

Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação Em Geociências

**Geocronologia U-Pb em Zircão Detrítico Aplicada
ao Estudo de Proveniência de Metassedimentos do
Complexo Metamórfico Porongos – Região de Santana
da Boa Vista, RS.**

Leonardo Gruber

ORIENTADORA – Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

Porto Alegre – Dezembro – 2010

**Universidade Federal do Rio Grande do Sul
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação Em Geociências**

**Geocronologia U-Pb em Zircão Detrítico Aplicada
ao Estudo de Proveniência de Metassedimentos do
Complexo Metamórfico Porongos – Região de Santana
da Boa Vista, RS.**

Leonardo Gruber

ORIENTADORA – Profa. Dra. Carla Cristine Porcher

BANCA EXAMINADORA:

Prof. Dr. Miguel Angelo Stipp Basei, Instituto de Geociências,
Universidade de São Paulo

Prof. Dr. Márcio Martins Pimentel, Instituto de Geociências, Universidade
Federal do Rio Grande do Sul

Prof. Dr. Edinei Koester, Instituto de Geociências, Universidade Federal
do Rio Grande do Sul

Dissertação de Mestrado apresentada como requisito parcial para
obtenção do título de Mestre em Geociências.

Porto Alegre – Dezembro – 2010

Gruber, Leonardo

Geocronologia U-Pb em zircão detrítico aplicada ao estudo de proveniência de metassedimentos do Complexo Metamórfico Porongos – Região de Santana da Boa Vista. / Leonardo Gruber. - Porto Alegre : IGEO/UFRGS, 2010.

[122 f.] il.

Dissertação (Mestrado). - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Instituto de Geociências. Programa de Pós-Graduação em Geociências. Porto Alegre, RS - BR, 2010.

Orientação: Prof^a.Dr^a. Carla Cristine Porcher

1. Complexo Metamórfico Porongos. 2. U-Pb em zircão.
3. Proveniência. I. Título

Catlogação na Publicação

Biblioteca Geociências - UFRGS

Miriam Alves CRB 10/1947

“...Felicidade para todos, de graça, e ninguém vai embora insatisfeito!”

Roadside Picnic

Boris & Akady Strugatsky

Agradecimentos

Este trabalho não poderia ter sido concluído sem a ajuda das seguintes pessoas:

Prof.^a Carla Porcher, Prof. Luís Alberto D'ávila Fernandes, Prof. Márcio Martins Pimentel, Prof. Rômulo Conceição, Dr. Luís "Dente" Grafulha Morales e Dra. Cristine Lenz pelas discussões que ajudaram a conter as idéias megalomânicas (ou simplesmente deslocadas) que eu tive durante esse período. MUITÍSSIMO GRATO!

Prof. Fardi Chemale Jr, Prof. José Carlos Frantz, Prof.^a Juliana Marques Charão, Dr. Ivo Dussin, Prof. Koji, pelo suporte que sem dúvida nenhuma fez toda diferença na conclusão deste trabalho! Obrigado!

Os secretários do Pós, Roberto "Robertinho" Martins Pereira e Letícia Maria Barbosa, que me aturaram muito! Eles merecem um grande "muito obrigado"! E ao prof. Elírio Told Jr. e demais professores do instituto, pela competente administração do Programa de Pós-Graduação em Geociências da UFRGS!

Técnicos e colegas do laboratório (alguns são doutores, outros mestres, outros graduandos) Anelise Bertotti, André Abreu Martins, Mariana Machado Assis, Thiago, Fernanda, Ana, Kellen, Rossana e a todos os que por falta de memória eu tenha me esquecido de citar pelo nome! Valeu!

Ao mestrando Ádrio "Sarge" Peixoto pela baita força no campo! Valeu mesmo!

Meu mais sincero obrigado ao técnico em Geologia Gilberto Silveira dos Santos, vulgo Giba, do CECO, pela ajuda com a separação dos grãos. Sem ele, não teria finalizado o trabalho. E ao Doutorando Sérgio Junges da UnB, pela ajuda num momento bem difícil com os mounts! MUITÍSSIMO GRATO!

Família, amigos que estão perto e longe, todos vocês contaram. Alguns mais atrapalharam do que ajudaram, mas faz parte. Valeu!

Resumo

Estudos de proveniência em zircões detríticos através do método U-Th-Pb (LA-ICP-MS) dos metassedimentos do Complexo Metamórfico Porongos determinaram a existência de duas áreas-fontes principais de onde derivaram idades paleoproterozóicas e mesoproterozóicas para os xistos Arroio Areião, Cerro Cambará e quartzo milonitos associados. Foram obtidas idades entre 967 ± 15 Ma e 2454 ± 26 Ma para a seqüência Arroio Areião, entre 894 ± 30 Ma e 2783 ± 18 Ma para a seqüência Cerro Cambará, e idades entre 1621 ± 16 Ma e 3185 ± 117 Ma para os quartzo milonitos associados.

A área fonte com idades paleoproterozóicas pode ser correlacionada às rochas do Complexo Encantadas, que faz parte do embasamento das unidades supracrustais. As áreas-fontes para os zircões mesoproterozóicos (entre 967 e 1621 Ma) não foram ainda reconhecidas no Cinturão Dom Feliciano. Estes zircões podem ser derivados de associações de rocha pertencentes aos cinturões mesoproterozóicos (orogêneses Elzeverian e Grenville), associados ao sistema geodinâmico que incluí os crátons Amazonas, Kalahari, Congo – São Francisco e Laurencia e cinturões associados. O ambiente geotectônico de formação da paleobacia Porongos é compatível com a margem passiva, onde se estabeleceu um arco magmático. Este trabalho demonstra que do ponto de vista isotópico e estratigráfico, não existem diferenças significativas de idades detríticas entre as seqüências metassedimentares que afloram nos flancos da Antiforme de Santana da Boa Vista.

Palavras-chave: Complexo Metamórfico Porongos; Idade U-Pb em zircão; Proveniência

Abstract

Provenance studies based upon detritic zircon grain U-Th-Pb methodology (LA-ICP-MS) from metasediments of Porongos Metamorphic Complex have determined the existence of two principal source-areas with paleoproterozoic and mesoproterozoic ages to the schists of Arroio Areião, Cerro Cambará and associated quartz mylonites. Where obtained ages between 967 ± 15 Ma and 2454 ± 26 Ma to the Arroio Areião sequence, between 894 ± 30 Ma and 2783 ± 18 Ma to Cerro Cambará sequence, and 1621 ± 16 Ma e 3185 ± 117 Ma to the associated quartz mylonites.

The source-area with paleoproterozoic ages can be related to the Encantadas Complex rocks, which is basement of the supracrustal sequences. The source-areas to the mesoproterozoic zircons (between 967 and 1621 Ma) are not recognized in the Dom Feliciano Belt. These zircons can be related to mesoproterozoic petrotectonic associations (Greenville and Elzeverian orogens) associated to the geodynamic system that includes the Amazon, Kalahari, Congo – São Francisco and Laurentia cratons, and associated belts. The tectonic environment of Porongos paleobasin it's compatible with a passive margin, after where established a magmatic arc environment. This work shows that from isotopic and stratigraphic point of view there is no significantly differences between the metasedimentary sequences cropping out in both Santana da Boa Vista antiform flanks.

Keywords: Porongos Metamorphic Complex; Zircon U-Pb ages; Provenience

Sumário

Capítulo 1	15
Introdução.....	15
Capítulo 2	17
Tipos de Ambientes Tectônicos e Deposição Sedimentar.....	17
2.1 - Tipos de Ambientes Tectônicos e Deposição Sedimentar	18
2.1.1 - Margens Passivas e Rifts	18
2.1.2 - Sistema de Arco.....	19
2.1.3 - Bacias de Ante-Arco ou Frontal (<i>Forearc</i>)	20
2.1.4 – Arcos Magmáticos	20
2.1.5 - Bacias de Retro-Arco Continentais.....	21
2.1.6 – Ambientes Divergentes.....	22
2.2 – Reconstrução Paleotectônica Pré-Gondwana.....	23
Capítulo 3	34
Metodologias: Materiais e Métodos	34
3.1 - Espectrometria de Massa	36
3.2 - Geocronologia.....	38
3.2.1 - Datação U-Pb em Zircão	39
3.2 – Características Químicas do Zircão	42
3.2.1 – Morfologia e Composição	43
3.2.2 – Análises Texturais	45
3.3 – Análises Qualitativas X Análises Quantitativas em Estudos de Proveniência com Zircão	48
3.3.1 – Interpretação de Dados em Proveniência.....	51
Capítulo 4	55
- Geologia Regional –	55
4.1 O Escudo Sul Rio-Grandense	55
4.2 - Cráton Rio de la Plata	56
4.4 - Cinturão Dom Feliciano.....	57
4.5 - Complexo Metamórfico Porongos.....	60
4.5.1 - Seqüências Analisadas	64

Capítulo 5	66
– Conclusões –	66
5.1– Idades de Deposição.....	66
5.1.1 – Xistos Cerro Cambará	66
5.1.2 – Xistos Cerro Cambará	66
5.1.3 – Xistos Arroio Areião	66
5.1.4 – Quartzos milonitos	67
5.2 - Ambientes Depositionais e Fechamento de Bacia	67
5.3- Áreas-fontes.....	68
5.4 – Conclusões	70
Capítulo 6	73
– Referências Bibliográficas –	73
Capítulo 7	86
Artigo Submetido	86

Lista de Figuras

Figura 1 - Sistema de arco-fossa com subducção de crosta oceânica, com formação de arco vulcânico devido a fusão da placa subducante. Este sistema dá origem a quatro tipos principais de bacias – bacias de retroarco, ante-arco, prisma acrescionário e trincheira. (Retirado de Nichols, 2009). 20

Figura 2 - modelos clássicos de eventos piroclásticos para vulcões atuais – Pliniano, Stomboliano e Vulcaniano (retirado de Nichols, 2009). 21

Figura 3 - Formação de bacias ao longo de um Ciclo de Wilson, a partir do rifteamento da crosta até uma orogênese colisional (retirado de Nichols, 2009). 23

Figura 4 - Reconstrução do Rodinia (Cr. 1,0 Ga), retirado de Cordani *et al.*, 2003. O autor baseou a figura (e os modelos propostos) em Dalziel *et al.*, 2000; Moores 1991 (SWEAT); Karlstrom *et al.*, 1999 (AUSWUS) e Wingate *et al.*, 2002 (AUSMEX). Crátons – K – Kalahari CSF – Congo-São Francisco; LP – Rio de La Plata; AM – Amazonia; WA – West Africa; B – Baltica; L – *Laurentia*; AN – Antartica Norte, M – Madagascar; I – India; A – Austrália; S – Siberia; CGM – Coats Land, Grunehogna, Maudhein. 24

Figura 5 - (A) - Modelo clássico do supercontinente Rodínia; (B) - Modelo clássico de rompimento do Rodínia (Retirado de Kearey *et al.*, 2009). 25

Figura 6 - Reconstrução geodinâmica da evolução do Rodínia (extraído de Li *et al.*, 2007) entre 1100 Ma e 780 Ma, com o pico de aglutinação dos crátons durante a formação do Rodínia em 900 Ma (D) e rifteamento devido a uma superpluma em 825 Ma (E). A paleobacia do CMP estaria situada entre algum lugar entre os crátons Rio de La Plata, *Laurentia*, Amazonia e Kalahari (A), sendo que posteriormente o Rio de La Plata, o Kalahari, o Amazonas e o Congo-São Francisco se aglomeram em cerca de 1000 Ma (B para C). 28

Figura 7 - Reconstrução clássica e nova do Rodínia. Em amarelo: cinturões móveis com 1.3-1.0 Ga; em verde: continentes com informação paleomagnética (~750 Ma). Reconstrução de cr. 750 Ma. Retirado de Torsvik (2003). 29

Figura 8 - Frequência de Idades U-Pb de zircão marcando as idades principais dos eventos de construção de crosta para os crátons sul-americanos (retirado de Hartmann *et al.*, 2002). 31

Figura 9 - Histograma de freqüência de idades detríticas e ígneas para os crátons próximos do RdIP na evolução do Rodínia / Gondwana. Retirado de Condie <i>et al.</i> , 2009.	33
Figura 10 -- Fluxograma de preparação de amostras do Laboratório de Geologia Isotópica - UFRGS.....	35
Figura 11 - ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica do CPGq – IG/UFRGS.....	37
Figura 12 - Diferentes sistemas acoplados ao ICP-MS: A tocha de plasma vaporiza a amostra, que é ionizada e sugada por um nebulizador para o tubo de vôo, onde um conjunto de lentes direciona os íons para os multicoletores. (Fonte: Finnigan Neptune-Hardware Manual).	37
Figura 13 - Laser New Wave UP 213 do ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica do IG, UFRGS.	38
Figura 14 - Série de decaimento do ^{238}U para ^{206}Pb (retirado de Allégre, 2008). Cada elemento possui seu tempo de meia-vida indicado em <i>yr</i> (<i>years</i> – anos).	40
Figura 15 - Variações de morfologia externa (grãos entre 70 e 250 Mm). De 1 a 21: Morfologia variável, mostrada de acordo com o diagrama de classificação de Pupin (1980) Imagens por SEM, BM e TL. 1 – Grão prismático euédrico; 2 – Apenas uma pirâmide desenvolvida em um subnúcleo largo; 3,4 – Grão com núcleo xenocrítico subédrico; 5 – Núcleo xenocrítico fantasma evidenciado apenas por estruturas de bolha; 6 – grão subvulcânico. 7 – geminação complexa; 8 – grão sem nenhuma face prismática; 9, 10 – cristais geminados de geometria plana; 11, 12 – prismas típicos de baixa velocidade de cristalização; 13, 14, 15 – fragmentos de zircão; 16 – prismas alongados típicos de cristalização rápida; 17, 18 – prismas fraturados de zircões oriundos de gabro; 19, 20, 21 – núcleos proeminentes sobrecrecidos sobre prismas límpidos; 22 – agregado de zircão em plutônica tipo-A; 23 – cristal de zircão de borda fina vazia; 24 – fragmento típico de populações extraídas de rochas máficas; (25-27): frãos reabsorvidos compostos (cauliflor): 25, 27 – típicos de meta-trondhjemitos; 26 – típicos de gnaiss máfico; 28-30: zircões reabsorvidos magmáticos sem sobrecrecimento; 28 – xenocristal solto em granitóide; 29-30: xenocristais reabsorvidos em rocha vulcânica piroclástica; 31-34: zircões sub-arredondados a multi-facetados; 31 – em metagabro; 32 – em leucogranito;	

33,34 – em xenólito crustal profundo; 35-36: zircões relacionados a impacto de meteoritos; 35 – reabsorvido com traços de deformação planar; 36 – crescimento pós-impacto de zircão policristalino. Retirado de Corfu *et al.*, 2003. 44

Figura 16 - Zonação de zircões magmáticos; 1-2: Crescimento por zonação complexa, com reabsorção local em zircão de granito anatótico; 3-4: Zonação setorial; 3 – paralela ao eixo C; 4 – seção normal ao eixo C; 5-6: zonação em trilha; 5 – zircão de norito, com larga banda zonada superimposta por domínio textural irregular; 6 – pontos claros indicando fraturas alteradas perturbando a zonação original; 7-8: crescimento de esqueleto; 7 – fragmentos de zircão incompletos com crescimento em lados opostos ao do plagioclásio; 8 – zircão incompleto devido ao rápido arrefecimento, seção perpendicular ao eixo C. Retirado de Corfu *et al.*, 2003. 47

Figura 17 - O erro relativo esperado na população observada em função do número de grãos analisados. Cada ponto representa os erros observados (dois padrões de desvio relativo) em conjunto de dados gerados sinteticamente pela simulação Monte Carlo de repetição randômica em desvios de 2..... 49

Figura 18 - Número de grãos (k) necessários para aumentar a qualidade de uma análise e diminuir a chance de perder-se uma determinada população (P_{Max}); A – em função do número de grãos e B – em função do número de populações relevantes encontradas (Retirado de Vermeesh 2004)..... 50

Figura 19 - Curvas demonstrando a distribuição de ni, observada em uma simulação de populações de 2%, 5%, 10% e 20% para n=25. Barras verticais indicam a média dos valores para respectivos tamanhos de população observados após 2000 tentativas. Este gráfico demonstra que os grãos de tamanho menor são subestimados quantitativamente em conjuntos de dados pequenos (Retirado de Andersen 2005). 51

Figura 20 - Histograma de freqüência x idade de amostras analisadas (Barton *et al.*, 1989, Dodson *et al.*, 1988, Amelin 1998, Nelson 2001 , citados em Fedo *et al.*, 2003) de quartzitos da África do Sul. Para cada intervalo de idade é mostrado o número de grãos em faixas verticais. 53

Figura 21 - Localização do Escudo Sul Rio-grandense (retirado de Chemale 2000)..... 56

Figura 22 - Mapa geológico proposto para o Cinturão Dom Feliciano (retirado de Fernandes <i>et al.</i> , 1995a, b, modificado por Lenz 2006), dividido em 3 domínios tectônicos principais.....	59
Figura 23 - Complexo Metamórfico Porongos (extraído de Porcher, 1992). A área selecionada indica a base deste trabalho.....	60
Figura 24 - Gráfico de evolução de ENd para as amostras metassedimentares do CMP, comparadas com o embasamento – Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista. Dados de Gruber (2007), Chemale Jr. (2000) e Saalman <i>et al.</i> (2006).....	64
Figura 25 - Distribuição de todas idades detríticas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão para o CMP obtidas neste trabalho.....	68
Figura 26 –Reconstrução paleogeográfica do Rodínia. O círculo cinza-claro mostra a provável localização da paleobacia Porongos á época da sedimentação mesoproterozóica. As faixas cinzas representam as idades mesoproterozóicas do CMP nos histogramas sendo comparadas com idades ígneas e detríticas de outros crátons e cinturões próximos ao CMP a cerca de 1000 Ma; Figura modificada de Cordani <i>et al.</i> , 2003; Dados referentes aos cinturões mesoproterozóicos do Cráton Amazônico retirados de Cardona <i>et al.</i> , 2010; Cinturão Damara-Gariep-Kalahari de Basei <i>et al.</i> , 2008; Western Africa Craton de Soumalia <i>et al.</i> , 2008; Histograma de freqüência do cráton <i>Laurentia</i> de Krossfjorden Complex de Petterson <i>et al.</i> , 2009 e Gnaisses Seve Nappe de Williams e Claesson, 1987.....	71

Lista de Abreviaturas

ESRG – Escudo Sul Rio Grandense

CMP – Complexo Metamórfico Porongos

ZSDC – Zona de Cisalhamento Dorsal Canguçu

CDF – Cinturão Dom Feliciano

BSG – Bloco São Gabriel

RdIP – Rio de La Plata (Cráton)

T_{DM} – Time of Depleted Mantle (Idade-modelo de depleção mantélica)

CHUR – Chondritic Uniform Reservoir (Reservatório Condritico Uniforme)

LA-ICPM-MS - Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (Espectrometria de massa por ablação laser com plasma acoplado)

TIMS – Thermal Ionization Mass Spectrometry (Espectrometria de massa por ionização termal)

Capítulo 1

Introdução

O Complexo Metamórfico Porongos (CMP) está localizado no domínio central-oeste do Cinturão Dom Feliciano (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995), de idade neoproterozóica (Frantz *et al.*, 1999). O CMP consiste de seqüências sedimentares e vulcânicas, metamorizadas em fácies xistos verdes e localmente fácies anfibólito (Jost & Bitencourt, 1980). Estas seqüências foram depositadas sobre um embasamento siálico paleoproterozóico - Complexo Encantadas – e se encontram intercaladas tectonicamente quartzo-milonitos, filonitos e *metacherts*. Estas seqüências supracrustais foram metamorizadas há cerca de 650 Ma (Lenz *et al.*, 2005).

O ambiente e idade de deposição da seqüência vulcano-sedimentar é controverso. Baseados em relações litológicas e observações estruturais, os ambientes de margem passiva e retaguarda de arco (Jost & Bitencourt, *op.cit*; Porcher & Fernandes, 1990) foram propostos. Mais recentemente, com o uso de geoquímica de elementos-traço e isótopos, foram propostos ambientes de margem passiva ou rift (Hartmann *et al.*, 2004; Saalman *et al.*, 2006) e arco magmático, possivelmente rift continental (Gollmann *et al.*, 2008). Os zircões detríticos de quartzo-milonitos do CMP, analisados em U-Pb, foram considerados oriundos de crostas paleoproterozóicas. Mais recentemente, contudo, Gruber (2007) e Basei *et al.* (2008) identificaram idades mesoproterozóicas e neoproterozóicas nas seqüências de metapelitos da Antiforme de Santana.

A geocronologia pode ser usada para identificar e quantificar as possíveis áreas-fonte de acordo com as idades obtidas. Para tanto, a metodologia U-Pb aplicada em zircões detríticos (de origem sedimentar) pode fornecer importantes informações a respeito do tipo de área-fonte, o ambiente de deposição e sua idade.

Objetivando definir as principais idades de proveniência das seqüências metassedimentares do CMP e respectivos ambientes de deposição, utilizou-se aqui a metodologia U-Pb em zircão, centrando os estudos em duas das seqüências mais ao sul da Antiforme de Santana, Xistos Arroio Areião e Xistos Cerro Cambará, além de quartzo-milonitos do CMP.

Esta dissertação está estruturada na forma de artigo científico, conforme as normas do Programa de Pós-Graduação em Geociências (PPGEO) da UFRGS. Os Capítulos II-IV constituem o “Estado da Arte” requerido pelo programa:

- Capítulo I – Introdução, onde são detalhadas as questões que foram levadas em conta para elaboração desta dissertação, referente à evolução do Complexo Metamórfico Porongos,

- Capítulo II – Ambientes Tectônicos da Deposição Sedimentar: detalhe os principais tipos de ambientes de tectônicos propostos para a paleobacia em questão, e as reconstruções paleogeográficas anteriores a deformação no CMP;

- Capítulo III – Materiais e Métodos: detalha os métodos escolhidos para resolver as questões propostas neste trabalho;

- Capítulo IV – Geologia Regional: Revisa a bibliografia do CMP e detalha a geologia da área estudada;

- Capítulo V – Referências Bibliográficas;

- Capítulo IV – Artigo Submetido na revista *Pesquisas em Geociências* que apresenta os resultado deste trabalho;

- Capítulo VI – Considerações Finais: onde são apresentados os principais resultados e conclusões discutidos nesta dissertação.

Capítulo 2

Tipos de Ambientes Tectônicos e Deposição Sedimentar

Bacias sedimentares representam zonas na crosta, que por fatores geológicos diversos, encontram-se abaixo da linha de base erosiva. Estes fatores estão intrinsecamente relacionados à subsidência tectônica que permite a preservação dos sedimentos devido à posição vertical da crosta (Nichols, 2009), além da evolução crustal dos blocos tectônicos e crátons ao longo da história geológica.

Dentre as hipóteses discutidas a respeito da evolução da paleobacia do CMP, esta teria sido formado a partir de sedimentos depositados em ambiente do tipo margem passiva / rift ou um ambiente de arco magmático (Jost & Bitencourt, 1980; Hartmann 2004; Saalman *et al.*, 2006; Gollmann *et al.*, 2008), de idade mínima Neoproterozóica (Basei *et al.*, 2008).

Embora ainda seja incerto, é possível inferir que o ambiente responsável teria sido relacionado àqueles ambientes com deposição de sedimentos finos. Estes sedimentos finos (quartzitos, xistos e filitos das seqüências supracrustais da antiforme de Santana, além de margas, grafita-xistos e *cherts*) são considerados como provenientes de uma margem passiva junto ao bloco Encantadas (Hartmann *et al.*, 2004; Saalman *et al.*, 2006). Contudo, outros autores (Fragoso-César 1980; Fragoso-César *et al.*, 1982; Basei *et al.*, op.cit.) consideram que parte dos metassedimentos do Cinturão Dom Feliciano tem sedimentação em ambiente de margem passiva no Neoproterozóico.

Na Antiforme Capané, intercaladas com as seqüências sedimentares, estão rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, além de ultrabásicas e serpentinitos associados. As rochas vulcânicas da antiforme Capané mostram evoluções distintas, de afinidade toleítica transicional a cálcio-alcálicas (alto K), indicativo de processos formadores ligados a ambientes convergentes, com formação de arcos magmáticos. Dados de química de elementos-traço indicam que as rochas ultramáficas possuem comportamento de ETR's característicos de ofiolitos (Marques, 2003). Dados geoquímicos apresentados por Gollmann *et al.* (op.cit.) indicam que ao menos para a antiforme Capané, o ambiente de margem passiva não pode ser considerado responsável pela deposição e/ou intrusão das seqüências metavulcânicas.

Entre os possíveis ambientes de deposição desenvolvidos a partir de arcos, ambientes convergentes são os que melhor se enquadram no contexto tectônico proposto até agora para o CMP.

2.1 - Tipos de Ambientes Tectônicos e Deposição Sedimentar

2.1.1 - Margens Passivas e Rifts

Ambientes de margem passiva se caracterizam pela deposição de sedimentos clásticos maduros, principalmente quartzo-arenitos e em menor volume siltitos, além des carbonato de deposição marinha rasa (Condie, 1997).

Margens passivas geralmente são geradas após a evolução de *riffts* continentais. O tipo de sedimentação varia com os tipos de ambientes tectônicos adjacentes a margem. Quando bacias de retro-arco se desenvolvem entre margens passivas e arcos, a sedimentação de origem cratônica pode ser depositada junto com sedimentos vulcânicos típicos de arco. Sedimentos cratônicos podem ser descritos como quartzo-arenitos, no caso de intemperismo acentuado, baixo relevo próximo da área-fonte ou transporte prolongado. Em geral, espera-se que as assinaturas isotópicas obtidas para sedimentos de margem passiva apresentem fortes contribuições crustais (ϵNd negativo e razões de iniciais de $^{87}Sr/^{86}Sr$ altas).

A própria participação de sedimentação eólica, fluvial, deltaica ou marinha pode variar de acordo com o controle de soerguimento, a porção continental coberta por lâmina marinha, ou clima (Condie, 1997). Os tipos de bacias em margens passivas ou de rifteamento são bacias continentais e oceânicas.

As bacias oceânicas, proximais ou distais em relação ao arco, podem ser formadas entre cordilheiras em expansão ou bacias oceânicas sem atividade tectônica, e em bacias oceânicas que não são fechadas completamente ao cessar da subducção (Ingersoll & Busby, 1995).

No caso de bacias intracratônicas de continente, o condicionamento de falhamentos em grábens e meio-grábens acaba por formar bacias mais jovens orientadas na direção do falhamento normal.

As diferenças entre o comportamento da bacia intracratônica e do cráton é que, a primeira possui comportamento heterogêneo a deformação, enquanto os crátons apresentam resposta homogênea a processos estruturais (Ingersoll & Busby, op.cit.).

2.1.2 - Sistema de Arco

Assembléias de rocha relacionadas a arcos podem ser divididas em três zonas principais: o espaço da trincheira do arco, o arco em si, e a parte detrás do arco (Fig. 1). Um arco de margem continental é caracterizado pela trincheira; um prisma acrescionário com bacias frontais ao arco (ante-arco) e bacias de arco; e um cinturão de cavalgamento e bacias de *back-arc* - retaguarda ou retro-arco(Condie, op.cit.).

