UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**LITOGEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA (U-Pb) E GEOLOGIA
ISOTÓPICA DOS COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E
TRÊS CORRÉGOS, ESTADO DO PARANÁ**

HÉLCIO JOSÉ DOS PRAZERES FILHO

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

COMISSÃO JULGADORA

Nome

Assinatura

Presidente: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

Examinadores: Prof. Dr. Antonio Carlos Artur

Prof. Dr. Valdecir de Assis Janasi

SÃO PAULO
2000

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

LITOGEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA (U-Pb) E GEOLOGIA ISOTÓPICA DOS
COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS, ESTADO
DO PARANÁ.

DEDALUS - Acervo - IGC

30900005423

Hélcio José dos Prazeres Filho

Orientador: Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO

Programa de Pós-Graduação em Geoquímica e Geotectônica

SÃO PAULO
2000

*"Não me iludo
Tudo permanecerá do jeito
Que tem sido
Transcorrendo, transformando,
Tempo e espaço navegando
Todos os sentidos
Pães de Açúcar, Corcovados
Fustigados pela chuva
E pelo eterno vento
Água mole, pedra dura
Tanto bate que não restará
Nem pensamento
Tempo Rei, Ó Tempo Rei
Ó Tempo Rei..."*
(Tempo Rei, Gilberto Gil)

**Ao homem que me ensinou tudo na vida
Sua alma estará sempre ao meu lado
Eu te amo Pai!**

ÍNDICE

1. – INTRODUÇÃO.....	1
1.1 – APRESENTAÇÃO.....	1
1.2 – LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO À ÁREA DE ESTUDO.....	1
1.3 – OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS.....	2
1.4 – METODOLOGIA.....	3
2. – SISTEMÁTICA GEOCRONOLÓGICA E ISOTÓPICA ADOTADA.....	7
2.1 – MÉTODO URÂNIO (U) – CHUMBO (Pb).....	8
2.2 – MÉTODO POTÁSSIO (K) – ARGÔNIO (Ar).....	11
2.3 – MÉTODO SAMÁRIO (Sm) – NEODÍMIO (Nd).....	12
2.4 – MÉTODO RUBÍDIO (Rb) – ESTRÔNCIO (Sr).....	16
2.5 – USO COMBINADO DA SISTEMÁTICA Nd – Sr.....	19
2.6 – MÉTODO CHUMBO (Pb) – CHUMBO (Pb).....	19
2.7 – DESCRIÇÃO DAS TÉCNICAS UTILIZADAS NO CPGeo	21
3. – FAIXA DE DOBRAMENTOS APIAÍ (FDA).....	26
3.1 – INTRODUÇÃO.....	26
3.2 – COMPARTIMENTO CURITIBA.....	27
3.3 – COMPARTIMENTO RIBEIRA.....	30
3.4 – COMPARTIMENTO CERRO AZUL.....	32
3.5 – COMPARTIMENTO ABAPÃ.....	34
4. – COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS:	
UMA SÍNTESE GEOLÓGICA.....	37
4.1 – COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA (CGCP).....	37
4.2 – COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS (CGTC).....	39
4.3 – CONHECIMENTO GEOCRONOLÓGICO DOS COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS.....	40
4.4 – MODELOS TECTÔNICOS.....	44
4.5 – DEMAIS INTRUSÕES GRANÍTICAS NA FDA.....	44

5. – CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS.....	47
5.1 – INTRODUÇÃO.....	47
5.2 – COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA (CGCP).....	49
5.3 – COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS (CGTC).....	62
5.4 – GRANITO DO CERNE.....	89
5.5 – GRANITO MORRO GRANDE.....	91
5.6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	94
6. – CARACTERIZAÇÃO GEOQUÍMICA.....	95
6.1 – INTRODUÇÃO.....	95
6.2 – DIAGRAMAS DISCRIMINANTES.....	96
6.3 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO.....	99
6.4 – DIAGRAMAS DISCRIMINANTES TECTÔNICOS.....	111
6.5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	113
7. – GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA.....	115
7.1 – INTRODUÇÃO.....	115
7.2 – COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA.....	116
7.3 – COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS.....	129
7.4 – GRANITO CERNE E GRANITO MORRO GRANDE.....	151
7.5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS.....	158
8. – CONCLUSÕES.....	163
9. – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS.....	169

APÊNDICE 1 – DADOS GEOQUÍMICOS CGCP

APÊNDICE 2 - DADOS GEOQUÍMICOS CGTC, GC E GMG

APÊNDICE 3 – MAPA GEOLÓGICO ESCALA 1:250.000

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo.....	2
Figura 2.1 – Gráfico hipotético P-T para um granito e seu protólito.....	7
Figura 2.2 - Diagrama Concórdia e reta Discórdia.....	9
Figura 2.3 – Perda de Pb em zircões primários por difusão.....	10
Figura 2.4 – Diagrama Concórdia-exemplo de zircões herdados.....	11
Figura 2.5 - Modelos de evoluções isotópicas de Nd.....	13
Figura 2.6 - Diagrama sistemático de Sm-Nd.....	14
Figura 2.7 – Diagrama de evolução isotópica de Nd em função do tempo geológico.....	15
Figura 2.8 - Evolução isotópica do Sr terrestre.....	18
Figura 2.9 – Composição isotópica de Nd e Sr de rochas crustais continentais.....	19
Figura 2.10 – Diagrama Pb-Pb - Modelo da plumbotectônica.....	21
Figura 3.1 – Compartimentação geológica do Pré-Cambriano Paranaense.....	28
Figura 5.1 – Distribuição dos CGCP, CGTC, GC e GMG.....	48
Figura 5.2 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – CGCP.....	49
Figura 5.3 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – UPS.....	51
Figura 5.4 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – USR.....	56
Figura 5.5 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – URB.....	60
Figura 5.6 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – CGTC.....	63
Figura 5.7 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – UPN.....	64
Figura 5.8 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – UAR.....	67
Figura 5.9 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – USS.....	79
Figura 5.10 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – UCN.....	82
Figura 5.11 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – Granito Cerne.....	89
Figura 5.12 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – Granito Morro Grande.....	92
Figura 6.1 – Diagrama AFM Irvine & Baragar (1971) – CGCP, CGTC, GC e GMG.....	96
Figura 6.2 – Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	97
Figura 6.3 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	98
Figura 6.4 – Diagrama Maniar & Piccoli (1989) - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	99
Figura 6.5 – Diagramas de variação $\text{SiO}_2 \times$ óxidos - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	100
Figura 6.6 – Diagramas de variação $\text{SiO}_2 \times$ óxidos - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	102
Figura 6.7 – Diagramas de variação $\text{SiO}_2 \times$ E. Traços - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	104
Figura 6.8 - Diagramas de variação $\text{SiO}_2 \times$ ETRL e ETRP - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	107
Figura 6.9 – Diagramas de Elementos Terras Raras – CGCP.....	108
Figura 6.10 - Diagramas de Elementos Terras Raras – CGTC.....	109
Figura 6.11 - Diagrama de Elementos Terras Raras - GC e GMG.....	110

Figura 6.12 – Diagramas de variação de multielementos – CGCP.....	111
Figura 6.13 – Diagramas de variação de multielementos - CGTC.....	112
Figura 6.14 – Diagramas de variação de multielementos – GC e GMG.....	113
Figura 6.15 – Diagrama RbxY+Nb - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	113
Figura 7.1 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - CGCP-UPS.....	118
Figura 7.2 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - CGCP-USR.....	120
Figura 7.3 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - CGCP-URB.....	123
Figura 7.4 – Diagrama de evolução de ϵNd x tempo (Ga) – CGCP.....	125
Figura 7.5 – Diagrama de evolução da relação $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87}$ – CGCP.....	128
Figura 7.6 – Diagrama ϵSr (t) x ϵNd (t) - CGCP.....	128
Figura 7.7 – Diagrama $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204} \times \text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ – CGCP.....	129
Figura 7.8 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - UPN-CGTC.....	132
Figura 7.9 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - UAR-CGTC.....	134
Figura 7.10 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – UPN, UAR-CGTC.....	135
Figura 7.11 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - USS-CGTC.....	137
Figura 7.12 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - USS-CGTC.....	138
Figura 7.13 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – USS-CGTC.....	139
Figura 7.14 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - FAT, UCN – CGTC.....	141
Figura 7.15 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - FVB, UCN – CGTC.....	142
Figura 7.16 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - FAT e FVB, UCN – CGTC.....	143
Figura 7.17 – Diagramas de evolução ϵNd x tempo (Ga) para o CGTC.....	146
Figura 7.18 – Diagrama de evolução da relação $\text{Sr}^{86}/\text{Sr}^{87}$ – CGTC.....	147
Figura 7.19 – Diagrama ϵSr x ϵNd (t=600 Ma) – CGTC.....	147
Figura 7.20 – Diagrama $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204} \times \text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ - CGTC.....	150
Figura 7.21 – Diagrama $^{206}\text{Pb}/\text{Pb}^{204} \times ^{208}\text{Pb}/\text{Pb}^{204}$ – CGTC.....	150
Figura 7.22 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - GC.....	153
Figura 7.23 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/\text{U}^{235} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – GMG.....	154
Figura 7.24 – a) Diagrama de evolução de ϵNd x tempo (Ga), b) Evolução $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ c) ϵSr (t) x ϵNd (t) d) $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204} \times \text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ – GC.....	156
Figura 7.25 – Distribuição das idades obtidas em titanitas no CGCP e CGTC.....	160
Figura 7.26 – Análise isotópica conjunta dos litotipos graníticos estudados.....	162

ÍNDICE DAS TABELAS

Tabela 4.1 – Dados geocronológicos e isotópicos do CGCP.....	41
Tabela 4.2 – Dados geocronológicos e isotópicos do CGTC.....	43
Tabela 7.1 – Relação das amostras e metodologias utilizadas.....	115
Tabela 7.2 – Dados analíticos referentes à sistemática U-Pb (zircão e titanita).....	117
Tabela 7.3 - Dados analíticos em biotita e anfibólio da sistemática K-Ar no CGCP.....	121
Tabela 7.4 - Dados analíticos da sistemática Sm-Nd para o CGCP.....	124
Tabela 7.5 - Dados analíticos da sistemática Rb-Sr para o CGCP.....	127
Tabela 7.6 - Dados analíticos da sistemática Pb-Pb (CGCP).....	128
Tabela 7.7 – Dados analíticos referentes à sistemática U-Pb (zircão e titanita).....	131
Tabela 7.8 - Dados analíticos em anfibólio da sistemática K-Ar na USS-CGTC.....	137
Tabela 7.9 - Dados analíticos em biotita da sistemática K-Ar na FAT, UCN-CGTC.....	141
Tabela 7.10 - Dados analíticos da sistemática Sm-Nd para o CGTC.....	145
Tabela 7.11 - Dados analíticos da sistemática Rb-Sr para o CGTC.....	148
Tabela 7.12 - Dados analíticos da sistemática Pb-Pb (CGTC).....	149
Tabela 7.13 - Dados analíticos referentes à sistemática U-Pb (zircão e titanita).....	152
Tabela 7.14 - Dados analíticos em biotita da sistemática K-Ar no Granito Cerne.....	152
Tabela 7.15 - Dados analíticos da sistemática Sm-Nd para o Granito Cerne.....	157
Tabela 7.16 - Dados analíticos da sistemática Rb-Sr para o Granito Cerne.....	157
Tabela 7.17 – Dados analíticos da sistemática Pb-Pb para o Granito Cerne.....	157
Tabela 7.18 – Dados geocronológicos em minerais do CGCP, CGTC, GC e GMG.....	159
Tabela 7.19 – Dados isotópicos Nd e Sr (RT) do CGCP, CGTC e GC.....	161
Tabela 8.1 – Características Litogeoquímicas - CGCP, CGTC, GC e GMG.....	167
Tabela 8.2 – Dados Geocronológicos e Isotópicos – CGCP, CGTC, GC e GMG.....	168

ÍNDICE DAS PRANCHAS FOTOGRÁFICAS

PRANCHA 1	52
Foto 1 – Biotita monzogranito (UPS). HP-21.	
Foto 2 - Fotomicrografia, aspecto textural geral. HP-21.	
Foto 3 – Fotomicrografia. Afloramento HP-17 (UPS).	
PRANCHA 2	54
Foto 1 – Quartzito Serra das Pedras. Estrada do Cerne. HP-18.	
Foto 2 – Fotomicrografia Quartzito Serra das Pedras. HP-18.	
Foto 3 – Fotomicrografia Quartzito Serra das Pedras. HP-18.	
PRANCHA 3	57
Foto 1 – Afloramento de Monzogranito (USR) com enclave. HP-01.	
Foto 2 – Biotita monzogranito (USR). HP-01.	
Foto 3 – Biotita monzogranito (USR). HP-29.	
Foto 4 – Fotomicrografia. Aspecto textural monzogranito. HP-01.	
PRANCHA 4	58
Foto 1 – Fotomicrografia. Biotita-monzogranito deformado (USR). HP-29a.	
Foto 2 – Fotomicrografia. Biotita-monzogranito deformado (USR). HP-29a.	
Foto 3 – Fotomicrografia. Biotita-monzogranito deformado (USR). HP-29a.	
Foto 4 – Fotomicrografia. Biotita-monzogranito deformado (USR). HP-29a.	
PRANCHA 5	61
Foto 1 – Fotomicrografia. Unidade Itaiacoca. HP-37 – Abapã.	
Foto 2 – Anfibólio- biotita-monzogranito (URB). HP-02.	
Foto 3 – Fotomicrografia. Monzogranito (URB). HP-02.	
Foto 4 – Fotomicrografia Monzogranito (URB). HP-36.	
PRANCHA 6	65
Foto 1 – Tonalito (UPN). HP-06, Estrada da Paina.	
Foto 2 – Fotomicrografia. Tonalito (UPN). HP-06.	
Foto 3 – Fotomicrografia Tonalito (UPN), aspecto geral. HP-06.	
PRANCHA 7	68
Foto 1 – Monzogranito (UAR). HP-73, cidade de Cerro Azul.	
Foto 2 – Hornblenda-biotita granodiorito porfiróide (UAR). HP-73.	
Foto 3 – Monzogranito (UAR) com xenólitos da Unidade Água Clara. HP-52.	
Foto 4 – Hornblenda-biotita monzogranito (UAR). HP-83a.	

PRANCHA 8	69
Foto 1 – Fotomicrografia Monzogranito (UAR). Textura porfiróide. HP- 73.	
Foto 2 – Fotomicrografia. Monzogranito (UAR), aspecto geral. HP-88.	
Foto 3 – Fotomicrografia Monzogranito (UAR). HP-73.	
PRANCHA 9	71
Foto 1 – Contato entre granodiorito (UAR) e rocha monzonítica (HP-77).	
Foto 2 - Detalhe do contato de granodiorito porfiróide (UAR) e monzonito. HP-77.	
Foto 3 – Detalhe da Foto 1. HP-77.	
PRANCHA 10	73
Foto 1 – Monzogranito protomilonítico (UAR). HP-86.	
Foto 2 – Faixa milonítica - monzogranito protomilonítico (UAR). HP-86.	
Foto 3 – Monzogranito protomilonítico (UAR). HP-87.	
Foto 4 – Fotomicrografia. Monzogranito deformado (UAR). HP-86.	
PRANCHA 11	75
Foto1 – Granodiorito protomilonítico (UAR). HP-07, Rio Morcego.	
Foto 2 – Fotomicrografia Granodiorito deformado (UAR). HP-07, Rio Morcego.	
Foto 3 – Fotomicrografia. Granodiorito protomilonítico (UAR). HP-07, Rio Morcego.	
Foto 4 – Fotomicrografia Granodiorito protomilonítico (UAR). HP-07, Rio Morcego.	
PRANCHA 12	77
Foto 1 – Anfibólio-biotita monzogranito deformado (UAR). HP-53.	
Foto 2 – Fotomicrografia. Monzogranito deformado (UAR). HP-53.	
Foto 3 – Fotomicrografia. Monzogranito deformado (UAR). HP-53.	
PRANCHA 13	80
Foto 1 – Quartzo-monzonito porfiróide (USS). HP-45.	
Foto 2 – Quartzo-monzonito (USS). Foliação magmática. HP-43.	
Foto 3 – Quartzo-monzonito porfiróide típico (USS). HP-44.	
Foto 4 – Quartzo-monzonito (USS). Detalhe enclave máfico. HP-43.	
PRANCHA 14	81
Foto 1 – Fotomicrografia Quartzo-monzonito (USS). HP-44.	
Foto 2 – Fotomicrografia. Quartzo-monzonito (USS). HP-04.	
Foto 3 – Fotomicrografia. Quartzo-monzonito (USS). HP-44.	
PRANCHA 15	83
Foto 1 – Monzogranito - Fácies Arroio Taquaral (UCN). HP-68.	
Foto 2 – Anfibólio-biotita-monzogranito - FAT (UCN). HP-68.	
Foto 3 – Fotomicrografia. Monzogranito FAT (UCN). HP-66.	

Foto 4 – Fotomicrografia. Monzogranito FAT (UCN). HP-68.

PRANCHA 16..... 86

Foto 1 – Enclave máfico microgranítico - FAT (UCN). HP-72.

Foto 2 - Contato sienogranito FAT (UCN) e enclave. HP-72.

Foto 3 – Fotomicrografia. Enclave - FAT (UCN). HP-72.

PRANCHA 17..... 88

Foto 1 – Monzogranito - FVB (UCN). HP-56.

Foto 2 – Anfibólio-biotita-monzogranito - FVB (UCN). HP-54.

Foto 3 – Anfibólio-biotita monzogranito - FVB (UCN). HP-56.

Foto 4 – Fotomicrografia. Monzogranito FVB (UCN). HP-56.

PRANCHA 18..... 90

Foto 1 – Hornblenda-biotita sienogranito - GC. HP-58.

Foto 2 – Fotomicrografia - GC. HP-58.

Foto 3 – Fotomicrografia – GC. HP-58.

PRANCHA 19..... 93

Foto 1 – Monzogranito - GMG. HP-41. Região de Boi Perdido.

Foto 2 – Biotita-monzogranito porfiróide - GMG. HP-41.

Foto 3 – Fotomicrografia. Monzogranito - GMG. HP-41.

ÍNDICE DE FOTOGRAFIAS – CAPÍTULO 7

Foto 7.1 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-21 (CGCP-UPS)..... 118

Foto 7.2 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-01 (CGCP-USR)..... 120

Foto 7.3 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-02 (CGCP-URB)..... 122

Foto 7.4 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-06 (UPN-CGTC)..... 130

Foto 7.5 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-07 (UAR-CGTC)..... 133

Foto 7.6 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-44 (USS-CGTC)..... 136

Foto 7.7 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-04 (USS-CGTC)..... 136

Foto 7.8 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-68 (UCN, FAT - CGTC)..... 140

Foto 7.9 – Fotomicrografias de zircões e titanitas HP-56 (UCN, FVB - CGTC)..... 140

Foto 7.10 – Fotomicrografia de zircões. a)GC b) GMG..... 153

AGRADECIMENTOS

Ao longo desses anos dedicados a elaboração deste trabalho, convivi com pessoas que em muito contribuíram para meu crescimento científico. O apoio e incentivo de todos foram imprescindíveis, por isso gostaria de agradecer-los, especialmente:

Ao amigo Miguel Angelo Stipp Basei, que principalmente acreditou na minha capacidade profissional, desempenhando a função de orientador com muito profissionalismo e paciência. Estendo este agradecimento especial ao amigo Oswaldo Siga Jr., pelas inúmeras sugestões e pelo incentivo para a conclusão deste trabalho. A estes dois colegas, agradeço profundamente o apoio e a amizade durante estes anos de pós-graduação.

À Cláudia Regina Passarelli, minha definição de vida. Preta, você é algo assim, é tudo pra mim, é como eu sonhava. Jamais teria conseguido sem o seu apoio, incentivo e amor.

Ao colega e irmão mais velho Ossama Mohamed Harara (Turcão, the Raksat). Você procurou me ensinar que a geologia vai além de números e não me faça pegar nojo.

Durante os trabalhos de campo, agradeço o apoio, atenção e paciência recebidos pela turma de mapeamento de 1997 (USP), Miguel A. S. Basei, Oswaldo Siga Jr., Gilson Burigo Guimarães e Heloísa (do Richard).

Aos velhos amigos Gilberto Kaulfuss, Werner Weber, Gilson, Agrô, Irena, Mauro, Marcelão, Glorinha, Veridiana, Xhó, Rosa Bello, Picanço que pelos corredores da Geo sempre me incentivaram na conclusão deste trabalho.

Durante os trabalhos realizados no CPGeo, gostaria de agradecer, Walter M. Sprösser (apesar de São Paulino, é um grande amigo), Artur T. Onoe, Ivone K. Sonoki, Helen M. Sonoki, Key Sato, Solange Lucena de Souza, Liliane Petronilho, Patrícia Lima, Vasco Antônio Silva e Izabel Ruiz e Daniel Rapozo.

Na confecção de figuras e mapas, agradeço profundamente ao amigo Gilberto Kaulfuss e Reynaldo Peña Castellon, por todo trabalho. Este agradecimento

igualmente se estende à Ivone K. Sonoki, pelo esclarecimento de inúmeras dúvidas no setor de informática.

No decorrer do trabalho, inúmeras discussões e sugestões, foram de grande importância para maior compreensão da geologia da área. Tenho imensa gratidão por Miguel A. S. Basei, Oswaldo Siga Jr., Mário da Costa Campos Neto, Marly Babynski, Valdecir Janasi, Wilson Teixeira, Colombo Tassinari, Ginaldo Campanha. Em especial ao Prof. Benjamim Bley de Brito Neves pelo interesse demonstrado desde o meu primeiro dia de Pós-Graduação.

Gratidão especial é endereçada ao Prof. José Manoel dos Reis Neto (Hot) e ao colega Gilson Burigo Guimarães, pelas sugestões e discussões 'complexas' sobre os Complexos Cunhaporanga e Três Córregos.

Às secretárias Ana Paula e Magali (Pós-Graduação), Nícia M. B. Zalaf e Sônia G.C. Vieira (GMG) e ao secretário Tadeu, meus sinceros agradecimentos pela atenção e paciência.

Às instituições CAPES e FAPESP, pelo apoio financeiro e a credibilidade no incentivo à Geociências no país.

O muito obrigado à minha segunda família, D. Mirna, Yara (Tatinha) e Preta. Ao Seu João que me ensinou a apreciar a boa música brasileira, meus agradecimentos por ter conhecido um grande homem.

Finalmente gostaria de agradecer a minha segunda Mãe Dorvalina, a minha amada cunhada Rosaly, aos meus amados irmãos Fernando, Sérgio e especialmente ao meu irmão Lica, que me ensinou a olhar a natureza. Aos meus amados sobrinhos Guilherme, Gustavo e Bruno e a minha amada Mãe (Elizete), isto tudo é para você. Pessoal, nós sabemos que o Velho Hécio está em paz.

RESUMO

O Pré-Cambriano da porção N-NE paranaense é constituído por um conjunto de unidades metavulcano-sedimentares deformado e metamorfoisado no fácies xisto verde-anfibolito, afetado por granitóides com idades, composições e tamanhos distintos, dentre os quais se destacam os Complexos Graníticos Cunhaporanga (CGCP) e Três Córregos (CGTC).

O presente trabalho tem como objetivo principal a análise geocronológica U-Pb (zircão e titanita) dos principais litotipos graníticos destes complexos. Foram também realizadas análises petrográficas, litogeoquímicas e isotópicas (Nd, Sr e Pb), com intuito de melhor caracterizar os aspectos relacionados à evolução crustal destes granitóides. Corpos menores representados pelos Granitos Cerne (GC) e Morro Grande (GMG) complementam este estudo.

O CGCP está representado pelas seguintes unidades graníticas: Piraí do Sul (592 Ma), biotita monzogranitos; Santa Rita (588 Ma), biotita monzogranitos porfiróides e Ribeirão do Butiá (592 Ma), anfibólio-biotita monzogranitos porfiróides. No CGTC ocorrem termos tonalíticos a monzograníticos representados pelas unidades graníticas Paina (636 Ma), tonalitos fracamente deformados; Arrieiros (633 Ma), granodioritos a monzogranitos porfiróides; São Sebastião (604 Ma), quartzo-monzonitos porfiróides e, Conceição (560 Ma, idade mínima), constituída por monzogranitos. O GC (569 Ma) é representado por sienogranitos, e a porção investigada do GMG (564 Ma) por monzogranitos a sienogranitos, porfiróides.

Geoquimicamente os litotipos investigados do CGCP e CGTC são classificados como do tipo I, com forte tendência cálcio-alcálica. O CGCP caracteriza-se por rochas cálcio-alcálicas de alto K, metaluminosas a fracamente peraluminosas, e o CGTC por granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto K, predominantemente metaluminosos.

As idades modelo Nd(_{DM}) entre 1.7 a 2.1 Ga para o CGCP e 2.2 a 2.4 Ga para o CGTC, sugerem o envolvimento de fontes distintas na geração desses Complexos, interpretação essa corroborada pelos dados isotópicos de Pb. Adicionalmente, a herança crustal presente em todo magmatismo estudado é também evidenciada pelo comportamento dos zircões, pelos valores altamente negativos de ϵ_{Nd} , e pelas altas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

É sugerido que as diferenças geoquímico-isotópicas, bem como as idades mais jovens observadas no CGCP, tenham sido produzidas pela migração rumo W do arco magmático Cunhaporanga-Três Córregos. Tal comportamento seria a resposta ao mergulho contínuo de uma placa oceânica subductante para W em direção ao Bloco Paranapanema, por sob uma crosta continental paleoproterozóica.

Ainda no contexto evolutivo, um outro evento termal é sugerido pelos dados U-Pb em titanitas ao redor de 560 Ma, podendo corresponder a fase colisional entre os Blocos Curitiba e Paranapanema. O processo magmático terminaria com a instalação da Bacia pós-orogênica de Castro.

ABSTRACT

The Precambrian terranes of the N-NE Paraná State are composed of deformed metavolcanosedimentary units metamorphosed at greenschist to amphibolite facies, affected by granitoids with different ages, compositions and sizes, where the Cunhaporanga (CPGC) and Três Córregos (TCGC) granitic complexes predominates.

The aim of the present work is the geochronological and petrological study of these complexes. They were also accomplished petrographic, litogeochemical and isotopic (Nd, Sr and Pb) analyses, to characterize the crustal evolution of these granitoids. Smaller bodies represented by the Cerne (CG) and Morro Grande (MGG) granites complement this study.

CPGC is composed by the following granitic units: Piraí do Sul (592 Ma), biotite monzogranites; Santa Rita (588 Ma), porphyroid biotite-monzogranites and Ribeirão do Butiá (592 Ma), porphyroid amphibole-biotite monzogranites. In GCTC tonalitic and monzogranitic terms predominate, composed by the granitic units Paina (636 Ma), deformed tonalites; Arrieiros (633 Ma), porphyroid granodiorites to monzogranites; São Sebastião (604 Ma), porphyroid quartz-monzonites and, Conceição (560 Ma, minimum age), composed by monzogranites. CG (569 Ma) is represented by sienogranites, and the investigated portion of MGG (564 Ma) for porphyroid monzogranites to sienogranites.

The investigated rocks of CPGC and TCGC are classified as I type, with strong calc-alkaline affinity. CPGC is characterized by calc-alkaline rocks of high K, metaluminous to weakly peraluminous, and TCGC for metaluminous calc-alkaline granitoids of medium to high K.

The model Nd (ϵ_{DM}) ages ranging from 1.7 to 2.1 Ga for CPGC and 2.2 to 2.4 Ga for TCGC, suggest the involvement of different sources in the generation of those Complexes, interpretation that fully corroborated by the Pb isotopic data. In addition, the crustal inheritance observed in the magmatism studied is also evidenced by the zircon behavior, the highly negative values of ϵ_{Nd} , and for the high Sr^{87}/Sr^{86} .

It is suggested that the geochemical-isotopic differences, as well as the youngest ages observed in CPGC, have been produced by the western migration of the Cunhaporanga-Três Córregos magmatic arc. Such behavior would be a consequence of a subducting oceanic plate dipping toward west under a paleoproterozoic continental crust, in direction to the Paranapanema Block.

Another thermal event, around 560 Ma, is suggested by the U-Pb data (titanites) probably associated with the collision between the Curitiba and Paranapanema Blocks. The magmatic evolution finished with the post-orogenic Castro volcanosedimentary basin.

1. INTRODUÇÃO

1.1 - APRESENTAÇÃO

As rochas graníticas constituem um dos principais litotipos da crosta continental. Guardam importantes informações relativas à natureza e à história de suas fontes envolvidas, caracterizando ambientes tectônicos próprios. Por essas razões, as rochas graníticas têm sido, desde o século passado até os tempos atuais, objeto de inúmeras pesquisas geológicas. Os estudos isotópicos em rochas graníticas, permitem resgatar essas heranças, constituindo-se em importante fonte de dados que, quando corretamente interpretados, auxiliam no entendimento da evolução de áreas geologicamente complexas.

O Pré-Cambriano paranaense apresenta uma evolução policíclica resultante da superposição de uma série de eventos tectono-metamórficos. Esses eventos foram responsáveis pela geração de dois grandes batólitos graníticos: Cunhaporanga e Três Córregos que, por apresentarem uma composição heterogênea, foram elevados a *status* de Complexos. O objeto de estudo do presente trabalho, tem como enfoque principal a análise geocronológica e isotópica desses batólitos.

1.2 - LOCALIZAÇÃO E VIAS DE ACESSO À ÁREA DE ESTUDO

A área de estudo situa-se na porção sudeste do Estado do Paraná, limitada por um polígono com vértices dados pelas coordenadas em UTM 600/7290; 630/7270; 630/7270; 690/7270; 690/7220; 670/7220; 630/7190; 600/7230, englobando parte das folhas topográficas SG-22XA, SG-22XC, SG-22XD e SG-22XB, na escala 1:250.000 (IBGE, 1976). Cobre uma área aproximada de 6800 Km² que abrange as cidades de Piraí do Sul, Castro, Socavão e Abapã (setor NW); Itaiacoca (setor SW); Rio Branco do Sul (setor SE); e Cerro Azul (setor NE).

Os acessos, partindo-se de Curitiba-PR, são feitos principalmente pelas Rodovias Estaduais PR-090 (Estrada do Cerne), principal acesso aos setores NW e SW e pela PR-092 (Rodovia dos Minérios), principal acesso aos setores SE e NE (Figura 1.1).

Figura 1.1 - Mapa de localização e vias de acesso à área de estudo.

1.3 - OBJETIVOS E JUSTIFICATIVAS

A presente Dissertação tem por finalidade principal contribuir para o melhor conhecimento geocronológico e isotópico dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, e secundariamente, de corpos menores como os Granitos Cerne e Morro Grande. A proposta deste estudo é, na realidade, uma tentativa de determinar, com precisão, a idade dos granitóides intrusivos nas sequências supracrustais (Faixa de Dobramentos Apiaí), procurando analisar isotopicamente as fácies mais antigas e as mais tardias, para uma melhor caracterização da história de colocação desses corpos. Apesar da grande área de exposição (ca. 4500 Km²) e da

importância no contexto tectônico do sudeste brasileiro, poucos estudos geocronológicos foram realizados em ambos os complexos graníticos.

Além das determinações geocronológicas, foram realizadas análises petrográficas, litogeoquímicas (elementos maiores e terras raras) e de parâmetros isotópicos (ϵNd , $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$, Pb/Pb) com intuito de melhor caracterizar aspectos relacionados à evolução crustal desses granitóides.

Unidades da Faixa Apiaí e grande parte das rochas graníticas, objeto deste trabalho, são cortadas transversalmente (NW-SE) pela Estrada do Cerne, motivo pelo qual foi realizado um perfil geológico de mais detalhe ao longo deste percurso. É importante salientar que o presente estudo não teve por objetivo efetuar mapeamentos geológicos, limitando-se à apresentação de uma síntese geológica na escala 1:250.000 com base em mapeamentos já disponíveis.

1.4 - METODOLOGIA

Com o intuito de se alcançar satisfatoriamente os objetivos pretendidos neste trabalho foram realizadas as seguintes etapas listadas abaixo:

a) Levantamento Bibliográfico

Existem inúmeros dados disseminados em periódicos, dissertações, teses, e outras publicações. Nesse sentido foi realizada uma revisão bibliográfica com intuito de integrar os principais dados geocronológicos existentes.

b) Trabalhos de campo

Compreendeu a realização de perfis ao longo das estradas que cortam transversalmente os corpos graníticos na região. A ênfase durante as etapas de campo foi a coleta das rochas graníticas e quando possível a observação das relações de contato entre as rochas graníticas e as supra-crustais adjacentes.

c) Petrografia

Foram confeccionadas 50 lâminas delgadas para estudo petrográfico. Este envolveu o reconhecimento mineralógico, textural e estrutural dos principais tipos de rochas. As rochas supra-crustais próximas aos corpos graníticos foram analisadas petrograficamente afim de se verificar a presença de metamorfismo de contato. Tais estudos foram fundamentais e precederam

às análises químicas e isotópicas. Inúmeras rochas coletadas na área de estudo classificadas em função de uma análise modal (Strekeisen, 1976). Na determinação da moda de litotipos com granulometria grossa (35 amostras), foram confeccionadas 'fatias' de rochas com áreas de 100 cm² ou 200 cm², e cerca de 1 cm de espessura. Estas foram submetidas à tintura de Cobaltonitrito de Sódio, permitindo uma distinção colorimétrica entre o feldspato potássico, o plagioclásio e o quartzo, facilitando as análises modais.

Pela substância Cobaltonitrito de Sódio ser difícil de ser encontrada e possuir custo elevado, optou-se em preparar o composto com uma solução de Nitrito de Sódio e Nitrato de Cobalto afim de se obter a tintura de Cobaltonitrito de Sódio. Essa metodologia viabiliza economicamente a técnica de colorimetria e pode ser facilmente reproduzida. O procedimento e materiais utilizados descritos a seguir é uma compilação da técnica realizada por Sartori (1978) e adaptada às fatias de rocha por Passarelli (1996):

- Primeira etapa – preparação do composto Cobaltonitrito de Sódio

- 1) Dissolver 36 gramas de Nitrito de Sódio numa quantidade de água destilada até perfazer 100 ml;
- 2) Dissolver 10 gramas de Nitrato de Cobalto em 10 ml de ácido acético, acrescentando água destilada até completar 100 ml;
- 3) Juntar as duas soluções, agitando com um bastão de vidro, para a obtenção de 200 ml de uma solução de Cobaltonitrito de Sódio. Essa quantidade é suficiente para 50 fatias de rocha;

- Segunda etapa – coloração das fatias de rocha

- 1) Após a confecção das fatias de rocha, mergulhar as fatias dentro de uma bandeja plástica, contendo ácido fluorídrico (HF) concentrado por aproximadamente 50s. Não recomenda-se emergir a fatia inteira, mas somente a superfície a ser colorida. Essa etapa deve ser feita em capela de exaustão;
- 2) Lavar a fatia de rocha em água corrente e esperar secar. Quando a fatia estiver completamente seca, despejar a solução de Cobaltonitrito de sódio em uma outra bandeja plástica e emergir a fatia na solução durante 50s;
- 3) Lavar a fatia em água corrente com pouca vazão para retirar o excesso. Deixar secar e recomenda-se aplicar *spray* acrílico ou verniz na fatia para não se perder a coloração obtida. O feldspato potássico adquire uma coloração amarela, o plagioclásio uma cor esbranquiçada e o quartzo mantém-se transparente.

Esse procedimento deve ser efetuado em tempo inferior a 4 horas, tendo em vista que, a solução de Cobaltonitrito de sódio, após esse período, apresenta reação incompleta. A

contagem modal é efetuada com uma malha transparente, cujo tamanho depende da granulometria da rocha.

d) Análises químicas

Foi selecionado um conjunto de rochas graníticas representativas dos Complexos Graníticos Cunhaporanga (9 amostras), Três Córregos (16 amostras) e Granitos Cerne (1 amostra) e Morro Grande (1 amostra), para análises em rocha total de elementos maiores, traços, e Terras Raras (Apêndices 1 e 2). Estas análises foram realizadas em laboratório do Canadá (Activation Laboratories Ltda). As amostras selecionadas passaram por um processo de britagem, quarteamento e moagem em moinho de ágata. Para tratamento dos dados obtidos e confecção de diagramas litogeoquímicos, utilizou-se o programa MINPET for Windows, versão 2.02. A combinação dos resultados obtidos pelas análises geoquímicas e isotópicas, constituiu uma ferramenta essencial na caracterização do contexto gerador do magmatismo em questão.

e) Datações radiométricas

Este trabalho teve como ênfase a geocronologia, abrangendo idades radiométricas e geoquímica isotópica. A combinação das diferentes sistemáticas isotópicas atualmente disponíveis nos laboratórios do Centro de Pesquisas Geocronológicas (CPGeo) da Universidade de São Paulo (USP) permitiu utilizar as técnicas U-Pb, K-Ar, Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb em minerais e rocha total, com o intuito de melhor compreender a história evolutiva do magmatismo granítico da porção sudeste paranaense. Os métodos utilizados e seus potenciais interpretativos encontram-se listados a seguir.

♦ **U-Pb** – Estabelecer com precisão as épocas de cristalização dos zircões das rochas analisadas e, por conseguinte, a idade de formação desses corpos. Esse método foi adicionalmente aplicado em titanitas. Neste caso, representa a época de cristalização deste mineral, que tem o sistema U-Pb fechado para temperaturas da ordem de 500°C, indicando portanto, épocas relacionadas ao resfriamento desses corpos a isothermas superiores a esse valor.

♦ **Rb-Sr** – Estabelecer, quando interpretado através de diagramas isocrônicos, épocas de formação desses maciços, que normalmente têm esse sistema isotópico fechado em idades pouco inferiores às obtidas através do método U-Pb (zircões). A relação inicial ($\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$), isocrônica, pode ser utilizada como traçador petrogenético, diferenciando fontes crustais de fontes mantélicas ou de crosta inferior.

♦ **Sm-Nd** – Permite o cálculo de idades denominadas modelo, interpretadas como da época em que os precursores crustais (protólitos) se diferenciaram do manto superior. O parâmetro ϵ_{Nd} permite a caracterização quanto a residência crustal dessas rochas.

♦ **Pb-Pb** – De um modo geral o padrão Pb^{207}/Pb^{206} em rocha total, obtido em conjuntos cogenéticos tem valor interpretativo relativo à formação de rochas graníticas ou assemelhadas. O parâmetro μ_1 (U^{238}/Pb^{204}) constitui importante parâmetro petrogenético, indicando fontes mantélicas, crosta inferior ou crosta superior.

♦ **K-Ar** – Informação sobre o padrão de resfriamento dos maciços estudados, indicando, com precisão, isothermas superiores a 500°C (anfíbólio) e 250-300°C (micas).

f) Confecção de mapa geológico

O mapa geológico apresentado (Apêndice – 3) foi elaborado na escala 1:250.000 a partir de uma integração de mapas geológicos pré-existentis (Biondi *et al.*, 1983, Campanha *et al.* 1988 e Reis Neto, 1994, escala 1:250.000; CPRM, 1977; Fiori, 1990 e Silva *et al.* 1998a, b, escala 1:100.000 e Prazeres Filho *et al.* 1998, escala 1:50.000). Foram também utilizadas imagens de radar (RADAM, 1974 escala 1:250.000) e satélite (LANDSAT, MSS 7, 1981, escala 1:500.000) que auxiliaram a identificação de estruturas regionais e delimitação, dos corpos graníticos.

g) Confecção do Volume

Para a confecção do mapa geológico, figuras, diagramas geoquímicos e geocronológicos foram utilizados os programas Autocad versão 14, Corel Draw versão 7.0, MinPet versão 2.02, Excell e Isoplot (Ludwing, 1999 versão 1.0). O texto foi escrito no programa Word for Windows, versão 7.0.

2. SISTEMÁTICA GEOCRONOLÓGICA E ISOTÓPICA ADOTADA

A geoquímica isotópica possibilita, além do cálculo de idades, a obtenção de importantes informações petrogenéticas, que possibilitam traçar a história evolutiva de terrenos geologicamente complexos. No caso de rochas graníticas, pode-se obter informações relativas à idade de seus precursores, possíveis fontes desses materiais, bem como dados relativos ao resfriamento e conseqüente colocação desses corpos. Essas informações quando reunidas, auxiliam o pesquisador a compreender a evolução de uma área estudada. A Figura 2.1 mostra um resumo dos vários métodos geocronológicos e isotópicos que são comumente aplicados à interpretação da evolução das rochas graníticas.

Figura 2.1 – Gráfico hipotético P-T para um granito e seu respectivo protólito. O aumento da pressão e temperatura do protólito causa fusão em M, acima da curva do *solidus* (curva L); o fundido migra e cristaliza-se em C; cristalizado o granito é tectonicamente exposto e resfriado na superfície S (Mod. Harris, 1996).

As seguintes premissas devem ser obedecidas para que os resultados obtidos por qualquer uma das sistemáticas, descritas a seguir, sejam válidos:

- não pode ter havido perdas ou ganho de núclídeos pais e filhos a não ser através de processos de decaimento radioativo espontâneo do núclídeo pai;
- a meia vida do núclídeo pai tem que ser conhecida com exatidão;
- a quantidade original do produto final tem que ser perfeitamente conhecida ou calculada, isto é, todo o sistema deve possuir a mesma razão inicial; e
- a formação do mineral ou rocha tem que ser processada num intervalo de tempo que seja considerado pequeno quando comparado com sua idade real.

Os principais aspectos teóricos dos métodos geocronológicos e isotópicos utilizados neste trabalho serão descritos a seguir. Serão discutidos ainda os procedimentos laboratoriais utilizados para obtenção dos resultados obtidos neste trabalho.

2.1 – MÉTODO URÂNIO (U) – CHUMBO (Pb)

A ocorrência de minerais detentores do elemento urânio em grande parte das rochas de composição ácida, intermediária e por vezes básica, permite que o sistema geocronológico U-Pb seja amplamente reconhecido como um dos métodos de datação mais preciso e eficaz para obtenção das idades de cristalização de rochas ígneas e também na identificação cronológica de uma série de eventos geológicos superpostos durante toda a história de uma região em estudo.

Em uma datação U-Pb, os zircões são os minerais preferidos, pois apresentam qualidades físicas e químicas que justificam o seu uso, tais como: resistência intempérica e estabilidade geocronológica, pois mesmo em condições metamórficas de alta intensidade, capazes de rehomogeneizar isotopicamente outros cronômetros radiométricos, os zircões podem preservar idades mais antigas; riqueza em urânio e incompatibilidade com o chumbo, sendo este quase todo radiogênico (Basei *et.al.*, 1995). Minerais como a titanita e monazita também são utilizados pelo método U-Pb em estudos geocronológicos, e os dados obtidos podem fornecer idades de eventos geológicos tardios à cristalização da rocha.

Independente do sistema mineral adotado, seja em zircões, titanitas ou monazitas, o método U-Pb baseia-se nas seguintes características:

O elemento U possui dois isótopos naturais, o U^{235} e U^{238} . Esses isótopos originam duas séries de desintegração, tendo como produto os isótopos radiogênicos estáveis de Pb^{207} e Pb^{206} respectivamente. Para os isótopos de U as meia-vidas e as constantes de desintegração são dadas por:

$$U^{235}: T_{1/2} = 0,7038 \times 10^9 \text{ anos} \quad \lambda(1) = 9.8485 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

$$U^{238}: T_{1/2} = 4.468 \times 10^9 \text{ anos} \quad \lambda(2) = 1.55125 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$$

No cálculo das idades radiométricas utiliza-se o seguinte procedimento:

$$Pb^{206} = U^{238} \times (e^{\lambda t} - 1) \qquad Pb^{207} = U^{235} \times (e^{\lambda t} - 1)$$

que resolvidas na equação abaixo, fornece o tempo t ou a idade radiométrica:

$$t = 1/\lambda \{ \ln[1 + (Pb^{206}/Pb^{204})_r - (Pb^{207}/Pb^{204})_o] / (U^{238}/Pb^{204}) \},$$

onde o Pb^{204} é o chumbo comum do material analisado, somado com o Pb presente no laboratório. Esse mesmo raciocínio é utilizado também para o par U^{235} - Pb^{207} . Verifica-se então, e quando comparado a outros métodos, que o sistema geocronológico U-Pb é o único a fornecer dois cronômetros radiométricos para um mesmo par de elementos obtidos de um único material. Além disso, a idade Pb^{207}/Pb^{206} também pode ser calculada.

Aos trabalhos de Ahrens (1955) e posteriormente de Wetherill (1956) deve-se o conceito de Curva Concórdia, que representa o lugar geométrico dos pontos com idades

concordantes, obtidos através dos dois cronômetros U^{238}/Pb^{206} e U^{235}/Pb^{207} e, por conseguinte, também do par Pb^{207}/Pb^{206} . Caso o sistema U-Pb tenha permanecido fechado, os dados analíticos devem estar situados sobre essa curva. Normalmente os dados obtidos não encontram-se sobre a curva Concórdia, portanto as três idades deixam de ser iguais.

A reta que contém os diferentes pontos discordantes, recebe o nome de Discórdia, e sua intersecção com a curva Concórdia (intercepto superior) é interpretada, como a idade de um evento geológico (cristalização da rocha, metamorfismo, etc...). A idade definida pelo intercepto superior será mais confiável quanto mais concordante forem as análises (Figura 2.2). Para o intercepto inferior da curva Concórdia existem interpretações que o relacionam a uma perda contínua de Pb (sem significado geológico) ou a uma perda episódica de Pb, associada a um evento tectônico (com significado geológico).

Figura 2.2 - Diagrama Concórdia com pontos analíticos posicionando-se segundo a reta Discórdia. Quanto mais afastado da curva maior será o grau de discordância do material analisado (Mod. Basei et. al. 1995).

Entretanto, a difusão contínua de Pb pode estar associada, muitas vezes, a processos de metamictização que refletem instabilidades na rede cristalina dos zircões. Neste caso, o intercepto inferior só terá significado geológico se suportado por uma outra evidência geológica confirmada por outra metodologia (Dickins, 1995). Em determinados casos, a discordância dos zircões devido a perda de Pb pode indicar idades dos interceptos superior e inferior sem significado geológico (Figura 2.3).

Figura 2.3 – Os zircões primários perdem Pb por difusão. Caso algum evento termal afete esses zircões ($t=0$ Ma), eles perderão mais Pb durante esse evento em que os cristais recrystalizam. Isso pode resultar numa regressão dos zircões devido a perda parcial de Pb definindo idades do intercepto superior e inferior sem significado geológico (Mod. Geabuer & Grunenfelder, 1979 *apud* Mezger & Krogstad, 1997).

Outro aspecto muito comum da análise U-Pb em zircões está relacionado a herança. Os zircões, ou muitas vezes seus núcleos, preservam a memória isotópica de rochas pretéritas, mesmo em condições de alto grau metamórfico. Essa característica pode ser uma limitação do método quando o estudo está voltado ao estabelecimento da idade de cristalização de uma rocha. Muitas rochas graníticas podem possuir zircões neoformados com um núcleo antigo (preservando as características isotópicas pretéritas). Ao analisar esses cristais, os pontos analíticos se distribuem ao longo de uma discordância, cujo intercepto superior com a Curva Concórdia indicará a época de cristalização primária (do protólito), e o inferior a idade de recrystalização do zircão (Figura 2.4). Essa interpretação é simplista e o pesquisador deve ter em mente o problema da metamictização (perda de chumbo) que pode ocorrer nos estágios de evolução do zircão, levando-o a conclusões erradas. Nesses casos é imprescindível a utilização de outras técnicas que envolvem o sistema U-Pb, bem como outras metodologias (Muir *et. al.* 1994; Dickin, 1995; Roddick & Bevier, 1995).

Figura 2.4 – Exemplo de zircões herdados de granitóide Neoproterozóico em diagrama Concórdia. O intercepto inferior indica a idade de cristalização dos zircões neoformados e o superior a provável idade do protólito.

Titanitas e monazitas são sistemas que freqüentemente resultam em idades concordantes (pontos analíticos sobre a curva Concórdia). As idades obtidas podem ser as mesmas ou mais jovens em relação às dos zircões. No segundo caso, os dados podem indicar a idade de eventos geológicos superpostos em áreas policíclicas, desde que estes tenham atingido temperaturas entre 550 a 750°C (Basei *et al.* 1995; Viana *et al.*, 1995; Machado *et al.* 1996; Pidgeon *et al.*, 1996; Zhang & Schärer, 1996).

A metodologia U-Pb é uma técnica em constante aprimoramento. Até pouco tempo atrás o Laboratório U-Pb do CPGeo-USP, contava com análises em zircões utilizando-se o traçador isotópico (*spike*-Pb²⁰⁸). Atualmente a utilização do *spike*-Pb²⁰⁵ representou um refinamento da qualidade dos dados obtidos. As análises U-Pb em zircões e titanitas apresentadas neste trabalho, configuram os dados pioneiros da nova metodologia.

2.2 – MÉTODO POTÁSSIO (K) – ARGÔNIO (Ar)

O elemento químico K possui três isótopos naturais: ³⁹K, ⁴⁰K e ⁴¹K. Desses apenas o ⁴⁰K é radioativo, logo o isótopo de interesse para a geocronologia.

