ± 34 Ma (Granito do Cerne) e 564 ± 63 Ma (Granito Rio Abaixo), relativos à formação desses granitos. Ressalta-se a presença de uma importante componente de herança paleoproterozóica (~2.2 à 2.7Ga), presente em zircões de ambos os corpos.

Os dados U-Pb do Sienito Capivara caracterizam uma idade concordante em 553 ± 9 Ma (admitida como de formação deste corpo), pouco mais jovem em relação aos granitos Cerne e Rio Abaixo. Também ocorrem frações discordantes com idades bastante imprecisas, provavelmente reflexo da componente de herança.

As análises dos zircões do Granito Passa Três indicam forte desequilíbrio isotópico do sistema U-Pb, com idades variáveis entre aproximadamente 800 e 370Ma. Acredita-se que o intenso hidrotermalismo, com expressiva presença de veios de quartzo, possa ter afetado significativamente o sistema U-Pb em zircões (notadamente os de menores dimensões) deste maciço.

Adicionalmente, foi realizada análise U-Pb em zircões dos sienogranitos miloníticos do Núcleo Betara (embasamento), com idade de 1.750 ± 7 Ma, semelhante aos valores obtidos por Kaulfuss (2001) no âmbito dos núcleos Betara e Tigre. Tal idade é associada a importantes regimes distensivos na região, relacionados à Tafrogênese Estateriana (Cury *et al.*, 2002; Kaulfuss; 2001; Brito Neves, 1995), a qual afetou grande parte da plataforma sul-americana em seu setor

oriental (Província Borborema, Super-Grupo Espinhaço e embasamento adjacente, Grupo São João Del Rei, Província Tocantins, Faixa Ribeira e Tandília - NE da Argentina).

Análises Ar-Ar em biotitas do Granito do Cerne indicaram uma idade integrada de 557 ± 2 Ma. Tal valor mostra-se relativamente próximo a idade de cristalização dos zircões (563 ± 34 Ma), sugerindo curto período de tempo entre a formação desse corpo e seu posicionamento à isotermas com temperaturas inferiores a $250-300^\circ\text{C}$. Os dados Ar-Ar obtidos em moscovitas de metassedimentos da Formação Betara, adjacentes ao Granito do Cerne, indicaram valores da ordem de 1.120 ± 70 Ma (contato sul do granito) e 840 ± 30 Ma (oeste), sugerindo contatos relativamente a frio, aonde a intrusão do granito não provocou a expulsão de todo argônio dessas moscovitas. A idade Ar-Ar de 143 ± 4 Ma obtida em biotitas do Granito do Cerne, localizado bastante próximo a um grande dique de diabásio, reflete a perda total de argônio, provocada por aquecimentos que atingiram temperaturas mínimas de $250-300^\circ\text{C}$.

Os padrões estruturais, litogeoquímicos e geocronológicos sugerem para a colocação desses corpos (granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara), regime tectônico com características tardias em relação as deformações da Faixa Apiaí, estando associados provavelmente a fase final de desenvolvimento dos grandes sistemas de cisalhamento. Tal posicionamento mostra-se similar ao observado por Fiori (1985b), onde o autor associa a colocação de diversas intrusões graníticas, a exemplo dos granitos do Cerne, Piedade e Varginha, a dobras de arrasto antiformais, ao desenvolvimento das zonas de cisalhamento Lancinha e Morro Agudo. Acredita-se que a colocação do Sienito Capivara possa ter ocorrido pouco mais tardia, em relação aos demais granitos. É importante salientar que dados K-Ar obtidos em frações finas de sericitas (Basei, informação verbal) de filonitos próximos à Falha da Lancinha (Formação Capirú), acusaram valores de 537 ± 11 Ma ($< 2\mu\text{m}$) e 501 ± 14 Ma ($< 0,2\mu\text{m}$), indicando que esses sistemas de cisalhamento estiveram ativos por longo período de tempo.

Portanto, as intrusões dos granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara representam um magmatismo anorogênico em relação ao arco-magmático Três Córregos – Cunhaporanga ($630-590$ Ma) e tardi-orogênico em relação ao regime de transpressão (no sentido de Robin & Cruden, 1994) na Faixa Apiaí.

Difere desse padrão o Monzonito Chacrinha, expresso por corpos alinhados grosso modo NW-SE, com características petrográficas, litogeoquímicas e geocronológicas que permitem associá-lo aos diques de diabásio do Mesozóico, expressivos na região de estudo.

Chama atenção ocorrências de granitos tipo-A em boa parte da Província Mantiqueira, relativamente alinhadas segundo em um *trend* NE-SW. Como exemplo, podemos citar os granitos Piedade e Morro Grande (Faixa Apiaí), biotita-sienogranitos da Faixa Itu (Vlach *et al.*, 1990), e o Maciço Serra da Bateia, no âmbito do Complexo Batolítico Agudos Grandes (Janasi *et al.*, 2001). Também os granitos do Cerne, Passa Três, Rio Abaixo e Sienito Capivara encontram-se grosso modo alinhados nesse *trend*, levantando a hipótese, embora especulativa, destas intrusões configurarem um quadro geotectônico mais amplo.

REFERÊNCIAS

- ALGARTE, J.P.; KAEFER, L.Q. 1972. Relatório Geológico Preliminar da Folha de Itararé – SP. Convênio DNPM / CPRM, v. 1, 180p.
- ALMEIDA, F.F.M. 1944. *Collenia Itapevensis*: um fóssil Pré-Cambriano no Estado de São Paulo. Fac. Fil. Ciênc. Letr. - USP. Boletim Geol. XLV, v. 1, p. 29-106.
- ALMEIDA, F.F.M. 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. In: Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro, Anais, v. 28, p. 44-45.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JUNIOR, O.; MACHIAVELLI, A.; MANCINI, F. 1992. Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). Rev. Bras. Geoc., v. 22, no. 2, p. 216-221.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR, O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. 1995. A metodologia U-Pb na Universidade de São Paulo. Princípios metodológicos, aplicações e resultados obtidos. CPGeo – USP. Anais da Acad. Brás. de Siênc. v. 67, no. 2, p. 221-237.
- BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; REIS NETO, J.M.; HARARA, O.M.M.; PASSARELLI, C.R.; MACHIAVELLI, A. 1997. Geochronological map of the Precambrian terrains of Paraná and Santa Catarina states, southern Brazil: Tectonic Implications. In: South-American Symposium on Isotope Geology - extended abstracts, Campos do Jordão - SP, Brasil, p. 44-46.
- 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. 2003. Magmatismo básico Mesoproterozóico no Vale do Ribeira – Implicações na idade de deposição das seqüências metavulcanossedimentares Perau e Votuverava, Estado do Paraná, Brasil. In: IV SSAGI, short papers, v.1, p. 501-504.
- BATOLLA JR, F.; CARVALHO, M.A.S.; COLANERI, S.; AGUIAR NETO. 1977. *Projeto leste do Paraná - Folha Curitiba (SG.22-X-D-1): geologia e anexos*. São Paulo : DNPM/CPRM, vol. 2.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, p. 11-197.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1958a. Contribuição a geologia da região sul da Série Açungui, Estado do Paraná. *Bol. Paul. Geogr.*, v. 29, p. 3-19.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1958b. Estudos preliminares na Série Açungui VIII: a Formação Votuverava. *Bol. Inst. Hist. Nat.*, Curitiba, v. 2, p. 1-6.
- BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1967. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.* v. 23-25, p. 1-347.

- BIONDI, J.C. (Coord.). 1983. Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná; escala 1: 250.000. Curitiba : MINEROPAR.
- BLACK, L.P.; WILLIAMS, I.S.; COMPSTON, W. 1987. Recent Pb lost in zircon: a natural or laboratory induced phenomenon? *Chemical Geology*, 65, 25-33.
- BORIANI, A.; VILLA, I.M. 1995 How to date regional metamorphism: Irvea Zone Serie dei Laghi (Southern Alps). *EUG 8*, Strasbourg. *Terra Nova*, 7, p. 279.
- BRITO NEVES, B.B.; SÁ, J.M.; NILSON, A.A.; BOTELHO, N.F. 1995. A tafrogênese Estateriana nos blocos Paleoproterozóicos da América do Sul e processos subseqüentes. *Geonomos* v.3 (2):1-21.
- CHERNIAC, D.J.; WATSON, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172, p. 5-24.
- COMISSÃO DA CARTA GEOLÓGICA DO PARANÁ. 1967. Geologia do Pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, volumes. 23-25, p. 1-347.
- CONNELLY, J.N. 2000. Degree of preservation of igneous zonations in zircon as a signpost of concordancy in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 172, p. 25-39.
- CAMPANHA, G. A. da C. Modelos de evolução tectônica para o escudo paranaense e sul do Estado de São Paulo. São Paulo : IGc - USP, 1987, p. 59-82. (Exame de Qualificação).
- CAMPANHA, G.A.C. 1991. Tectônica Proterozóica no alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná. Tese de Doutorado. São Paulo, IG-USP, 296p.
- CAMPANHA, G.A.C; SADOWSKI, G.R. 1998. Cinturão Ribeira: tectônica e questões pendentes sobre a sua evolução. In: SBG, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 17.
- CAMPANHA, G. A. C.; SADOWSKI, G. R. – 1999 – Tectonics of southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí Domain). *Precambrian Research*, 98, p. 31-51.
- CAMPOS NETO, M.C. 1983. Contribuição à litoestratigrafia do Grupo Açungui no sudeste do Estado de São Paulo. In: SBG, 4º Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, Atas, p. 91-102.
- CARVALHO, P.F.; PINTO, E.A. 1937. Reconhecimento Geológico na Série Açungui. DNPM, Div. Geol. Min., Rio de Janeiro, Boletim 71, 29 p.
- CHERNIAK, D.J.; WATSON, E.B. 2000. Pb diffusion in zircon. *Chemical Geology*, 172, p. 5-24.
- CHIODI FILHO, C.; TAKAHASHI, A.T.; SILVA, C.R.; FERREIRA, J.C.G. 1983. Projeto Capão Bonito. SICCI São Paulo, Projeto Pró-Minério, CPRM – Boletim Interno, vol. 2.
- CHIODI FILHO, C.; MORETZSON, J.S.; SANTOS, J.F. dos; SOARES, P.C. 1987. Aspectos geológicos e metalogenéticos dos granitos Morro Grande, Piedade e Varginha – Vale do Ribeira – Paraná. In: III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, v.2, p.515-542.