Sistemas de arco são gerados em ambientes convergentes de placa, em sistemas distensivos, neutros ou compressionais. Os sistemas distensivos são geralmente intraoceânicos devido à formação de crosta oceânica dentro ou atrás dos arcos (Dewey, 1980). A distensão é favorecida com o recuo rápido da fossa em relação à migração da placa superior em direção a mesma. Sistemas compressivos ocorrem onde a placa cavalgante avança em direção à fossa mais rápido do que o recuo da mesma. Sistemas neutros são formados quando o recuo da fossa é aproximadamente igual ao avanço da placa cavalgante.

No sistema de arco, ocorre deposição sedimentar clástica terrígena imatura e vulcanismo bimodal. O próprio controle da bacia sedimentar pode ocorrer pelo magmatismo associado ao processo de extensão da litosfera. Em termos vulcânicos, as principais composições são basaltos toleíticos e vulcanismo ácido (fluxos de tufos e cinzas ou domos de vidro vulcânico). As características geocronológicas e isotópicas esperadas para este tipo de associação vulcanossedimentar incluem idades significativamente mais jovens e com variações positivas de ϵNd em relação aos sedimentos terrígenos.

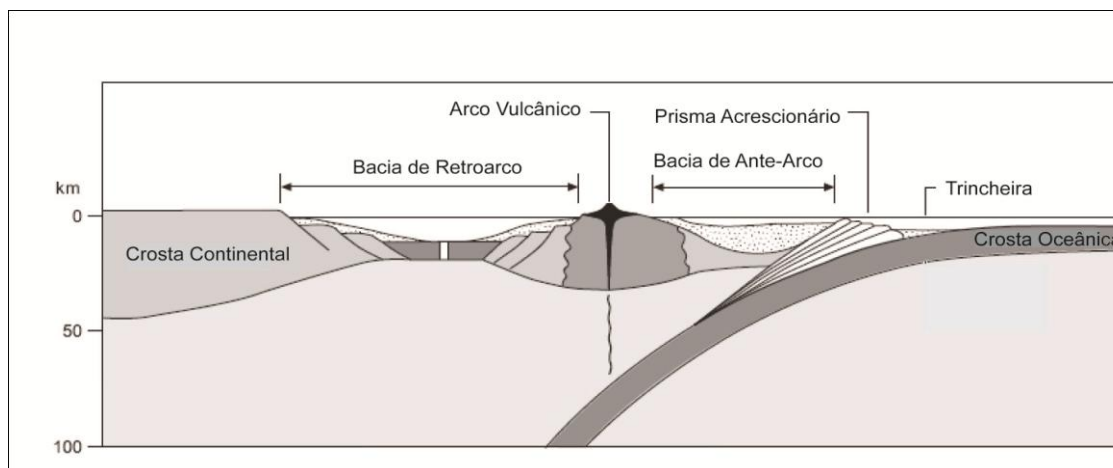


Figura 1 - Sistema de arco-fossa com subducção de crosta oceânica, com formação de arco vulcânico devido a fusão da placa subducvente. Este sistema dá origem a quatro tipos principais de bacias – bacias de retroarco, ante-arco, prisma acrescionário e trincheira. (Retirado de Nichols, 2009).

2.1.3 - Bacias de Ante-Arco ou Frontal (*Forearc*)

São bacias desenvolvidas no lado das trincheiras junto do arco. São caracterizadas pela presença de sedimentos marinhos (turbiditos) de origem local ao arco, variando em estágio e abundância de acordo com o nível de desenvolvimento do arco (Condie, 1997).

Na área de *fore arc* ocorre também a formação dos prismas acrescionários.

2.1.4 – Arcos Magmáticos

Podem ser classificados como arcos subaéreos ou marinhos. Arcos subaéreos são caracterizados por depósitos de fluxos associados com rochas piroclásticas, que geralmente ocorrem em vulcões estratificados. Arcos em ambientes marinhos são construídos por fluxos de basalto almofadados, grandes volumes de tufos hialoclásticos e brechas (Condie, 1997).

No caso de bacias intra-arco subaéreos, espera-se uma produção de material clástico associado ao material vulcânico. A deposição episódica de grandes volumes de material pode ser gerada por fluxos de *lahars* e clastos associados que se deslocam dezenas de quilômetros ou mais.

Arcos intra-oceânicos primitivos têm assoalho de crosta oceânica e são dominados por rochas ígneas de composição básica toleítica. A evolução destes arcos tende a gerar composições variadas entre cálcico-alcálicas, básicas a intermediárias (Ingersoll & Busby, 1995).

O tipo de vulcanismo associado influi diretamente na taxa de dispersão dos sedimentos vulcanogênicos. Em alguns casos, como no vulcanismo pliniano (magmatismo tipo andesítico a riolítico), a pluma de dispersão de um evento piroclástico pode chegar a 100 km (Fig. 2) (Nichols, 1999).

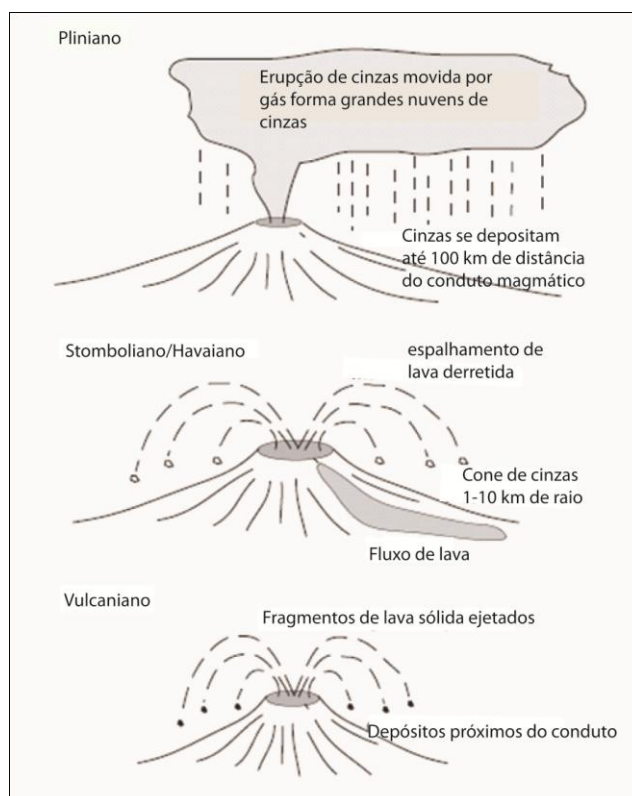


Figura 2 - modelos clássicos de eventos piroclásticos para vulcões atuais – Pliniano, Stomboliano e Vulcaniano (retirado de Nichols, 2009).

2.1.5 - Bacias de Retro-Arco Continentais

As bacias de retro-arco são geralmente pequenas bacias de afinidade continental ou oceânica que se formam atrás de arcos vulcânicos (Kearey *et al.*, 2009). As bacias de retro-arco de margem passiva tendem a receber sedimentos oriundos das zonas de cavalgamento. Estes ocorrem atrás do arco, evoluindo conforme o cinturão de cavalgamento, sendo que a grande característica deste tipo

de sedimentação é a presença de sedimentos sintectônicos. Porções proximais às bacias do tipo retro-arco continentais são caracterizadas por sedimentos aluviais grosseiros e arcóseos, enquanto que porções distais são caracterizadas por sedimentação fina e quantidades variáveis de sedimentação carbonática.

A progressiva erosão em um cinturão de cavalgamento leva à inversão da estratigrafia original da bacia (Condie, 1997). Ainda, a própria tensão em zonas de subducção pode ser considerada como fator principal na extensão do prisma de acreção, sendo que as zonas de maior tensão geram prismas de maior extensão.

2.1.6 – Ambientes Divergentes

Limites ativos de ambientes divergentes surgem da formação de um processo de rifteamento onde ocorrem duas fases evolutivas. Estas podem ser entendidas como uma fase pré-rifte e uma fase pós-rifte (fase de deriva), após a expansão do assoalho oceânico nas porções proximais da margem continental rifteada (Ingersoll & Busby, 1995). O rifteamento exige a presença de uma pluma mantélica convectiva ascendente na base da litosfera em época anterior à distensão crustal. Durante a evolução de um ciclo de Wilson (Fig. 3) a dinâmica de bacias muda de acordo com o ambiente tectônico, sendo que não é incomum uma bacia apresentar características híbridas (Nichols 2009).

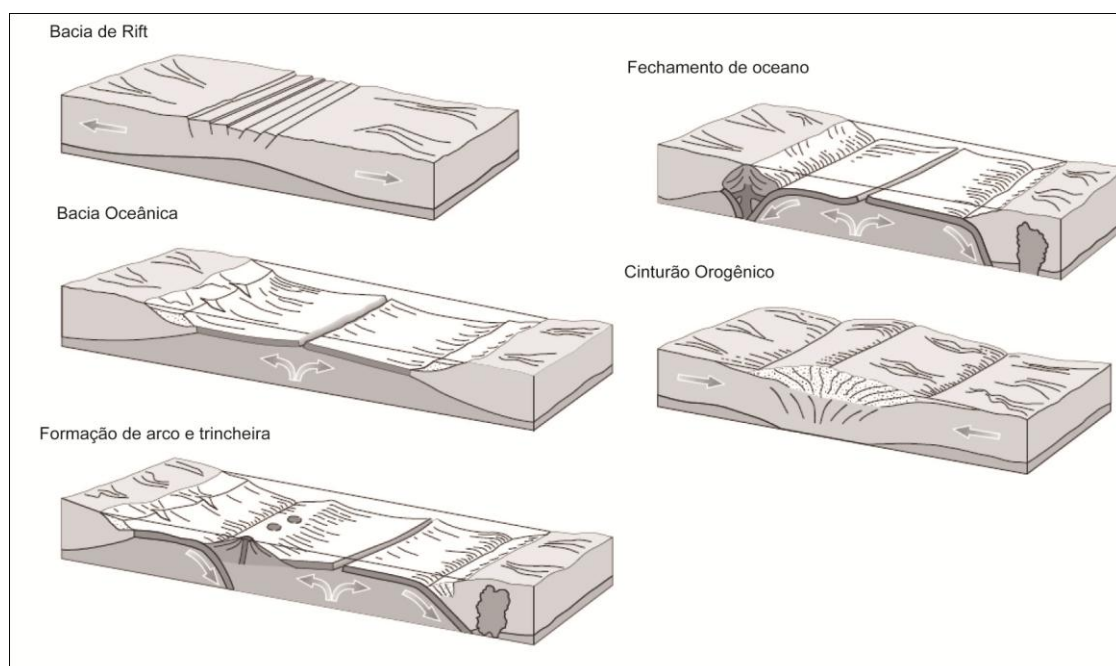


Figura 3 - Formação de bacias ao longo de um Ciclo de Wilson, a partir do rifteamento da crosta até uma orogênese colisional (retirado de Nichols, 2009).

2.2 – Reconstrução Paleotectônica Pré-Gondwana

A variação de idades de zircões detríticos obtidas neste trabalho e por outros autores para os metassedimentos da paleobacia do CMP indicam que estes sedimentos são provenientes principalmente de idades paleoproterozóicas a mesoproterozóicas. Reconstruções paleomagnéticas e tectônicas permitem uma aproximação das possíveis áreas-fonte dos sedimentos, baseados na idade e composição isotópica dos mesmos.

Para traçar a proveniência destes metassedimentos é preciso usar a configuração dos continentes durante a época anterior ao fechamento da paleobacia. Trabalhos como aquele apresentado por Hofmann (1991) posicionam o cráton Rio de La Plata entre os crátons da *Laurentia*, Amazonas e Congo. No caso dos metassedimentos do CMP, o período entre 900 e 700 Ma, durante o rompimento do Rodínia e o pré-amalgamento do *Gondwana*, entre 1100 e 570 Ma (Li *et al.*, 2007).

A reconstrução de supercontinentes requer, ainda, estudos paleogeomagnéticos, diferente de terrenos mesozóicos e cenozóicos, onde a posição paleogeográfica pode ser inferida ao se colocar junto margens continentais ou lineações oceânicas. A identificação de movimentos de placa através de métodos quantitativos para orógenos pré-Mesozóicos requer o uso de informações paleomagnéticas associadas à geocronologia de alta precisão, já que não temos a posição *in situ* da crosta oceânica faltante (Kearey *et al.*, 2009).

Os terrenos Greenvillianos, além de vários outros cinturões orogênicos, são caracterizados por gnaisses de alto grau associados a rochas metassedimentares clásticas e carbonáticas. Estes paragneisses são comumente de origem fluvial ou plataformal, intrudidos por rochas granitóides do tipo S (Passchier *et al.*, 1993). Dados isotópicos deste tipo de terreno indicam valores ϵNd negativos e razões $^{87}Sr/^{86}Sr$ de rochas formadas por crosta mais antiga, erodida ou fundida parcialmente. O núcleo do supercontinente Rodínia é formado por crátons cercados por cinturões móveis com estas assinaturas, tipicamente *Greenvillianas*, de idades em torno de 1,0 Ga (Rogers & Santosh, 2004), caracterizando o cráton Laurentiano

(América do Norte e Irlanda), flanqueado ao norte pela Antártica Leste. A província *Laurentia* continua diretamente no cráton Antártica Leste, e cinturões de mesma idade podem ser encontrados ao longo de fragmentos do *Gondwana* (Fig. 4). A idade de rifteamento devido a uma pluma mantélica data de ca. 750 Ma para esta província (Li *et al.*, 1999; 2004; 2007), tida como a idade provável de fragmentação do Rodínia. Esta fragmentação se deu ao longo da abertura de um proto-oceano pacífico (*Panthalassa*), com os blocos Antártica Leste, Austrália e Índia (*Gondwana* Leste) movendo-se em sentido anti-horário, colidindo com os blocos Congo, África Oeste e Amazonia (*Gondwana* Oeste) – Fig. 5 (Kearey *et al.*, 2009).

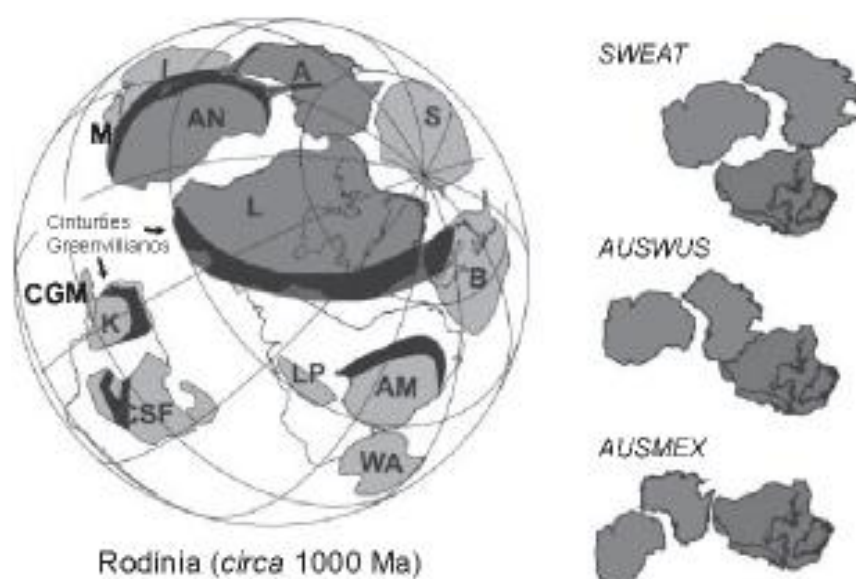


Figura 4 - Reconstrução do Rodinia (Cr. 1,0 Ga), retirado de Cordani *et al.*, 2003. O autor baseou a figura (e os modelos propostos) em Dalziel *et al.*, 2000; Moores 1991 (SWEAT); Karlstrom *et al.*, 1999 (AUSWUS) e Wingate *et al.*, 2002 (AUSMEX). Crátons – K – Kalahari CSF – Congo-São Francisco; LP – Rio de La Plata; AM – Amazonia; WA – West Africa; B – Baltica; L – *Laurentia*; AN – Antartica Norte, M – Madagascar; I – Índia; A – Austrália; S – Sibéria; CGM – Coats Land, Grunehogna, Maudhein.

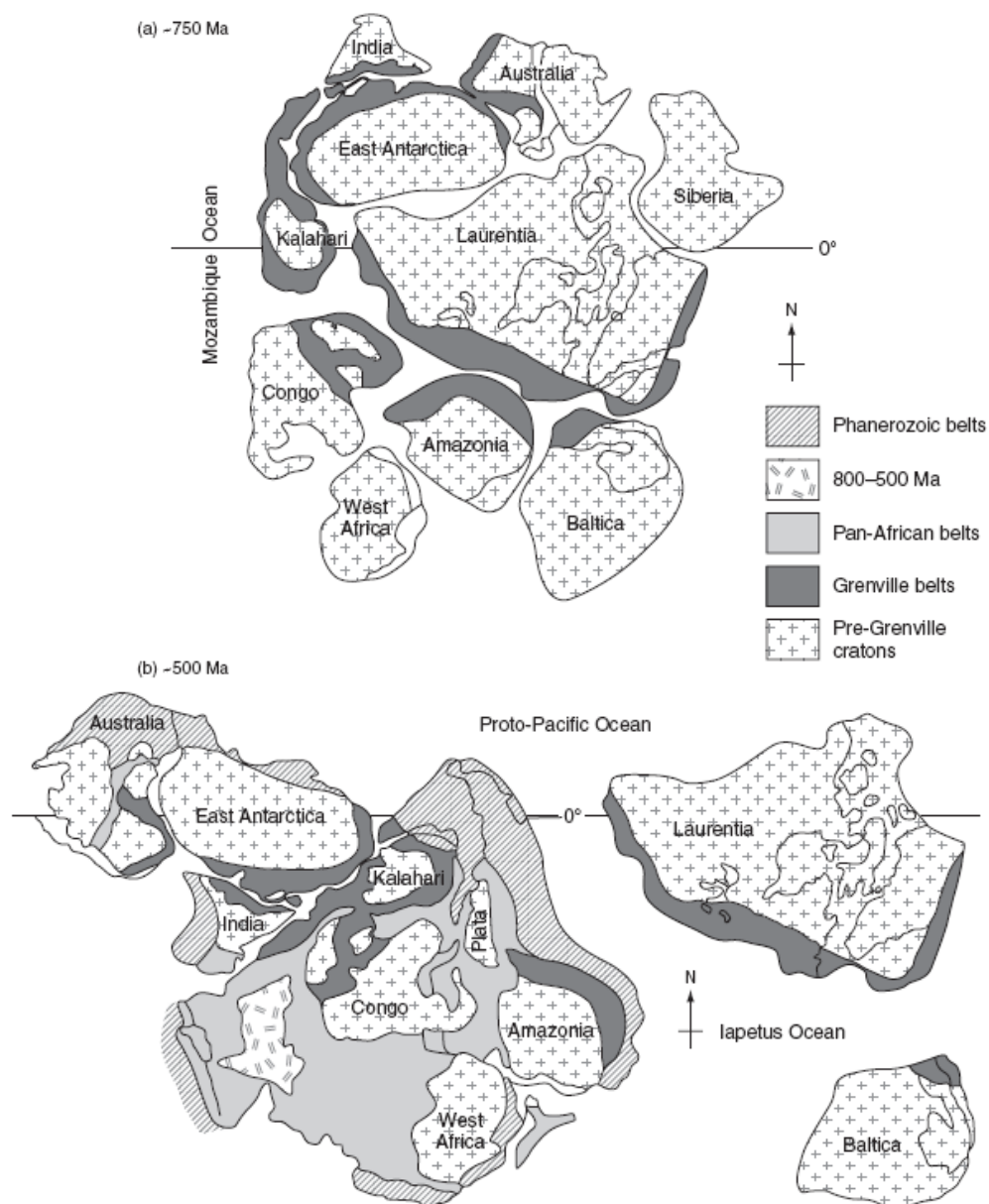


Figura 5 - (A) - Modelo clássico do supercontinente Rodínia; (B) - Modelo clássico de rompimento do Rodínia (Retirado de Kearey *et al.*, 2009).

Algumas dificuldades para a reconstrução paleogeográfica pré-godwânica são a carência de evidências paleomagnéticas. Estas são usadas junto das idades e assinaturas isotópicas para a reconstrução da configuração e quebra dos supercontinentes. No caso dos crátons atualmente na América do Sul, para os crátons do São Francisco e Congo (Cordani *et al.*, 2001), e também a falta de dados isotópicos para alguns dos crátons.

A configuração dos crátons adjacentes ao *Laurentia* durante a colisão e após, durante o rompimento do Rodínia (Fig. 5) é controversa, e atualmente são aceitos alguns modelos de reconstrução de placas (Liu *et al.*, 2007) – SWEAT, *Missing Link*, AUSWUS e AUSMEX:

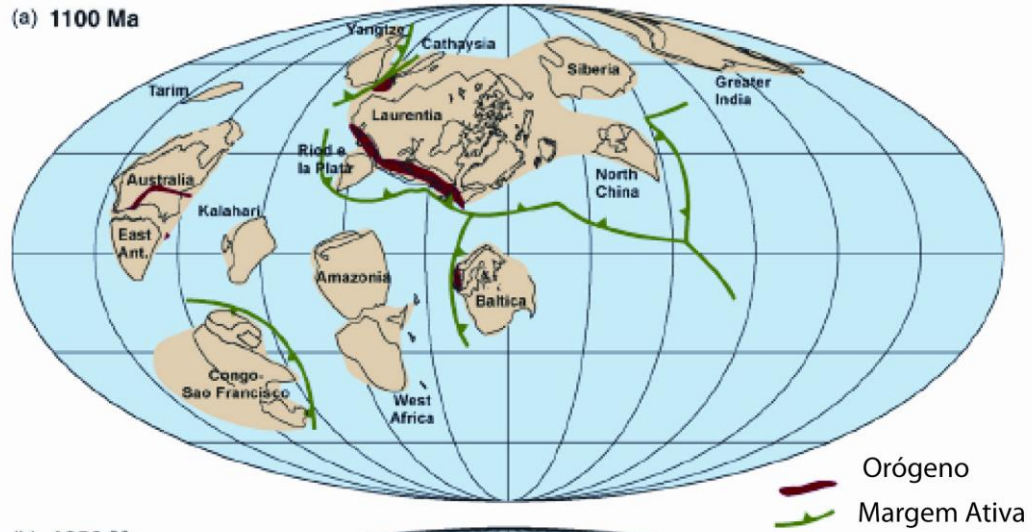
O modelo SWEAT (*southwest-US-east-Antartic*, ou sudoeste-EUA-leste-Antártica) é baseado em dados geofísicos e correlações stratigráficas, e foi proposto por Eisbacher (1985) - mais recentemente modificado por Hoffman (1991), Moores (1991) e Dalziel (1991). Neste modelo, cinturões orogênicos de afinidade greenvilliana existiram de 1900 Ma até o final do neoproterozóico, com descontinuidades na forma de terrenos exóticos de origem transantárticas de cerca de 1000 Ma (Borg & DePaolo, 1994). Evidências sugerem a presença de cinturões orogênicos de idades greenvillianas nas margens oeste Laurentiana e leste Australiana, além das montanhas transantárticas com idades mesoproterozóicas tardias. Outra possível província *Greenvilliana* foi identificada com uso de zircões detríticos no norte da bacia de *Queensland*, na Austrália. Além dessas, idades *Greenvillianas* foram identificadas também na margem leste da *Laurentia*. Segundo Li *et al.*, 2007, se houve de fato uma orogênese entre os crátons da *Laurentia* e Austrália-leste da Antártica, esta seria de idade Greenvilliana ou superior.

O modelo “*missing link*” (Li *et al.*, 1995, 2007) coloca o cráton do Sul da China entre Índia, Austrália e *Laurentia*, servindo como o elo de ligação perdido entre Austrália e *Laurentia*.

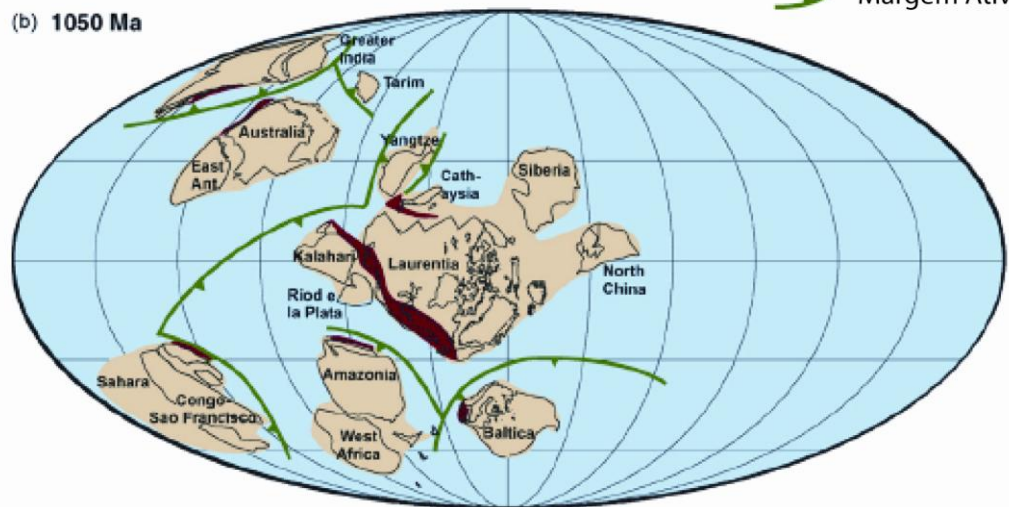
Os modelos AUSWUS (Austrália-Sudoeste dos Estados Unidos) e AUSMEX se baseiam na presença de idades de zircões detríticos compatíveis entre o cráton Australiano e do lado oeste do *Laurentia* (Karlstrom *et al.*, 1999). O modelo AUSMEX (Austrália-México) propõe uma posição diferente para os crátons da Austrália e oeste Laurentiano, baseado principalmente em dados paleomagnéticos. Dados isotópicos de rochas ultramáficas e dados paleomagnéticos parecem indicar que o início da fragmentação do Rodínia se deu devido a um evento de pluma por volta de 820 Ma, no cráton do Sul da China (Li *et al.*, 1999) (Fig. 6).

Modelos de reconstrução do Rodínia podem ser divididos, de maneira simplificada, entre o modelo clássico de Hoffman (1991) e o modelo de “Rodínia Espalhado” de Torsvik (2003) (Fig. 7).