O método baseia-se no decaimento do ⁴⁰K para o elemento estável ⁴⁰Ar. Na literatura é citado que somente 11,2% dos átomos de ⁴⁰K desintegram-se para ⁴⁰Ar, enquanto que os outros 88,8% desintegram-se para ⁴⁰Ca. Cada uma destas formas de decaimento possui sua própria constante de desintegração (λ), no valor de $0,581 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ para o sistema ⁴⁰K-⁴⁰Ar e $4,962 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$ para o sistema ⁴⁰K-⁴⁰Ca. A constante de desintegração total do ⁴⁰K será a soma das duas constantes (⁴⁰K-⁴⁰Ar e ⁴⁰K-⁴⁰Ca), ou seja $5,543 \times 10^{-10} \text{ ano}^{-1}$,

com meia vida igual a $1,250 \times 10^9$ anos. Dessa forma desenvolve-se dois métodos de datação, o K-Ar e K-Ca. Este último não está muito difundido e sua aplicação é restrita não cabendo aqui a sua explanação.

O crescimento do ^{40}Ar radiogênico com o tempo deve levar em consideração a fração de átomos de ^{40}K que se desintegram para ^{40}Ar , que é dada pela relação $(\lambda_e/\lambda)^{40\text{K}}$, onde λ_e é a constante de desintegração do ^{40}K para ^{40}Ar . Assim, a fórmula do crescimento radiogênico é dada por:

$$^{40}\text{Ar} = (\lambda_e/\lambda)^{40\text{K}} (e^{\lambda t} - 1),$$

onde t é a idade do mineral em análise.

As idades obtidas pelo método K-Ar só terão valor geológico se algumas condições forem respeitadas: a) certeza de que não houve fuga nem acréscimo do ^{40}Ar através de qualquer processo físico ou químico no mineral datado; b) o mineral datado deve permanecer, desde a sua formação, como um sistema químico fechado; c) a concentração do ^{40}Ar for determinada com precisão durante o procedimento laboratorial e com as devidas correções à contaminação.

O Argônio, por ser um gás nobre, fica preso mecanicamente no retículo cristalino, podendo se difundir quando há uma fusão, recristalização ou aquecimento do mineral. A temperatura de fechamento ou temperatura crítica (temperatura abaixo da qual ocorre a retenção completa do Argônio) dos minerais usados no método K-Ar varia entre 450-500°C para a hornblenda e 250 a 300°C para a biotita. Acima dessas temperaturas o Argônio encontra-se livre no retículo cristalino e se difunde (cronômetro K-Ar é zerado). Trata-se portanto de um cronômetro de grande importância na determinação de processos geológicos impostos sobre as rochas após sua cristalização. Os valores obtidos por essa metodologia são sempre mais jovens que idades de cristalização da rocha (Torquato & Kawashita, 1994a), podendo ser bastante próximas quando o resfriamento é rápido.

O método K-Ar, quando aplicado às rochas graníticas, além de determinar épocas relativas ao resfriamento dos corpos, é muito útil aos estudos voltados ao cálculo de taxas de soerguimento.

2.3 – MÉTODO SAMÁRIO (Sm) – NEODÍMIO (Nd)

O sistema isotópico Sm-Nd, utilizado na última década por muitos pesquisadores, constitui uma das ferramentas mais importantes no estudo relacionado à evolução crustal. Deve-se isso, o fato que o Sm e o Nd, se comportam praticamente como

elementos isoquímicos, sendo encontrados na grande totalidade das rochas, como os demais Elementos Terras Raras (ETR), residindo em seus constituintes mineralógicos, tais como feldspatos, micas, anfibólios, granadas, e em muitos minerais acessórios como as alanitas, titanitas, zircões, apatitas e fluoritas.

Adicionalmente, o sistema isotópico Sm-Nd dificilmente é perturbado por processos geológicos superpostos, devido a pouca mobilidade desses elementos em escala de rocha total (Faure, 1986; DePaolo, 1981). Por essas razões, diagramas isocrônicos (em rocha total e/ou mineral) $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144} \times \text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ são utilizados para obtenção da idade de formação das rochas.

O método de datação Sm-Nd está baseado no decaimento radioativo do ^{147}Sm , por desintegração alfa, para ^{143}Nd , estável que apresenta uma meia vida ($T_{1/2}$) de 106×10^9 anos, o que fornece uma constante de desintegração (λ) para ^{147}Sm de $6.54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1}$.

O fato da razão Sm/Nd modificar-se significativamente somente durante a diferenciação manto-crosta permite o cálculo de idades denominadas modelo (DePaolo, 1981; Faure, 1986 e Sato *et. al.* 1995). As idades modelo são interpretadas, como o tempo em que uma amostra tinha a mesma composição isotópica em relação à sua fonte, isto é, a idade de formação da crosta. A precisão dessas idades depende do modelo de evolução assumido para a área-fonte do manto (DM e CHUR). O primeiro modelo assume um reservatório mantélico empobrecido (DM) e o segundo um reservatório uniforme do tipo condrito (CHUR) como mostra a Figura 2.5.

Figura 2.5 - Modelos de evoluções isotópicas de Nd no manto condrito (TCHUR), no manto empobrecido (TDM) e na crosta. Dependendo do modelo assumido, as idades podem variar em até 600 Ma (De Paolo, 1988 *apud.* Sato *et. al.* 1995).

Para se obter uma idade modelo de Nd é necessário conhecer-se as razões $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ e $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ atuais da amostra e calcular a regressão até o intercepto com a curva de evolução isotópica do Nd em função do tempo geológico, estabelecida para um modelo de evolução do manto. Dependendo do modelo assumido, DM ou CHUR, idades modelos (T_{DM} ou T_{CHUR}) de uma mesma amostra podem variar em 600 Ma (Arndt & Goldstein, 1987; Figura 2.5). As idades modelos T_{DM} são as mais comumente usadas. Isso se justifica pelo fato do DM apresentar maiores razões Sm/Nd em relação ao CHUR (Rollinson, 1993).

Alguns autores citam que as idades modelos devem ser utilizadas com ressalvas, pois quando não interpretadas cuidadosamente, podem levar a conclusões errôneas com a obtenção de dados sem significado geológico (Arndt & Goldstein, 1987; Pimentel, 1992; Sato *et al.* 1995). Isso pode ser facilmente verificado, uma vez que a rocha analisada pode esconder uma história muito complexa, envolvendo enriquecimento de minerais acessórios como alanita, granada (minerais que causam o fracionamento do Sm em relação ao Nd), de fontes heterogêneas, a exemplo de mistura de magmas de diferentes composições isotópicas (Figura 2.6). Como citado por Dantas (1996) *...idades modelos derivadas de multi-estágios são difíceis de interpretar, caso não se conheça o tempo em que a modificação ocorreu.*

Figura 2.6 - Diagrama sistemático de Sm-Nd, ilustrando como as idades modelos são calculadas e como rochas de diferentes fontes não correspondem ao evento de formação crustal. Granito a é uma combinação de material juvenil e de um granito Arqueano, e o granito b forma-se a partir de duas diferentes fontes crustais sem participação de um componente juvenil. Nenhuma das idades modelos tem qualquer relação com o evento de formação crustal (Arndt & Goldstein, 1987).

Os valores $\text{Sm}^{147}/\text{Nd}^{144}$ de rochas graníticas geradas em ambiente de arco magmático, se distribuem no intervalo de 0.085 a 0.125. Valores distintos desse intervalo indicam que a idade modelo obtida pelo método de estágio único (Figura 2.5), provavelmente não terá significado geológico. Esse comportamento é devido ao fracionamento adicional entre

o Sm e Nd. O grau desse fracionamento pode ser estimado para se obter valores geologicamente corretos, desde que se conheça a idade do evento de formação da rocha, através de outras metodologias (U-Pb em zircões, isócronas Rb-Sr e Pb-Pb, etc.), e a razão Sm^{147}/Nd^{144} (inicial) que é calculada a partir do valor médio de várias determinações da mesma região estudada. Tal procedimento permite o cálculo de idades modelos pelo método em estágio duplo (Sato, 1998), Figura 2.7.

Figura 2.7 – Diagrama de evolução isotópica de Nd em função do tempo geológico. Em 3.2Ga o magma separou-se do manto. A 1,7Ga ocorreu refusão deste material, com novo fracionamento entre Sm e Nd (R_{T2}). No tempo presente o valor de ϵNd é igual a N_c . A regressão direta do $\epsilon Nd=N_c$ com inclinação de R_{T2} até DM indica um valor sem significado geológico de T_{DM} (Sato, 1998).

A metodologia Sm-Nd também possibilita a obtenção de um parâmetro petrogenético de grande importância, denominado de ϵNd . Esse parâmetro é calculado através da comparação do valor atual da razão Nd^{143}/Nd^{144} da amostra analisada com a mesma razão representativa do CHUR, para qualquer época da história geológica da amostra, segundo a equação:

$$\epsilon Nd = \left[\left(\frac{^{143}Nd}{^{144}Nd} \right)_{\text{inicial}} / I_{\text{Chur}}^t - 1 \right] \times 10^4$$

onde, I_{Chur}^t é a razão $^{143}Nd/^{144}Nd$ do CHUR no tempo (t) de formação da rocha.

Os valores numéricos obtidos são positivos ou negativos, dependendo da rocha analisada. Os valores positivos (maiores ou iguais a zero) de ϵNd indicam derivação mantélica (crosta juvenil) e valores de ϵNd negativos indicam residência crustal do material analisado.

É importante ressaltar que processos geoquímicos e tectônicos superpostos durante a evolução de um terreno, podem ocasionar oscilações nos valores de ϵNd , levando o pesquisador, como no caso das idades modelos, a conclusões equivocadas.

2.4 – MÉTODO RUBÍDIO (Rb) – ESTRÔNCIO (Sr)

O ^{87}Sr presente em uma determinada rocha pode ser expresso em função da lei de decaimento radioativo:

$$^{87}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}(e^{\lambda t} - 1),$$

onde $^{87}\text{Sr}_0$ é o número de átomos de ^{87}Sr inicialmente presentes, em um tempo $t=0$ e ^{87}Rb é o número de átomos de Rb instáveis que desintegram em um tempo t . Usando o isótopo estável ^{86}Sr como razão de referência, pode-se escrever a equação da seguinte maneira:

$$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr} = ^{87}\text{Sr}_0/^{86}\text{Sr}_0 + ^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr} (e^{\lambda t} - 1)$$

Escrita na forma indicada, a equação é do tipo $y = y_0 + ax$. Em diagrama de coordenadas em que os valores de $\text{Rb}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (abscissas) são acoplados a valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (ordenadas), os pontos analíticos de amostras cogenéticas estarão situadas sobre a mesma reta, denominada de isócrona. Logicamente tratam-se de amostras de rocha total que pertencem à mesma unidade litológica, e formadas durante o mesmo processo petrogenético, e que, conseqüentemente, possuem a mesma idade t , e mesma composição isotópica inicial de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$.

O método de datação Rb-Sr mais corretamente usado é aquele que estabelece uma isócrona para uma suíte do sistema (rocha total ou mineral) a qual deve obedecer as premissas básicas da geocronologia.

Os pontos correspondentes às diferentes análises, quando plotados em diagrama $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ x $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, definirão uma reta (isócrona). A idade de fechamento do sistema (ou da homogeneização isotópica) no tempo t (idade isocrônica), pode ser calculada, bem como a razão isotópica inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}_i$.

Na literatura e na maioria das pesquisas realizadas aplicadas ao método Rb-Sr, o exemplo mais encontrado com relação à origem e petrogênese das rochas graníticas é a razão inicial $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

A exemplo de uma cristalização fracionada de um magma basáltico, o Sr tende a ser concentrado em cristais de plagioclásio, enquanto o Rb permanece no magma residual. Conseqüentemente, a razão Rb/Sr do magma aumenta gradualmente durante o curso da

cristalização progressiva. Contudo, desde que o sistema tenha permanecido fechado, todos os membros de uma suíte ígnea cogenética devem ter razões iniciais idênticas, embora apresentem razões atuais diferentes, dependendo de sua idade e da razão Rb/Sr (Wilson, 1989).

Admite-se que a Terra se formou num intervalo de idade $4,5 \pm 0,1$ Ga com razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de 0,699. Esse valor é conhecido por *BABI* (*Basaltic Achondrite Best Initial*). Se a Terra tivesse evoluído como um sistema fechado, com uma razão Rb/Sr constante de 0,027 até os dias de hoje, teríamos uma razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de apenas 0,7040 que é típica dos basaltos de cadeias oceânicas modernas (*MORB*; Figura 2.8). Dessa forma é possível definir um parâmetro petrogenético ϵSr semelhante ao definido para o Nd:

$$\epsilon\text{Sr} = [(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{\text{inicial}} / (\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})^{\text{RU}} - 1] \times 10^4,$$

onde RU representa o “reservatório uniforme” equivalente ao *CHUR*.

A crosta continental encontra-se enriquecida em elementos incompatíveis, tais como Rb e Sr. Uma vez que o Rb é mais incompatível que o Sr, a razão Rb/Sr é maior nas rochas crustais em relação ao manto.

Faure (1986) faz uma compilação de valores médios da razão $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ como parâmetro petrogenético em rochas vulcânicas modernas e em materiais terrestres ou não, usualmente aceitas. Normalmente, as razões iniciais $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ menores que 0,705 (menor quantidade de Sr radiogênico), indicam materiais provenientes de diferenciação do manto ou crosta inferior, enquanto que razões iniciais superiores a 0,705 (maior quantidade de Sr radiogênico) indicam rochas originadas da fusão de materiais crustais. Ressalta-se que, razões inferiores a 0,705 podem ser oriundas de material proveniente do manto superior ou de fusão de rochas derivadas da crosta inferior e empobrecidas em Rb e Sr.

Como na sistemática Sm-Nd alguns cuidados devem ser tomados ao interpretar essas razões. Por exemplo, uma fusão de grauvacas vulcanoclásticas, num período ocorrido em dez milhões de anos após sua deposição, poderá produzir magmas félsicos com razões iniciais muito próximas do manto. Isso ocorre, pois há uma predominância de Sr derivado do manto em muito desses sedimentos (Vital, 1987). Outro aspecto que deve ser abordado é o fenômeno de misturas de diferentes fontes. Muitas rochas graníticas podem ser originadas da mistura de fontes diferentes em uma câmara magmática ou da fusão de um protólito com um contaminante qualquer.

Faure (1986) estabelece critérios para distinguir granitos derivados do manto e dos derivados de crosta continental. Quando razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ de rochas graníticas caem abaixo da reta A (Figura 2.8), o Sr dessas rochas deve ter sido derivado diretamente ou indiretamente do manto, sem contribuições exteriores. Caso a razão inicial $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ caia acima

do campo representado pela evolução do manto (Figura 2.8), duas interpretações são possíveis: a) o Sr foi derivado inteiramente de rochas crustais de composição siálica, das quais foram enriquecidas em Sr^{87} radiogênico em função das suas idades ou pela razão elevada de Rb/Sr , ou ambos; b) o Sr originado de fontes mantélicas, mas sua composição isotópica foi significativamente modificada pela adição de material crustal exterior enriquecido em Sr^{87} radiogênico. Resumindo, as rochas graníticas com altas razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ representam fusão de rochas crustais ou configuram granitos "híbridos" com proporção significativa de material siálico assimilado por um magma originado do manto superior. Nesse último caso o modelo de mistura é passível de interpretação.

Alguns autores sugerem a aplicação de diagramas $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ vs. $1/\text{Sr}^{86} \times 10^2$ para identificação de componentes de mistura, entretanto essa ferramenta só poderá ser útil se o conteúdo de Sr não sofreu qualquer mudança durante o processo de cristalização fracionada após um evento geológico superposto (Vital, 1987). Por essa razão é que diagramas $\text{Nd}^{143}/\text{Nd}^{144}$ x $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ tem sido amplamente utilizados. Rochas que trazem em sua história evolutiva composições resultantes de mistura, normalmente formam uma curva hiperbólica (Langmuir *et. al. apud.* Vital, 1987). A curvatura ascendente de uma hipérbole de mistura confirma que a contribuição crustal normalmente possui baixa razão Sr/Nd , típica de sedimentos (De Paolo, 1981).

Figura 2.8 - Evolução isotópica do Sr terrestre. A linha curva representa a evolução hipotética média do Sr no manto superior de modo a representar o valor atual $0,704 \pm 0,002$. A curvatura da linha está ligada ao progressivo decréscimo de Rb no manto. A linha reta que une o BABI ao valor 0,702 a evolução de regiões do manto empobrecidas em Rb. O diagrama também mostra uma linha de evolução para uma rocha que foi derivada do manto há 2,9 Ga e que se manteve desde então num sistema químico fechado com uma razão $(\text{Rb}/\text{Sr}) = 0,15$ (*apud* Torquato & Kawashita, 1994b pag. 117).

2.5 - USO COMBINADO DA SISTEMÁTICA Nd – Sr

A relação entre as razões isotópicas de Sr e Nd de basaltos oceânicos modernos, demonstrada por Allègre & Othman (1980), Faure (1986) e Wilson (1989), configura uma importante e distintiva assinatura da evolução do manto. Assim sendo, diagramas combinados de Nd-Sr (Figura 2.9) podem claramente discriminar se os componentes geradores das rochas, no caso aplicado aos granitos, vieram do manto, da crosta inferior e superior (crostas juvenis ou retrabalhadas), ou da interação (mistura) dessas fontes (Allègre & Othman, 1980; McCulloch & Chappell, 1982).

Figura 2.9 – Composição isotópica de Nd e Sr de rochas crustais continentais, mostrando o uso do diagrama como agente discriminante de reservatórios isotópicos. (De Paolo & Wasserburg, 1979 *apud*. Rollinson, 1993).

2.6 – MÉTODO CHUMBO (Pb) – CHUMBO (Pb)

O método Pb-Pb em muito se assemelha ao método U-Pb e como nos métodos Rb-Sr e Sm-Nd possui um traçador petrogenético que constitui uma ferramenta muito útil na discriminação de reservatórios isotópicos.

Com relação aos conceitos básicos, o chumbo natural contém quatro isótopos: ^{204}Pb , ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , sendo que os três últimos são produtos do decaimento de U e Th: $^{238}\text{U} \rightarrow ^{234}\text{U} \rightarrow ^{206}\text{Pb}$; $^{235}\text{U} \rightarrow ^{207}\text{Pb}$; e $^{232}\text{Th} \rightarrow ^{208}\text{Pb}$. Desses, somente o ^{204}Pb não é radiogênico e por essa razão, assim como o ^{86}Sr e ^{144}Nd , é usado como isótopo estável de referência.

A composição isotópica do Pb em sistemas (rochas) contendo U é dada pelas duas equações:

$$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{inicial}} + ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_{238}t} - 1)$$

$$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = (^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_{\text{inicial}} + ^{235}\text{U}/^{204}\text{Pb} (e^{\lambda_{235}t} - 1)$$

A razão $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ é conhecida como μPb , caracterizando um parâmetro petrogenético, indicador de fontes mantélicas (valores entre 7.5 e 8.1), crosta inferior (<7.5) e crosta superior (> 8.1) na geração de rochas graníticas.

A composição primordial de Pb é considerada como: $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=9,3066$ e $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}=10,293$, assumindo que a Terra possui 4.55 Ga.

Idades isocrônicas são obtidas em diagramas $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ vs. $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ onde amostras cogenéticas de mesma idade e razões iniciais ^{207}Pb e ^{206}Pb distribuem-se segundo uma reta.

O método Pb-Pb permite datar as idades de intrusão de rochas graníticas, usando rocha total e feldspatos (k-feldspato e plagioclásio). Outra vantagem do método é que pode ser utilizado em rochas alteradas (Geyh & Schleicher, 1990).

U, Th e Pb encontram-se concentrados na crosta superior com U e Th enriquecidos em relação ao Pb, com isso a crosta superior desenvolve Pb radiogênico em altas taxas quando comparadas com a crosta inferior e manto. Na crosta inferior o forte empobrecimento de U e Th levam a uma evolução isotópica do Pb fortemente retardada. O manto tem teores de U, Th e Pb mais baixas do que a crosta continental, mas tem razões U/Pb e Th/Pb das quais se encontram entre os dois reservatórios crustais e então produz Pb com uma característica intermediária.

As variações isotópicas de Pb delimitam três reservatórios principais (manto superior, crosta continental inferior e crosta continental superior), e a mistura de Pb oriundo desses três reservatórios dá origem a um quarto reservatório conhecido como "orogenese". Tal fato serviu de base para criação de um modelo conhecido na literatura por plumbotectônica o qual evidencia o poder petrogenético discriminatório do Pb (Zartman & Doe, 1981). Sua aplicação às rochas graníticas enfatiza as seguintes fontes (Figura 2.10):

Figura 2.10 – Diagrama Pb-Pb mostrando a evolução isotópica de quatro reservatórios pelo modelo da plumbotectônica (Zartman & Doe, 1981).

2.7 – DESCRIÇÃO DAS TÉCNICAS UTILIZADAS NO CPGeo

2.7.1 – Aquisição de dados geocronológicos em minerais

As datações em minerais no presente trabalho envolveram as metodologias U-Pb (zircões e titanitas) e K-Ar (biotitas e anfibólios). O procedimento na preparação das amostras, na primeira etapa é semelhante às duas metodologias:

- Coleta, britagem e preparação das amostras analisadas:

As amostras coletadas nas etapas de campo, entre 15 a 20 kg, são quebradas, fragmentadas no britador de mandíbula e moídas no moinho de disco. O material resultante é peneirado mecanicamente numa sequência de peneiras que cobre o intervalo de 60, 100 e 250 *mesh*, onde os minerais a serem analisados encontram-se desagregados. Os concentrados finos da fração 60-100 *mesh* são guardados para posterior separação das biotitas; as frações entre 100-250 *mesh* são separadas para obtenção dos zircões, titanitas e anfibólios. As frações escolhidas são passadas na mesa vibratória para separação dos minerais pesados (zircões, titanitas, magnetita, alanitas, apatitas, anfibólio) dos minerais com densidade < 2,6 (quartzo e feldspatos). Embora a biotita possua densidade entre 2,7 a 3,3, o seu hábito placóide permite que ela se separe dos demais minerais pesados, concentrando-se junto com os leves. Um novo concentrado é obtido e após secagem passa-se ímã de mão para retirar os minerais magnéticos (magnetita). Após isso, uma outra etapa de separação magnética é realizada no aparelho *Frantz* com amperagem de 0,5, para uma melhor purificação dos minerais não

magnéticos (zircões e titanitas) dos magnéticos (biotitas e anfibólios). A partir dessa última etapa as técnicas de separação dos minerais para as duas metodologias geocronológicas seguem rumos diferentes.

2.7.1a) Metodologia U-Pb

Após a etapa de separação magnética a 0,5 A, o material não magnético é tratado em líquidos pesados como o Bromofórmio ($d=2,85 \text{ g/cm}^3$) e o Iodeto de Metileno ($d=3,2 \text{ g/cm}^3$), para uma melhor purificação dos zircões e titanitas que possuem densidades de 4,2 a 3,5 respectivamente. O concentrado pesado é novamente passado no separador 'Frantz' a 1.0 e 1.5 A para separação dos zircões e das titanitas. As titanitas possuem uma susceptibilidade magnética maior do que os zircões. Quando necessário realiza-se a lavagem com ácido nítrico (HNO_3) à frio, principalmente para eliminação de sulfetos. As titanitas já estão devidamente separadas e prontas para a catação.

Após a lavagem, os zircões são passados novamente no separador 'Frantz' com diferentes inclinações para realização do 'Split' (obtenção de frações com diferentes susceptibilidade magnéticas conhecidas por M10, M6, M4...M0, M-1, M-2, etc). Esse processo é importante, pois geralmente existe uma relação inversa entre a susceptibilidade magnética e a concentração de Pb nos zircões.

A purificação final de cada uma das frações magnéticas (preferencialmente as menos magnéticas- M-3, M-4, etc) é realizada por catação manual criteriosa sob lupa binocular dando preferencia a uma mesma população e aos cristais mais limpos (sem inclusões). Nesta etapa, é ou não realizada (dependendo da amostra) a abrasão de pequena quantidade de zircões com quantidade semelhante de pirritas, por aproximadamente 1 a 2 horas. Em seguida, a fração é lavada com HNO_3 (50%) a quente para retirada de pirritas e posteriormente com água (mili-Q), no ultrassom. Já para as titanitas o processo de seleção dos cristais, através da catação, é feito nos indivíduos mais escuros, por estes possuírem maior quantidade de urânio.

A pesagem dos zircões, normalmente realizada através da relação Volume/densidade, não deve ultrapassar $100\mu\text{g}$ (ca. 60 cristais, dependendo da amostra). As titanitas são pesadas em balança de alta precisão, com um conteúdo de cristais em média de 0,5mg (ca. 80 cristais). Após a pesagem, é realizada a lavagem com HNO_3 (50%) para limpeza de eventual material orgânico, e posterior condicionamento em HNO_3 (concentrado).

O ataque químico é realizado com Ácido Fluorídrico (HF) e HNO_3 em micro-bombas de Teflon para os zircões e bombas médias para as titanitas. O conjunto, já com *spike* Pb^{205} ($7\mu\text{l}$) é colocado em estufa a 200°C , por três dias para total dissolução dos minerais. Posteriormente evapora-se o HF e adiciona-se HCl (6N) dentro das bombas de teflon, voltando

à estufa por mais 24 horas. Após a verificação da total dissolução do material, a solução é transferida para um savilex de 7ml; evaporada a seco e retomada com 2 gotas (~80 µl) de HCl (3N). A solução resultante é então passada em colunas de troca iônica previamente lavadas, utilizando resina aniônica Eichrom 1 x 8.200 à 400 *mesh*, para separação e purificação do U e Pb, através da lixiviação de outros elementos químicos por diferentes concentrações de HCl. O U e Pb são coletados com 8 gotas de água MILLIQ. No caso das titanitas a passagem na coluna é realizada duas vezes, para eliminação da grande quantidade de Ca presente nesses minerais, que pode inibir a leitura do Pb no espectrômetro.

A solução final da etapa das colunas é depositada em filamentos de Re, para posterior leitura no espectrômetro de massa, que fornece as medidas das razões isotópicas. Utiliza-se o espectrômetro Finnigan MAT 262 com multicoletores, e os resultados obtidos são tratados em programas de *software* PbDAT (1993) e ISOPLOT de Ludwig (1999), para confecção dos diagramas. As constantes utilizadas nos cálculos das idades são as apresentadas por Steiger & Jäger (1978):

$$\lambda_{U^{238}} = 1,55125 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1} \quad \lambda_{U^{235}} = 9,8485 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$U^{238}/U^{235} = 137,88$$

2.7.1b) Metodologia K-Ar

Após a concentração de cada mineral (anfibólio e biotita), deve-se proceder a purificação dos mesmos. Para essa etapa é aconselhável, primeiramente a utilização de líquido denso (Bromofórmio), afim de separar os minerais de mais baixa densidade. Em seguida, para ambos os minerais, uma nova etapa de purificação é feita com o separador magnético *Frantz* com diferentes inclinações e amperagens para se obter um concentrado mais puro. A etapa final de purificação é feita em placa vibratória (para as biotitas), permitindo uma concentração eficiente dos minerais placóides que tendem a ficar retidos e os prismáticos a rolarem com a vibração. Para os anfibólios recomenda-se a purificação final através de catação manual em lupa binocular.

Os procedimento para obtenção das análises de K e Ar aqui citadas, é uma compilação da rotina do laboratório de K-Ar realizada pelos técnicos do CPGeo-USP:

Para as análises de K, primeiramente o material a ser analisado (anfibólio e biotita) é pesado, cuja a quantidade é determinada anteriormente, porque depende do mineral a ser analisado. Para o anfibólio foram pesados 200 mg e para as biotitas 150 mg, devido a concentração de K em cada mineral. O ataque químico das amostras é realizado seguindo os padrões laboratoriais convencionais e a quantificação do K é obtida pelo fotômetro de chama, modelo B-262. As análises de K são sempre feitas em duplicatas.

A extração do Ar é obtida em unidades de ultra vácuo e sua quantificação isotópica é mensurada em espectrômetro de massa de gás nobre, modelo VG-1200C, utilizando *spike* Ar³⁸ enriquecido.

Os cálculos das idades K-Ar são realizados em programa de computador desenvolvido pelo CPGeo, com a utilização das constantes recomendadas por Steiger & Jäger (1978):

$$\lambda_{\beta} = 4,962 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{Ar}^{40}/\text{Ar}^{36}_{\text{atm}} = 295,5$$

$$\lambda_{\alpha} = 0,581 \times 10^{-10} \text{ anos}^{-1}$$

$$\text{K}^{40} = 0,01167\% \text{ K}_{\text{total}}$$

2.7.2) Aquisição de dados isotópicos em rocha total (RT)

As amostras selecionadas para estudo da geologia isotópica foram quebradas em pedaços inferior a 5 cm, buscando eliminar as crostas alteradas. Posteriormente foram lavadas e trituradas no britador de mandíbulas. Como a maioria das rochas analisadas são granitóides porfíricos (fenocristais de feldspato), usou-se uma quantidade de rocha 10 vezes maior que o maior fenocristal da rocha para obter um material mais homogêneo. Esse material é "quarteado" e pulverizado a pó em moinho de ágata. Novamente é feita outra "quarteação" e o pó de rocha final está pronto para o procedimento analítico para obtenção de dados isotópicos.

É importante ressaltar que a utilização das metodologias Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb em rocha total no presente estudo não envolvem o estabelecimento de idades isocrônicas, mas a obtenção das razões isotópicas de Nd, Sr e Pb na busca de informações sobre a gênese e características do magmatismo granítico gerador dos Complexos Cunhaporanga e Três Córregos. Os teores de Sm e Rb utilizados nos cálculos das demais razões, são aqueles das análises químicas obtidas no Activation Laboratories Ltda, Canadá (Apêndices 1 e 2).

2.7.2a) Metodologia Nd-Nd e Sr-Sr

Após a dissolução total da amostra realizada em béquer "savilex" com HNO₃ e HF, seguida da utilização de HCl 6.2N e 2.5N em diferentes etapas para eliminação de resíduos, a solução final é encaminhada para as colunas de troca iônica.

A separação dos elementos é feita em duas etapas, sendo a primeira realizada em coluna com resina catiônica do tipo AG 50WX8 (200-400 *mesh*) com a utilização de H₂O e HCl em diferentes normalidades para separação dos ETR dos demais elementos químicos. Nesta etapa, num primeiro estágio, coleta-se o Sr com HCl 2.5N e após a secagem o resíduo é levado para o espectrômetro de massa. Os ETR (no caso Sm e Nd), são coletados no seguinte estágio com HCl 6.2N que após a secagem o resíduo é levado para a coluna de pó de teflon.

Nessa Segunda etapa são separados o Nd e o Sm com HCl em concentrações de 0.26N e 0.55N. Coleta-se o Nd utilizando HCl 0.26N e o Sm com HCl 0.55N. No presente trabalho o Sm foi desprezado e os resíduos contendo Nd, após secagem da solução, são levados para o espectrômetro de massa.

As razões isotópicas foram medidas com espectrômetro de massa VG-354 e Finnigan MAT 262. Os valores Sr^{87}/Sr^{86} foram normalizados em função da relação $Sr^{86}/Sr^{88} = 0,1194$ e as constantes utilizadas (Steiger & Jäeger, 1978) foram:

$$\lambda_{Rb} = 1,42 \times 10^{-11} \text{ anos}^{-1} \quad (Rb^{85}/Rb^{87})_N = 2,59265$$

Já para os valores de Nd^{143}/Nd^{144} a normalização foi feita com base na razão $Nd^{146}/Nd^{144} = 0,7219$ e as constantes utilizadas (Michard *et. al.*, 1985) no cálculo das idades modelo são as seguintes:

$$\begin{aligned} \lambda_{147} &= 6,54 \times 10^{-12} \text{ anos}^{-1} \\ (Nd^{143}/Nd^{144})_0 \text{ CHUR} &= 0,512638; \text{ DM} = 0,513114 \\ (Sm^{147}/Nd^{144})_0 \text{ CHUR} &= 0,1967; \text{ DM} = 0,222 \end{aligned}$$

Os procedimentos químicos e espectrométricos podem ser encontrados com detalhe em Sato *et.al.* (1995).

2.7.2b) Metodologia Pb-Pb

A dissolução das amostras selecionadas é feito em bombas de teflon contendo HNO_3 e HF , envoltas em estrutura metálica. Esse aparato é colocado em estufa por aproximadamente 5 dias. Após este procedimento, a solução é secada completamente e retomada com 7 ml de HCl 6N, voltando para a estufa por mais 1 dia. Posteriormente seca-se a solução e acrescenta-se 1 ml HBr. A solução resultante é passada em coluna de troca iônica com resina do tipo AG 1-X8, 200-400 *mesh*, para a purificação do Pb. Após o condicionamento da resina com HBr 0.7N, a coleta do Pb é realizada em duas etapas com HCl 6N. Após a coleta, a solução é secada e levada para o espectrômetro de massa.

3. FAIXA DE DOBRAMENTOS APIAÍ (FDA)

3.1 – INTRODUÇÃO

A Faixa de Dobramentos Apiaí (Hasui *et. al.*, 1975) encontra-se inserida nos domínios do Cinturão de Dobramento Ribeira de Almeida *et. al.* (1973). Configura uma extensa faixa com orientação preferencial NE-SW, cujos limites de sua porção N é feito pelas unidades geológicas da Nappe Socorro-Guaxupé e, a NNE com o Complexo Embu (Campos Neto & Figueiredo, 1995). A sul, mais especificamente a SSE, a FDA limita-se com a Microplaca Curitiba que corresponderia a terrenos formados e/ou retrabalhados durante o ciclo Brasileiro, cujo limite com a FDA se faz nos falhamentos de Lancinha-Ribeira e Itariri. Na borda oeste e a SSW a FDA é recoberta por rochas sedimentares da Bacia do Paraná. Quintas (1995), com base em levantamentos geofísicos, estende o Cinturão de Dobramentos Ribeira, sob a Cobertura Fanerozóica da Bacia do Paraná, adentrando ao norte do Estado do Rio Grande do Sul, até o paralelo 28° S.

No sudeste do Estado do Paraná a FDA, em termos regionais, é constituída por rochas meso a supracrustais deformadas e metamorfasadas no fácies xisto verde a anfibolito. Esse conjunto litológico encontra-se intrudido por diversos batólitos graníticos neoproterozóicos a exemplo dos Complexos Cunhaporanga e Três Córregos.

Com relação ao quadro estratigráfico da FDA, o posicionamento das unidades geológicas é ainda bastante confuso e fragmentário. São diversos os trabalhos que procuram elucidar a evolução geológica para as unidades pré-cambrianas do leste paranaense, o que gerou muitas denominações e, por consequência, grande dificuldade de caracterizar a hierarquia das unidades geológicas da FDA. Essa problemática está bem discutida por Fiori (1990) e Fassbinder (1996), mostrando a existência de aproximadamente 40 colunas geológicas, sugeridas ao longo de mais de um século, para o Pré-Cambriano paranaense. Essa proliferação de propostas estratigráficas é devido a dificuldade de remontar o empilhamento original das diferentes unidades que foi destruído por uma sucessão de eventos tectônicos. Esses eventos foram responsáveis pela aloctonia das unidades geológicas. Dessa forma destacam-se os trabalhos de Soares (1987) e os de Fiori (1990, 1992 e 1993) que procuram, com base em conceitos estratigráficos e estruturais, elucidar a evolução geológica do Pré-Cambriano paranaense.

Com o objetivo de posicionar a porção estudada dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos no contexto geológico-regional, faz-se a seguir uma síntese das

unidades litológicas da FDA diretamente envolvidas na área estudada, sem uma preocupação estratigráfica ou geotectônica maior. Para tanto, divide-se aqui o Pré-Cambriano paranaense (Figura 3.1) em quatro grandes compartimentos geográficos orientados segundo uma direção preferencial NE-SW, delimitados por importantes zonas de cisalhamento, a saber são eles: 1) Compartimento Curitiba; 2) Compartimento Ribeira; 3) Compartimento Cerro Azul; e 4) Compartimento Abapã.

Em cada compartimento procurou-se identificar as unidades geológicas infra-estruturais do embasamento, referentes às unidades da FDA. Os nomes das unidades geológicas utilizados para a FDA são aqueles mais difundidos na literatura.

3.2 – COMPARTIMENTO CURITIBA

Está limitado a SSE pelos terrenos gnáissico-granulíticos do Domínio Luís Alves e a NNW pela Zona de Cisalhamento Lancinha (ZCL). Inclui os terrenos gnáissico-migmatíticos do Complexo Atuba e rochas metavulcano-sedimentares das Unidades Setuva e Capirú (Figura 3.1).

Embasamento: É constituído predominantemente por terrenos gnáissico-migmatíticos do fácies anfibolito com padrão deformacional complexo, representados pelo Complexo Atuba, inserido no Domínio Curitiba (Siga Jr., 1995 e Siga Jr. *et al.* 1995). Seu conteúdo litológico é formado por gnaisses bandados, migmatíticos, a mesossoma de biotita-anfibólio gnaisses e leucossoma de composição tonalito-granodiorítica. Frequentemente ocorrem, intercalados a essas rochas, corpos máficos (anfibolitos, biotita-granada anfibolitos e xistos magnesianos). Feições relacionadas a uma segunda fase de migmatização (mobilizados róseos finos a médio, foliados ou não) são comuns.

Uma mega estrutura representada pela Antiforma do Setuva é a feição mais importante desse compartimento, dominando toda a ocorrência de rochas supracrustais. Seu núcleo tem sido atribuído por vários autores como janelas estruturais, em meio às rochas metavulcano-sedimentares, pertencentes ao Complexo Pré-Setuva (Ebert, 1971; Schöll *et al.*, 1980; Fritzsons Jr. *et al.*, 1982) ou na concepção de Biondi *et al.* (1989) Complexo Apiaí-Mirim. É constituído por rochas granito-gnáissicas e migmatíticas, e subordinadamente anfibolitos e xistos associados. Sua correlação com o Complexo Atuba tem sido abordada por Silva *et al.* (1998a), propondo a extensão do Complexo Atuba para esse núcleo. As idades de formação atribuídas para o Complexo Atuba são paleoproterozóicas (2000 ± 200 Ma) com intenso retrabalhamento durante o Neoproterozóico (migmatização) a 600 ± 20 Ma (Siga Jr. *et al.* 1995).

A - Compartimento Curitiba

Unidades Meta-Vulcanossedimentares

Unidade Setuva Unidade Capirú

Domínio Curitiba

Granitóides Intrusivos:
Suíte Serra do Mar

Suíte Granítica Rio Piên

Complexo Atuba

C - Bloco Cerro Azul

Complexo Granítico Três Córregos
Unidades Meta-Vulcanossedimentares

Unidade Antinha Unidade Água Clara

Outras Unidades

Domínio Luís Alves

Domínio Costeiro

B- Compartimento Ribeira

1-Granito Cerne 2-Granito Piedade
3-Morro Grande 4-Varginha

Unidades Meta-Vulcanossedimentares

Unidade Betara Unidade Votuverava Unidade Perau

Núcleos de Emabasamento:
Complexo Meia Lua (1); Núcleo do Tigre (2)

D - Bloco Abapã

Grupo Castro
Complexo Granítico Cunhaporanga

Granitóides Anorogênicos Intrusivos

1) Granito Carambeí
2) Granito Joaquim Murtinho

Unidades Meta-Vulcanossedimentares

Unidade Itaiacoca

COMPARTIMENTAÇÃO GEOLÓGICA NO ÂMBITO DA ÁREA DE ESTUDO

ZCI - Zona de Cisalhamento Itaipirapuã

ZCMA - Zona de Cisalhamento Morro Agudo

ZCL - Zona de Cisalhamento Lancinha

DLA - Domínio Luís Alves

Figura 3.1 - Compartimentação geológica do Pré-Cambriano Paranaense. Mod. Campanha *et. al.* (1987); Siga Jr. (1995); Basei *et. al.* (1997). A legenda não reflete a realidade estratigráfica.

Destaca-se ainda, nos domínios SSE do Compartimento Curitiba, a presença de maciços graníticos anorogênicos representados por pequenos *stocks* a grandes batólitos peralcalinos a peraluminosos da Serra do Mar (Kaul & Cordani, 1994, 1998), intrudidos em meio ao Complexo Atuba com idades U-Pb entre 600-570 Ma. (Siga Jr. *et.al.*, 1997). Mais ao sul são encontrados, em contato com os terrenos gnáissico-granulíticos do Domínio Luís Alves, granitóides cálcio-alcálicos deformados (ca. 700 Ma) representados pela Suíte Granítica Rio Piên (Machiavelli, 1991; Machiavelli *et. al.*, 1993; Harara *et.al.*, 1997).

Basei *et. al.* (1992, 1997) definem para esse terreno a Microplaca Curitiba e sugerem que as coberturas da FDA, ao norte da ZCL, devem ter seu referencial paleogeográfico em uma outra entidade (Cráton do Paraná). Dessa forma as unidades metavulcano-sedimentares do Compartimento Curitiba não fariam parte da FDA.

-Unidades Metavulcano-sedimentares: Estão representadas pelas unidades Setuva e Capiirú cujos litotipos dominam os flancos da Antiforma do Setuva. Encontram-se em contato com a ZCL dispondo-se segundo uma direção preferencial NE-SW. A primeira seqüência foi considerada como Formação Setuva por Bigarella & Salamuni (1956, 1958a, b), unidade basal da “Série Açungui”, representada por gnaisses, xistos e quartzitos. Esses mesmos autores (1959, 1967) concluem que a Seqüência Capiirú sobrepor-se-ia à Formação Setuva, separadas por uma grande discordância angular e erosiva. Ebert (1971), sugere um contato tectônico (*nappes*) e não estratigráfico, representado por deslizamento de uma *nappe* superior sobre uma unidade inferior. Trabalhos posteriores dividem a Formação Setuva em quatro seqüências definidas da base para o topo como: Clástica Basal, micaxistos, xistos aluminosos, paragneisses e quartzitos (litologias predominantes na Antiforma do Setuva); Química Inferior, pacotes espessos de metacherts; e Química Superior, metapelitos carbonáticos a carbonosos e ocorrência de lentes de mármore (Schöll *et. al.*, 1982; Campanha, 1991).

A Unidade Capiirú, definida e descrita como Formação por Bigarella & Salamuni (1956), e incluída no Grupo Açungui por Marini *et. al.* (1967), tem como característica litológica principal a alternância de pacotes carbonáticos psamíticos e pelíticos. Os mármore são predominantemente dolomíticos, maciços e localmente silicosos, destacando a presença de estruturas primárias como estromatólitos, pisólitos, estrutura cruzada, plano paralela e brechas intraformacionais. Ocorre também quartzitos, filitos, filitos grafitosos e lentes de hematita (Bigarella & Salamuni, 1958a; Marini, 1970; Schöll *et. al.* 1980).

Fiori (1994) divide a Formação Capirú em quatro conjuntos litológicos separados entre si por falhas de cavalgamento, são eles: Juruqui, filitos avermelhados com raras intercalações de quartzitos; Rio Branco, mármore e/ou metacalcários (litologias predominantes) intercalados a filitos e quartzitos; Morro Grande, alternância de bancos ou camadas de quartzitos, filitos e mármore; Bocaina, xistos, filitos e quartzitos intercalados, além de filonitos e/ou milonitos. Este último conjunto representaria a Unidade Setuva que para Fiori, "...até estudos mais detalhados" deve ser incluído como um conjunto litológico da Formação Capirú e dessa forma extinguindo a Unidade Setuva na Antiforma do Setuva (ver ainda Fiori, 1990; Fiori & Gaspar, 1993).

O metamorfismo regional para as Unidades abordadas acima apresenta-se desde o fácies xisto verde até o fácies anfibolito em algumas regiões, proporcionando o aparecimento da cianita (Reis Neto & Soares 1987; Soares, 1987).

3.3 - COMPARTIMENTO RIBEIRA

Está limitado por duas zonas de cisalhamento: a SSE pela ZCL e a NNE pela Zona de Cisalhamento Morro Agudo (ZCMA). Fazem parte deste compartimento as Unidades Votuverava, Betara e Perau (Figura 3.1).

Embasamento: No Compartimento Ribeira os maciços considerados como embasamento das sequências metavulcano-sedimentares da FDA distribuem-se como núcleos isolados denominados de Núcleo Alto Açungui, Núcleo Ouro Fino, Núcleo Betara e Núcleo do Tigre. Diversos autores tem atribuído a esses maciços a denominação de Complexo Pré-Setuva, ampliando, dessa forma, a proposta inicial de Ebert (1971). São descritas rochas polideformadas, constituídas por gnaisses orto a paraderivados (protomiloníticos a miloníticos) com intercalações de biotita-xistos, muscovita-xistos e anfibolitos (Fritzens Jr. *et. al.* 1982; Hasui *et al.* 1984; Piekarz, 1984). Salamuni (1991) e Salamuni *et. al.* (1993) resgatam a denominação de Complexo Meia Lua (Popp *et.al.*, 1979) para as rochas do embasamento do Núcleo Betara e sugere a extinção do nome Pré-Setuva.

A Correlação desses núcleos do embasamento, entre si, com o Complexo Atuba, e ainda ao Cráton do Paraná (na concepção de Basei *et. al.* 1992 e 1997) é alvo de especulações geológicas. São necessários maiores estudos geológicos e principalmente geocronológicos para uma melhor caracterização desses núcleos.

O metamorfismo regional atingiu o fácies anfibolito, com fenômenos de retrometamorfismo no fácies xisto verde. A inexistência de dados geocronológicos e isotópicos não permite ainda uma melhor caracterização do aspecto temporal e genético dessas rochas.

Unidades Metavulcano-sedimentares – Estão representadas pelas Unidades Votuverava, Betara e Perau. Estendem-se em uma faixa de orientação preferencial regional NE-SW, representando as rochas encaixantes para maciços intrusivos como Granitos Cerne, Varginha e Morro Grande.

A Unidade Votuverava (Formação Votuverava por Bigarella & Salamuni, 1958b), tem sido atribuída, desde a sua criação, como uma seqüência metavulcano-sedimentar sobreposta à Formação Capirú, ocupando o topo do Grupo Açungui (Marini *et al.* 1967; Marini, 1970; Fritzons Jr. *et al.* 1982). Foi correlacionada à Formação Iporanga (Leonardos, 1934) e a Seqüência Lageado por Campanha *et al.* (1987) e Campanha (1991). Compreende uma faixa, de direção NE-SW, dominando quase que integralmente a porção sudeste do Compartimento Ribeira. Seus contatos são tectônicos com as demais unidades da FDA e intrusivos com os Granitos Cerne, Varginha e Morro Grande.

Compreende uma seqüência metavulcano-sedimentar, de baixo grau metamórfico, caracterizada pela associação de espessos pacotes pelíticos a psamíticos compostos por filitos carbonosos, metarritmitos e metarenitos subordinados, além de metacalcarenitos. Ocorrem expressivas interdigitações de rochas vulcano-sedimentares representadas por metabasitos diversos, rochas vulcanoclásticas e formações ferríferas (Silva *et al.* 1998b; Bartosiewicz & Vasconcellos, 1998).

A Unidade Votuverava foi dividida em conjuntos litológicos propostos por Fiori (1990, 1993), sendo conhecidos por: Bromado- filitos, quartzitos e metaconglomerados; Coloninha- metarenitos, metassiltitos, metaconglomerados; e Saivá - filitos, mármore e metamargas. Os contatos são definidos por falhas. O metamorfismo regional associado é integralmente de baixo grau (fácies xisto-verde).

A Unidade Betara descrita como Formação por Popp *et al.* (1979) ocorre como rochas sobrepostas ao Complexo Meia Lua através de falhas de cavalgamento e os contatos com as demais unidades circunjacentes (Votuverava e Capirú) são todos tectônicos. É constituída por rochas metapelíticas/psamíticas (quartzo-mica xistos, granada-quartzo-mica xistos, quartzitos e metaconglomerados oligomíticos miloníticos), metavulcânicas (metatraquitos), clasto-químicas (metamargas e mármore) e ferro manganíferas (hemitita quartzitos, quartzitos ferruginosos, ricos em ferro e manganês, com associação de xistos granatíferos). O metamorfismo descrito alcançou

o fácies xisto-verde e anfibolito (zonas da biotita/granada), superior às demais unidades próximas (Capirú e Votuverava), Salamuni *et. al.*, (1993).

Esse conjunto litológico foi considerado como pertencente a Formação Perau (Piekarzs, 1984). Salamuni *et. al.* (1993) retomam a denominação Betara, por esta não apresentar continuidade geográfica com a Formação Perau.

A Unidade Perau sobrepõe-se às rochas gnáissicas do Núcleo do Tigre através de falhas de cavalgamento. A SSE está em contato com a ZCL e a NNW mantém contato tectônico entre as diferentes unidades. Foi designada como seqüência por Piekarz (1981) e atribuída posteriormente como Formação pertencente ao Grupo Setuva por Fritzons Jr. *et. al.* (1982). É constituída predominantemente por rochas metapelíticas (ardósias, filitos e xistos finos) intercaladas a rochas metabásicas e metavulcânicas. Subordinadamente, ocorrem quartzitos, cálcio xistos e mármore. Os metassedimentos vulcanogênicos, a exemplo de *metacherts* e formações ferríferas bandadas, apresentam-se como bons indicadores paleoambientais (Silva *et. al.* 1981; Piekarz, 1984; Campanha *et. al.* 1987). A Unidade Perau tem uma significativa importância econômica a exemplo das mineralizações de Cu, Pb, Zn, Ag e Ba. O metamorfismo regional caracteriza-se pelo baixo grau (fácies xisto verde), com preservação de diversas estruturas primárias.