- CHIODI FILHO, C.; SANTOS, J. F.; SOARES, P. C.; MORETZSHON, J. S. 1989. Estudo ETR para caracterização e avaliação metalogenética de granitóides no escudo paranaense. In: II Congresso Brasileiro de Geoquímica, Rio de Janeiro, Anais., v. 2, p. 487-498.
- CONNELLY, J.N. 2000. Degree of preservation of igneous zonation in zircon as a signpost of concordancy in U-Pb geochronology. *Chemical Geology*, 172, p. 25-39.
- CPRM. 1977. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais - Projeto Leste do Paraná, mapeamento geológico na escala 1:250.000.
- CURY, L.F.; KAULFUSS, G.A.; SIGA Jr, O.; BASEI, M.A.S., HARARA, O.M.M.; SATO, K. 2002. Idades U-Pb (zircões) de 1.75Ga em granitóides alcalinos deformados dos núcleos Betara e Tigre: Evidências de regimes extensionais do Estateriano na Faixa Apiaí. *Revista do IGc-USP, Série Científica*, vol. 2, p. 95-108.
- DEPAOLO, D.J WASSERBURG, G.J. 1979. Petrogenetic mixing models and Nd-Sr isotopic patterns. *Geochimica et Chosmochimica Acta*, v.43, p. 615-627.
- DAITX, E.C. 1996. Origem e evolução dos depósitos sulfetados tipo Perau (Pb-Zn-Ag), com base nas jazidas Canoas e Perau (Vale do Ribeira - PR). Inst. de Geociências, UNESP. Rio Claro – SP. Tese de Doutorado.
- DEER, HOWIE and ZUSSMAN. 1982. Rock forming minerals – Orthosilicates, v. 1, Second Edition. Longman London & New York.
- DERBY, O. 1878. Geologia da região diamantífera da Província do Paraná, Brasil. *Arch. Musc. Nac. Rio de Janeiro (RJ)*, 3: 86-89.
- DIAS, M.V.F; SALAZAR Jr, O. 1987. Geologia da Sequência Antinha – Grupo Açungui, PR. Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, v.1, p.263-279.
- EBERT, H. 1971. Observações sobre a litologia e subdivisão do “Grupo Setuva” no Estado do Paraná: com sugestões à tectônica geral do “Geossinclíneo Açungui”. In: 25 Congresso Brasileiro de Geologia, São Paulo, *Anais*, v. 1, p. 131-146
- EBERT, H.D.; HASUI, Y.; QUADE, H. 1988. Aspectos da evolução estrutural do cinturão móvel costeiro da mina do perau, vale do ribeira-pr. In: 35º. Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, *anais*, p. 2318-2331
- EBY, G.N. 1990. The A-type granitoids: a review of their occurrence and chemical characteristics and speculations o their petrogenesis. *Lithos*, 26, p. 115-134.
- EBY, G.N. 1992. Chemical subdivison of the A-type granitoids: petrogenetic and tectonic implications. *Geology*, v. 20, p. 641-644.
- FASSBINDER, E. 1996. A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Doutorado, 207p.

- FIORI, A. P. (Coord.). 1985a. Estudos geológicos integrados do pré-cambriano paranaense. Convênio UFPR/MINEROPAR, Curitiba, 192 p., 4 mapas.
- FIORI, A.P. 1985b. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na análise da deformação de alguns granitos paranaenses. *Boletim Paranaense de geociências*, 36, p. 31-40.
- FIORI, A.P.; FASSBINDER, E.; GOIS, J.R.; FUMAGALLI, C.E. 1987a. Compartimentação tectônica do Grupo Açungui a norte de Curitiba. In: III Simp. Sul-Bras. de Geologia, Curitiba, Atas, v. 1., p. 183-196.
- FIORI, A.P.; SALAMUNI, E. FASSBINDER, E. 1987b. Geologia da região de Bateias - Bocaiuva do Sul. In: III Simp. Sul-Bras. de Geologia, Curitiba, Atas, v. 2., p. 773-787.
- FIORI, A.P. 1990. Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Tese de Livre Docência, 261p.
- FIORI, A.P. 1992. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Bol. Paran. Geoc.*, v. 42, p. 07-27
- FIORI, A.P. 1993. O Sistema de Dobramento Apiaí, Estado do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, v. 23, n. 10, p. 05-17.
- FIORI, A. P.; Gaspar, L.A. 1993. Considerações sobre a estratigrafia do Grupo Açungui (Proterozóico Superior), Paraná, sul do Brasil. *Boletim IG-USP, Série Científica*, v. 24, p. 1-19.
- FIORI, A.O. 1994. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 42, p. 7-28.
- FLINN, D. 1979. The deformation matrix and deformation ellipsoid. *Journal of Structural Geology*, n. 1, p.299-307.
- FÖSTER, H.J.; TISCHENDORF, G.; TRUMBULL, R.B. 1997. An evaluation of the Rb vs. (Y+Nb) discrimination diagram to infer tectonic setting of silicic igneous rocks. *Lithos*, v. 40, p. 261-293.
- FRITZONS Jr., O.; PIEKARZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). In: 32 Congresso Brasileiro de Geologia, Salvador, Anais, v. 3, p. 991-1001.
- FRITZONS Jr, O.; BIONDI, J.C. 1983. Relatório, compilação e síntese sobre as rochas graníticas do Paraná. Curitiba, Gerência de Integração e Avaliação Regional. Relatório interno da MINEROPAR, Curitiba.
- FROST, B.R.; CHAMBERLAIN, K.R.; SCHUMACHER, J.C. 2000. Sphene (titanite): fase relations and role as geochronometer. *Chemical Geology*, no. 172, p. 131-148.
- FUCK, R.A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero. *Boletim UFPR*, 19, p.21.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Boletim Paranaense de Geociências*, v. 23-25, p. 183-221.
- GIMENEZ FILHO, A. 1993. Evolução do Complexo Granítico Três Córregos a noroeste de Apiaí – SP. Inst. de Geociências, Universidade de São Paulo, São Paulo, Dissertação de Mestrado, 118p.

- GUIMARÃES, G.B. 1995. O Complexo Granítico Cunhaporanga na Região de Joaquim Murtinho, Pirai do Sul (PR): Caracterização Faciológica das Rochas Granitóides. Dissertação de Mestrado, IGc – USP, 144p.
- GUIMARÃES, G.B. 2000. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Paraná: Aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese de Doutorado, IGc – USP, 230p.
- HACKSPACHER, P.C.; DANTAS, E.L.; VAN SCHUMUS, W.R.; FETTER, A. 1997. Terrenos exóticos na Faixa Ribeira, sim ou não? In: 5 Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, Atas, v. 1, p. 69-71.
- HANCHAR, J.M.; MILLER, C.F. 1993. Zircon zonation patterns as revealed by cathodoluminescence and backscattered electron images: implications for interpretation of complex crustal histories. *Chemical Geology*, 110, p. 1-13.
- HANCHAR, J.M.; RUDNICK, R.L. 1995. Revealing hidden structures: the application of cathodoluminescence and back-scattered electron imaging to dating zircons from lower crustal xenoliths. *Lithos*, 36, p. 289-303.
- HARARA, O.M.M. 2001. Mapeamento e investigação petrológica e geocronológica dos litotipos da região do Alto Rio Negro (PR-SC): um exemplo de sucessivas atividades magmáticas durante o Neoproterozóico III. Tese de Doutorado, IGc-USP, 206p.
- HASUI, Y.; CREMONINI, O.A.; BORN, H. 1984b. O "Granito Três Córregos" revisado e o Maciço Catas Altas. In: 33 Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais, vol. 7, p. 3023-3031.
- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; QUADE, H. 1984a. Aspectos geológicos da megantiforme da Serra do Cadeado (PR). In: 33 Congresso Brasileiro de Geologia, Rio de Janeiro, Anais, v. 5, p. 2380-2393.
- HASUI, Y. 1986. Novo modelo geológico do Vale do Ribeira. São Paulo, IPT, Relatório 23, 742p.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, vol. 5, p. 257-266.
- HUTTON, D.H.W. 1996. The space problem in the emplacement of granite. *Episodes*, v. 19, n.4, p. 114-119.
- IRVINE, T.N.; BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, v.8, p. 523-548.
- JANASI, V. A.; ANDRADE, S.; ULBRICH, H.H.G.J. 1995. A correção do drift instrumental em ICP-AES com espectrômetro seqüencial e a análise de elementos maiores, menores e traços em rochas. *Boletim do IG-USP, Série Científica*, v. 26, p. 45-58.
- JANASI, V.A.; LEITE, R.J.; VAN SCHMUS, W.R. 2001. U-Pb chronostratigraphy of the granitic magmatismo in the Agudos Grandes Batholith (west of São Paulo, Brazil) – implications for the evolution of the Ribeira Belt. *Journal of South America Sciences*, v. 14, p.363-376.
- JICA/MMAJ. 1982. Report on the Geological Survey of Anta Gorda: Phase II. Convênio DNPM/Metal Mining Agency of Japan.