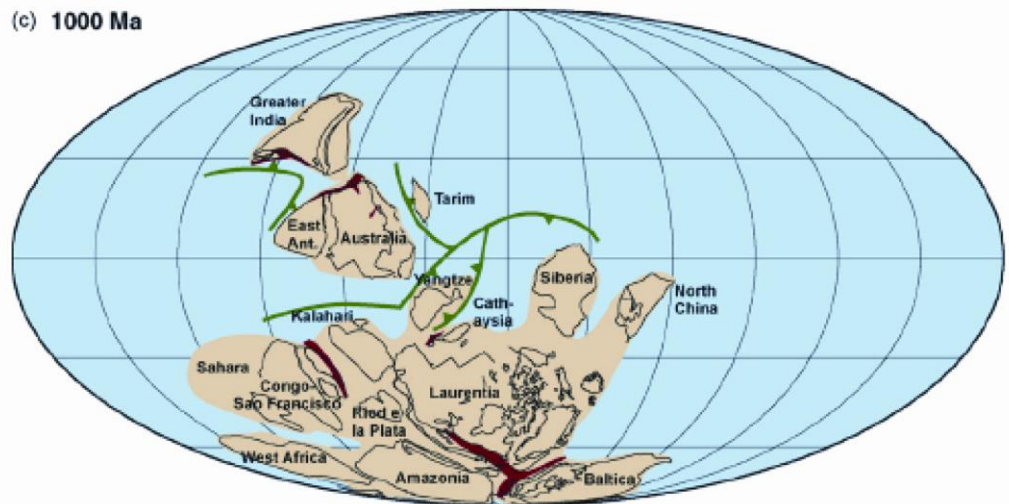
(a) 1100 Ma



(b) 1050 Ma



(c) 1000 Ma



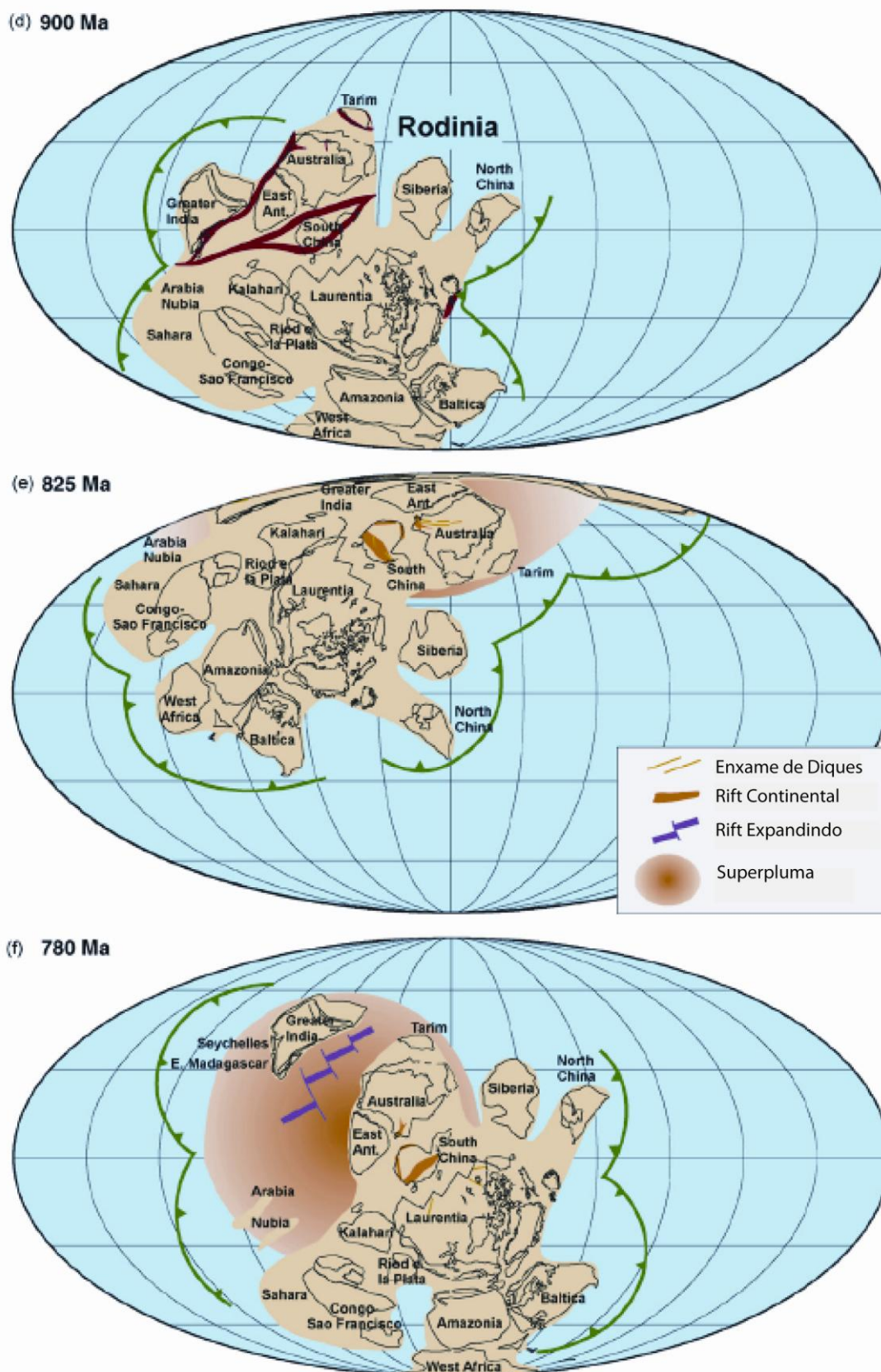


Figura 6 - Reconstrução geodinâmica da evolução do Rodínia (extraído de Li *et al.*, 2007) entre 1100 Ma e 780 Ma, com o pico de aglutinação dos crátons durante a formação do Rodínia em 900 Ma (D) e rifteamento devido a uma superpluma em 825 Ma (E). A paleobacia do

CMP estaria situada entre algum lugar entre os crátons Rio de La Plata, Laurentia, Amazonia e Kalahari (A), sendo que posteriormente o Rio de La Plata, o Kalahari, o Amazonas e o Congo-São Francisco se aglomeram em cerca de 1000 Ma (B para C).

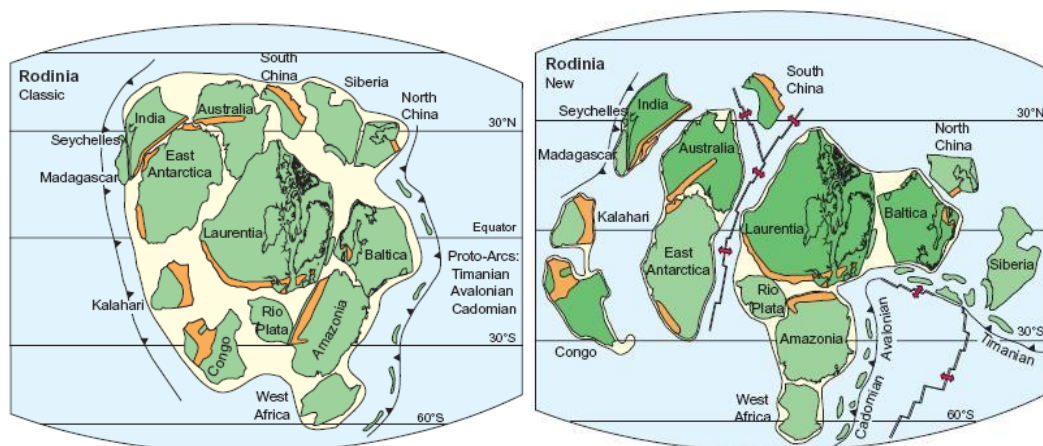


Figura 7 - Reconstrução clássica e nova do Rodínia. Em amarelo: cinturões móveis com 1.3-1.0 Ga; em verde: continentes com informação paleomagnética (~750 Ma). Reconstrução de cr. 750 Ma. Retirado de Torsvik (2003).

Nestes cenários, é possível correlacionar a paleobacia do CMP aos respectivos panoramas tectônicos propostos. No modelo clássico, o CMP, sendo considerado como uma margem passiva junto à foz do cráton Rio de La Plata estaria situado entre os crátons Congo, *Laurentia*, Kalahari, Amazônia e *Western Africa*. No modelo proposto por Torsvik (*op.cit.*), o RdIP poderia estar situado próximo ao bloco Antártica Leste. Neste cenário, os crátons Kalahari e Congo estariam distantes de margens passivas junto ao RdIP. A posição do microcontinente Encantadas (ou bloco Encantadas) ainda é discutível. Alguns autores consideram o bloco Encantadas como parte do Rio de La Plata (Fernandes *et al.*, 1995 a e b; Phillip *et al.*, 2009). Para outros autores, o bloco Encantadas faz parte do cráton Kalahari, tendo se deslocado do mesmo em direção ao La Plata no final do mesoproterozóico, sendo seguido pelo Kalahari na aglutinação que daria origem ao Gondwana (Chemale Jr., 2000; Saalman *et al.*, 2010).

Entre os terrenos próximos da paleobacia do CMP na época de sua sedimentação, para a reconstrução clássica do Rodínia, existem quatro cinturões orogênicos principais, todos apresentando idades de zircões ígneos entre 1,5 Ga a 0,7 Ga. Para a reconstrução proposta por Torsvik (2003), os cinturões próximos ao RdIP são três: Sunsás (Amazônia), Greenville (*Laurentia*) e Nimrod (Antártica). A

evolução tectônica dos crátons durante a formação e separação do Rodínia estão sumarizados na Figura 6.

Entre as alternativas de blocos próximos ao oceano entre os crátons Rio de La Plata, Amazonia e *Laurentia*, existe o orógeno Sunsás-Aguapei (Almeida *et al.*, 2000). Este orógeno do bloco sul-americano apresenta litologias típicas de um orógeno *Laurentiano*, com sedimentos de 1,3 Ga depositados sobre seqüências quartzosas Amazônicas. A atividade orogênica é marcada por basaltos de *circa* 1,1 Ga, e sedimentos metamorfizados em fácies anfíbolito a 1,1 Ga. Duas orogêneses principais – San Ignácio-Guaporé, de 1,3 Ga, e Sunsás-Aguapeí, de 0,95 Ga - marcam a colagem do Sunsás ao Rodínia. O cinturão San Ignácio é composto por xistos, meta-arcóseas e paragneisses de *circa* 1340 Ma. O cinturão Sunsás-Aguapeí é composto principalmente por metassedimentos clásticos, interpretados como seqüências de rift e margem passiva (Tassinari *et al.*, 2000). A idade das rochas ígneas relativas ao fechamento do sistema orogênico (rochas alcalinas e pegmatitos) é de cerca de 950 Ma. Em suma, o ciclo Sunsás tem idades magmáticas em torno de 1,35 a 1,0 Ga, com as mesmas idades das orogenias Elzeverian (1,29 – 1,18 Ga), Sawinigan (1,19 – 1,14 Ga), relativo a colisão continental entre os blocos que formaram o Rodínia (Orogenia Greenvilliana), Ottawan (1,08 – 1,02 Ga), e Rigolet, com fechamento entre 1,0 - 980 Ma, todas do bloco Laurentiano (Rivers, 1997).

Ainda em termos de idades mesoproterozóicas (de assinatura tipicamente Greenvillianas), as idades detríticas obtidas até agora para o CMP sugerem que terrenos *Laurentianos*, como o orógeno Appalachian, com idades entre 2,0 e 1,0 Ga (Fullagar, 2001), possam fazer parte das áreas-fonte. Parte da orogenia Greenvilliana é considerada como de aglutinação continental final do Rodínia, sendo o evento Elzeveriano (1,29 – 1,18 Ga) um evento orogênico de acresção separado (Rivers, *op.cit.*).

Esta variação de idades pode ser considerada também compatível com a orogênese *Columbia*, proposta por Rogers (1996) e Rogers & Santosh (2004). De acordo com estes autores, a orogênese de aglutinação do supercontinente Columbia teria aglutinado todos os blocos crustais entre 1,9 Ga e 1,5 Ga, com fragmentação começando em torno de 1,6 Ga até 1,4 Ga. No cráton Amazônico, esta orogênese

estaria representada pelos cinturões Rio Negro-Juruena e Rondonia, com idades de 1,8 Ga e 1,5 Ga.

Considerando os vários modelos evolutivos de construção de supercontinente, tais quais aglutinações de crátons, definidas como supercrátons por Bleeker (2003), a identificação de possíveis áreas-fonte das idades obtidas neste trabalho podem sofrer alterações. Um exemplo é em relação à disposição de crátons e faixas móveis durante a fragmentação do Rodínia e aglutinação dos blocos *Gondwana* e *Laurentia*. Ao invés de um único grande modelo supercontinental como o Rodínia, é possível que tenham existido núcleos cratônicos espalhados (tal qual a versão de “Rodínia Espalhada” de Torvisk, 2003), separados antes de 2.0 Ga, e que posteriormente teriam se aglutinado na formação do Rodínia.

Em estudos realizados a respeito dos principais ciclos que se desenvolveram em rochas dos crátons Rio de La Plata e Amazonia, considera-se a predominância de idades entre 2300 Ma e 1700 Ma como pertencentes ao ciclo Trans-Amazônico, e de 700 Ma a 500 Ma como Brasileiro (Fig. 8). Como o CMP está localizado sobre um embasamento paleoproterozóico de assinaturas do ciclo Transamazônico, é esperado que zircões detríticos de mesma idade representem sedimentos autóctones deste embasamento.

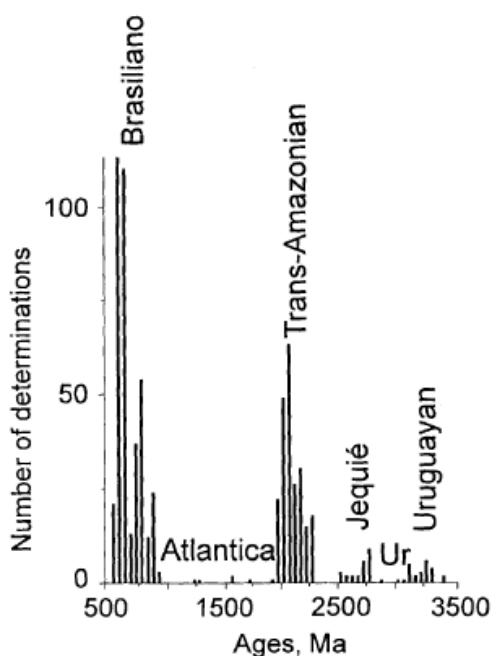


Figura 8 - Frequência de Idades U-Pb de zircão marcando as idades principais dos eventos de construção de crosta para os crátons sul-americanos (retirado de Hartmann *et al.*, 2002).

Idades fora do conjunto apresentado na Fig. 8 provavelmente são oriundas de eventos de construção de crosta distantes em relação ao CMP. Estes conjuntos de idades representam tanto idades detríticas quanto ígneas. Condie *et al.*, (2009) discutiram a relação entre idades U-Pb ígneas e detríticas e as dificuldades em relacionar os dois tipos. Para esses autores, a relação entre os picos de idades de formação de crosta e de sedimentação estão relacionados, porém as diferenças entre os tipos de análises (TIMS e SHRIMP / LA-ICP-MS) provocam diferenças na largura dos picos de idades (Fig 9). A existência de sedimentos alóctones, e/ou de áreas-fonte distantes, faz com que as idades obtidas em uma bacia possam não representar idades do embasamento/eventos ígneos do cráton onde a mesma está localizada.

Entre as prováveis idades de áreas-fonte para a paleobacia do CMP, estão idades relativas a três picos principais de idades relacionadas à construção de crosta, entre 2150-2000 Ma (ocorrências nos crátons da África, Sibéria, Austrália, Ásia Oriental, e como pico detrítico na Antártica), 1950-1850 Ma (ocorrendo na Ásia Oriental, América do Sul, Laurentia, Austrália e África) e 1800 e 1550 Ma (ocorrendo na Laurentia, Europa, Austrália, com poucas idades relatadas em crátons da Ásia, América do Sul e África). Ainda segundo Condie *et al* (2009), a América do Sul e África apresentam crátons com mais longos períodos de granitogênese no Paleoproterozóico.

O período entre 1500 e 1000 Ma (formação do supercontinente Rodinia) apresenta diversos picos de idades de cristalização de granitos tipo-A, embora estas idades dificilmente apareçam em mais do que quatro continentes ao mesmo tempo. Os picos de idades entre 1,2 e 1,0 Ga são geralmente considerados como resultado da amalgamação do Rodínia. Segundo Condie *et al* (2009), apenas a idade de 1100 Ma aparece em mais de cinco crátons. Este pico, representante de eventos de colisão de magnitude, aparece nos cinturões orogênicos da Laurentia, América do Sul (Cinturão Sunsás), cinturões do norte e sul da África (Cinturões Namaqua e Moçambique), Ásia, Sibéria, e em idades detríticas da Antártica.

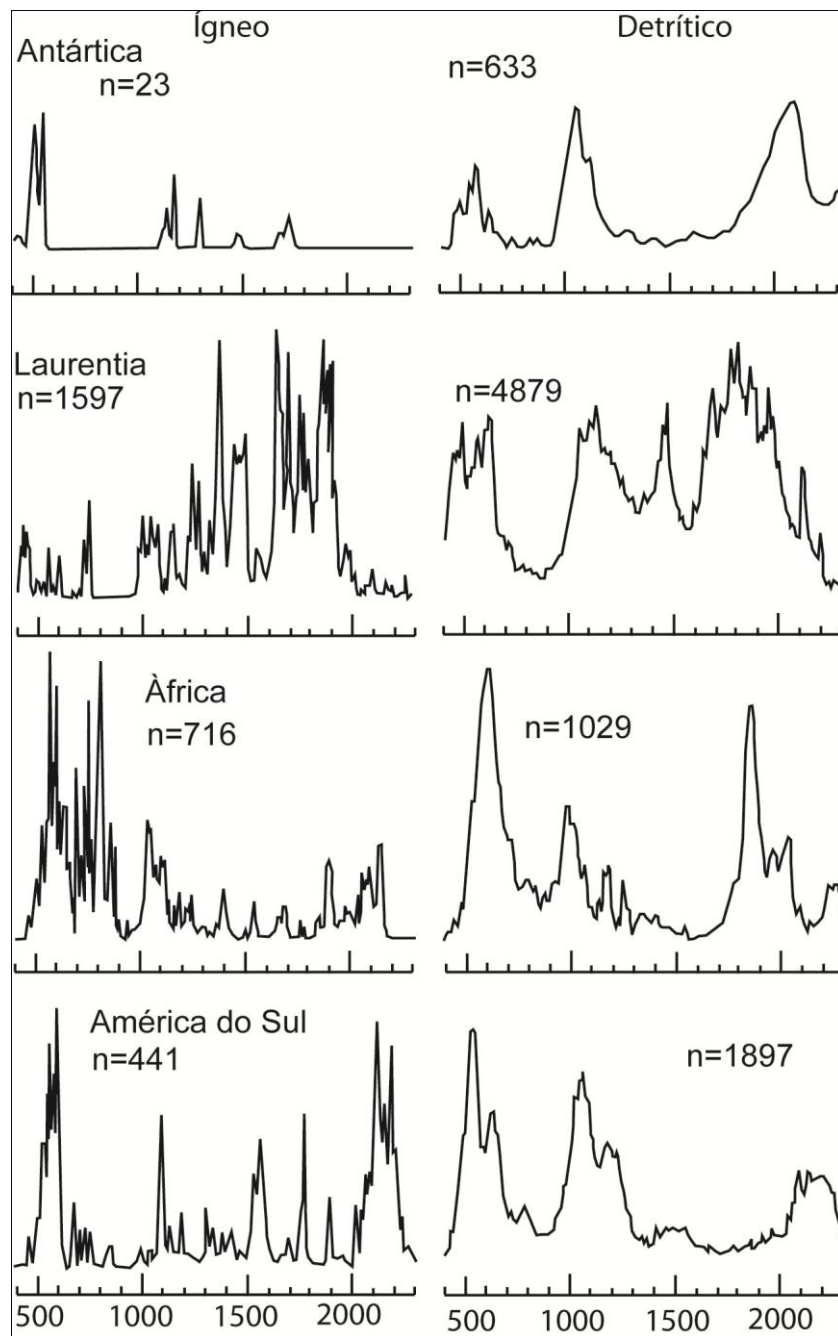


Figura 9 - Histograma de freqüência de idades detríticas e ígneas para os crátons próximos do RdIP na evolução do Rodínia / Gondwana. Retirado de Condie *et al.*, 2009.

Capítulo 3

Metodologias: Materiais e Métodos

A partir das premissas apresentadas no capítulo I, elaborou-se um plano de trabalho consistindo de análise fotoaérea (escala 1:50.000), trabalho de campo para coleta de amostras, e preparação e análise das mesmas. As amostras foram preparadas seguindo o fluxograma de trabalho do Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS (Fig.10). Estabeleceu-se um plano de análise para essas amostras de acordo com a unidade geológica onde as mesmas se encontravam, com o intuito de analisar diferentes segmentos e compor uma malha de dados geocronológicos.

As amostras escolhidas para separação de zircão foram selecionadas e processadas segundo o fluxograma de trabalho do Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências da UFRGS:

1 – Cominuição da amostra até a fração entre 80 e 170 Mesh, utilizando de britagem e moagem da amostra.

2 – Bateamento e separação magnética e de densidade, usando os parâmetros de corrente de 1,0 A até 1,5 A, e iodeto de metila como meio separador.

3 – O concentrado de zircão é então analisado em microscópio, onde se estabelece diferenças entre populações e representatividade modal das mesmas.

4 – Preparação de uma pastilha (*mount*) de zircão para análise no LA-ICPMS (seção 3.1 – Espectrometria de Massa). Esta pastilha é preparada a partir do concentrado de zircão, utilizando-se *buehler epoxy*. Os grãos foram polidos com lixa e pasta de diamante de 1 micron e de 0,25 micron.

5 – Análise em MEV (*Backscattering*) das texturas e locais de *spot* para datação.

6 – Datação em espectrômetro de massa LA-ICP-MS modelo Finnigan do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS, com padrão internacional GJ-1, medido a em sessões de quatro análises – na ordem 1 padrão, 1 branco, 3 amostras, 1 branco e 1 padrão. Os dados obtidos foram corrigidos com o uso do programa ISOPLOT 3 (Ludwig, 2003) para 1σ de incerteza. Para a análise U-Pb de

zircões detríticos, foram utilizados spots laser de frequência 10 Hz e intensidade 460 J/cm², com diâmetro de furo de 20 μ (micra) a 45 μ nos núcleos dos zircões.

Organograma da Metodologia de Separação de Minerais Pesados para Estudos de Proveniência e Datações Radiométricas

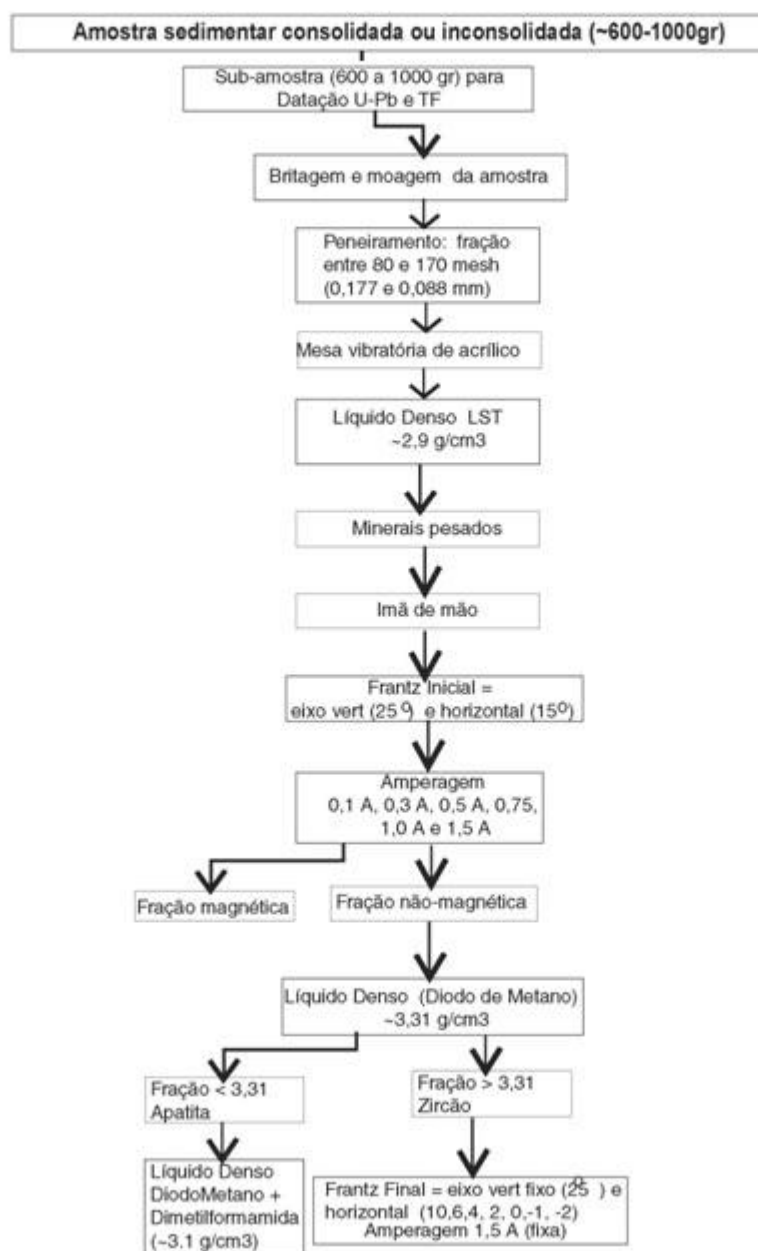


Figura 10 -- Fluxograma de preparação de amostras do Laboratório de Geologia Isotópica - UFRGS

3.1 - Espectrometria de Massa

Uma ferramenta utilizada para detecção de elementos em ppm (partes por milhão) e ppb (partes por bilhão), se baseia na diferença entre massa e raio de carga de átomos ionizados para separá-los uns dos outros; no caso de isótopos, a abundância relativa, em contagem de partículas excitadas que chegam aos coletores, entre dois isótopos. Neste trabalho, as amostras foram analisadas em LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry – Espectrometria de Massa com Nebulização Laser por Plasma Indutivamente Acoplado) modelo New Wave Neptune da Thermo – Finnigan (Fig. 11) no Laboratório de Geologia Isotópica do Instituto de Geociências. O ICP-MS se baseia em três componentes essenciais que executam as operações gerais de separação de massa:

- Fonte iônica (no caso do ICP-MS, uma Tocha de Plasma - onde ocorre a criação de íons em fase de gás);
- Analisador de massa: faz a separação dos íons no espaço e tempo, baseado em suas relações de carga e massa;
- Coletor de íons: faz a medição da quantidade de íons de cada taxa massa-carga;

A espectrometria de massa por plasma acoplado é uma técnica multi-elementar que permite extrair íons positivos em plasma acoplado indutivamente via interface de ar (Dickin, 1995). A amostra pode ser introduzida na forma de solução diluída com HNO₃ 3%, ou sólida, vaporizada por ablação laser. Esta solução (ou vapor) é convertida por um nebulizador num aerosol disperso em uma corrente de gás argônio (Hélio no caso de amostras sólidas). Este é sugado pela câmara de Spray para a tocha, que é responsável pela ionização dos átomos. Operando sob alto vácuo, o aerosol da amostra tem os íons transmitidos por bombeamento do plasma até o espectrômetro de massa (Fig. 12).



Figura 11 - ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica do CPGq – IG/UFRGS.