3.4 - COMPARTIMENTO CERRO AZUL

Limita-se a SSE com a ZCMA e a NNW com a Zona de Cisalhamento Itapirapuã. É constituído predominantemente pela Unidade Água Clara, incluindo a Unidade Antinha e o Complexo Granítico Três Córregos (Figura 3.1).

Embasamento – Na década de 80 houve uma tendência em interpretar que os tipos graníticos orientados próximos ao Complexo Três Córregos seriam ortognaisses do embasamento metamórfico definido por Complexo Apiaí-Mirim (Chiodi Filho, 1984). Essa mesma terminologia foi adotada, para o Estado do Paraná, e mais especificamente para os termos orientados (gnaisses, milonito-gnaisses ou granitóides com incipiente orientação) que ocorrem na borda NNW do Complexo Granítico Três Córregos, por Biondi (1989).

Theodorovicz & Câmara (1988) sugerem que essas rochas foram formadas durante o Paleoproterozóico ou Arqueano, servindo assim como o embasamento das coberturas

metassedimentares do Compartimento Cerro Azul. No Estado de São Paulo, Gimenez Filho (1993), através de estudos geocronológicos, propõe o abandono do termo Apiaí-Mirim para os litotipos tidos como ortognaisses do embasamento e os incluem como rochas pertencentes ao Complexo Granítico Três Córregos, com idade Neoproterozóica.

No Estado do Paraná, Reis Neto (1994), concorda com Gimenez Filho (*op. cit.*) e cita que os granitóides orientados do Complexo Granítico Três Córregos seriam na realidade rochas formadas durante o Neoproterozóico. Afinal, que entidade geológica representaria o embasamento das coberturas metassedimentares do Compartimento Cerro Azul, uma vez que estas não estão expostas? Cordani *et. al.* (1984) aventaram a possibilidade da existência de um núcleo cratônico abaixo dos sedimentos da Bacia do Paraná, definido por Cráton do Paraná (ver também Brito Neves & Cordani, 1991; Basei *et.al.* 1997, 1999).

Reis Neto (1994) define o Bloco Paraná e propõe idades Paleoproterozóicas (1.800 a 1.700 Ma). Quintas (1995) define, através de estudos geofísicos, os limites deste bloco crustal e o denomina de Bloco Paranapanema.

Unidades Metavulcano-sedimentares – A Unidade Água Clara ocorre numa faixa alongada de direção NE-SW, bordejando o Complexo Granítico Três Córregos em contato por falhas ou intrusivo. A SSE está localizada ao lado da Unidade Votuverava em contato tectônico com a ZCMA; a SW é recoberta pelos sedimentos da Bacia do Paraná. Ocorrem ainda como tetos pendentes em meio às rochas graníticas do Complexo Três Córregos.

A Unidade Água Clara (termo Formação utilizado por Marini *et. al.*, 1967 e Marini, 1970), é composta por uma associação litoestratigráfica predominando três litologias principais: a) rochas cálcio-silicáticas (mármore impuros, cálcio xistos e ocorrência subordinada de quartzitos, metapelitos, metabasitos e formações ferríferas) por vezes podem apresentar grandes injeções representadas por leucogranitos com o mesmo padrão estrutural; b) xistos representados por muscovita xistos, granada-muscovita xistos e anfibólio xistos, ainda com ocorrências de metacherts, quartzitos e metabasitos; c) rochas anfibolíticas que englobam desde orto (interpretadas como possíveis *sills*) a para-anfibolitos, ocorrendo como corpos alongados e concordantes à estruturação das rochas cálcio-silicáticas e xistos. Quanto a estruturação são citadas três fases deformacionais que atingiram essas rochas associadas ao metamorfismo no fácies xisto verde a anfibolito e um retrometamorfismo no fácies xisto verde, zona da clorita (Pontes, 1982; Fritzons Jr. *et. al.*, 1982; Reis Neto & Soares, 1987; Reis Neto, 1994).

No quadro estratigráfico regional, essa unidade ainda não obteve um consenso entre a maioria dos autores, as vezes posicionando-a (no topo) acima do Grupo Açungui ou na base, por vezes ocupando o topo do Grupo Setuva e até mesmo sendo referenciada a outro Grupo (ver principalmente Reis Neto, 1994; Fassbinder *et. al.*, 1993; Fassbinder, 1996 e Fassbinder & Machado, 1998).

A Unidade Antinha foi definida originalmente como Seqüência Antinha por Pontes (1982), para um pacote de metassedimentos clásticos encontrados ao norte da Zona de Cisalhamento Morro Agudo, considerando-a mais jovem que a Formação Votuverava. O autor não incluiu nessa seqüência os mármore que ocorrem na Serra do Vutuvuru, mantendo-os à Formação Votuverava, enquanto que Dias & Salazar Jr. (1987), posicionaram os mármore da Serra do Vutuvuru junto a Seqüência Antinha.

Fiori (1990 e 1992) eleva a Seqüência Antinha a *status* de Formação e a divide (Fiori, 1993) em três conjuntos litológicos: Tacaniça, Capivara e Vutuvuru. A primeira constitui-se por metarritmitos, com intercalações de metassiltitos arenosos e metarritmitos siltico-arenosos, metarenitos e meta-conglomerados; o Conjunto Capivara é formado exclusivamente por metacalcários calcíticos, geralmente rítmicos, de coloração cinza-escuro; e finalmente o Conjunto Vutuvuru representado por metarritmitos arenosos, níveis metaconglomerados, metassiltitos, quartzitos e metargilitos.

Toda essa unidade foi metamorfisada no fácies xisto verde (zona da clorita) e, em muitos casos, próximo ao contato com os granitos do Complexo Três Córregos, desenvolve termo-metamorfismo (Dias & Salazar Jr., 1987).

3.5 - COMPARTIMENTO ABAPÃ

Ocorre na porção NNW do Pré-Cambriano paranaense, limitado a SSE pela ZCMA e a NNW pelas rochas metavulcano-sedimentares do Grupo Castro. Inclui predominantemente a Unidade Itaiacoca que encontra-se intrudida pelo Complexo Cunhaporanga (Figura 3.1).

-Embasamento – No Compartimento Abapã as rochas descritas como gnaisses e migmatitos de ocorrência restrita entre o Complexo Cunhaporanga e o Grupo Castro, foram, durante duas décadas, consideradas como unidades infra-estruturais do embasamento das unidades metavulcano-sedimentares, a exemplo do Complexo Apiai-Mirim. Reis Neto (1994), ao estudar

geocronologicamente essas rochas cita idades de formação neoproterozóicas, pertencentes ao Complexo Cunhaporanga. A entidade geológica definida como embasamento do Compartimento Abapã, não encontra-se aflorante.

Unidades Metavulcano-sedimentares – O Compartimento Abapã é constituído predominantemente pela Unidade Itaiacoca (Faixa Itaiacoca) que foi primeiramente considerada como Formação por Almeida (1956). Representa um espesso pacote de quartzitos, filitos e mármore encaixados entre dois batólitos graníticos. Posteriormente foi elevada ao *status* de Grupo por Bistrichi *et.al.* (1985) e Souza (1990).

Ocorre numa faixa alongada de direção preferencial NE-SW desde a região de Itaiacoca (PR) até Itapeva (SP). Está delimitada a oeste pelo Complexo Granítico Cunhaporanga (contato intrusivo) e a leste pelo Complexo Granítico Três Córregos (contato pela ZCI).

Possui uma litologia diversificada constituída por: metarcósios (subordinadamente metaconglomerados, metarenitos e metapelitos) intercalados a metavulcânicas (metatraquitos potássicos); metadolomitos estromatolíticos e subordinadamente metamargas. Pelo seu conteúdo de estruturas biogénicas a Unidade Itaiacoca foi correlacionada à Formação Capirú (Bigarella & Salamuni, 1956; Marini, *et. al.*, 1967), porém Fairchild (1977) sugeriu que se mantivessem como unidades distintas. Todo esse conteúdo litológico foi reconhecido por associações em Soares (1987) e sintetizadas em unidades por Prazeres Filho *et. al.* (1998).

Souza (1990), na região das folhas Ouro Verde e Barra do Chapéu, divide o Grupo Itaiacoca em quatro formações: Formação Bairro da Estiva (metarenitos arcoseanos, metassiltitos e metabasitos); Formação Água Nova (metassiltitos, filitos, ardósias e mármore impuros); Formação Serra do Macaco (ortoquartzitos finos, metarenitos, quartzitos impuros e metassiltitos); e Formação Bairro dos Campos (metadolomitos e metacalcários argilosos, com intercalações de quartzitos).

Em trabalhos na porção centro sul da Faixa Itaiacoca (PR), Reis Neto (1994) difere de Souza (1990) quanto à denominação do conjunto vulcano-sedimentar (Formação Bairro da Estiva) e adota Formação Abapã (Trein *et.al.*, 1985) para uma seqüência onde predominam rochas metavulcânicas sobre os metassedimentos. Inclui a Formação Água Clara no Grupo Itaiacoca, correlacionando-a com a Formação Água Nova, sendo constituída por rochas metabásicas intercaladas com filitos e metadolomitos.

O metamorfismo regional pode variar do fácies xisto verde a anfibolito e, localmente, o aparecimento de andalusitas, tremolitas e talco está associado ao metamorfismo de contato gerado por intrusões de granitóides do Complexo Cunhaporanga.

Próximo a cidade de Piraí do Sul (PR) e dentro dos domínios do Complexo Cunhaporanga, a Serra das Pedras se destaca como uma feição geomorfológica marcante, constituída por quartzitos friáveis ricos em muscovitas, denominados Quartzito Serra das Pedras. Sua posição estratigráfica foi discutida por Fuck *et. al.* (1967) e Kaefer & Cunha (1974) como rochas pertencentes ao Grupo Açungui. Reis Neto (1994) situam-nas ao Grupo Itaiacoca, correspondendo a um grande teto pendente no Complexo Cunhaporanga.

Digno de ser mencionado são as rochas Eo-Paleozóicas do Grupo Castro que ocorre ao extremo NNW do Compartimento Abapã em contato com o Complexo Granítico Cunhaporanga por falha. Trata-se de uma seqüência molássica pós-orogênica representada por três associações litológicas (da base para o topo): a) Tronco – andesitos, riolitos, rochas piroclásticas e conglomerados; b) Piraí do Sul – arenitos arcossianos, siltitos e lamitos; e c) Tirania – riolitos, rochas piroclásticas e conglomerados. A origem do Grupo Castro é associada a uma tectônica de colapso do cinturão orogenético no final do ciclo Brasileiro (Soares, 1987; Moro *et. al.* 1994; Bonacim *et. al.* 1994). Com relação a geocronologia Moro *et al.* (*op.cit.*) citam idades Rb-Sr (RT) em riolitos de 488 ± 8 Ma, e Cordani *et al.* (1999), idades U-Pb em zircões (SHRIMP) em torno de 540 Ma.

Os diques básicos, posteriores a toda tectônica Pré-Cambriana, de idades mesozóicas, estão presentes em todas as unidades da FDA. Apresentam direção principal em torno de N50-60W, com extensões que podem chegar a vários quilômetros. Litologicamente predominam diabásios, dioritos pórfiros e quartzo dioritos, que integram o “enxame” de diques do Arco de Ponta Grossa.

4. COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS: UMA SÍNTESE GEOLÓGICA

Dentre as rochas graníticas que afloram no sudeste brasileiro, dois complexos destacam-se por suas dimensões e conteúdo litológico. Esses complexos, denominados de Cunhaporanga e Três Córregos, afloram em grande parte no Estado do Paraná. Ambos complexos ocupam uma área superior a 10% (ca. 5800 km²) dos litotipos que formam o Pré-Cambriano paranaense. Regionalmente estão dispostos paralelamente, segundo uma direção preferencial NE-SW, separados por uma seqüência metavulcano-sedimentar conhecida por Faixa Itaiacoca (Figura 3.1).

Por se tratarem do objetivo direto da presente Dissertação, optou-se descrever os Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos em um capítulo a parte, com base na bibliografia existente, afim de promover um estudo sobre o atual estágio do conhecimento geológico e geocronológico desses complexos. Neste capítulo também são referenciadas intrusões graníticas menores como os Granitos Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha.

A maioria dos trabalhos disponíveis têm caráter regional, tornando o conhecimento geológico dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos precário. Os trabalhos específicos mais recentes devem-se a Guimarães (1995), Guimarães & Ulbrich (1999) e Guimarães (inédito) para o Complexo Granítico Cunhaporanga e Gimenez Filho (1993) e Gimenez Filho *et. al.* (1995) para o Complexo Granítico Três Córregos.

4.1 – COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA (CGCP)

O Granito Cunhaporanga, assim definido originalmente por Oliveira (1927), foi considerado como Complexo Granítico Cunhaporanga por Algarte & Kaefer (1972) pela justificativa que essa unidade apresentava grande diversidade em termos composicionais, texturais e estruturais.

Este corpo batolítico chama a atenção pela sua área de abrangência. Estende-se por aproximadamente 110 km, na direção NE-SW desde a região conhecida como Serra Abaixo, norte da cidade de Ponta Grossa - PR, até próximo ao limite entre os Estados do Paraná e São Paulo, cobrindo uma área de aproximadamente 2.800 km².

Os limites do CGCP com as demais unidades geológicas do Estado do Paraná são feitos a norte, nordeste e sudeste com as rochas metamórficas do Grupo Itaiacoca (borda leste do Complexo); na borda oeste, limita-se com as rochas do Grupo Castro; e a sudoeste e norte-noroeste as rochas sedimentares da Bacia do Paraná (Formação Furnas) cobrem o Complexo (Figura 3.1).

O CGCP é constituído por diversos corpos graníticos, predominando monzo a sienogranitos de coloração rósea a cinza médio, sobre granodioritos e quartzo-monzonitos (Algarte & Kaefer, 1972; Biondi *et al.*, 1989). Subordinadamente ocorrem corpos subvulcânicos, de composição álcali-granítica a sienogranítica, intrusivos no CGCP, a exemplo dos Granitos Carambei (Fuck *et al.*, 1967) e Joaquim Murtinho (Guimarães, 1995). Outra característica assinalada são as ocorrências de enclaves dioríticos e quartzo-dioríticos (Fuck *op. cit.*).

Os contatos do CGCP com as rochas metassedimentares são descritos como tectônicos com as rochas do Grupo Castro e intrusivos com as litologias da Faixa Itaiacoca, desenvolvendo nessa porção termo-metamorfismo (Reis Neto, 1994; Prazeres Filho *et al.* 1998). Além disso, diversos septos metamórficos da Unidade Itaiacoca ocorrem como tetos pendentes ao norte do Complexo, sendo notável a ocorrência do Quartzito Serra das Pedras na sua porção noroeste.

Com relação ao aspecto textural, há o predomínio de granitóides porfíricos a porfíroides, com fenocristais de feldspato potássico (aproximadamente 2 cm em média, podendo chegar excepcionalmente a 8 cm) e secundariamente texturas equigranulares média a grossa (Fuck *et al.*, 1967; Guimarães, 1995). Estruturalmente ocorrem rochas isótropas, por vezes desenvolvendo feições de fluxo magmático. De ocorrência restrita, são citadas estruturas migmatíticas, gnáissicas, miloníticas e cataclásticas (Fuck *et al.*, 1967; Fiori *et al.*, 1987; Reis Neto, 1994).

O caráter cálcio-alcálico do CGCP pode ser assinalado pela observação dos dados petrográficos (paragênese mineral, análise modal em diagrama QAP e tipologia de zircão) como discutido por Wernick & Ferreira (1990), Wernick *et al.* (1990) e Guimarães (1995). A petrografia associada à análise química (elementos maiores e traços) confirmam a tendência cálcio-alcálica para o CGCP e mostram ainda que os constituintes graníticos pertencem a série de alto K (em parte shoshoníticos), com características de granitos do tipo I e do tipo A (granitos tipo Joaquim Murtinho e Carambei), formados, respectivamente, em ambientes de arco vulcânico e intra-placa. (Reis Neto, 1994; Guimarães & Ulbrich, 1999).

4.2 – COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS (CGTC)

O nome Granito Três Córregos foi proposto por Fuck (1966) e Muratori (1966), em trabalhos realizados no leste do Paraná, para um batólito granítico que se estende, com direção preferencial NE-SW, desde a região de Itaiacoca - Três Córregos, onde é capeado pelos arenitos da Formação Furnas, até o rio Itapirapuã, onde adentra no Estado de São Paulo (Fuck *et.al.*, 1967). Diversos autores reconheceram a heterogeneidade textural, composicional e estrutural do Granito Três Córregos, que seria constituído por diversos corpos graníticos intrusivos (Melcher *et.al.*, 1973). Devido a essas características, e a sua área de abrangência, Paiva *et.al.* (1977) passaram a denominá-lo de Complexo Granítico Três Córregos.

O CGTC domina uma área de aproximadamente 3.000 km², estendendo-se, numa direção NE-SW (concordante com a estruturação regional do Pré-Cambriano paranaense), por 180 km desde a região de Três Córregos-Itaiacoca (PR), até ao sul da região de Capão Bonito (SP). Os limites com as demais unidades geológicas são feitos nos extremos N e S com as coberturas da Bacia do Paraná (Formação Furnas) e as bordas E e W do CGTC, com as unidades Água Clara e Itaiacoca, respectivamente (Figura 3.1).

Os contatos geológicos com as unidades metavulcano-sedimentares são na maior parte tectônicos. Com a Unidade Itaiacoca, o contato é feito pela ZCI (Reis Neto, 1994; Prazeres Filho *et. al.*, 1998; Campanha & Sadowski, 1999). Já com a Unidade Água Clara o CGTC mantém contato irregular (intrusivo), evidenciado pela grande quantidade de restos de teto (septos metamórficos da Unidade Água Clara), pelo desenvolvimento de metamorfismo de contato e ocorrência de inúmeros filões e apófises graníticas que cortam as rochas encaixantes. A NE e próximo a cidade de Cerro Azul (PR) o contato do CGTC com a Unidade Água Clara se faz pela ZCMA (Santos & Felipe, 1980; Campanha *et.al.*, 1985; Kops *et.al.*, 1993).

Como todo e qualquer complexo batolítico o CGTC é constituído por uma variedade de rochas graníticas (multi-intrusivo) que se diferenciam em termos composicionais, texturais e estruturais. A característica típica do CGTC é o domínio de rochas porfiróides, graníticas, granodioríticas a quartzo-monzoníticas, com fenocristais de feldspato alcalino (geralmente microclíneo) que variam entre 2 a 10 cm. Subordinadamente ocorrem granitóides equigranulares de granulação fina a grossa, por vezes leucocráticos, de composição entre sienogranítica a monzogranítica (Fuck *et.al.*, 1967; Paiva *et.al.*, 1977; Santos & Felipe, 1980; Janasi & Ulbrich, 1992; Gimenez Filho, 1993). É comum a ocorrência de enclaves que apresentam composição desde monzodiorítica à diorítica.

O CGTC é formado predominantemente por granitóides isótopos, e de ocorrência restrita, são descritas rochas migmatíticas e gnáissicas (ortoderivadas) de composição granodiorítica a tonalítica (Janasi & Ubrich, 1992; Gimenez Filho, 1993; Reis Neto, 1994). Zonas de brechação e de milonitização associadas às zonas marginais do CGTC, são interpretadas como feições de tectônica de borda durante a intrusão dos corpos graníticos (Fuck *et.al.*, 1967).

A análise conjunta dos dados petrográficos e geoquímicos disponíveis mostra que o conjunto de granitóides (deformados ou não) e enclaves constitui em termos de elementos maiores, uma seqüência básica-intermediária-ácida, cálcio-alcalina de médio a alto-K, de granitóides tipo - I, gerados em ambiente de arco vulcânico (Wernick & Ferreira, 1990; Wernick *et. al.*, 1990; Gimenez Filho, 1993; Gimenez Filho *et. al.*, 1995; Reis Neto, 1994).

4.3 - CONHECIMENTO GEOCRONOLÓGICO DOS COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS

4.3.1) Complexo Granítico Cunhaporanga

O conhecimento geocronológico e isotópico do Complexo Granítico Cunhaporanga é escasso e resume-se aos estudos realizados por Reis Neto (1994), Tabela 4.1.

O referido autor, procurando estabelecer a evolução geocronológica e isotópica do CGCP apresenta idades Rb-Sr (RT) de 746 ± 45 Ma (ri 0,7069) para as rochas gnáissicas, 617 ± 406 Ma (ri 0,7164) para os granitos e 626 ± 14 Ma (ri 0,7164) para os riolitos. Essas idades, apesar do forte desequilíbrio isotópico observado nos diagramas isocrônicos, são interpretadas como relativas à época de formação do magmatismo granítico pré a sintectônico (gnaisses) e pós a tardi-tectônico (granitos e riolitos) do Complexo. Idades modelo T_{DM} (Sm-Nd) entre 1.8 a 2.7 Ga caracterizam o período de incorporação das fontes (protólitos) do CGCP à crosta, e pelo estudo isotópico dos isótopos de Nd, Sr e Pb, Reis Neto (1994) conclui que o conjunto granítico do CGCP é proveniente de uma mesma fonte, com composição de crosta ou manto do tipo sub-continental. Além dos dados de Reis Neto (*op.cit*) uma determinação K-Ar (em biotita) de 586 ± 14 Ma é citada por Biondi *et.al.* (1989) para os granitóides anorogênicos tipo Carambei (Tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Dados Geocronológicos e Isotópicos do CGCP.

COMPLEXO	UNIDADE LITOLÓGICA	MÉTODO RADIOMÉTRICO IDADES (Ma)/PARÂMETRO PETROGENÉTICO							REF.
		K-Ar	Rb-Sr	Ri	Sm-Nd (TDM)	ϵ Nd(t=Ma)	U-Pb (Zircões)	Pb-Pb	
COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPOANGA	Granito Serra do Carambei	586±14(biotita)							1
	Gnaisses		746±45 (RT)	0.7069	1.8	-6 a -9 (650)			2
	Granitos		617±406 (RT)	0.7164	1.8 – 2.7	-13,2(650)			2
	Rochas Riolíticas		626±14 (RT)	0.7083	2.1	-11,3(650)			2
	Enclave nos Granitos		642±78 (RT)	0.7430					3

1- Biondi *et.al.* (1989); 2- Reis Neto (1994); 3- Souza (1990)

4.3.2) Complexo Granítico Três Córregos

O conhecimento do ponto de vista geocronológico do CGTC é muito superior quando comparado ao CGCP, devido aos estudos realizados por Gimenez Filho (1993), Gimenez Filho *et.al.* (inédito) e Reis Neto (1994), que propuseram, com a utilização da geocronologia e da geologia isotópica, uma nova visão sobre a história geológica deste Complexo.

Reis Neto (1994) considera que as idades modelo Sm-Nd (TDM) de 2.05 a 2.19 Ga, representam a época de incorporação à crosta dos protólitos que originaram as rochas pertencentes ao CGTC. Gimenez Filho (1993) datou alguns *Augen*-gnaisses e interpretou-os como “mega-enclaves/xenólitos englobados pelos granitóides do Complexo Três Córregos”. Para tais rochas a idade de formação (Rb-Sr, RT), segundo o referido autor, é em torno de 1.79 ± 86 Ga (ri 0.7068).

O conjunto de dados radiométricos obtidos pelo método Rb-Sr (RT) apontam, para o CGTC, idades que variam entre 790 a 480 Ma. O período compreendido entre 790 a 650 Ma é interpretado como a formação do magmatismo granítico sintectônico do CGTC. Na região a NW da cidade de Apiaí (SP), Gimenez Filho (1993) apresenta idades de formação das seguintes suítes graníticas sintectônicas: a) *Granitóides orientados*, 788 ± 76 Ma (ri 0,7128); b) *Porfíroide* (Granito Córrego do Butiá), 664 ± 62 Ma (ri 0,7159). Já para porção paranaense do CGTC, Reis Neto (1994) cita a idade de 658 ± 49 Ma (ri 0,7098) para formação dos granitóides deformados, representados pelos Gnaisses Paina e Rio Morcego. Neste mesmo período uma idade U-Pb em zircões de 719 ± 162 Ma (Gimenez Filho, *op.cit.*), é interpretada como o pico do magmatismo sintectônico caracterizado pelo Granito Saival (*Suíte Porfíroide*). As idades do resfriamento desse magmatismo, obtidas pelo método K-Ar em biotitas, estão delimitadas no período entre 658 a 600 Ma (ver Tabela 4.2).

A época de formação do magmatismo tardi a pós tectônico do CGTC encontra-se entre 540 a 480 Ma. Para Gimenez Filho (1993) tal evento está registrado nos Granitos Córreas e Sguário com idades de formação de 480 ± 19 Ma (ri 0,7289) e 523 ± 21 Ma (ri 0,7171) respectivamente. Reis Neto (1994) cita idade de 509 ± 31 Ma (ri 0,7128) como “idade mínima” para as rochas graníticas tardi a pós-tectônicas. As idades K-Ar (em biotitas) desse magmatismo, observadas nos Granitos Córreas (564 ± 19 Ma) e Sguário (578 ± 8 Ma), são notavelmente mais antigas que as obtidas pelo método Rb-Sr (Tabela 4.2).

Tabela 4.2 - Dados Geocronológicos e Isotópicos do CGTC.

COMPLEXO	UNIDADE LITOLÓGICA	MÉTODO RADIOMÉTRICO IDADES (Ma)/PARÂMETRO PETROGENÉTICO							REF.
		K-Ar	Rb-Sr	Ri	Sm-Nd (TDM)	ϵ Nd(t=Ma)	U-Pb (Zircões)	Pb-Pb	
COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS	Granitos	604±14 (RT)							4
	Granito Porfíroide (Itapirapuã-SP)	510±15(biotita)							5
	Granitos tardi-tectônicos Granitos pós-tectônicos		608 (Ref) 541(Ref)						6
	Enclaves nos Augen-Gnaisses (dioritos a qzo-monzodioritos)		1.8±38 (RT) 1.79±86(RT)	0.7043 0.7068					7
	Augen-Gnaisses	608±9(biotita)					1.86? 608±5		7 8
	Granitóides Orientados	658±7 (biotita)	788±76(RT)	0.7128			610±3		7
		610±7 (biotita)							7
		580±7 (biotita)							7
									8
	Enclave nos Granitóides Orientados	612±9 (biotita)							7
	Granito Córrego do Butiá (Suíte Porfíroide)		651±60(RT) 664±62(RT)	0.7195 0.7159					7 7
		587±11(biotita) 615±11(biotita) 620±9 (biotita)							7
	Veios Graníticos do Granito Barra do Chapéu	610±7(biotita)							7
	Granito Saival (Suíte Porfíroide)	624±7(biotita)					719±162 605.1±2		7 8
	Granito Lageado	645±12(biotita)							7
	Granitos Córreas (Suíte Pós-Tectônica)	564±19(biotita)	480±19(RT)	0.7289					7
	Granito Sguário (Suíte Pós-Tectônica)	578±8 (biotita) 596±7 (biotita)	523±21(RT)	0,7171					7
	Gnaisses Paina Gnaisses Rio Morcego		658±49(RT)	0.7098	2.190 2.050	-18(650) -16(650)		778±266 (RT)	2
	Granitos (Três Córregos-PR) Granito Porfíroide - PR		509±31(RT)	0.71285	2.1	-21(500)	604±3.5		2 9

2-Reis Neto(1994); 4-Bigarella & Salamuni (1967);5-Cordani & Bittencourt (1967);6-Cordani (1974);
7-Gimenez Filho (1993); 8-Gimenez Filho *et.al.*(inédito); 9-Prazeres Filho *et.al.*(inédito)

O estudo geocronológico do CGTC pelo método U-Pb em zircões foi recentemente explorado por Gimenez Filho *et.al.* (inédito) na região mapeada por Gimenez Filho (1993). Os dados apontam para o Granito Saival (*Suíte Porfíróide*) idade de cristalização de 605.1 ± 2.0 Ma. Para os *Augen-Gnaisses* e os *Granitóides Orientados* as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ citadas são respectivamente 608 ± 5 Ma e 610 ± 3 Ma, interpretadas como “idades máximas” de cristalização para esses litotipos. Prazeres Filho *et.al.* (inédito) citam para as fácies porfíróide do CGTC idade U-Pb de 604 ± 3.5 Ma.

O estudo integrado dos isótopos de Sr, Nd e Pb promovido por Reis Neto (1994), permitiu determinar que o CGTC é proveniente de fontes (protólitos) com forte contribuição crustal na origem de suas rochas, demonstradas pelos altos valores negativos do Epsilon Nd_T (-16 a -20), altas razões Sr/Sr_i e também pelas heranças isotópicas observadas em análises de zircões realizadas por Prazeres Filho *et.al.* (inédito) e Gimenez Filho *et. al.* (inédito).

4.4 – MODELOS TECTÔNICOS

A análise conjunta dos dados geológicos referentes aos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos permite afirmar que se tratam de maciços graníticos, multi-intrusivos, cálcio-alcálinos, gerados em ambientes compressionais associados ao Ciclo Brasileiro. Esses dados, integrados a aspectos estruturais, geocronológicos e paleogeográficos, serviram de base para a formulação de modelos tectônicos que consideram os Complexos como representantes de arcos magmáticos. Entre esses modelos destacam-se os de Soares (1987), Campanha *et. al.* (1987), Fiori (1990), Campanha (1991), Basei *et.al.* (1992, 1997) e Reis Neto (1994). Para esses autores, a geração das rochas graníticas está vinculada a interação de placas litosféricas (modelo Himalaiano e/ou Andino), cujo o produto (magma) ascendeu para formar o arco magmático. Um modelo alternativo para o Complexo Três Córregos foi proposto por Fassbinder (1996) que propõe uma origem das rochas graníticas vinculada a um cinturão transpressivo, com ascensão durante uma fase transtrativa.

4.5 – DEMAIS INTRUSÕES GRANÍTICAS NA FDA

Os Granitos Cerne, Piedade, Morro Grande e Varginha encontram-se cartografados em vários mapas geológicos do Pré-Cambriano paranaense. No entanto, poucos são os trabalhos específicos que retratam as constituições litológicas e gênese desses

maciços. Dentre os trabalhos mais importantes destacam-se os de Fuck *et.al.* (1967), Fiori (1985a, b) e Chiodi Filho *et. al.* (1987). Com relação a geocronologia são quase inexistentes os dados disponíveis na literatura, destacando-se um dado Sm-Nd (TDM) de 2.063 Ma para o Granito Cerne (Siga Jr., 1995).

Esses maciços graníticos são intrusivos nas unidades metavulcano-sedimentares do Compartimento Ribeira (Figura 3.1). Devido a suas áreas de abrangência, são classificados como *stocks*, e como característica comum, possuem formas elípticas com a direção de maior estiramento concordante com a estruturação geral da FDA (NE-SW). Segundo Fiori (1985b) e Fiori (1997) esses corpos graníticos estão alojados em dobras de arrasto antiformais originadas pela movimentação, caracteristicamente dextral, das falhas ou ZC Lancinha e Morro Agudo. Em seu modelo, Fiori (*op. cit.*) sugere que as intrusões foram contemporâneas ao desenvolvimento das falhas e deformaram-se, em condições dúcteis, através de um processo de cisalhamento simples, adquirindo a forma elíptica atual.

4.5.1) Granito Cerne

O Granito Cerne (Muratori, 1966), localiza-se a NW do município de Bateias (PR) entre as localidades de Cerne-Ouro Fino de Baixo, até Conceição dos Correias, cobrindo uma área de aproximadamente 45 km² (Figura 3.1).

O contato geológico intrusivo com as unidades metavulcano-sedimentares é evidenciado pela ocorrência de xenólitos de rochas metassedimentares e pelo desenvolvimento de termo-metamorfismo superposto às rochas encaixantes (Fuck *et.al.*, 1967). Ao sul do Granito Cerne o contato se faz tectonicamente através da Falha do Cerne (Fiori, 1990).

Constitui-se predominantemente por granitóides 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.*, 1998b). No contato com a Falha do Cerne, a rocha apresenta-se cataclada (Santos & Felipe, 1980).

4.5.2) Granito Piedade

O Granito Piedade, denominado originalmente por Marini (1970), abrange uma de área 15 km² a norte da cidade de Rio Branco do Sul (Figura 3.1).

Os seus contatos com as encaixantes (Unidade Votuverava) são marcados, a leste, por cisalhamento transcorrente e a oeste intrusivo, associado a metamorfismo de contato (Fuck *et.al.*, 1967; Chiodi Filho *et.al.*, 1987; Spoladore & Hackspacher, 1993).

O Granito Piedade é constituído por uma diversidade litológica marcante, agrupada por Chiodi Filho *et.al.* (1987) em dois domínios principais: 1) *Álcali-granitos*,

representado por álcali granitos, sienogranitos e monzogranitos, de granulação fina a grossa, coloração cinza a cinza avermelhado, isótipos a levemente foliados; 2) *Álcali-sienitos*, compreende o conjunto litológico dominante e constitui-se por álcali-sienitos a quartzo-sienitos cinza claros, textura hipidiomórfica granular e estrutura tanto maciça quanto orientada (ver também Silva *et.al.* 1998b).

Chiodi Filho (*op.cit.*), realizaram análises de elementos terras raras para os domínios litológicos do Granito Piedade e interpretam, a partir dos dados obtidos, que o magma primário teve origem no manto superior, com contaminação da crosta inferior.

4.5.3) Granito Morro Grande

O Granito Morro Grande (Trein, 1968) aflora acerca de 7 km a sudeste da cidade de Cerro Azul (PR), com uma área de exposição em torno de 70 km², configurando o maior corpo granítico do Compartimento Ribeira (Figura 3.1).

É intrusivo em rochas da Unidade Votuverava, com auréolas de metamorfismo bordejando todo o corpo (Fuck *et al.*, 1967; Chiodi Filho *et.al.*,1987). Chiodi Filho (*op.cit.*) descrevem cinco domínios faciológicos γ_1 , γ_2 , γ_3 , γ_4 e γ_5 , onde os três primeiros são representados por monzogranitos a sienogranitos, com variedades albitizadas de caráter álcali-granítico. Os dois últimos são classificados como biotita-granitos porfíricos. É citado ainda pelos autores a presença de rochas subvulcânicas no domínio γ_5 . Sugerem também, uma derivação crustal para esse maciço, com base na análise de elementos terras raras.

4.5.4) Granito Varginha

Assim denominado por Trein (1968), aflora numa superfície de 25 km², entre as cidades de Tunas e Adrianópolis, PR, (Figura 3.1).

Trata-se de um corpo granítico composto principalmente por rochas monzograníticas e subordinadamente sienograníticas a quartzo-monzoníticas. Apresentam textura porfíroide a equigranular, de granulação média a grossa. Estas rochas foram divididas em cinco domínios por Chodi Filho *et.al.* (1987). A estrutura predominante é a isótropa, por vezes ocorrem granitóides cataclásticos e miloníticos na porção norte do Granito (Fuck *et.al.*, 1967; Chiodi Filho (*op.cit.*). Com relação ao comportamento dos ETR, Chiodi Filho (*op.cit.*) interpretaram uma mistura de fontes (crustal e mantélica) para a origem do Granito Varginha.

5. CARACTERÍSTICAS PETROGRÁFICAS DOS COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS

5.1 – INTRODUÇÃO

Este capítulo apresenta uma síntese das principais características petrográficas das rochas graníticas investigadas nos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, incluindo ainda os Granitos Cerne e Morro Grande. Os objetivos do presente estudo não incluíram o mapeamento geológico destes complexos graníticos, no entanto, em função dos estudos de campo, é sugerida uma representação cartográfica dos principais litotipos que compõem ambos complexos. Os litotipos graníticos destes complexos, de acordo com os dados petrográficos, tais como texturas, estruturas, constituição mineralógica, tipos de minerais máficos e acessórios presentes, foram agrupados em diversas Unidades Graníticas (Mapa Geológico, escala 1:250.000 - Apêndice 3) que se mostraram coerentes quando da interpretação dos dados geoquímicos, geocronológicos e isotópicos.

Deve-se ressaltar que a subdivisão litológica adotada neste trabalho é uma tentativa de delimitar no mapa geológico a distribuição espacial dos diversos corpos graníticos estudados, e não englobam a ampla diversidade litológica presente nestes complexos.

As unidades metavulcano-sedimentares, encaixantes das rochas graníticas investigadas, apresentadas no Mapa Geológico (Apêndice 3), tem sua cartografia integrada a partir de mapas geológicos já publicados (Biondi, *et.al.*, 1983; Campanha *et. al.*, 1988 e Reis Neto, 1994, escala 1:250.000; CPRM, 1977; Fiori, 1990 e Silva *et. al.*, 1998b, escala 1:100.000 e Prazeres Filho *et. al.*, 1998, escala 1:50.000).

O magmatismo Mesozóico-Cenozóico intrusivo nas diferentes unidades geológicas do Pré-Cambriano paranaense é representado pelos enxames de diques de gabros, monzodioritos a dioritos, alojados numa direção preferencial N40-45W e por intrusões alcalinas, a exemplo do Maciço Alcalino de Tunas.

A Figura 5.1 mostra a distribuição das unidades graníticas identificadas nos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, e os Granitos Cerne e Morro Grande na área estudada, conforme apresentado no Mapa Geológico (Apêndice 3). O Complexo Granítico Cunhaporanga está representado por três grandes unidades: Piraí do Sul (1), Santa Rita (2) e Ribeirão do Butiá (3); O Complexo Granítico Três Córregos é representado pelas unidades: Paina (4), Arrieiros (5), São Sebastião (6) e Conceição (7), dividida em duas fácies: 7a - Fácies Arroio Taquaral e 7b - Fácies Vista Bonita; Granito Cerne (8) e Granito Morro Grande (9).

Figura 5.1 - Distribuição dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos e suas unidades graníticas. Inclui Granitos Cerne e Morro Grande. A legenda não reflete a realidade estratigráfica.

5.2 – COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA (CGCP)

Os trabalhos de campo para o reconhecimento dos principais litotipos graníticos do CGCP, realizados ao longo do perfil da Estrada do Cerne (PR-090), permitiram a subdivisão em três unidades principais. Estas unidades graníticas, alojadas numa direção preferencial N40-60E (Figura 5.1; Mapa Geológico - Apêndice 3), são:

- ♦ **Unidade Granítica Pirai do Sul (UPS)**, ocorre na extremidade NW do CGCP, e é constituída principalmente por biotita monzogranitos cinzentos, equi a inequigranulares isótropos;
- ♦ **Unidade Granítica Santa Rita (USR)**, é a unidade do CGCP de maior expressão em área, ocorrendo na porção central do mesmo, constituída principalmente por biotita monzogranitos porfiróides róseos isótropos, ocasionalmente deformados;
- ♦ **Unidade Granítica Ribeirão do Butiá (URB)**, aflora ao longo da extremidade SE do CGCP, numa faixa com cerca de 5 km de largura, em contato com as rochas metavulcano-sedimentares da Faixa Itaiacoca. Nesta unidade predominam anfibólio-biotita monzogranitos e raramente anfibólio-biotita granodioritos cinzentos, porfiróides e isótropos.

As composições modais dos principais litotipos graníticos das unidades do CGCP, encontram-se em diagrama QAP (Streckeisen, 1976), Figura 5.2.

Figura 5.2 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) - CGCP.

5.2.1 – Unidade Granítica Pirai do Sul (UPS)

No domínio da UPS, diversos autores citam a ocorrência de rochas gnáissicas e migmatíticas atribuídas ao possível embasamento do CGCP (ver item 3.5, Capítulo 3). Reis Neto (1994) cita a ocorrência e define rochas ortognáissicas, como neoproterozóicas e pertencentes ao CGCP, denominadas informalmente de Gnaisses Pirai do Sul. Durante os trabalhos de campo, realizados na Estrada do Cerne, na suposta porção aflorante desses gnaisses, não foram encontradas rochas com as características descritas por Reis Neto (1994). A pouca qualidade e quantidade de afloramentos observados, não permitiram no presente trabalho, a identificação de rochas gnáissicas e/ou migmatíticas nessa região. Guimarães (comunicação verbal; inédito), através de um mapeamento geológico de detalhe, descarta a possibilidade de ocorrência de rochas com tais feições. Portanto, sugere-se no presente trabalho o abandono do termo “gnaisse” e que, as rochas observadas nessa área, sejam incluídas no CGCP sob a denominação de UPS.

As melhores exposições dos granitos da UPS, encontram-se na Estrada do Cerne, afloramentos HP-17 e HP-21 (cortes de estrada ou em forma de diversos matacões), extremidade sul do CGCP. Devido ao espesso manto de intemperismo não foi possível determinar o tipo de contato geológico que a UPS mantém com as demais unidades do CGCP. Não foi observado o contato da UPS com as rochas do Grupo Castro, entretanto, através da análise de imagens de radar, sugere-se um contato tectônico evidenciado por forte lineamento.

A UPS é constituída por biotita monzogranitos equi a inequigranulares, de cor cinza claro a cinza róseo e, castanho escuro quando alterados, leucocráticos, e de textura granítica com granulação média a fina (Prancha 1, Foto 1). São constituídos por feldspato potássico (microclíneo), plagioclásio (oligoclásio), quartzo e biotita. Nas porções mais inequigranulares destacam-se, de forma isolada, fenocristais de feldspato potássico com até 1,5 cm de comprimento.

A orientação incipiente dos cristais de biotita e a relação textural deste mineral com os demais constituintes da rocha, sugerem uma estrutura de fluxo magmático.

A análise modal, efetuada por contagem de pontos em lâminas delgadas, indica valores de 20 a 25% de quartzo, 33 a 35% de feldspato potássico, 28 a 33 % de plagioclásio e 7 a 12% de biotita. Em diagrama QAP (Figura 5.3) os granitóides da UPS são plotados no campo dos monzogranitos

Microscopicamente as rochas da UPS apresentam textura hipidiomórfica caracterizada pela presença de fenocristais de microclíneo em matriz média constituída por quartzo, oligoclásio, microclíneo e biotita (Prancha 1, Foto 2).

Figura 5.3 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) - UPS.

O quartzo nessas rochas é predominantemente xenomórfico (entre 1 a 5mm), geralmente intersticial aos cristais de microclíneo e oligoclásio, apresentando por vezes extinção ondulante. O microclíneo ocorre geralmente como fenocristais ou cristais menores, hipidiomórficos a xenomórficos, normalmente pertíticos (filmes) (Prancha 1, Foto 2), e geminação em grade bem desenvolvida. Apresentam inclusões de cristais hipidiomórficos de plagioclásio, e ocasionalmente biotita e zircão. Encontram-se comumente fraturados com ou sem preenchimento de sericita. Cristais menores (3 a 5mm) de microclíneo xenomórficos encontram-se dispersos aleatoriamente pela matriz. O plagioclásio (oligoclásio) ocorre como cristais idiomórficos a hipidiomórficos, menores (1 a 5mm) do que os de microclíneo, geralmente com zoneamento oscilatório indicativo de núcleos mais ricos em cálcio, normalmente alterados (núcleos sericitizados).

O mineral máfico predominante nestes monzogranitos é a biotita, apresentando-se como cristais (2 a 3mm), idiomórficos a hipidiomórficos, ocasionalmente ou raramente xenomórficos, com pleocroísmo amarelo claro-castanho escuro. Os cristais de biotita apresentam alteração parcial ou total para clorita (Prancha 1, Foto 3), onde a substituição ocorre gradativamente ao longo da clivagem do mineral. Inclusões de zircão (desenvolvimento de halos pleocróicos) e apatita são comuns. Os cristais de titanita e alanita ocorrem geralmente associados com a biotita ou inclusos nestas.

Os principais minerais acessórios são zircão, apatita, alanita, titanita e opacos como a magnetita e pirita. Cristais geralmente idiomórficos de titanita, por vezes fraturados, de até 1mm, ocorrem freqüentemente associados aos cristais de biotita. Apresentam uma concentração de até 3% do volume dos minerais e ocasionalmente apresentam inclusões de zircão e opacos (Prancha 1, Foto 3). Cristais de muscovita, sericita, clorita e epídoto aparecem como produtos de alteração dos cristais de feldspato e biotita.

Uma característica marcante na UPS é a ocorrência de uma unidade metassedimentar com direção N30-50 E, conhecida como Quartzito Serra das Pedras, interpretada como 'teto pendente' preservado nas bordas do CGCP.

PRANCHA 1

Foto 1 – Biotita monzogranito. Amostra do afloramento HP-21 (UPS).

Foto 2 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25X), aspecto textural geral. Quartzo (Q), Microclíneo (Mi), Plagioclásio (Pl), Biotita (Bi). Afloramento HP-21 (UPS).

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 200X). Cristais de biotita (Bi) alterados para clorita. Cristais de titanita (Ti) fraturados com inclusões de minerais opacos. Afloramento HP-17 (UPS).

Esta unidade metassedimentar, aflora no extremo noroeste da área de estudo, limitado a leste pela UPS e a oeste pelas rochas do Grupo Castro. Apresenta largura de aproximadamente 6 km e comprimento na ordem de 30 km (Guimarães, 1995).

Fuck *et.al.* (1967) descreve esta unidade como ectinitos do Grupo Açungui que sofreram processos térmicos quando da formação do "Granito Cunhaporanga". Kaefer & Cunha (1974) sugerem que este seja constituinte da Formação Setuva, interpretada como unidade basal do Grupo Açungui, configurando um grande teto pendente nas rochas granitóides. Guimarães (1995) sugere que o Quartzito Serra das Pedras represente uma unidade metassedimentar, que ocorre como um 'teto-pendente' no Complexo Cunhaporanga. Atualmente, a posição tectono-estratigráfica desta unidade é ainda alvo de especulações.

A melhor exposição do Quartzito Serra das Pedras é uma grande saibreira (HP-18; Prancha 2, Foto 1), localizada à margem da Estrada do Cerne. Neste afloramento, ocorre uma rocha de coloração branca, granulação média a grossa, constituída essencialmente por quartzo e em menor volume muscovita. Em alguns locais é possível ainda verificar um acamamento sedimentar (S_0) preservado, definido por níveis métricos mais quartzosos intercalados a níveis centimétricos mais micáceos. Os cristais de muscovita estão orientados segundo um plano preferencial, definindo uma foliação metamórfica incipiente (S_1) presente nestes quartzitos. Essa foliação, é paralela a S_0 , cuja orientação está em torno de N65E/ 75° NW.

Uma característica marcante nestes quartzitos é o alto grau de fraturamento imposto. As fraturas não seguem um padrão preferencial, ramificando-se em diversas direções (Prancha 2, Foto 1). Algumas dessas fraturas são preenchidas por material muito fino, de composição quartzo-feldspática, muito alterado. São prováveis injeções graníticas, alojadas nas fraturas das encaixantes do CGCP, quando da colocação deste.

Microscopicamente o Quartzito Serra das Pedras é composto por cristais de até 5mm de quartzo (aproximadamente 95% do volume da rocha), xenomórficos, com forte extinção ondulante, e na sua maioria apresentando evidências texturais de recuperação, tendendo a recristalização (Prancha 2, Foto 2). Cristais de muscovita com até 2mm (Prancha 2, Foto 3), e em menor quantidade biotita apresentam-se orientados e definem a foliação S_1 . Os cristais de zircão aparecem como o principal mineral acessório.

O metamorfismo imposto ao Quartzito Serra das Pedras, atingiu, provavelmente, o fácies xisto verde médio a alto, conforme a assembléia mineralógica - metamórfica quartzo + muscovita $\pm$ biotita presente nestas rochas.

PRANCHA 2

Foto 1 – Exposição do Quartzito Serra das Pedras. Estrada do Cerne. Afloramento HP-18.

Foto 2 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Cristais de quartzo em recuperação. Quartzito Serra das Pedras. Afloramento HP-18.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 200x). Detalhe dos cristais de muscovita. Quartzito Serra das Pedras. Afloramento HP-18.

5.2.2 – Unidade Granítica Santa Rita (USR)

A USR é a principal unidade granítica do CGCP, ocupando a porção central do complexo, e aflorando entre a UPS (NW) e a URB (SE) (Figura 5.1; Mapa Geológico - Apêndice 3). A denominação informal de Unidade Granítica Santa Rita deve-se ao afloramento tipo desta unidade (Prancha 3, Foto 1) que ocorre às margens do Córrego Santa Rita, na Estrada do Cerne, definido anteriormente por Reis Neto (1994) como Granito Santa Rita. Os demais afloramentos dessa unidade são cortes de estrada alterados e matacões, que se encontram pouco alterados preservando as características originais da rocha.

Na USR predominam biotita monzogranitos porfiróides de coloração rósea a avermelhada e granulação média a grossa. São constituídos por fenocristais de k-feldspato idiomórficos, com até 1,5 cm de comprimento, distribuídos em uma matriz equigranular média a fina constituída por cristais de quartzo, plagioclásio, k-feldspato e biotita. Algumas rochas, a exemplo do ponto HP-01, possuem uma incipiente foliação de fluxo magmático caracterizada pela orientação dos fenocristais de k-feldspato e dos cristais de biotita (Prancha 3, Foto 2).

Rochas monzograníticas deformadas ocorrem numa estreita faixa na porção central da USR, próximo ao Ribeirão da Onça (Figura 5.1 e Mapa Geológico - Apêndice 3) e são petrograficamente semelhantes aos granitóides com foliação de fluxo magmático (afloramento HP-01). Desenvolvem uma marcante foliação com direção predominante N10-20E com altos mergulhos (75 a 80) ora para SE, ora para NW. Essa foliação é definida principalmente pela orientação dos cristais de biotita e pelo estiramento dos cristais de k-feldspato e quartzo (Prancha 3, Foto 3).