- KAUL, P.F.T. 1997. O magmatismo na Serra do Mar e adjacências (sul do Brasil) no final do Neoproterozóico e seus condicionantes tectônicos. Tese de Doutorado – IGc – USP, p. 291.
- KAULFUSS, G. A., 2001. Geocronologia dos Núcleos de Embasamento Setuva, Betara e Tigre, Norte de Curitiba- -PR. Dissertação de Mestrado –Igc-USP (inédito), 115 p.
- KAWASHITA, K.; TORQUATO, J.R. 1999. O método ^{40}Ar - ^{39}Ar . *In*: Geocronologia Nuclear – capítulo IV. CPGeo – IGc – USP, separata 392, p. 129-156.
- KROGH, T.E. 1991. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations. *Geochim. Cosmochim. Acta*, v. 37, p. 485-494.
- MAACK, R. 1947. Breves Notícias sobre a geologia dos estados do Paraná e Santa Catarina. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, PR, v. 2, p. 63-154.
- MAACK, R. 1953. Mapa geológico do Estado do Paraná, escala 1:750.000. Curitiba : Instituto de Biologia e Pesquisas Tecnológicas.
- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEILBRON, M.; VALERIANO, C. 1996. U-Pb geochronology of central Ribeira belt (Brazil) and implications for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, v. 79, p. 347-361.
- MANIAR, P.D.; PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geological Society of America Bulletin*, v. 101, p. 635-643.
- MARINI, O.J. 1970. Geologia da Folha de Rio Branco do Sul. Rio Claro. Tese de doutoramento, Faculdade de Filosofia Ciências e Letras, Rio Claro, SP. 190 p.
- MARINI, O.J.; TREIN, E.; FUCK, R.A. 1967. O Grupo Açungui no estado do Paraná. *In*: Bigarella, J.J.; Salamuni, R.; Pinto, V.M. Geologia do Pré-Devoniano e Intrusivas Subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná, Curitiba, UFPR, v. 23-25, p. 43-104.
- MARTINI, S.L. 1982. Reconhecimento dos Granitos Taici e Rio Abaixo. Mapas geológicos esc. 1:100.000. MINEROPAR, Curitiba, 17 p.
- MCDUGALL, I.; HARRISON, T.M. 1988. Geochronology and thermochronology by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ method: Oxford University Press, New York, 212p.
- MELDRUM, A.; BOATNER, L.A.; WEBER, W.J.; EWING, R.C. 1998. Radiation damage in zircon and monazite. *Geochem. Cosmochem. Acta*, 62, p. 2509-2520.
- MEZGER, K.; KROGSTAD, E.J. 1997. Interpretation of discordant U-Pb zircon ages: An evaluation. *Journal of Metamorphic Geology*, v. 15, p. 127-140.
- MORO, R.P.X. 2000. Propostas de origem, evolução e contexto da Bacia da Formação Camarinha – Transição Neoproterozóico / EoCambriano do Estado do Paraná. Tese de Doutorado, IGc – USP, 167p.

- MURATORI, A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. Boletim Paranaense de Geociências, v. 21, p. 1-28.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. Geochim. Cosmochim. Acta, 38, p. 757-775.
- NARDI, L.V.S. 1986. As rochas granitóides da Série Shoshonítica. Revista Brasileira de Geociências, v. 16, n.1, p. 3-10.
- NAVARRO, M.S., ULBRICH, H. H. G. J., ANDRADE, S., JANASI, V. A.. 2002. An adaptation of ICP-OES routine determination techniques for the analysis of rare-earth elements by chromatographic separation in geologic materials: tests with reference materials and granitic rock. Journal of Alloys and Compounds, (no prelo).
- OLIVEIRA, A.I.; LEONARDOS, O.H. 1943. Geologia do Brasil. Rio de Janeiro, Min. da Agr. Serv. Didático, v. 2, 782p.
- OLIVEIRA, E.P. 1927. Geologia dos recursos minerais do estado do Paraná. Serv. Geol. Min., Rio de Janeiro, Monografia 6, 172p.
- PAIVA, I.P.; ALGARTE, J.P.; COLANERI, S.; Lopes Jr.; I.; Rodrigues, J.C.; Sá, L.C.M. 1977. Projeto Leste do Paraná; Folha Apiaí (SG22-X-B-IV), São Paulo, DNPM/BADEP/IGUEP/CPRM, (relatório final).
- PEARCE, A.J.; HARRIS, N.B.W.; TNDLE, A.G. 1984. Trace Element discrimination for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks. Journal of Petrology, vol. 25, p. 956-983.
- PEARCE, A.J. 1996. Sources and settings of granitic rocks. Episodes, vol. 19, no.4, p. 120-125.
- PETRI, S.; SUGUIO, K. 1969. Sobre os metassedimentos do Grupo Açungui no extremo sul do Estado de São Paulo. Convênio USP-DAEE, 98p.
- PICANÇO, J.L. Composição isotópica e processos hidrotermais associados aos veios auríferos do maciço granítico Passa Três, Campo Largo, PR. (Tese de Doutorado - IGc/USP) 175p.
- PIDGEON, R.T. 1992. Recrystallization of oscillatory zoned zircon: some geochronological and petrological implications. Contrib. Mineral. Petrol., 110, p. 463-472.
- PIEKARZ, G.F. 1981. Reconhecimento das Unidades correlacionáveis à sequência mineralizada do Perau - Estado do Paraná. In: III Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, Atas, v. 1, p. 148-154.
- PIEKARZ, G. F. 1982. Reconhecimento geológico na região da anticlinal do Setuva / setor ultra metamorfos. MINEROPAR, Curitiba, 11 p.
- PIEKARZ, G.F. 1984. Geologia e resultados preliminares de pesquisa mineral do Núcleo Betara da Formação Perau. In: 33 Congr. Bras. Geol, Rio de Janeiro, Anais, v. 8, p. 3682-3696.
- PIMENTEL, M.M.; CHARNLEY, N. 1991. Intracrustal REE fractionation and implication for Sm-Nd model age calculations in late stage granitic models: an example from central Brazil. Chemical Geol., 186, p. 123-138.

- PINTO COELHO, C.V; SIEDLECKI, K.N. 1991. Aspectos petrográficos e petrológicos do Granito Rio Abaixo – Estado do Paraná – BR. Boletim Paranaense de Geologia, n.39, p. 19-30.
- PONTES, J. B. 1981. Investigações e potencialidades econômicas da Formação Água Clara (PR). MINEROPAR, Curitiba, 34 p.
- POPP, J.H.; ANGULO, R.; BIGARELLA, J.J. 1979. Geologia da Região Metropolitana de Curitiba, Recursos Naturais. Folha de Ouro Fino. COMEC. 30 p.
- PRAZERES Filho, H.J. 2000. Litogeoquímica, Geocronologia (U-Pb) e Geologia Isotópica dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Estado do Paraná. Dissertação de Mestrado-IGc-USP, 180p.
- PRAZERES FILHO, H.J.; Guimarães, G.B.; Basei, M.A.S.; Siga Jr., O.; Reis Neto, J.M.; CAMPANHA, G.AC. SALLUN FILHO, W. 1998. Mapa Geológico 1:50.000 da porção centro-sul da Faixa Itaiacoca, PR. In: SBG, 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 36.
- PRAZERES FILHO, H.J.; HARARA, O.M.M.; BASEI, M.A.S.; PASSARELLI, C.R.; SIGA JR, O. 2003. 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. Geologia. Geologia USP, Série Científica, SP, v.3, p. 51-70.
- RAMSAY, J.C.; HUBER, M. 1983. The Techniques of Modern Structural Geology, vol.1, Strain Analysis, London, UK, 307p.
- RENNE, P.R. 2000. K-Ar and Ar-Ar dating. Quaternary geochronology: Methods and applications. Berkley Geochronology Center, p. 77-99.
- REIS NETO, J. M. 1994. Faixa Itaiacoca: registro de uma colisão entre dois blocos continentais no neoproterozóico. Tese de doutoramento, IGc-USP, 253 p.
- REIS NETO, J. & SOARES, P.C. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica de micro-estruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). In: III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, Atas, v.1, p.147-165.
- RICKWOOD, P.C. 1989. Boundary lines within petrologic diagrams which use oxides of major and minor elements. Lithos, v. 22, p. 247-263.
- ROBIN, P.Y.F.; CRUDEN, A.R. Strain and vorticity patterns in ideally ductile transpression zones. Journal of Structural Geology, v. 16, n. 4, p. 447-466.
- SALAMUNI, E. 1991. Análise estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul (PR). Dissertação de Mestrado. Rio Claro – UNESP, 147p.
- SALAMUNI, E.; FIORI, A.P.; WERNIK, E. 1992. Evolução tectônica e estruturação do Núcleo Betara, arredores de Curitiba – PR. In: Congr. Brás. de Geol., Anais, v.1, p.280.
- SALAMUNI, E.; FIORI, A.P.; WERNICK, E. 1993. Evolução Tectônica do Núcleo Betara à norte de Curitiba (PR). Boletim Paranaense de Geociências, v. 41, p. 91-124.