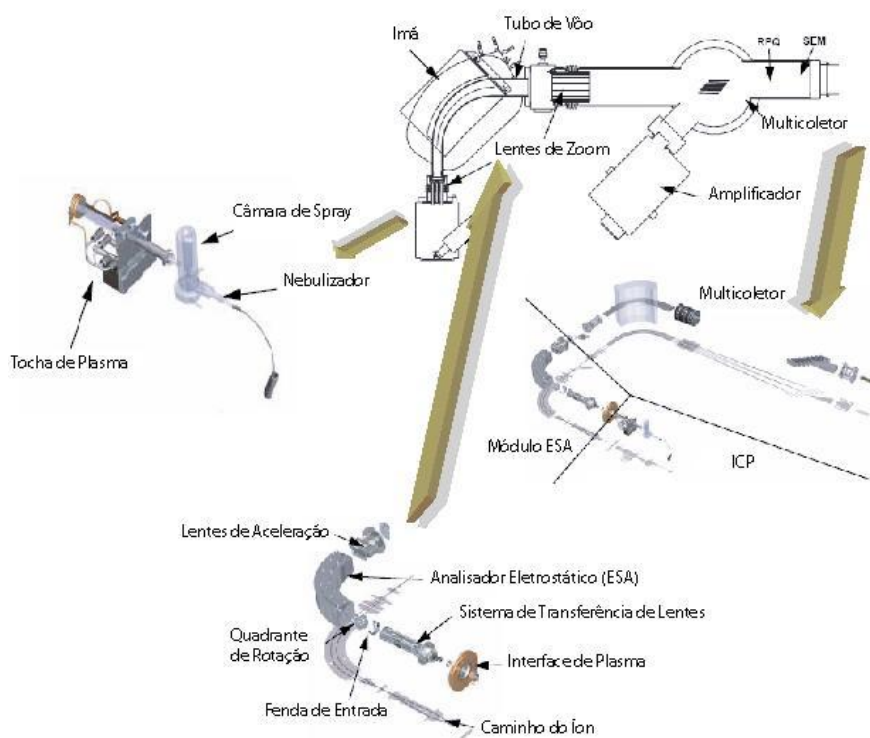


Figura 12 - Diferentes sistemas acoplados ao ICP-MS: A tocha de plasma vaporiza a amostra, que é ionizada e sugada por um nebulizador para o tubo de vôo, onde um conjunto de lentes direciona os íons para os multicoletores. (Fonte: Finnigan Neptune-Hardware Manual).



Figura 13 - Laser New Wave UP 213 do ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica do IG, UFRGS.

A espectrometria de massa por ablação de laser acoplado (Fig. 13) é usada neste trabalho para geocronologia de zircão por U/Pb. A entrada da amostra se dá por via sólida ao invés de solução, onde um feixe laser de alta precisão (diâmetro variado, neste trabalho foi usado o diâmetro de 20 a 30 μ) perfura e evapora a superfície do grão a ser analisado, que é introduzido ao ionizador de plasma, processo este conhecido como “*sampling*”. Esse instrumento permite a datação *in situ* nos grãos selecionados.

3.2 - Geocronologia

A geocronologia apresentada aqui foca no uso da metodologia de U-Pb em Zircão. O propósito das análises neste trabalho é obter idades de núcleo dos grãos detríticos, caracterizando então a idade obtida como idade do protólito do grão.

A geocronologia e geoquímica isotópica se baseiam no decaimento de átomos cuja nucleossíntese de energia alta demais para sua massa faz com que, para preservar as leis de conservação de equilíbrio, emitam partículas de energia (alfa, beta ou gama), transformando-se em outro núcleo (Allégre, 2008). Este processo ocorre independente das características termais ou químicas, e ocorre a uma taxa constante. Desta maneira, pode-se chegar a equação geral de decaimento, descrita na Equação 1:

$$N = N_0 e^{-\lambda t}$$

Equação 1

Onde N = Número de núcleos radioativos restantes, N_0 o número inicial de átomos radioativos, T o tempo medido, e λ a constante de decaimento do elemento.

3.2.1 - Datação U-Pb em Zircão

Neste trabalho, a idade obtida pelo método U-Pb e a análise destas idades e da morfologia do grão permitiram detalhar se o zircão foi oriundo de um evento ígneo ou metamórfico. Características típicas do ambiente de formação e sedimentação – euedria do grão, rolamento de grão, tamanho, forma, e a própria variação destas características em uma amostra permite inferir interpretações a respeito da origem destes grãos, o ambiente em que foram formados, e se for o caso, o ambiente em que posteriormente foram depositados.

O método de datação U-Pb baseia-se na constante de decaimento do ^{238}U para ^{206}Pb , ^{235}U para ^{207}Pb e ^{232}Th para ^{208}Pb (Fig. 13). Segundo Dickin, 1995, o principal diferencial do sistema isotópico do U é sua grande grade de decaimentos para elementos-filho radiogênicos radioativos.

Ainda, os elementos-pai destas séries possuem uma meia-vida longa, da ordem de bilhões de anos. Esta característica, associada com o fato de que cada série possui uma evolução única (i.e, seus isótopos-filho não são compartilhados pelas séries vizinhas, ver Fig. 14) fazem do método U-Th-Pb o mais indicado para datações onde o equilíbrio secular garanta uma idade com significado relativo diretamente ao evento que abriu o sistema isotópico (Faure 2004).

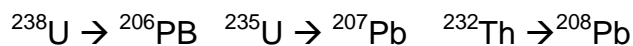
No caso do equilíbrio secular, a taxa de decaimento dos elementos-filhos intermediários é igual a de seus respectivos pais:

$$N_1\lambda_1 = N_2\lambda_2 = N_3\lambda_3\dots$$

Onde N = Elemento λ = Meia-vida

e sua concordância com a evolução do sistema U-Pb ao longo de sua história geológica. Os efeitos da perda de Pb ou U, ou do ganho de U/Th, podem ser compensados pela concórdia Wetherill (construída por Wetherill, 1956, 1963, *apud* Faure 2004). Nessa concórdia a curva ideal de evolução do sistema isotópico U-Pb é comparado com os dados obtidos, e através desta comparação é possível observar em quais pontos existem discórdia da concórdia original (eventos de perda ou ganho dos isótopos analisados). As razões de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordantes são utilizadas como base para a curva de evolução do sistema $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \times ^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

Utilizando o conceito da Equação 1 e da Equação 2, pode-se chegar a conclusão de que o decaimento do ^{238}U pode ser considerado como os seguintes sistemas:



No caso da equação geral de decaimento, esta pode ser re-escrita nos termos da razão dos isótopos radiogênicos de ^{238}U pelo ^{204}Pb (Pb comum):

$$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{238}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda t} - 1 \right)$$

Equação 3

onde $\lambda = \lambda_{238}$;

$$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{^{207}\text{Pb}}{^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{^{235}\text{U}}{^{204}\text{Pb}} \left(e^{\lambda t} - 1 \right)$$

Equação 4

onde $\lambda = \lambda_{235}$;

$$\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} = \left(\frac{{}^{208}\text{Pb}}{{}^{204}\text{Pb}} \right)_i + \frac{{}^{232}\text{Th}}{{}^{204}\text{Pb}} (e^{\lambda t} - 1)$$

Equação 5

onde $\lambda = \lambda_{232}$;

e i = valores iniciais de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{208}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$. A razão ${}^{238}\text{U}/{}^{204}\text{Pb}$ é referida também como a letra grega μ .

3.2 – Características Químicas do Zircão

O zircão é um ortossilicato tetragonal, cujos tetraedros de SiO_4 dividem bordas com dodecaedros de ZrO_8 em uma estrutura fechada. Essa estrutura faz com que seja um mineral resistente a intemperismo, diagênese e deformação (Harley & Kelly, 2007).

Sua composição permite trocas catiônicas através de mecanismos de substituição, onde o U^{4+} , Th^{4+} e Ti^{4+} podem ser acomodados no sítio do Zr^{4+} . Entretanto, a abundância destes elementos geralmente é baixa, menos de 5000 ppm em média.

Em condições metamórficas ou de alta fluidização de líquidos termais, pode ocorrer perda de Th, fazendo com que a relação Th/U se torne próxima de 0. Esta relação pode ser usada para discernir entre grãos de zircão de origem magmática dos grãos de origem metamórfica (Williams & Claesson, 1987; Rubato 2002; Hoskin & Schalteger, 2003).

Os elementos típicos de trocas catiônicas (Zr, Ti, U e Th) na estrutura do zircão possuem relação direta com o ambiente de cristalização do mesmo. O elemento Ti geralmente está associado à cristalização em equilíbrio do grão associado a rutilo e quartzo, tanto em ambientes magmáticos quanto metamórficos. O elemento Th possui o mesmo comportamento, substituindo o Zr. Em geral, espera-se que zircões com baixo índice da razão Th/U possuam gênese metamórfica, uma vez que o cátion de Th tende a ser remobilizado durante o metamorfismo ou hidrotermalismo. Entre as trocas catiônicas nos sítios do Zr e do

Si, a substituição de Zr por Y gera o mineral xenotímio, de acordo com a disponibilidade de elementos na cristalização do zircão.

Portanto, por ser um mineral-refratário em crosta, o zircão é muito útil para datar eventos magmáticos e metamórficos de alto grau, dado sua alta temperatura de fechamento de sistema, e o fato de não possuir Pb comum em seu sistema durante a cristalização.

3.2.1 – Morfologia e Composição

A morfologia do grão de zircão pode também indicar sobre a temperatura e composição do protólito no qual ele foi gerado (Pupin, 1980) – as condições de temperatura do ambiente que gerou o cristal de zircão resultam em sua estrutura relativa ao desenvolvimento dos eixos prismáticos {100} vs {110} e as formas piramidais {211} vs {101}, onde o aumento de temperatura e sua relação entre grãos prismáticos e pirâmidos podem ser observadas abaixo (Fig. 15). Esta abordagem mais simplista de caracterizar as feições morfológicas com a gênese do grão foi revisada posteriormente por Vavra (1993) e Benisek e Finger (1993), que relacionaram o crescimento das faces do zircão com a química mineral e a cinética de crescimento de acordo com o ambiente magmático de cristalização. Em termos gerais, a velocidade de crescimento do zircão devido ao fracionamento e composição magmática controla a tendência do alongamento do mesmo (Pupin, *op.cit*) sendo a razão de alongação dos grãos tende variar de 1 a 5 (espessura a comprimento), com grãos aciculares geralmente relacionados a cristalização muito rápida (pórfiros, intrusões sub-vulcânicas, granitos supracrustais e gabros).

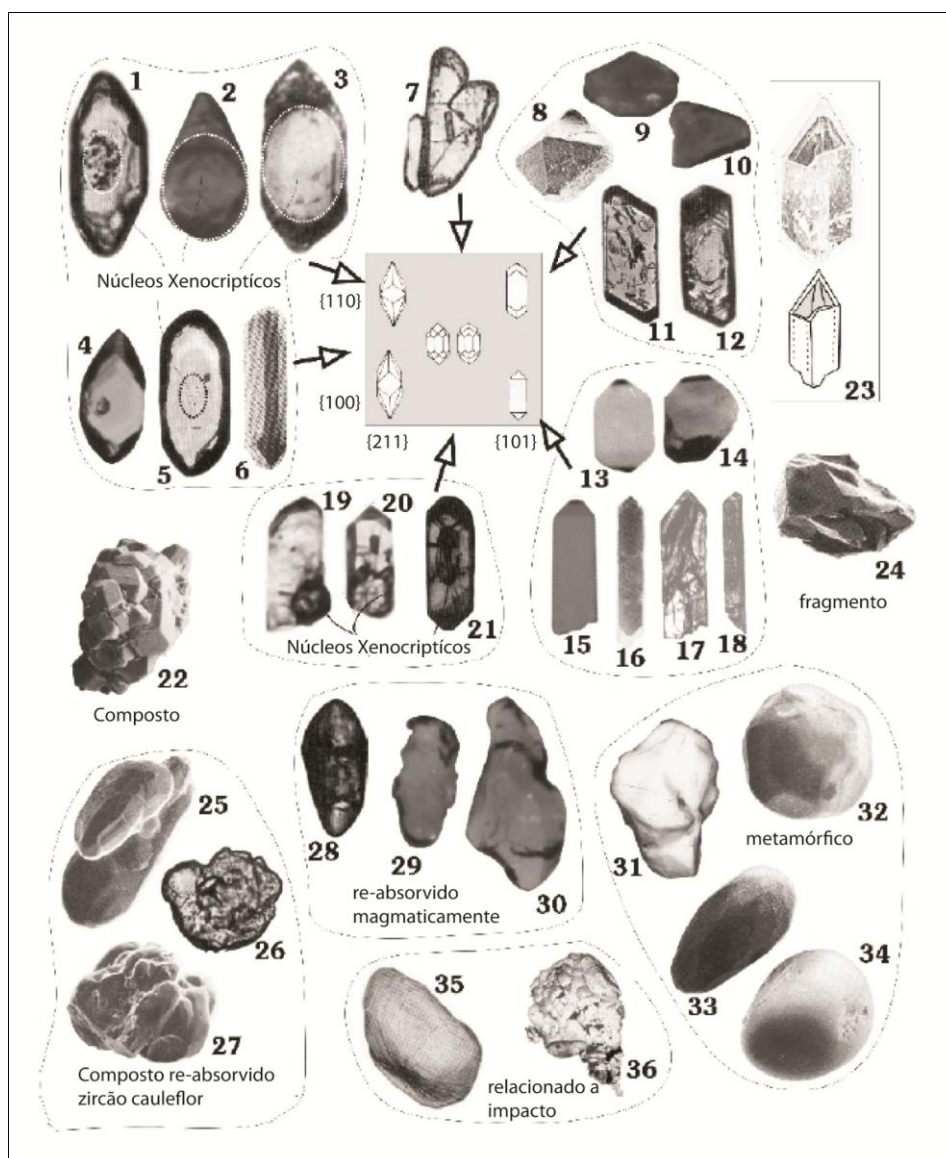


Figura 15 - Variações de morfologia externa (grãos entre 70 e 250 Mm). De 1 a 21: Morfologia variável, mostrada de acordo com o diagrama de classificação de Pupin (1980) Imagens por SEM, BM e TL. 1 – Grão prismático euédrico; 2 – Apenas uma pirâmide desenvolvida em um subnúcleo largo; 3,4 – Grão com núcleo xenocriptico subédrico; 5 – Núcleo xenocriptico fantasma evidenciado apenas por estruturas de bolha; 6 – grão subvulcânico. 7 – geminação complexa; 8 – grão sem nenhuma face prismática; 9, 10 – cristais geminados de geometria plana; 11, 12 – prismas típicos de baixa velocidade de cristalização; 13, 14, 15 – fragmentos de zircão; 16 – prismas alongados típicos de cristalização rápida; 17, 18 – prismas fraturados de zircões oriundos de gabro; 19, 20, 21 – núcleos proeminentes sobrecrecidos sobre prismas lípidos; 22 – agregado de zircão em plutônica tipo-A; 23 – cristal de zircão de borda fina vazia; 24 – fragmento típico de populações extraídas de rochas máficas; (25-27): frãos reabsorvidos compostos (cauliflor): 25, 27 – típicos de meta-trondhjemitos; 26 – típicos de gnaiss máfico; 28-30: zircões reabsorvidos magmáticos sem sobrecrecimento; 28 – xenocristal solto em granitóide; 29-30: xenocristais reabsorvidos em rocha vulcânica piroclástica; 31-34: zircões sub-arredondados a multi-facetados; 31 – em

metagabro; 32 – em leucogranito; 33,34 – em xenólito crustal profundo; 35-36: zircões relacionados a impacto de meteoritos; 35 – reabsorvido com traços de deformação planar; 36 – crescimento pós-impacto de zircão policristalino. Retirado de Corfu *et al.*, 2003.

Além da análise por microscopia de luz refletida, o estudo da morfologia do zircão requer um estudo detalhado em microscópio eletrônico de varredura (MEV), que permite um estudo detalhado de textura e estrutura dos grãos usando os modos de catodoluminescência e *back-scattering eletron* (elétron de varredura).

Em rochas metassedimentares, espera-se encontrar uma variedade maior de texturas e graus de euedria, onde diferentes populações de zircão detrítico podem ser separadas de acordo com suas características morfológicas. Estas características podem demonstrar relação com diferentes zonas de proveniência dos núcleos herdados de zircão.

3.2.2 – Análises Texturais

A análise criteriosa das texturas encontradas nas populações de uma amostra podem ser usadas tanto para classificar qualitativamente quanto determinar as zonas de *spot* próprias para datação, diminuindo as chances de áreas onde houve remobilização isotópica ou abertura do sistema. Esta análise de textura e morfológica do grão é feita através de lupa binocular, e métodos de microscopia eletrônicos, sendo maximizada a análise de texturas internas com o uso de catodoluminescência ou *backscattering* (elétron retro-espalhados) (Corfu *et al.*, 2003).

O desenvolvimento de texturas no zircão reflete as condições atuantes de pressão, temperatura, e deformação durante a cristalização ou deformação no estado sólido do mesmo. Sendo um mineral precoce na cristalização magmática, o zircão varia sua estrutura uniformemente graças a sua estrutura tetragonal, sendo o desenvolvimento de zonas de crescimento a partir de um núcleo uma das características texturais mais típicas de zircões magmáticos. É um mineral estável em 1690 ° C em pressão ambiente, temperatura acima da qual se dissolve nos óxidos constituintes (Finch & Hanchar, 2003).

O imageamento por MEV-EDS (*energy dispersive x-ray detector*, ou detector de raio-x de energia dispersiva) possibilita tanto obter-se um mapeamento de

qualidade de zoneamentos químicos e fraturas do grão, como resposta do zoneamento de elementos-terras raras do grão e sua relação com a textura do mesmo. A zonação pode tanto apresentar sucessão bimodal da variação de elementos-traço enriquecidos e empobrecidos na seqüência de bandamento, sem composições intermediárias, ou em outros casos, a diferença composicional é muito maior, ou muito menor, com um padrão de zonação quase incipiente ou sem zonação nenhuma (Fig. 15).

A espessura das bandas pode variar amplamente, sendo que podem existir variações dentro de um único cristal, com bandas largas sendo sucedidas por bandas estreitas (Figs. 15 e 16).

O imageamento por *backscattering* revela contrastes do peso atômico por região de uma fase; quanto maior o peso atômico, mais elétrons irão reagir, e mais iluminada aparecerá a imagem (Corfu *et al.*, 2003). Este imageamento permite reconhecer zonas texturais que significam mudanças composicionais do grão (Zr, Si, Hf, P, Y, U, Th), principalmente em zircões de origem ígnea. Estas tendem a variar segundo dois extremos, um dos quais possuindo baixos valores de elementos-traço (Figs. 15 e 16).

Em zircões de origem magmática, a incorporação de elementos-traço no sistema magmático tende a aumentar a ordem de polimerização. A velocidade de cristalização influencia diretamente na textura e composição (exemplos na Fig. 16). Grãos cristalizados em ambientes pouco profundos ou com cristalização cujos indícios sejam de alta velocidade de formação do cristal tendem a gerar texturas de bordas mais finas. Por sua vez, uma composição parecida, mas de afinidade crustal profunda, tem uma velocidade baixa de cristalização e por isso bandas mais grossas.

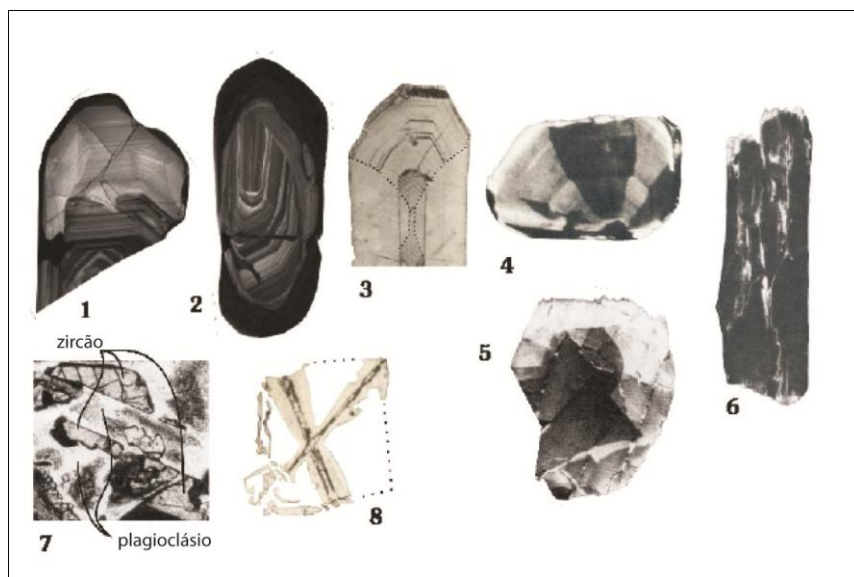


Figura 16 - Zonação de zircões magmáticos; 1-2: Crescimento por zonação complexa, com reabsorção local em zircão de granito anatético; 3-4: Zonação setorial; 3 – paralela ao eixo C; 4 – seção normal ao eixo C; 5-6: zonação em trilha; 5 – zircão de norito, com larga banda zonada superimosta por domínio textural irregular; 6 – pontos claros indicando fraturas alteradas perturbando a zonação original; 7-8: crescimento de esqueleto; 7 – fragmentos de zircão incompletos com crescimento em lados opostos ao do plagioclásio; 8 – zircão incompleto devido ao rápido arrefecimento, seção perpendicular ao eixo C. Retirado de Corfu *et al.*, 2003.

No caso de zircões em eclogitos (alta pressão), geralmente se encontram com morfologias variadas, indo de subarredondados e algo irregular, e também podem apresentar texturas internas relativamente homogêneas ou refletindo variações nas condições físico-químicas dos eventos metamórficos. Os grãos menos afetados podem preservar parcialmente vestígios da zonação de crescimento original, modificada apenas localizadamente pelo metamorfismo.

Os padrões de ETR observados em amostras de facies granulito e eclogito mostram uma variedade muito maior da química mineral do que aquela dos zircões magmáticos (Rubatto 2002). Diferente dos zircões magmáticos, os zircões metamórficos podem carregar informações sobre suas condições de formação. Utilizando dados de granadas associadas a zircão de rochas metamórficas de grau alto, Rubatto 2002 estabeleceu critérios de comportamento dos ETR na química mineral do zircão, tais quais a partição do Hf.

Evidências de recristalização em baixa T e P em ocorrem junto das bordas externas do grão, com a formação de xenotímio durante o final da diagênese.

Nestes casos, a remobilização de Zr durante hidrotermalismo é uma das causas mais prováveis das alterações texturais no zircão (Rasmussen *et al.*, 2005).

3.3 – Análises Qualitativas X Análises Quantitativas em Estudos de Proveniência com Zircão

Para o desenvolvimento de estudos de proveniência em registro sedimentar, considera-se que o tamanho de grão analisado é um indicador potencial de distância e tipo de área-fonte. Para tanto, o uso de frações mais finas (entre 60 e 170 mesh, alguns casos entre 63 e 125) podem ser úteis para uma análise quantitativa dos grãos e suas respectivas idades.

Dentre as possíveis maneiras de se interpretar os dados obtidos, Fedo *et al* (2003) consideram o seguinte:

- **Análise Qualitativa:** a utilização de grãos de todas as populações para datação independente de sua abundância na amostra. Este método tem por vantagem o fato de demonstrar as idades de todos os tipos de área-fonte, sem priorizar grupos. Este método é o mais indicado para casos onde a obtenção de zircões é baixa, e tem por mérito indicar todas as fontes dos zircões.

- **Análise Quantitativa:** os grãos são separados em famílias, e a estas são atribuídas densidades de acordo com a abundância dos grãos. Um estudo prévio maior é conferido a estas populações, sendo que o usual é usar imageamento por *backscattering* antes da análise. Este método precisa de um adequamento estatístico mais apurado, visto que a seleção manual pode acarretar em conjuntos de idades com densidade falsa. Para este tipo de análise, considera-se que o mínimo de datações a ser efetuada em uma amostra respeita uma distribuição específica (Fig. 17). Esta distribuição pode ser calculada levando-se em consideração que N grãos de determinada população X pertençam realmente a esta população:

$$p_i = n! / (n_i! (n - n_i)!) \cdot X_i^{n_i} (1 - X_i)^{(n - n_i)}$$

Equação 6

onde n é o número total de zircões analisados, e n_i é o número destes pertencentes a população i . A probabilidade de que este zircão não pertença a esta população-idade é dada por (q_i) e é $q_i=1-p_i$. (Andersen 2005). Ainda segundo esse autor, existe a probabilidade de que a história de proveniência tenha um erro estatístico induzido pela alta frequência de uma população. O autor considera que a interpretação sobre os dados de fechamento de bacia (idade mais jovem obtida) deveriam ser usadas com mais critério.

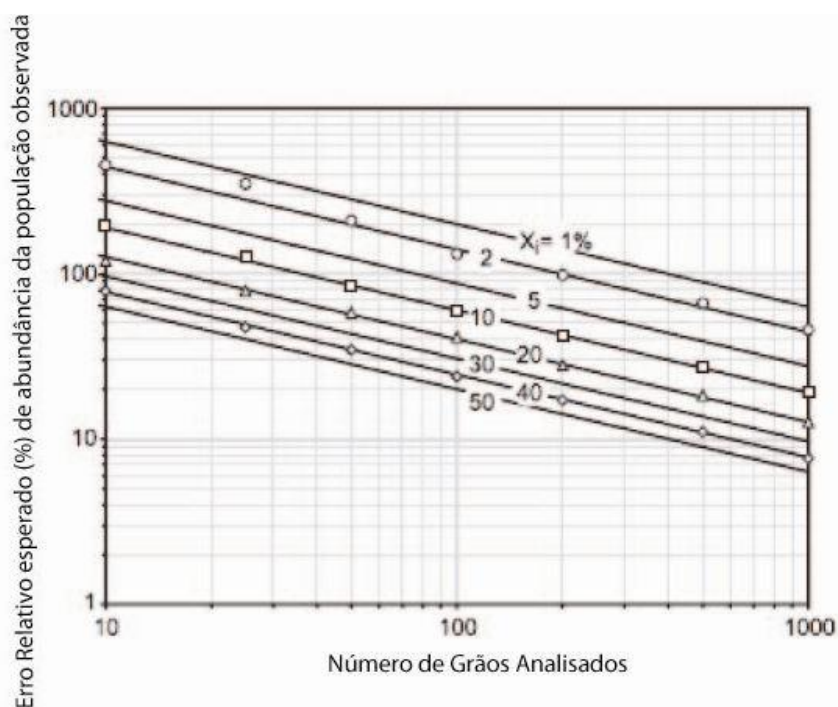


Figura 17 - O erro relativo esperado na população observada em função do número de grãos analisados. Cada ponto representa os erros observados (dois padrões de desvio relativo) em conjunto de dados gerados sinteticamente pela simulação Monte Carlo de repetição randômica em desvios de 2.

O número mínimo necessário para datação completa em um estudo de proveniência quantitativo pode também ser descrito como uma função das frações relevantes em função do número de grãos datados (Vermeesch 2004) (Fig. 18).

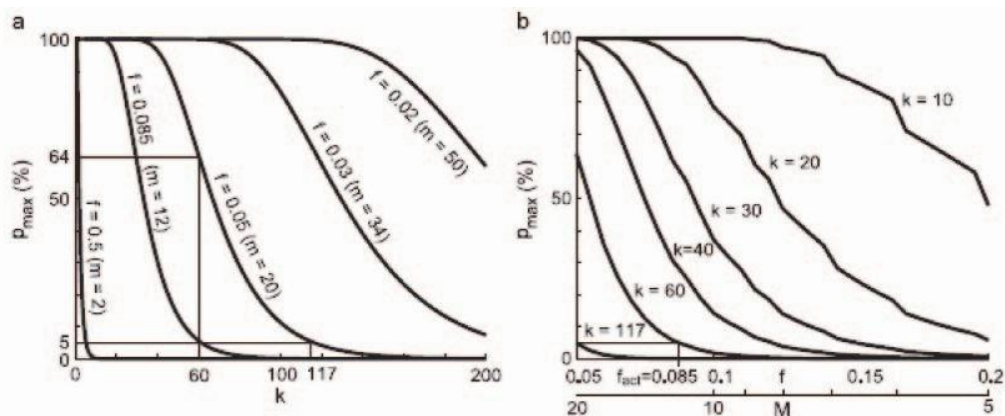


Figura 18 - Número de grãos (k) necessários para aumentar a qualidade de uma análise e diminuir a chance de perder-se uma determinada população (P_{Max}); A – em função do número de grãos e B – em função do número de populações relevantes encontradas (Retirado de Vermeesh 2004).