A contagem mineral modal efetuada em lâminas delgadas, para o conjunto de granitóides da USR (deformados ou não), indicam valores de 24 a 30% de quartzo, 32 a 35% de k-feldspato, 30 a 38% de plagioclásio e 2 a 4% de biotita. Os granitos deformados, em relação aos não deformados, possuem teores de quartzo e k-feldspato mais elevados. Em diagrama QAP (Streckeisen, 1976) os granitos da USR são plotados no campo dos monzogranitos (Figura 5.4).

Figura 5.4 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – USR.

Ao microscópio, os granitos não deformados (tipo Santa Rita) possuem textura porfiróide caracterizada pela presença de fenocristais de microclíneo distribuídos em matriz de granulação média constituída principalmente por quartzo, microclíneo, plagioclásio e biotita (Prancha 3, Foto 4).

Os cristais de quartzo de até 5mm, são xenomórficos, exibem extinção ondulante e ocorrem de forma intersticial aos feldspatos. Os cristais de microclíneo da matriz (de 3 a 5mm), são hipidiomórficos a xenomórficos, enquanto os fenocristais (com até 18mm), são idiomórficos a hipidiomórficos, pertíticos (filmes), e sempre apresentam geminação em grade. Por vezes os cristais de k-feldspato encontram-se sericitizados, e hospedam, na forma de inclusões, cristais de plagioclásio e biotita. Os cristais de plagioclásio (oligoclásio), apresentam dimensões entre 2 a 5mm e são geralmente idiomórficos a hipidiomórficos, zonados, normalmente com a presença de mimerquitas em suas bordas. A alteração (sericitização) é mais comum nos núcleos dos cristais de plagioclásio.

A biotita, com forte pleocroísmo de amarelo claro a marrom escuro, ocorrem como cristais idiomórficos a xenomórficos, entre 2 a 3mm. É freqüente, principalmente nas rochas deformadas da USR, a substituição parcial a total por clorita. As inclusões minerais mais comuns na biotita são cristais de zircão.

Minerais acessórios mais comuns são zircão, alanita, apatita, opacos (magnetita, pirita) e titanitas (identificadas na separação de minerais para metodologia U-Pb). Os cristais de muscovita-sericita e epídoto ocorrem como produtos de alteração de feldspatos e biotitas.

A principal característica dos granitos deformados da USR é o desenvolvimento de uma foliação incipiente definida principalmente pela orientação preferencial da biotita e o estiramento de quartzo e k-feldspato (Prancha 4, Foto 1). Apesar da deformação imposta e consequente foliação produzida, a constituição mineralógica destes monzogranitos deformados é semelhante a dos monzogranitos não deformados (tipo Santa Rita). O reequilíbrio ocorreu no fácies xisto-verde, associado à paragênese: quartzo + clorita + k-feldspato ± epídoto ± sericita.

PRANCHA 3

Foto 1 – Biotita-monzogranito (USR) com enclave constituído por cristais de biotita. Afloramento HP-01. Estrada do Cerne, às margens do Rio Santa Rita.

Foto 2 – Biotita-monzogranito (USR). Orientação incipiente dos minerais de feldspato e biotita. Amostra do afloramento HP-01.

Foto 3 – Biotita-monzogranito (USR). Foliação definida pela orientação da biotita e estiramento dos fenocristais de k-feldspato e quartzo. Amostra do afloramento HP-29.

Foto 4 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Aspecto textural geral do monzogranito: fenocristais de microclíneo (Mi) em matriz de quartzo (Q), microclíneo, plagioclásio (Pl) e biotita (Bi). Afloramento HP-01.

PRANCHA 4

Foto 1 – Fotografia de lupa binocular (aumento 5x). Biotita-monzogranito deformado (USR). Foliação definida pela orientação da biotita e estiramento dos cristais de quartzo e feldspato. Afloramento HP-29.

Foto 2 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Biotita-monzogranito deformado (USR). Recristalização preferencial de quartzo e microclínio nas bordas dos grãos indicada pelas setas. Afloramento HP-29.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 50x). Biotita-monzogranito deformado (USR). Cristal de plagioclásio fraturado sericitizado manteedo parcialmente por microclínio. Desenvolvimento de bordas albiticas e mirmexquitas. Afloramento HP-29.

Foto 4 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 50x). Biotita-monzogranito deformado (USR). Cristal de plagioclásio deformado e fraturado circundado por cristais de biotita que refletem a deflexão da foliação. Afloramento HP-29.

Os cristais de quartzo são xenomórficos e a grande maioria está em processo de recuperação e recristalização, porém apresentam ainda extinção ondulante.

Os cristais de microclíneo são hipidiomórficos a xenomórficos, geralmente pertíticos (tipo filmes). Os fenocristais apresentam inclusões de cristais de biotita e plagioclásio. Recristalização de cristais de microclíneo é comum, e os cristais neoformados encontram-se sempre associados com os grãos microgranulares de quartzo (Prancha 4, Foto 2).

Os cristais de plagioclásio (oligoclásio) são hipidiomórficos a xenomórficos, apresentam-se zonados, e normalmente com fraturamento intracristalino e ocorrência de saussuritização. Formação e desenvolvimento de mirmequitas são comuns, geralmente no contato entre os cristais de plagioclásio e microclíneo (Prancha 4, Foto 3).

Os cristais de biotita, com pleocroísmo amarelo claro a marrom escuro, ocorrem concentrados em níveis descontínuos, apresentando-se bem orientados. Muitas vezes, circundam fenocristais de k-feldspato ou cristais de plagioclásio, em função da deformação imposta (Prancha 4, Foto 4). Os cristais de biotita alteram-se normalmente para clorita e possuem inclusões de cristais de zircão, apatita e titanita.

5.2.3 – Unidade Granítica Ribeirão do Butiá (URB)

A URB aflora ao longo de toda extremidade NE do CGCP sendo delimitada a NW pela USR e a SE pelos metassedimentos da Faixa Itaiacoca (Figura 5.1 e Mapa Geológico - Apêndice 3). Na região compreendida entre Abapã e São Lourenço, o contato intrusivo da URB com as rochas metavulcano-sedimentares é evidenciado pelo aparecimento de cristais de andalusitas não orientados nos metapelitos (Prancha 5, Foto 1), e cristais de tremolita e talco não orientados nas rochas metadolomíticas. Estes minerais são frutos do metamorfismo termal de contato imposto nestas rochas encaixantes, já metamorfasadas, quando do alojamento e resfriamento do CGCP.

As rochas da URB são representadas por anfibólio-biotita monzogranitos a ocasionalmente granodioritos, de granulação média a grossa, aflorando na forma de matacões arredondados, a exemplo do ponto HP-02, afloramento tipo dessa unidade. São rochas leucocráticas de coloração cinza médio, textura porfiróide, com fenocristais de feldspato potássico (com até 2cm) idiomórficos e, ocasionalmente fenocristais de plagioclásio (Prancha 5, Foto 2). A matriz destas rochas, de composição granodiorítica, possui granulação média e é constituída principalmente por plagioclásio (mineral predominante), cristais menores de microclíneo, quartzo, biotita e anfibólio. Os principais minerais acessórios são zircão, titanita, alanita, apatita e opacos. Nas imediações da localidade de Abapã, ocorrem, nestas rochas,

enclaves microgranulares máficos, de composição diorítica, com formas ovaladas, constituídos principalmente por biotita, anfibólio e plagioclásio.

A contagem mineral modal dos granitóides da URB foi efetuada em lâminas delgadas e em fatias de rocha submetidas a ensaio por colorimetria. Os valores modais indicaram 18 a 26% de quartzo, 26 a 30% de feldspato potássico, 35 a 52% de plagioclásio e 10 a 15% de máficos (biotita 4 a 10% e anfibólio 3 a 7%). Em diagrama QAP (Figura 5.5) as rochas da URB ocupam o campo dos monzogranitos e raramente (uma amostra) granodioritos.

Figura 5.5 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – URB.

A análise petrográfica de seções delgadas mostra para o conjunto dos granitóides da URB, texturas porfiróides com fenocristais de microclíneo distribuídos em uma matriz de granulação média composta por quartzo, oligoclásio, microclíneo, biotita e hornblenda (Prancha 5, Fotos 3 e 4).

Os cristais de quartzo, com dimensões de 2 a 5 mm, possuem hábito xenomórfico, geralmente com extinção ondulante. Ocorrem dispersos caoticamente e constituem a matriz da rocha, de forma intersticial aos fenocristais e cristais menores de feldspato (Prancha 5, Foto 3).

Os cristais de oligoclásio, com 5 a 10mm, são normalmente idiomórficos e alterados (núcleos sericitizados), por vezes exibem zoneamento oscilatório sugestivo de núcleo com maior componente anortítico. No contato entre os cristais de oligoclásio e os de microclíneo, normalmente ocorrem intercrescimentos mirmerquíticos (Prancha 5, Foto 3). Alguns cristais idiomórficos menores (até 1mm) de oligoclásio ocorrem como inclusões nos fenocristais de microclíneo (Prancha 5, Foto 4).

Além dos fenocristais, de até 2 cm, os cristais de microclíneo da matriz podem alcançar dimensões de até 7mm, são idiomórficos a xenomórficos e, não raramente, apresentam-se sericitizados. Os fenocristais são perfiticos (tipo filme), e as inclusões minerais de plagioclásio, anfibólio e biotita dispõem-se normalmente paralelas às linhas de zoneamento do cristal (Prancha 5, Foto 4).

PRANCHA 5

Foto 1 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 50x). Unidade Itaiacoca. Cristal de andalusita em metapelitos. Afloramento HP-37 – Abapã.

Foto 2 – (a) Anfibólio – biotita - monzogranito (URB). Fatia tingida com solução de Cobaltinitrito de Sódio (b). Afloramento HP-02 - Ribeirão do Butiá.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Monzogranito (URB). Constituído por quartzo (Q), plagioclásio (PI), microclíneo (Mi), biotita (Bi), hornblenda (Hb) e titanita (Ti). Afloramento HP-02.

Foto 4 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x), Monzogranito (URB). Fenocristal de microclíneo poiquilítico com inclusões de plagioclásio (PI), hornblenda (Hb) e biotita (Bi) dispostos paralelamente às linhas do zoneamento do fenocristal. Afloramento HP-36.

A biotita, com pleocroísmo de amarelo claro a castanho escuro, ocorre como cristais idiomórficos a xenomórficos, com tamanho máximo de 3mm, geralmente associados aos cristais de hornblenda e titanita. Alteram-se para clorita e podem conter inclusões de cristais de zircão e apatita.

Os cristais de hornblenda, com pleocroísmo de amarelo claro a verde escuro, atinge dimensões entre 2 a 5mm, são idiomórficos a hipidiomórficos. Geralmente associam-se aos cristais de biotita, em intercrescimento simplectítico. Os cristais de hornblenda podem apresentar inclusões de zircão e apatita, e alteração parcial para clorita, principalmente nas bordas.

Os cristais de titanita ocorrem excepcionalmente em grande proporção (mais de 3%), são idiomórficos e apresentam dimensões de até 2mm. Alguns cristais de titanita contém inclusões de zircão e de minerais opacos (Prancha 5, Foto 3).

Os principais minerais acessórios nas rochas da URB, são alanita, apatita, titanita e zircão. Epidoto, carbonato, sericita-muscovita e clorita são os principais minerais de alteração dos feldspatos, biotita e hornblenda.

5.3 – COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS (CGTC)

As investigações petrográficas, geoquímicas e geocronológicas dos granitóides do CGTC foram baseadas no estudo de três perfis geológicos principais: a) Estrada do Cerne (PR-090); b) Açungui-São Lourenço; e c) Cerro Azul-Caraguatá (Mapa Geológico - Apêndice 3). Dessa forma foi possível reconhecer, principalmente com base nos estudos petrográficos destas rochas, quatro unidades (Figura 5.1 e Mapa Geológico - Apêndice 3):

- ♦ **Unidade Granítica Paina (UPN)**, ocorre na extremidade NW do CGTC, em contato com os metassedimentos da Faixa Itaiacoca, e representa a menor unidade do CGTC, com aproximadamente 1 km de largura e de 15 km de comprimento. É constituída principalmente por tonalitos fracamente deformados. Correspondem aos Gnaisses Paina de Reis Neto (1994);
- ♦ **Unidade Granítica Arrieiros (UAR)**, é a unidade granítica de maior expressão em área, ocupando toda a porção NW e N do CGTC. Esta unidade é constituída por granitóides porfiróides de composição granodiorítica a monzogranítica deformados (protomilonitos) ou não;
- ♦ **Unidade Granítica São Sebastião (USS)**, ocorre na porção central do CGTC, totalmente intrusiva na Unidade Água Clara, configurando um corpo batolítico, com dimensões de aproximadamente 250 km². Esta unidade é constituída por quartzo-monzonitos a monzogranitos porfiróides;

♦ **Unidade Granítica Conceição (UCN)**, ocorre na extremidade sul do CGTC, totalmente separada das demais unidades e intrusiva nas seqüências metavulcano-sedimentares da Unidade Água Clara. É constituída principalmente por monzogranitos, e apresenta uma área de aproximadamente 260 km².

As análises minerais modais para o conjunto dos granitóides das quatro unidades estudadas estão plotados em diagrama QAP (Figura 5.6).

Figura 5.6 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) com os principais litotipos graníticos do CGTC.

5.3.1 – Unidade Granítica Paina (UPN)

A UPN engloba os litotipos descritos anteriormente como rochas gnáissicas de idade mesoproterozóica a arqueana do Complexo Apiaí-Mirim (Biondi *et al.*, 1989). Reis Neto (1994) ao estudar a porção aflorante dessa unidade, define informalmente o nome Paina para as rochas gnáissicas de composição trondhjemitica-tonalítica, de idade neoproterozóica, associadas ao magmatismo do CGTC.

No presente trabalho, por tratar do mesmo corpo estudado por Reis Neto (1994), foi mantida a denominação Paina. A relação e o tipo de contato da UPN com as demais unidades graníticas que compõem o CGTC, ainda não foram caracterizados. No entanto, com os metassedimentos da Faixa Itaiacoca o contato tectônico da UPN é bem definido através da Zona de Cisalhamento Itapirapuã.

O afloramento analisado dessa unidade (HP-06) refere-se às rochas que ocorrem próximas a região de Paina e do Rio Socavão (Mapa Geológico - Apêndice 3). Tratam-se de tonalitos homogêneos, de granulação média, com textura inequigranular e coloração cinza escura (Prancha 6, Foto 1). São constituídos por plagioclásio, quartzo, anfibólio e biotita,

e subordinadamente cristais de k-feldspato. Os principais minerais acessórios são zircão, titanita, apatita, alanita e minerais opacos (magnetita e sulfetos).

Os tonalitos apresentam uma foliação incipiente definida pelo estiramento e orientação de cristais de quartzo e feldspato e pela orientação preferencial dos cristais de biotita e hornblenda (Prancha 6, Foto 2). A foliação apresenta orientação preferencial N02 - 05W / 68 - 75° NE. Veios graníticos hololeucocráticos, apresentam cerca de 10 cm de largura, sendo alojados em direções transversais às foliações destes tonalitos.

A contagem mineral realizada em uma única seção delgada mostra a seguinte composição mineralógica: plagioclásio (oligoclásio) 55%, quartzo 28%, biotita 8%, microclíneo 5% e hornblenda 4%. Em diagrama QAP (Figura 5.7) esta rocha situa-se no campo dos tonalitos.

Figura 5.7 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) - UPN.

Ao microscópio os tonalitos da UPN, apresentam texturas levemente deformadas. A mineralogia principal é representada por quartzo, plagioclásio, microclíneo, biotita, hornblenda (Prancha 6, Foto 3). A deformação tectônica imposta nos tonalitos está caracterizada pelo desenvolvimento de uma foliação incipiente (Prancha 6, Foto 2), definida principalmente pela orientação preferencial dos minerais máficos (biotita e hornblenda).

O quartzo ocorre como cristais xenomórficos estirados, com até 5mm de comprimento, são intersticiais aos feldspatos e minerais máficos. Apresentam forte extinção ondulante e evidências texturais de recuperação e recristalização, resultando na formação de grãos submilimétricos com contatos poligonais entre si.

Os cristais de plagioclásio (oligoclásio), entre 2 a 10mm, são xenomórficos, geralmente estirados, a hipidiomórficos, por vezes apresentando-se muito saussuritizados. Exibem freqüentemente zoneamento e hospedam inclusões de cristais de anfibólio, zircão e alanita.

PRANCHA 6

Foto 1 – Tonalito (UPN). Amostra do afloramento HP-06, Estrada da Paina.

Foto 2 – Fotomicrografia, obtida em lupa binocular (aumento 7,5x). Tonalito (UPN). Foliação incipiente definida pela orientação e estiramento dos cristais de quartzo e feldspato e orientação dos minerais máficos (Corte XZ). Afloramento HP-06.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x), Tonalito (UPN), aspecto geral. Rocha constituída por quartzo (Q), plagioclásio (Pl), microclíneo (Mi), biotita (Bi), hornblenda (Hb) e acessórios: zircão, alanita (Al) e titanita (Ti). Afloramento HP-06.

Os cristais de microclíneo apresenta-se normalmente xenomórficos (entre 2 a 3mm) e desenvolvem geminação em grade.

Os cristais de biotita (1 a 2mm), são xenomórficos a hipidiomórficos com pleocroísmo de amarelo pálido a marrom escuro. Associam-se aos cristais de hornblenda, em níveis descontínuos orientados podendo formar simplectitos, sugestivos de formação da biotita a partir da hornblenda. Vários cristais de biotita possuem inclusões de cristais de zircão e apatita. Normalmente a biotita altera-se parcialmente ou totalmente para clorita.

Os cristais de hornblenda são idiomórficos a xenomórficos (entre 2 a 6mm) com pleocroísmo de amarelo pálido a verde escuro. Ocorrem como cristais isolados e orientados, ou associados com cristais de biotita, e normalmente encontram-se parcialmente alterados para clorita.

Os principais minerais acessórios são titanita, geralmente xenomórfica, zircão, apatita, minerais opacos e notável concentração de cristais de alanita. Minerais secundários, resultantes da alteração da mineralogia principal, tais como, carbonatos, epídoto e clorita são comuns.

5.3.2 – Unidade Granítica Arrieiros (UAR)

É a unidade de maior expressão na área estudada, predominando nas porções N e W do CGTC (Figura 5.1 e Mapa Geológico - Apêndice 3). Engloba os granito-gnaisses descritos como pertencentes ao Complexo Apiaí-Mirim por Biondi *et.al.* (1989). As rochas graníticas desta unidade foram incluídas no CGTC por não ser possível diferenciá-las das demais rochas graníticas do complexo, principalmente no aspecto mineralógico-químico. A presença subordinada de granitóides deformados (geralmente protomilonitos) nesta unidade, está relacionada a atuação de importantes deformações tectônicas.

A UAR (melhor caracterizada no perfil Cerro Azul-Caraguatá, Mapa Geológico - Apêndice 3), aflora quase sempre na forma de matações *in situ* (Prancha 7, Foto 1) e está representada por um conjunto de granitóides porfiróides. Os granitóides são constituídos por fenocristais de feldspato potássico poiquilíticos, com até 2cm de eixo maior, distribuídos em uma matriz de granulação média, coloração cinza médio, de composição granodiorítica a tonalítica, formada por cristais de plagioclásio, quartzo, microclíneo, biotita e anfibólio (Prancha 7, Foto 2). Veios aplíticos são de ocorrência comum nesta unidade e representam manifestações graníticas tardias. Na porção norte e sul da UAR, são identificados grandes tetos pendentes representados por septos metamórficos da Unidade Água Clara, a exemplo do afloramento HP-52, (Figura 5.1 e Mapa Geológico - Apêndice 3), que ocorrem como xenólitos em meio às rochas graníticas com dimensões métricas (Prancha 7, Foto 3).

O contato geológico entre a UAR e a UPN é inferido, já que suas características não foram evidenciadas em campo. Na região de São Luís do Machado (Mapa Geológico - Apêndice 3) os granitóides típicos da USS encontram-se alojados nos domínios da UAR. O contato da UAR com a Faixa Itaiacoca (borda W da UAR) é tectônico, marcado pela Zona de Cisalhamento Itapirapuã. Com as litologias da Unidade Água Clara os contatos geológicos são em parte intrusivos e em parte tectônicos.

A contagem modal de minerais (fenocristais e matriz; Prancha 7, Fotos 2 e 4) dos granitóides da UAR mostram teores de 55 a 38% de plagioclásio, 32 a 15% de feldspato potássico, 28 a 15% de quartzo, 10 a 4% de biotita, 8 a 3% anfibólio e em algumas rochas teores de até 2% de titanita. Em diagrama QAP esses granitóides variam composicionalmente entre granodioritos a monzogranitos (Figura 5.8).

Figura 5.8 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – UAR.

Os granitóides da UAR, ao microscópio, apresentam textura porfiróide caracterizada pela presença de fenocristais de microclíneo em matriz de granulação média (Prancha 8, Foto 1).

Os cristais de quartzo (entre 2 a 3mm), são xenomórficos com extinção ondulante, ocorrendo geralmente de forma intersticial aos cristais de feldspato, biotita e anfibólio (Prancha 8, Fotos 2 e 3).

Os cristais de oligoclásio, até 5mm de tamanho, são normalmente hipidiomórficos, e geralmente apresentam zoneamento oscilatório (Prancha 8, Foto 3). Normalmente apresentam-se sericitizados nos núcleos ou em todo cristal. Em contato com cristais de microclíneo podem desenvolver bordas albíticas e mirmequitas. Cristais menores (< 2mm) idiomórficos de plagioclásio ocorrem como inclusões nos fenocristais de microclíneo.

PRANCHA 7

Foto 1 – Granodiorito (UAR). Afloramento HP-73, cidade de Cerro Azul.

Foto 2 – Hornblenda-biotita granodiorito porfiróide (UAR). Acima, sua fatia tingida com solução de Cobaltinitrito de Sódio. Amostra do afloramento HP-73.

Foto 3 – Monzogranito (UAR). Presença de xenólitos da Unidade Água Clara. Afloramento HP-52 - Estrada do Cerne, próximo a ponte sobre o Rio Ribeira.

Foto 4 – Hornblenda - biotita - monzogranito (UAR). Amostra tingida com solução de Cobaltinitrito de Sódio. Afloramento HP-83a.

PRANCHA 8

Foto 1 – Fotomicrografia de lupa binocular (aumento 5x). Granodiorito (UAR). Textura porfiróide. Notar inclusões dispostas paralelamente às linhas de crescimento do fenocristal de microclínio (seta). Afloramento HP- 73.

Foto 2 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Monzogranito (UAR), aspecto geral. Constituído por fenocristais de microclínio poiquilíticos (Mi) em matriz de quartzo (Q), plagioclásio (Pl), biotita (Bi), hornblenda (Hb) e titanita (Ti). Afloramento HP-88.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x) Granodiorito (UAR). Quartzo intersticial (Q), microclínio (Mi), plagioclásio zonado (Pl), hornblenda (Hb), biotita (Bi) e titanita (Ti) associadas. Afloramento HP-73.

O microclíneo apresenta-se como fenocristais (até 2cm), pertíticos (tipo filme) e geralmente hipidiomórficos. Cristais menores (2 a 5mm), geralmente xenomórficos encontram-se dispersos caoticamente na matriz da rocha e associam-se aos cristais de quartzo. Os cristais de microclíneo exibem geminação em grade e ocasionalmente textura poiquilítica, caracterizada pela presença de inclusões de cristais de anfibólio, biotita, plagioclásio e titanita, sugestiva da cristalização anterior dos minerais inclusos (Prancha 8, Fotos 2 e 3). Esses minerais dispõem-se paralelamente às linhas de crescimento do microclíneo.

Os cristais de biotita, com pleocroísmo amarelo claro a verde escuro, são idiomórficos a xenomórficos (entre 2 a 4mm) com freqüentes inclusões de cristais de zircão, apatita e minerais opacos. Encontram-se normalmente associadas aos cristais de anfibólio em simplectitos, e alteram-se para clorita (Prancha 8, Fotos 2 e 3).

Os cristais de hornblenda (2 a 3,5 mm) são geralmente hipidiomórficos, com pleocroísmo de amarelo claro a verde escuro, associadas aos cristais de biotita nas texturas mencionadas, e apresentam inclusões de cristais de apatita e minerais opacos. Cristais de hornblenda submilimétricos idiomórficos, ocorrem como inclusões nos fenocristais de microclíneo (Prancha 8, Fotos 2 e 3).

A titanita ocorre como principal mineral acessório. Nos granitóides da UAR apresentam um volume aproximado de até 2% dos constituintes mineralógicos. São geralmente cristais idiomórficos, entre 1 a 2mm, excepcionalmente podem chegar a 4mm (Prancha 8, Foto 2). Ocorrem associados aos cristais de anfibólio e biotita. Os demais minerais acessórios são cristais de zircão, apatita, alanita e minerais opacos. Cristais de sericita, clorita, epidoto e carbonatos ocorrem como produtos de alteração de feldspatos, biotita e hornblenda.

Feições sugestivas de interação magmáticas entre rochas félsicas e máficas ocorrem localmente, a exemplo do afloramento HP-77, onde observa-se uma forte associação entre os granodioritos da UAR com rochas de composição monzonítica (Prancha 9, Foto 1). Essas últimas são rochas caracterizadas por teores dos máficos superior a 30% do volume total dos minerais constituintes e de granulação fina a média (Prancha 9, Foto 2). A contagem mineral efetuada numa única seção delgada indicou a seguinte concentração mineralógica: quartzo (3%), plagioclásio (oligoclásio? – 40%), k-feldspato (25%), biotita (6%), anfibólio (22%), titanita (2%) e opacos (2%), além dos acessórios de zircão, apatita, alanita (?). Em diagrama QAP (Figura 5.8), são classificados como monzonitos.

PRANCHA 9

Foto 1 – Contato magmático irregular entre granodiorito (UAR) e rocha monzonítica (HP-77). Em detalhe, canto superior direito, observar a corrosão de fenocristal de FK incorporado pela rocha monzonítica (ampliação 8x).

Foto 2 - Detalhe de fenocristal de k-feldspato no contato entre granodiorito porfiróide (UAR) e monzonito mesocrático (a direita). Afloramento HP-77.

Foto 3 – Detalhe da Foto 1, mostrando estruturas de interação entre granodiorito e monzonito, apresentando foliações magmáticas concordantes, indicadas pelas linhas tracejadas. Afloramento HP-77.

O contato entre os dois tipos de rocha, granodiorito e o monzonito, em interação é caracterizado por: a) zona de interface irregulares e em cúspide (Prancha 9, Foto 1); b) foliações magmáticas concordantes em ambos tipos de rocha (Prancha 9, Foto 3); c) incorporação de fenocristais de k-feldspato do granodiorito pela rocha monzonítica (Prancha 9, Foto 1); d) evidências de corrosão das bordas dos fenocristais de k-feldspato incorporados (Prancha 9, Foto 1); e) concentrados de fenocristais de k-feldspato que distribuem-se ao longo do contato entre o granodiorito e o monzonito; (Prancha 9, Foto 2); e f) fortes interações entre os dois tipos de rochas em pontos localizados (Prancha 9, Foto 3).

Tais características estruturais e texturais evidenciam a coexistência de dois diferentes magmas, um máfico (monzonito) e um félsico (granodiorito), contemporâneos, bem como a mistura dos mesmos, a exemplo de casos semelhantes relatados em complexos graníticos por Neves & Vauchez (1995), no Nordeste brasileiro.

Os granitóides deformados da UAR estão associados a importantes deformações tectônicas que impuseram nestas rochas foliações protomiloníticas, com orientação principal N40-50E/70NW. Estas foliações são definidas pela orientação preferencial dos cristais de biotita e anfibólio, estiramento e orientação dos cristais de quartzo, plagioclásio e dos fenocristais (porfiroclastos) de k-feldspato, estes, por vezes apresentam-se orientados mantendo-se idiomórficos (Prancha 10, Foto 1).

Ocasionalmente, na porção norte da UAR, e mais precisamente o afloramento HP-86 (Mapa Geológico - Apêndice 3), aparecem faixas miloníticas centimétricas de coloração cinza escuro, granulação fina a média, constituídas por cristais de biotita, anfibólio, porfiroclastos de k-feldspatos estirados e cristais de quartzo e plagioclásio também estirados (Prancha 10, Foto 2). É comum a ocorrência de forte epidotização, caracterizada pelo acúmulo de cristais de epidoto em fraturas, nos granitóides deformados (Prancha 10, Foto 3).

Ao microscópio, a deformação imposta a esses granitóides (Prancha 10, Foto 4) está registrada pelo estiramento dos grãos de quartzo (com até 5mm) que apresentam forte extinção ondulante e em recuperação. Cristais submilimétricos recrystalizados de quartzo formam contatos poligonais entre si. Os fenocristais hipidiomórficos de k-feldspato (microclíneo), apresentam freqüentemente fraturas internas preenchidas por cristais de quartzo e sericita. Evidências de recrystalização ocorrem principalmente ao longo da borda desses cristais. Os cristais de plagioclásio (oligoclásio), apresentam-se muito fraturados e assumem, devido a deformação, formas xenomórficas. Os cristais de biotita e hornblenda encontram-se orientadas e associadas em simplectitos, em níveis heterogêneos preferenciais paralelos à foliação nestas rochas.

PRANCHA 10

Foto 1 – Monzogranito protomilonítico (UAR). Foliação definida por estiramento do quartzo e FK, e orientação dos demais minerais. Afloramento (HP-86).

Foto 2 – Faixa milonítica centimétrica em monzogranito protomilonítico (UAR). Afloramento HP-86.

Foto 3 – Monzogranito protomilonítico (UAR). Epidotização em fraturamento paralelo à foliação protomilonítica. Afloramento HP-87.

Foto 4 – Fotomicrografia obtida de lupa binocular (aumento 5X). Textura protomilonítica de monzogranito deformado (UAR). Afloramento HP-86.

Na região próxima a localidade de Alecrim e às margens do Rio Morcego (porção sul da UAR), os granitóides deformados que ali afloram (afloramentos HP-07 e HP-15), foram definidos por Reis Neto (1994) como Gnaisses Rio Morcego. Na realidade tratam-se de granodioritos deformados de coloração cinza médio, que exibem uma foliação protomilonítica (Sm). Esta foliação caracteriza-se pelo estiramento e orientação de porfiroclastos (1 a 2 cm) de k-feldspato e orientação de minerais máficos, concentrados em níveis preferenciais e heterogêneos. Pela observação dos indicadores cinemáticos, tais como porfiroclastos de k-feldspato sigmóides sugerem uma movimentação dextral (Prancha 11, Foto 1). Esta foliação protomilonítica possui direção geral N80-85E/24-28SE. Esta deformação é distinta da presente na porção norte da UAR (afloramento HP-86) por ser caracteristicamente de baixo ângulo de mergulho.

Nos planos destas foliações ocorrem lineações minerais (Lm) definidas pelo alinhamento dos cristais de quartzo e feldspato e orientação preferencial dos cristais de biotita e hornblenda, e estiramento monominerálicos dos porfiroclastos de k-feldspato, em geral bastante proeminentes com rumo em torno de S05E/9°. A orientação da Sm (N80-85E/24-28SE), o caimento da Lm (S05E/9°), juntamente com a indicação cinemática dextral definida pelos sigmóides de k-feldspato, indicam um transporte tectônico para N-NW associado a uma componente de cavalgamento, onde esses granitóides encontram-se empurrados para NW sobre as rochas cálcio-silicáticas da Unidade Água Clara (Mapa Geológico - Apêndice 3).

Microscopicamente nestas rochas (Prancha 11, Foto 2) observa-se uma textura protomilonítica formada por porfiroclastos deformados de microclíneo em meio a uma matriz deformada de granulação média, constituída por quartzo, plagioclásio, microclíneo, biotita e hornblenda. Os principais minerais acessórios são titanita, apatita, alanita, zircão e opaco (magnetita).

Os cristais de microclíneo pertíticos ocorrem como porfiroclastos (1,5 a 2 cm), hipidiomórficos a xenomórficos, geralmente rotacionados e fraturados (Prancha 11, Foto 2) preenchidas principalmente por quartzo. A recristalização de microclíneo é evidente nas bordas destes porfiroclastos. Apresentam textura poiquilítica, com inclusões de cristais de plagioclásio, biotita, anfibólio e titanita. Ocorrem ainda cristais xenomórficos estirados, com aproximadamente 3mm associados ao quartzo e plagioclásio da matriz.

Os cristais de oligoclásio ocorrem como porfiroclastos, (até 1 cm) ou, cristais menores milimétricos (entre 3 a 5mm) constituintes da matriz. São idiomórficos (principalmente quando inclusos nos fenocristais de microclíneo) a xenomórficos, quando estirados. Alguns cristais encontram-se zonados e normalmente no contato com os cristais de microclíneo, são comuns intercrescimentos mirmequíticos.

PRANCHA 11

Foto1 – Granodiorito protomilonítico (UAR). Indicação de movimentação dextral. Corte positivo XZ. Afloramento HP-07 - Rio Morcego.

Foto 2 – Fotomicrografia de lupa binocular (aumento 5x). Granodiorito deformado (UAR). Foliação protomilonítica. Afloramento HP-07, Rio Morcego. Corte XZ orientado positivo.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Granodiorito protomilonítico (UAR). Detalhe dos cristais de quartzo com extinção ondulante e forte estiramento (Q). Afloramento HP-07, Rio Morcego.

Foto 4 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Granodiorito protomilonítico (UAR). Cristais de biotita cloritizadas (Bi) e hornblenda (Hb), circundando porfiroclasto de plagioclásio (PI). Presença de alanita (Al) e titanita (Ti). Afloramento HP-07, Rio Morcego.

O quartzo ocorre texturalmente de dois modos: 1) cristais xenomórficos (até 5mm) estirados, exibindo forte extinção ondulante e em recuperação; 2) cristais submilimétricos, recristalizados com contatos poligonais (Prancha 11, Foto 3).

Os cristais de biotita e hornblenda são geralmente hipidiomórficos, e concentram-se em níveis preferenciais heterogêneos que, circundam os porfiroclastos de k-feldspatos e definem a foliação. Ocasionalmente encontram-se alterados para cloritas (Prancha 11, Foto 4).

Os cristais de titanita encontram-se em níveis preferenciais associados à biotita e hornblenda. São cristais idiomórficos a hipidiomórficos, com até 3mm, e ocorrem em quantidades superiores a 1% (Prancha 11, Foto 4).

A deformação observada no conjunto dos protomilonitos da UAR pode ter atingido, a fácies xisto verde evidenciado pela paragênese: quartzo + clorita $\pm$ epidoto $\pm$ sericita $\pm$ microclíneo (?).

Localmente, próximo ao Rio Conceição (afloramento HP-53), em contato com a Unidade Água Clara (porção sul da UAR), ocorrem rochas deformadas, distintas das descritas anteriormente. São monzogranitos ricos em quartzo, teores em torno de 45% (Figura 5.8), de granulação fina a média, coloração rósea clara, intensamente deformados. Apresentam uma foliação penetrativa de direção N40-65E/75-82 NW, definida pela orientação dos cristais de biotita e estiramento dos cristais de feldspato e quartzo (Prancha 12, Foto 1)

A contagem mineral efetuada em seção delgada indicou a seguinte concentração mineralógica: quartzo (45%), plagioclásio (oligoclásio – 23%), k-feldspato (29%), biotita (2%), anfibólio (1%), além dos acessórios titanita, zircão, apatita, alanita e minerais opacos (magnetita).

Ao microscópio, em comparação aos protomilonitos da UAR, esses monzogranitos caracterizam-se por uma textura granoblástica (Prancha 12, Foto 2) com intensa recristalização dos minerais de quartzo e microclíneo.

Os cristais maiores de quartzo apresentam-se estirados com extinção ondulante e em recuperação, tendendo a formar subgrãos (Prancha 12, Foto 2). Os cristais menores encontram-se recristalizados com contatos poligonais (Prancha 12, Foto 3). Importante notar o fenômeno de recristalização do microclíneo que ocorre na borda dos fenocristais e também na matriz, onde são bem desenvolvidos, com contatos poligonais associados ao quartzo recristalizado (Prancha 12, Foto 3).

Essa deformação, possivelmente associada ao uma zona de falha que coloca esses granitos em contato tectônico com as rochas metassedimentares da Unidade Água Clara, provocou o reequilíbrio da associação mineralógica, provavelmente no fácies anfibólito, evidenciado pela notada recristalização do microclíneo.

PRANCHA 12

Foto 1 – Anfibólio-biotita monzogranito deformado - (UAR). Foliação penetrativa definida pelo estiramento do quartzo e orientação preferencial dos minerais máficos. Afloramento HP-53.

Foto 2 – Fotomicrografia obtida em lupa binocular (aumento 5x). Anfibólio-biotita monzogranito deformado (UAR). Aspecto geral da textura granoblástica, com cristais estirados de quartzo em recuperação, e recrystalizados (setas). Afloramento HP-53.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 50x). Monzogranito deformado (UAR). Recrystalização de microclíneo (Mi) associado ao quartzo (Q) recrystalizado. Afloramento HP-53.

5.3.3 – Unidade São Sebastião (USS)

A USS engloba os granitóides porfiróides mapeados como Granito São Sebastião por Santos & Felipe (1980). Trata-se de um maciço granítico com forma ovalada, ocupando uma superfície de aproximadamente 250 km² e localizado na porção central da área estudada (Figura 5 e Mapa Geológico - Apêndice 3). Seu eixo maior, com extensão de 25 km, possui orientação preferencial NE-SW, concordante com a orientação geral do CGTC e suas encaixantes. O contato geológico da USS com a Unidade Água Clara é intrusivo e indicado pela presença de tetos pendentes próximo a localidade de Jacarezinho e o contorno irregular deste corpo granítico (Mapa Geológico - Apêndice 3).

Outro aspecto importante é o caráter intrusivo da USS em meio aos domínios dos granitóides da UAR, confirmado pela presença de um corpo quartzo-monzonítico, possível *stock* (HP-04), aflorante nas imediações da região de São Luís dos Machados (Mapa Geológico - Apêndice 3).

Esta unidade aflora geralmente na forma de matacões arredondados, onde é facilmente notada a “feição dente de cavalo” na superfície dos matacões (Prancha 13, Foto 1). Tratam-se de granitóides porfiróides de coloração cinza médio, granulação grossa, isótipos e por vezes, apresentam foliação incipiente definida pela orientação dos fenocristais de feldspatos, atribuída a fluxo magmático (Prancha 13, Foto 2).

A textura porfiróide, dominante nos quartzo-monzonitos da USS, é caracterizada pela presença de fenocristais idiomórficos de k-feldspato poiquilíticos que podem atingir, excepcionalmente, até 12 cm de eixo maior, com predomínio de fenocristais entre 3 a 4 cm, com freqüentes inclusões de biotita e anfibólio. A matriz de composição granodiorítica é constituída por cristais xenomórficos de quartzo, plagioclásio, k-feldspato, biotita e anfibólio (Prancha 13, Foto 3).

São freqüentes e, notadamente no afloramento HP-43, a ocorrência de enclaves máficos, com dimensões variadas e formas ovaladas, coloração cinza escuro e granulação fina de composição provavelmente diorítica (Prancha 13, Foto 4).

A análise mineral modal dos fenocristais e da matriz realizada através da contagem em fatias submetidas a colorimetria, indicam teores de plagioclásio (37 a 43%), k-feldspato (30 a 43%), quartzo (14 a 20%), anfibólio (5 a 15%), biotita (7 a 16%) e ainda como minerais acessórios, titanita, zircão, apatita, alanita e minerais opacos (magnetita e sulfeto). No diagrama QAP (Figura 5.9) são classificados como quartzo-monzonitos.

Figura 5.9 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – USS.

Microscopicamente essas rochas são caracterizadas pela textura porfiróide com fenocristais de microclíneo, distribuídos em uma matriz de granulação grossa (Prancha 14, Foto 1).

Os cristais de quartzo, sempre xenomórficos, com extinção ondulante intersticiais aos feldspatos, biotita e hornblenda.

Os fenocristais pertíticos (tipo filme) de microclíneo são geralmente, idiomórficos com geminação em grade. São cristais poiquilíticos com inclusões de plagioclásio, biotita, anfibólio e titanita. Em alguns fenocristais, essas inclusões orientam-se conforme as linhas de crescimento dos mesmos. Cristais hipidiomórficos a xenomórficos, entre 5 a 10 mm, fazem parte da matriz destas rochas.

Os cristais de oligoclásio que fazem parte da matriz grossa, são hipidiomórficos a xenomórficos. Cristais idiomórficos ocorrem também como inclusões nos fenocristais de microclíneos. Geralmente apresentam zoneamento oscilatório, e, normalmente saussuritizados. No contato com cristais de k-feldspato é comum a ocorrência de intercrescimento mirmecítico (Prancha 14, Foto 2).

Os cristais de hornblenda com pleocroísmo amarelo pálido a verde escuro, estão sempre associada aos cristais de biotita e titanita. São cristais prismáticos idiomórficos a hipidiomórficos, entre 5 a 10mm e excepcionalmente com até 20mm. Alguns indivíduos encontram-se zonados (Prancha 14, Foto 3). Apresentam inclusões de cristais de zircão, apatita e titanita (Prancha 14, Fotos 2 e 3).

Os cristais biotita (entre 3 a 7mm), são geralmente hipidiomórficos, lamelares, com pleocroísmo amarelo pálido a marrom. Cristais de zircão são as principais inclusões (Prancha 14, Foto 3).

Os minerais acessórios, geralmente idiomórficos são: zircão, titanita, alunita, apatita e minerais opacos (magnetita e sulfetos). Os minerais secundários são clorita, carbonatos e epidotos, ocorrendo geralmente associados aos cristais de biotita e hornblenda.

PRANCHA 13

Foto 1 – Quartzo-monzonito porfiróide (USS). Afloramento HP-45.

Foto 2 – Quartzo-monzonito (USS). Foliação magmática caracterizada pela orientação de fenocristais idiomórficos de k-feldspato. Afloramento HP-43.

Foto 3 – (a) Quartzo-monzonito porfiróide típico da (USS). Fatia tingida com solução de Cobaltinitrito de Sódio (b). Afloramento HP-44.

Foto 4 – Quartzo-monzonito (USS) Detalhe de enclave máfico de forma oval. Afloramento HP-43.

PRANCHA 14

Foto 1 – Fotomicrografia de lupa binocular (aumento 5x). Quartzo-monzonito (USS). Textura porfiróide: fenocristais de k-feldspato em matriz média constituída por quartzo, plagioclásio, hornblenda e biotita. Afloramento HP-44.

Foto 2 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 50x). Quartzo-monzonito (USS). Plagioclásio zonado (PI), quartzo (Q), hornblenda (Hb) com inclusões de titanita (Ti). Afloramento HP-04.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Quartzo-monzonito (USS). Plagioclásio idiomórfico (PI), hornblenda zonada (Hb) com inclusões de titanita e opacos, biotita (Bi) com inclusão de zircão, microclíneo pertítico (Mi) e quartzo (Qz). Afloramento HP-44.

5.3.4 – Unidade Granítica Conceição (UCN)

Ocorre ao sul da USS e tem sua representação cartográfica na forma de um corpo batolítico, de aproximadamente 260 km², alojado nas rochas metavulcano-sedimentares da Unidade Água Clara (Figura 5; Mapa Geológico - Apêndice 3). As melhores exposições desta unidade localizam-se próximas às regiões conhecidas como Vista Bonita (Estrada do Cerne) e Três Córregos. Afloram na forma de imensos matacões, localizados em diversas pedreiras, explorados como rochas ornamentais ou para pavimentação.

Na UCN foram reconhecidas duas fácies graníticas, uma predominante, representada por granitos inequigranulares de cor avermelhada, denominada de Fácies Arroio Taquaral e, outra de menor expressão em área, constituída por granitos equigranulares de coloração róseo claro, denominada de Fácies Vista Bonita. Esta, identificada e definida como Granito Vista Bonita por Santos & Felipe (1980), teve sua área de ocorrência (Mapa Geológico - Apêndice 3), delimitada de acordo com estes autores.

Em diagrama QAP as rochas da Fácies Arroio Taquaral mostram composição predominantemente monzogranítica, com apenas uma amostra de composição sienogranítica, e as rochas pertencentes a Fácies Vista Bonita ocupam essencialmente o campo dos monzogranitos (Figura 5.10).

Figura 5.10 - Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) - UCN.

•Fácies Arroio Taquaral

A Fácies Arroio Taquaral aflora nas imediações da localidade de Três Córregos, em cortes de estrada muito alterados ou como grandes matacões, onde diversas pedreiras foram instaladas para exploração do granito (Prancha 15, Foto 1).

Predominam anfibólio-biotita monzogranitos isótopos, inequigranulares, de coloração avermelhada, de granulação média. São constituídos por plagioclásio, k-feldspato, quartzo, biotita e traços de anfibólio (Prancha 15, Foto 2). Fenocristais idiomórficos de k-feldspato (entre 1 a 1,5 cm) ocorrem de forma esparsa e, conforme a escala analisada, a rocha adquire um aspecto porfiróide.

PRANCHA 15

Foto 1 – Monzogranito - Fácies Arroio Taquaral (UCN). Pedreira em atividade. Afloramento HP-68.

Foto 2 – Anfibólio-biotita-monzogranito - Fácies Arroio Taquaral (UCN). Amostra do afloramento HP-68.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Monzogranito Fácies Arroio Taquaral (UCN). Aspecto geral da textura hipidiomórfica. Plagioclásio zonado (Pl), quartzo (Q), microclíneo (Mi), biotita (Bi) e hornblenda (Hb). Afloramento HP-66.

As análises modais foram obtidos por contagem mineral em seções delgadas e indicaram 21 a 28% de quartzo, 21 a 30% de plagioclásio, 40 a 47% de k-feldspato e 5 a 6% de máficos (biotita e anfibólio), além de traços de muscovita, titanita, zircão, apatita, alanita, epidoto e minerais opacos. Em diagrama QAP (Figura 5.10) o conjunto de rochas da Fácies Arroio Taquaral ocupa principalmente o campo de monzogranitos e subordinadamente sienogranitos.

Ao microscópio apresentam textura hipidiomórfica e uma assembléia mineralógica principal constituída por quartzo, oligoclásio, microclíneo, biotita e anfibólio (Prancha 15, Foto 3).

Os cristais de quartzo são xenomórficos e exibem extinção ondulante. Ocorrem em agregados ou intersticiais aos feldspatos, e possuem 1 a 5 mm de tamanho.

Os cristais de microclíneo ocorrem na forma de fenocristais (até 10 mm) pertíticos (pertitas tipo filme ou maculada), com tendência a forma idiomórfica, e apresentam inclusões de plagioclásio, titanita, anfibólio e biotita. Na matriz, os cristais entre 3 a 5mm de microclíneo são geralmente hipidiomórficos a xenomórficos, e associam-se aos cristais de plagioclásio e quartzo (Prancha 15, Foto 3).

Os cristais de oligoclásio maiores (até 7mm), são cristais idiomórficos zonados (Prancha 15, Foto 3) ou não. A grande maioria (até 5 mm) são hipidiomórficos (forma predominante) a xenomórficos. Ocasionalmente, no contato dos cristais de oligoclásio com de microclíneo ocorre intercrescimento do tipo mirmequítico.

Os cristais de biotita (pleocroísmo amarelo claro a verde escuro), ocorrem principalmente associados aos cristais de anfibólio, são xenomórficos a hipidiomórficos, com dimensões de até 3mm. Subordinadamente ocorrem sob a forma de cristais isolados. Cristais de alanita, titanita, apatita ocorrem inclusos ou associados à biotita.

Os cristais de hornblenda (até 3mm), subordinados em relação à biotita, são idiomórficos a hipidiomórficos e possuem pleocroísmo de amarelo claro a verde escuro.

Os principais minerais acessórios na Fácies Arroio Taquaral são zircão, apatita, titanita, alanita, turmalina, fluorita e minerais opacos. Cristais idiomórficos a hipidiomórficos com até 2mm de muscovita ocorrem isoladamente ou associados à biotita e feldspatos. Apresentam relações texturais indicativas de substituição parcial da biotita por muscovita. Clorita, epidoto, sericita e carbonatos são minerais secundários, produtos da alteração da mineralogia principal da rocha.

Nos afloramentos HP-68 e HP-72 (porção SW - UCN) ocorrem enclaves micrograníticos, com formas arredondadas a ovaladas, de dimensões centimétricas, em contato nítido com a rocha hospedeira sienogranítica (Prancha 16, Fotos 1 e 2). São rochas mesocráticas, de granulação média, constituídas por quartzo, k-feldspato, plagioclásio, anfibólio, biotita e titanita.

A análise mineral modal efetuada por contagem de minerais em lâmina delgada, indicou 20% de quartzo, 8% de plagioclásio, 41% de k-feldspato, 10% de biotita, 15% de anfibólio, 3% de titanita e 3% de opacos. Em diagrama QAP (Figura 5.10), o enclave ocupa o campo dos sienogranitos. O aspecto textural microscópico destes enclaves, bem como a mineralogia principal são apresentados na (Prancha 16, Foto 3).

Nos enclaves, o quartzo ocorre como cristais agregados, xenomórficos e também de forma intersticial aos feldspatos. Os cristais de plagioclásio (oligoclásio?) são hipidiomórficos (3 a 5mm), por vezes zonados e com núcleos sericitizados. No contato com cristais de microclíneo desenvolvem intercrescimento mirmequítico. Os cristais de microclíneo entre 2 a 5mm, com geminação em grade bem desenvolvida, são idiomórficos a xenomórficos e distribuídos caoticamente nestes enclaves (Prancha 16, Foto 3).