- SALAMUNI, E. 1995. Dobramentos e redobramentos na porção sul da Zona de Cisalhamento Lancinha – Cubatão. V Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Anais, p. 78-80.
- SANTOS, M.S.; FELIPE, R.S. 1980. Reconhecimento geológico da Faixa Três Córregos. Relatório Interno da MINEROPAR, Curitiba-PR.
- SATO, K. 1998. Evolução crustal da plataforma sul-americana com base na geoquímica isotópica Sm-Nd. Tese de Doutorado, IGc-USP.
- SATO, K.; TASSINARI, C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método Sm-Nd no IGc-USP e suas aplicações. Anais da Academia Brasileira de Ciências, 67, p. 313-336.
- SATO, K.; SIGA JR.; BASEI, M.A.S.; NUTMAN, A.P. 2001. Conventional Leaching Technique and partial digestion in microwave oven: treatment procedures for U-Pb dating of overgrow Zircon rims by thermal ionization mass spectrometry (TIMS). IIISSAGI, Pucon, Chile.
- SCHÖLL, W.U.; LOPES, O.M.; SILVA, A.C.G.A.; PROZZI, C.R. 1980. Geologia do Pré-Cambriano da Anticlinal do setuva (Município de Bocaiúva do Sul e Rio Branco do sul - PR). In: 31 Congr. Bras. de Geol., Balneário de Camboriú., Anais, v. 5, p. 3003-3012.
- SCHÖLL, W.U. 1981. Geologia do Grupo Açungui na região a noroeste de Rio Branco do Sul (PR). In: SBG, Simpósio Regional de Geologia, 1, Curitiba, Atas, vol. 1, p. 170-184.
- SCHÖLL, W.U.; SILVA, A.C.G.A.; MONASTIER, M.S. 1982. A Formação setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: 32 Congr. Bras. de Geol., Salvador, Anais, v. 1, p. 55-63.
- SIGA Jr. O. 1995. Domínios tectônicos do sudeste do Paraná e nordeste de Santa Catarina. Geocronologia e evolução crustal. Tese de Doutorado. São Paulo – IG-USP, 212p.
- SIGA Jr., O.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; MACHIAVELLI, A.; HARARA, O.M. 1995. O Complexo Atuba: um cinturão Paleoproterozóico intensamente retrabalhado no Neoproterozóico. Boletim IG-USP, Série Científica, v. 26, p. 69-98.
- SIGA Jr, O.; BASEI, M.A.S.; SATO, K.; PRAZERES FILHO, H. J.; CURY, L.F.; WEBER, W.; PASSARELLI, C.R.; HARARA, O.M.; REIS NETO, J.M. 2003 U-Pb (zircon) ages of metavolcanic rocks from the Itaiacoca Group: Tectonic Implications. Revista Geologia, IGc-USP, Série Científica, v.3, p. 39-49.
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELLOS, C.V.S.; YAMATO, A.A.; PEDREIRA, A.J. 1998a. O Grupo Açungui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: 40 Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 40.
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELOS, C.V.S.; YAMATO, A.A. 1998b. A cartografia do Complexo Atuba na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: 40 Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p.10.
- SOARES, P.C. 1987. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: 3 Simpósio Sul Brasileiro de Geologia, Curitiba, Atas, v. 1, p. 245-258.

- SOARES, P.C.; GÓIS, J.R. 1987. Geologia do Granito Passa Três (Paraná) e suas mineralizações auríferas. Atas do III Simpósio Sul-Brasileiro de Geologia, Curitiba, v.2, p. 497.
- SOARES, P.C.; FIORI, A.P.; ROSTIROLLA, S.P. 1998. Organização estratigráfica e estrutural dos terrenos alóctones no Cinturão Ribeira, no Vale do Ribeira (PR-SP). In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 41.
- SOARES, P.C.; ROSTIROLLA, S.P. 1997. Tectônica de escape tardicolisional nos Cinturões Ribeira e Dom Feliciano. In: SBG, 6º Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos, Pirinópolis, Anais, p. 65-68.
- SPOLODORE, A. Caracterização da história deformacional das rochas proterozóicas da região de Bromado, Paraná; Rio Claro: UNESP, 1993 (Dissertação de Mestrado), 157 p.
- STRACKEISEN, A. 1976. To each plutonic rock its proper name. *Earth-Science Reviews*, 12, p. 1-33.
- TREIN, E.; REIS NETO, J.M.; BIONDI, J.C.; MONASTIER, M.S. 1985. Revisão da Formação Itaiacoca: identificação de uma sequência metavulcanossedimentar em Abapã (PR). In: SBG, 5º Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, Atas, vol. 1, p. 169-186.
- VARVA, G. 1990. On the kinematics of zircons growth and its petrogenetic significance: a cathodoluminescence study. *Contrib. Mineral. Petrol.* 106, p. 90-99.
- VASCONCELOS, P.M.; ONOE, A.T.; KAWASHITA, K.; TEIXEIRA, W. 2002. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology at Instituto de Geociências, USP: instrumental, analytical procedures and calibration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, v. 74, n. 2, p. 297-342.
- VLACH, S.R.F.; JANASI, V.A.; VASCONCELLOS, A.C.B.C. 1990. The Itu Belt: associated calc-alkaline and aluminous A-type late Brasiliano granitoids in the states of São Paulo and Paraná, southern Brazil. XXXVI Congresso Brasileiro de Geologia, Natal (RN), Anais, v. 4, p. 1700-1711.
- YAMATO, A.A. 1999. Mapeamento geológico de parte da Folha Bocaiúva do Sul (SG.22-X-D-I-2), escala 1:50.000. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG-USP, 108p.
- WATSON, E.B.; HARRISON, M. 1983. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. *Earth and Planetary Science Letters*, 64, p. 295-304.
- WEBER, W.; SIGA JUNIOR, O.; SATO, K.; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M. 2003. U-Pb (zircon) ages of metabasic rocks of the Água Clara Formation in the Araçáiba region – SP – Brazil: preliminary data. In: IV SSAGI, Salvador – BA, p. 706-709.
- WERNICK, E. 1997. Idade da tectônica de colocação do magmatismo granitóide Brasileiro do Estado de São Paulo e áreas adjacentes do Estado de Minas Gerais, SE-Brasil. In: 5 Simpósio Regional de Geologia, São Paulo, Atas, v. 1, p. 104-106.
- WERNICK, E. 1998a. Estágios de magmatismo granitóide no Cinturão Ribeira (Ciclo Brasileiro). In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 22.

- WERNICK, E. 1998b. Feições do magmatismo granitóide no Cinturão Transpressivo Ribeira (Ciclo Brasileiro).
In: 40º Congresso Brasileiro de Geologia, Belo Horizonte, Anais, p. 28.
- WILLIAMS, I.S. 1992. Some observations on the use of zircon U-Pb geochronology on the study of granitic rocks. Transactions of the Royal Society of Edinburg: Earth Sciences, n. 83, p. 447-458.

ANEXO 1

TABELAS DAS ANÁLISES GEOQUÍMICAS

ICPMS	CER-15 M	CER-15 E	CER-16B	CER-17	CER-22	CER-22	CER-43a	CER-30b
SiO ₂	70,21	55,23	70,73	70,16	69,3	69,43	76,13	70,27
Al ₂ O ₃	14,19	7,99142	14,3	14,03	14,27	14,23	13,62	14,56
Fe ₂ O ₃	2,12	7,99	2,34	2,26	2,41	2,48	0,82	2,52
MgO	0,76	4,25	0,72	0,81	0,93	0,94	0,08	0,94
CaO	1,4	3,99	0,65	1,17	1,4	1,42	0,47	1,39
Na ₂ O	3,94	2,98	4	4,04	3,6	3,58	4,05	4,14
K ₂ O	5,78	7,02	5,63	5,74	6,35	6,24	4,37	5,17
P ₂ O ₅	0,25	0,87	0,29	0,25	0,31	0,32	0,03	0,2
MnO	0,03	0,14	0,03	0,03	0,03	0,03	0,01	0,03
TiO ₂	0,45	1,5	0,5	0,46	0,52	0,52	0,07	0,44
P.F	0,69	1,13	0,67	0,56	0,63	0,65	0,39	0,69
TOTAL	99,82	99,3	99,87	99,5	99,75	99,85	100,03	100,35
H ₂ O	0,4	0,41	0,21	0,15	0,18	0,18	0,14	0,2

Laboratório de Química e ICP- IGc – USP (elementos maiores)

ICPMS	CER-30a	CER-49a	CER-49b	CER-55a	CER-88	CER-72	CER-72b	CER-82b
SiO ₂	68,9	67,79	67,88	74,41	60,18	57,38	57,43	74,72
Al ₂ O ₃	14,22	14,12	14,23	14,28	13,35	13,52	13,39	14,34
Fe ₂ O ₃	2,38	2,38	2,34	0,74	7,03	10,62	10,24	0,63
MgO	0,8	0,69	0,7	0,08	2,94	2,32	2,36	0,14
CaO	1,63	1,52	1,48	0,55	3,47	4,39	4,39	0,29
Na ₂ O	3,69	3,67	3,83	4,44	3,26	3,55	3,61	3,51
K ₂ O	6,03	6,1	6,27	5,29	7,05	3,36	3,46	4,46
P ₂ O ₅	0,27	0,29	0,29	0,06	0,74	0,56	0,57	0,06
MnO	0,03	0,03	0,03	0,01	0,13	0,14	0,13	0
TiO ₂	0,5	0,51	0,53	0,17	1,04	2,3	2,25	0,14
P.F	1,73	2,47	2,43	0,36	0,69	1,71	1,71	1,92
TOTAL	100,18	99,49	100	100,38	99,87	99,84	99,55	100,2
H ₂ O	0,14	0,11	0,11	0,09	0,16	0,41	0,41	0,8

Laboratório de Química e ICP - IGc – USP (elementos maiores)