Vermeesh (2004) considera que em um estudo com 95 grãos datados de uma amostra representam 3.7% de chance de perder-se informação referente a populações pequenas, representadas por menos de 0,05% do total de idades (Fig. 18). Para Andersen (2005), as populações baixa ocorrência (10% ou menos do total de idades em uma bacia) no registro sedimentar tendem naturalmente a ser subestimadas na estatísticas de baixo número de grãos datados (Fig. 19).

Da mesma maneira, para a realização de um estudo de proveniência onde as chances de perder uma determinada faixa de idades esteja em menos de 5%, o número ideal de grãos a serem datados é de 117. Vermeesh (2004) se baseia em estudos de 20 populações de mesma abundância para chegar a esta conclusão.

Para estudos de proveniência com baixo número de datações, deve ser realizada uma interpretação cuidadosa a respeito do espectro de idades da bacia. Este espectro de idades é considerado representativo de uma estimativa real a partir de 60 análises (Vermeesh, op.cit).

Para Andersen (op. cit), a melhor maneira de se obter dados com estatística não tendenciosa é a análise randômica de 35-70 grãos, dependendo da variação de idades possíveis para o conjunto total de grãos amostrados.

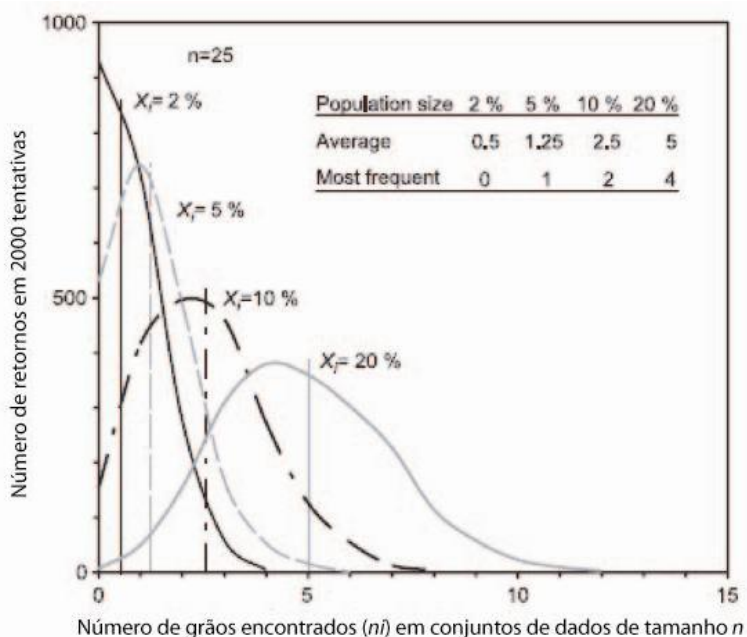


Figura 19 - Curvas demonstrando a distribuição de n_i , observada em uma simulação de populações de 2%, 5%, 10% e 20% para $n=25$. Barras verticais indicam a média dos valores para respectivos tamanhos de população observados após 2000 tentativas. Este gráfico demonstra que os grãos de tamanho menor são subestimados quantitativamente em conjuntos de dados pequenos (Retirado de Andersen 2005).

Portanto, o número de grãos analisados em dada amostra limita o tipo de interpretação que pode ser feita a partir das análises. Amostras com populações abaixo de 59 grãos (estimativa segundo Dodsens *et al.*, 1988) podem mostrar uma porção do espectro de idades que compõe a bacia sedimentar, mas pelo menos 5% de idades seriam perdidas, limitando a interpretação correta da proveniência de determinada amostra. Estudos de proveniência onde o número de grãos datados está abaixo deste limite, portanto, caracterizam uma abordagem qualitativa no método de obtenção e interpretação dos dados.

3.3.1 – Interpretação de Dados em Proveniência

A abordagem qualitativa ou quantitativa interfere diretamente no tipo de interpretação que se pode fazer com base nas idades obtidas e associação com a litologia e demais aspectos geológicos das amostras analisadas. Enquanto uma análise U-Pb em zircão de metassedimentos não possui valor significativo para uma concórdia – as idades não necessariamente representam um único evento de

temperatura e pressão, e a variação da área-fonte faz com que o diagrama concórdia perca sua razão – a frequência com que estas idades se repetem no registro, e sua ligação com a textura dos grãos analisados (a depender do modo de análise) podem alterar significativamente o impacto de interpretações a respeito da proveniência das amostras estudadas. Uma das maneiras mais usadas em estudos de proveniência para demonstrar a frequência com que estas idades se repetem no registro é através dos histogramas de frequência (Fedo *et al.*, 2003), exemplificados na Fig. 20. As desvantagens de se utilizar este método para interpretação das idades é que estes diagramas de frequência são binários- isto é, considera-se apenas a idade e a frequência da mesma, sem levar em consideração o erro da análise (Fedo *et al.*, op.cit.). Desta maneira, uma idade com erro de 1 Ma pode acabar sendo interpretada junto com uma idade de erro de 100 Ma, descaracterizando ambas idades.

A maneira como a idade é disposta também é um pouco arbitrária, sendo que considera-se normal o uso de 25 Ma (faixa do SHRIMP). Outras faixas de idade utilizadas são 5 Ma, 20 Ma, 33 Ma ou até mesmo 100 Ma, desta maneira incluindo a faixa de erro de cada amostra em uma faixa probabilística de idade.

Utilizar o conjunto de idades obtidos em comparação com conjuntos de crátons, cordilheiras ou depósitos já estabelecidos também é uma das maneiras encontradas para apresentar os dados de sorte a identificar possíveis zonas de proveniência (Gehrels 2000). Desta maneira, as idades obtidas são comparadas com possíveis áreas-fonte, sendo incluídas ou descartadas de imediato. A interpretação de variáveis ou mesmo indícios de novas áreas-fonte podem surgir a partir deste tipo de análise.

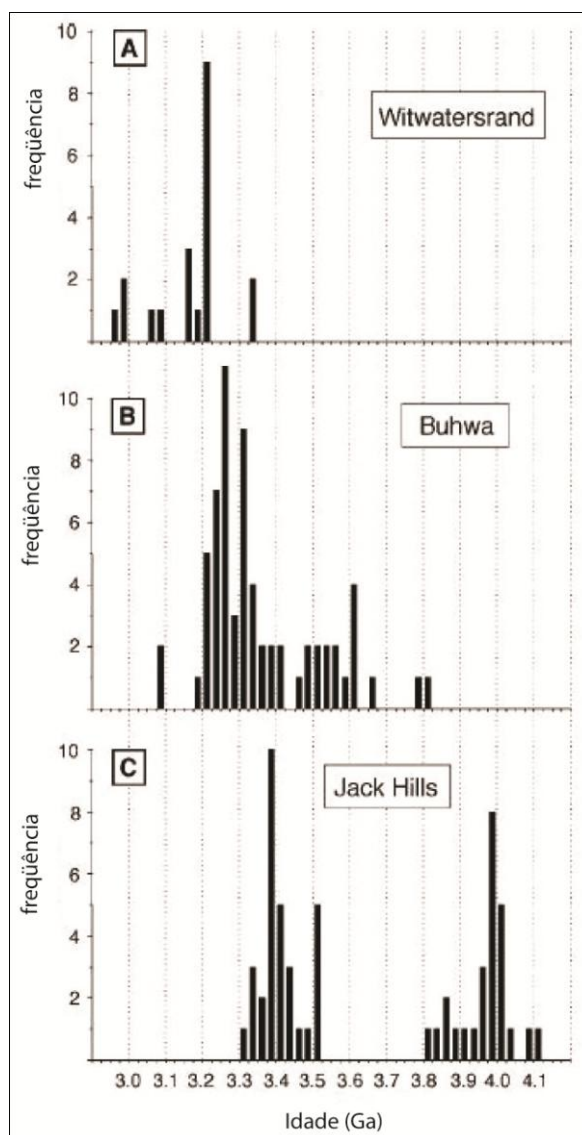


Figura 20 - Histograma de freqüência x idade de amostras analisadas (Barton *et al.*, 1989, Dodson *et al.*, 1988, Amelin 1998, Nelson 2001 , citados em Fedo *et al.*, 2003) de quartzitos da África do Sul. Para cada intervalo de idade é mostrado o número de grãos em faixas verticais.

Distribuição por probabilidade também é um método utilizado para representar os dados obtidos, principalmente no caso de idades SHRIMP (Fedo *et al.*, 2003). Neste tipo de distribuição considera-se o erro da análise a distribuição de idades junto a curva de variação de idades. A desvantagem deste método é justamente a interpretação dos dados, que é vinculada a linha entre e abaixo das curvas de distribuição, ao invés dos picos.

Estes métodos de distribuição probabilística podem ter seus resultados amarrados a eventos de idades conhecidas (tal qual intrusões ígneas ou estratos

vulcânicos intercalados aos sedimentos), onde a deposição direta das idades obtidas sobre o espectro de idades ígneas ou metamórficas indica a relação espacial e temporal das amostras analisadas com a evolução da bacia sedimentar.

Da mesma maneira, a idade mais jovem obtida na análise de uma bacia sedimentar geralmente significa a idade de fechamento da mesma (preenchimento de bacia). Nelson (2001) indica que em alguns casos, sedimentos com alto grau de metamorfismo ou intrudidos, podem apresentar idades mais jovens incompatíveis com a idade real de fechamento da bacia, de modo que a conclusão a respeito da idade de preenchimento da bacia deva estar vinculada a evolução geológica da área em questão, e a frequência deve ser baseada em estimativas maiores do que análise de um único grão. Perdas de Pb e outros fatores analíticos relativos a datação podem influenciar nessa questão, sendo, portanto, necessário uma análise criteriosa dos dados obtidos antes da interpretação sobre o que estes dados significam.

Capítulo 4

- Geologia Regional -

O Complexo Metamórfico Porongos (*sensu* Hartmann 2000) pode ser descrito como uma seqüência supracrustal de rochas metassedimentares, metavulcânicas e graníticas, deformadas e metamorizadas em condições de fácies xistos verdes superior (Jost 1982). As seqüências metassedimentares são compostas predominantemente por xistos de composição pelítica, quartzitos e filitos e filonitos intercalados. Ocorrem restritamente mármore e metacherts.

As seqüências vulcânicas ocorrem intercaladas com as seqüências sedimentares, sem uma ordem estratigráfica clara. Suas unidades principais estão intercaladas tectonicamente a unidades para e ortometamórficas do embasamento paleoproterozóico e granitóides milonitizados.

Estas seqüências de xistos podem ser relacionadas em um cinturão de xistos contínuo, formado pelo Complexo Brusque em Santa Catarina, e o Complexo Lavallega, no Uruguai (Basei *et al.*, 2000).

O CMP está localizado no domínio central-oeste do Cinturão Dom Feliciano, limitado a leste da Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu e pela Zona de Cisalhamento do Passo dos Marinheiros (Fernandes *et al.* 1995 a e b). A oeste, o CMP é limitado pela Bacia do Camaquã.

Esta porção da crosta é o registro de um orógeno formado durante a convergência dos crátons Rio de La Plata e Kalahari, durante o Neoproterozóico (Fernandes *et al.*, 1995a e b, Chemale Jr. 2000, Hartmann *et al.*, 2000, Frantz 2000), sendo chave para elucidar questões sobre a evolução crustal destes crátons durante o Pré-Cambriano (Hartmann 2004).

4.1 O Escudo Sul Rio-Grandense

Localizado na parte central do estado, o escudo Sul Rio-Grandense (Fig. 21) é representante tanto por terrenos paleoproterozóicos e cinturões móveis adjacentes neoproterozóicos.

Fernandes *et al.*, 1995 (a e b) dividem o escudo em três zonas principais: ocidental, central e oriental.

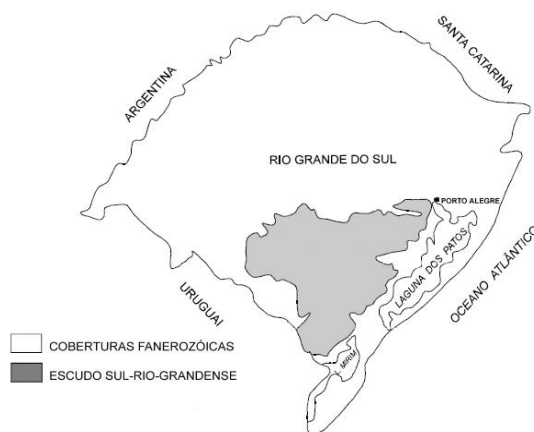


Figura 21 - Localização do Escudo Sul Rio-grandense (retirado de Chemale 2000).

O CMP encontra-se na Faixa Móvel Cinturão Dom Feliciano (Fig. 22), localizado a leste do Cráton Rio de La Plata representado localmente por gnaisses tonalíticos a trondhjemiticos, e rochas ultrabásicas da Fm. Santa Maria-Chico, de idade paleoproterozóica a arqueana (Hartmann *et al.*, 2000). As principais feições que dividem o Cinturão Dom Feliciano são:

- Sutura de São Gabriel (W)
- Sutura de Caçapava (C-W)
- Sutura de Porto Alegre (E)

Estas suturas dividem o CDF em três domínios principais: Domínio Oeste, Domínio Central, e Domínio Leste.

4.2 - Cráton Rio de la Plata

O Rio de La Plata pode ser descrito como um cráton formado por duas unidades tectônicas, sendo o mais antigo de idades Paleoproterozóicas (2,2 – 1,7 Ga), e as idades mais jovens em torno de 690 Ma para a porção leste. Estas idades mais jovens são de rochas vulcânicas pertencentes à orogenia São Gabriel (Dalla Salda *et al.*, 1988; Basei *et al.*, 2000; Chemale Jr., 2000).

Localmente, o Cráton Rio de la Plata é representado pelo Domínio Taquarembó (Chemale Jr, 2000), composto pelo Complexo Granulítico Santa Maria

Chico (Nardi & Hartmann, 1979; Hartmann & Nardi, 1982), formado por rochas metamórficas para e orto-derivadas de embasamento paleoproterozóicas, com idades em torno de 2.0 Ga (Soliani Jr. *et al.*, 1984) e mais ao sul, pelas unidades uruguaias Florida, Riveira e Valentines.

O Cráton Rio de La Plata agrupa a maior parte das unidades pré-neoproterozóicas do continente sul-americano (Basei *et al.*, *op.cit.*). Suas unidades são em grande parte recobertas por sequencias paleozóicas e mesozóicas da bacia do Paraná. O RdIP pode ser dividido em:

Blocos Taquerembó – Riveira – Nico Perez: Agrupados devido a semelhança geológica e geocronológica, afloram no RS (Bloco Taquarembó) e no Uruguai (Riveira e Nico Perez). O Complexo Santa Maria Chico é o melhor representante das rochas graníticas do RdIP no RS.

2 – Terreno Piedra Alta: Aflora no sudoeste Uruguio, com rochas ortoderivadas associadas a metavulcanossedimentares.

Ao leste do RdIP, os principais eventos de vulcanismo e fusão de crosta estão relacionados ao arco magmático Passinho (de idade de cerca 880 Ma) e do terreno São Gabriel. O terreno São Gabriel foi formado durante a orogênese São Gabriel - um prisma acrescionário em cerca 753 – 680 Ma (Babinski *et al.*, 1996., Chemale Jr., 2000). O TSG possui características petrológicas e litoquímicas de *backarc* e margem passiva.

4.4 - Cinturão Dom Feliciano

Representa a maior parte do escudo cristalino aflorante no estado do Rio Grande do Sul. Estende-se desde Santa Catarina ao Uruguai, com orientação NE-SW. É formado por rochas granítico-gnáissicas-migmatíticas com intenso magmatismo Brasileiro (650-500 Ma) (Babinski *et al.*, 1997). Os limites do CDF são três principais falhas, que o dividem em três domínios principais:

No Domínio Leste, a geologia predominante é constituída por granitóides orogênicos deformados do Complexo Gnáissico Piratini, e granitóides de afinidade cálcico-alcalina, pós-transcorrência (Fernandes *et al.*, 1992).

No Domínio Central (onde está localizado o CMP), predominam associações supracrustais e rochas do embasamento (ortognaisses granodioríticos a tonalíticos,

granitóides milonitizados e anfibolitos), além de orto e paragneisses de alto grau metamórfico e granitóides cálcio-alcálicos. Segundo Frantz & Botelho (2000), parte do domínio leste pode ser entendido como as seqüências supracrustais Cerro da Árvore e Suíte Cerro dos Madeiras (Jost e Bitencourt, 1980), agora denominados CMP (Hartmann *et al.*, 2000).

No Domínio Oeste (correspondente ao Bloco São Gabriel de Hartmann *et al.*, 1999) predominam granitóides de afinidade cálcico-alcálica, intercalados com rochas máficas a ultramáficas (fragmentos da crosta oceânica). Esses granitóides possuem idades U-Pb SHRIMP em torno de 879 ± 14 Ma (Leite *et al.*, 1998) para os TTG Passinho, e metassedimentos associados, sendo interpretados como gerados em um ambiente de convergência, sendo os granitóides de baixo K relacionados a um evento de subducção (Silva Filho, 1987; Kraemer, 1995; Leite *et al.*, op.cit.), além de metavulcânicas do Complexo da Bossoroca e do Complexo Passo Feio. O Complexo da Bossoroca possui rochas vulcânicas andesíticas a riolíticas, com alguns basaltos, intercalados com tufos, conglomerados, pelitos, e cherts. As idades obtidas até então para vulcanismo juvenil na porção oeste do Cinturão Dom Feliciano, no Complexo da Bossoroca, possuem T_{DM} em torno de 900 ma (Babinski *et al.*, 1996), com idades de cristalização U-Pb por SHRIMP em torno de 757 Ma (Remus *et al.*, 1999).

Os limites do CDF são marcados por zonas de falha, que são interpretadas como suturas de antigos arcos magmáticos (sutura de Caçapava e sutura de Porto Alegre). Além destas, a Zona de Cisalhamento Dorsal de Canguçu representa a deformação em estágio dúctil, com idades mais jovens que os arcos magmáticos do modelo proposto por Fernandes *et al.* (1995 a e b). Este modelo se baseia em dados de idades em relação a metamorfismo e estruturais de trama penetrativa para agrupar em nomenclatura padrão as unidades que compõem o escudo do estado.

A Associação Arco Mágmatco I de Fernandes (supracit.) é composta de rochas ortometamórficas do Complexo Metamórfico Várzea do Capivarita e Septos do Embasamento Batólito Pelotas, recebendo o nome de Complexo Metamórfico Arroio dos Ratos (Fernandes *et al.*, 1990). São predominantemente rochas granitóides de composição trondhjemitica, intrudindo rochas supracrustais de alto grau metamórfico. Junto deste complexo, forma o Arco I o Complexo Gnáissico Piratini (usando a definição de Fernandes *et al.*, 1992), que inclui granitóides

deformados do Complexo Canguçu e os gnaisses Piratini, e a Suíte Pinheiro Machado, caracterizada como granitóides cálcico-alcálicos com estrutura magmática preservada.

A Associação Arco Magmático II aflora na porção ocidental do Cinturão Dom Feliciano, sendo composta por suítes granitóides intrusivas em rochas máficas a ultramáficas, intercaladas tectonicamente a metapelitos, quartzitos, mármore e xistos grafitosos. Entre os granitóides orogênicos, podem ser citados os Gnaisses Cambai do Complexo Vila Nova, e os granitóides metamorfisados do Complexo Cambaí, que registram o magmatismo originado na subducção de assoalho oceânico da bacia marginal em um ambiente de margem continental ativa (Fernandes *et al.*, 1995a).

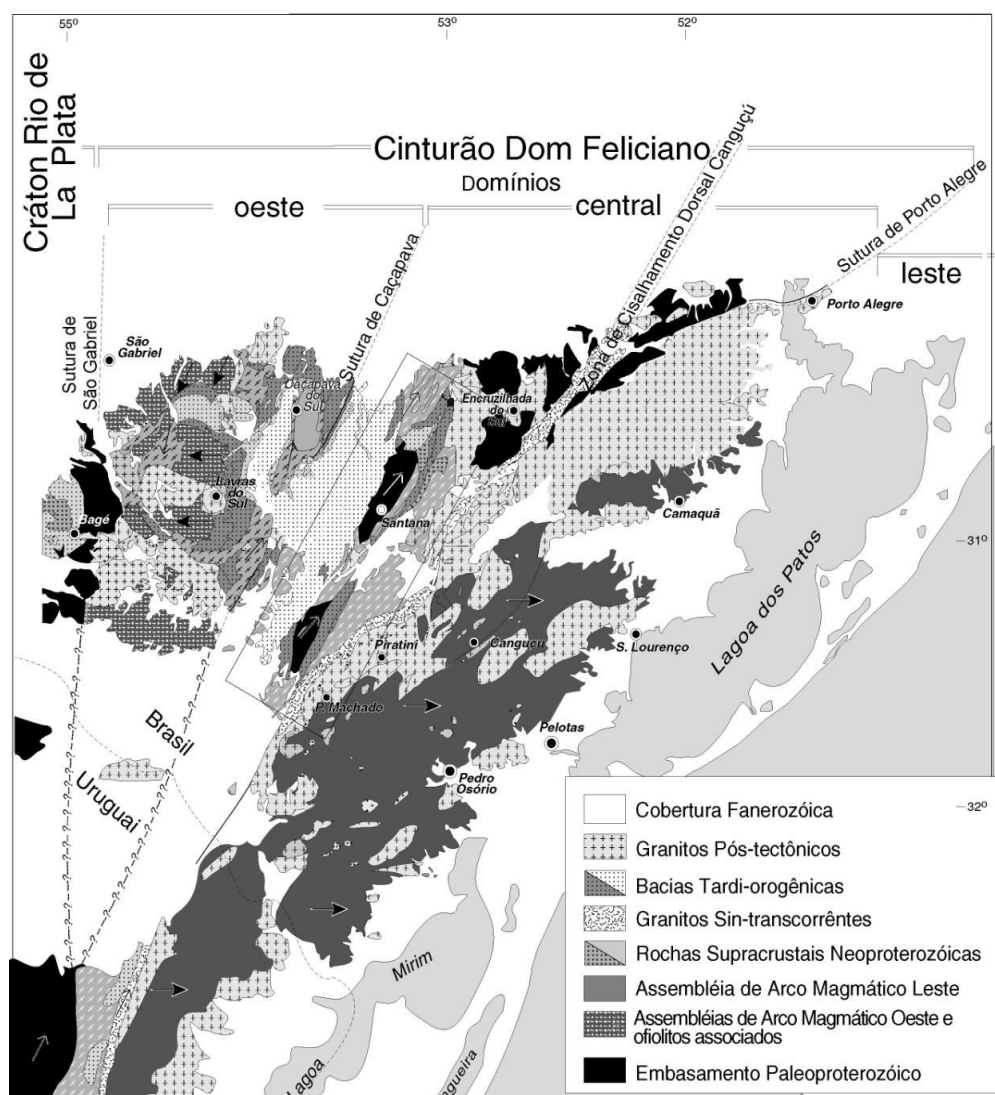


Figura 22 - Mapa geológico proposto para o Cinturão Dom Feliciano (retirado de Fernandes *et al.*, 1995a, b, modificado por Lenz 2006), dividido em 3 domínios tectônicos principais.

4.5 - Complexo Metamórfico Porongos

Anteriormente classificado em diferentes níveis estratigráficos - Série Porongos (Carvalho, 1932), Grupo Porongos (Goñi 1962), foi posteriormente dividido nas seqüências Complexo Cerro da Árvore e Grupo Cerro dos Madeiras em função de diferenças litológicas entre as porções leste e oeste do atual complexo (Jost & Bitencourt, 1980). Devido ao metamorfismo registrado tanto em suas sequencias sedimentares quanto vulcânicas, foi denominado como Suíte Metamórfica Porongos (Jost, 1981). Posteriormente, Hartmann *et al.*, 2000 denominam toda seqüência supracrustal como Complexo Metamórfico Porongos (Fig. 23), em função de sua estratigrafia obliterada.

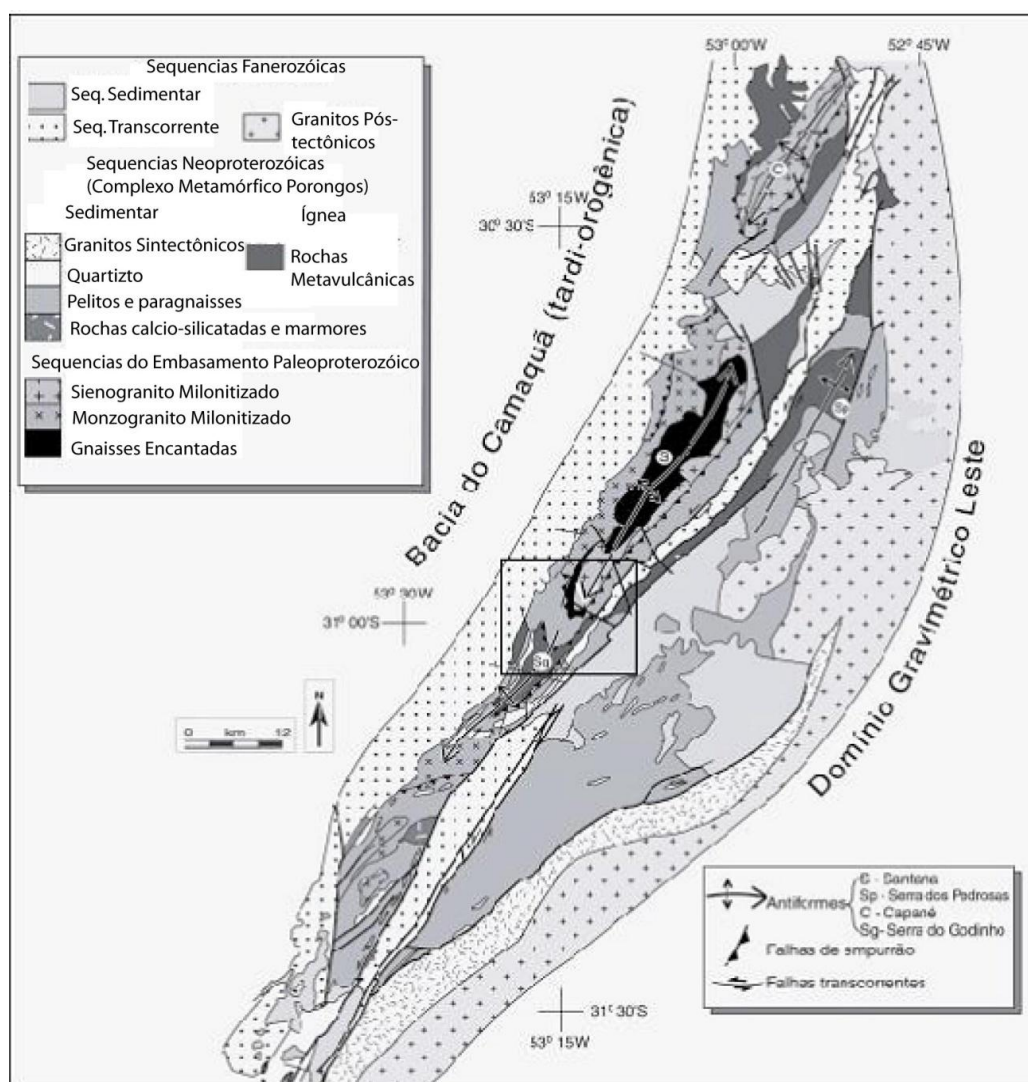


Figura 23 - Complexo Metamórfico Porongos (extraído de Porcher, 1992). A área selecionada indica a base deste trabalho.