A biotita, com pleocroísmo amarelo claro a verde escuro, ocorre associada ao anfibólio, titanita e alanita, em simplectitos ou como cristais isolados. São cristais hipidiomórficos a xenomórficos (2 a 5mm). Apresentam freqüentemente inclusões de cristais de zircão (halos pleocróicos) e apatita. Ao longo dos planos de clivagem, alteram-se gradativamente para clorita. Os cristais de hornblenda (entre 3 a 5mm) são geralmente idiomórficos a hipidiomórficos, prismáticos em intercrescimento com a biotita, sugerindo a formação deste último a partir da hornblenda. A titanita, predominantemente idiomórfica, ocorre como cristais isolados ou associados aos cristais de biotita e hornblenda.

Zircão, apatita, alanita e fluorita são os principais minerais acessórios que ocorrem nestes enclaves.

A mineralogia essencial e acessória destes enclaves, a composição sienogranítica, a alta quantidade de anfibólio e biotita, e a granulação, são sugestivas de fases minerais cumuláticas dos sienogranitos da Fácies Arroio Taquaral da UCN.

PRANCHA 16

Foto 1 – Enclave máfico microgranítico (18cm de diâmetro), formato arredondado e contato nítido com sienogranito - Fácies Arroio Taquaral (UCN). Afloramento HP-72.

Foto 2 - Detalhe do contato entre sienogranito - Fácies Arroio Taquaral (UCN) e enclave microgranítico, mesocrático sienogranítico. Afloramento HP-72.

Foto 3 – Fotomicrografia - polarizadores cruzados (aumento 25x). Enclave - Fácies Arroio Taquaral (UCN). Constituído por quartzo intersticial, microclíneo, plagioclásio, hornblenda, biotita e titanita. Detalhe: hornblenda intercrescida com opacos e quartzo. Afloramento HP-72.

•Fácies Vista Bonita

A melhor exposição desta fácies granítica localiza-se na Pedreira Itaoca, contendo matacões, com diâmetros de até 25 metros por 10 metros de altura, explorados para rochas ornamentais (afloramento HP-56; Prancha 17, Foto 1). Ocupa a porção NW da UCN, configurando um corpo circunscrito alojado nos domínios da Fácies Arroio Taquaral.

São granitos equi a inequigranulares, isótipos, por vezes deformados, de coloração rósea claro, hololeucocráticos, constituídas por k-feldspato, quartzo, plagioclásio, e biotita (Prancha 17, Foto 2). A rocha pode adquirir um aspecto porfiróide, pelos cristais de quartzo ocorrerem como agregados (Prancha 17, Fotos 2 e 3).

A análise mineral modal realizada em fatias de rocha e em seções delgadas, indicou (21 a 44%) de quartzo, (29 a 43%) de microclíneo, (22 a 33%) de plagioclásio (1 a 2%) de biotita e traços de titanita, anfíbólio, zircão, apatita, alanita e minerais opacos. Em diagrama QAP (Figura 5.10) essas rochas ocupam o campo dos monzogranitos.

Em lâmina delgada, os monzogranitos são caracterizados por textura hipidiomórfica (Prancha 17, Foto 4).

Os cristais de microclíneo geralmente pertícticos (tipo filmes), são hipidiomórficos a xenomórficos, com dimensões variáveis entre 7mm para os cristais hipidiomórficos com inclusões de plagioclásio e, 5mm para os cristais xenomórficos (Prancha 17, Foto 4).

Os cristais de oligoclásio são idiomórficos a hipidiomórficos, e também xenomórficos, com até 5mm de tamanho, e podem apresentar-se zonados. Ocasionalmente apresentam inclusões de titanita e alanita. No contato com cristais de microclíneo podem desenvolver intercrescimento do tipo mirmequítico e bordas albíticas.

Os cristais de quartzo, normalmente com extinção ondulante, são essencialmente xenomórficos, com até 5mm, ocorrendo isoladamente ou como cristais agregados intersticiais aos feldspatos.

Os cristais de biotita (pleocroísmo amarelo claro/verde escuro), são hipidiomórficos a xenomórficos, entre 2 a 4mm, podem apresentar inclusões de cristais de zircão, formando halos pleocróicos. Alterações de biotita para clorita são freqüentes. Os traços de cristais de hornblenda ocorrem isolados ou associados aos cristais de biotita. São cristais idiomórficos a hipidiomórficos, ocasionalmente xenomórficos, com até 5mm (Prancha 17, Foto 4).

Os principais minerais acessórios nestas rochas são: titanita, alanita, apatita, zircão, e minerais opacos. Clorita, epídoto e sericita são minerais de alteração da mineralogia principal destas rochas.

PRANCHA 17

Foto 1 – Monzogranito - Fácies Vista Bonita (UCN). Pedreira de exploração de rocha ornamental. Afloramento HP-56.

Foto 2–Anfibólio-biotita-monzogranito-Fácies Vista Bonita (UCN). Notar cristais de quartzo agregados (a). Fatia tingida com solução de Cobaltinitrito de Sódio (b). Amostra do afloramento HP-54.

Foto 3 – Anfibólio-biotita monzogranito - Fácies Vista Bonita (UCN). Afloramento HP-56.

Foto 4 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Anfibólio-biotita monzogranito Fácies Vista Bonita (UCN). Aspecto textural: quartzo (Q), microclíneo (Mi), hornblenda (Hb) e biotita (Bi). Afloramento HP-56.

5.4 – GRANITO CERNE (GC)

O Granito Cerne aflora a noroeste do município de Bateias-PR, como um *stock* granítico com aproximadamente 45 km², e formato elipsoidal, com comprimento máximo de 19 km e largura máxima de 4,5 km (Figura 5.1; Mapa Geológico – Apêndice 3). Estruturalmente, ocupa o núcleo de uma anticlinal (Fuck *et.al.*, 1967; Fiori, 1985b e 1990), e a sua forma de alojamento (N40-45E) encontra-se concordante com a direção principal das rochas metassedimentares (Unidade Betara) encaixantes.

Ao longo da borda sul do GC o contato tectônico com a Unidade Betara, é definido e controlado pela Falha do Cerne. Nas demais margens o GC é intrusivo, nos metassedimentos da Unidade Betara. No afloramento HP-60, são encontrados xenólitos de rochas metassedimentares, possivelmente pertencentes à Unidade Betara.

Os principais afloramentos do GC são de cortes de estradas (geralmente muito alterados) e blocos ou matacões *in situ*, mais preservados. Trata-se de um corpo homogêneo, constituído biotita ± hornblenda sienogranitos, de granulação média, equigranular e coloração avermelhada (Prancha 18, Foto 1), e castanho claro, quando alterados. Os constituintes mineralógicos principais são k-feldspato, plagioclásio, quartzo, biotita e traços de anfibólio. Apresentam uma incipiente orientação (originada por fluxo magmático) e definida principalmente pela orientação dos cristais de biotita (Prancha 18, Foto 1).

A análise mineral modal, obtida por contagem em três seções delgadas indicaram, (37 a 47%) de microclíneo, (28 a 23%) de oligoclásio, (20 a 25%) de quartzo, (4 a 6%) de biotita, além de traços de hornblenda, titanita, zircão, apatita, alanita, fluorita e minerais opacos (magnetita). Em diagrama QAP (Figura 5.11) as rochas analisadas plotam no campo dos sienogranitos, próximo ao limite com o campo de monzogranitos.

Figura 5.11 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – Granito Cerne.

PRANCHA 18

Foto 1 – Hornblenda-biotita sienogranito - Granito Cerne. Foliação de fluxo magmático incipiente caracterizada pela orientação preferencial dos cristais de biotita. Afloramento HP-58.

Foto 2 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Granito Cerne. Aspecto textural: quartzo (Q), microclíneo pertítico (Mi), plagioclásio (Pl), biotita (Bi) e hornblenda (Hb). Afloramento HP-58.

Foto 3 - Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Granito Cerne. Detalhe de biotita xenomórfica e intersticial (Bi), com inclusões e associada à fluorita (Fl), zircão (Zr) e titanita (Ti). Afloramento HP-58.

Ao microscópio as rochas exibem uma textura xenomórfica caracterizada pelo hábito e forma dos cristais de feldspato, quartzo e biotita (Prancha 18, Foto 2).

Os cristais de microclíneo, entre 4 a 5mm, pertícticos (tipo filme ou maculada), são geralmente xenomórficos. Os cristais de plagioclásio (oligoclásio) são idiomórficos a hipidiomórficos, por vezes xenomórficos entre 2 a 5mm. Mirmerquitas e bordas albíticas ocorrem no contato com o microclíneo. Os cristais de quartzo ocorrem xenomórficos, com até 3mm, com extinção ondulante e por vezes fraturados, e intersticiais aos feldspatos, com até 2mm.

Os cristais de biotita, até 3mm, são geralmente xenomórficos e ocasionalmente idiomórficos e intersticiais aos feldspatos e possuem inclusões ou associados com cristais de zircão, titanita e fluorita (Prancha 18, Foto 3). Os poucos cristais hipidiomórficos a xenomórficos de hornblenda estão sempre associados com a biotita, com dimensões de até 4mm.

Os principais minerais acessórios no GC são: zircão, titanita, apatita, fluorita e minerais opacos, e estão geralmente associados aos cristais da biotita ou inclusos nestes. Clorita, epidoto, e carbonato são minerais de alteração dos cristais de biotita, hornblenda e plagioclásio.

5.5 - GRANITO MORRO GRANDE (GMG)

O Granito Morro Grande aflora a sudeste da cidade de Cerro Azul, cobrindo uma área de aproximadamente 70 km², com uma direção preferencial N30E, concordante com a orientação geral das foliações das rochas encaixantes metavulcano-sedimentares da Unidade Votuverava (Figura 5.1; Mapa Geológico – Apêndice 3). O GMG está inteiramente alojado nas rochas encaixantes apresentando contato intrusivo com a formação de auréolas de metamorfismo de contato na fácies albíta-epídoto hornfels nas rochas encaixantes (Chiodi Filho *et.al.*, 1987).

Como já mencionado no Capítulo 4, item 4.5.3, o GMG mapeado por Chiodi Filho (*op.cit.*) em cinco domínios graníticos. Durante a etapa de campo realizada no GMG foi investigado somente uma única fácies granítica nas proximidades da localidade de Boi Perdido na extremidade sudeste do GMG (afloramentos HP-40 e HP-41), que aflora na forma de matacões *in situ* ou como lajes em córregos (Prancha 19, Foto 1). A descrição a seguir assemelha-se ao domínio γ_4 reconhecido por Chiodi Filho (*op.cit.*).

A porção aqui investigada do GMG é constituída por biotita monzo a sienogranitos, porfiróides, leucocráticos, isótopos, de coloração cinza claro, com fenocristais de k-feldspato idiomórficos de até 3 cm, distribuídos em matriz de granulação média, composta por k-feldspato, plagioclásio, quartzo e biotita (Prancha 19, Foto 2).

A análise mineral modal efetuada em duas fatias de rocha indicou, (30 a 35%) de quartzo, (19 a 21%) de plagioclásio, (35 a 38%) de k-feldspato, (4 a 5%) de biotita. Em diagrama QAP essas rochas são classificadas como monzo a sienogranitos (Figura 5.12).

Figura 5.12 – Diagrama QAP (Streckeisen, 1976) – Granito Morro Grande.

Microscopicamente essas rochas apresentam uma textura porfiróide, caracterizada pela presença de fenocristais de microclíneo em meio a uma matriz de granulação média, constituída principalmente por cristais de quartzo, microclíneo e biotita (Prancha 19, Foto 3).

O quartzo ocorre comumente como cristais (entre 3 a 5 mm) xenomórficos com extinção ondulante e subordinadamente cristais menores (1 a 2 mm), intersticiais aos feldspatos.

Os cristais de microclíneo ocorrem como fenocristal hipidiomórficos, pertíticos (tipo filme) e cristais xenomórficos (entre 3 a 5mm) constituintes da matriz. Apresentam inclusões de biotita, plagioclásio e titanita.

Os cristais de plagioclásio (oligoclásio) apresentam-se geralmente xenomórficos (Prancha 19, Foto 3) a idiomórficos, quando inclusos nos fenocristais de microclíneo, e encontram-se ocasionalmente zonados.

A biotita, com pleocroísmo de amarelo claro a marrom escuro, entre 2 a 3mm, predomina como cristais xenomórficos (Prancha 19, Foto 3), sendo raros os cristais idiomórficos. Encontram-se associados aos cristais de titanita e apresentam freqüentes inclusões de cristais de zircão e apatita.

Os principais minerais acessórios são zircão, apatita, titanita, fluorita, alanita e minerais opacos (magnetita). Cristais de clorita, epídoto e carbonato são minerais secundários, produtos da alteração da mineralogia principal da rocha.

PRANCHA 19

Foto 1 – Monzogranito - Granito Morro Grande. Afloramento HP-41. Região de Boi Perdido.

Foto 2 – (a) Biotita-monzogranito porfiróide Granito Morro Grande (b) fatia tingida com solução de Cobaltinitrito de Sódio. Afloramento HP-41.

Foto 3 – Fotomicrografia com polarizadores cruzados (aumento 25x). Monzogranito - Granito Morro Grande. Aspecto textural geral: quartzo (Q), microclíneo (Mi), plagioclásio zonado (Pl) e biotita (Bi). Notar alanita (Al) com 1,5mm. Afloramento HP-41.

5.6 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

Os estudos de campo e das características petrográficas realizados nos principais litotipos graníticos dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos, Granitos Cerne e Morro Grande, permitiu tecer as seguintes observações:

- a) O CGCP e o CGTC foram subdivididos em Unidades Graníticas com base nas distintas características petrográficas inerentes aos seus litotipos constituintes;
- b) Os contatos geológicos do CGCP com as rochas encaixantes a sudeste (Unidade Itaiacoca) são irregulares e definidos como intrusivos, enquanto as relações de contato do CGTC com os litotipos da Unidade Itaiacoca são tectônicos (Zona de Cisalhamento Itapirapuã) e intrusivo com as rochas encaixantes da Unidade Água Clara;
- c) Petrograficamente as assembléias mineralógicas dos diferentes granitóides em ambos os complexos, sugerem uma tipologia granítica cálcio-alcalina. O CGCP possui litotipos graníticos mais homogêneos (raros granodioritos e predominantemente monzogranitos). O CGTC apresenta litotipos mais heterogêneos sendo raros os tonalitos e sienogranitos e mais comumente quartzo-monzonitos a monzogranitos;
- d) Os termos Gnaiss Rio Morcego e Gnaiss Paina, foram abandonados por tratarem-se respectivamente de granodiorito protomilonítico da UAR e tonalito pouco deformado da UPN. Do mesmo modo, foi abandonado o termo Gnaiss Piraí do Sul, por predominar na região estudada monzogranitos não deformados da UPS;
- e) O Granito Cerne trata-se de um corpo de composição homogênea sienogranítica e o Granito Morro Grande é composto por rochas monzograníticas e sienograníticas.

6. CARACTERIZAÇÃO LITOGEOQUÍMICA

6.1 – INTRODUÇÃO

No presente capítulo são apresentadas, analisadas e discutidas as principais características químicas dos litotipos graníticos estudados dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos e, dos Granitos Cerne e Morro Grande. As 27 amostras selecionadas para as análises químicas dos elementos maiores, traços e Terras Raras (ETR), representam os principais litotipos existentes em cada complexo granítico. A localização dos afloramentos das amostras quimicamente investigadas, encontram-se assinalados no Mapa Geológico (Apêndice 3) e os resultados analíticos obtidos estão listados nos Apêndices 1 e 2.

A relação dos litotipos, de cada unidade granítica, analisados, via química de rocha total, no presente trabalho, compreende:

- a) Complexo Granítico Cunhaporanga (CGCP) – total de 9 amostras;
 - Unidade Piraí do Sul (UPS) - uma amostra de biotita-monzogranito (afloramento HP-21);
 - Unidade Santa Rita (USR) - três amostras, sendo duas amostras de biotita-monzogranitos porfiróides isótipos (afloramentos HP-01 e HP-33) e uma amostra de biotita-monzogranito deformado (afloramento HP-29);
 - Unidade Ribeirão Butiá (URB) - cinco amostras de anfibólio-biotita monzogranitos (afloramentos HP-02, HP-03, HP-08, HP-09 e HP-36);

- b) Complexo Granítico Três Córregos (CGTC) – total de 16 amostras;
 - Unidade Paina (UPN) – uma amostra de tonalito (HP-06);
 - Unidade Arrieiros (UAR) – é a unidade granítica com maior número de amostras analisadas sendo, duas amostras dos afloramentos (HP-07 e HP-86) que correspondem respectivamente a granodiorito e monzogranito protomiloníticos; cinco dos granitóides isótipos, anfibólio-biotita granodioritos (afloramentos HP-48, HP-73, HP-77) e anfibólio-biotita monzogranitos (afloramentos HP-83 e HP-88) e uma do enclave monzonítico (afloramento HP-77);
 - Unidade São Sebastião (USS), as duas amostras selecionadas são de quartzo-monzonitos dos afloramentos HP-04 e HP-44;
 - Unidade Conceição (UCN) - quatro amostras dos anfibólio-biotita monzogranitos isótipos dos afloramentos HP-54 e HP-56 (Fácies Vista Bonita), HP-68 e HP-72 (Fácies Arroio Taquaral) e uma amostra do enclave micro-sienogranítico, do afloramento HP-72.

c) Granitos Cerne (GC) e Morro Grande (GMG) - 1 amostra de cada granito, e são, respectivamente, anfibólio-biotita-sienogranito (afloramento HP-58) e biotita-monzogranito (afloramento HP-41).

Os resultados das análises químicas dos litotipos graníticos estudados, foram tratados em conjunto, na grande maioria dos diagramas geoquímicos, afim de promover uma análise comparativa facilitando uma melhor e ampla observação das assinaturas e características geoquímicas das rochas. Vale salientar que o tipo da investigação geológica aplicada neste estudo, e o extensivo magmatismo granítico presente na área, não permitiram uma profunda extração de informações petrogenéticas conclusivas sobre o magmatismo em questão.

6.2 – DIAGRAMAS DISCRIMINANTES BASEADOS NOS PRINCIPAIS ÓXIDOS

O caráter cálcio-alcálico dos litotipos graníticos em geral, pode ser observado pela relação triangular dos óxidos $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – FeOt – MgO (Diagrama AFM de Irvine & Baragar, 1971), apresentando um *trend* similar às suítes graníticas cálcio-alcálicas (Figura 6.1).

Figura 6.1 – Diagrama triangular $\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$ – FeOt – MgO (AFM Irvine & Baragar, 1971) para os litotipos graníticos do CGCP, CGTC, GC, e GMG.

Em diagrama de $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 6.2), as rochas do CGCP são típicos granitóides de alto K, enquanto as do CGTC, são granitóides de médio K (UPN), de médio a alto K (UAR e UCN), e alto K (USS e os enclaves da UAR e UCN), este último, com teores de potássio maiores que 5%. Os Granito Morro Grande ($\text{SiO}_2 = 71\%$), é de alto K, com teor de K_2O em torno de 4%, e o Granito Cerne ($\text{SiO}_2 = 71\%$) é de alto K a shoshonítico, com teores de K_2O acima de 5% (Figura 6.2).

Figura 6.2 – Diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ para as rochas graníticas do CGCP, CGTC, GC e GMG. Fonte: Le Maitre *et al.* (1989). São discriminados os campos das rochas graníticas de baixo, médio e alto K.

No Diagrama de $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 6.3), as rochas graníticas do CGCP, CGTC, GMG e GC situam-se predominantemente no campo das séries potássicas. A UPN (CGTC), caracteriza-se por granitóides da série sódica e, a amostra do enclave sienogranítico da UCN (CGTC) plota no campo das séries shoshoníticas. Nesse mesmo diagrama (Figura 6.3), é importante notar a existência de dois diferentes conjuntos, um formado pelos litotipos graníticos do CGCP (mais alto K_2O , entre 4 e 5% e mais baixo Na_2O , entre 3 e 4%) e outro pelos litotipos graníticos do CGTC (mais alto Na_2O , entre 4 e 5%, alcançando 6% na UPN, e mais baixo K_2O , entre 3 e 5 %, e somente 2% na UPN). Os Granitos Cerne e Morro Grande, e a UPS do CGCP, plotam no campo dos granitóides da série potássica próximo aos da série de alto potássio.

Figura 6.3 – Diagrama $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ para o conjunto das rochas graníticas do CGCP, CGTC, GC e GMG. Fonte: Middlemost (1975). São discriminados os campos das séries sódicas, potássicas e de alto K.

É importante notar na relação $\text{Na}_2\text{O} \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 6.3) entre os litotipos graníticos estudados do CGCP e CGTC, que, de um modo geral, o magmatismo granítico da região apresenta-se menos potássico e mais sódico no CGTC e mais potássico e menos sódico no CGCP.

No Diagrama das razões moleculares $\text{A/CNK} \times \text{ANK}$ (Figura 6.4), pode ser observado no CGCP, uma clara separação entre as suas unidades graníticas discriminadas neste estudo. A URB é metaluminosa ($\text{A/CNK}=0.9$ e $\text{ANK}=1.4$), enquanto que a UPS ($\text{A/CNK}=1.1$ e $\text{ANK}=1.4$) e a USR ($\text{A/CNK}=1.1$ e $\text{ANK}=1.1$ - 1.2), são fracamente peraluminosas.

No CGTC, nota-se o caráter metaluminoso para todas as unidades, UPN ($\text{A/CNK}=0.9$ e $\text{ANK}=1.6$), UAR ($\text{A/CNK}=0.8$ - 0.9 e $\text{ANK}=1.5$ - 1.6), USS ($\text{A/CNK}=0.75$ - 0.9 e $\text{ANK}=1.3$ - 1.4) e UCN ($\text{A/CNK}=0.9$ - 1 e $\text{ANK}=1.1$ - 1.2). O Granito Cerne mostra também um caráter metaluminoso ($\text{A/CNK}=0.9$ e $\text{ANK}=1.1$) e o Granito Morro Grande apresenta caráter metaluminoso a fracamente peraluminoso ($\text{A/CNK}=1$ e $\text{ANK}=1.3$) (Figura 6.4).

Figura 6.4 – Diagrama de razões moleculares A/CNK x ANK (Fonte: Maniar & Piccoli, 1989) para os litotipos graníticos do CGCP, CGTC, GC e GMG.

6.3 - DIAGRAMAS DE VARIAÇÃO

Nestes diagramas de correlação, SiO_2 é utilizado como o melhor índice de diferenciação, de análise e comparação, pois as rochas graníticas estudadas da região, apresentam teores de SiO_2 entre 60 e 75 % (Figuras 6.5, 6.6, 6.7 e 6.8). Esses diagramas indicam que, na porção estudada do CGCP, as rochas são de composição predominantemente ácida com teores de SiO_2 entre 65 e 73 %, enquanto que a porção estudada do CGTC é constituída por rochas de composição intermediária a ácida, com teores de SiO_2 entre 60 a 75%. Essa constatação, e a forma da observação e análise, baseados na variação da SiO_2 independem das unidades graníticas estudadas pertencerem ou não a um mesmo e único curso de diferenciação magmática, dentro de cada complexo. Portanto as correlações negativas e positivas entre SiO_2 e óxidos, traços e ETR mencionadas adiante, não indicam obrigatoriamente uma cogeneticidade magmática das rochas de cada complexo ou entre ambos. As únicas rochas analisadas dos Granito Cerne e Morro Grande, apresentam teores similares de SiO_2 , em torno de 71%.

6.3.1 - Diagramas de SiO_2 x Óxidos

6.3.1a - Complexo Granítico Cunhaporanga

Nos diagramas de variação e correlação de SiO_2 x óxidos (Figura 6.5) nota-se para o CGCP uma correlação negativa descontínua nos teores de óxidos de Ti, Ca, Fe e Mg (aumento de SiO_2 com a diminuição no conteúdo destes óxidos), entre a URB, UPS e USR. Porém em diagramas de SiO_2 x P_2O_5 , Fe_2O_3 e MnO , a amostra da UPS ($\text{SiO}_2 = 71\%$) dispersa-

se do *trend* definido pela URB e USR (Figura 6.5 B, D, F) mostrando-se em relação à USR, mais enriquecida, nos teores destes óxidos. A URB ($\text{SiO}_2 = 64-66\%$) corresponde à unidade granítica menos diferenciada, ou 'mais primitiva' do CGCP, enquanto a USR ($\text{SiO}_2 = 73-74\%$) corresponde a unidade granítica mais diferenciada do mesmo.

Figura 6.5 – Diagramas de variação SiO_2 x óxidos para o conjunto das rochas graníticas estudadas do CGCP, CGTC, GC e GMG.

Correlações positivas entre as unidades do CGCP, são observadas em diagramas de $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ e $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O}$ (Figura 6.6 A, B). Neste último, porém, ocorre dispersão da amostra representativa da UPS, que apresenta, em relação a URB e USR, teores mais baixos em Na_2O . Nos diagramas $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Figura 6.6 c) são observados valores praticamente constantes de Al_2O_3 para a URB e USR, com valores relativamente um pouco mais baixos para a UPS.

6.3.1b - Complexo Granítico Três Córregos

Em diagramas de $\text{SiO}_2 \times$ óxidos da Figura 6.5, observa-se uma correlação negativa entre a UAR ($\text{SiO}_2 = 62-68\%$, unidade granítica menos diferenciada do CGTC), USS ($\text{SiO}_2 = 62-67\%$) e UCN ($\text{SiO}_2 = 70-75\%$, unidade granítica mais diferenciada do CGTC). Comportamento distinto é observado na única amostra representativa da UPN ($\text{SiO}_2 \sim 59\%$) que encontra-se dispersa ao *trend* preferencial definido pelas demais unidades (Figura 6.5 A, B, D, E, F), apresentando valores um pouco mais baixos neste óxido, em relação à amostra com menor conteúdo em SiO_2 (62%) da UAR.

Os enclaves da UAR ($\text{SiO}_2 = 53\%$) e da UCN ($\text{SiO}_2 = 63\%$) mostram teores mais elevados nestes óxidos em relação aos seus hospedeiros (Figura 6.5), e podem ou não representar amostras do magma máfico progenitor, fases restíticas ou possível resultado de mistura de magmas máficos e félsicos, representando, neste caso, expressivamente a componente máfica.

Em diagramas de $\text{SiO}_2 \times \text{K}_2\text{O}$ (Figura 6.6 A) nota-se uma correlação negativa dentro da UAR ($\text{SiO}_2 = 62-68\%$) e tendência de correlação positiva entre a UAR e UCN, com alguma dispersão das amostras. No diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Na}_2\text{O}$ (Figura 6.6 B) observa-se uma correlação positiva dentro da UAR e dentro da UCN, porém são constatados valores constantes de Na_2O entre essas duas unidades do CGTC. Com relação a USS, as duas amostras analisadas formam uma correlação positiva em K_2O e Na_2O . Comportamento distinto é observado para a amostra representativa da UPN, que em relação à amostra com menor teor de SiO_2 (62%) da UAR, apresenta teores bem mais elevados de Al_2O_3 ($\sim 18\%$) e Na_2O ($\sim 6\%$) e bem mais baixos de K_2O ($\sim 2\%$) (Figura 6.6). No diagrama $\text{SiO}_2 \times \text{Al}_2\text{O}_3$ (Figura 6.6 c), observa-se uma correlação negativa entre a UAR e UCN, porém internamente a cada unidade, os valores de Al_2O_3 permanecem constantes. Observa-se ainda entre as duas amostras da USS uma 'correlação positiva'.

O enclave da UAR apresenta teores semelhantes de K_2O , Na_2O e Al_2O_3 em relação a seus hospedeiros (Figura 6.6). Por outro lado, o enclave da UCN, apresenta este

comportamento apenas em relação aos teores de Al_2O_3 (Figura 6.6 c), configurando uma rocha enriquecida em K_2O e empobrecida em Na_2O em relação a hospedeira UCN (Figura 6.6 A, B).

Figura 6.6 – Diagramas de variação de SiO_2 x óxidos (K_2O , Na_2O e Al_2O_3) para o conjunto das rochas graníticas estudadas do CGCP, CGTC, GC e GMG.

6.3.1c - Granitos Cerne e Morro Grande

As duas amostras dos Granitos Cerne e Morro Grande, ambas com 71% de SiO_2 (Figura 6.5) revelam valores semelhantes de TiO_2 , CaO e MgO (Figura 6.5 A, C, E). Teores mais elevados de Fe_2O_3 e MnO (para $\text{SiO}_2=71\%$) são observados para o GMG, enquanto o GC, neste mesmo intervalo de SiO_2 , apresenta teores mais altos de P_2O_5 (Figura 6.5 B, D, F). Nos diagramas, SiO_2 x K_2O , Na_2O e Al_2O_3 (Figura 6.6), nota-se que o GC é mais enriquecido em K_2O (~6%), Na_2O (~4%) e Al_2O_3 (~14%) em relação ao GMG ($\text{K}_2\text{O} = 4.5\%$, $\text{Na}_2\text{O} = 3\%$, e $\text{Al}_2\text{O}_3 = 13\%$).

6.3.2 - Diagramas de Sílica x Elementos Traços

6.3.2 a - Complexo Granítico Cunhaporanga

As unidades graníticas do CGCP, quando analisadas em diagramas de SiO_2 x Ba, Zr, Hf, Ta, Sr e Nb (Figura 6.7 A, B, C, D, F, G), mostram correlações negativas e correlações positivas somente em diagramas de SiO_2 x Rb e Ga, entre a USR e URB, ocorrendo evidente dispersão da amostra representativa da UPS em relação ao alinhamento definido por estas unidades, principalmente em Ta, Nb e Ba.

Internamente a URB, observa-se, para SiO_2 entre 64 a 66%, uma variação nos teores de Ba (1900 a 1200 ppm), Rb (110 a 150 ppm), Sr (1100 a 800 ppm) e Nb (13 a 10 ppm), Figura 6.7 (A, E, F, G). Nesta mesma unidade, uma constância nos teores de Zr, Hf, e Ta é observada, com exceção da amostra HP-36 ($\text{SiO}_2 = 65\%$) que apresenta-se relativamente mais enriquecida nestes elementos, Figura 6.7 (B, C, D). Já internamente na USR (SiO_2 73-74%), ocorre uma constância nos teores de Ba, Sr e Ga, Figura 6.7 (A, F, H), e variações nos teores de Zr (entre 100 e 140 ppm), Hf (entre 3.4 e 4.6 ppm), Ta (entre 0.2 e 0.4 ppm), Rb (entre 210 e 250 ppm) e Nb (entre 3 e 6 ppm), são notadas entre as três amostras analisadas, Figura 6.7 (B, C, D, E, G).

6.3.2 b - Complexo Granítico Três Córregos

Em geral, no CGTC, os diagramas de SiO_2 x Zr, Hf, Ta, Sr e Nb (Figura 6.7 B, C, D, F, G) mostram uma sugestiva correlação negativa entre a UAR e UCN. Formação de dois *trends*, um definido pelo comportamento da UAR e outro pela UCN, é observado em vários diagramas de SiO_2 x traços. Em diagrama de SiO_2 x Ba, internamente às duas unidades UAR e UCN, ocorrem correlações negativas (Figura 6.7 A).

Figura 6.7 – Diagramas de variação de SiO_2 x elementos traços (Ba, Zr, Hf, Ta, Rb, Sr, Nb e Ga) para as rochas graníticas estudadas no CGCP, CGTC, GC e GMG.

Nota-se uma tendência de formação de dois *trends* distintos em diagramas de SiO_2 x Rb, Sr e Ga (Figura 6.7 E, F, G). No diagrama SiO_2 x Rb enquanto o teor em Rb permanece praticamente constante na UAR (em torno de 60 ppm) para valores de SiO_2 entre 68 e 62 %, na UCN ocorre uma correlação negativa com o decréscimo do valor do Rb de 180 ppm (em $\text{SiO}_2 = 70\%$) para 60 ppm (em $\text{SiO}_2 = 75\%$). No diagrama SiO_2 x Sr, enquanto ocorre uma correlação negativa na UAR (Sr decresce de 1300 para 800 ppm, para SiO_2 62-68%), observa-se internamente a UCN correlação positiva com o aumento do teor de Sr de 650 ppm ($\text{SiO}_2 = 70\%$) para 900 ppm ($\text{SiO}_2 = 75\%$).

Em diagrama SiO_2 x Ga (Figura 6.7 H), há uma tendência da constância nos valores de Ga (21-25 ppm) para todas as unidades do CGTC, porém ocorre uma sugestiva correlação negativa internamente a UCN.

A USS, quando comparada a UAR, que apresenta similar intervalo de SiO_2 , mostra valores mais elevados principalmente de Rb e Nb (Figura 6.7 E, G) e subordinadamente de Zr, Hf e Ta (Figura 6.7 B, C, D). Apesar de apenas analisadas duas amostras na USS, correlações negativas são observadas em Ba, Zr, Hf, Ta e Nb (Figura 6.7 A, B, C, D, G) e positivas em Rb, Sr e Ga (Figura 6.7 E, F, H).

A única amostra da UPN, como já observado em diagramas de SiO_2 x óxidos (Figuras 6.5 e 6.6), mostra valores distintos em relação às rochas menos diferenciadas da UAR, apresentando valores menores de Ba, Zr e Rb e mais elevados principalmente em Ga (Figura 6.7).

O enclave da UAR ($\text{SiO}_2 = 52\%$), mostra dispersão na distribuição de praticamente todos os elementos traços em relação ao *trend* geoquímico definido por sua rocha hospedeira. O enclave, em relação a sua rocha hospedeira, apresenta uma constância nos teores da maioria dos elementos traços apresentados, com exceção do Zr e Hf (Figura 6.7). O enclave da UCN ($\text{SiO}_2 = 63\%$), tende a apresentar valores mais elevados em Hf, Rb e Ga (Figura 6.7 C, E, H) em relação à rocha hospedeira e valores menores, principalmente em Sr (Figura 6.7 F).

6.3.2 c - Granitos Cerne e Morro Grande

As amostras analisadas dos GC e GMG ($\text{SiO}_2 = 71\%$) possuem teores similares somente de Zr (~290 ppm) e Hf (~7-8 ppm), Figura 6.7 (B, C). O GC, possui teores bem mais altos em Ba (~3000 ppm) e Sr (~1100 ppm) em relação ao GMG, que apresenta teores mais elevados de Rb (~280 ppm), Ta (~1.5 ppm) e Nb (~15 ppm). A diferença no conteúdo destes elementos para estas duas rochas graníticas com similar conteúdo de SiO_2 , sugere tratarem-se de dois corpos graníticos resultantes de histórias petrogenéticas distintas.

6.3.3 - Diagramas de SiO_2 x Elementos Terras Raras Leves (ETRL) e Pesados (ETRP) e Perfis de Elementos Terras Raras normalizados de Nakamura (1974)

6.3.3 a - Complexo Granítico Cunhaporanga

As amostras das unidades URB e USR do CGCP quando analisadas em diagramas de SiO_2 x ETRL e ETRP (Figura 6.8), apresentam-se alinhadas segundo uma correlação negativa caracterizada pela progressiva diminuição do conteúdo dos ETRL e ETRP com o aumento da sílica desde a URB até a USR. Amostra representativa da UPS ($\text{SiO}_2 = 71\%$) apresenta um generalizado enriquecimento relativo em ETRL, somente em relação a USR, e em ETRP, em relação a USR e a URB. Internamente na USR, observa-se um fracionamento de ETRL e ETRP, aparentemente sem relação com SiO_2 , com forte empobrecimento, principalmente de ETRP. A exceção é a amostra HP-33 que para o mesmo teor de SiO_2 (73-74%), apresenta um enriquecimento de ETRP, em relação às demais amostras da USR (Figura 6.8, 6.9 A).

Em diagramas de perfis de ETR, a comparação entre os padrões de ETR das amostras analisadas na USR ($\text{SiO}_2 = 73-74\%$), mostra evidente diferença no fracionamento interno em ETRL e ETRP (Figura 6.9 A), sem correlação com SiO_2 (Figura 6.8). Enquanto as amostras HP-01 e HP-29 apresentam-se fortemente fracionadas com $[\text{La} (60)/\text{Yb} (1.2)]_N \sim 50$, com evidente empobrecimento de ETRP, $\text{Yb}_N < 2$, a amostra HP-33, em relação às demais é caracterizada por marcante enriquecimento em ETRP, e possui um fracionamento na ordem de $[\text{La} (100)/\text{Yb} (5)]_N \sim 20$.

Os padrões de distribuição dos ETR internamente à URB ($\text{SiO}_2 = 64-66\%$) (Figura 6.9 B) mostram-se semelhantes, com significativo fracionamento $[\text{La} (180)/\text{Yb} (5.5)]_N \sim 32$ entre os ETRL e ETRP.

A única amostra representativa da UPS ($\text{SiO}_2 = 71\%$) se diferencia das outras unidades do CGCP (URB, $\text{Yb}_N=5-10$; USR, $\text{Yb}_N=1.2-5$) por apresentar-se significativamente mais enriquecida em ETRP ($\text{Yb}_N=20$) e fracionamento $[\text{La} (180)/\text{Yb} (15)]_N \sim 12$, e por exibir uma suave anomalia negativa de Eu (Figura 6.9 C)

Comparando-se o padrão de distribuição dos ETR das unidades graníticas do CGCP (Figura 6.9 D) o perfil da URB mostra-se mais enriquecido em ETRL e ETRP em relação a USR. Este comportamento em ETR pode ser esperado também se for admitida uma fonte comum às duas unidades, onde a USR representaria o produto final de cristalização fracionada partindo-se da URB. Neste caso, a UPS com nítido enriquecimento em ETRP em relação às outras unidades, e anomalia negativa de Eu, representaria um produto granítico distinto submetido a condições petrogenéticas distintas das demais unidades.

Figura 6.8 – Diagramas de variação de SiO_2 x ETRL e ETRP para as rochas graníticas estudadas no CGCP, CGTC, GC e GMG.

Figura 6.9 – Diagramas de Elementos Terras Raras do CGCP normalizados ao condrito (Nakamura, 1974). A) USR; B) URB; C) UPS e D) todas as amostras.

6.3.3 b - Complexo Granítico Três Córregos

As unidades UAR e UCN do CGTC mostram correlação negativa nos diagramas de SiO_2 x ETRL e ETRP (Figura 6.8), ocorrendo somente dispersão da UPN, que apresenta padrão pouco distinto, com teores em ETRL mais baixos e similares em ETRP em relação, principalmente, aos termos graníticos com menor conteúdo em sílica da UAR. Internamente na UAR, observa-se uma correlação negativa caracterizada pelo decréscimo em ETRL e ETRP, com o aumento da sílica. Internamente a UCN (SiO_2 71-74%), ocorre uma correlação negativa em SiO_2 x ETRL e variação dos ETRP x SiO_2 , principalmente Yb e Lu, sem evidente correlação com SiO_2 . (Figura 6.8). A USS, com somente duas amostras analisadas, apresenta conteúdo em ETRL (exceção de La e Ce) e ETRP geralmente um pouco mais elevado que a UAR, e correlações negativas em SiO_2 x ETRL (exceção de La) e ETRP (exceção de Lu).

O enclave da UAR (SiO_2 = 52%) quando analisado em diagramas de SiO_2 x ETRL e ETRP, (Figura 6.8) apresenta-se mais enriquecido em ETRL e ETRP em relação a todo o conjunto das amostras do seu hospedeiro (UAR). Por outro lado, o enclave da UCN é bastante enriquecido em ETRL e ETRP em relação ao seu hospedeiro (Apêndice 2), não estando representado nos gráficos.

Em diagramas de perfis de ETR normalizados aos valores do condrito (Nakamura, 1974), a única amostra analisada da UPN, com $\text{SiO}_2 = 59\%$ (Figura 6.10 A), mostra um forte enriquecimento e fracionamento de ETRL em relação aos ETRP $[\text{La} (220)/\text{Yb} (5)]_N \sim 44$.

As rochas graníticas analisadas da UAR ($\text{SiO}_2 = 62-68\%$) comportam-se de forma homogênea, com perfil semelhante ao da UPN, apresentando um forte fracionamento interno de ETRL e ETRP $[\text{La} (240)/\text{Yb} (4.5)]_N \sim 53$, correlacionável negativamente com a SiO_2 (Figura 6.10 B, E). Padrão similar é notado para seu enclave ($\text{SiO}_2 = 52\%$), porém apresenta generalizado enriquecimento em ETRL e ETRP, em relação a hospedeira UAR (Figura 6.10 B).

Comparativamente, a USS com SiO_2 entre 62 e 67% (Figura 6.10 c), mostra comportamento dos padrões de ETRL similar a UAR, porém apresenta-se mais enriquecida em ETRL (exceto La e Ce) e ETRP (com $\text{Tb}_N \sim 20$ e $\text{Yb}_N \sim 7$) do que a UAR (com $\text{Tb}_N \sim 15$ e $\text{Yb}_N \sim 30$) (Figura 6.10 E).

Figura 6.10 – Diagramas de Elementos Terras Raras do CGTC normalizados ao condrito (Nakamura, 1974). A) UPN; B) UAR; C) USS; D) UCN e E) todas as amostras.

A UCN difere-se claramente, no perfil de ETR, das demais unidades do CGTC, por apresentar mais baixo conteúdo de ETRL e subordinadamente ETRP (Figura 6.10 D, E). Além disso, esta unidade está caracterizada, principalmente, por um fracionamento interno heterogêneo dos ETRP, sem evidente correlação com SiO_2 (Figura 6.8). As amostras HP-56 e HP-68 ($\text{SiO}_2 = 71$ e 73%) mostram empobrecimento de ETRP $\text{Yb}_N=2$, $(\text{La}/\text{Yb})_N = 83$ em relação as amostras HP-54 e HP-72, com $\text{SiO}_2 = 74$ e 71% , $\text{Yb}_N=10$ a 20 , $(\text{La}/\text{Yb})_N=12$ (Figura 6.10 D). Na UCN, observa-se no comportamento do perfil de ETRL, um evidente fracionamento de ETRL (Figura 6.10 D) correlacionável negativamente com a SiO_2 (Figura 6.8). O enclave microgranítico da UCN, mostra um padrão distinto de sua rocha hospedeira por apresentar-se bem mais enriquecido em ETRL e ETRP com evidente e fraca anomalia negativa de Ce (Figura 6.10 D).

6.3.3 c - Granitos Cerne e Morro Grande

O GC apresenta teores pouco maiores em ETRL quando comparado ao GMG que, por sua vez, encontra-se claramente mais enriquecido em ETRP para teores semelhantes de SiO_2 ($\sim 71\%$) em ambos os granitos (Figura 6.11).

Nos perfis de ETR normalizados aos valores do condrito (Nakamura, 1974) as amostras analisadas do GC e GMG com teores de SiO_2 de 71% , apresentam comportamento nos padrões dos ETR visivelmente distintos. A amostra do GC possui um fracionamento de ETRP $(\text{Tb}/\text{Yb})_N=5$ muito mais pronunciado quando comparado ao GMG $(\text{Tb}/\text{Yb})_N=1.4$. Enquanto no GC observa-se um empobrecimento em ETRP ($\text{Yb}_N=20$), o GMG, com presença de anomalia negativa de Eu, apresenta enriquecimento em ETRP ($\text{Yb}_N=2.5$) (Figura 6.11). Esta diferença, no comportamento dos ETR, principalmente ETRP entre o GC e GMG, somadas às diferenças em elementos traços e óxidos, indicam tratarem de produtos graníticos com distintas histórias petrogenéticas.

Figura 6.11 – Diagrama de ETR do GC e GMG normalizados ao condrito (Nakamura, 1974).

6.4 – DIAGRAMAS DISCRIMINANTES TECTÔNICOS (Pearce *et. al.* 1984)

Os dados químicos dos granitóides das diferentes unidades do CGCP, CGTC e dos Granitos Cerne e Morro Grande, foram analisados em diagramas de variação de multielementos normalizados aos valores hipotéticos de um granito de cadeia oceânica (ORG), e comparados aos perfis dos diferentes tipos de granitos apresentados por Pearce *et. al.* (1984).

Os padrões dos perfis geoquímicos principalmente da USR e subordinadamente da UPS no CGCP (Figura 6.12 B, C) quando comparadas aos perfis geoquímicos, apresentados por Pearce *et.al.* (1984), se assemelham tanto aos perfis dos granitóides sin-colisionais quanto pós-colisionais. No entanto, o caráter fracamente peraluminoso dessas rochas (Figura 6.4), cujo único máfico é a biotita, bem como os seus teores elevados de Rb entre 200 e 300 ppm (Figura 6.7 E) sugerem tratar-se de granitos sin-colisionais. A URB (Figura 6.12 A) apresenta padrão de perfil geoquímico semelhante aos granitóides cálcio-alcalinos de alto K que constituem arcos magmáticos (VAG) em margens continentais ativas (Pearce *et.al.*, *op.cit.*).

Figura 6.12 – Diagramas de variação de multielementos das unidades graníticas do CGCP, normalizados aos valores do ORG (Pearce *et.al.*, 1984). A) URB; B) USR; C) UPS.

Com relação ao CGTC (Figura 6.13), a UPN, UAR e a USS assemelham-se aos granitóides cálcio-alcálinos de arcos magmáticos (VAG). A UCN apresenta um padrão de perfil geoquímico muito próximo aos dos granitóides pós-colisionais de Pearce *et. al.* (1984).

Figura 6.13 – Diagramas de variação de multi-elementos das unidades graníticas do CGTC, normalizados aos valores do ORG (Pearce *et. al.*, 1984). A) UPN; B) UAR; C) USS; D) UCN.

O padrão do perfil geoquímico observado para o Granito Morro Grande (Figura 6.14), assemelha-se aos granitóides do tipo intra-placa (WPG) de Pearce *et. al.* (1984). O Granito Cerne, apesar do forte enriquecimento em Ba, pode ser correlacionado aos do tipo pós-colisionais.

No CGCP, a relação $Rb \times (Y+Nb)$, Figura 6.15, indica que a USR trata-se de granitos do tipo sin-colisionais, e a URB de granitos de arcos magmáticos (VAG). Indicação distinta é sugerida para a UPS, que se situa no limite entre os campos dos granitóides do tipo arco magmático e os de intra-placa.

As unidades graníticas do CGTC, posicionam-se predominantemente no campo dos granitóides de arco magmático de margem continental ativa (VAG), em diagrama de elementos traços $Rb \times (Y+Nb)$, Figura 6.15.

Esse mesmo diagrama, sugere granito pós-colisional para o Granito Cerne. A amostra representativa do Granito Morro Grande, da mesma forma que a UPS (CGCP), plota no limite dos campos dos granitóides de arco magmático e dos de intra-placa (Figura 6.15).

Figura 6.14 – Diagramas de variação de multielementos dos Granitos Cerne e Morro Grande normalizados aos valores de ORG (Pearce *et.al.*, 1984).

Figura 6.15 – Diagrama $Rb \times (Y + Nb)$ de discriminação tectônica de rochas graníticas (Pearce *et al.*, 1984) aplicado para o CGCP, CGTC, GC e GMG. (Syn-COLG, Granitos sin-colisionais; WPG, Granitos Intra-placas; VAG, Granitos de Arco Vulcânico; ORG, Granitos de cadeia oceânica).

6.5 – CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo comparativo das assinaturas litoquímicas das rochas graníticas pertencentes ao CGCP, CGTC, GC e GMG, permite tecer as seguintes considerações:

- CGCP: é constituído por granitóides cálcio-alcálinos de alto K, metaluminosos a fracamente peraluminosos. Quando analisados o conteúdo e a conduta dos elementos traços principalmente Ba, Zr, Ta, Sr, Nb e Ga, observam-se diferenças marcantes, entre a URB

(monzogranitos a granodioritos porfiróides) e USR (monzogranitos porfiróides), fortemente sugestivas da não cogeneticidade magmática entre ambas. A UPS por sua vez, apresenta um padrão bem distinto, em relação a URB e a USR, na maioria dos elementos traços, tais como, Ta, Nb, Ba, e ETR, sugerindo gênese distinta das outras duas unidades. Portanto, sugere-se que a formação destas unidades a partir de um processo de cristalização fracionada produzindo inicialmente a URB 'unidade mais primitiva' e finalmente a USR 'unidade mais evoluída', e até mesmo a UPS, não se aplica aos litotipos graníticos aqui investigados no CGCP;

- b) CGTC: é constituído por granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto K, predominantemente metaluminosos. A conduta e o conteúdo da maioria dos elementos traços e ETR observados entre a UPN (tonalitos) e a UAR (monzogranitos a granodioritos porfiróides), permitem sugerir cogeneticidade magmática entre ambas, partindo-se da UPN até a UAR. Por outro lado, quando analisados a conduta e o conteúdo dos elementos traços (principalmente Ba, Rb, Sr, Nb, Zr, Ta) sugere-se que as três unidades a UAR, USS (quartzo-monzonitos porfiróides) e a UCN, não seriam produtos de mesmo curso de uma possível cristalização fracionada;
- c) Em linhas gerais, a separação entre o CGCP e CGTC é indicada quando observa-se o conteúdo e comportamento dos álcalis Na_2O e K_2O . Sugere-se a existência de produtos graníticos distintos, um caracteristicamente mais sódico e menos potássico a SE (CGTC) e outro mais potássico e menos sódico a NW (CGCP), onde a UPN do CGTC seria o registro do magmatismo granítico tipicamente sódico da região;
- d) A distinção entre os produtos graníticos, internamente ao CGCP e CGTC, pode ser observada em diagramas de SiO_2 x elementos traços (Ba, Rb, Sr, Zr e Ga), comparando-se sempre a URB (CGCP) em relação à UAR e USS (CGTC) e eventualmente USR em relação a UCN;
- e) O GC (sienogranito) e o GMG (monzogranito) são rochas cálcio-alcálicas de alto K a shoshoníticas (GC) metaluminosas a fracamente peraluminosas, respectivamente. As diferenças no conteúdo e no comportamento de alguns óxidos e principalmente traços e ETR, indicam claramente condições petrogenéticas distintas para a geração destas rochas. Independente do local do alojamento do GMG e da UPS (CGCP), e da idade da cristalização, as assinaturas químicas em óxidos, traços e ETR, são praticamente semelhantes e sugerem fortes afinidades petrogenéticas para a geração destas duas distintas (?) unidades graníticas.