ICPMS	CER-15 M	CER-15 E	CER-16B	CER-17	CER-22	CER-22	CER-43a	CER-30b
Ba	2574	3315	2510	2676	2851	2871	397	1660
Be	6	11	5	6	6	5	1	7
Co	35	43	32	34	21	23	45	28
Cr	15	76	15	15	16	18	15	15
Cu	15	45	15	87	17	15	15	15
La	73	144	60	63	65	58	18	65
Ni	15	34	15	15	15	15	15	17
Sc	10	15	10	10	10	10	10	10
Sr	1048	1087	894	946	940	937	235	898
V	26	93	29	23	36	33	17	39
Y	120	222	10	15	10	10	10	10
Zn	52	291	52	59	57	10	10	32
Zr	252	362	263	255	256	270	54	192

Laboratório de Química e ICP – IGc – USP (elementos menores)

ICPMS	CER-30a	CER-49a	CER-49b	CER-55a	CER-88	CER-72	CER-72b	CER-82b
Ba	3017	2801	2884	1769	3841	743	748	979
Be	5	4	3	1	4	3	2	3
Co	15	32	38	36	36	48	48	59
Cr	17	15	15	15	56	15	15	39
Cu	15	15	15	15	33	144	144	15
La	76	77	81	27	189	79	73	28
Ni	16	15	20	15	45	34	34	15
Sc	10	10	10	10	12	15	14	10
Sr	987	943	959	883	909	405	409	424
V	29	22	24	15	96	213	208	15
Y	10	10	10	10	54	52	52	10
Zn	54	45	45	17	124	141	140	14
Zr	225	259	265	97	523	420	423	117

Laboratório de Química e ICP – IGc – USP (elementos menores)

RX	CER-15M	CER-15 E	CER-16B	CER17	CER-22
Ba	2244	3040	2179	2208	2469
Ce	126	246	134	118	142
Cl	97	181	189	194	216
Co	31	32	26	29	22
Cr	6	70	9	16	24
Cu	5	28	6	67	9
F	1998	7364	1882	1635	1639
Ga	22	30	22	21	21
La	86	165	69	80	71
Nb	10	34	11	10	12
Nd	50	117	39	31	35
Ni	10	37	9	8	12
Pb	45	59	45	44	44
Rb	180	293	158	166	176
S	<32	1074	<32	<32	<32
Sc	<4	16	<4	<4	4
Sr	1107	1152	941	984	983
Th	13	<3	<3	4	3
U	7	<3	3	3	<3
V	21	99	30	24	28
Y	127	237	9	16	10
Zn	51	254	51	54	55
Zr	263	466	282	270	283

Laboratório de Fluorescência de Raios X – IGc – USP (elementos menores)

RX	CER-00	CER-00	CER-00
Sio2	59,796	56,995	61,864
Al2O3	13,173	14,038	13,939
TiO2	1,096	1,141	0,758
Fe2O3	6,542	7,167	5,394
MnO	0,106	0,148	0,083
MgO	3,171	3,304	2,307
CaO	3,684	2,354	2,145
Na2O	3,338	2,414	3,148
K2O	6,89	8,301	6,755
P2O5	0,858	0,637	0,47
Ba	4490	6368	4078
Cu	15	3	8
Rb	146	158	175
Sr	618	778	836
Y	32	30	34
Zr	629	577	525
Nb	25	16	18

Laboratório de Fluorescência de Raios X – Lamir – UFPR (elementos maiores e menores)

ICPMS	CER-15 M	CER-15 E	CER-16B	CER17	CER-22	CER-22	CER-43a	CER-30b
La	84,8	149	71	69,7	68	68,6	15,3	67,2
Ce	129	271	128	119	132	133	14,9	119
Nd	66,9	137	51,7	50,9	56,2	55,4	10	44,6
Sm	10,8	22,2	7,52	7,34	8,47	8,42	1,11	7
Eu	3,22	6,29	1,92	1,96	2,15	2,18	0,41	1,66
Gd	11,3	20,1	4,02	4,47	4,78	4,84	1,42	4,2
Dy	10,6	18,8	2,14	2,46	2,26	2,85	5,69	4,38
Er	10,3	18,2	0,79	1,04	0,8	0,82	0,8	0,84
Yb	8,44	12,9	0,62	0,9	0,63	0,64	0,94	0,74
Lu	1,35	1,88	0,09	0,13	0,09	0,08	0,15	0,11
Sc	2,5	14,9	2,81	2,54	3,25	3,41	3,7	9,63
Y	125	212	8,92	14,7	9,61	9,67	1,83	3,68
Hf	9,4	9,1	8,3	9,4	8,1	8,7	8,24	9,52

Laboratório de Química e ICP – IGc – USP (Terras Raras)

ICPMS	CER-30a	CER-49a	CER-49a	CER-55a	CER-55a	CER-88	CER-72	CER-72	CER-82b
La	60,6	77,9	87,6	28,3	27,4	181	73,7	75,4	30,9
Ce	109	147	157	49,3	47,3	334	143	148	48,2
Nd	41,7	59,8	62,9	21,7	21	151	70	71	18,1
Sm	6,27	9,04	9,1	3,34	3,29	25,1	13,3	13,4	2,59
Eu	1,56	2,13	2,28	0,87	0,9	5,74	3,82	3,95	0,79
Gd	3,73	4,93	5,21	2,05	1,94	16,7	11,2	11,2	1,82
Dy	3,92	5,02	3	3,42	3,33	6,72	7,39	7,89	3,8
Er	1,07	0,82	0,75	0,54	0,47	4,83	4,59	4,66	0,53
Yb	0,7	0,62	0,6	0,31	0,3	3,7	2,89	3,04	0,43
Lu	0,1	0,08	0,09	0,04	0,03	0,55	0,44	0,42	0,07
Sc	9,26	13,95	13,48	6,93	7,04	21,7	13,7	13,6	7,05
Y	4,08	3,17	3,05	0,67	0,65	12,6	15,2	15,3	2,06
Hf	9,05	9,51	9,6	4,89	4,71	53,3	51,5	52,3	5,15

Laboratório de Química e ICP – IGc – USP (Terras Raras)

ANEXO 2

TABELA DAS ANÁLISES ISOTÓPICAS Sm-Nd & Sr-Sr

NO. CAMPO	Sm (ppm)	Nd (ppm)	147Sm/144Nd	Erro	143Nd/144Nd	Erro	fSm/Nd	TDM DePaolo (Ma)	Erro	ε(O)	TDM (estág. duplo) 560Ma	ε 560Ma	ε 140Ma
CER-15-E	24,139	137,04	0,1065	0,0004	0,511513	0,000013	-0,46	2180,4	18,5	-21,95		-15,5034	
CER-15-M	10,783	63,203	0,1032	0,0004	0,511513	0,000009	-0,48	2113,3	13,1	-21,95		-15,2642	
CER-16	1,777	48,867	0,022	0,0001	0,511401	0,000009	-0,89	1306,9	6,9	-24,13	2106	-11,6504	
CER-16 (repet)	4,273	50,09	0,0516	0,0003	0,511386	0,000011	-0,74	1558,3	10	-24,42	2258	-14,057	
CER-17	7,798	51,321	0,0919	0,0003	0,511389	0,000013	-0,53	2072,4	16	-24,36		-16,8769	
CER-22	8,545	55,714	0,0927	0,0002	0,511408	0,000011	-0,53	2063,1	13,9	-23,99		-16,5679	
CER-30a	6,258	40,564	0,0933	0,0009	0,511424	0,000012	-0,53	2052,2	20,4	-23,68		-16,2948	
CER-49a	7,705	56,895	0,0819	0,0003	0,511415	0,00001	-0,58	1883,4	11,5	-23,86	2360	-15,6561	
CER-72	8,578	66,401	0,0781	0,0003	0,512401	0,000008	-0,6	730,6		-4,61			2,50555
CER-88	13,238	140,205	0,0571	0,0002	0,511449	0,000016	-0,71	1552	8,6				
									14,9	-23,2	2210	-13,2217	

Análises isotópicas Sm-Nd – CPGeo – IGc - USP

NO. CAMPO		Sr87/Sr86 atual	Erro	ε atual	(Sr87/Sr86)i 560Ma	ε 560Ma	(Sr87/Sr86)i 140Ma	ε 140Ma
Cerpe	CER-15	0,715173	0,00005	151,49	0,7092918	77,336		
	CER-15	0,713037	0,000057	121,17	0,7092779	77,138		
	CER-16	0,713413	0,00005	126,51	0,7095311	80,736		
	CER-16	0,713572	0,000068	128,77	0,7096900	82,994		
	CER-17	0,712886	0,000021	119,03	0,7089860	72,991		
	CER-22	0,713583	0,000036	128,92	0,7094435	79,492		
Rio Abaixo	CER-30a	0,71628	0,000131	167,21	0,7124139	121,69		
Passa Três	CER-49a	0,712883	0,000038	118,99	0,7088379	70,88		
Capivara	CER-88	0,715	0,000039	149,04	0,710929	100,61		
Chacrinha	CER-72	0,707839	0,000063	47,395			0,7069750	37,44