O CMP pode ser considerado como parte do mesmo Cinturão de Xistos que estende-se desde o Complexo do Brusque (SC) até o complexo Lavalleya (UY) (Hasui *et al.*, 1975., Basei *et al.*, 2000).

O CMP possui litologia variada, entre ardósias, filitos, quartzitos e quartzo-milonitos, metaconglomerados, mármore, e abundantes mica-xistos.

Ardósias e filitos ocorrem tanto ao noroeste (antiforme Capané) quanto na porção central-sul (antiforme Santana da Boa Vista e Godinho). Apresentam-se como rochas friáveis, constituídas de quartzo fino a muito fino, micas e óxido de ferro (Marques *et al.*, 1996). Na porção ao sul da antiforme Santana da Boa Vista, ocorrem também em porções estratigráficas baixas nas seqüências de quartzitos e quartzo-milonitos. A textura fina é evidenciada pela deformação em estado sólido (*kink-bands* e dobras suaves).

Os mica-xistos são pelitos de composição quartzosa, plagioclásio, k-feldspato, biotita e muscovita abundantes, com presença de granadas, estaurolita, mica branca (retrometamorfismo da granada), óxido de ferro, e zircão, imprimindo halos metamórficos em biotita e muscovita (Marques *et al.*, 1996).

Estruturalmente, o CMP é marcado por dobras tardias abertas a fechadas, em regime de deformação crustal (Remus *et al.*, 1987), formando dobras regionais marcadas por cristas de quartzito. Estas antiformes controlam o padrão de afloramentos da área do CMP em quatro principais dobras: Antiforme de Santana, Antiforme Capané, Antiforme Serra dos Pedrosas e Antiforme Serra do Godinho.

As seqüências metassedimentares teriam sido deformadas em pelo menos quatro fases principais relacionadas ao Brasiliano (Remus *et al.*, op.cit; Saalman *et al.*, 2006).

A trama metamórfica datada por Lenz *et al.*, 2005 é relativa a uma fase de deformação após a sedimentação da paleobacia Porongos, com idade em torno de 601 e 654 Ma, para clorita-muscovita xistos da Serra dos Pedrosas. A re-ativação das zonas de cisalhamento durante o neoproterozóico entre 540 e 530 Ma (Phillip *et al.*, 2003) pode ter agido de maneira a marcar isotópicamente algumas fases associadas durante a deformação da trama metamorfizada.

Idades para o vulcanismo nas rochas riolíticas da região de Aberto do Cerro foram obtidas por U-Pb em zircão usando o método SHRIMP (Porcher *et al.*, 1999) e

possuem em torno de 783 Ma, similares as idades encontradas por Chemale Jr *et al.*, (2000), em torno de 800 Ma, para andesitos metamorfizados da região de Aberto do Cerro.

Dados geoquímica de elementos-traço e geoquímica isotópica de rochas metavulcânicas da antiforme Capané indicam que estas possuem características químicas e isotópicas de ambiente de retro-arco (Goldmann *et al.*, 2008), e pertencem a uma faixa de idades de *circa* 800 Ma (Marques, 1996).

O Complexo Encantadas (Formação Encantadas de Tessari e Picada, 1966; Gnaiss Encantadas por Jost e Bitencourt, 1980) constitui-se de gnaisses TTG de composição alto-alumínio (Phillip *et al.*, 2008), considerados como formados principalmente durante uma orogênese acrescionária em torno de 2250 a 2100 Ma (Hartmann 2002) e granitóides milonitizados (denominados Santana da Boa Vista por Machado *et al.*, 1987). Ainda segundo Phillip *et al* (op.cit.), o padrão de ETR dos gnaisses indicam estes pertencerem a séries de arco magmático continental.

Os granitóides milonitizados Santana da Boa Vista foram separados em duas composições distintas por Porcher & Fernandes, 1990: monzogranítica (oeste da Antiforme de Santana) e sienogranítica (leste da mesma antiforme). Tanto os Gnaisses Encantadas quanto os Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista apresentam metamorfismo retrogressivo de fácies anfíbolito inferior a xisto verde superior. Camozzato *et al* (1994) relatam a presença de rochas graníticas de caráter alcalino-peralcalino, com milonitização sobreposta, na região de Candiota. Estes granitóides estão intercalados aos metassedimentos da região ao sul da antiforme Cerro do Godinho. Segundo esses autores, estas manifestações ígneas de caráter alcalino-peralcalino envolvem ambientes distensivos, o que implicaria em novas interpretações de ambiente de deposição dos sedimentos.

A temporalidade entre a deposição dos sedimentos e o vulcanismo associado pode ou não ser concomitante. Para Porcher *et al.* (1999), o vulcanismo de *circa* 780 Ma é a idade de fechamento da paleobacia Porongos; Basei *et al* (2000) cita que o vulcanismo poderia ter sido resultado de fusão parcial das seqüências sedimentares metamorfizadas, e portanto não havendo relação estratigráficas entre as duas litologias. Dados mais recentes (Gollmann *et al.*, 2008) revelam que existem componentes crustais, mas também razões ϵNd relativamente baixas para fusão crustal. Os autores sugerem que o encontro do bloco São Gabriel com o

microcontinente Encantadas teria dado origem a vulcanismo do tipo margem continental ativa, neste caso os metassedimentos pelíticos representando uma borda preservada de margem passiva Paleoproterozóica (Frantz *et al.*, 1999).

Idades U-Pb obtidas em zircão (Hartmann *et al.*, 2002; Gruber 2007; Gruber *et al.*, 2008; Basei *et al.*, 2008) indicam que a principal área-fonte dos sedimentos é de idade paleoproterozóica, com poucas contribuições mesoproterozóicas. A área-fonte paleoproterozóica parece ser a do próprio embasamento da região – gnaisse encantadas – cuja similaridade foi observada por Lenz 2006. A proveniência dos grãos mesoproterozóicos pode ser relacionada a assinaturas africanas, dos cinturões Gariep e Damara (Basei *et al.*, 2008), muito embora as razões Th/U das amostras analisadas pelo autor sugerem se tratar de idades metamórficas e não detríticas. Estas assinaturas também são observadas em relação $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ X $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ (Gruber 2007), e assinaturas ϵNd também separam as amostras coletadas nas seqüências de xistos em grupos definidos (Saalman *et al.*, 2006; Gruber 2007; Basei *et al.*, 2008; este trabalho). Segundo Saalman *et al.*, 2006, os metassedimentos do grupo Porongos podem ser divididos em duas sequencias: Porongos Leste e Porongos Oeste. Estas seqüências são divididas de acordo com suas assinaturas isotópicas, sendo a seqüência leste de assinaturas T_{DM} com idades entre 1,6 e 2,0 Ga e a sequencia oeste com idades T_{DM} entre 2,2 e 2,9 Ga. Entretanto, Gruber (2007) apresenta dados obtidos em rocha total para os metassedimentos à oeste da antiforme de Santana (Fig. 24), com idades T_{DM} significativamente mais jovens, com assinatura ENd juvenil em relação aos metassedimentos estudados por Saalman *et al* (2006).

Essas razões de T_{DM} indicam uma média da composição isotópica da rocha, mas não necessariamente indicam uma idade real de fechamento de bacia. Para os metassedimentos da porção leste da antiforme Santana da Boa Vista, Gruber *et al* (2008) relatam idades U-Pb em zircão detrítico variando entre 0,9 e 2,4 Ga.

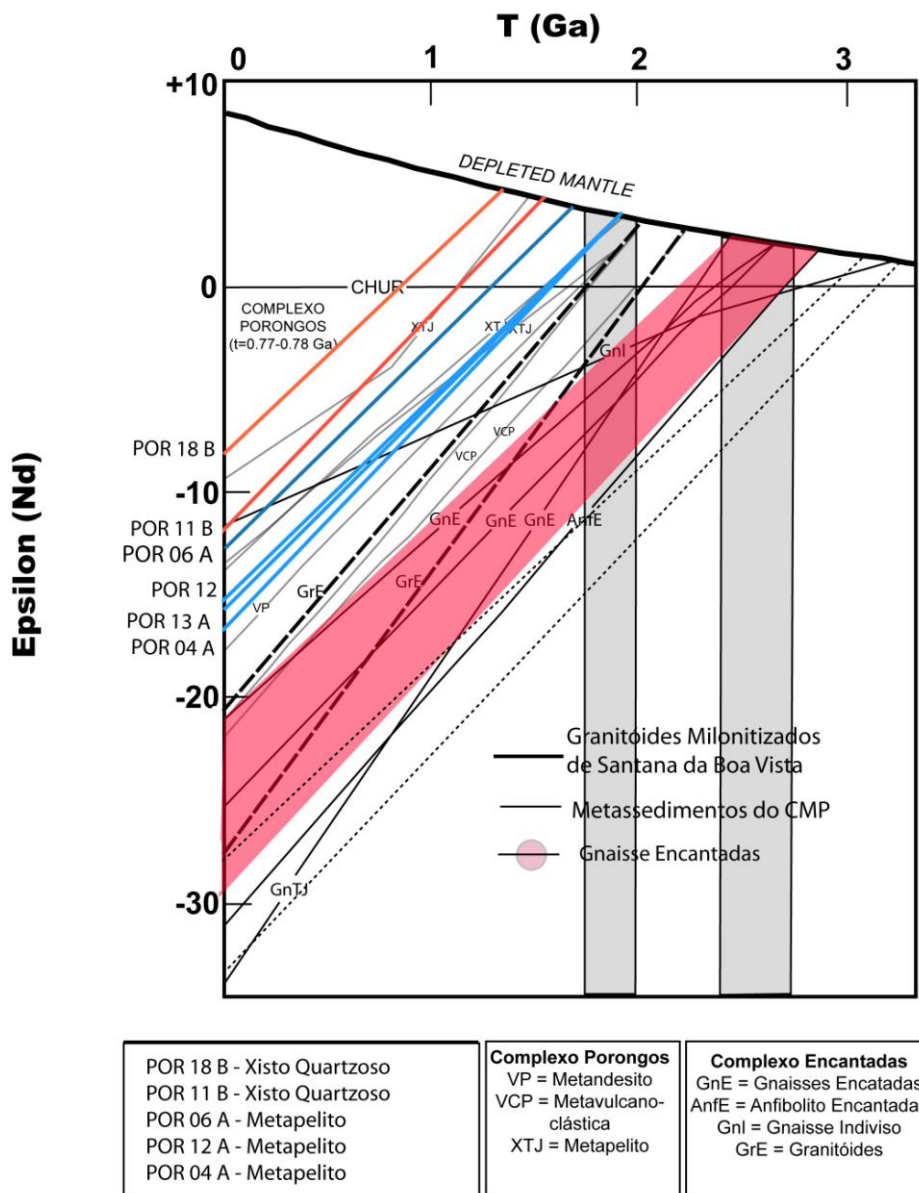


Figura 24 - Gráfico de evolução de ENd para as amostras metassedimentares do CMP, comparadas com o embasamento – Gnaisses Encantadas e Granitóides Milonitizados Santana da Boa Vista. Dados de Gruber (2007), Chemale Jr. (2000) e Saalman *et al.* (2006).

4.5.1 - Seqüências Analisadas

Neste trabalho foram analisadas principalmente as unidades metassedimentares das seqüências Xistos Arroio Areião e Xistos Cerro Cambará, localizados na parte sudoeste do CMP, junto a oeste e leste da Antiforme Santana da Boa Vista, antigo Complexo Cerro da Árvore (Jost 1981). A granulometria fina dos xistos indica tanto a origem sedimentar destes grãos – que provavelmente

possuem uma dinâmica de deposição relacionada a uma parte distal da bacia, ou retrabalhamento crustal – e explica em parte a dificuldade no processo de separação de zircão para datação, já que os grãos são todos de granulometria muito fina.

Estas duas seqüências são caracterizadas por possuírem deformação em estágio dúctil, com geração de dobras apertadas e *boudins* (Porcher & Fernandes, 1990), possuindo uma natureza diferente na litologia, mas de mesmas estruturas presentes na porção leste do CMP, separadas pela bacia Arroio Boici (Ramgrab & Wildner, 1996). A porção leste da antiforme de Santana, estudado por Gruber (2008) apresenta uma maior ocorrência de filitos e mica-xistos finos, com ocorrências mais raras de quartzitos deformados e quartzo-milonito, além de mármore ao sul da área estudada.

Os muscovita-xistos encontrados ao longo das duas unidades foram coletados ao longo das vias de acesso no interior da região ao sul de Santana da Boa Vista, e apresentam muscovita, plagioclásio e quartzo como minerais principais. Os principais minerais acessórios encontrados são titanita, monazita, zircão e apatita.

Os quartzo-milonitos possuem quartzo com deslocamento basal como principal mecanismo de deformação mineral (Porcher & Fernandes, 1992). São constituídos quase exclusivamente por quartzos (95-98%) com raras lamelas de muscovita orientadas paralelamente a foliação milonítica. A presença de pods de granitos não deformados corrobora a interpretação de que foram formados a partir da deformação e transformação de feldspatos e muscovitas em quartzo (Morales *et al.*, 2001) unidades ocorrem dispersas ao longo do CMP, intercaladas tectonicamente nas unidades metassedimentares Xistos Arroio Areião e Xistos Cerro Cambará. Neste litotipo, foram analisados zircões detríticos de quartzo-milonitos do leste da Antiforme de Santana da Boa Vista e leste da Antiforme do Cerro do Godinho.

Os quartzitos deformados afloram principalmente em cristas junto a dobras abertas, e em lentes concordantes com os xistos pelíticos. Possuem deformação acentuada, que em alguns casos parece indicar uma progradação para milonitização.

Capítulo 5

- Conclusões -

Neste capítulo são sumarizados os resultados obtidos neste trabalho, separados de acordo com os diferentes litotipos analisados, e respectivas conclusões.

5.1– Idades de Deposição

5.1.1 – Xistos Cerro Cambará

Considerando a geologia regional do CMP, as idades mínimas de deposição das sequências metassedimentares deve ter sido anterior ou concomitante ao vulcanismo de cerca de 780 Ma (Porcher et al., 1999; Chemale Jr. 2000., Saalman et al., 2010). As idades detríticas até então obtidas indicam que as sequências Cerro Cambará e Arroio Areião e quartzos milonitos das antiformes Santana e Godinho foram depositadas antes do vulcanismo neoproterozóico, sendo a idade mínima de deposição sendo a idade mínima de deposição de cerca de 800 Ma.

5.1.2 – Xistos Cerro Cambará

A idade de zircão detrítico mais jovem encontrada para a seqüência de xistos Cerro Cambará é de 894 ± 30 Ma, representada pela população de idades entre 905 e 997 Ma. Esta faixa de idade é considerada como a idade máxima de deposição, ou idade mínima de fechamento da bacia, ao menos para esta seqüência. A freqüência de idades é maior nos intervalos de 1200, 1800 e 2000 Ma. A idade mais antiga obtida em zircão detrítico é de 2783 ± 18 Ma.

5.1.3 – Xistos Arroio Areião

Para esta seqüência, as populações de idades ficaram distribuídas entre 1300, 1500, 2000 e 2200 Ma. A idade mais antiga obtida em zircão detrítico é de 2412 ± 81 Ma. A idade mais jovem de zircão detrítico é de 967 ± 15 Ma. A seqüência

Arroio Areião, portanto, possui uma idade deposicional mais antiga que a sequência Cerro Cambará.

5.1.4 – Quartzo milonitos

A amostra de quartzo milonitos analisadas possuem idades com valores entre 1621 ± 16 Ma e 2262 ± 36 Ma, com grande frequência de idades paleoproterozóicas. A idade mais antiga obtida nesta amostra foi de 3185 ± 117 Ma.

5.2 - Ambientes Depositionais e Fechamento de Bacia

A idade de fechamento da sequência Cerro Cambará é significativamente mais jovem do que a idade da sequência Arroio Areião. Estas, por sua vez, apresentam picos de idades relativos bem próximos entre si. As diferenças na distribuição probabilística nas frequências podem ser relativas ao baixo número de grãos datados. Uma evolução de bacia em diferentes estágios, ou mesmo de bacias diferentes, pode ser responsável por esta variação litológica e de idades. Não se exclui a possibilidade de que seja apenas uma mudança no regime de proveniência das áreas-fonte, marcando diferentes estágios orogênicos da crosta na região.

As idades das seqüências de mica xistos apresentam componentes mesoproterozóicos do período Toniano, diferente dos quartzitos do CMP. A participação de áreas-fonte com estas idades já haviam sido previstas em trabalhos de geoquímica isotópica (Lenz, 2006; Saalman *et al.*, 2006; Gruber, 2007; Gruber *et al.*, 2008), pois as idades TDM obtidas para os metassedimentos do CMP não indicavam apenas contribuição de uma fonte paleoproterozóica. A diferença na composição sedimentar dos protólitos pode indicar diferentes ambientes para estas seqüências, já que a sequência quartzo-feldspática (associada na bibliografia a uma margem passiva ou ambiente de rift) é mais antiga que a sequência micácea. A diferença na composição e idade destes sedimentos pode estar indicando uma evolução da margem passiva ou rift para um sistema distal de arco.

As diferenças de padrões de idades entre mica xistos e quartzo milonitos para todo CMP é mostrado na figura 25, e parecem indicar diferentes períodos de deposição. Os quartzo milonitos pertencem a uma bacia com fechamento

mesoproterozóico, com deposição predominantemente clástica, típica de ambientes de margem passiva ou rift. Não existem idades detríticas magmáticas mais jovens que 1,6 Ga nestes quartzo milonitos. Os mica xistos das duas seqüências possuem idades mais jovens, e sua litologia e química isotópica sugerem participação de material juvenil em relação aos quartzo milonitos (Gruber, 2008).

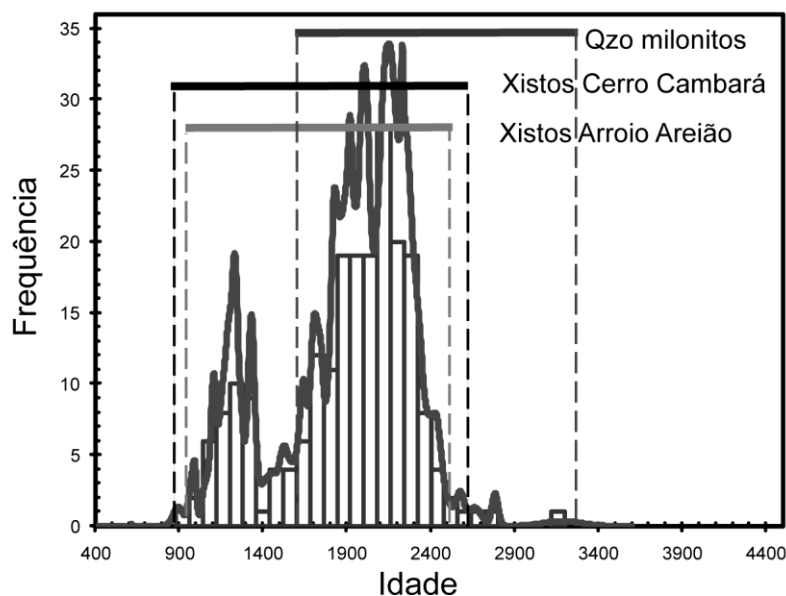


Figura 25 - Distribuição de todas idades detríticas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão para o CMP obtidas neste trabalho.

5.3- Áreas-fontes

As idades obtidas até então para os quartzo milonitos e xistos permitem caracterizar um panorama de possíveis áreas-fonte dos metassedimentos do CMP. Estes sedimentos quartzosos de idades paleoproterozóicas foram depositados na paleobacia Porongos no mesoproterozóico (sendo a idade mais jovem para estas unidades em torno de 1,6 Ga), ou representam porções do embasamento do CMP retrabalhado por processos posteriores a sedimentação mesoproterozóica (de idade mínima de 0,9 Ga). A idade mais antiga obtida nos quartzo-milonitos (3185 ± 117 Ma) do arqueano pode ser proveniente tanto do terreno Nico Pérez, a oeste do Cinturão Dom Feliciano, quanto dos grupos arqueanos do cráton Kalahari, Congo-São Francisco ou mesmo Laurentianos. A série de idades entre 1,9 Ga e 1,6 Ga pode ser proveniente das orogenias Mazatzal (1,71 – 1,62 Ga), Yavapai (1,79 – 1,69

Ga) e Trans-Huddsoniana (1,92 – 1,79 Ga), do leste Laurentiano (hoje centro-oeste norte-americano). A baixa frequência de idades de cerca de 1,7 Ga para o quartzo milonito da antifórme de Santana pode estar indicando uma proveniência diferente para os grãos paleo/mesoproterozóicos desta unidade. Os crátons Africanos (Kalahari e Congo) possuem déficit neste mesmo período, podendo então haver uma diferença significativa na área-fonte dos metassedimentos quartzo miloníticos.

A orogenia Sunsás associada ao Grenvilliano há cerca de 1450 Ma, possui orogenia mesoproterozóica de 1760 – 1740 (Orogenia Jamari) e 1670 – 1630 (Orogenia Quatro Cachoeiras), além das orogenias associadas ao greenville: 1465 – 1427 (Orogenia Santa Helena) e 1371 – 1319 (Orogenia Candeias) (Santos et al., 2008).

Os metapelitos das seqüências Arroio Areião e Cerro Cambará possuem componentes de idade paleoproterozóica semelhantes aos quartzo milonitos, além de idades meso-neoproterozóicas. As idades detriticas mais jovens para estas seqüências, entretanto, restringem-se ao período Toniano (entre 1,0 e 0,85 Ga), no limite entre o mesoproterozóico e o neoproterozóico.

Entre as idades do final do Paleoproterozóico, entre 2,0 e 1,6 Ga, parte das razões Th/U coincide com aquelas do Complexo Encantadas. As razões dos quartzitos, quartzo milonitos e mica xistos do CMP coincidem em parte com os das rochas ultramáficas Belizário (Hartmann *et al.*, 2003), e muito embora a dispersão de Th/U seja muito maior para idades entre 2,0 e 1,6, fica evidente a contribuição do embasamento do CMP para sua sedimentação.

As idades mesoproterozóicas, entre 0,9 e 1,7 Ga são idades raras ou desconhecidas para o Cinturão Dom Feliciano. A intensa ocorrência de picos de idade entre 1,0 e 1,2 Ga remete a áreas fontes de típicos cinturões Grenvillianos, como os associados aos crátons Kalahari, Amazonas e Laurentia. Idades entre 1,29 e 1,18 Ga são geralmente relacionadas com a orogênese Elzeveriana, uma aglutinação de terrenos pouco anterior a formação do supercontinente Rodínia (Rivers, 1997).

Segundos os modelos de reconstrução do Rodínia (e.g. Hoffmann, 1991; Cordani *et al.*, 2003; Torsvik 2003; Li *et al.*, 2007 entre outros) há diferentes localizações paleogeográficas para o cráton Rio de La Plata nessa época. Entretanto

ele geralmente é colocado próximo dos crátons Amazonas e Kalahari e ambos possuem cinturões Grenvilianos e Elzeverianos com idades entre 1.0 e 1.2 Ga.

5.4 – Conclusões

- O registro de idades em zircão mostra um controle litológico nos sedimentos depositados nas diferentes fácies da paleobacia Porongos; os quartzos milonitos apresentam idades predominantemente paleoproterozóicas (1,6-2,5 Ga), enquanto que os mica xistos apresentam idades mais jovens além do mesmo registro de idades paleoproterozóicas, variando entre 0,9 e 2,5 Ga. Não existe diferença de idade, ao menos para o método U-Pb aplicado em zircões detríticos nos metassedimentos ao longo da Antiforme de Santana da Boa Vista, entre as seqüências Xistos Arroio Areião e Xistos Cerro Cambará.

- Os resultados de U-Pb dos zircões detríticos indicam que o Complexo Encantadas é, de fato, um dos contribuintes principais dos zircões detríticos (idades paleoproterozóicas), mas junto à essa área-fonte, soma-se uma importante contribuição de área-fonte mesoproterozóica. A disponibilidade de zircões magmáticos deste intervalo de idade (entre 1,5 a 0,9 Ga) e a reconstrução paleogeográfica do Rodínia neste período sugerem fontes Elzeverianas - Grenvillianas, e a morfologia dos grãos estudados indica uma área-fonte distal para as idades entre 0,9 Ga e 1,6 Ga.

- A idade de deposição dos metassedimentos pode estar indicando uma seqüência (ou mais de uma) depositada em torno de 1,6 Ga (idades mais jovens de zircões detríticos dos quartzos milonitos) e outra depositada em torno de 0,9 Ga (idade mais jovem dos zircões detríticos da seqüência Cerro Cambará). A idade mínima para os grãos detríticos, sem indícios de remobilização isotópica posterior é de cerca de 0,9 Ga.

Como a provável idade mínima para o fechamento da paleobacia Porongos é em torno de 900 Ma, essa idade pode ser relativa a orogênese de aglutinação de vários crátons num supercontinente (Rodínia). Segundos os modelos de reconstrução desse supercontinente (e.g. Hoffmann, 1991; Torsvik 2003; Li *et al.*, 2007 entre outros) há diferentes paleogeografias para o cráton Rio de La Plata

nessa época. Entretanto ele geralmente ocorre próximo dos crátons Amazonas e Kalahari e ambos possuem cinturões Grenvillianos com idades entre 1.0 e 1.2 Ga (Fig. 25).