7. GEOCRONOLOGIA E GEOLOGIA ISOTÓPICA

7.1 - INTRODUÇÃO

Neste capítulo são apresentados e discutidos os resultados geocronológicos e isotópicos adquiridos através das diferentes metodologias, disponíveis no CPGeo-USP, empregadas na presente Dissertação para o reconhecimento dos processos relacionados à geração dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos e Granitos Cerne e Morro Grande.

Para a caracterização da cronologia dos litotipos graníticos estudados, foram empregadas técnicas geocronológicas em minerais, a saber U-Pb (zircão e titanita) e K-Ar (biotita e anfibólio). Com relação a geologia isotópica, as técnicas Sm-Nd, Rb-Sr, e Pb-Pb foram aplicadas em rocha total (RT), com a finalidade de se reconhecer as características petrogenéticas dos precursores do magmatismo granítico da região estudada.

Os afloramentos das amostras selecionadas para o presente estudo, abrangeram os principais litotipos graníticos (agrupados em unidades graníticas) em cada Complexo e encontram-se assinalados no Mapa Geológico (Apêndice 3). A relação das amostras selecionadas com as respectivas técnicas empregadas está disponível na Tabela 7.1.

Tabela 7.1 – Relação das amostras e metodologias utilizadas.

			METODOLOGIA						
Unidade Geológica	Unidade Granítica	Amostra	MINERAL				ROCHA TOTAL		
			U-Pb Zircão	U-Pb Titanita	K-Ar Biotita	K-Ar Anfibólio	Sm-Nd	Rb-Sr	Pb-Pb
CGCP	UPS	HP-21	X	X			X	X	X
	USR	HP-01	X	X	X		X	X	X
		HP-29					X	X	
		HP-33					X	X	X
	URB	HP-02	X	X		X	X	X	X
		HP-08					X	X	
HP-36						X	X	X	
CGTC	UPN	HP-06*	X	X			X	X	X
	UAR	HP-07	X	X			X	X	X
		HP-48					X	X	
		HP-73					X	X	
		HP-77					X	X	
		HP-86					X	X	
	USS	HP-04	X	X		X	X	X	X
		HP-44	X	X			X	X	X
	UCN	HP-54					X	X	X
		HP-56	X	X			X	X	
HP-68		X	X	X		X	X	X	
HP-72						X	X		
GC		HP-58	X		X		X	X	X
		Cerne 2**					X		
GMG	GMG	HP-41	X						

* Dados Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb de Reis Neto, 1994; ** Dados Sm-Nd de Siga Jr. 1995.

Para a metodologia U-Pb, as frações de zircões atacadas passaram por uma criteriosa seleção, onde os cristais bem formados, de mesma população e de aspecto ígneo tiveram preferência. Para cada fração analisada foram separados de 60 a 80 cristais, com exceção da amostra HP-01 representativa da USR (fração M(0), Tabela 7.2) que, em fase de implementação da metodologia U-Pb com *spike* Pb^{205} , foram atacados 3 cristais.

O critério de separação das titanitas, também seguiu àqueles obedecidos para os zircões, onde foram separados os cristais mais límpidos e com coloração mais escura, porém em uma quantidade maior ou igual a 0,500 mg.

Os cristais de biotita e anfibólio selecionados para datações K-Ar, apresentaram-se livres de agregados e com uma pureza maior que 95%.

Para as metodologias em RT (Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb) foram selecionadas as amostras representativas das unidades com menor índice de alteração, previamente analisadas geoquimicamente para elementos maiores e traços.

A seguir serão apresentados os resultados obtidos nas diferentes metodologias para cada unidade granítica do CGCP, CGTC e Granitos Cerne e Morro Grande.

7.2 – COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA - CGCP

7.2.1 – Geocronologia em minerais

Da UPS, foi analisada a amostra do afloramento HP-21, representado por um biotita-monzogranito, em zircões e titanitas pelo método U-Pb. Foram analisadas 4 frações de zircões, sendo uma fração abradada por cerca de 2 horas (M-4 b) e três frações não abradadas (M-3, M-4 a, M-5). Os pesos de cada fração variam de 0.079 mg a 0.13 mg (Tabela 7.2). As frações atacadas são constituídas por cristais transparentes, bipiramidais, idiomórficos, límpidos, por vezes apresentando-se com inclusões. Apresentam uma razão média de comprimento/largura de 3.5 (Foto 7.1a).

A fração de titanita analisada (M10), não abradada, com peso de 0.69 mg (Tabela 7.2) constitui-se por cristais de coloração castanho escuro, e sem inclusões, por vezes, podendo conter fraturas (Foto 7.1b). Esses cristais, como mencionado no Capítulo 5, item 5.2.1, são de origem magmática.

Os dados obtidos (Tabela 7.2) foram tratados em Diagrama Pb^{207}/U^{235} x Pb^{206}/U^{238} (Figura 7.1) e apresentaram idades discordantes para os zircões e concordante para titanita.

As frações M(-3), M(-5) e M(-4 b) mostraram forte componente de herança crustal com idades Pb^{206}/Pb^{207} de 714 Ma, 646 Ma e 1.153 Ma respectivamente (Tabela 7.2). A fração mais concordante, M(-4) a, possivelmente possui menor componente de herança e apresenta idade Pb^{206}/Pb^{207} de 601 Ma (Tabela 7.2).

Tabela 7.2
Dados analíticos referentes à sistemática U-Pb (zircão e titanita).

CGCP							Razões Isotópicas				Idades Ma		
Unidade Granítica	Amostra	Mineral Analisado	Fração Magnética	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/U^{235} -Erro%	Pb^{206}/U^{238} -Erro%	Pb^{206}/Pb^{207} -Erro%	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/Pb^{206}
UPS	HP-21	Zircão	M-3 na	0.087	214.8	23.33	1067	0.817925-1.56%	0.093875-1.35%	0.063192-0.761%	578	607	715 ± 16
		Zircão	M-4(a) na	0.101	270.2	29.9	975	0.756132-0.98%	0.091496-0.93%	0.0599368-0.31%	564	572	601 ± 7
		Zircão	M-4(b)2haa	0.13	99.9	13.8	446	1.18957-1.1%	0.110224-1.06%	0.0782732-0.26%	674	795	1154 ± 5
		Zircão	M-5 na	0.079	241.6	27.2	995	0.81157-1%	0.096156-0.93%	0.0612139-0.36%	592	603	647 ± 8
		Titanita	M 10	0.69	42.6	19.2	41	0.788185-7.29%	0.095686-1.12%	0.0597417-6.73%	589	590	594 ± 150
USR	HP-01	Zircão	M 0 na	0.00179	584	68.4	83.07	0.621493-6.6%	0.0756343-5.67%	0.0595958-3.22%	470	491	589 ± 70
		Zircão	M-4 2haa	0.13	405.4	41.63	513.76	0.998482-0.85%	0.090649-0.801%	0.079887-0.19%	559	703	1194 ± 4
		Zircão	M-3 na	0.082	672.6	59.32	386.35	0.691619-1.1%	0.0784475-1.03%	0.063942-0.38%	486	534	740 ± 8
		Zircão	M-1 na	0.075	1359	86.60	432.09	0.48166-1.93%	0.0576882-1.89%	0.0605552-0.38%	361	399	623 ± 8
		Zircão	M-2 na	0.08	1712	98.33	348.29	0.430587-1.05%	0.0502487-1.02%	0.062149-0.23%	316	364	680 ± 5
URB	HP-02	Titanita	M 10	0.544	84.43	12.30	128.45	0.702406-7.43%	0.0890045-1.29%	0.0572367-6.87%	550	540	501 ± 150
		Zircão	M-4(b) na	0.050	200.1	20.54	2308	0.798388-0.96%	0.0945348-0.91%	0.0612522-0.30%	582	596	648 ± 6
		Zircão	M-5 na	0.054	220.6	23.02	2262.4	0.809936-0.96%	0.0953857-0.91%	0.0615838-0.27%	587	602	660 ± 6
		Zircão	NM-5 na	0.095	176.4	19.35	772.2	0.804206-1.29%	0.096269-1.1%	0.060587-0.674%	592	599	625 ± 10
		Zircão	M-4(a)1haa	0.059	221.3	25.32	500.2	0.864031-1.22%	0.0977137-1.01%	0.0641317-0.65%	601	632	746 ± 14
URB	HP-02	Titanita	M 10	0.805	48.52	13.46	85.59	0.736337-5.16%	0.0912533-1.39%	0.058523-4.7%	563	560	549 ± 100

Foto 7.1 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-21 (UPS-CGCP): a) Cristais de zircão da fração M-4(a) não abrasada (aumento 220x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

Figura 7.1 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões e titanita do afloramento HP-21 (UPS-CGCP): 1) Intercepto inferior $557 \pm 5.1/-5.4$ Ma e Intercepto superior $2278 \pm 81/-73$ Ma (MSWD=0,37); 2) Intercepto superior em 601 ± 6.6 Ma.

A complexidade na interpretação dos resultados obtidos pode ser constatada quando observa-se o diagrama da Figura 7.1. A idade de cristalização do granito tipo UPS de $557 \pm 5.1/-5.4$ Ma, é indicada pelo intercepto inferior, obtida pela regressão das frações M(-4) a, M(-3) e M(-4) b que apresentam uma forte componente de memória isotópica pretérita em cerca de $2.278 \pm 81/-73$ Ma (intercepto superior). No entanto, outra idade de cristalização, em torno de 590 Ma, é sugerida pela fração M(-5) com idade Pb^{206}/U^{238} de 592 Ma e pela fração concordante de titanita em 589 Ma. Adicionalmente, quando se trabalha com a fração (M-4a), a idade de 601 ± 6.8 Ma é obtida pelo par cronológico Pb^{207}/Pb^{206} .

A partir desta problemática que envolve herança crustal, a idade de $557 \pm 5.1/-5.4$ Ma deve ser interpretada com ressalvas, devido à provável perda de Pb, tornando-a sem significado geológico. O valor de 601 Ma é interpretado como uma idade máxima, sendo a melhor estimativa da época de cristalização deste corpo granítico, a idade Pb^{206}/U^{238} de 592 Ma, obtida pela fração mais concordante de zircão, M(-5). Um rápido resfriamento deste corpo granítico é sugerido pelo valor obtido em titanitas de 589 Ma, muito próximo à idade de cristalização da rocha.

Na USR, a amostra analisada do afloramento HP-01 é representada por um biotita-monzogranito porfiróide, afloramento tipo desta unidade.

A datação pelo método U-Pb do granito tipo Santa Rita foi realizada em cinco frações de zircões e uma em titanita, incluindo uma determinação pelo método K-Ar em biotita. As frações magnéticas (zircões) utilizadas foram M(0), M(-1), M(-2), M(-3) e M(-4). Esta última, foi abradada por aproximadamente 2 horas, até o arredondamento dos cristais. As demais frações não foram abradadas. O peso de cada fração varia de 0.00179mg (M0, 3 zircões) a 0.13 mg (Tabela 7.2). Os zircões são transparentes, bipiramidais, límpidos, por vezes com inclusões, e idiomórficos, com uma razão média de comprimento/largura de 2.5 (Foto 7.2a).

A fração de titanita analisada (M10) com peso de 0.54 mg, é constituída de cristais de coloração marrom escuro e sem inclusões (Foto 7.2b).

Os resultados obtidos (Tabela 7.2) em diagrama $Pb^{207}/U^{235} \times Pb^{206}/U^{238}$ (Figura 7.2) para os zircões foram idades discordantes. O alinhamento das frações M(-1), M(-2) e M(0) de zircões com a fração concordante da titanita, indicou idade de 564 ± 120 Ma, interpretada como a idade mínima de geração deste corpo granítico, intercepto superior com a Curva Concórdia. Não foi considerado o possível alinhamento com as frações M(-1), M(-2) e M(0) de zircões, pois estas apresentam forte perda de Pb e precário alinhamento. As frações M(-3) e M(-4) não se alinharam com o conjunto acima mencionado por uma provável componente de herança, indicando a presença de zircões com núcleos que preservaram memória isotópica pretérita, observado principalmente pela fração M(-4) que foi abradada. A regressão linear dessas duas frações (Figura 7.2), com a fração M(0) aponta idade (intercepto inferior) de $458 \pm$

7 Ma sem significado geológico. Por outro lado, a idade do intercepto superior de $2.487 \pm 98/-87$ Ma, pode representar, em caso de granitos gerados por fusão crustal, uma importante componente isotópica paleoproterozóica para esta herança.

Foto 7.2 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-01 (USR-CGCP): a) Cristais de zircão da fração M-3 não abrasada (aumento 330x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

Figura 7.2 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões e titanita do afloramento HP-01 (USR-CGCP): 1) Intercepto inferior 458 ± 7 Ma e Intercepto superior $2487 \pm 98/-87$ Ma ; 2) Intercepto superior em 564 ± 120 Ma; 3) Idade $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ (fração M 0 na) de 588 Ma; 4) Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (titanita) 549 Ma.

Quando observa-se a idade Pb^{207}/Pb^{206} para a fração M(0) de 588 ± 70 Ma, (Tabela 7.2) sugere-se que esta seja considerada como a época mais provável de cristalização dos zircões neoformados e conseqüentemente a idade de colocação do corpo granítico.

A fração de titanita analisada (Figura 7.2), mostra idade $^{206}Pb/^{238}U$ de 550 Ma. Essa idade quando comparada à provável idade de cristalização dos zircões (588 Ma), mostra uma diferença de 38 Ma. Essa diferença temporal pode ser admitida como muito longa para o tempo de resfriamento deste corpo granítico, acima da isoterma de $500^{\circ}C$. Neste caso, a idade de 550 Ma pode refletir uma abertura do sistema U-Pb em titanitas devido um evento termal.

Outro aspecto importante é a idade K-Ar, em biotita, obtida para a amostra HP-01 de $470,3 \pm 11,7$ Ma (Tabela 7.3).

Pelo exposto, admite-se que estes granitos foram gerados por processos de refusão crustal, com cristalização dos zircões neoformados há 588 Ma, e por conseguinte, o *emplacement* do corpo granítico. Em 550 Ma pode ter ocorrido um evento termal (U-Pb em titanitas) e resfriamento acima da isoterma de $250^{\circ}C$, em 470 Ma (K-Ar, biotitas). Esta idade obtida em biotitas, deve ser considerada com ressalvas, pois analiticamente a amostra apresentou baixo teor de potássio observado na análise química da biotita e o alto erro referente ao Ar atmosférico (Tabela 7.3).

Tabela 7.3

Dados analíticos em biotita e anfibólio da sistemática K-Ar no CGCP.

Unidade Granítica	Amostra	Material Analisado	% de K	Erro %	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g (10^{-6})	Ar ⁴⁰	T máx. (Ma)	Idade (Ma)	Erro máx. (Ma)
USR	HP-01	Biotita	5.0142	0.5	104.65	19.07	482	470.3	11.7
URB	HP-02	Anfibólio	1.0139	2.137	28.94	12.34	638	616.8	21.5

O corpo granítico analisado da URB refere-se ao afloramento HP-02 que ocorre nas imediações da localidade de Abapã. Trata-se de um anfibólio-biotita monzogranito.

Para esse corpo granítico foram feitas análises radiométricas em zircões e titanitas (U-Pb) e anfibólio (K-Ar). As frações magnéticas datadas nos zircões foram: M(-4 a) M(-4b), M(-5), e NM(-5) (Dados analíticos Tabela 7.2). A fração M(-4 a) foi abradada por aproximadamente 2 horas, obtendo-se o arredondamento das arestas dos cristais (Foto 7.3 a). O peso das frações analisadas varia de 0.050 mg a 0.095 mg (Tabela 7.2). Os cristais selecionados para datação pertencem a uma mesma população e são transparentes, bipiramidais, normalmente com inclusões e presença de microfraturas. Apresentam ainda, uma razão média de comprimento/largura de 3 a 5 (Foto 7.3b). A fração de titanita (M10) constitui-se

por cristais idiomórficos, de coloração castanho escuro, por vezes com inclusões de opacos e de origem magmática (Foto 7.3c). Para a análise cronológica foi utilizado aproximadamente 0.805 mg. Os dados obtidos encontram-se na Tabela 7.2.

As idades obtidas nos zircões foram discordantes, e mostram forte tendência de herança crustal (Figura 7.3). A regressão dos pontos plotados das frações M(-4)b, M(-5) e M(-4)a apresenta um bom alinhamento, com idade no intercepto inferior de $571.4 \pm 8.5/-11$ Ma e $2.136 \pm 610/-308$ Ma, para a possível idade do protólito, para o intercepto superior. A fração NM(-5) é o ponto mais concordante em relação as outras frações, porém apresentando também um componente de herança, indicando uma idade Pb^{206}/U^{238} de aproximadamente 592 Ma, interpretada como a provável época de cristalização da rocha.

Foto 7.3 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-02 (URB-CGCP): a) Cristais de zircão da fração M-4(a) abrasada por 2h (aumento 220x); b) Cristais de zircão da fração NM-5 não abrasada (aumento 137.5x); c) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

A titanita (Figura 7.3) apresenta uma idade Pb^{206}/U^{238} de 563 Ma. Esta idade, com uma diferença temporal de 30 Ma em relação a época da colocação do corpo granítico, pode ser interpretada como, no caso da amostra HP-01, a época associada a um evento termal que possibilitou a abertura do sistema U-Pb nas titanitas.

A idade K-Ar em anfibólio para essa rocha é de $616,8 \pm 21.5$ Ma, muito mais antiga que as obtidas em zircões e titanitas, mostrando uma incoerência geológica. Entretanto, essa idade deve ser interpretada com ressalvas, devido ao alto erro embutido, bem como ao alto teor de Ar^{40} atmosférico (12.34% - Tabela 7.3).

Figura 7.3 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões e titanita do afloramento HP-02 (URB-CGCP) 1) Intercepto inferior $571 \pm 8.5/-11$ Ma e Intercepto superior $2136 \pm 630/-380$ Ma (MSWD=0,69). Considerando a titanita, Intercepto inferior $570 \pm 6.6/-9.4$ Ma e Intercepto superior $2070 \pm 420/-340$ Ma (MSWD=0,49 ; 2) Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (fração NM-5) de 593 Ma; 3) Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (titanita) 562 Ma.

7.2.2 – Geologia isotópica em Rocha Total

7.2.2 a - Assinatura isotópica de Nd e Sr

Os resultados obtidos pela sistemática Sm-Nd (Tabela 7.4) indicam, para as unidades graníticas do CGCP, idades paleoproterozóicas e valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ e $\epsilon_{\text{Nd}}(t=590 \text{ Ma})$ negativos.

A amostra representativa da UPS (HP-21, biotita-monzogranito) quando plotada em diagrama de evolução de Nd (Figura 7.4A) mostra uma idade modelo TDM de 2.180 Ma e valores negativos de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$, de -17.48 , e de $\epsilon_{\text{Nd}}(t=590 \text{ Ma})$ de -11.9 .

As amostras analisadas da USR (HP-01, HP-29 e HP-33, biotita-monzogranitos porfiróides) mostram idades modelo TDM que variam de 1.82 a 2.1 Ga (Figura 7.4B) e valores de $\epsilon_{\text{Nd}}(0)$ entre -18 e -21 e de $\epsilon_{\text{Nd}}(t=590 \text{ Ma})$ entre -11 e -13 .

Tabela 7.4

Dados analíticos da sistemática Sm-Nd para o CGCP.

Unidade Granítica	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$\epsilon_{(0)}$	$f_{\text{Sm/Nd}}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{(\text{TDM})}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(\text{T1})}$	T_2 (Ma)	$\epsilon_{(\text{T2})}$
UPS	HP-21	9,020	44,500	0,1226	0,511742	0.000017	-17,48	-0,38	2180,4	3,14	590,0	-11,90	600,0	-11,80
USR	HP-01	3,500	18,600	0,1138	0,511614	0.000009	-19,98	-0,42	2184,7	3,13	590,0	-13,74	600,0	-13,63
	HP-29	1,680	11,700	0,0868	0,511520	0.000013	-21,81	-0,56	1829,9	3,84	590,0	-13,54	600,0	-13,40
	HP-33	4,630	27,000	0,1037	0,511678	0.000011	-18,73	-0,47	1891,4	3,71	590,0	-11,73	600,0	-11,61
URB	HP-02	6,770	43,500	0,0941	0,511558	0.000010	-21,07	-0,52	1893,2	3,71	590,0	-13,35	600,0	-13,22
	HP-08	7,730	49,900	0,0937	0,511660	0.000010	-19,08	-0,52	1755,7	3,99	590,0	-11,32	600,0	-11,19
	HP-36	8,790	53,500	0,0994	0,511576	0.000010	-20,72	-0,49	1956,5	3,58	590,0	-13,39	600,0	-13,27

O conjunto dos anfibólio-biotita monzogranitos porfiróides da URB analisado (HP-02, HP-08 e HP-36) apresenta idades modelo TDM entre 1.7 e 1.9 Ga, valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ entre -19 a -21 e de $\epsilon_{Nd}(t=590 \text{ Ma})$ entre -11 e -13 (Figura 7.4C).

Pelo exposto, sugere-se que os protólitos das unidades graníticas do CGCP se diferenciaram do manto em épocas paleoproterozóicas, entre 1.7 e 2.1 Ga. Os valores altamente negativos de $\epsilon_{Nd}(0)$ entre -21 e -17, indicam um longo período de residência crustal para estas rochas graníticas.

Adicionalmente, é sugerido no tempo $t = 590 \text{ Ma}$ (idades U-Pb) uma forte contribuição de fonte crustal na geração do magma fonte destes granitóides, evidenciada pelos valores de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -11 e -13 (Figura 7.4D).

Figura 7.4 – Diagrama de evolução de ϵ_{Nd} x tempo (Ga) para o CGCP. A) UPS, B) USR, C) URB e D) Todas as amostras.

As unidades graníticas do CGCP, mostram comportamento não homogêneo nos valores das idades modelo TDM, como pode ser observado no diagrama da Figura 7.4D.

As razões isotópicas de Sr obtidas pela sistemática Rb-Sr (Tabela 7.5) para as unidades graníticas do CGCP, mostram valores de $(Sr^{87}/Sr^{86})_i$ entre 0.708 e 0.717, sugerindo a origem destas rochas, como observado na assinatura de Nd, a partir de reservatórios crustais.

Em diagrama de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ x tempo, nota-se um padrão de evolução de Sr distinto para cada unidade granítica do CGCP (Figura 7.5). Apesar da pouca quantidade de amostras analisadas, pode-se sugerir, com ressalvas, a evolução a partir de fontes crustais distintas para a USR (com valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0.714 a 0.717) e para a URB e UPS (com valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ similares em torno de 0.710). Comportamento anômalo é observado para a amostra HP-33 (USR) que parece ter-se originado a partir de fontes com razões iniciais de Sr bem mais baixas (0.708). Este comportamento pode ser em parte atribuído ao alto erro de 0.007 da razão $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (Tabela 7.5).

Interessante notar a evolução isotópica de Sr (de 590 Ma até o presente) bastante diferenciada para as três unidades graníticas (Figura 7.5). A USR mostra razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais elevadas, entre 0.727 e 0.732, a URB, razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ mais baixas, entre 0.713 e 0.714, e a UPS com razões $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ intermediárias (0.723), Tabela 7.5.

Adicionalmente, em diagrama de ϵ_{Nd} x ϵ_{Sr} ($t=590$ Ma) as unidades graníticas do CGCP, plotam no 4º quadrante, indicativo de uma vivência crustal relativamente longa para estas rochas, com valores negativos de ϵ_{Nd} e positivos de ϵ_{Sr} (Figura 7.6).

7.2.2.b – Assinatura isotópica do Pb

Os dados isotópicos de Pb das unidades do CGCP (Tabela 7.6) são analisados em diagrama $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ x $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ (Modelo de Plumbotectônica, Zartman & Doe, 1981 – Figura 7.7). Neste diagrama, as amostras representativas da USR (HP-01 e HP-33), da URB (HP-02 e HP-36) e da UPS (HP-21), encontram-se plotadas com o conjunto das amostras analisadas por Reis Neto (1994) no CGCP, com a finalidade de ser apresentado um quadro mais representativo para o Complexo.

Os pontos plotaram entre as curvas de evolução para os materiais da crosta superior (C) e orogene (B), sugerindo uma significativa participação destes reservatórios na constituição dos granitóides estudados. A exceção é dada para amostra HP-02 (URB), que apresenta um comportamento distinto das rochas pertencentes à sua unidade, provavelmente devido a problemas analíticos, onde observa-se comparativamente valores baixos de $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ e erros relativamente elevados de $\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$ e $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$ (Tabela 7.6).

A distribuição das amostras analisadas, no presente trabalho mostrou-se bastante concordante com às analisadas por Reis Neto (1994).

Tabela 7.5

Dados analíticos da sistemática Rb-Sr para o CGCP.

Unidade Granítica	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$\epsilon_{(0)}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(T1)}$	T_2 (Ma)	$\epsilon_{(T2)}$	Ri - T1	Ri - T2
UPS	HP-21	212	405	1,517	0,72342	0.000065	268,56	590,0	97,20	600,0	94,28	0,71065	0,71044
USR	HP-01	248	407	1,767	0,729753	0.000019	358,45	590,0	157,29	600,0	153,86	0,71488	0,71463
	HP-29a	216	349	1,796	0,732443	0.000023	396,64	590,0	192,14	600,0	188,65	0,71734	0,71708
	HP-33a	239	316	2,193	0,727212	0.007	322,38	590,0	70,29	600,0	65,99	0,70876	0,70845
URB	HP-02	137	892	0,445	0,714723	0.000064	145,11	590,0	101,83	600,0	101,10	0,71098	0,71092
	HP-08	131	818	0,464	0,714349	0.000033	139,80	590,0	94,25	600,0	93,47	0,71045	0,71038
	HP-36	114	1.059	0,312	0,713725	0.000020	130,94	590,0	103,56	600,0	103,09	0,71110	0,71106

Figura 7.5 – Diagrama de evolução da relação Sr^{87}/Sr^{86} dos litotipos graníticos investigados no CGCP.

Tabela 7.6

Dados analíticos da sistemática Pb-Pb (CGCP).

Unidade Granítica	Amostra	Pb^{206}/Pb^{204}	% Erro (2s)	Pb^{207}/Pb^{204}	% Erro (2s)
UPS	HP-21	18.320	0.007	15.663	0.007
USR	HP-01	17.816	0.009	15.596	0.017
	HP-33	17.570	0.007	15.604	0.006
URB	HP-02	16.028	0.046	15.584	0.029
	HP-36	17.694	0.027	15.558	0.014

Figura 7.6 – Diagrama $\epsilon_{Sr}(t) \times \epsilon_{Nd}(t)$ para $t= 590$ Ma (U-Pb) para os litotipos graníticos investigados no CGCP.

Figura 7.7 – Diagrama $Pb^{206}/Pb^{204} \times Pb^{207}/Pb^{204}$ (Modelo de Plumbotectônica de Zartman & Doe, 1981) para os litotipos graníticos investigados no CGCP. C – Crosta Superior, B – Orogene, A – Manto; D – Crosta Inferior. Símbolos vazados referem-se a amostras analisadas por Reis Neto (1994).

7.3 – COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS – CGTC

7.3.1 – Geocronologia em Minerais

Na unidade UPN, foram realizadas somente datações em cristais de zircão e titanita pela metodologia U-Pb. A amostra datada é representativa desta unidade (afloramento HP-06) constituindo-se de um tonalito.

Foram analisadas 5 frações de zircões, sendo, NM (-5), M(-5), M(-3)b, M(-3)a e M(-4). As duas últimas abradadas por aproximadamente 1 Hora e 30 minutos, sem o completo arredondamento dos cristais. Os pesos das frações analisadas variam entre 0.085 a 0.118 mg (Tabela 7.7). Os cristais constituintes de cada fração analisada são transparentes, ocasionalmente com coloração cor de mel, bipiramidais, idiomórficos, podendo apresentar inclusões. As relações comprimento/largura estão em torno de 3.5 (Foto 7.4 a).

A fração de titanita analisada, M(10), com peso de 0.71 mg, é constituída por cristais de coloração castanho escuro com raras inclusões e normalmente sem fraturas (Foto 7.4b).

Os resultados obtidos (Tabela 7.7) apresentaram boa qualidade analítica, e foram tratados em Diagrama $Pb^{207}/U^{235} \times Pb^{206}/U^{238}$ (Diagrama Concórdia – Figura 7.8). As frações M(-3)a, M(-4) e M(-5) apresentaram-se muito mais radiogênicas que as demais ocasionando resultados discordantes com idades Pb^{207}/Pb^{206} de 1.051 ± 5.5 Ma, 763 ± 3.8 Ma

e 693 ± 5 Ma respectivamente, sugerindo um forte componente de herança (Tabela 7.7). Por outro lado, as frações NM(-5) e M(-3)b, também discordantes, mostram idades Pb^{207}/Pb^{206} de 639 ± 4.6 Ma e 625 ± 5.2 Ma respectivamente.

A regressão obtida pelo alinhamento das frações M(-5), M(-4) e M(-3)a, mostra para o intercepto inferior uma idade de $595 +6.4/-6.5$ Ma e no intercepto superior, uma idade arqueana, em torno de 3.049 Ma, sem significado geológico em termos numéricos. Porém, mostra importante componente de herança isotópica pretérita nestes zircões, do seu protólito. A idade obtida de 595 Ma é interpretada como uma idade mínima de formação da rocha, gerada a partir de processos de fusão crustal.

Em contrapartida, a regressão das frações NM(-5) e M(-3)b, forçada a zero, sugere uma idade de $636.5 +3/-3.2$ Ma, aqui interpretada como a melhor estimativa de cristalização dos zircões neoformados.

A fração de titanita analisada, mostrou-se discordante com uma idade Pb^{206}/U^{238} de 556 Ma. Essa idade quando comparada à idade de cristalização dos zircões possui uma diferença temporal elevada, para se admitir um longo tempo de resfriamento acima da isoterma de 500 °C.

Foto 7.4 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-06 (UPN-CGTC): a) Cristais de zircão da fração NM-5 não abrasada (aumento 220x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

Tabela 7.7

Dados analíticos referentes à sistemática U-Pb (zircão e titanita).

CGTC							Razões Isotópicas				Idades		
Unidade Granítica	Amostra	Mineral Analisado	Fração Magnética	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/U^{235} -Erro%	Pb^{206}/U^{238} -Erro	Pb^{207}/Pb^{206} -Erro	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/Pb^{206}
UPN	HP-06	Zircão	M-3 na	0.118	230	23.22	2764	0.792773-829%	0.094861-0.792%	0.060612-0.243%	584	593	626 ± 5
		Zircão	M-3 aa	0.11	264.9	30.9	546.88	1.06921-1.01%	0.104251-0.969%	0.0743844-0.27%	639	738	1052 ± 6
		Zircão	M-4 aa	0.09	565	64.7	2790	0.886469-1.2%	0.0994283-1.18%	0.064663-0.118%	611	644	763 ± 4
		Zircão	M-5 na	0.085	637.8	64.85	3445.8	0.844535-1.11%	0.0979034-1.09%	0.062563-0.235%	602	621	693 ± 5
		Zircão	NM-5 na	0.091	368.6	37.13	2574	0.829518-1.21%	0.0986364-1.2%	0.060994-0.212%	606	613	639 ± 5
		Titanita	M 10	0.71	182.6	21.73	427.87	0.787389-1.55%	0.0901147-1.41%	0.063371-0.642%	556	590	721 ± 14
UAR	HP-07	Zircão	M-5 na	0.103	260	25.56	2006	0.767599-0.901%	0.0915742-0.87%	0.0607939-0.20%	565	578	632 ± 4
		Zircão	NM-5 na	0.093	231.5	23.86	1952	0.796659-0.721%	0.0949591-0.69%	0.060846-0.215%	585	595	634 ± 5
		Zircão	M-4a na	0.25	157.4	16.80	734.2	0.788357-0.758%	0.0937574-0.58%	0.060984-0.452%	578	590	639 ± 10
		Zircão	M-4b aa	0.28	171	18.17	1650	0.833368-0.91%	0.0971033-0.90%	0.062245-0.104%	597	615	683 ± 2
		Titanita	M 10	0.699	70.6	13.65	186.97	0.800408-1.6%	0.0961261-1.46%	0.0603905-0.61%	592	597	618 ± 13
USS	HP-04	Zircão	M-5 aa	0.108	412.9	44.97	3536	1.17074-1.68%	0.105414-1.62%	0.0805489-0.45%	646	789	1211 ± 9
		Zircão	M-4 na	0.140	418.5	43.77	1516	0.947278-0.969%	0.100142-91%	0.068606-0.309%	615	677	887 ± 6
		Zircão	M-3 na	0.150	332.4	34.32	1475	0.897761-1.14%	0.0997206-0.91%	0.065294-0.625%	613	650	784 ± 13
		Titanita	M 10	0.927	89.47	10.9	186.46	0.612166-12.3%	0.0801975-4.44%	0.0553614-10.8%	497	485	427 ± 240
	HP-44	Zircão	NM-5 na	0.09	306.2	39.36	873.5	0.813845-0.819%	0.0981911-0.64%	0.060113-0.476%	604	605	608 ± 10
		Zircão	M-5 na	0.098	210.5	24.85	1541	0.845489-0.699%	0.0991412-0.64%	0.061852-0.256%	609	622	669 ± 6
		Zircão	M-4 na	0.095	285.6	34.30	1319	0.861338-0.636%	0.0997508-0.60%	0.0626262-0.18%	613	631	696 ± 4
		Titanita	M 10	0.68	36.88	12.95	119.03	0.787793-6.59%	0.0922144-4.09%	0.0619601-4.94%	569	590	673 ± 110
UCN	FAT	Zircão	NM-4a aa	0.04	138	17.81	426.91	1.27829-1.89%	0.109033-1.88%	0.0850294-0.23%	667	836	1316 ± 5
		Zircão	NM-4b na	0.09	389.3	41.32	595.42	0.829381-1.82%	0.0890501-1.76%	0.067549-0.465%	550	613	855 ± 10
		Zircão	M-4 na	0.150	389.6	42.54	743.63	0.930205-2.06%	0.094431-1.78%	0.0714435-1.01%	582	668	970 ± 21
		Zircão	M-3 na	0.100	291.1	32.97	1134.3	1.1261-0.96%	0.100899-0.797%	0.080945-0.506%	620	766	1220 ± 10
		Titanita	M 10	0.582	41.64	11.44	97.63	0.659372-20.6%	0.0894863-2.36%	0.0534407-19.9%	552	514	348 ± 450
	FVB	Zircão	M-1 na	0.066	249.6	23.60	525.45	0.797091-0.913%	0.0894034-0.87%	0.064662-0.251%	552	595	763 ± 5
		Zircão	M-2 na	0.079	280.8	30.76	775.89	1.18909-0.794%	0.10309-0.781%	0.0836565-0.14%	632	795	1285 ± 3
		Zircão	M-3 na	0.082	241.1	18.48	1021.4	0.671711-0.937%	0.0769268-0.91%	0.0633291-0.21%	478	522	719 ± 5
		Zircão	M-4 na	0.084	170.7	18.96	1143.0	1.06319-0.94%	0.109289-0.91%	0.0705558-0.24%	669	735	945 ± 5
		Titanita	M 10	0.800	69.41	12.9	103.73	0.703983-5.74%	0.0899077-1.58%	0.0567889-5.22%	555	541	483 ± 120

Pelo exposto, admite-se que esta idade discordante em titanitas de 556 Ma, deva refletir um processo de rehomogeneização do sistema U-Pb em titanita, em decorrência de um evento tectono-termal imposto a estas rochas.

Figura 7.8 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões e titanita do afloramento HP-06 (UPN-CGTC). 1) Intercepto inferior 595 ± 6.5 Ma e Intercepto superior 3049 Ma; 2) Intercepto superior em $636.5 \pm 3/-3.2$ Ma (frações M-3b e NM-5); 3) Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (titanita) 556 Ma.

Na UAR, foram analisadas frações de zircão e titanita pela metodologia U-Pb, do afloramento HP-07, representado por granodiorito protomilonítico. As frações de zircões selecionadas M(-3), M(-4)b e M(-5), não foram abrasadas, e a M(-4)a foi abrasada por 1 Hora. Os pesos das frações analisadas variam entre 0.093 a 0.28 mg (Tabela 7.7). Os cristais analisados são zircões transparentes, límpidos, raramente com inclusões, bipiramidais e idiomórficos, com uma razão comprimento/largura em torno de 3.5 (Foto 7.5 a).

Foto 7.5 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-07 (UAR-CGTC): a) Cristais de zircão da fração M-5 não abradada (aumento 165x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

As titanitas analisadas, fração M(10), são de coloração castanho escuro, normalmente sem fraturas e de origem magmática (Foto 7.5 b), com peso de 0.069 mg.

Os resultados obtidos pelas frações de zircão e titanita, são de excelente qualidade analítica, e foram tratados em Diagrama Concórdia (Figura 7.9).

As frações M(-3), M(-4)b e M(-5) mostraram-se discordantes, porém não apresentando traços de herança. Os pontos analíticos destas frações apresentam um bom alinhamento indicando idade (intercepto superior) de 633 ± 3 Ma (MSWD = 0.82). Tal idade é interpretada como relativa a época de cristalização dos zircões.

A fração M(-4)a, mostrou-se bastante discordante, não sendo utilizada na regressão efetuada (Figura 7.9), indicando um componente de herança em sua composição isotópica, Pb^{207}/Pb^{206} , de 1.890 ± 380 Ma.

A titanita plotou de forma discordante, e apresenta idade Pb^{206}/U^{238} de 592 Ma, idade esta podendo estar associada a um evento tectono-termal imposto a estas rochas.

Figura 7.9 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ x $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões e titanita do afloramento HP-07 (UAR-CGTC). Intercepto superior em 633 ± 3 Ma. Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (titanita) 592 Ma.

Quando observa-se conjuntamente os resultados obtidos da UPN (HP-06) e UAR (HP-07), nota-se uma grande semelhança no comportamento das frações analisadas de ambas unidades, tanto em relação à idade de cristalização dos zircões (em torno de 633 Ma), como em relação a tendência de herança crustal, em torno de 2.9 Ga (Figura 7.10). Tal comportamento sugere a contemporaneidade na colocação destas duas unidades graníticas. A regressão das frações que apresentaram componentes de herança, indica idade de $592 \pm 5/-4.9$ Ma, intercepto inferior na Curva Concórdia, que coincide com a idade obtida em fração de titanita da amostra HP-07 (UAR) podendo, desta forma, representar um importante evento tectono-termal que rehomogeneizou o sistema U-Pb como um todo.

Figura 7.10 – Diagrama concórdia $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ x $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ em zircões e titanitas do conjunto analítico obtido das amostras HP-06 (UPN) e HP-07 (UAR) do CGTC.

Pela metodologia U-Pb em zircões e titanitas, foram analisadas as amostras dos afloramentos HP-04 e HP-44, da USS, sendo constituídos por quartzo-monzonitos. Adicionalmente, foi realizada análise K-Ar em anfibólio na amostra HP-04.

Na amostra HP-44 foram atacadas 3 frações de zircões, não abradadas, sendo, NM(-5), M(-5), M(-4), com pesos em torno de 0.09 mg (Tabela 7.7). Na amostra HP-04 foram estudadas 3 frações de zircões M(-3) e M(-4), não abradadas e M(-5) abradada por 2 Horas, com arredondamento parcial dos cristais. Os cristais de zircão analisados de ambas amostras se mostraram bastante semelhantes, sendo bipiramidais idiomórficos, transparentes, límpidos, por vezes apresentando inclusões ou microfraturas. A razão comprimento/largura apresenta-se entre 2.5 e 3 (HP-44), Foto 7.6 a, e 4 (HP-04), Foto 7.7 a.

As frações de titanita analisadas de ambas amostras possuem coloração castanho-escuro com inclusões de opacos e são caracteristicamente de origem magmática (Fotos 7.6 b e 7.7 b), com pesos de 0.68 mg (HP-44) e 0.927 mg (HP-04).

As frações M(-4) e M(-5) de zircões da amostra HP-44, quando plotadas em Diagrama Concórdia, mostraram-se discordantes, exibindo uma forte característica de herança isotópica com idades $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ de 695 ± 3.9 Ma e 669 ± 5.5 Ma respectivamente (Tabela 7.7). A fração NM(-5) não mostrou traços de herança, apresentando-se concordante com a Curva Concórdia em 604.2 ± 3.6 Ma (Figura 7.11).

Foto 7.6 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-44 (USS-CGTC): a) Cristais de zircão da fração M-5 não abrasada (aumento 165x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

Foto 7.7 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-04 (USS-CGTC): a) Cristais de zircão da fração M-4 não abrasada (aumento 110x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

A regressão das três frações analisadas, indica idade de 603.2 ± 4.5 Ma para o intercepto inferior e $2.771 +1000/-560$ Ma para o intercepto superior, sugerindo derivação de uma crosta antiga. A idade de 603.2 ± 4.5 Ma é aqui interpretada como a melhor estimativa da época de cristalização dos zircões neoformados.

A idade Pb^{206}/U^{238} obtida em titanitas (HP-44) de 569 Ma, pode representar a época da rehomogeneização isotópica do sistema U-Pb nestes minerais.

Figura 7.11 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões, amostra HP-44 (USS-CGTC). Idade $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (titanitas) de 569 Ma.

As frações de zircões da amostra HP-04, M(-3), M(-4) e M(-5), mostram-se fortemente discordantes e com traço de herança isotópica, com idades $\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{206}$ de 784 ± 13 Ma, 887 ± 6.4 Ma, e 1.210 ± 8.9 Ma, respectivamente. A regressão destas três frações, indica para o intercepto inferior a idade de 599.7 ± 7 Ma e intercepto superior de $3.502 +500/-340$ Ma (Figura 7.12).

A fração de titanita analisada, possui uma idade $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ de 497 Ma (Tabela 7.7) plotando acima da Curva Concórdia. Por outro lado, a análise da sistemática K-Ar em anfibólio para a amostra HP-04, mostra idade de 597.7 ± 12.8 Ma (Tabela 7.8).

Tabela 7.8
Dados analíticos em anfibólio da sistemática K-Ar na USS – CGTC

Unidade Granítica	Amostra	Material Analisado	% de K	Erro %	Ar^{40} Rad ccSTP/g (10^{-6})	Ar^{40}	T máx. (Ma)	Idade (Ma)	Erro máx. (Ma)
USS	HP-04	Anfibólio	1.1703	0.50	32.21	9.64	610.5	597.7	12.8

Como é comum em casos de idades obtidas no intercepto inferior, o valor de 599 Ma nos zircões (Figura 7.12) poderia ter interpretação complexa devido à perda de Pb. Entretanto, com o controle da idade K-Ar em anfibólio de 597 Ma, bem como idade obtida de outra amostra representativa da mesma unidade (HP-44, 603 Ma), pode-se considerar a idade de 599 Ma coerente com a época de cristalização da rocha.

Figura 7.12 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões da amostra HP-04 (USS-CGTC). Idade (titanita) 497 Ma.

Se considerarmos que a idade de 597 Ma, represente a época de resfriamento deste corpo granítico abaixo da temperatura de 500°C, então este ocorreu logo após a formação deste corpo granítico (599 Ma). Considerando-se a comparação entre a idade de 497 Ma obtida nas titanitas com o valor de 597 Ma do anfibólio, nota-se uma incoerência geológica e provavelmente a idade U-Pb (titanitas) não possui significado geológico.

Para verificar se a idade de 599 Ma (afloramento HP-04) tem consistência geológica, optou-se em tratar os dados U-Pb (em zircões) das amostras HP-44 e HP-04 em conjunto. Justifica-se tal procedimento por se tratarem de rochas de uma mesma unidade, como já definido pelas relações de campo, e análises petrográfica e geoquímica.

Plotando-se as frações analisadas de ambos afloramentos, em Diagrama Concórdia, nota-se um razoável alinhamento entre os pontos analíticos, obtendo-se uma idade do intercepto inferior de 605 ± 2.3 Ma, MSWD = 2.2 (Figura 7.13 a). Como a fração NM(-5) (HP-44), apresenta-se concordante, e consequentemente força o intercepto para seu ponto concordante (idade 604.2 ± 3.6 Ma), optou-se em retirar esta fração, analisando-se somente as frações discordantes. A regressão destas frações indicou uma idade do intercepto inferior de 607 ± 3 Ma, MSWD = 2.4 (Figura 7.13 b), muito próxima das idades obtidas individualmente interpretadas para as épocas de cristalização destas rochas (HP-44, 603 Ma e HP-04, 599 Ma). Desta forma, conclui-se que o pico magmático responsável pela geração da USS, foi em torno de 604 Ma. Ademais, no caso da amostra HP-04 (Figura 7.12) a idade de 599 Ma (intercepto inferior) confirma o caráter intrusivo, observado em campo, da USS (604 Ma) na UAR (630 Ma).

Figura 7.13 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões do conjunto analítico obtido das amostras HP-44 e HP-04 (USS - CGTC. a) Cálculo da idade do intercepto superior inclui a fração concordante NM-5 (HP-44); b) Cálculo da idade sem a fração NM-5 (HP-44).

Na UCN foram analisadas 4 frações de zircão e uma de titanita na metodologia U-Pb, e uma determinação K-Ar em biotita para a Fácies Arroio Taquaral (FAT), representada pelo afloramento HP-68 (anfíbólio-biotita monzogranito) e 4 frações de zircão e uma de titanita (U-Pb) para a Fácies Vista Bonita (FVB) representada pelo afloramento HP-56 (anfíbólio-biotita monzogranito).

Foram atacadas as frações NM(-4)b, M(-4), e M(-3) não abradadas e NM(-4)a abradada por cerca de 2 Horas, da FAT, com pesos entre 0.04 e 0.150 mg (Tabela 7.7). Na FVB, foram atacadas as frações M(-1), M(-2), M(-3) e M(-4), todas não abradadas, com pesos entre 0.06 e 0.08 mg. Os cristais de zircão analisados de ambas as unidades, são transparentes, bipiramidais, idiomórficos, com inclusões, por vezes fraturados. Apresentam razão comprimento/largura entre 3.75 e 4 (Fotos 7.8a e 7.9a).

As duas frações M(10) de titanitas analisadas, tanto na FAT quanto na FVB, são de origem magmática, coloração castanho escuro e poucas inclusões foram observadas, e normalmente não ocorrem fraturas (Fotos 7.8b e 7.9b). O peso das frações são de 0.58 mg (FAT) e de 0.80 mg (FVB).

Os resultados obtidos das frações de zircão da amostra HP-68, FAT (Tabela 7.7) em diagrama U-Pb (Concórdia) da Figura 7.14, mostraram-se discordantes com importante componente de herança isotópica, cujas idades Pb^{207}/Pb^{206} são de 1.316 ± 4.5 Ma (NM-4 a), 854 ± 9.7 (M-4b), 970 ± 21 Ma (M-4) e 1.220 ± 9.9 Ma (M-3 a), Tabela 7.7. A regressão linear, com exceção da fração M(-3), indicou idade do intercepto inferior de $503 \pm 13/-12$ Ma e no intercepto superior idade de $2.289 \pm 130/-110$ Ma, sugerindo uma fonte paleoproterozóica para esta herança.

Foto 7.8 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-68 (UCN, FAT - CGTC): a) Cristais de zircão da fração M-4 não abrasada (aumento 137.5x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

Foto 7.9 – Fotomicrografias de lupa binocular de zircões e titanitas da amostra HP-56 (UCN, FVB - CGTC): a) Cristais de zircão da fração M-4 não abrasada (aumento 107.7x); b) Cristais de titanita da fração M 10 (aumento 107x).

A fração de titanita plotou acima da Curva Concórdia, com idade Pb^{206}/U^{238} de 552 Ma (Figura 7.14). Entretanto, o resultado da análise K-Ar em biotitas (Tabela 7.9) indicou uma idade de 604.8 ± 13.8 Ma, muito mais antiga que a obtida em titanitas e zircões.

Tabela 7.9
Dados analíticos em biotita da sistemática K-Ar na FAT, UCN – CGTC.

Unidade Granítica	Amostra	Material Analisado	% de K	Erro %	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g (10 ⁻⁶)	Ar ⁴⁰	T máx. (Ma)	Idade (Ma)	Erro máx. (Ma)
UCN-FAT	HP-68	Biotita	7.52	1.0168	209.86	3.18	618.6	604.8	13.8

A partir do exposto, a idade de 552 Ma obtida em titanitas, é considerada como a idade mínima de cristalização desta rocha, sendo àquela obtida pela regressão das frações de zircão (intercepto inferior de 503 Ma) provavelmente sem significado geológico, refletindo possivelmente uma perda contínua de Pb. A idade K-Ar em biotita mais antiga (605 Ma) possivelmente não possui significado geológico quando comparada com as demais idades U-Pb em zircões dos corpos graníticos vizinhos.

Figura 7.14 – Diagrama concórdia $^{207}Pb/^{235}U$ x $^{206}Pb/^{238}U$ em zircões e titanita da amostra HP-68 (FAT, UCN - CGTC. Idade $^{206}Pb/^{238}U$ (titanita) 552 Ma.