Análises isotópicas Sr-Sr – CPGeo – IGc - USP

ANEXO 3

TABELAS DAS ANÁLISES U-Pb EM ZIRCÃO

Amostra	Fração magnética	Tipologia Mineral	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	238/206	Erro (%)	207/206	Erro (%)	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (mg)	206/238 Idade (Ma)	207/235 Idade (Ma)	207/206 Idade (Ma)	
CER-15																		
1819	NM-1	P(2/1),Dt,T,Ci	2,65615	0,551	0,165033	0,536	6,05939418	0,536	0,11673	0,119	1016,9	33,863	178,72	0,095	985	1316	1907	
1821	NM-1&M-1	P(2/1),Dt,T,Ci	1,46154	0,527	0,123064	0,506	8,12586321	0,506	0,0861352	0,139	805,8757	43,024	298,86	0,077	748,17	914,65	1341,2	
1822	NM-1,M0	P(4/1-1/1),Dt,T,Ci	1,47755	0,506	0,123798	0,496	8,07767492	0,496	0,0865622	0,098	761,232	51,703	345,63	0,0623	752,39	921,23	1350,8	
1820	NM-1	P(2/1),Dt,T,Ci	2,5345	0,558	0,156161	0,549	6,40364752	0,549	0,117712	0,0978	388,5584	23,45	119	0,095	935,41	1282	1921,8	
CER-16																		
1826	NM-5	P(2/1),Dt,T,Ci	1,33467	0,506	0,1154	0,498	8,65551127	0,498	0,0838814	0,089	957,8936	50,985	374,62	0,0785	704,03	860,91	1289,8	
1823	M(-4)	P(2/1-1/1),Dt,T,Ci	2,02317	0,485	0,138318	0,479	7,22971703	0,479	0,106085	0,0742	791,7862	61,533	381,53	0,0838	835,14	1123,3	1733,2	
1825	M(-5)B	P(2/1-1/1),Dt,T,Ci	1,62282	0,493	0,124852	0,488	8,00946323	0,488	0,0942697	0,072	1128,834	68,304	484,81	0,0846	758,43	979,08	1513,5	
1824	M(-5)A	P(2/1-1/1),Dt,T,Ci	1,36066	0,502	0,109033	0,495	9,17153522	0,495	0,0905083	0,0852	757,8491	51,035	393,45	0,083	667,13	872,15	1436,3	
2144	M(-5) 1	P(2-1-3/1),Dt,T,Ci	1,36676	0,552	0,111622	0,547	8,9568074	0,547	0,0888054	0,0745	913,5427	61,932	460,98	0,01733	682,16	874,77	1400	
2145	M (-5) 2	P(2-1-3/1),Dt,T,Ci	0,740769	0,575	0,0816856	0,561	12,2420598	0,561	0,0657712	0,124	611,2435	48,921	467,95	0,02121	506,18	562,85	799,1	
CER-23																		
1827	M(0)	P(3/1-1/1),Dt,T-Ot, F	0,954595	0,506	0,0963714	0,493	10,3765225	0,493	0,0718406	0,111	422,2482	68,559	565,74	0,055	593,11	680,49	981,43	
1828	M(-1)	P(2/1-1/1),Dt,T-Ot, F	1,09208	0,512	0,103281	0,502	9,68232298	0,502	0,0766892	0,0976	665,3929	52,27	421,63	0,058	633,61	749,52	1113,1	
1830	NM(-1)A"	P(2/1-1/1),Dt,T-Ot, F	1,34504	0,496	0,118592	0,489	8,43227199	0,489	0,0822577	0,0797	656,2759	55,59	388,95	0,065	722,46	865,41	1251,7	
1831	NM(-1)B	P(3/1-2/1),Dt,T,Ci	1,09784	0,603	0,106367	0,588	9,40141209	0,588	0,0748569	0,129	762,0698	48,646	380,74	0,035	651,61	752,31	1064,7	
1829	NM(-1)A'	P(2/1-1/1),Dt,T-Ot, F	2,04461	0,498	0,139025	0,491	7,19295091	0,491	0,106664	0,802	529,6418	56,817	331,12	0,065	839,15	1130,5	1743,2	
2080	NM(-1)	P(2/1-3/1), Dt, C, Ci	0,903254	1,08	0,096119	1,05	9,74089227	1,04	0,0681552	0,242	279,96	26,398	192,27	0,0245	591,62	653,46	873,29	
CARACTERÍSTICAS INTERNAS																		
FORMA																		
P(x/y)	Cristal prismático (compr./larg.)					Ot	Cristal opaco ou translúcido					Mz	Cristal com zoneamento magmático					
Pr(x/y)	Cristal prism.c/ faces e arestas arredondadas					I	Cristal com inclusões frequentes					Cl	Cristal sem ou com raras inclusões ou fraturas					
Dt	Cristal prism.c/ bi-terminação bem desenv.					C	Cristal incolor					I	Cristal com inclusões frequentes					
Py	Cristal prism.c/ faces piramidais bem desenv.																	
Tb	Cristal com tendência tabular (altura<<largura)																	
R	Cristal com tendência esférica																	
Fr	Cristal em fragmentos																	

Tabela das análises U-Pb dos zircões do Granito do Cerne – CPGeo – USP.

Amostra	Fração magnética	Tipologia Mineral	207/235#	Erro (%)	206/238#	Erro (%)	238/206	Erro (%)	207/206	Erro (%)	206/204*	Pb (ppm)	U (ppm)	Peso (mg)	206/238 Idade (Ma)	207/235 Idade (Ma)	207/206 Idade (Ma)
CER-30a																	
2081	A	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,814583	0,568	0,0956352	0,557	10,45640099	0,557	0,0617755	0,105	3191,1	50,91	498,68	0,03	588,78	605,02	666,35
2082	B	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,790065	0,619	0,094184	0,612	10,61751465	0,612	0,0608394	0,088	2458	32,539	312,06	0,038	580,23	591,21	633,56
2083	C	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,855997	0,573	0,094854	0,567	10,54251797	0,567	0,654509	0,081	3748,8	48,836	477,44	0,03	584,18	627,94	788,86
2084	D	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,988438	0,617	0,102717	0,611	9,735486823	0,611	0,0697917	0,0828	7036,4	34,618	314,27	0,035	630,31	697,92	922,23
2085	E	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,833334	0,591	0,0909227	0,58	10,99835355	0,58	0,066473	0,111	2319,3	58,511	598,46	0,024	560,99	615,46	821,31
CER-49a																	
2086	A	P(2/1), Dt, C, Cl**	1,12037	0,783	0,0919212	0,778	10,87888322	0,778	0,883987	0,0949	1597,6	26,295	244,83	0,032	566,89	763,15	1391,2
2087	B	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,621999	1,28	0,0679311	1,26	14,72079799	1,26	0,0664078	0,207	553,6	29,692	347,41	0,016	423,68	491,1	819,26
2088	C	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,695682	0,909	0,0706927	0,896	14,14573216	0,896	0,0713731	0,149	506,4	27,998	313,07	0,026	440,33	536,21	968,12
2089	D	P(2/1), Dt, C, Cl**	0,63306	1,09	0,0685207	1,08	14,59412995	1,08	0,0670072	0,155	1262,8	27,711	338,08	0,02	427,24	498	838
CER-00																	
1370	M-2A	P(4/1),Dt,Cl,Mz	0,717198	0,693	0,0887416	0,57	11,2686214	0,57	0,0586152	0,388	286,6193	61,2	593,4	25	548	549	552
2076	M-2/NM-3 a	P(4/1),Dt,Cl,Mz	0,84623	0,547	0,097263	0,532	10,281402	0,532	0,0631015	0,12	624,8	58,024	561,92	0,03	598,35	622,58	711,65
2077	M-2/NM-3 b	Fr, C	0,831828	0,661	0,098871	0,643	1,01141892	0,643	0,0610188	0,145	1946,2	37,621	254,88	0,04	607,79	614,63	639,9
2078	M-2/NM-3 c	Fr, C	0,808805	0,538	0,0968902	0,533	10,3209613	0,533	0,0605429	0,07	8067,8	55,457	377,42	0,0455	596,16	601,78	623,03
2079	M-2/NM-3 d	Fr, C	0,780591	0,641	0,0932464	0,634	10,7242746	0,634	0,0607142	0,0914	3349,8	38,498	289,17	0,0385	574,71	585,82	629,12
CER-08																	
1800	M-3	P(2/1),Dt,T,C,I	4,13358	0,516	0,281693	0,512	3,549963968	0,512	0,106426	0,0626	3541,196	123,69	380,29	0,08487	1599,9	1861	1739,1
1801	M-4	P(2/1),Dt,T,C,I	4,22298	0,491	0,287204	0,488	3,481845657	0,488	0,106642	0,0559	4496,994	113,86	343,67	0,07988	1627,5	1678,5	1742,8
1802	M-5	P(2/1),Dt,T,C,I	4,33926	0,535	0,294979	0,529	3,390071836	0,529	0,10669	0,0763	2457,631	71,995	210,77	0,08099	1666,4	1700,9	1743,6
1803	NM-5	P(2/1),Dt,T,C,I	4,43559	0,512	0,301002	0,507	3,322237062	0,507	0,106876	0,0681	2568,542	93,683	269,37	0,08246	1696,3	1719	1746,8
FORMA						CARACTERÍSTICAS INTERNAS											
P(x/y)	Cristal prismático (compr./larg.)					Ot	Cristal opaco ou translúcido				Mz	Cristal com zoneamento magmático					
Pr(x/y)	Cristal prism.c/ faces e arestas arredondadas					I	Cristal com inclusões frequentes				Cl	Cristal sem ou com raras inclusões ou fraturas					
Dt	Cristal prism.c/ bi-terminação bem desenv.					C	Cristal incolor				I	Cristal com inclusões frequentes					
Py	Cristal prism.c/ faces piramidais bem desenv.																
Tb	Cristal com tendência tabular (altura<<largura)																
R	Cristal com tendência esférica																
Fr	Cristal em fragmentos																

Tabela das análises U-Pb dos zircões dos granitos Rio Abaeté (CER-30 a 49)

Tabela das análises U-Pb dos zircões dos granitos Rio Abaixo (CER-30a), Passa Três (CER-49a), Sienito Capivara (CER-00) e Sienogranito Milonítico do Betara (CER-08) – CPGeo – USP.