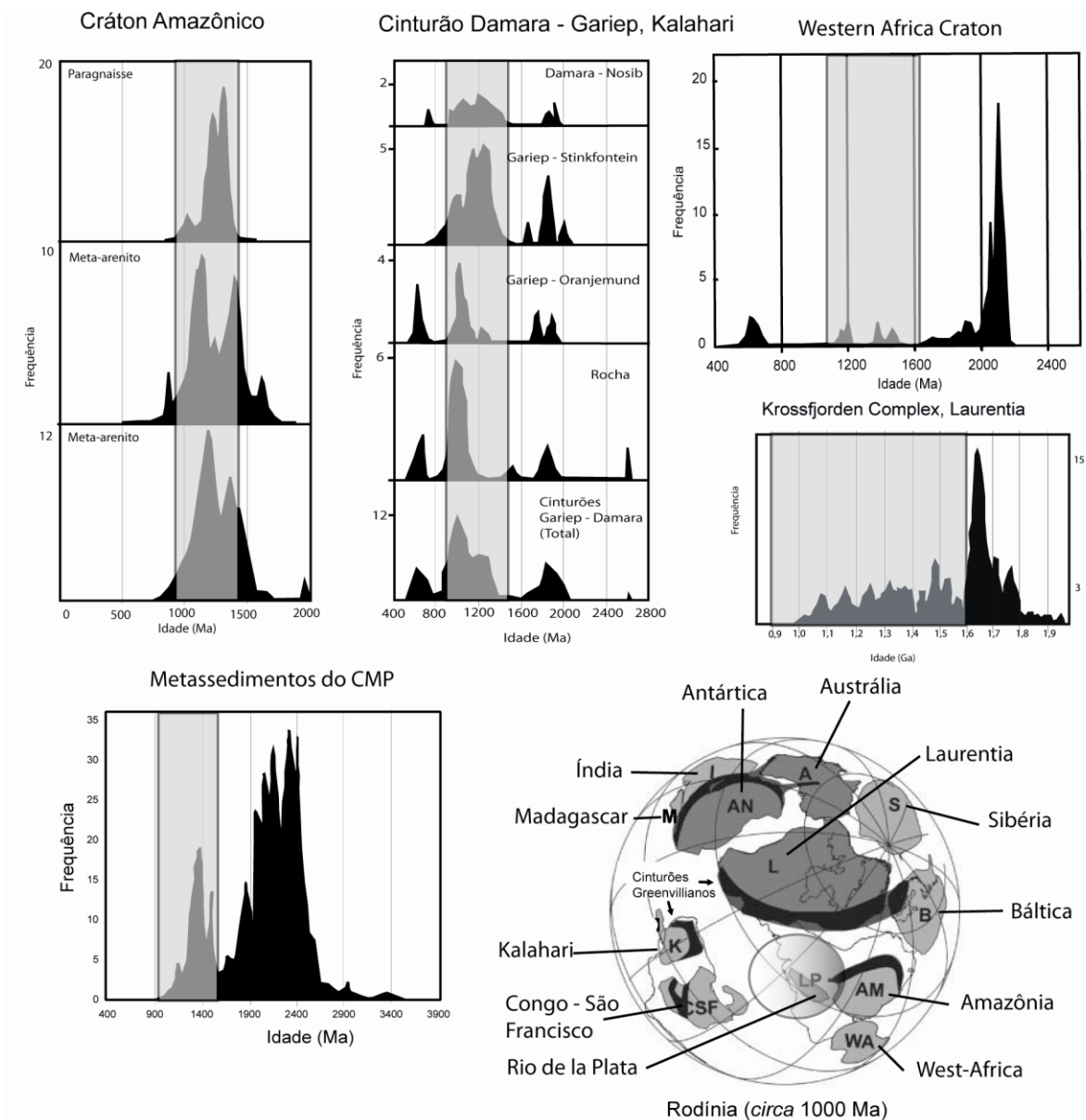


Figura 26 –Reconstrução paleogeográfica do Rodínia. O círculo cinza-claro mostra a provável localização da paleobacia Porongos á época da sedimentação mesoproterozóica. As faixas cinzas representam as idades mesoproterozóicas do CMP nos histogramas sendo comparadas com idades ígneas e detríticas de outros crátons e cinturões próximos ao CMP a cerca de 1000 Ma; Figura modificada de Cordani et al., 2003; Dados referentes aos cinturões mesoproterozóicos do Cráton Amazônico retirados de Cardona et al., 2010; Cinturão Damara-Gariep-Kalahari de Basei et al., 2008; Western Africa Craton de Soumalia et al., 2008;

Histograma de frequência do cráton *Laurentia* de Krossfjorden Complex de Petterson *et al.*, 2009 e Gnaisses Seve Nappe de Williams e Claesson, 1987.

Capítulo 6
– Referências Bibliográficas –

- Allégre, C. 2008. **Isotope Geology**. Cambridge University Press, Cambridge, UK.
- Almeida F. F. M., Brito Neves B. B., Carneiro C. D. R. 2000. The origin and evolution of the South American Platform. *Ear. Sci. Rev.*, **50**:77- 111.
- Andersen, T. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. 2005. *Geochemical Geology* 216, 249– 270.
- Babinski, M., Chemale Jr., F., Hartmann, L.A., Van Schmus, W.R., Silva, da L.C., 1996. Juvenile accretion at 750–700 Ma in southern Brazil. *Geology* 24 (5), 439–442.
- Babinski, M., Chemale, F. Jr., Van Schmus, W.R., Hartmann, L.A. & Da Silva, L.C. (1997): U-Pb and Sm-Nd geochronology of the Neoproterozoic Granitic-Gneissic Dom Feliciano Belt, Southern Brazil.- *J. South Am. Earth Sci.* 10(3-4): 263-274.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation base don detrital zircón ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 2008; v. 294; 239-256
- Basei, M. A. S., Siga, O. JR, Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M. & Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton - framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In *Tectonic Evolution of South America* (eds U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Tomaz and D. A. Campos), pp. 311–34. 31st International Geological Congress, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.
- Benisek A, Finger F (1993) Factors controlling the development of prism faces in granite zircons: A microprobe study. *Contrib Mineral Petrol* 114:441-451
- Bleeker, W. (2003) The late Archean record: a puzzle in ca. 35 pieces. *Lithos* **71**, 99–134.

- Borg, S. G., D. J. DePaolo (1994), Laurentia, Australia, and Antarctica as a Late Proterozoic supercontinent: constraints from isotopic mapping, *Geology*, **22**, 307-310
- Camazatto, E; Sander, A; Ramgrad, G.E; Wildner, W. 1994. Milonitos Alcalinos-peralcalinos da região de Candiota, RS. **Congresso Brasileiro de Geologia, 38., SC. Boletim de Resumos Expandidos**. Balneário Camboriu, SBG, 3:88-89.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66: 1-72.
- Chemale JR., F. 2000. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (Ed.). **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52.
- Condie, K.C., 1997. Plate Tectonics and Crustal Evolution. Fourth Edition, Butterworth-Heinemann, Oxford, UK, 282 p.
- Condie, K. C., Belousova, E., Griffin, W. L., and Sircombe, K. N., 2009. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research* 15, p. 228-242.
- Cordani, U., Halpern, M. & Berenhole, M. 1974. Comentários sobre as determinações geocronológicas da Folha de Porto Alegre. In: **Carta Geológica Do Brasil ao Milionésimo. Brasília**, DNPM. P. 70-84.
- Cordani, U., Brito-Neves, M. & D'Agrella-Filho, M.S.D. 2001. From Rodinia to *Gondwana*: A Review of the Reliable Evidence from South-America. *Gondwana Research*, 4(4): 600-6003.
- Corfu, F., Hachar, J.M., Hoskin, P.W.O., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures. In: Hachar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), *Zircon*, 53. Mineralogical Society of America Reviews in *Mineralogy and Geochemistry*, pp. 469–495.
- Dalla Salda, L., Bossi, J., Cingolani, C., 1988. The Río de la Plata cratonic region of southwestern Gondwana. *Episodes* 11, 263–269.
- Dalziel, I. W. D. (1991), Pacific margins of Laurentia and East Antarctica-Australia as a conjugate rift pair: Evidence and implications for an Eocambrian supercontinent. *Geology*, 19: 598-601.

- De Paolo, D.J. & Wassenburg, G.J. 1976. Nd Isotopics Variations and Petrogenetic Models. *Geophys. Res. Lett.* 3, 249 – 52.
- De Paolo, D.J. Neodymium Isotope Geochemistry: An Introduction. 1989. Springer-Verlag.
- Dewey, J. F., 1980, Episodicity, sequence and style at convergent plate boundaries, in Strangway, D.W., ed., **The continental crust and its mineral deposits:** Geological Association of Canada Special Paper 20, p. 553–573.
- Dickin, Alan P. 1995. **Radiogenic Isotope Geology.** Cambridge University Press. UK. 490 p.
- Dodson MH, Compston W, Williams IS, Wilson JF (1988) A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *J Geol Soc London* 145:977-983
- Fedo, C.M., Sircombe, K.N. & Rainbird, R.H. 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record (in Zircon). *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53: 277-303.
- Eisbacher, G.H., 1985. Late Proterozoic rifting, glacial sedimentation, and sedimentary cycles in the light of Windermere deposition, western Canada. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 51, 231–254.
- Faure, G. 2004. **Isotopes: Principles and Applications.** Third Edition. John Wiley & Sons Eds. Cambridge University Press. 928 p.
- Fernades, L.A.D., Tommasi, A e Porcher, C.C. 1990. Esboço Estrutural de parte do Batólito Pelotas – Região de Quitéria- Capivarita. *Acta Geológica Leopoldinensia*, 13: 117-138.
- Fernandes, L. A. D. ; Tommasi, A. ; Porcher, C. C. ; Koester, E. ; Scherer, C. M. S. ; Kramer, G. ; Menegat, R. . Stratiography of Early-Orogenic Granitoids in the Dom Feliciano Belt of Souther Brazil: a Discussion. In: 7º Congresso Brasileiro de Geologia, 1992, São Paulo. **7º Congresso Brasileiro de Geologia**, 1992. v. 2. p. 333-334.
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Kramer G., Tommasi A., PorcherC.C., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma

- contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:351-374
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Kramer G., Tommasi A., Porcher C.C., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:375-384
- Fernandes, L.A.D. & Porcher, C.C. 1998. Geologia Estrutural e Tectônica. In: Ramgrab, G.E. & Wildner, W. (Ed.). Serviço Geológico Brasileiro / Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais: CPRM/PLGB (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil), SUREG/PA.
- Finch, R.J & Hanchar, J.M. 2003. Structure and Chemistry of Zircon and Zircon-Group Minerals. **Reviews in Mineralogy and Geochemistry**, Jan 2003; 53: 1 - 25.
- Fragoso-César, A.R.S., Wernik, E., Soliani Jr, E. 1982. Evolução geotectônica do Cinturão Dom Feliciano – uma contribuição através da aplicação do modelo de tectônica de placas. In : CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 32., 1982, Salvador, **Anais do...** Salvador, SBG, v.1, p.13-23.
- Fragoso-Cesar, A.R.S., 1980. O Cráton do Rio de la Plata e o Cinturão Dom Feliciano no Escudo Uruguaio-Sul-Riograndense. In: Congresso Brasileiro de Geologia, 31 SBGeol. Camboriú Anais 5, 2879-2892.
- Frantz J.C., Botelho N.F., Pimentel M.M., Potrel A., Koester E., Teixeira R.S. 1999. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):227-232
- Frantz, J.C. & Botelho, N.F. 2000. Neoproterozoic Granitic Magmatism and Evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in southernmost Brazil: A Tectonic Model. *Gondwana Research*, 3: 7-19.
- Finnigan Neptune-Hardware Manual. Thermo Eletro Corporation. Germany, 2004.
- Fullagar, P.D. 2001. Evidence for early mesoproterozoic (and older?) crust in the southern and central Appalachians of North America. *Gondwana Research*, V.5, N 1, pp.197-203.

- Gaucher, C., Poiré, D.G., Finney, S.C., Valencia, V., Blanco, G., Pamoukaghilián, K., Gómez Peral, L. Zircons Detriticos de Secuencias Neoproterozoicas de Uruguay Y Argentina: Inferencias Sobre La Evolucion Paleogeografica Del Craton Del Rio De La Plata. **Resumo Expandido. Congresso Uruguio de Geologia**, 2007.
- Gehrels, G.E. 2000. Introduction to detrital zircon studies of Paleozoic and Triassic strata in western Nevada and northern California. *Geol Soc Am Spec Paper* 347:1-17
- Gollmann, K., Marques, J.C., Frantz, J.C., Chemale Jr., F. 2008. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. *Revista Pesquisas em Geociências*, Vol. 35: 83-95.
- Göni, J.C. 1962. Origine des roches ultrabasiqes et serpentineuses du Précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralizations. *Boletim* 12: 1-33. Escola de Geologia, UFRGS.
- Gruber, L. 2007. Estudo de proveniência do Complexo Metamórfico Porongos, porção SE da Antiforme de Santana, RS. Trabalho de conclusão. IGEO/UFRGS. 77 pgs. Porto Alegre, RS.
- Gruber, L., Porcher, C.C., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., Chemale Jr, F. Dussin, I. 2008. Mesoproterozoic detrital zircon in the Dom Feliciano Belt: Zircon ages for the Porongos Metamorphic Complex. *VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos de Bariloche - Argentina – 2008*.
- Faure, G. 2004. **Isotopes: Principles and Applications**. 3rd Edition. Ed. Wiley.
- Harley, S.L. & Kelly, N.M. 2007. Zircon, Tyni But Timely. *Elements*, 3: 13-18.
- Hartmann, L.A., Santos, J.O., Bossi, J., Campal, N., Schipilov, A. & McNaughton, N., 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de la Plata Craton, Uruguay. *Journal of South American Earth Sciences* 15, 229– 236.
- Hartmann, L.A., Phillip, R.P., Liu, D., Wan, Y., Wang, Y., Santos, J.O.S. & Vasconcellos, M.A.Z. 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircon, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, 46: 127-157.
- Hartmann, L. A. ; Santos, João Orestes S ; Leite, J. A. D. ; Porcher, C. C. ; Mcnaughton, Neal J, 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP

- geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. **Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro**, v. 75, n. 3, p. 393-403.
- Hartmann, L.A.; Nardi, L.V.S. 1982. Os granitos Santo Afonso, Saibro e Vauthier da região do Arroio Santa Maria Chico, Dom Pedrito, RS - Geologia, Petrografia e Química dos Elementos Maiores, com Interpretação Geotectônica. *Acta Geologica Leopoldensia*, v.6, n.12, p.153-178.
- Hartmann L.A., Leite J.A.D., McNaughton N.J., Santos J.O.S. 1999. Deepest exposed crust of Brazil—SHRIMP establishes three events. *Geology* 27:947–950.
- Hartmann, L.A, Porcher, C.C. & Remus, M.V.D. 2000. As rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. In: Holz, M. & De Ros, L.F. (Ed.) *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, Editora da UFRGS, p. 79-118.
- Hartmann, L.A., et al., 2002. Zircon and titanite U–Pb SHRIMP geochronology of Neoproterozoic felsic magmatism on the eastern border of the Rio de La Plata Craton, Uruguay. *J. South Am. Earth Sci.* 15, 229–236.
- Hartmann, L.A., Chemale Jr. F., Phillipp, R. P. 2007. Evolução Geológica do Rio Grande do Sul no Pré-Cambriano. In: **Instituto de Geociências – 50 Anos de Geologia**. Ianuzzi, R., Frantz, J.C (Eds). Editora Comunicação e Identidade, Porto Alegre.
- Hasui, Y., Carneiro C.D.R., Coimbra A.M. 1975. The Ribeira Folded Belt. *Revista Brasileira de Geociências*, 5(4):257-266.
- Hoffman, P.F. 1991. Did the Breakout of Laurentia Turn Gondwanaland Inside-Out? *Science*, 7: 1409-1412.
- Hoffman, P.F. 1997. Tectonic genealogy of North America. In Van der Pluijm, B.A. & Marshak, S. (Ed.) *Earth Structure and Introduction to Structural Geology and Tectonics*. New York, McGraw Hill, p. 459–464.
- Holz, M. & De Ros, L.F., 2000 **Geologia do Rio Grande do Sul**. Porto Alegre: CIGO/UFRGS. 445 p.
- Hoskin, P. & Schaltegger, U. 2003. The Composition of Zircon and Igneous and Metamorphic Petrogenesis. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53(1): p. 27-62.

- Ingersoll, R.V & Busby, C.J. 1995. **Tectonics of Sedimentary Basins**. Blackwell Science, London. 579 p.
- Isler, R.S. 1983. Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. IN: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA. Porto Alegre, 1. Atas... Porto Alegre, SBG, p; 19-36.
- Jost, H. 1981. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region, Southern Brazil*. Georgia, 208 p. Tese de Doutorado, University of Athens, EUA.
- Jost, H. & Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4(7): 27-60.
- Karlstrom, K.E., Williams, M.L., McLelland, J., Geissman, J.W., Ahall, K.I., 1999. Refining Rodinia: geological evidence for the Australia–western U.S. connection in the Proterozoic. *GSA Today* 9, 1–7.
- Kawashita, K., Torquato, J.R. 1990. Geocronologia Nuclear I: Radioatividade e Princípios Físicos da Geocronologia. *Revista de Geologia*, 3: 101-121.
- Kawashita, K., Torquato, J.R. 1991. Geocronologia Nuclear II: Métodos geocronológicos. Técnicas de medida Espectrógrafos e Espectrômetros. *Revista de Geologia*, 4: 91-126.
- Kearey, P., Klepeis, K.A. & Vine, F.J. 2009. *Global Tectonics*. Wiley & Blackwell, UK. 495 p.
- Kraemer, G., Fernandes, L.A.D., Koester, E., Soliani Jr. E. & Nardi, L.V.S. 1995. Acresção Juvenil Brasileira na porção oeste do Escudo Sul Rio-grandense: a Suíte Orto-Metamórfica Imbicuí. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 1995, Gramado. Anais do Boletim de Resumos Expandidos, Gramado, 5, p . 50-51.
- Leite, J.A.D., Hartmann, L.A., McNaughton, N.J. & Chemale Jr., F. 1998. SHRIMP U/Pb Zircon Geochronology of Neoproterozoic Juvenile and Crustal-Reworked Terranes in Southernmost Brazil. *International Geology Reviews* 40: 688-705.
- Lenz, C., Porcher, C.C., Fernandes, L.A.D., & Koester, E. 2005. Idades Rb-Sr da trama metamórfica dos sienogranitos milonitizados de Santana da Boa Vista, RS, Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, PÁG., 2005, Curitiba. Anais...Curitiba.

- Lenz, C. 2006. *Evolução metamórfica dos metapelitos da antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo*. Porto Alegre, 129 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Lenz, C. ; Porcher, C.C. ; Fernandes, L.A.D. ; Koesters, E. ; Gross, A. M. O. S. 2006. Isotopic data of Porongos Metamorphic Belt. **Revista Brasileira de Geociências**, n. in prep.
- Lev, S.M., McLennan, S.M. & Hanson, G.N. 1999. Mineralogic Controls on REE Mobility During Black-Shale Diagenesis. *Journal of Sedimentology*, 69(5): 1071-1082.
- Li, Z.X., Zhang, L., Powell, C.M., 1995. South China in Rodinia: part of the missing link between Australia–East Antarctica and Laurentia? *Geology* 23, 407–410.
- Li, Z.X., Li, X.H., Kinny, P.D., Wang, J., 1999. The breakup of Rodinia: did it start with a mantle plume beneath South China? *Earth Planet. Sci. Lett.* 173, 171–181.
- Li, Z.X., Evans, D.A.D., Zhang, S., 2004. A 90° spin on Rodinia: possible causal links between the Neoproterozoic supercontinent, superplume, true polar wander and low-latitude glaciation. *Earth Planet. Sci. Lett.* 220, 409–421.
- Li, Z.X., et al., Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis, *Precambrian Res.* 2007. doi:10.1016/j.precamres.2007.04.021
- Machado, R. Fragoso-César, A.R.S., Faccini, U. 1987. O domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de intereferência tipo domo e bacia? In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. *Anais...* Curitiba, SBG, v.1, p.167-182.
- Marques, J.C.; Roisenberg, A.; Jost, H. 1996. Cromoespinélio como indicador petrogenético, Suíte Ultramáfica Cerro da Mineração (SUCM) - Antiforme Capané, Cachoeira do Sul-RS. In: SBG, **Cong. Brás. Geol.,39, Salvador, Anais, 6:221-223**.
- Marques, J.C. 1996. *Petrologia e Metalogênese da Sequência Metaltramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul – RS*. Porto Alegre, 196 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em

- Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Marques, J.C., Frantz, J.C., Roisenberg, A. 2003. A stratigraphy of the Porongos Metamorphic Suit: a remaining problem. I Encontro sobre a Estratigrafia do Rio Grande do Sul: Escudos e Bacias. Porto Alegre. Livro de Resumos, p77-82.
- McDaniel, D.K., Hemming, S.R., McLennan, S.M. & Hanson, G.N. 1994. Resetting of Neodymium Isotopes and Redistribution of REEs During Sedimentary Processes – the Early Proterozoic Chelmsford Formation, Sudbury Basin, Ontario, Canada. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 58(2): 931-941.
- Morales, L.F.G., Casey, M., Fernandes, L.A.D., Porcher, C.C. - Tramas Cristalográficas de Quartzos Miloníticos em uma Zona de Cisalhamento Tangencial com Transporte Paralelo ao Alongamento do Cinturão Dom Feliciano, sul do Brasil.. In: XI Congresso Latino-americano de Geologia e Congresso Uruguaio de Geologia, 2001, Punta del Este. Resúmenes Extensos, CD-ROM, 2001.
- Morton & Hallsworth. 2007. Stability of Detrital Heavy Minerals During Burial Diagenesis, *Developments in Sedimentology*, Vol. 58, 215–245. Elsevier B.V.
- Moore, E. M. (1991), Southwest U.S.-East Antarctica (SWEAT) connection: A hypothesis. *Geology*, 19: 425-428.
- Nardi, L.V.S.; Hartmann, L.A. 1979. O Complexo Granulítico Santa Maria Chico, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, v. 6, n. 3, p.45-75.
- Nelson DR (2001) An assessment of the determination of depositional ages for Precambrian clastic sedimentary rocks by U-Pb dating of detrital zircon. *Sed Geol* 141-142:37-60
- Nichols, G. 2009. *Sedimentology and Stratigraphy*. Second edition. Blackwell Publishing, Oxford, UK. 419 p.
- Passchier, C.W., Myers, J.S., Kroner, A. 1993. Geologia de campo de terrenos gnáissicos de alto grau. Edusp. São Paulo. 188p.
- Peel, E., Preciozzi, F. Geochronological Synthesis of the Piedra Alta Terrain, Uruguay. 2005. V-SSAGI. Livro de Resumos...
- Philipp, R.P., Machado, R. & Chemale Jr., F. 2003. Reavaliação e novos dados geocronológicos (Ar/Ar, Rb/Sr e Sm/Nd) do Batólito de Pelotas no Rio Grande

- do Sul: Implicações petrogenéticas e idade de reativação das zonas de cisalhamento. *Revista Científica do IG da USP*, 3: 71-84.
- Phillip, R. P., Lusa, M., Nardi, L. V. S. 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 80(4), 735-748.
- Porcher, C.C. & Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento/"cobertura" na porção ocidental do cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, 17(1/2): 72-96.
- Porcher, C.C. 1992. *Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na Região de Santana da Boa Vista (RS)*. Porto Alegre, 192 p. Dissertação de Mestrado, Programa de Pós-graduação em Geociências, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Porcher, C. C. ; Fernandes, L.A.D. 1993. Mecanismos de deformação em uma zona de cisalhamento tangencial com transporte tectônico paralelo ao alongamento do Cinturão Dom Feliciano.. In: V Simpósio Sul-brasileiro de Geologia, 1993, Curitiba. **Boletim de Resumos: Sociedade Brasileira de Geociências. v. 1. p. 19.** São Paulo.
- Porcher, C.C., Macnaughton, N.J., Leite, J.A.D., Hartmann, L. A. & Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP do vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos, RS. In: SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMO E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1999, Gramado. Anais SBG, São Paulo, 1, p.
- Pupin JP (1980) Zircon and granite petrology. *Contrib Mineral Petrol* 73:207-220
- Ramgrab, G.E.; Wildner, W. 1996. Geologia da Folha Pedro Osó rio (SH.22-Y-C), RS. In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 39, Salvador, 1996. *Anais...* Salvador: SBG, 1996. v. 1, p.32-34.
- Rasmussen, B. 2005. Zircon growth in very low grade metasedimentary rocks: evidence for zirconium mobility at ~250° C. *Contrib Mineral Petrol* (2005) 150: 146–155.
- Remus, M. V. D. ; Tedesco, M. A. ; Phillip, R. P. Evolução Estrutural dos Metamorfitos Porongos a Sul do Rio Camaquã/ RS. In: 3 Simpósio Sul

- Brasileiro de Geologia, 1987, Curitiba. **Anais do 3º Simpósio Sul Brasileiro de Geologia. Curitiba** : SBG- Núcleo PR, 1987. v. 1. p. 222-243.
- Remus, M. V. D. ; Phillip, R. P. ; Tedesco, M. A. ; Faccini, U. F. . Contribuição ao Estudo Geológico-Estrutural dos Gnaisses Encantadas e das Relações com as Supracrustais Porongos na Região de Santana da Boa Vista/RS. In: 36º Congresso Brasileiro de Geologia, 1990. **Anais do 36 Congresso Brasileiro de Geologia**. Natal -RN : SBG - Nucleo RN, 1990. v. 5. p. 2358-2370.
- Remus, M. V. D., Hartmann, L.A., Ribeiro, M. 1991. Nota Sobre a Geologia dos Metamorfitos de Pressão Intermediária e Granitóides Associados da Região de Pinheiro Machado, RS. *Acta Geologica Leopoldensia*, XIV(34): 175-189.
- Remus, M.V.D., McNaughton, N.J., Hartmann, L.A., Koppe, J.C., Fletcher, I.R., Groves, D.I., Pinto, V.M., 1999. Gold in the Neoproterozoic juvenile Bossoroca volcanic arc of southernmost Brazil: isotopic constraints on timing and sources. *Journal of South American Earth Sciences*. 12, 349–366.
- Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Greenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research* (86) 117-154.
- Rogers, J.J.W. (1996) A history of continents in the past three billion years. *Journal of Geology*, v. 104, 91–107.
- Rogers, J. J. W. & Santosh, M. 2004. *Continents and Supercontinents*. Oxford University Press. 289 pg.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138.
- Russell, R.D., Farquhar, R.M. **Lead Isotopes in Geology**. 1960. Interscience Publishers. New York - London.
- Saalmann, K., Remus, M.V.D. & Hartmann, L.A. 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geology Magazine*, 143(1): 59–88.
- Saalmann, K., M. V. D. Remus., Hartmann, L.A, 2007. The assembly of West *Gondwana* – the view from the Rio de la Plata craton. **submitted to GSA**.
- Saalmann, K., Gerdes, A., Lahaye, Y., Hartmann, L.A., Remus, M.V.D., Läufer, A. Multiple Accretion at the eastern margin of the Rio de la Plata craton: the prolonged Brasiliano orogeny in southernmost Brazil. *Geol. International*

- Journal of Earth Sciences**, online edition – acessado em out/2010 - http://www.springerlink.com/content/1437-3254/preprint/?sort=p_OnlineDate&sortorder=desc&o=10
- Sadowski, R.G., Bettencourt, S.J. 1996. Mesoproterozoic tectonic correlations between eastern *Laurentia* and western border of the Amazon Craton. *Precambrian Research*, 76: 213-227.
- Seth, B., Armstrong, R.A., Büttner, A. & Villa, I.M. 2005. Time Constraints for Mesoproterozoic Upper Amphibolite Facies Metamorphism in NW Namibia: a Multi-Isotopic Approach. *Earth and Planetary Science Letters* 230: 355 – 378.
- Silva Filho, B.C. & Soliani, Jr.E. 1987. Origem e evolução dos Gnaisses Cambaí: exemplo de estrudo integrado de análise estrutural, petroquímica e geocronologia. *Sim. Sul-Bras. Geol.* 3, 1: 127-145.
- Soliani, Jr., E.; Fragoso-César, A.R.S.; Teixeira, W.; Kawashita, K. Panorama Geocronológico da Porção Meridional do Escudo Atlântico. 1984. *In: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33*, Rio de Janeiro, 1984. *Anais...* Rio de Janeiro: SBG, 1984. v. 5, p.2435-2449.
- Soliani, E. 1986. *Os dados geocronológicos do Escudo Sul-rio-grandense e suas implicações de geotectônica*. São Paulo, 388p. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo.
- Trabalho de Graduação em Geologia, 1990. UFRGS.
- Tassinari, C. G., Bettencourt J. S. , Geraldés, M. C., Macambira M. J. B., Lafon, J. M. The Amazonian Craton. In *Tectonic Evolution of South America* (eds U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Tomaz and D. A. Campos), pp. 311–34. 31st International Geological Congress, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.
- Taylor, S.R., & McLennan, S.M. **The Continental Crust: Its Compositions and Evolution**. Blackwell Scientific Publications, 312 pp. 1985.
- Torsvik, T. H. 2003. The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* 300, 1379-1381.
- UFRGS. *Projeto Santana da Boa Vista*. Porto Alegre, 1990. (Trabalho de Graduação do Curso de Geologia do Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul).