As frações de zircão analisadas da FVB, amostra HP-56, estão fortemente discordantes, apresentando-se dispersas, sendo os resultados obtidos precários e inconclusivos (Figura 7.15). Entretanto, a fração de titanita analisada apresentou idade Pb^{206}/U^{238} de 555.5 ± 8.4 Ma, concordante com a idade obtida em titanitas da FAT (552 Ma). Tal idade, também é aqui interpretada como uma idade mínima de cristalização destas rochas.

Figura 7.15 – Diagrama concórdia $^{207}Pb/^{235}U$ x $^{206}Pb/^{238}U$ em zircões e titanita da amostra HP-56 (FVB, UCN - CGTC. Idade $^{206}Pb/^{238}U$ (titanita) 555 Ma.

Analisando-se em conjunto as frações de zircão e titanitas das duas unidades (FAT e FVB), Figura 7.16, pode se observar a forte herança isotópica dos zircões das duas unidades, que apresentam um razoável alinhamento, cuja regressão indica uma idade do intercepto inferior de 528 ± 6.3 Ma. O processo de perda de Pb, pode ser aventado para

explicar o fato das idade dos zircões serem mais jovens que às obtidas em titanitas e, portanto, sem significado geológico. Este mesmo diagrama ainda mostra uma forte contribuição de fontes paleoproterozóicas (intercepto superior) nas heranças dos zircões, observadas nas Figuras (7.14 – FAT e 7.15 – FVB).

A idade em torno de 555 Ma (titanitas) para a UCN, é aqui interpretada como a melhor estimativa da época de cristalização destas rochas (idade mínima).

Figura 7.16 – Diagrama concórdia $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \times ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircões do conjunto analítico obtido das amostras HP-68 (FAT) e HP-56 (FVB), UCN - CGTC. Idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (titanitas) 552 Ma (FAT) e 555 Ma (FVB).

7.3.2 – Geologia isotópica em Rocha Total

7.3.2 a - Assinatura isotópica de Nd e Sr

Os resultados obtidos pela sistemática Sm-Nd (Tabela 7.10) indicam, para as unidades graníticas do CGTC, idades paleoproterozóicas e valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ e $\epsilon_{Nd}(t)$, calculado para diferentes épocas de formação, de cada unidade, negativos.

A amostra representativa da UPN (HP-06, biotita monzogranito) quando plotada em diagrama de evolução de ϵ_{Nd} (Figura 7.17A) mostra uma idade modelo TDM de 2.270 Ma e valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ de -26.28. O ϵ_{Nd} para $t=630$ Ma também apresenta valor negativo de -18.16.

As amostras analisadas da UAR (HP-73, HP-77, HP-86 e HP-07, granodioritos, sendo as duas últimas protomilonitos, e HP-48, biotita monzogranito) mostram idades modelo TDM que variam de 2.2 a 2.3 Ga (Figura 7.17B) e valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ entre -25.3 e -25.8 e de $\epsilon_{Nd}(t=630 \text{ Ma})$ entre -17.6 e -18.25.

As amostras de quartzo-monzonitos da USS analisadas (HP-04 e HP-44) apresentam idades modelo TDM de 2.2 e 2.4 Ga, respectivamente, valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ em torno de -25.3 e de $\epsilon_{Nd}(t=600 \text{ Ma})$ de -17.61 e -18.31 (Figura 7.17C).

Finalmente, quando analisa-se as amostras representativas das fácies FAT (HP-68 e HP-72) e FVB da UCN (HP-54, HP-56), mostram idades modelo TDM que variam de 2.2 a 2.6 Ga (Figura 7.17D) e valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ entre -25.4 e -27.2 e de $\epsilon_{Nd}(t=550 \text{ Ma})$ entre -19.24 e -19.75. A idade arqueana de 2.6 Ga observada na amostra HP-54, pode não ter significado geológico, por apresentar uma razão Sm^{147}/Nd^{144} de 0.1156, maior que as observadas para o conjunto das rochas graníticas na UCN (0.10). Para esses casos, é sugerida a utilização do método de estágio duplo (Sato, 1998). Para tal cálculo, utilizou-se a razão Sm^{147}/Nd^{144} de 0.10, média das razões observadas nas rochas da UCN, obtendo-se uma idade modelo TDM de 2.28 Ga (Figura 7.17D).

Pelo acima exposto, sugere-se que os protólitos das unidades graníticas do CGTC se diferenciaram do manto em épocas paleoproterozóicas, entre 2.2 e 2.4 Ga, indicando um longo período crustal para estas rochas graníticas (Figura 7.17E).

Adicionalmente, é sugerido no tempo de formação das rochas graníticas do CGTC uma forte contribuição de fonte crustal na geração do magma fonte destes granitóides, evidenciada pelos valores altamente negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ entre -17.28 e -19.75 (Figura 7.17E).

Tabela 7.10
Dados analíticos da sistemática Sm-Nd para o CGTC.

Unidade Granítica	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$\epsilon_{(0)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{(\text{TDM})}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(T1)}$	T_2 (Ma)	$\epsilon_{(T2)}$
UPN	HP-06*	13,500	85,260	0,0957	0,511291	0.000011	-26,28	-0,51	2269,9	2,97	630,0	-18,16	600,0	-18,55
UAR	HP-07	7,960	48,500	0,0992	0,511320	0.000015	-25,71	-0,50	2302,1	2,91	630,0	-17,88	600,0	-18,25
	HP-48	8,420	49,700	0,1024	0,511314	0.000014	-25,83	-0,48	2378,4	2,77	630,0	-18,25	600,0	-18,61
	HP-73	8,740	55,100	0,0959	0,511337	0.000012	-25,38	-0,51	2213,3	3,07	630,0	-17,28	600,0	-17,67
	HP-77	12,100	76,400	0,0958	0,511332	0.000014	-25,48	-0,51	2217,1	3,07	630,0	-17,37	600,0	-17,75
	HP-86	7,910	48,200	0,0992	0,511335	0.000001	-25,42	-0,50	2281,5	2,95	630,0	-17,59	600,0	-17,96
USS	HP-04	9,350	59,400	0,0952	0,511337	0.000009	-25,38	-0,52	2199,3	3,10	600,0	-17,61	600,0	-17,61
	HP-44	11,000	63,100	0,1054	0,511341	0.000011	-25,30	-0,46	2406,3	2,72	600,0	-18,31	600,0	-18,31
UCN	FVB HP-54	5,430	28,400	0,1156	0,511334	0.000013	-25,44	-0,41	2677,0	2,25	550,0	-19,75	600,0	-19,23
	FVB HP-56	3,930	22,000	0,1080	0,511333	0.000012	-25,46	-0,45	2479,3	2,59	550,0	-19,24	600,0	-18,67
	FVB HP-68	5,130	34,900	0,0889	0,511240	0.000001	-27,27	-0,55	2207,3	3,08	550,0	-19,71	600,0	-19,02
	FAT HP-72	5,320	33,000	0,0975	0,511269	0.000018	-26,71	-0,50	2335,1	2,85	550,0	-19,74	600,0	-19,11

* Dados Sm-Nd obtidos de Reis Neto (1994)

As unidades graníticas do CGTC, mostram comportamento similar nos valores das idades modelo TDM, como pode ser observado no diagrama da Figura 7.17E para ϵ_{Nd} ($t=600\text{Ma}$). É importante salientar o longo tempo de residência crustal dessas rochas.

Figura 7.17 – Diagramas de evolução ϵ_{Nd} x tempo (Ga) para o CGTC. A) UPN; B) UAR; C) USS; D) UCN, TDM da amostra HP-54 recalculado segundo modelo de estágio duplo; E) Todas as amostras.

As razões isotópicas de Sr obtidas pela sistemática Rb-Sr (Tabela 7.11) para as unidades graníticas do CGTC, mostram valores de $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{(600 \text{ Ma})}$ entre 0.70901 e 0.712, sugerindo a origem destas rochas, como observado na assinatura de Nd, a partir de reservatórios crustais.

Em diagrama de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ x tempo, nota-se um padrão de evolução de Sr distinto da unidade granítica UCN em relação às demais unidades do CGTC (Figura 7.18). Apesar da pouca quantidade de amostras analisadas, pode-se sugerir, a evolução de fontes crustais distintas para a UCN, com valores de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ entre 0.710 a 0.711, com exceção da amostra

HP-54, que se assemelha às demais unidades com valores de Sr^{87}/Sr^{86} similares entre 0.708 e 0.710.

Figura 7.18 – Diagrama de evolução da relação Sr^{87}/Sr^{86} dos litotipos investigados no CGTC.

Interessante é notar a evolução isotópica de Sr (Figura 7.18) bastante diferenciada para estes dois conjuntos de unidades graníticas, onde a UCN mostra razões Sr^{87}/Sr^{86} mais elevadas, entre 0.714 e 0.718, com exceção da amostra HP-54 que mostra comportamento similar às outras unidades, UPN, UAR e USS, com razões Sr^{87}/Sr^{86} mais baixas, entre 0.711 e 0.713.

Adicionalmente, em diagrama de ϵSr x ϵNd para $t=600$ Ma, as unidades graníticas do CGTC, plotam na porção inferior do 4º quadrante, indicativo de uma vivência crustal longa para estas rochas, com valores bastante negativos de ϵNd e positivos de ϵSr (Figura 7.19), e possível fonte em níveis crustais profundos.

Figura 7.19 – Diagrama ϵSr x ϵNd ($t=600$ Ma) para os litotipos graníticos investigados no CGTC.

Tabela 7.11
Dados analíticos da sistemática Rb-Sr para o CGTC.

Unidade Granítica	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$\varepsilon_{(0)}$	T_1 (Ma)	$\varepsilon_{(T1)}$	T_2 (Ma)	$\varepsilon_{(T2)}$	Ri - T1	Ri - T2
UPN	HP-06*	53,4	922	0,168	0,711348	0.000014	97,20	630,0	86,30	600,0	86,82	0,70984	0,70991
UAR	HP-07	72	1.063	0,196	0,711103	0.000020	92,69	630,0	78,17	600,0	78,86	0,70927	0,70935
	HP-48	65	932	0,203	0,710796	0.000022	89,37	630,0	73,92	600,0	74,66	0,70897	0,70906
	HP-73	75	1.230	0,177	0,711457	0.000028	98,75	630,0	86,69	600,0	87,26	0,70987	0,70994
	HP-77	67	1.330	0,145	0,711265	0.000020	96,03	630,0	88,02	600,0	88,41	0,70996	0,71002
	HP-86	70	949	0,213	0,710833	0.000107	89,89	630,0	73,20	600,0	74,00	0,70892	0,70901
USS	HP-04	111	1.161	0,277	0,712072	0.000026	107,48	600,0	83,85	600,0	83,85	0,70970	0,70970
	HP-44	91	1.050	0,252	0,713249	0.000036	124,19	600,0	103,65	600,0	103,65	0,71110	0,71110
UCN	FVB HP-54	63	860	0,212	0,711319	0.000021	96,79	550,0	82,37	600,0	81,05	0,70966	0,70951
	HP-56	120	773	0,450	0,714556	0.000026	142,74	550,0	101,85	600,0	98,12	0,71103	0,71071
	HP-68	158	668	0,686	0,71725	0.000017	180,98	550,0	113,87	600,0	107,73	0,71187	0,71138
	FAT HP-72	179	664	0,781	0,71851	0.000029	198,86	550,0	121,15	600,0	114,05	0,71239	0,71183

* Dados Rb-Sr obtidos de Reis Neto (1994)

7.3.2.b – Assinatura isotópica do Pb

Os dados isotópicos de Pb das unidades do CGTC (Tabela 7.12) são analisados em diagrama Pb^{206}/Pb^{204} x Pb^{207}/Pb^{204} (Modelo de Plumbotectônica, Zartman & Doe, 1981 – Figura 7.20). Neste diagrama, as amostras representativas da UPN (HP-06), UAR (HP-07), USS (HP-04 e HP-44) e UCN (HP-54 e 68), encontram-se plotadas com o conjunto das amostras analisadas por Reis Neto (1994) no CGTC, afim de se comparar os dados do referido autor com os obtidos no presente trabalho.

Os pontos plotaram logo abaixo da curva de evolução para os materiais do tipo orogene (B) com exceção da amostra representativa da UAR (HP-07) que plotou logo acima da curva de evolução para materiais do manto (A). Tal comportamento sugere a participação dos três reservatórios (manto, crosta continental inferior e crosta continental superior) na constituição dos granitóides estudados. No diagrama Pb^{206}/Pb^{204} x Pb^{208}/Pb^{204} (Figura 7.21), os pontos analíticos posicionam-se logo abaixo da curva de evolução para os materiais da crosta inferior (D), sugerindo uma significativa participação desse reservatório na constituição dos granitóides estudados no CGTC.

A distribuição das amostras analisadas do CGTC no presente trabalho, mostrou-se bastante concordante com às analisadas por Reis Neto (1994).

Tabela 7.12

Dados analíticos da sistemática Pb-Pb (CGTC)

Unidade Granítica	Amostra	Pb^{206}/Pb^{204}	% Erro (2s)	Pb^{207}/Pb^{204}	% Erro (2s)	Pb^{208}/Pb^{204}	% Erro (2s)
UPN*	HP-06	16.777	0.004	15.363	0.004	37.610	0.009
	HP-06	16.913	0.0009	15.382	0.001	37.523	0.009
UAR	HP-07	16.782	0.011	15.400	0.011	37.547	0.011
USS	HP-04	17.275	0.012	15.477	0.012	38.076	0.013
	HP-44	16.839	0.008	15.487	0.007	37.678	0.008
FVB	HP-54	16.596	0.015	15.429	0.017	36.959	0.018
UCN FAT	HP-68	16.875	0.011	15.462	0.011	37.399	0.011

*Dados do afloramento HP-06 de Reis Neto (1994)

Figura 7.20 – Diagrama $Pb^{206}/Pb^{204} \times Pb^{207}/Pb^{204}$ (Modelo de Plumbotectônica de Zartman & Doe, 1981) para os litotipos graníticos investigados no CGTC. C- Crosta superior; B- Orogene; A- Manto; D- Crosta inferior. Símbolos vazados referem-se aos pontos analíticos de Reis Neto (1994).

Figura 7.21 – Diagrama $Pb^{206}/Pb^{204} \times Pb^{208}/Pb^{204}$ (Modelo de Plumbotectônica de Zartman & Doe, 1981) para os litotipos graníticos investigados no CGTC. C- Crosta superior; B- Orogene; A- Manto; D- Crosta inferior. Símbolos vazados referem-se aos pontos analíticos de Reis Neto (1994).

7.4 – GRANITO CERNE E MORRO GRANDE - GC e GMG

7.4.1 – Geocronologia em Minerais

No Granito Cerne (sienogranito com biotita e anfibólio-afloramento HP-58) foram realizadas datações pela metodologia U-Pb (zircão) e K-Ar (biotitas).

Foram datadas três frações de zircões, NM(-5), M(-5) e M(-4) (Tabela 7.13), todas não abradadas. Os zircões analisados são cristais transparentes, com inclusões, bipiramidais, podendo conter microfraturas. Apresentam razão comprimento/largura de 3.5 (Foto 7.10a). Os pesos das frações analisadas variam de 0.074 mg a 0.11 mg.

Os resultados obtidos são analiticamente ruins, com razões Pb^{206}/Pb^{204} muito baixas, entre 102 e 662, Tabela - 7.13. Em diagrama Concórdia as idades obtidas são discordantes e apresentam valores de Pb^{207}/Pb^{206} de 1552 ± 7.9 Ma (NM-5), 1385 ± 28 Ma (M-5) e 1241 ± 12 Ma (M-4). Observando o comportamento destas frações na Figura 7.22, nota-se uma forte herança crustal imposta nos zircões.

A regressão das frações NM(-5), M(-5) e M(-4), indica uma idade de 562 Ma (intercepto inferior) e 2.525 Ma (intercepto superior). Pelo fato da fração M(-5) apresentar a razão $Pb^{206}/Pb^{204}=102.8$ mais baixa (Tabela 7.13), realizou-se a regressão apenas com as frações NM(-5) e M(-4), que mostrou idade de $569 +32/-30$ Ma (intercepto inferior) e $2.674 +250/-180$ Ma (intercepto superior), Figura 7.22.

Estes dados U-Pb em zircões, quando analisados isoladamente, sem o controle de outra metodologia cronológica tornam-se e de difícil interpretação.

Entretanto, pela metodologia K-Ar, a idade obtida em biotitas foi de $547,4 \pm 10$ Ma (Tabela 7.14), interpretada como idade de resfriamento deste corpo granítico abaixo da isoterma de 250°C . Comparando-se esta idade com a melhor idade obtida em zircões (569 Ma), assume-se que este intervalo pode representar a idade mínima de cristalização dos zircões e consequentemente a idade de cristalização destas rochas.

No Granito Morro Grande (biotita monzogranito - afloramento HP-41) foram analisadas as frações NM(-4), M(-4) e M(-3) (Tabela 7.13), todas não abradadas. Os zircões analisados são transparentes, caracteristicamente ricos em inclusões, e por vezes, microfraturados. Apresentam razão média de comprimento/largura de 4 (Foto 7.10b). Os pesos das frações analisadas variam de 0.081 mg a 0.088 mg e os dados analíticos (Tabela 7.13) são de ótima qualidade.

Tabela 7.13
Dados analíticos referentes à sistemática U-Pb (zircão e titanita).

Unidade Granítica	Amostra	Mineral Analisado	Fração Magnética	Peso (mg)	U (ppm)	Pb (ppm)	Razões Isotópicas				Idades		
							Pb^{206}/Pb^{204}	Pb^{207}/U^{235} Erro%	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/Pb^{206}	Pb^{206}/U^{238}	Pb^{207}/U^{235}	Pb^{207}/Pb^{206}
GCN	HP-58	Zircão	NM-5 na	0.081	189.7	28.64	396.9	1.62685-1.56%	0.122631-1.5%	0.096215-0.419%	746	981	1552±8
		Zircão	M-5 na	0.074	185.1	40.62	102.8	1.4667-2.96%	0.120717-2.56%	0.0881196-1.4%	735	917	1385±28
		Zircão	M-4 na	0.110	331.5	42.58	662.1	1.22721-2.26%	0.108781-2.17%	0.081821-0.594%	666	813	1241±12
GMG	HP-41	Zircão	NM-4	0.081	370.1	36.62	844.49	0.712168-0.69%	0.087639-0.66%	0.058936-0.185%	541	546	564±4
		Zircão	M-4	0.088	302.5	28.86	986.78	0.69820-0.839%	0.08607-0.782%	0.0586269-0.30%	532	538	561±6
		Zircão	M-3	0.087	291.8	26.48	1126	0.676567-1.1%	0.0832454-1.0%	0.0589453-0.40%	515	525	565±8

Tabela 7.14
Dados analíticos em biotita da sistemática K-Ar no Granito Cerne.

Unidade Granítica	Amostra	Material Analisado	% de K	Erro %	Ar ⁴⁰ Rad ccSTP/g (10 ⁻⁶)	Ar ⁴⁰	T máx. (Ma)	Idade (Ma)	Erro máx. (Ma)
GC	HP-58	Biotita	7.1503	0.50	176.87	3.78	555.4	545.4	10

Foto 7.10 – Fotomicrografia de lupa binocular de zircões. a) Cristais da fração NM-5 não abradados, aumento 165x (amostra HP-58, Granito Cerne). b) Cristais da fração M-3 não abradados, aumento 107.7x (amostra HP-41, Granito Morro Grande).

Figura 7.22 – Diagrama concórdia $\text{Pb}^{207}/\text{U}^{235}$ x $\text{Pb}^{206}/\text{U}^{238}$ em zircões da amostra HP-58 (Granito Cerne). A fração M(-5) não foi utilizada nos cálculos.

Os dados obtidos, quando tratados em Diagrama Concórdia, mostram-se discordantes em relação à Curva Concórdia, porém com idades Pb^{207}/Pb^{206} muito próximas, 564 ± 4 Ma (NM-4), 561 ± 6 Ma (M-4) e 565 ± 8 Ma (M-3) o que resultou em um bom alinhamento destas frações. A regressão obtida, forçada a zero, indicou uma idade de $563.9 \pm 3.2/-3.1$ Ma, MSWD=0.55 (intercepto superior) interpretada como a época de cristalização dos zircões (Figura 7.23).

Figura 7.23 – Diagrama concórdia $Pb^{207}/U^{235} \times {}^{206}Pb/U^{238}$ em zircões da amostra HP-44 (GMG).

7.4.2 – Geologia isotópica em Rocha Total

Análises isotópicas em rocha total pelas sistemáticas Sm-Nd, Rb-Sr e Pb-Pb, foram realizadas somente na amostra HP-58, representativa do GC. Dados analíticos adicionais na sistemática Sm-Nd (amostra Cerne 2) referem-se aos obtidos por Siga Jr. (1995) no Granito Cerne.

7.4.2 a - Assinatura isotópica de Nd e Sr

Os resultados analíticos obtidos pela sistemática Sm-Nd (Tabela 7.15) para o Granito Cerne indicam, idades modelo TDM paleoproterozóicas e valores de $\epsilon_{Nd}(0)$ e $\epsilon_{Nd}(t=569 \text{ Ma})$ negativos.

A amostra HP-58 e Cerne 2 quando plotadas em diagrama de evolução de ϵ_{Nd} (Figura 7.24A) mostra uma idade modelo TDM de 2.015 Ma e 2070 Ma, valor de $\epsilon_{Nd}(0)$ de -23,8 e -24,01, e de ϵ_{Nd} para $t=569 \text{ Ma}$ valor de -16,11 e -16,49.

Pelos resultados obtidos, sugere-se que o protólito das rochas do Granito Cerne, se diferenciou do manto em épocas paleoproterozóicas, e que este granito apresenta um longo tempo de vivência crustal, por possuir valores bastante negativos de $\epsilon_{Nd}(0)$.

Adicionalmente, é sugerido para tempo de formação destas rochas uma contribuição de fonte crustal, evidenciada pelos valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ (-16,11 e -16,49).

As razões isotópicas de Sr obtidas pela sistemática Rb-Sr (Tabela 7.16) para o Granito Cerne, mostram valores de $(\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86})_{i(569 \text{ Ma})}$ de 0.70922, sugerindo a origem destas rochas, como observado na assinatura de Nd, a partir de reservatórios crustais (Figura 7.24B).

Em diagrama de ϵ_{Sr} x ϵ_{Nd} para $t=569 \text{ Ma}$ a amostra (HP-58) analisada do Granito Cerne, mostra valores positivos de ϵ_{Sr} e negativos de ϵ_{Nd} plotando no 4º quadrante, indicativo de longa vivência crustal durante a evolução destas rochas (Figura 7.24C).

7.4.2.b – Assinatura isotópica do Pb

Os dados isotópicos de Pb do Granito Cerne, apesar de uma única análise realizada (Tabela 7.17) em diagrama Pb^{206}/Pb^{204} x Pb^{207}/Pb^{204} (Modelo de Plumbotectônica, Zartman & Doe, 1981 – Figura 7.24D) plota um pouco acima da curva de evolução da Orogene (B). Tal comportamento sugere a interação de uma crosta continental e, possivelmente, com uma contribuição mantélica na formação deste granito.

Figura 7.24 – Amostra representativa do Granito Cerne: A) Diagrama de evolução de ϵNd x tempo (Ga). A amostra Cerne 2, refere-se aos dados analíticos obtidos por Siga Jr (1995); B) Diagrama de evolução da relação Sr^{87}/Sr^{86} C) Diagrama $\epsilon Sr(t)$ x $\epsilon Nd(t)$ para $t = 560$ Ma (U-Pb) D) Diagrama Pb^{206}/Pb^{204} x Pb^{207}/Pb^{204} (Modelo de Plumbotectônica de Zartman & Doe, 1981). C – Crosta Superior, B – Orogene, A – Manto; D – Crosta Inferior.

Tabela 7.15
Dados analíticos da sistemática Sm-Nd para o Granito Cerne.

Unidade Granítica	Amostra	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	Erro	$\epsilon_{(0)}$	$f_{\text{Sm}/\text{Nd}}$	T_{DM} (Ma)	$\epsilon_{(\text{TDM})}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(T1)}$
GC	HP-58	7,410	49,400	0,0907	0,511418	0.000012	-23,80	-0,54	2015,9	3,46	569,0	-16,11
Cerne 2*	HP-58	9.170	59,900	0,0931	0,511407	0.000020	-24,01	-0,53	2070,1	3,25	569,0	-16,49

*Dados analíticos de Siga Jr (1995)

Tabela 7.16
Dados analíticos da sistemática Rb-Sr para o Granito Cerne.

Unidade Granítica	Amostra	Rb (ppm)	Sr (ppm)	$^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Erro	$\epsilon_{(0)}$	T_1 (Ma)	$\epsilon_{(T1)}$	Ri - T1
GC	HP-58	165	1.110	0,430	0,712709	0.000029	116,52	569,0	76,43	0,70922

Tabela 7.17
Dados analíticos da sistemática Pb-Pb para o Granito Cerne.

Unidade Granítica	Amostra	$\text{Pb}^{206}/\text{Pb}^{204}$	% Erro (2s)	$\text{Pb}^{207}/\text{Pb}^{204}$	% Erro (2s)
GC	HP-58	16.679	0.008	15.465	0.011

7.5 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

A investigação geocronológica e isotópica dos principais litotipos graníticos dos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos e dos Granitos Cerne e Morro Grande, permitiu tecer as seguintes considerações sistematizadas nas Tabelas 7.18 e 7.19:

a) Geocronologia em minerais

A sistemática U-Pb em zircões, utilizada para se obter as idades de cristalização dos litotipos graníticos estudados, indicou a presença de heranças isotópicas em muitas das frações analisadas. Nesses casos, o exercício interpretativo do significado de um dado numérico que reflita uma realidade geológica deve ser visto com muito cuidado. Autores como Rogers *et.al.* (1989), Dickin (1995) Roddick & Bevier (1995) e Mezger & Krogstad (1997), mostram que idades em zircões com herança, podem não possuir significado geológico, uma vez que a ocorrência da perda de Pb causa idades aparentemente mais jovens.

Apesar de toda complexidade interpretativa que envolve a definição de idades U-Pb em zircões, sugere-se para o CGCP um curto intervalo de tempo para a colocação de seus constituintes litológicos ao redor de 590 Ma (Tabela 7.18). Esse valor, apesar dos problemas mencionados acima, é interpretado como o pico do magmatismo granítico no CGCP, que mostrou-se muito mais jovem em relação às idades isocrônicas Rb-Sr (RT) obtidas por Reis Neto (1994) de 746 Ma para os Gnaisses Piraí do Sul (UPS) e 617 Ma para o Granito Santa Rita (USR).

No CGTC os valores U-Pb em zircões indicaram um intervalo bem mais amplo para a cristalização de suas rochas graníticas. Na UPN e UAR o período de cristalização dos seus litotipos ocorreu ao redor de 635 Ma (Tabela 7.18). Reis Neto (1994) obteve idades isocrônicas Rb-Sr (RT) de 658 Ma para os Gnaisses Paina (UPN), o qual dentro do erro analítico superpõe-se com os resultados U-Pb. Gimenez Filho *et.al.* (inédito) apresentam idade de 608 Ma (U-Pb em zircão) para termos litológicos mais sódicos (quartzo monzodiorito *augen gnaiss*) na região próxima a Apiaí-SP (CGTC), sendo 28 Ma mais jovem em relação aos litotipos sódicos da UPN (afloramento HP-06).

As duas amostras de quartzo monzonitos porfiróides da USS (HP-04 e HP-44) mostram idades de cristalização entre 599 Ma e 604 Ma, respectivamente (Tabela 7.18). Para litotipos semelhantes Gimenez Filho *et. al.* (*op.cit*) citam idade de 605 ± 2 Ma para o Granito Saival (Apiaí-SP).

Na UCN os dados obtidos para ambas as fácies (FVB e FAT) indicam idades de intercepto inferior em 528 Ma e 503 Ma, respectivamente, sem significado geológico (Tabela 7.18). Porém, com o controle das titanitas que apresentam idades de 552 Ma (FVB) e 555 Ma

(FAT), estima-se uma idade mínima de geração para esses litotipos graníticos da UCN ao redor desses valores (555 Ma) (Tabela 7.18).

No GC a idade de 569 Ma (intercepto inferior) é a melhor estimativa da época de cristalização dessa rocha, corroborada em parte pela idade de 545 Ma na sistemática K-Ar em biotita. O GMG possui uma idade de cristalização de 564 Ma (Tabela 7.18).

A memória isotópica observada, em muitas frações dos zircões analisados, sugere fontes crustais paleoproterozóicas (resgatada em parte pelo intercepto superior nos diagramas concórdia) para os litotipos graníticos investigados no presente trabalho.

Tabela 7.18

Dados Geocronológicos em minerais do CGCP, CGTC, GC e GMG.

Unidade Geológica	Unidade Granítica	Amostra	U-Pb Zircão	U-Pb Titanita	K-Ar Biotita	K-Ar Anfibólio
CGCP	UPS	HP-21	592 Ma	589 Ma		
	URS	HP-01	588±70 Ma	550 Ma	470±12 Ma	
	URB	HP-02	590 Ma	563 Ma		616±21 Ma
CGTC	UPN	HP-06*	636±3 Ma	556 Ma		
	UAR	HP-07	633±3 Ma	592 Ma		
	USS	HP-04	599±7 Ma	497 Ma		597±12 Ma
		HP-44	603+4/-4.5 Ma	569 Ma		
		HP-56	528+6/-6.2? Ma	552 Ma		
		HP-68	503+13/-12? Ma			
GC	GC	HP-58	569 Ma		604±14 Ma	
GMG	GMG	HP-41	564±3 Ma		545±10	

As idades obtidas em titanita (Tabela 7.18) refletem o resfriamento dos corpos graníticos a temperaturas abaixo de 500°C e, portanto, deveriam indicar valores próximos as idades U-Pb obtidas em zircões. O que se observou na maioria dos casos foram diferenças temporais significativas que talvez não reflitam somente o tempo gasto para um resfriamento contínuo. Se considerarmos a hipótese de que as idades em titanitas refletem um período de aquecimento regional imposto aos granitóides estudados e, portanto, rehomogeneizando o sistema U-Pb, este fenômeno termal deveria ter atingido no mínimo a fácies anfibolito, uma vez que a temperatura de fechamento da titanita é da ordem de 500°C a 750°C! (Viana *et al.*, 1995; Pidgeon *et al.*, 1996; Zhang & Schärer, 1996).

Regionalmente na FDA no Estado do Paraná, o metamorfismo da fácies anfibolito é principalmente encontrado em litologias da Unidade Água Clara (ver Capítulo 3). Como estas rochas encontram-se afetadas pelos granitóides do CGTC, e ocorrendo também como xenólitos, que já estavam deformados e metamorfisados na fácies anfibolito quando de seu aprisionamento, é necessário pensar-se em outro evento desse grau metamórfico, que seria o responsável pela rehomogeneização do sistema U-Pb nas titanitas. O período entre 592

Ma a 550 Ma seria a melhor estimativa da época de atuação deste evento, com um pico em 560 Ma (Figura 7.25). Período semelhante, porém com pico metamórfico pouco mais antigo, é discutido por Machado *et. al.* (1996) que determinou, baseado em datações U-Pb em titanitas, o metamorfismo de alto grau entre 590 Ma a 565 Ma em gnaisses da porção central do Cinturão Ribeira.

Figura 7.25 – Distribuição das idades obtidas em titanitas (U-Pb) nos Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos.

Por se tratar de um exercício interpretativo e baseado nos resultados U-Pb a progressão de um possível evento térmico iniciou-se com a colocação dos litotipos graníticos da UPN e UAR em 630 Ma. A idade de 592 Ma em titanitas registraria a rehomogeneização do sistema U-Pb na UAR, e a geração da USS (600 Ma) e CGCP (590 Ma). A idade entre 570 a 550 Ma em titanitas marcaria o pico desse evento termal, com a colocação dos Granitos Cerne e Morro Grande (entre 569 e 564 Ma), acarretando na rehomogeneização isotópica das titanitas na UPN, USS (HP-44) e no CGCP (URB e USR).

No entanto, é evidente que se faz necessário um melhor controle da interpretação acima apresentada para as idades U-Pb obtidas em titanitas. As limitações para se admitir um evento térmico capaz de “zerar o cronômetro” U-Pb em titanitas são as idades K-Ar que sistematicamente mostraram-se mais antigas (Tabela 7.18) e, em escala regional, a falta de um metamorfismo de alto grau imposto em todas as unidades metavulcano-sedimentares da FDA que, na grande maioria, são consideradas mais antigas que 560 Ma e alcançam somente a fácies xisto-verde. Para melhor caracterizar a ocorrência ou não de um evento termal imposto, se faz necessário a obtenção de um maior número de dados K-Ar em minerais e U-Pb em titanitas.

b) Geologia Isotópica em Rocha Total - Assinatura isotópica de Nd, Sr e Pb

Os resultados isotópicos de Nd (Tabela 7.18) indicam que os protólitos do CGCP e CGTC se diferenciaram do manto em épocas paleoproterozóicas distintas, entre 1.7 a 2.1 Ga para o CGCP e 2.2 a 2.4 Ga para o CGTC. Quando observa-se o padrão de evolução de Nd,

do CGCP e CGTC, nota-se um comportamento distinto, sugerindo épocas e provavelmente fontes distintas na geração de ambos os Complexos (Figura 7.26A). No tempo de 600 Ma, assumido como uma idade média de cristalização do magmatismo granítico na região, observa-se os valores altamente negativos de ϵ_{Nd} (t=600 Ma) entre -11 a -13 para o CGCP e -17 a -19 para o CGTC. Estes valores indicam um tempo relativamente longo de residência crustal deste material, desde sua saída do manto até a geração dos complexos estudados (Tabela 7.19 e Figura 7.26A).

Tabela 7.19
Dados isotópicos Nd e Sr em Rocha Total do CGCP, CGTC e GC.

Unidade Geológica	Unidade Granítica	Amostra	Sm-Nd			Rb-Sr			
			$\epsilon_{Nd} (0)$	$\epsilon_{Nd} t=600\text{Ma}$	TDM (Ga)	Ri sr (0)	$\epsilon_{Sr} (0)$	Ri sr t=600 Ma	$\epsilon_{Sr} t=600\text{Ma}$
CGCP	UPS	HP-21	-17.48	-11.80	2.18	0.7234	268	0.7104	94
		HP-01	-19.98	-13.63	2.18	0.7297	358	0.7146	153
	USR	HP-29	-21.8	-13.40	1.82	0.7324	396	0.7170	188
		HP-33	-18.73	-11.61	1.89	0.7272	322	0.7084	65
		HP-02	-21.07	-13.22	1.89	0.7147	145	0.7109	101
	URB	HP-08	-19.08	-11.19	1.75	0.7143	139	0.7103	93
		HP-36	-20.72	-13.27	1.95	0.7137	130	0.7110	103
CGTC	UPN	HP-06*	-26.28	-18.55	2.26	0.7113	97	0.7099	87
	UAR	HP-07	-25.71	-18.25	2.30	0.7110	93	0.7094	79
		HP-48	-25.83	-18.61	2.38	0.7108	89	0.7091	75
		HP-73	-25.38	-17.67	2.21	0.7115	99	0.7099	87
		HP-77	-25.48	-17.75	2.22	0.7113	96	0.7100	88
		HP-86	-25.42	-17.96	2.28	0.7108	90	0.7090	74
	USS	HP-04	-25.38	-17.61	2.20	0.7121	107	0.7097	84
		HP-44	-25.30	-18.31	2.41	0.7132	124	0.7111	104
	UCN	HP-54	-25.44	-19.23	2.22	0.7113	97	0.7095	81
		HP-56	-25.46	-18.67	2.48	0.7146	143	0.7107	98
		HP-68	-27.27	-19.02	2.21	0.7173	181	0.7114	108
		HP-72	-26.71	-19.11	2.34	0.7185	199	0.7118	114
GC	GC t=569 Ma	HP-58	-23.80	-16.11	2.01	0.7127	116	0.7092	74.23
		Cerne2**	-24.01	-16.49	2.07				

*Dados Sm-Nd e Rb-Sr de Reis Neto (1994); **Dados Sm-Nd de Siga Jr (1995)

As altas razões iniciais de $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (t=600 Ma), sistematicamente maiores que 0.709, são indicativas de forte contribuição crustal na geração do magmatismo granítico do CGCP e CGTC (Tabela 7.19). Em diagrama $\epsilon_{Sr} \times \epsilon_{Nd}$ (t=600 Ma) as unidades graníticas do CGCP e CGTC plotam no 4º quadrante (Figura 7.26B), confirmando importante componente crustal na formação destas rochas.

O diagrama de plumbotectônica (Zartman & Doe 1981), Figura 7.26c, sugere novamente fontes distintas atuantes na geração do magmatismo granítico da área estudada, onde o campo relativo aos dados Pb-Pb do CGCP sugere uma contribuição de reservatórios da crosta superior, enquanto para o CGTC, os dados são indicativos de uma forte contribuição da crosta inferior.

Figura 7.26 – Análise conjunta dos litotipos graníticos estudados no presente trabalho: A) Diagrama de evolução de ϵ_{Nd} x tempo (Ga). Amostra Cerne 2 (dados analíticos obtidos por Siga Jr., 1995); B) Diagrama $\epsilon_{Sr}(t)$ x $\epsilon_{Nd}(t)$, $t = 600$ Ma (U-Pb); c) Diagrama Pb^{206}/Pb^{204} x Pb^{207}/Pb^{204} (Modelo de Plumbotectônica de Zartman & Doe, 1981). C – Crosta Superior, B – Orogene, A – Manto, D – Crosta Inferior.

O Granito Cerne apresenta idade TDM de 2.0 Ga indicando que o protólito dessas rochas se diferenciou do manto em épocas paleoproterozóicas. A geração do magmatismo granítico Cerne se deu com participação crustal, evidenciada pelos altos valores negativos de $\epsilon_{Nd}(t)$ e razões iniciais Sr^{87}/Sr^{86} de 0,7092 (Tabela 7.19 e Figura 7.26A). Tais valores sugerem uma longa residência crustal para estas rochas e possivelmente a interação crosta inferior/manto na geração destes granitos (Figura 7.26c).

Pelo exposto, sugere-se que o magmatismo granítico estudado na região é proveniente de fontes situadas em uma crosta continental paleoproterozóica que teria sido fundida durante o Neoproterozóico. Estas afirmações encontram apoio nas heranças dos zircões e pelo comportamento dos isótopos de Nd, Sr e Pb.

8. CONCLUSÕES

Neste capítulo são resumidas as principais conclusões obtidas na presente Dissertação. As características litogeoquímicas, geocronológicas e isotópicas dos litotipos graníticos estudados encontram-se sumarizadas nas Tabelas 8.1 e 8.2.

Em decorrência dos estudos de campo e petrográficos foi possível determinar tipos graníticos distintos dentro dos Complexos estudados, definidos por unidades graníticas, cuja a cartografia é sugerida no Mapa geológico do Apêndice 3.

O CGCP está representado por três grandes unidades: Unidade Granítica Pirai do Sul (UPS), constituída principalmente por biotita monzogranitos; Unidade Granítica Santa Rita (USR), onde predominam biotita monzogranitos porfiróides, por vezes deformados, e Unidade Granítica Ribeirão do Butiá (URB), onde predominam hornblenda-biotita monzogranitos, porfiróides.

O CGTC é composto pela Unidade Granítica Paina (UPN), constituída essencialmente por hornblenda-biotita tonalitos fracamente deformados; Unidade Granítica Arrieiros (UAR), constituída por hornblenda-biotita monzogranitos a granodioritos, por vezes, desenvolvendo foliação protomilonítica; Unidade Granítica São Sebastião (USS), constituída por hornblenda-biotita quartzo-monzonitos porfiróides e Unidade Granítica Conceição (UCN), constituída principalmente por hornblenda-biotita monzogranitos, equi a inequigranulares.

Os termos Gnaiss Rio Morcego e Gnaiss Paina, foram abandonados por tratarem-se respectivamente de granodiorito protomilonítico da UAR e tonalito pouco deformado da UPN. Do mesmo modo, foi abandonado o termo Gnaiss Pirai do Sul, por predominar na região estudada monzogranitos não deformados da UPS.

O Granito Cerne é um corpo de composição sienogranítica homogênea, e no Granito Morro Grande predominam rochas monzo a sienograníticas.

Os contatos geológicos do CGCP com as rochas encaixantes a sudeste (Unidade Itaiacoca) são irregulares e definidos como intrusivos, enquanto as relações de contato do CGTC com os litotipos da Unidade Itaiacoca são tectônicos (Zona de Cisalhamento Itapirapuã) e intrusivo com as rochas da Unidade Água Clara, evidenciado por grande número de xenólitos e 'tetos pendentes' de rochas cálcio-silicáticas pertencentes a esta unidade.

Geoquimicamente os litotipos graníticos investigados no CGCP e CGTC podem ser classificados como do tipo I, com forte tendência cálcio-alcálica. O CGCP caracteriza-se por granitóides cálcio-alcálicos de alto K, metaluminosos a fracamente peraluminosos. O CGTC é caracterizado por granitóides cálcio-alcálicos de médio a alto K, predominantemente metaluminosos.

A distinção geoquímica entre os Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos é indicada quando observa-se o conteúdo e comportamento dos álcalis Na_2O e K_2O . Nota-se a existência de produtos graníticos distintos, com o CGTC caracteristicamente mais sódico e menos potássico (SE) e o CGCP mais potássico e menos sódico (NW), onde a UPN do CGTC seria o registro do magmatismo granítico tipicamente sódico da região (Tabela 8.1).

A distinção entre os produtos graníticos, internamente ao CGCP e CGTC, pode ser observada em diagramas de SiO_2 x elementos traços (Ba, Rb, Sr, Zr e Ga), comparando-se sempre a URB (CGCP) em relação à UAR e USS (CGTC) e, eventualmente, a USR em relação a UCN. É possível que as unidades graníticas USS e UCN, mantidas no CGTC, com um maior conhecimento geológico venham a ser excluídas deste complexo.

O GC (sienogranito) e o GMG (monzogranito) são rochas cálcio-alcálicas de alto K metaluminosas a fracamente peraluminosas, respectivamente. As diferenças no comportamento geoquímico dos óxidos, traços e ETR, indicam, provavelmente, que estas rochas foram geradas a partir de condições petrogenéticas distintas entre si.

O conjunto dos dados U-Pb em zircões analisados nas unidades graníticas do CGCP sugerem uma contemporaneidade na colocação destes corpos graníticos em torno de 590 Ma. No CGTC os resultados U-Pb, indicaram distintas idades para a cristalização das rochas graníticas. O início desse magmatismo representado pela UPN e UAR ocorreu ao redor de 635 Ma. Na USS, os dados indicam idades de cristalização entre 599 Ma e 603 Ma. O valor de 555 Ma obtido em titanitas na UCN, é interpretado como a idade mínima de formação de seus litotipos.

No Granito Cerne a idade de 569 Ma (intercepto inferior) é a melhor estimativa da época de cristalização dessa rocha. O Granito Morro Grande possui uma idade de cristalização de 564 Ma.

As idades U-Pb em titanitas obtidas nos litotipos graníticos estudados do CGCP e CGTC mostraram-se, em geral, mais jovens do que às obtidas em zircões (diferença de ~30 Ma), intervalo esse muito amplo para ser atribuído exclusivamente ao resfriamento. A possibilidade de

um evento termal regional imposto nestas rochas graníticas, não é descartado. Porém, se faz necessário a obtenção de um maior número de dados K-Ar em minerais e U-Pb em titanitas, e a caracterização das possíveis transformações impostas nesses granitóides associadas a esse fenômeno. Esse evento térmico teria ocorrido, provavelmente, quando da colocação dos Granitos Cerne e Morro Grande ao redor de 560 Ma.

Os resultados isotópicos de Nd indicam que os protólitos do CGCP e CGTC se diferenciaram do manto em épocas paleoproterozóicas distintas, entre 1.7 a 2.1 Ga para o CGCP e 2.2 a 2.4 Ga para o CGTC, sugerindo o envolvimento de fontes distintas na geração desses Complexos. Essa interpretação é plenamente corroborada pelos dados isotópicos de Pb.

Adicionalmente, a herança crustal presente em todo magmatismo estudado é também evidenciada pelo comportamento dos zircões (espalhamento dos pontos analíticos), bem como pelo fato de que, em várias ocasiões, as frações posicionaram-se próximas ao intercepto inferior da curva concórdia. As altas razões iniciais $\text{Sr}^{87}/\text{Sr}^{86}$ (entre 0,709 e 0,717) também apoiam tais interpretações.

Pelos resultados apresentados no presente capítulo, pode-se tecer algumas considerações tectônicas sobre a região estudada:

A atual disposição das unidades geológicas que compõe o Pré-Cambriano paranaense é o resultado da atuação da superposição de uma série de eventos tectono-metamórficos. Durante a evolução desses eventos no tempo geológico e, mais precisamente, ao final do Neoproterozóico (entre 640 a 550 Ma), um importante evento de acreção crustal (Megaciclo Brasileiro) foi o responsável pela geração de um grande volume de rochas graníticas, em ambiente de arco magmático, destacando-se os Complexos Graníticos Cunhaporanga e Três Córregos.

O período de atuação do arco magmático Cunhaporanga - Três Córregos (AMCTC) entre 750 a 600 Ma, sugerido por vários autores, dentre os quais se destacam Soares (1987), Basei *et al.* (1992) e Reis Neto (1994), não foi confirmado neste trabalho. Os resultados obtidos permitiram delimitar o período principal do desenvolvimento do AMCTC ao intervalo de 635 a 590 Ma.

Os dados isotópicos dos litotipos graníticos investigados apontam fontes distintas na geração do CGCP e CGTC. Essas fontes, estariam situadas sobre um bloco continental (paleoproterozóico) em parte caracterizado por Reis Neto (1994). Apesar dos dados obtidos neste trabalho concordarem com grande parte dos dados apresentados por Reis Neto (*op. cit.*) que

sugeriu fontes distintas para o magmatismo Cunhaporanga e Três Córregos, o modelo aqui proposto difere do apresentado pelo referido autor que sugeriu a existência de uma zona de sutura (Zona de Cisalhamento Itapirapuã) entre esses dois complexos.

No modelo aqui proposto, é sugerido que a idade mais jovem (cerca de 30 Ma) e o enriquecimento em K observados no CGCP, estejam associados à migração do AMCTC como resposta ao mergulho contínuo de uma placa oceânica subductante para NW por sob uma crosta continental paleoproterozóica, rumo ao Bloco Paranapanema (Quintas, 1995). A migração do magmatismo com sentido NW é evidenciada pelas idades mais jovens do CGCP e pelo seu caráter geoquímico de alto K, em relação ao CGTC.

As características geoquímicas, geocronológicas e isotópicas adquiridas no presente trabalho, indicam que o evento gerador do AMCTC, iniciou-se com o consumo de um oceano rumo a NW, responsável por um grande período de encurtamento crustal e, colocação da UPN e UAR em aproximadamente 635 Ma. Com a continuidade desse processo ocorreu a geração da USS e provavelmente UCN (?) entre 604 e 599 Ma. Após esse período houve a migração do processo magmático, culminando na geração, em 590 Ma, de um extensivo magmatismo granítico de alto potássio representado pelo CGCP.

Ainda no contexto evolutivo, um outro evento termal é indicado pelos dados U-Pb em titanitas que afetou regionalmente a área em 560 Ma, cujo pico térmico estaria registrado pela colocação dos Granitos Cerne e Morro Grande, com idades de cristalização de 569 e 564 Ma, respectivamente. É aqui sugerido, ainda muito preliminarmente, que esse evento poderia corresponder à fase de colisão continental.

Desta forma, o comportamento isotópico do Arco Magmático Cunhaporanga-Três Córregos é bastante distinto do observado para o magmatismo dos arcos Mara Rosa (GO) e para região de Bom Jardim (RS), onde predominaria a acreção de material juvenil Neoproterozóico, com idades TDM neoproterozóicas e valores de ϵ_{Nd} positivos. Por outro lado, o comportamento observado no AMCTC assemelha-se aos demais arcos magmáticos da região SSE brasileira (a exemplo de Piên).

Tabela 8.1 – Características Litogeoquímicas - CGCP, CGTC, GC e GMG.