ANEXO 4

TABELAS DAS ANÁLISES Ar-Ar EM MICAS

Run ID#	Sample	Material	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Age (Ma)	± (Ma)	J	Er J	Discr.	Er Discr.	Ar40 (nA)	Ar40 (mols)	Laser (W)	Irrad.	Run Date
1465-01A	CER-16	biotita	41,97935	-0,00313	0,00000	-0,00702	44,05250	104,9	554,27	10,41	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,1069	2,08E-15	0,3	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01B	CER-16	biotita	44,48480	0,01238	0,00000	0,00216	43,84737	98,6	552,04	2,73	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,5964	1,14E-14	0,6	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01C	CER-16	biotita	43,84927	0,01119	0,00000	0,00067	43,65002	99,5	549,90	2,46	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,6108	1,17E-14	0,9	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01D	CER-16	biotita	43,79078	0,01104	0,00000	-0,00081	44,02907	100,5	554,01	2,38	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,6649	1,26E-14	1,2	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01E	CER-16	biotita	44,26768	0,01150	0,00000	-0,00016	44,31333	100,1	557,09	2,25	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,8303	1,58E-14	1,6	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01F	CER-16	biotita	44,59402	0,01166	0,00000	-0,00013	44,63228	100,1	560,54	1,86	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	1,1155	2,13E-14	2,1	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01G	CER-16	biotita	44,11781	0,00918	0,00000	-0,00227	44,78900	101,5	562,23	2,50	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,8640	1,64E-14	2,7	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01H	CER-16	biotita	44,37389	0,01130	0,00000	-0,00148	44,81151	101,0	562,47	2,42	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,7655	1,46E-14	3,8	SPA0203-72	30/12/2002
1465-01I	CER-16	biotita	44,00755	0,01108	0,00000	-0,00134	44,40362	100,9	558,07	3,01	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,5026	9,53E-15	5,2	SPA0203-72	30/12/2002
1465-02A	CER-16	biotita	41,33014	0,00854	0,00000	0,00516	39,80366	96,3	507,64	3,90	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,3536	6,70E-15	0,5	SPA0203-72	19/1/2003
1465-02B	CER-16	biotita	44,72820	0,01099	0,00000	0,00155	44,26939	99,0	556,61	2,12	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,8514	1,62E-14	0,9	SPA0203-72	19/1/2003
1465-02C	CER-16	biotita	44,19969	0,01106	0,00000	0,00208	43,58449	98,6	549,19	2,42	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,7558	1,43E-14	1,3	SPA0203-72	19/1/2003
1465-02D	CER-16	biotita	44,36208	0,01199	0,00000	0,00085	44,10902	99,4	554,88	2,14	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,0039	1,91E-14	1,8	SPA0203-72	19/1/2003
1465-02E	CER-16	biotita	44,45590	0,01221	0,00943	0,00065	44,26542	99,6	556,57	1,66	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,2632	2,41E-14	2,4	SPA0203-72	19/1/2003
1465-02F	CER-16	biotita	44,35729	0,01224	0,00000	0,00025	44,28149	99,8	556,75	1,61	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,3526	2,57E-14	3,0	SPA0203-72	19/1/2003
1465-02G	CER-16	biotita	44,26582	0,01130	0,00000	-0,00064	44,45509	100,4	558,62	1,64	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,2983	2,47E-14	3,7	SPA0203-72	19/1/2003
1465-02H	CER-16	biotita	43,99248	0,01126	0,00000	-0,00068	44,19422	100,5	555,80	1,32	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,9352	3,69E-14	5,2	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03A	CER-16	biotita	42,97734	0,01616	0,06295	0,00939	40,20881	93,6	512,14	4,86	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,3095	5,87E-15	0,5	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03B	CER-16	biotita	44,45257	0,01328	0,08642	0,00365	43,38329	97,6	547,00	1,77	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,8403	1,60E-14	0,9	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03C	CER-16	biotita	44,85258	0,01293	0,08391	0,00189	44,30141	98,8	556,96	1,89	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,9234	1,75E-14	1,3	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03D	CER-16	biotita	44,65129	0,01302	0,07694	0,00136	44,25620	99,1	556,47	1,90	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,9498	1,82E-14	1,8	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03E	CER-16	biotita	44,68904	0,01170	0,02012	-0,00008	44,71391	100,1	561,42	1,75	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,1507	2,19E-14	2,3	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03F	CER-16	biotita	44,55317	0,01313	0,02081	0,00130	44,17149	99,1	555,55	2,00	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,3086	2,51E-14	2,9	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03G	CER-16	biotita	44,29298	0,01169	0,00000	-0,00042	44,41711	100,3	558,21	1,68	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,0413	1,98E-14	3,7	SPA0203-72	19/1/2003
1465-03H	CER-16	biotita	44,16103	0,01325	0,07485	0,00103	43,86317	99,3	552,21	1,54	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	1,5566	2,97E-14	5,2	SPA0203-72	19/1/2003

Análise Ar-Ar da amostra CER-16 (Granito do Cerne), 3 diferentes grãos – CPGeo_USP

Run ID#	Sample	Material	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Age (Ma)	± (Ma)	J	Er J	Discr.	Er Discr.	Ar40 (nA)	Ar40 (mols)	Laser (W)	Irrad.	Run Date
1470-01A	CER-23	biotita	12,45219	0,02757	0,97198	0,02755	4,39178	35,2	53,55	13,05	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0287	5,45E-16	0,3	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01B	CER-23	biotita	10,93706	0,01020	0,02490	0,00168	10,44308	95,5	147,61	2,21	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,1683	3,20E-15	0,6	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01C	CER-23	biotita	12,26670	0,01119	0,04826	0,00158	11,80476	96,2	165,99	1,91	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,2114	4,06E-15	0,9	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01D	CER-23	biotita	12,72492	0,01456	0,10137	0,00400	11,55107	90,8	162,58	2,23	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,2004	3,82E-15	1,2	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01E	CER-23	biotita	11,14610	0,01473	0,04716	0,00211	10,52587	94,4	148,73	1,99	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,1973	3,74E-15	1,6	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01F	CER-23	biotita	10,94738	0,01036	0,00000	0,00003	10,93841	99,9	154,32	1,73	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,2158	4,09E-15	2,0	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01G	CER-23	biotita	11,40081	0,01118	0,03961	-0,00012	11,43802	100,3	161,06	1,18	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,3047	5,80E-15	2,7	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01H	CER-23	biotita	11,52394	0,01214	0,00954	0,00019	11,46678	99,5	161,45	1,16	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,3345	6,38E-15	3,8	SPA0203-72	31/12/2002
1470-01I	CER-23	biotita	12,84978	0,01158	0,04775	0,00079	12,61990	98,2	176,91	1,97	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,1997	3,79E-15	5,2	SPA0203-72	31/12/2002
1470-02A	CER-23	biotita	10,87111	0,01688	0,00000	0,01017	7,86528	72,4	112,28	2,92	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,1051	1,99E-15	0,5	SPA0203-72	20/1/2003
1470-02B	CER-23	biotita	10,30247	0,01320	0,05230	0,00190	9,74596	94,6	138,12	0,72	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4128	7,85E-15	0,9	SPA0203-72	20/1/2003
1470-02C	CER-23	biotita	10,10441	0,01210	0,00712	0,00043	9,97792	98,8	141,28	0,63	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4042	7,73E-15	1,5	SPA0203-72	20/1/2003
1470-02D	CER-23	biotita	10,12096	0,01285	0,00000	0,00132	9,72963	96,1	137,90	0,70	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,3513	6,74E-15	2,1	SPA0203-72	20/1/2003
1470-02E	CER-23	biotita	10,02959	0,01196	0,00000	0,00047	9,89036	98,6	140,09	0,66	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,3726	7,08E-15	2,7	SPA0203-72	20/1/2003
1470-02F	CER-23	biotita	9,85260	0,01288	0,00000	0,00023	9,78515	99,3	138,66	0,75	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4186	8,01E-15	3,8	SPA0203-72	20/1/2003
1470-02G	CER-23	biotita	9,93945	0,01182	0,00000	0,00027	9,85772	99,2	139,65	0,86	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,3143	5,98E-15	5,2	SPA0203-72	20/1/2003
1470-03A																			
1470-03A	CER-23	biotita	12,40484	0,01173	0,18567	0,00479	11,00509	88,7	155,22	3,26	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,0978	1,87E-15	0,5	SPA0203-72	20/1/2003
1470-03B	CER-23	biotita	11,88416	0,01210	0,04896	0,00392	10,72833	90,3	151,48	1,13	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,2669	4,51E-15	0,9	SPA0203-72	20/1/2003
1470-03C	CER-23	biotita	10,45332	0,01315	0,10553	0,00168	9,96524	95,3	141,11	0,95	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,2847	5,43E-15	1,5	SPA0203-72	20/1/2003
1470-03D	CER-23	biotita	10,39772	0,01383	0,11209	0,00138	9,99779	96,2	141,55	1,10	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,2579	4,93E-15	2,1	SPA0203-72	20/1/2003
1470-03E	CER-23	biotita	10,07448	0,01516	0,12598	0,00330	9,10920	90,4	129,41	2,11	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,1384	2,64E-15	2,7	SPA0203-72	20/1/2003
1470-03F	CER-23	biotita	10,21510	0,01103	0,03701	-0,00056	10,38417	101,7	146,81	1,53	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,1708	3,27E-15	3,8	SPA0203-72	20/1/2003
1470-03G	CER-23	biotita	10,04007	0,01266	0,00000	-0,00068	10,24017	102,0	144,85	2,47	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,0954	1,82E-15	5,2	SPA0203-72	20/1/2003

Análise Ar-Ar da amostra CER-23 (Granito do Cerne), 3 diferentes grãos – CPGeo _USP

Run ID#	Sample	Material	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Age (Ma)	± (Ma)	J	Er J	Discr.	Er Discr.	Ar40 (nA)	Ar40 (mols)	Laser (W)	Irrad.	Run Date
1468-01A	CER-09	muscovita	77,81458	0,02459	0,46099	0,02792	69,82083	89,4	811,93	9,28	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,2376	4,53E-15	0,3	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01B	CER-09	muscovita	107,76470	0,02609	0,10354	0,02662	99,91385	92,7	1076,10	8,51	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,4320	8,25E-15	0,6	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01C	CER-09	muscovita	121,83350	0,01342	0,00000	0,02233	115,23540	94,6	1196,29	9,94	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,4400	8,35E-15	0,9	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01D	CER-09	muscovita	126,07810	0,01807	0,07130	0,03254	116,47260	92,4	1205,65	7,52	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,5400	1,03E-14	1,3	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01E	CER-09	muscovita	130,81070	-0,00112	0,00000	0,00967	127,95190	97,8	1290,30	15,16	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,2522	4,80E-15	1,6	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01F	CER-09	muscovita	141,40420	0,00794	0,00000	0,02401	134,30870	95,0	1335,52	20,92	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,2415	4,59E-15	2,0	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01G	CER-09	muscovita	115,23410	0,00338	0,00000	0,06548	95,88197	83,2	1043,09	83,76	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0304	5,77E-16	2,8	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01H	CER-09	muscovita	146,09210	-0,07417	0,00000	0,10759	114,28810	78,2	1189,09	612,59	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0054	1,02E-16	3,6	SPA0203-72	31/12/2002
1468-01I	CER-09	muscovita	140,56540	-0,14313	0,00000	-0,03289	150,26930	106,9	1444,31	220,64	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0121	2,31E-16	5,2	SPA0203-72	31/12/2002
1468-02A	CER-09	muscovita	80,77010	0,01194	0,00000	0,00922	78,04451	96,6	889,36	5,48	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4456	8,48E-15	0,3	SPA0203-72	19/1/2003
1468-02B	CER-09	muscovita	125,79510	0,01889	0,26024	0,01442	121,57450	96,6	1243,77	8,87	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,6385	1,22E-14	0,6	SPA0203-72	19/1/2003
1468-02C	CER-09	muscovita	130,94630	0,01947	0,00000	0,02106	124,72200	95,2	1266,88	9,85	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,5684	1,08E-14	0,9	SPA0203-72	20/1/2003
1468-02D	CER-09	muscovita	135,90570	0,01668	0,00000	0,01708	130,85680	96,3	1311,11	7,39	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,8182	1,56E-14	1,3	SPA0203-72	20/1/2003
1468-02E	CER-09	muscovita	113,70280	0,01196	0,00000	0,01244	110,02610	96,8	1156,32	7,10	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,9582	1,82E-14	2,8	SPA0203-72	20/1/2003
1468-02F	CER-09	muscovita	105,89550	-0,01984	0,00000	-0,01995	111,78660	105,6	1169,92	29,35	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,0665	1,24E-15	5,2	SPA0203-72	20/1/2003
1468-03A	CER-09	muscovita	85,53603	0,01444	0,00000	0,01738	80,39871	94,0	910,41	12,47	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,2343	4,44E-15	0,3	SPA0203-72	20/1/2003
1468-03B	CER-09	muscovita	110,91240	0,01808	0,00000	0,02024	104,93170	94,6	1116,35	6,19	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,5865	1,11E-14	0,6	SPA0203-72	20/1/2003
1468-03C	CER-09	muscovita	127,43480	0,01301	0,00000	0,01499	123,00400	96,5	1254,30	7,65	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,5302	1,01E-14	0,9	SPA0203-72	20/1/2003
1468-03D	CER-09	muscovita	124,08470	0,01844	0,00000	0,02110	117,84870	95,0	1216,01	11,30	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,5791	1,10E-14	1,3	SPA0203-72	20/1/2003
1468-03E	CER-09	muscovita	101,93450	0,02018	0,00000	0,02241	95,31078	93,5	1036,37	7,83	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,6611	1,26E-14	2,8	SPA0203-72	20/1/2003
1468-03F	CER-09	muscovita	94,36641	-0,00270	0,00000	-0,01064	97,50954	103,3	1056,49	70,67	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,0262	4,95E-16	5,2	SPA0203-72	20/1/2003

Análise Ar-Ar da amostra CER-09 (Muscovita-Quartzo-Xisto, Fm. Betara), 3 diferentes grãos – CPGeo_USP

Run ID#	Sample	Material	40/39	38/39	37/39	36/39	40*/39	% Rad	Age (Ma)	± (Ma)	J	Er J	Discr.	Er Discr.	Ar40 (nA)	Ar40 (mols)	Laser (W)	Irrad.	Run Date
1467-01A	CER-19	muscovita	64,01492	0,01171	0,05673	0,00929	61,27637	95,7	731,82	14,07	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,1600	3,04E-15	0,3	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01B	CER-19	muscovita	85,28603	0,01373	0,02408	0,01252	81,59025	95,7	920,98	5,64	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,5299	1,01E-14	0,6	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01C	CER-19	muscovita	80,31042	0,01889	0,32981	0,01387	76,25388	94,9	873,17	5,30	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,5660	1,08E-14	0,9	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01D	CER-19	muscovita	79,54346	0,01624	0,03293	0,00859	77,00909	96,8	880,02	6,45	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,4735	8,99E-15	1,3	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01E	CER-19	muscovita	65,01241	0,03019	0,54747	0,02259	58,40136	89,8	703,37	8,82	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,2210	4,21E-15	1,7	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01F	CER-19	muscovita	71,53259	0,01695	0,00000	0,01374	67,47248	94,3	791,65	21,89	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0857	1,59E-15	2,1	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01G	CER-19	muscovita	61,85804	0,09321	1,80369	0,09070	35,24680	56,9	456,26	40,36	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0395	7,42E-16	2,7	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01H	CER-19	muscovita	34,08334	0,99580	13,50591	1,25717	-339,1994	98,6	0,00	1178,19	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0014	2,38E-17	3,6	SPA0203-72	30/12/2002
1467-01I	CER-19	muscovita	64,04037	0,10549	0,00000	0,08742	38,21513	59,7	489,90	128,69	0,0081642	4,20E-06	1,0053	0,0013	0,0124	2,33E-16	5,2	SPA0203-72	30/12/2002
1467-02A	CER-19	muscovita	64,38905	0,03082	0,75214	0,01927	58,78542	91,3	707,20	12,49	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,1332	2,54E-15	0,3	SPA0203-72	19/1/2003
1467-02B	CER-19	muscovita	75,14452	0,01910	0,00000	0,01140	71,77439	95,5	832,05	5,95	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,5182	9,85E-15	0,6	SPA0203-72	19/1/2003
1467-02C	CER-19	muscovita	70,04060	0,01020	0,00000	0,00425	68,78449	98,2	804,06	6,42	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,3910	7,43E-15	0,9	SPA0203-72	19/1/2003
1467-02D	CER-19	muscovita	70,34771	0,02290	0,11789	0,01384	66,27319	94,2	780,22	5,28	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4379	8,31E-15	1,3	SPA0203-72	19/1/2003
1467-02E	CER-19	muscovita	86,92162	0,02067	0,23700	0,01257	83,23804	95,7	935,48	6,28	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,5115	9,75E-15	2,8	SPA0203-72	19/1/2003
1467-02F	CER-19	muscovita	58,74593	0,06548	0,00000	0,02222	62,18452	88,8	640,28	46,63	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,0277	5,14E-16	5,2	SPA0203-72	19/1/2003
1467-03A	CER-19	muscovita	62,95041	0,03371	0,94172	0,02695	55,09641	87,5	670,10	12,48	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,1449	2,75E-15	0,3	SPA0203-72	19/1/2003
1467-03B	CER-19	muscovita	81,16080	0,01984	0,31518	0,01552	76,61638	94,4	876,46	6,37	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4535	8,64E-15	0,6	SPA0203-72	19/1/2003
1467-03C	CER-19	muscovita	73,80892	0,01810	0,35944	0,01285	70,05766	94,9	816,03	5,33	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4063	7,71E-15	0,9	SPA0203-72	19/1/2003
1467-03D	CER-19	muscovita	74,79370	0,01427	0,18356	0,00809	72,42593	96,8	838,09	5,29	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,4819	9,17E-15	1,3	SPA0203-72	19/1/2003
1467-03E	CER-19	muscovita	74,76976	0,01379	0,06162	0,00983	71,87090	96,1	832,94	7,32	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,3620	6,94E-15	2,8	SPA0203-72	19/1/2003
1467-03F	CER-19	muscovita	80,21860	0,07921	1,32284	0,06944	59,86148	74,6	717,87	92,58	0,0081642	4,20E-06	1,0062	0,0013	0,0189	3,47E-16	5,2	SPA0203-72	19/1/2003

Análise Ar-Ar da amostra CER-19 (Moscovita-Quartzo-Xisto, Fm. Betara), 3 diferentes grãos – CPGeo_USP

ANEXO 5

MAPA GEOLÓGICO
ESCALA 1:50.000

ESBOÇO FACIOLÓGICO DOS GRANITOS DO CERNE, PASSA TRÊS, RIO ABAIXO E SIENITO CAPIVARA

INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS - USP
- BIBLIOTECA -