	COMPLEXO GRANÍTICO CUNHAPORANGA			COMPLEXO GRANÍTICO TRÊS CÓRREGOS				Granito Cerne	Granito Morro Grande
	Unidade Pirai do Sul	Unidade Santa Rita	Unidade Ribeirão Butiá	Unidade Paina	Unidade Arrieiros	Unidade São Sebastião	Unidade Conceição		
Características geométricas	CORPO BATOLÍTICO COM 490 KM ² NA REGIÃO DE ESTUDO ORIENTADO NE/SW			CORPO BATOLÍTICO COM 595 KM ² NA REGIÃO DE ESTUDO ORIENTADO NE/SW				STOCK GRANÍTICO, 45 KM ² ORIENTADO NE/SW	STOCK GRANÍTICO, 70 KM ² ORIENTADO NE/SW
Deformação	Isótipos	Isótipos a fracamente deformados	Isótipos	Fracamente Deformados	Isótipos a Protomilonitos	Isótipos	Isótipos	Isótipos	Isótipos
Textura	Hipidiomórfica	Porfiróide	Porfiróide	Hipidiomórfica	Porfiróide	Porfiróide	Hipidiomórfica	Xenomórfica	Porfiróide
Composição Modal QAP	3 b	3 b	4 -- 3 b	5	4 -- 3b	8*	3 a – 3 b	3 a	3 a -- 3b
Mineralogia Associada *	Bio ZR, AP, AL, TIT	Bio ZR, AP, AL, TIT	Bio > HBL AP, TIT, AL	Bio > HBL ZR, TIT, AL	Bio ~ HBL ZR, TIT, AL, AP	Bio ~ HBL TIT, AL, AP	Bio > HBL TIT, AL, TUR, FLU	Bio > HBL TIT, AL, FLU	Bio TIT, AL, FLU
A/CNK	FRACAMENTE PERALUMINOSOS		METALUMINOSOS						
Sílica	71%	73 a 74%	65 a 66%	59%	62 a 68%	63 a 67%	71 a 75%	71%	71%
Afinidade Geoquímica	CÁLCIO-ALCALINA DE ALTO K			CÁLCIO-ALCALINA DE MÉDIO A ALTO K				CÁLCIO-ALCALINA DE ALTO K	
K₂O/Na₂O	1.5	1.25	1.20	0.30	0.80	1	0.86	1.52	1.54
ETR **	Yb _N = 20	Yb _N = 1.2-5	Yb _N = 5-10	Yb _N ~ 5	Yb _N ~ 4.5	Yb _N ~ 7	Yb _N ~ 2	Yb _N ~ 2.5	Yb _N ~ 20
Características Geoquímicas ***	↓Ba ↑Rb ↓Sr	↓Ba ↑Rb ↓Sr	↑↓Ba↑Rb ↓Sr	↓Ba ↓Rb ↑Sr	↑↓Ba ↓Rb↑Sr	↑↓Ba↓Rb ↑Sr	↑Ba ↓Rb ↑Sr	↑Ba ↓Rb ↑Sr	↓Ba ↑Rb ↓Sr

* BIO: BIOTITA; HBL: HORNBLENDA; ZR: ZIRCÃO; AP: APATITA; AL: ALANITA; TIT: TITANITA; FLU: FLUORITA; TUR: TURMALINA

** Valores normalizados de Nakamura (1974)

*** Comparação efetuada entre os tipos graníticos estudados para os mesmos valores de SiO₂

Tabela 8.2 – Dados Geocronológicos e Isotópicos – CGCP, CGTC, GC e GMG.

	UNIDADE LITOLÓGICA	GEOCRONOLOGIA EM MINERAIS (Ma)				PARÂMETRO PETROGENÉTICO		
		U-Pb (Zircão)	U-Pb (Titanita)	K-Ar (Bio)	K-Ar (Anf.)	Ri Sr (T)	ε Nd (T)	Sm-Nd TDM (Ga)
Complexo Granítico Cunhaporanga	UPS	592*	589*			0.710	-12	2.1
	USR	588±70**	549*	470±11.7		0.714 0.717	-11, -14	1.8 - 2.1
	URB	592*	562*		616±21.5	0.710 0.711	-11, -13	1.7 - 1.9
Complexo Granítico Três Córregos	UPN	636±3	556*			0.709	-18	2.2
	UAR	633±3	592*			0.709 0.710	-18, -17	2.2 - 2.3
	USS	603±4 599±7	569*		597±12.8	0.709 0.711	-18, -17	2.2 - 2.4
	UCN	503? – 528?	552* a 555*	604±13.8		0.709 0.712	-18, -19	2.2 - 2.4
Granito Cerne		569±30		545±45				
Granito Morro Grande		564±3.1						

*Idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, **Idades $^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$

9. REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- AHRENS, L.H. 1955. The convergent lead ages of the olds monazites and uranites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **7**: 294.
- ALGARTE, J.P. & KAEFER, L.Q. 1972. Folha de Itararé. Relatório Geológico preliminar. São Paulo, DNPM-CPRM, vol. I, 180p.
- ALLÈGRE, C.J. & OTHMAN, D.B. 1980. Nd-Sr isotopic relationship in granitoid rocks and continental crust development: a chemical approach to orogenesis. *Nature*, **286**: 335-342.
- ALMEIDA, F.F.M. 1956. Novas ocorrências de fósseis no Pré-Cambriano brasileiro. Rio de Janeiro. *Anais... Academia Brasileira de Ciências*, **28**: 44-45.
- ALMEIDA, F.F.M.; AMARAL, G.; CORDANI, U.G.; KAWASHITA, K. 1973. The Precambrian Evolution of the South American Cratonic Margin south of Amazon River. In: NAIRN, E.M. & STEHLI, F.G., 1973. The Ocean Basins and Margins. New York, Plenum. Vol. 1, Cap. 11: 411-446.
- ARNDT, N.T. & GOLDSTEIN, S.L. 1987. Use and abuse of crust-formation ages. *Geology*, **15**(10): 893-895.
- BARTOSIEWICZ, A & VASCONCELLOS, E.M.G. 1998 Petrologia e geoquímica das rochas anfíbolíticas da região de Tunas do Paraná – PR. In: CONG.BRAS.GEOL., 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...Belo Horizonte, SBG*, p. 488.
- 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.*, **22**(2): 216-221.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; SATO, K.; SPROESSER, W.M. 1995. A metodologia Urânio-Chumbo na Universidade de São Paulo. Princípios Metodológicos, aplicações e resultados obtidos. *Acad. Bras. Ci.*, **67** (2): 221-237.
- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO J.M.; HARARA, O. 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, Brasil, p. 44-46.

- BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; REIS NETO, J.M.; PASSARELLI, C.R.; PRAZERES FILHO, H. J.; KAULFUSS, G.A.; SATO, K.; LIMA, P.S. 1999. Paleoproterozoic granulitic belts of the brazilian southern region (PR-SC). *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY, II, Actas*, Córdoba, Argentina, p. 191-194.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1956. Estudos preliminares na Série Açungui VII: algumas estruturas singenéticas nos dolomitos da Formação Capiru. *Arq. Biol. Tecn.*, Curitiba, 11-197.
- ✓ BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1958a. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Bol. Paul. Geogr.*, **29**:1-19.
- BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1958b. Estudos preliminares da Série Açungui - VIII - A Formação Votuverava. *Bol. Inst. Hist. Nat Geo.* v.2, 6p.
- ✓ BIGARELLA, J.J. & SALAMUNI, R. 1959. Contribuição à geologia da região sul da Série Açungui (Estado do Paraná). *Assoc. Geogr. Bras.*, **11** (1): 63-80.
- ✓ BIGARELLA, J.J.; SALAMUNI, R. 1967. Geologia do pré-Devoniano e intrusivas subseqüentes da porção oriental do Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, **23-25**:1-347.
- BIONDI, J.C. (COORD.). 1983. *Mapa geológico da área do embasamento do Estado do Paraná; escala 1: 250.000*. Curitiba : MINEROPAR.
- BIONDI, J.C. (coordenador) 1989. Mapa Geológico do estado do Paraná, esc. 1:650.000. MINEROPAR, Convênio DNPM/ Sec. Ciência e Tecnol. e Des. Econ. do Estado do Paraná. Curitiba.
- BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M.A.; STEIN, D.P. 1985. Geologia das Folhas Barra do Chapéu (SG.22-X-B-I-4) e Araçáiba (SG.22-X-B-II-3), estados de São Paulo e Paraná. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério, (Rel. IPT 22150).
- BONACIM, E. A.; MORO, R. de P. X.; SOARES, P.C. 1994. *Bol. Paran. Geoc.*, **42**: 59-72.
- BRITO NEVES, B.B de & CORDANI, U. G.1991. Tectonic evolution of South America during the Late Proterozoic. *Precambrian Research*, **53**(1/2): 23-40.
- ✓ CAMPANHA, G.A.C.1991. *Tectônica Proterozóica no alto e Médio Vale do Ribeira, Estados de São Paulo e Paraná*. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IG-USP, 296p.
- CAMPANHA, G.A.C.; GIMENEZ FILHO, A.; CAETANO, S.L.V.; PIRES, F.A.; DANTAS, A.S.L.; TEIXEIRA, A.L.; DEHIRA, L.F. 1985. *Geologia das Folhas Iporanga (SG.22-X-B-V-2) e Gruta do Diabo (SG.22-X-B-VI-1), Estado de São Paulo*. São Paulo, Contrato IPT/Pró-Minério, (Rel. IPT 22352).

- CAMPANHA, G.A.C.; BISTRICHI, C.A.; ALMEIDA, M. A. 1987. Considerações sobre a organização litoestratigráfica da Faixa de Dobramentos Apiaí. *In: SIMP. SUL-BRAS. GEOL.*, 3, Curitiba. Atas. Curitiba, SBG, v.2, p.725-742.
- CAMPANHA, G.A.C., MACHADO Jr., D de L.; NAGATA, N.; DANTAS, A S. L.; ENS, H.H.; GIMENEZ FILHO, A.; BISTRICHI, C.A.; FERREIRA, F.J.F.; MONMA, R.; ETCHEBEHERE, M.L. de C.; RONDINELLI, D.; STEIN, D.P.; MAEYAMA, O; DEHIRA, L.K.; BORDIGNON, J.L. 1988. Avaliação Preliminar da geologia das Folhas (em 1: 50.000) Taquaral, Mina do Espírito Santo, Ribeirão Itacolomi, Serra do Aboboral, Jacupiranga (Eldorado Paulista), Rio Guaraú (Barra do Azeite), Rio Turvo, (Serra do Aleixo) – Vale do Ribeira, SP. São Paulo, Convênio IPT/SICCT-Pró-Minério. V. 1-4 (IPT. Relatório, 26 863) Inédito.
- CAMPANHA, G.A.C. & SADOWSKI, G.R. 1999. Tectonics of the southern portion of the Ribeira Belt (Apiaí) Domain. *Precambrian Research*, **98**(1999): 31-51.
- CAMPOS NETO, M.C.; FIGUEIREDO, M.C.H. 1995. The Rio Doce Orogeny, southeastern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**(2): 143-162.
- CHIODI FILHO, C. 1984. Contribuição à Geologia das regiões sul paulista e leste paranaense- Grupos Açungui e Setuva. *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 33, 1984. Anais...Rio de Janeiro, SBG, v.5, p. 2394-2403.
- CHIODI FILHO, C.; MORETZSHON, J.S.; SANTOS, J.F.; SOARES, P.C. 1987. Aspectos Geológicos e metalogenéticos dos Granitos Morro Grande, Piedade e Varginha-Vale do Ribeira-Paraná. *In: SIMP. SUL BRAS. DE GEOL.*, 3. Curitiba, 1987. *Anais...*Curitiba, SBG. v. 2, p. 515-542.
- CORDANI, U.G.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A; CUNHA, F.M.D. 1984. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. Ciência Técnica Petróleo, seção Exploração de Petróleo, *Petrobrás*, **15**:1-70.
- CORDANI, U.G.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O.; NUTMAN, A. 1999. Idades U-Pb (SHRIMP) de rochas vulcânicas das Bacias Campo Alegre, Itajaí e Castro (SC e PR). *Acad. Bras. Geoc.* (no prelo).
- COMPANHIA DE PESQUISA DE RECURSOS MINERAIS-CPRM. 1977. Projeto Leste do Paraná. Relatório Final de Geologia-Folhas, SG-22-X-B-IV, SG-22-X-B-V, SG-22-X-A-VI, SG-22-X-C-III, SG-22-X-D-I. São Paulo, Convênio DNPM/CPRM.

- DANTAS, E.L. 1996. *Geocronologia U-Pb e Sm-Nd de Terrenos Arqueanos e Paleoproterozóicos do Maciço Caldas Brandão, NE do Brasil*. Tese de Doutorado, (inédita). Rio Claro, Instituto de Geociências e Ciências Exatas-UNESP, 208p.
- DEPAOLO, D.J. 1981. A Neodymium and Strontium Isotopic study of the Mesozoic Calc-Alkaline Granitic Batholiths of the Sierra Nevada and Peninsula Ranges, California. *J. Geof. Res.*, **86** (11): 10470-10488.
- DIAS, M.V.F.; SALAZAR, Jr. O. 1987. Geologia da Seqüência Antinha – Grupo Açungui, PR. *In: SIMP.SUL-BRAS.GEOL.*, 3, Curitiba, 1987, Atas...Curitiba, SBG, 1: 263-280.
- DICKIN, A P. 1995. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge, C. Univ. Press, 490p.
- EBERT, H. 1971. Observações sobre as litologias e subdivisão do Grupo Setuva no estado do Paraná, com sugestões à tectônica geral do geossinclínio Açungui. *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 25. São Paulo, 1982. *Anais...São Paulo*, SBG, v. 1, p. 131-165.
- FAIRCHILD, T.R. 1977. Conophyton other columnar stromatolites from upper Pre-Cambrian Açungui Grupo Near Itupava, SP, Brasil. *In: SIMP. REG. GEOL.*, 1, São Paulo, 1977. *Atlas...São Paulo*, SBG, v.1, p. 179-198.
- FASSBINDER, E. 1996. *A unidade Água Clara no contexto do Grupo Açungui: um modelo transpressivo de colisão oblíqua no Neoproterozóico paranaense*. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IG-USP, 207p.
- FASSBINDER, E.; MACHADO, R.; FIORI, A P. 1993. A Unidade Água Clara e o Grupo Açungui no Estado do Paraná: possibilidades de correlação. *In: SIMP.SUL BRAS.GEOL.*, 5, Curitiba, 1993. *Bol. Res...Curitiba*, SBG, p.11.
- FASSBINDER, E.; & MACHADO, R. 1998. Evidências de uma colisão oblíqua no Pré-Cambriano do Estado do Paraná. *In: CONG.BRAS.GEOL.*, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...Belo Horizonte*, SBG, p.36.
- FAURE, G. 1986. *Principles of isotope geology*. New York, John Wiley & Sons. 589p.
- FIORI, A.P. 1985a. Avaliação preliminar do deslocamento Dúctil das falhas da Lancinha e de Morro Agudo no Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc. Curitiba*, **36**: 15-30.
- FIORI, A.P. 1985b. Aplicação do modelo de cisalhamento simples na Análise da deformação Dúctil de alguns granitos paranaenses. *Bol. Paran. Geoc. Curitiba*, **36**: 31-41.
- ✓ FIORI, A.P. 1990. *Tectônica e estratigrafia do Grupo Açungui a norte de Curitiba*. Tese de Livre Docência. São Paulo, IG-USP, 246p.
- FIORI, A.P. 1992. Evolução geológica da Bacia Açungui. *Bol. Paran. Geoc.*, **42**: 07-27.

- ✓ FIORI, A.P. 1993. O Sistema de Dobramento Apiaí, Estado do Paraná. *Rev. Bras. Geoc.*, **23**(10): 05-17.
- FIORI, A.P.; 1997. *Introdução à Análise da Deformação*. Ed. UFPR, Curitiba, 249pp.
- FIORI, A.P.(coordenador). 1987. Aspectos estruturais e estratigráficos do Grupo Açungui e Formação Itaiacoca no estado do Paraná. Texto Final, (inédito). Convênio UFPR/MINEROPAR, Curitiba, p. 191.
- 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*, **24**: 1-19.
- FRITZSON JR., O.; PIEKARRZ, G.F.; FALCADE, D. 1982. Geologia e potencial econômico do Grupo Setuva (PR). *In*: CONG. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais... Salvador, SBG*. v. 3., p. 991-1001.
- FUCK, R. A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Quero-Quero. *Bol. UFPR*, 19. 21 p.
- FUCK, R.A.; MARINI, O.J.; TREIN, E. 1967. Contribuição ao estudo das rochas graníticas do Estado do Paraná. *Bol. Paran. Geoc.*, **23/25**: 183-221.
- GEYH, M.A & SCHLEICHER, H. 1990. *Absolute age determination*. Springer-Verlag, Berlim, 503p.
- GIMENIZ FILHO, A.G. 1993. *Evolução do Complexo Três Córregos a noroeste de Apiaí - SP*. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG-USP 118p.
- GIMENEZ FILHO, A.G.; TEIXEIRA, W. FIGUEIREDO, M.C.H.; TREVIZOLI JR, L. 1995. Geologia, petrografia, e litogeoquímica do Complexo Granítico Três Córregos na região de Barra do Chapéu e Ribeirão Branco, SP. *Rev. Bras. Geoc.*, **25** (2): 92-106.
- GIMENEZ FILHO, A.G.; JANASI, V. A ; CAMPANHA, G. A C.; TEIXEIRA, W.; TREVIZOLI Jr., L.E. 2000. U-Pb dating and Rb-Sr isotope geochemistry of the Eastern portion of the Três Córregos Batolith Ribeira Fold Belt, São Paulo, Brazil. *Rev. Bras. Geoc.* (submetido).
- GUIMARÃES, G. B. 1995. *O Complexo Granítico Cunhaporanga na região de Joaquim Murtinho, Piraí do Sul (PR): Caracterização faciológica das rochas granitóides*. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG-USP, 144p.
- GUIMARÃES, G. B. 2000. As rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, PR: aspectos geológicos, geofísicos, geoquímicos e mineralógicos. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IG-USP, 230p.
- GUIMARÃES, G. & ULBRICH, H.H.G.J. 1999. Aspectos Geoquímicos das rochas granitóides do Complexo Granítico Cunhaporanga, Sul do Brasil. *In*: CONG. BRAS. GEOQ., 7, Porto Seguro, 1999. *Anais...Porto Seguro. SBG*, p: 522-524.

- HARARA O.M.; BASEI, M.A. S.; SIGA JR, O. 1997. Geochronological and Geochemical data on the transition zone between Luís Alves and Atuba Complexs, South Brazil. *In: SOUTH AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Extended Abstracts*, Campos do Jordão, Brasil, p.134-136.
- HARRIS, N. 1996. Radiogenic isotopes and the interpretation of granitic rocks. *Episodes* 19(4):107-113.
- HASUI, Y.; CARNEIRO, C.D.R.; COIMBRA, A.M. (1975). The Ribeira Folded Belt. *Rev. Bras. Geoc.*, 5(4):257-266.
- HASUI, Y.; EBERT, H.D.; QUARE, H. 1984. Aspectos geológicos da megantiforme da Serra do Cadeado (PR). *In: CONGR. BRAS. GEOL.*, 33, Salvador, 1982. *Anais...Rio de Janeiro. SBG.* v. 5, p. 2380-2393.
- IRVINE, T.N. & BARAGAR, W.R.A. 1971. A guide to the chemical classification of the common volcanic rocks. *Canadian Journal of Earth Sciences*, 8: 523-548.
- JANASI, V.A.; ULBRICH, H.H.G.J. 1992. Inventário bibliográfico de Granitos do Estado de São Paulo. *Boletim IG-USP. Publicação Especial*, nº 11. 253p.
- KAEFER, L. Q. & CUNHA, H. C. da S. 1974. Geologia da Folha de Castro (parcial). *In: CONG. BRAS. GEOL.*, 28, Porto Alegre, 1974. *Anais...Porto Alegre, SBG*, v.4, 189-206.
- KAUL, P.F.T. & CORDANI, U.G. 1994. Aspectos petrográficos, geoquímicos e geocronológicos dos maciços graníticos da Serra do Mar no leste do Paraná e vizinhanças. *In: CONG. BRAS. GEOL*, 38, Camboriú. *Bol. Res. Exp. Camburiú, SBG*, 2:371-372.
- KAUL, P.F.T. & CORDANI, U.G. 1998. Geocronologia dos maciços graníticos neoproterozóicos da Serra do Mar nos Estados do Paraná e Santa Catarina. *In: CONG.BRAS.GEOL.*, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...Belo Horizonte, SBG*, p.29.
- KOPS, D.T.; SPOLADORE, A.; FUMAGALLI, C.E. 1993. Lineamento Morro Agudo: zona de cisalhamento transpressiva dúctil-rúptil. *In: SIMP.SUL-BRAS.GEOL.*, 5, Curitiba. *Bol. Res. Progr. Curitiba, SBG*, p.22-23.
- Le MAITRE, R. W. 1989. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Oxford, Blackwell, 193p.
- LEONARDOS, O. H. 1934. *Nota sobre a geologia do distrito de Iporanga, SP*. Rio de Janeiro, DNPM, (Relatório 564).
- LUDWING, K.R. 1999. New Isoplot version 1.00. Berkeley Geochronology Center, January, 12, 1999.

- MACHADO, N.; VALLADARES, C.; HEIBRON, M.; VALERIANO, C. 1996. U-Pb geochronology of central Ribeira belt (Brazil) and implication for the evolution of the Brazilian Orogeny. *Precambrian Research*, **79**, 347-361.
- MACHIAVELLI, A. 1991. *Os granitóides deformados da região de Piên (PR)*. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG-USP, 89p.
- MACHIAVELLI, A.; BASEI, M.A.S.; SIGA Jr., O. 1993. Suíte Granítica Rio Piên: um arco magmático do Proterozóico Superior na Microplaca Curitiba. *Geochemica Brasiliensis*, **7**:113-129.
- MANIAR, P.D. & PICCOLI, P.M. 1989. Tectonic discrimination of granitoids. *Geol. Soc. Amer. Bull.* **101**:635-643.
- MARINI, O.J. 1970. *Geologia da Folha de Rio Branco do Sul. Rio Claro - SP*. Tese de Doutorado (inédita). Rio Claro, Faculdade de Filosofia, Ciências e Letras, 190p.
- 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 Subsequentes da porção oriental do estado do Paraná." Boletim UFPR, Curitiba. (23/25): 43-104.
- MCCULLOCH, M. T. & CHAPPELL, B.W. 1982. Nd isotopic characteristics of S- and I-types granites. *Earth and planetary Science Letters*. **58**: 51-64.
- MELCHER, G.C.; GOMES, C.B.; CORDANI, U.G.; BITTENCOURT, J.S.; DAMASCENO, E.C.; GIRARDI, V.A.V.; MELFI, A.J. 1973. Geologia e petrografia das rochas metamórficas e graníticas associadas ao Vale do Rio Ribeira do Iguape, SP e PR. *Rev. Bras. Geoc.*, **3**(2): 97-123.
- MEZGER, K. & KROGSTAD, J. 1997. Interpretation of discordant U-Pb in zircon ages: an evolution. *J. Metamorphic Geol.*, **15**:127-140.
- MICHARD, A. GURRIET, P.; SOUNDANT, M.; ALBAREDE, F. 1985. Nd isotopes in French Phanerozoic shales: External vs. Internal aspects of crustal evolution. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **49**: 601-610.
- MIDDLEMOST, E. A. K. 1975. The basalt clan. *Earth Sci. Rev.*, **11**:337-364.
- MORO, R. de P. X.; BONACIM, E. A.; SOARES, P.C. 1994. Geologia da Bacia de Castro. *Bol. Paran. Geoc. Curitiba*, **42**: 43-58.
- MUIR, R.J., IRELAND, T.R.; WEAVER, S.D.; BRADSHAW, J.D. 1994. Ion microprobe U-Pb zircon geochronology of granitic magmatism in the Western Province of the South Island, New Zealand. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **113**: 171-189.

- MURATORI, A. 1966. Nota explicativa da folha geológica de Campo Largo. Boletim UFPR, Curitiba, (21): 1-28.
- NAKAMURA, N. 1974. Determination of REE, Ba, Fe, Mg, Na and K in carbonaceous and ordinary chondrites. *Geochim. Cosmochim. Acta*, **38**: 757-775.
- NEVES, S.P. & VAUCHEZ, A. 1995. Successive mixing and mingling of magmas in a plutonic complex of Northeast Brazil. *Lithos*, **34** (1995) 275-299.
- OLIVEIRA, E. P. de 1927. Geologia e recursos minerais do estado do Paraná. Rio de Janeiro, *Serv. Geol. Mineral.* (Monografia VI). Brasil, 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 (SG.22-X-B-IV), Brasil; relatório final. São Paulo, DNPM. BADEP. IGUFP. CPRM.
- PASSARELLI, C. R. 1996 *Análise estrutural e caracterização do magmatismo da Zona de Cisalhamento Major Gercino, SC*. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG-USP 179p.
- PEARCE, J.A.; HARRIS, N.B.W.; TINDLE, A.G. 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. *Journ. Petrol.*, **25** (4): 956-983.
- PIDGEON, R.T.; BOSCH, D.; BRUGUIER, O 1996. Inherited zircon and titanite U-Pb system in an Archean syenite from Southwestern Australia: implications for U-Pb stability of titanite. *Earth and Planetary Science Letters*, **141**: 187-198.
- PIEKARZ, G.F. 1981. Reconhecimento das Unidades correlacionáveis à seqüência mineralizada do Perau - estado do Paraná. In: SIMP.REG.GEOL., 3. São Paulo, 1981. Atas...São Paulo, SBG. v. 1, p. 148-154.
- PIEKARZ, G.F. 1984. Geologia e resultados preliminares de pesquisa mineral do Núcleo Betara da Formação Perau. In: CONGR. BRAS. GEOL, 32. Salvador, 1984. *Anais...*Salvador, SBG. v. 8, p. 3682-3696.
- PIMENTEL, M.M. 1992. Reajuste do sistema isotópico Sm-Nd durante o Neoproterozóico em gnaisses do Oeste de Goiás, *Rev. Bras. de Geoc.*, **22**(3): 262-268.
- PONTES, J.B. 1982. Geologia e potencialidades econômicas da Formação Água Clara - Paraná. In: CONGR. BRAS. DE GEOL., 32. Salvador, 1982, *Anais...*Salvador, SBG. v.3, p.1002-1016.
- POPP, J.H.; ANGULO, R.; BIGARELLA, J.J. 1979. Geologia. In: Região Metropolitana de Curitiba, Recursos Naturais. Folha de Ouro Fino. COMEC. p. 30.

- PRAZERES FILHO, H.J.; GUIMARÃES, G.B.; BASEI, M.A.S.; SIGA JR., O.; REIS NETO, J.M.; CAMPANHA, G.A.C. SALLUN FILHO, W. 1998. Mapa Geológico 1:50.000 da porção centro-sul da Faixa Itaiacoca, PR. *In: CONG.BRAS.GEOL.*, 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais ...Belo Horizonte*, SBG, p.36.
- PRAZERES FILHO, H.J.P., BASEI, M.A.S., REIS NETO, J.M., SIGA Jr., O., SATO, K. 2000. U-PB geochronology and Sm-Nd and Pb-Pb isotopic studies of Cunhaporanga e Três Córregos Granitoid Complex - Paraná State, Southern Brazil. *In: International Congress of Geology*, 31, Rio de Janeiro (Submitted).
- QUINTAS, M.C.L. 1995. *O Embasamento da Bacia do Paraná: reconstrução geofísica de seu arcabouço*. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IAG-USP, 218p.
- REIS NETO, J.M. 1994. *Faixa Itaiacoca: Registro de uma colisão entre dois blocos continentais no Neoproterozóico*. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo, IG-USP, 253 p.
- ✓ REIS NETO, J.M. & SOARES, P.C. 1987. Um estudo de caracterização termo-dinâmica e microestruturas dos Grupos Açungui e Setuva (PR). *In: SIMP. SUL BRAS. DE GEOL.*, 3. Curitiba, 1987. *Atas...Curitiba*, SBG. v. 1, p. 147-165.
- RODDICK, J.C. & BEVIER, M.L. 1995. U-Pb dating of granites with inherited zircon: Conventional and ion microprobe results from two Paleozoic plutons, Canadian Appalachians. *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*, **119**: 307-329.
- ROGERS, G.; DEMPSTER, T.J.; BLUCK, B.J.; TANNER, P.W.G. 1989. A high precision U-Pb age for the Bem Vuirich granite: implications for the evolution of the Scottish Dalradian Supergroup. *J. Geol. Soc. Lond.* **146**: 789-798.
- ROLLINSON, H. 1993. *Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation*. 1ª ed, Logman Scientific & Technical, London. 352p.
- SALAMUNI, E. 1991. *Análise estrutural do Núcleo Betara, Rio Branco do Sul (PR)*. Dissertação de Mestrado (Inédita). Rio Claro – UNESP, 147p.
- SALAMUNI, E.; FIORI, A P.; WERNICK, E. 1993. Características estruturais e evolução tectônica do Núcleo Betara a Norte de Curitiba (PR). *Bol. Parar. Geoci*, **41**:91-124.
- SANTOS, M.S & FELIPE, R.S. 1980. Reconhecimento geológico da Faixa Três Córregos. Curitiba, MINEROPAR (Relatório do setor de rochas graníticas da MINEROPAR S.A.).
- SARTORI, P.L.P. 1978. Petrologia do Complexo Granítico de São Sepé, RS: Modelo evolucionar de Granitos do Sul do Brasil, 187p.

- SATO, 1998. *Evolução crustal da Plataforma sul Americana, com base na Geoquímica Isotópica Sm-Nd*. Tese de Doutorado (inédita). São Paulo – IG-USP, 299p.
- SATO, K.; TASSINARI, C.C.G.; KAWASHITA, K.; PETRONILHO, L. 1995. O método geocronológico Sm-Nd no IG/USP e suas aplicações. *Acad. Bras. Cienc.* **67** (3):315-336.
- 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: CONGR. BRAS. GEOL., 31. Balneário de Camboriú, 1980. *Anais...Balneário de Camboriú*, SBG. v. 5, p. 3003-3012.
- ✓ SCHÖLL, W.U.; SILVA, A.C.G.A.; MONASTIER, M. S. 1982. A Formação Setuva do Pré-Cambriano do Estado do Paraná. In: CONGR. BRAS. GEOL., 32. Salvador, 1982. *Anais...Salvador*, SBG. 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 (inédita). São Paulo – IG-USP, 212 p.
- 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*, **26**: 69-98.
- SIGA Jr, O ; BASEI, M.A.S.; REIS NETO, J.M.; HARARA, O.M.M.; PASSARELLI, C.R.; PRAZERES FILHO, H.J.; WEBER, W.; MACHIAVELLI, A. 1997. Ages and tectonic setting of alkaline-peralkaline granitoids of Paraná and Santa Catarina States, southern Brazil. In: SOUTH-AMERICAN SYMPOSIUM ON ISOTOPE GEOLOGY. Campos do Jordão, 1997. *Extended Abstracts*. p. 301-303.
- SILVA, A. T. S. F.; FRANCISCONI, O.; GODOY, A. M.; BATOLLA JR., F. 1981. *Projeto integração e detalhe geológico no Vale do Ribeira: Relatório final*. São Paulo, DNPM/CPRM, v.1-5.
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELOS, C.V.S.; YAMATO, A. A. 1998a. A cartografia do Complexo Atuba na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: CONG.BRAS.GEOL., 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...Belo Horizonte*, SBG, p.10.
- SILVA, P.C.S.; VASCONCELLOS, C.V.S.; YAMATO, A.A.; PEDREIRA, A.J. 1998b. O Grupo Açungui na Folha Curitiba (SG22-X-D-I). In: CONG.BRAS.GEOL., 40, Belo Horizonte, 1998. *Anais...Belo Horizonte*, SBG, p.40.

- ✓ SOARES, P.C. 1987. Sequências tectono-sedimentares e tectônica deformadora no centro-oeste do Escudo Paranaense. In: SIMP. SUL BRAS. DE GEOL., 3. Curitiba, 1987. Atas...Curitiba, SBG. v. 2, p. 743-771.
- SOUZA, A. P. 1990. *Mapa geológico na escala 1:50.000 e esboço de evolução tectônica e sedimentar do Grupo Itaiacoca, nas folhas Barra do Chapéu e Ouro Verde (SP)-(PR)*. Dissertação de Mestrado (inédita). São Paulo, IG-USP, 200p.
- SPOLADORE, A. & HACKSPACHER, P. C. 1993. Geologia do Grupo Açungui na Região de Bromado, Paraná. In: SIMP. SUL BRAS. GEOL., 5. Curitiba, 1993. Bol. Res...Curitiba, SBG. p. 1-2.
- STEIGER, R.H. & JAËGER, E. 1978. Subcommittee on geochronology: convention on the use of the decay constants in Geo and Cosmochronology. Contributions to the Geologic Time Scale. *Studies in Geology*, 6: 66-72.
- STRECKEISEN, A. 1976. To each rock its proper name. *Earth Sci. Rev.*, 12: 1-33.
- THEODOROVICZ, A. & CAMARA, M.M. 1988. Ambiência tectônica da Faixa Itaiacoca-Itapeva na região sudeste do Estado de São Paulo. In: CONG. BRAS. GEOL., 35, Anais...Belém, 1988, SBG, v.6, p.2713-2726.
- TORQUATO, J. R. & KAWASHITA, K. 1994a. Geocronologia nuclear. Capítulo III. O método K/Ar. *Revista de Geologia*. 5:177-207.
- TORQUATO, J. R. & KAWASHITA, K. 1994b. Geocronologia nuclear. Capítulo V. O método Rb/Sr. *Revista de Geologia*. 7:91-124.
- TREIN, E. 1968. Geologia da Folha de Tunas. *Bol. Univ. Fed. Par.*, Inst. Geol., 23:1-29.
- 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: SIMP. SUL-REG.GEOL., 5, São Paulo. Atas...São Paulo, SBG, 1: 169-186.
- VIANA, M. das G., PIMENTEL, M.M.; WHITEHOUSE, M. J.; FUCK, R. A & MACHADO, N. 1995. O arco magmático Mara Rosa, Goiás: Geoquímica e Geocronologia e suas implicações regionais. *Rev. Bras. Geoc.*, 25 (2): 111-123.
- VITAL, P. 1987. Use and misuse of radiogenic isotopes in granite petrology. *Rev. Bras. Geoc.* 17(4):468-472.
- WERNICK, E & FERREIRA, C.J. 1990. Tipologia de zircão e razão inicial Sr^{87}/Sr^{86} em séries granitóides. *Geociências* (1990) 9: 107-125.

- WERNICK, E.; RIGO Jr., L.; GALEMBECK, T.M.B.; WEBER-DIEFENBACH, K. 1990. Os Complexos granitóides Cunhaporanga e Três Córregos (PR): Zoneamento magmático e implicações geotectônicas. *Geociências* (1990), **9**: 67-85.
- WETHERILL, G.W. 1956. Discordant uranium lead ages. *Trans. Amer. Geophys. Union.*, **37**: 320-326.
- WILSON, M. 1989. *Igneous Petrogenesis*. London, Unwin-Hyman. 466p.
- ZARTMAN, R.E. & DOE, B.R. 1981. Plumbotectonics-the model. *Tectonophysics*, **75** (1/2): 135-162.
- ZHANG, L-S.; SCHÄRER, U. 1996. Inherited Pb components in magmatic titanite and their consequence for the interpretation of U-Pb ages. *Earth and Planetary Science Letters*, **138**: 57-65.

APÉNDICE 1

Complexo Granítico Cunhaporanga (CGCP)

Unidade Santa Rita (USR)

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-01	73,60	14,80	0,97	0,01	0,21	1,21	4,18	5,05	0,15	0,05	0,45	100,69	407	248	28	750	2,1	1,38
HP-33a	73,12	14,04	1,09	0,01	0,14	0,86	3,88	4,99	0,19	0,06	0,54	98,91	316	239	27	746	3,5	0,98
HP-29a	73,13	15,14	0,98	0,01	0,28	1,36	4,17	5,24	0,17	0,05	0,44	100,96	349	216	28	663	2,4	1,18

Unidade Ribeirão Butiá (URB)

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-02	66,18	14,87	3,87	0,05	1,92	3,22	3,64	4,30	0,76	0,26	0,75	99,84	892	137	24	1411	1,7	0,65
HP-03	65,60	14,66	3,94	0,05	1,96	2,84	3,62	4,39	0,76	0,27	1,40	99,49	880	136	25	1565	0,9	0,63
HP-08	65,92	14,92	4,00	0,05	1,68	2,83	3,77	4,13	0,86	0,26	1,28	99,69	818	131	26	1222	0,6	0,6
HP-09	66,03	15,19	4,10	0,05	1,77	3,17	3,58	4,60	0,81	0,29	0,61	100,20	938	144	24	1642	2,9	0,61
HP-36	64,75	15,16	4,51	0,06	2,14	3,57	3,55	4,43	0,91	0,32	0,67	100,06	1059	114	25	1879	1,5	0,57

Unidade Pirai do Sul (UPS)

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-21	71,06	14,49	2,78	0,05	0,85	1,71	3,24	4,85	0,42	0,23	1,10	100,77	405	212	23	940	3,4	1,08

Complexo Granítico Cunhaporanga (CGCP)

Unidade Santa Rita (USR)

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-01	0,31	103	4,93	5,9	2,05	3,5	5,9	1	10	78	-10	13	62	1,2	-10	-0,2	0,2	1,9
HP-33a	0,4	133	23,7	4,6	2,46	4,5	14	1	13	49	-10	8	40	1,3	11	1,4	0,3	1,1
HP-29a	0,22	122	6,66	3,6	1,68	4,4	3	2	35	83	89	5	57	1,5	-10	-0,2	0,1	1,2

Unidade Ribeirão Butiá (URB)

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-02	0,72	220	9,3	10	1,82	6,1	26	6	41	40	17	59	79	11	-10	2,3	0,3	1,7
HP-03	0,73	221	11,6	10	2,55	6,1	26	6	49	35	23	62	76	11	-10	-0,2	0,4	1,5
HP-08	0,66	229	9,29	11	2,46	6,1	12	5	39	35	13	66	82	11	-10	2	0,5	1,3
HP-09	0,76	228	9,6	11	2,17	6,2	13	6	38	38	11	63	84	11	-10	-0,2	0,3	1,5
HP-36	0,86	262	7,95	12	1,59	7,2	14	7	50	35	15	80	91	13	-10	-0,2	0,5	2,1

Unidade Pirai do Sul (UPS)

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-21	1,13	190	18	14	3,87	5,3	45	4	16	37	22	32	56	5,2	-10	1,6	1,1	2,3

Complexo Granítico Cunhaporanga (CGCP)

Unidade Santa Rita (USR)

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-01	22	32,6	4,45	18,6	3,5	0,741	1,87	0,23	0,94	0,16	0,4	0,05	0,31	0,05
HP-33a	36,9	65,2	6,771	27	4,63	1,05	2,68	0,36	1,61	0,32	1,03	0,145	1,01	0,162
HP-29a	18,5	32,3	3,128	11,7	1,68	0,438	0,7	0,1	0,46	0,09	0,26	0,037	0,27	0,046

Unidade Ribeirão Butiá (URB)

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-02	53,4	98,7	10,34	43,5	6,77	1,586	3,93	0,56	2,91	0,6	1,68	0,228	1,38	0,225
HP-03	51,7	99,4	10,45	43	6,97	1,598	3,91	0,55	2,67	0,48	1,29	0,154	0,92	0,146
HP-08	61,2	96,2	11,23	49,9	7,73	1,832	4,4	0,6	2,95	0,49	1,3	0,148	1	0,159
HP-09	60	113	11,26	46,4	7,48	1,671	4	0,57	2,66	0,45	1,12	0,143	1,51	0,137
HP-36	63,9	130	13,05	53,5	8,79	1,99	4,59	0,64	2,95	0,5	1,24	0,154	1,08	0,145

Unidade Pirai do Sul (UPS)

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-21	53,3	101	10,74	44,5	9,02	1,864	7,83	1,31	6,89	1,34	3,54	0,497	3,12	0,473

APÊNDICE 2

Complexo Granítico Três Córregos (CGTC)

Unidade Paina (UPN)

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-06	59,28	18,28	4,68	0,07	2,09	4,27	5,83	1,90	0,76	0,38	1,83	99,36	1249	49	29	759	0,8	0,27

Unidade Arrieiros (UAR)

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-07	63,46	16,15	4,32	0,08	1,80	3,24	4,55	3,72	0,68	0,32	1,27	99,58	1063	72	24	1536	0,4	0,34
HP-48	65,91	16,00	4,20	0,06	1,57	3,66	4,68	3,23	0,64	0,30	0,62	100,85	932	65	24	1.340	1,6	0,59
HP-73	64,82	15,63	4,75	0,06	2,02	3,63	4,33	3,96	0,68	0,34	0,29	100,51	1.230	75	23	2.000	0,7	1,15
HP-77	61,93	16,13	6,01	0,07	2,58	4,05	4,32	3,75	0,92	0,44	0,75	100,93	1.330	67	25	2.070	0,6	0,47
HP-77EN	52,96	15,74	8,88	0,11	5,72	5,81	4,01	3,27	1,30	0,73	1,85	100,39	1.030	59	26	1.860	0,2	0,96
HP-83	63,98	15,84	5,55	0,07	1,97	3,66	4,04	4,25	0,73	0,37	0,26	100,71	1.280	72	22	2.260	1,0	0,79
HP-86	64,99	15,69	5,58	0,08	1,77	3,69	4,44	3,39	0,62	0,31	0,10	100,66	949	70	23	1.440	1,2	0,44
HP-88	67,75	15,81	3,84	0,05	1,15	3,19	4,74	3,19	0,48	0,20	0,48	100,88	861	73	23	1.100	1,7	0,64

Unidade São Sebastião (USS)

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-04	66,56	16,06	2,97	0,05	0,98	2,74	4,79	4,27	0,45	0,21	0,51	99,60	1161	111	26	1464	2,1	0,54
HP-44	62,41	14,45	6,22	0,08	2,80	4,45	3,69	4,11	1,00	0,49	0,35	100,05	1.050	91	23	1.920	0,9	0,50

Unidade Conceição (UCN)

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-54	74,48	14,15	1,55	0,03	0,34	1,55	4,68	3,57	0,18	0,04	0,22	100,80	860	63	23	1.150	0,5	1,51
HP-56	73,79	14,50	1,13	0,02	0,23	1,19	4,59	4,59	0,17	0,05	0,36	100,63	773	120	24	1.350	1,3	0,93
HP-68	71,53	14,08	2,21	0,03	0,70	1,65	4,01	4,85	0,41	0,16	1,24	100,85	668	158	24	1.560	1,5	2,03
HP-72	70,65	14,13	2,14	0,02	0,70	1,50	4,19	4,63	0,36	0,17	0,97	99,46	664	179	25	1.590	1,7	0,95
HP-72EN	63,25	14,25	5,28	0,11	2,48	2,90	3,04	6,48	0,85	0,40	0,78	99,81	449	274	33	1.760	2,6	1,38

Granito do Cerne

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-58	70,93	14,19	2,08	0,03	0,71	1,49	3,92	5,99	0,43	0,29	0,61	100,68	1.110	165	23	2.880	1,8	1,13

Granito Morro Grande

SAMPLE	SiO2	Al2O3	Fe2O3	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TiO2	P2O5	LOI	TOTAL	Sr	Rb	Ga	Ba	Cs	Tl
HP-41A	71,21	12,88	3,94	0,06	0,65	1,68	2,93	4,54	0,50	0,17	0,41	98,98	110	277	20	571	16	1,69

Complexo Granítico Três Córregos (CGTC)

Unidade Paina (UPN)

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-06	0,84	274	13	13	2,95	7,4	16	5	33	21	20	57	109	12	18	1,8	0,3	2

Unidade Arrieiros (UAR)

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-07	0,68	265	8,64	12	1,41	6,8	14	6	29	38	17	59	89	12	24	-0,2	0,3	2
HP-48	0,8	264	7,45	12	1,54	6,6	17	6	23	17	28	56	88	8	-10	-0,2	-2	2
HP-73	0,6	274	7,65	10	0,9	6,4	14	7	43	29	29	66	97	10	-10	-0,2	-2	1
HP-77	0,8	300	7,94	13	0,86	7,2	19	8	50	19	37	93	112	14	13	-0,2	-2	2
HP-77EN	0,7	351	8,36	13	0,76	8,3	24	15	243	13	102	150	147	30	34	-0,2	-2	2
HP-83	0,7	299	7,77	11	0,73	7,3	16	6	47	16	42	66	80	10	-10	-0,2	-2	1
HP-86	0,8	245	6,88	11	1,05	6,1	15	6	51	15	23	63	83	10	10	-0,2	-2	1
HP-88	0,9	219	8,83	12	2,62	5,5	12	4	-20	13	21	39	71	8	-10	-0,2	-2	1

Unidade São Sebastião (USS)

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-04	0,75	254	11,8	13	2,27	6,8	28	3	16	44	-10	28	94	5,9	-10	0,3	0,2	2
HP-44	1,1	335	8,53	17	1,32	7,9	24	11	59	17	39	89	104	14	20	-0,2	-2	2

Unidade Conceição

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-54	0,3	180	5,3	5,1	1,15	5	41	1	-20	17	-15	10	81	1	-10	-0,2	-2	1
HP-56	0,4	136	11,9	6,6	3,34	4,1	6,2	1	-20	42	-15	7	59	-1	-10	-0,2	-2	2
HP-68	0,5	204	10,8	7,8	3,87	5,4	7	3	-20	22	61	26	-30	8	15	0,3	-2	1
HP-72	0,5	216	12,1	7,4	2,82	5,8	23	3	-20	39	-15	24	34	5	-10	-0,2	-2	2
HP-72EN	0,9	311	19,9	16	8,34	9,1	322	14	66	54	46	63	167	19	82	0,3	-2	3

Granito do Cerne

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-58	0,6	288	18,5	11	2,97	7,3	9,2	3	-20	30	-15	24	59	3	-10	0,2	-2	1

Granito Morro Grande

SAMPLE	Ta	Zr	Th	Nb	U	Hf	Y	Sc	Cr	Pb	Ni	V	Zn	Co	Cu	W	Mo	Sn
HP-41A	1,5	292	21,5	15	3,46	7,7	43	7	-20	17	-15	30	64	7	15	1,5	-2	8

Complexo Granítico Três Córregos (CGTC)

Unidade Paina (UPN)

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-06	71,5	129	12,96	52,5	8,96	1,946	4,97	0,73	3,28	0,54	1,32	0,169	1,1	0,161

Unidade Arrieiros (UAR)

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-07	61,3	116	11,82	48,5	7,96	1,736	4,29	0,63	2,93	0,48	1,18	0,149	0,99	0,143
HP-48	63,2	124	14,2	49,7	8,42	2,063	5,50	0,69	2,92	0,54	1,36	0,189	1,11	0,150
HP-73	73,8	140	14,9	55,1	8,74	2,100	5,86	0,65	2,40	0,43	1,04	0,140	0,87	0,101
HP-77	99,7	187	20,6	76,4	12,1	2,833	8,12	0,93	3,43	0,63	1,47	0,201	1,11	0,122
HP-77EN	128	229	25,2	93,5	14,7	3,565	10,0	1,19	4,46	0,81	1,87	0,261	1,47	0,170
HP-83	86,3	159	16,5	59,7	9,68	2,329	6,19	0,73	2,76	0,50	1,24	0,178	1,11	0,139
HP-86	65,7	122	12,8	48,2	7,91	1,917	5,31	0,65	2,57	0,48	1,24	0,180	1,05	0,133
HP-88	52,9	97	10,3	37,3	6,13	1,541	4,27	0,51	2,04	0,37	0,99	0,153	0,94	0,122

Unidade São Sebastião (USS)

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-04	87,9	130	14,79	59,4	9,35	2,091	5,93	0,82	4,06	0,73	1,87	0,252	1,48	0,229
HP-44	73,5	149	17,1	63,1	11,0	2,714	7,55	1,03	4,18	0,80	1,95	0,281	1,67	0,192

Unidade Conceição

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-54	37,0	62	7,49	28,4	5,43	1,636	5,28	0,83	4,26	1,01	2,82	0,491	3,21	0,553
HP-56	29,6	57	6,25	22,0	3,93	0,966	2,30	0,29	1,08	0,17	0,42	0,055	0,36	0,040
HP-68	54,1	95	9,92	34,9	5,13	1,231	3,47	0,37	1,23	0,22	0,50	0,064	0,40	0,041
HP-72	47,7	87	9,19	33,0	5,32	1,340	4,17	0,54	2,36	0,56	1,57	0,287	1,93	0,307
HP-72EN	318	466	122	623	131	33,61	99,7	13,0	51,3	9,52	22,8	3,276	18,8	2,140

Granito do Cerne

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-58	73,6	132	13,7	49,4	7,41	1,757	4,65	0,48	1,71	0,27	0,64	0,084	0,50	0,054

Granito Morro Grande

SAMPLE	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu
HP-41A	48,0	100	11,7	41,3	8,22	1,161	6,46	1,17	6,04	1,32	3,63	0,632	4,14	0,618

APÊNDICE 3

LITOGEOQUÍMICA, GEOCRONOLOGIA (U-PB) E GEOLOGIA ISOTÓPICA
DOS COMPLEXOS GRANÍTICOS CUNHAPORANGA E TRÊS CÓRREGOS
ESTADO DO PARANÁ.

APÊNDICE 3 - MAPA GEOLÓGICO
Modificado
CPRM, 1977; Biondi *et.al.* 1983;
Campanha *et.al.* 1988; Reis Neto, 1994;
Silva *et.al.* 1998; Prazeres Filho *et.al.* 1998

LEGENDA DOS PONTOS

- ponto descrito
- somente seção delgada
- análise química
- análise química + U-Pb
- análise química + Nd-Sr
- análise química + Nd-Sr-Pb
- análise química + U-Pb + Nd-Sr-Pb
- análise química + U-Pb + K-Ar + Nd-Sr-Pb

PLANIMETRIA

- Cidade
- Localidade
- Estrada Asfaltada
- Estrada de Terra
- Rio ou Córrego

GEOLOGIA

- Falha definida
- Falha inferida
- Falha de cavalgamento
- Dentes no bloco que subiu
- Granitóides Deformados
- Metamorfismo de contato
- Direção e mergulho de xistossidade ou foliação

MAPA GEOLÓGICO DA REGIÃO INVESTIGADA
ESCALA 1:250.000
PARTE INTEGRANTE DA DISSERTAÇÃO DE MESTRADO
Hélio José dos Prazeres Filho
São Paulo - 2000