- UFRGS 1994. *Mapeamento Geológico de parte das folhas de Capané e Passos das Canas*. Trabalho de Graduação do Curso de Geologia, Instituto de Geociências da Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre.
- Vavra G (1993) A guide to quantitative morphology of accessory zircon. *Chem Geol* 110:15-28
- Vermeesch, P., 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planet. Sci. Lett.* 224, 351– 441.
- Wasserburg, G. 1963. Diffusion processes in lead-uranium systems. *Journal of Geophysical Research* 68, 4823-4846.
- Wetherill, G. 1956. Discordant uranium-lead ages I. *American Geophysical Union Transactions* 37, 320-326.
- White, W.M. **Geochemistry** (aulas em PDF). 2005.
- Wildner, W., Camozzato, E., Orlandi Filho, V. & Basei, M.A.S. 1996. Rochas vulcanogênicas do Cinturão Metamórfico Porongos na Antiforme do Godinho, Região do Passo da Cuia. In: **XXXIX Congresso Brasileiro de Geologia**, Salvador, 1996.
- Williams, I.S. Response of Detrital Zircon and Monazite, and Their U-Pb Isotopic Systems, to Regional Metamorphism and Host-Rock Partial Melting, Cooma Complex, Southeastern Australia. 2001. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 557-580.
- Williams, I & Claesson, S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 205-217.
- Wingate, M.T.D., Pisarevsky, S.A., Evans, D.A.D., 2002. Rodinia connections between Australia and Laurentia: No SWEAT, no AUSWUS? *Terra Nova*, 14, 121–128.
- Zhao, G., Cawood, P.A., Wilde, S.A., Sun, M., 2002. Review of global 2.1–1.8 Ga orogens; implications for a pre-Rodinia supercontinent. *Earth-Sci. Rev.* 59, 125–162.

Capítulo 7
Artigo Submetido

Carta de Aceite da revista

Proveniência de Metassedimentos das Sequências Arroio Areião, Cerro Cambará e Quartzo Milonitos no Complexo Metamórfico Porongos, Santana da Boa Vista, RS.

GRUBER*, Leonardo¹; PORCHER, Carla Cristine²; LENZ, Cristine³; FERNANDES, Luís Alberto D'ávila⁴

¹ Programa de Pós-graduação em Geologia da Universidade Federal do Rio Grande do Sul (Instituto de Geociências, Av. Bento Gonçalves, 9500. Porto Alegre, RS. CEP 91501-970) e-mail: leonardo_gruber@yahoo.com.br

² Departamento de Geologia, UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500. Porto Alegre, RS. CEP 91501-970. e-mail: cporcher@ufrgs.br

³ Laboratório de Geologia Isotópica, LGI-UFRGS. e-mail: crislenz@yahoo.com.br

⁴ Departamento de Geologia, UFRGS. Av. Bento Gonçalves, 9500. Porto Alegre, RS. CEP 91501-970. email: ladfernandes@gmail.com

Resumo

Estudos de proveniência em zircões detríticos através do método U-Th-Pb (LA-ICP-MS) dos metassedimentos do Complexo Metamórfico Porongos determinaram a existência de duas áreas-fontes principais de onde derivaram idades paleoproterozóicas e mesoproterozóicas para os xistos Arroio Areião, Cerro Cambará e quartzo milonitos associados. Foram obtidas idades entre 967 ± 15 Ma e 2454 ± 26 Ma para a seqüência Arroio Areião, entre 894 ± 30 Ma e 2783 ± 18 Ma para a seqüência Cerro Cambará, e idades entre 1621 ± 16 Ma e 3185 ± 117 Ma para os quartzo milonitos associados.

A área fonte com idades paleoproterozóicas pode ser correlacionada às rochas do Complexo Encantadas, que faz parte do embasamento das unidades supracrustais. As áreas-fontes para os zircões mesoproterozóicos (entre 967 e 1621 Ma) não foram ainda reconhecidas no Cinturão Dom Feliciano. Estes zircões podem ser derivados de associações de rocha pertencentes aos cinturões mesoproterozóicos (orogêneses Elzeverian e Greenville), associados ao sistema geodinâmico que inclui os crátons Amazonas, Kalahari, Congo – São Francisco e Laurencia e cinturões associados. O ambiente geotectônico de formação da

paleobacia Porongos é compatível com a margem passiva, onde se estabeleceu um arco magmático. Este trabalho demonstra que do ponto de vista isotópico e estratigráfico, não existem diferenças significativas de idades detríticas entre as seqüências metassedimentares que afloram nos flancos da Antiforme de Santana da Boa Vista.

Abstract

Provenance studies based upon detritic zircon grain U-Th-Pb methodology (LA-ICP-MS) from metasediments of Porongos Metamorphic Complex have determined the existence of two principal source-areas with paleoproterozoic and mesoproterozoic ages to the schists of Arroio Areião, Cerro Cambará and associated quartz mylonites. Where obtained ages between 967 ± 15 Ma and 2454 ± 26 Ma to the Arroio Areião sequence, between 894 ± 30 Ma and 2783 ± 18 Ma to Cerro Cambará sequence, and 1621 ± 16 Ma e 3185 ± 117 Ma to the associated quartz mylonites.

The source-area with paleoproterozoic ages can be related to the Encantadas Complex rocks, which is basement of the supracrustal sequences. The source-areas to the mesoproterozoic zircons (between 967 and 1621 Ma) are not recognized in the Dom Feliciano Belt. These zircons can be related to mesoproterozoic petrotectonic associations (Greenville and Elzeverian orogens) associated to the geodynamic system that includes the Amazon, Kalahari, Congo – São Francisco and Laurentia cratons, and associated belts. The tectonic environment of Porongos paleobasin it's compatible with a passive margin, after where established a magmatic arc environment. This work shows that from isotopic and stratigraphic point of view there is no significantly differences between the metasedimentary sequences cropping out in both Santana da Boa Vista antiform flanks.

Keywords: Porongos Metamorphic Complex; Zircon U-Pb ages; Provenance

Palavras-chave: Complexo Metamórfico Porongos; Idade U-Pb em zircão; Proveniência

1 – Introdução

Estudos de proveniência em metassedimentos pré-cambrianos são relevantes para o entendimento da evolução planetária ao longo do tempo geológico, pois sedimentos representam uma média da composição crustal. Para tal, a análise isotópica e geocronológica das unidades metassedimentares é necessária, uma vez que os processos geológicos anteriores ao metamorfismo e deformação se encontram comumente obliterados. O uso de técnicas analíticas como a datação U-Th-Pb em zircão permite inferir a idade de deposição de sedimentos e as características gerais de possíveis áreas-fonte (como distância – rolamento e tamanho dos grãos; e ambiente de cristalização dos grãos – i.e, razão Th/U) (Williams e Claesson, 1987; Williams, 2001; Rubatto, 2002).

O Complexo Metamórfico Porongos (CMP) é parte de um cinturão de orientação NE-SW, metamorfizado em fácies xisto verde a anfibolito, formado durante o amalgamento dos crátons Kalahari e Rio de La Plata durante o neoproterozóico (Fig. 1 – A) (Fragoso-César, 1991; Fernandes *et al.*, 1995a e b; Frantz & Botelho 1999; Chemale Jr, 2000; Basei *et al.*, 2000; Basei *et al.*, 2008). Este cinturão e seus análogos, que se estendem até o grupo São Roque no Cinturão Ribeira a nordeste, e até o Complexo Lavalleja a sudoeste no Uruguai (Fig. 1 – B), e são compostos por rochas supracrustais e restrita contribuição vulcânica, depositadas sobre embasamento siálico paleoproterozóico.

O ambiente e idade de deposição e as áreas-fonte dos metassedimentos do CMP, contudo, ainda são controversos. Para os quartzitos deformados ao longo da antiforme de Santana da Boa Vista, o embasamento é a principal área-fonte detrítica do CMP (Hartmann *et al.*, 2004).

As rochas estudadas afloram nos flancos leste e oeste da antiforme de Santana da Boa Vista e norte da antiforme da Serra do Godinho.

Com o objetivo de definir as idades das áreas-fonte dos metapelitos do CMP, foram realizadas análises de U-Pb em zircão detrítico em amostras de clorita-muscovita xistos e quartzo-milonitos das seqüências Arroio Areião e Cerro Cambará, que afloram nos flancos das antiformes de Santana da Boa Vista e Serra do Godinho.

2 – Geologia

2.1 – Geologia Regional

As rochas do Complexo Metamórfico Porongos são parte dos cinturões de xistos de SE e S do Brasil e Uruguai, e estão localizadas na porção central do Escudo Sul Rio Grandense, no domínio central-oeste do Cinturão Dom Feliciano (Fig. 1 - B) (*sensu* Fernandes *et al.*, 1995 a e b; Frantz e Botelho, 1999; Frantz *et al.*, 2000). As rochas estudadas afloram sob a forma de um corpo alongado na direção NE-SW, com aproximadamente 170 km de extensão na direção N-S e 30 km de extensão máxima na direção W-E. É delimitado a oeste pela bacia tardi-orogênica do Camaquã, a nordeste pela falha Passo dos Marinheiros, e na região central e sudeste pela Zona de Cisalhamento Transcorrente Dorsal de Canguçu, além dos granitóides do Batólito Pelotas.

As principais rochas aflorantes no CMP são metassedimentos de origem terrígena com restrita ocorrência de rochas vulcanogênicas, entre mica xisto, grafita xistos, filitos, quartzitos deformados e em lentes associadas aos xistos, quartzito milonitos, metarcóseos e ocorrências restritas de mármore e *metacherts*. As rochas metavulcânicas são metabasaltos, metandesitos, metariolitos e metadacitos, além de ocorrências restritas de lentes de rochas meta-ultramáficas na porção mais oriental do complexo (Jost e Bitencourt, 1980; Marques *et al.*, 1998).

As rochas do CMP já foram definidas como Série Porongos por Carvalho (1932), Grupo Porongos (Göni, 1962); e Suíte Metamórfica Porongos (Jost e Bitencourt, 1980; Jost, 1981). Esses autores reconheceram a existência duas unidades estratigráficas principais, o Complexo Cerro dos Madeiras, compreendendo seqüências depositadas sobre o embasamento (Gnaisses Encantadas), e o Complexo Cerro da Árvore. O Complexo Cerro dos Madeiras foi dividido em duas formações - Formação Arroio das Neves (meta-arcóseos) e Formação Olaria, composto por quartzitos e xistos intercalados. Os metassedimentos das seqüências Xistos Arroio Areião, Arroio Irapuazinho e Cerro Cambará possuem variações no grau metamórfico de acordo com a localidade. Os metapelitos das seqüências Arroio Areião apresentam principalmente metamorfismo da zona da estauroлита (quartzito + muscovita + almandina + clorita, até a ocorrência

da estaurolita) junto da porção leste, enquanto que a porção oeste tem metamorfismo da zona da clorita (Jost 1982).

Dados termométricos indicam uma temperatura de 488-520° C para biotita-granada, e 529-534°C para granada porfiroblástica pós-tectônica (Porcher *et al.*, 1995). Para a Antiforme Cerro do Facão, a paragênese de pico metamórfico (M1) foi estimada em 6 Kb de pressão e temperatura em torno de 590°C, e a paragênese M2 (biotita, granada, estaurolita, cloritóide, plagioclásio e quartzo) teve temperatura estimada em 550-560 °C e 5 Kb, sendo interpretada como resultante de metamorfismo de contato com as rochas da suíte intrusiva Encruzilhada do Sul, na porção leste da antiforme (Lenz, 2006).

2.2 – Ambientes Tectônicos

As rochas metassedimentares e metavulcânicas associadas do CMP foram interpretadas como sedimentos depositados em um ambiente de retro-arco, sendo representado pelas seqüências Metariolitos Cerro do Alemão, Xistos Arroio Areião, Cerro Cambará e Rincão do Maranhão (Jost e Bitencourt, 1980) do Complexo Cerro da Árvore, e Fm. Arroio das Neves e Arroio Olaria do Grupo Cerro dos Madeiras. Estes dois complexos foram considerados, conforme suas litologias, em uma porção alóctone (Complexo Cerro da Árvore) e outra autóctone (Grupo Cerro dos Madeiras). Para Fragoso-César *et al.*, 1984 e Fragoso-César (1991), baseado em interpretação de assembléias minerais diagnósticas, o Complexo Cerro da Árvore é o registro de uma retaguarda de arco magmático. Posteriormente, Hartmann *et al.* (2000) denominam ambos complexos como Complexo Metamórfico Porongos, em virtude da intensa deformação, que oblitera as relações estratigráficas entre unidades geológicas distintas. Isler (1983) considera que os litotipos do CMP caracterizam um sistema de arco-fossa. Fernandes *et al.* (1993) definem que toda a seqüência do CMP são de associação de bacia de retroarco com fragmentos de embasamento síalico intercalados, com transporte tectônico na direção NE-SW.

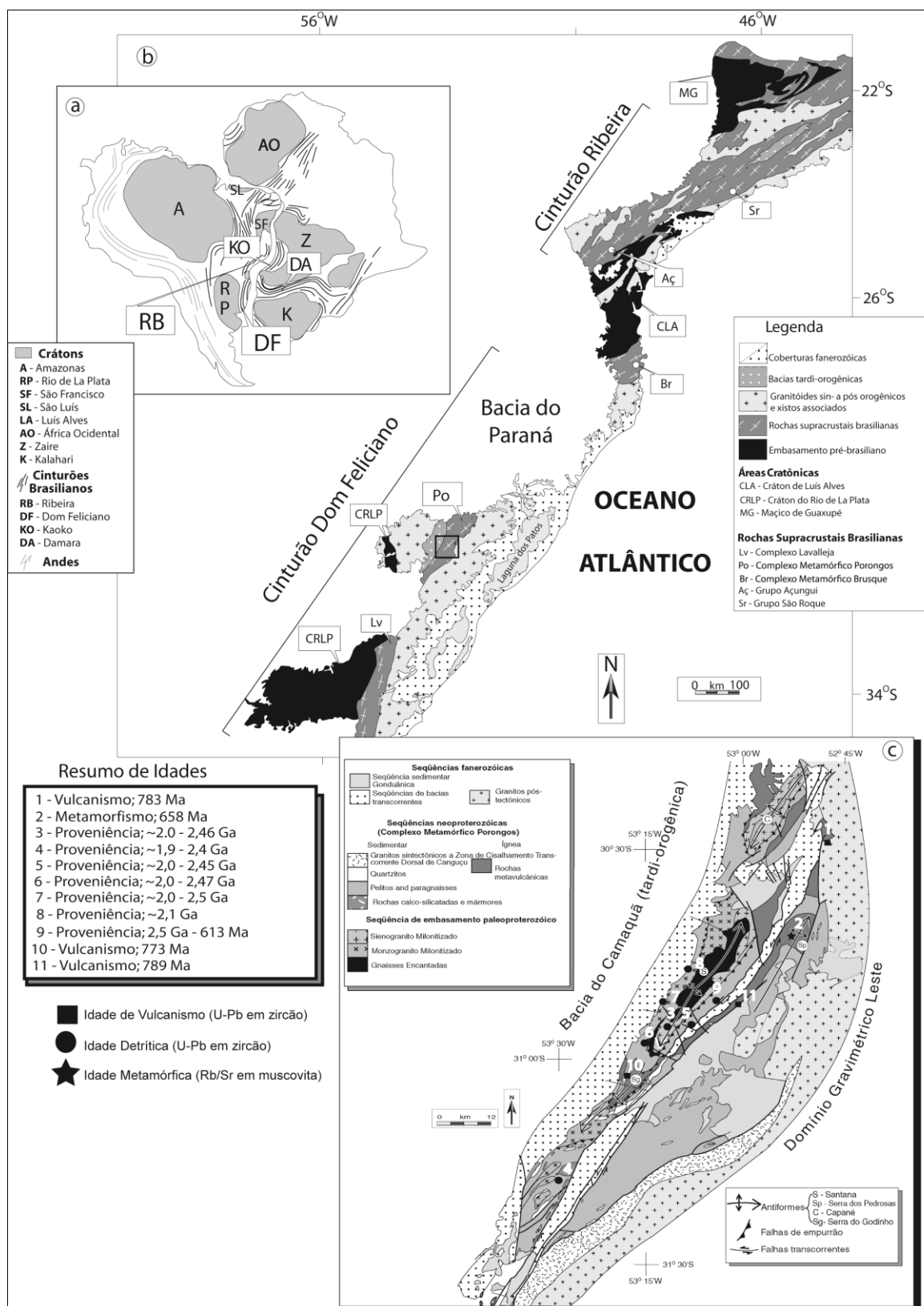


Figura 1 – Localização do CMP no Cinturão Dom Feliciano (B) e contexto geotectônico gonduânico (A) extraído de Morales, 2002; Mapa geológico do CMP (C) (extraído de Porcher 1992). Idades de vulcanismo (1) de Porcher *et al.*, 1999; Metamorfismo

(2) de Lenz *et al.*, 2005; Proveniência (3-8) de Hartmann *et al.*, 2004; Proveniência (9) de Basei *et al.*, 2008; Vulcanismo (10) de Chemale Jr (2000) e (11) de Saalman *et al.*, 2010.

Estas seqüências metassedimentares e metavulcâncias encontram-se intercaladas com quartzitos e quartzo milonitos, além de mármores (Jost e Bitencourt, 1980; Remus *et al.*, 1991) e rochas ultramáficas (Jost e Bitencourt, 1980; Marques 1996; Marques *et al.*, 1998) localizadas. Marques (1996) e Marques *et al.* (1996) definem que parte das rochas ultramáficas corresponderia a fragmentos ofiolíticos, implicando no envolvimento de litosfera oceânica além de embasamento siálico. Ainda, segundo esses autores, existe uma forte afinidade geoquímica dos Gnaisses Alcalinos Capané que as caracteriza como geradas em ambiente tipo rift; este rift marcaria um evento extensional precursor da bacia vulcano-sedimentar do CMP. Já as rochas metavulcânicas ácidas e intermediárias apresentam características geoquímicas transicionais entre as séries toleítica e cálcio-alcalina; com isto, foi sugerido que as rochas vulcano-sedimentares teriam se formado em ambiente de subducção, possivelmente em arco magmático, enquanto os granitóides sintectônicos cálcio-alcalinos teriam se desenvolvido nos estágios finais da evolução do arco. As variações de elementos-traço de LILE (U, Th), ETR_L , HFSE e ETR_P , definem quatro grupos principais para os metandesitos, metadacitos, metariolitos e metabasaltos da Antiforme Capané. O comportamento de $Th/Ta \times Yb$ indica que as rochas metavulcânicas foram geradas em um ambiente do tipo Arco ou margem continental ativa (Gollmann, 2007 e Gollmann *et al.*, 2008).

O embasamento do CMP é o Complexo Encantadas (Tessari e Picada, 1966; Jost e Bitencourt, 1980) e granitóides milonitizados Santana da Boa Vista (Machado *et al.*, 1987). Tanto estes granitóides quanto os gnaisses afloram principalmente junto no núcleo da antiforme de Santana. Os Gnaisses Encantadas compreendem uma associação predominantemente ortoderivada incluindo gnaisses dioríticos-tonalíticos a trondjemíticos metamorfizados com pelo menos três fases deformacionais (Jost e Bitencourt, 1980; Remus *et al.*, 1990; Fernandes e Porcher, 1998; Phillip *et al.*, 2008), apresentando lentes anfíbolíticas (Porcher e Fernandes, 1990). Os Gnaisses Encantadas possuem padrão de ETR característicos de um arco magmático de margem ativa paleoproterozóica (Phillip *et al.*, 2008). As idades U-Pb em zircão (SHRIMP) de 2263 ± 18 Ma e metamorfismo de 2045 ± 10 Ma e 2021 ± 11 Ma (Chemale Jr, 2000).

2.2 – Geoquímica Isotópica e Geocronologia Aplicada à Interpretação de Proveniência

Os metassedimentos e rochas metavulcânicas do CMP foram analisados usando metodologias de Sm/Nd e Rb/Sr em rocha total, U-Pb em zircão e Rb/Sr em muscovita (Resumo de idades na Fig 1). Entre as interpretações sobre as áreas-fonte dos metassedimentos do CMP (Fig. 2), Hartmann *et al.* (2004) datou 166 grãos de 10 quartzitos e quartzo-milonitos ao longo da Antiforme de Santana e região de Aberto do Cerro, Figueiras e Jaíba, obtendo idades paleoproterozóicas classificadas em 8 picos de ocorrência. As possíveis áreas-fonte indicadas pelo autor são: o gnaiss Neto Rodrigues (2470 Ma), o Complexo Diorítico Santa Maria Chico (2350 Ma), os tonalitos do Complexo Encantadas (2200 Ma), o Dacito Paso Severino e Milonitos Miséria (2140 Ma), o Granito Sierra Azul (2100 Ma), o Tonalito Chacofy e o Monzogranito Villa Monica (2080 Ma), o Monzogranito Itapema (2040 e 2020 Ma), rochas estas de idade paleoproterozóicas, do Escudo Sul Rio-Grandense-Uruguiaio ou das unidades paleoproterozóicas do cráton Rio de La Plata.

Entretanto, os metassedimentos da antiforme Cerro do Facão não poderiam ter apenas o Gnaiss Encantadas como área-fonte, devido à variação na relação de mistura entre Sr e Nd e as idades T_{DM} obtidas. Portanto, um importante componente mais jovem que as idades paleoproterozóicas (provavelmente mesoproterozóico) deve ter sido uma das áreas fontes da paleobacia, explicando assim os dados obtidos (Lenz, 2006).

Com base em dados de Sm/Nd em rocha total e dados de comportamento dos ETR Th e Sc, obtidos ao longo da antiforme de Santana da Boa Vista, o CMP pode ser classificado como um ambiente de margem passiva ou rift continental, devido a fatores ϵNd negativos (entre -13.72 e -32.25), e dados de comportamento dos ETR Th e Sc (Saalmann *et al.*, 2006).

Com base em dados de U-Pb em zircão, Basei *et al.* (2008) obtiveram resultados contrastantes em relação aqueles previamente relatados por outros autores. Datando principalmente metapelitos ao sudeste da antiforme de Santana, estes autores obtiveram idades de 2500 Ma, 2000 Ma, 1600 Ma, 1200 Ma, 800 Ma e 698 Ma. Neste panorama de idades diferente daquele apresentado por Hartmann *et*

al. (2004), estes autores relacionam a área-fonte dos metassedimentos do CMP com a orogênese Brasileira neoproterozóica, correlacionáveis ao Cinturão Gariep, do cráton Kalahari. O ambiente seria o mesmo proposto por Hartmann *et al.* (2004), mas de idade mais jovem.

Dados de Sm/Nd para as rochas metavulcânicas da antiforme Capané foram discutidos por Gollmann *et al.* (2008). O fator ϵ_{Nd} das rochas vulcânicas divide as seqüências metavulcânicas de Capané em dois grupos principais: um mais enriquecido em material mantélico, que foi interpretado pelos autores como relativos a ofiolitos descritos por Marques (1996) e outro de assinatura crustal, interpretado como relativo ao magmatismo que gerou os granitóides da porção leste do Cinturão Dom Feliciano.

3 – Geologia e Petrografia das Seqüências Estudadas

Foram coletadas amostras ao longo da antiforme de Santana da Boa Vista (RIP 03, 05, 06, 08; POR 06A, 04A, 12A e 13A), e ao norte da antiforme Serra do Godinho (RIP 11). Um resumo dos litotipos estudados é mostrado na tabela 1.

3.1 – Xistos Arroio Areião

A seqüência Xistos Arroio Areião é composta predominantemente por clorita-muscovita xistos, intercalados com rochas metavulcânicas ácidas a intermediárias, além de mármore na porção sul do CMP e lentes de quartzitos ao longo de toda seqüência, aflorando em uma faixa semi-contínua ao redor da Antiforme de Santana da Boa Vista, até a Antiforme Serra dos Pedrosas ao norte, e a Antiforme Cerro do Godinho ao sul. Os clorita-muscovita xistos são cinza-esverdeados a marrom claro, compostos principalmente de muscovita, clorita e quartzo, e secundariamente por biotita, plagioclásio e k-feldspato. As proporções entre quartzo e k-feldspato / plagioclásio variam entre 40-50%, sendo que em algumas amostras a proporção de quartzo é maior (em torno de 65%). Embora muscovita e clorita sejam predominantes nas amostras (~20%), ocorrem ainda sericita e biotita.

Os minerais acessórios são predominantemente zircão, apatita, monazita, rutilo e esfeno. O zircão ocorre associado ao quartzo, plagioclásio e micas (Fig.2 A).

A amostra RIP 06 apresenta textura geral lepidoblástica, com fábrica de crenulação em filossilicatos pervasivos dobrados. Apresenta quartzo granoblástico poligonal, em aglomerados, e uma segunda fase de quartzo, com textura granoblástica serrilhada. Os minerais acessórios se restringem a titanita, rutilo e zircão.

3.2 – Xistos Cerro Cambará

A seqüência Xistos Cerro Cambará possui rochas com tonalidades geralmente mais escuras que a unidade Arroio Areião. Esta seqüência ocorre principalmente nos flancos mais afastados das antiformes de Santana e Serra dos Pedrosas. Ocorrem principalmente rochas metapelíticas e grafitosas intercaladas com rochas metavulcânicas andesíticas,

As rochas metassedimentares apresentam xistosidade marcada por clorita e muscovita muito finas, com veios de quartzo por vezes boudinados cortando a foliação. A coloração é cinza-clara nas amostras do sul da antiforme, e marrom-clara nos afloramentos mais ao norte (pontos de coleta na Fig. 3). Na porção centro-meridional da Antiforme de Santana da Boa Vista, foram encontrados afloramentos de rochas de composição grafitosa, com cor cinza-escuro, com veios de quartzo boudinados. As amostras metavulcânicas apresentam clastos de quartzo milimétricos a centimétricos (em média, ± 1 cm), estirados, envoltos por matriz micácea fina.

As amostras de clorita-muscovita xisto apresentam composição principal com clorita, muscovita e por vezes biotita (Fig. 2 - B e C) intercaladas com quartzo granoblástico e plagioclásio com indícios de recristalização (Fig. 2, A, B). O zircão encontra-se associado à muscovita (Fig 2 - C), em cristais anédricos e arredondados, de cor rosada a marrom. Além disso, pode ser encontrado junto ao quartzo na forma de cristais pequenos (~ 50 Micra, em média), subédricos a euédricos (Fig 2 - E).

3.3 – Quartzo Milonitos

Lentes de quartzo milonito ocorrem intercaladas nas seqüências metassedimentares e metavulcânicas Arroio Areião e Cerro Cambará, principalmente nas regiões de Alto Bonito, Aberto dos Cerros, Godinho, Coxilha do Raio, Figueiras e Jaíba. Estas lentes possuem composição principal de quartzo polideformado, com presença de muscovita em bandas ocasionais. Ao sul da Antiforme de Santana, foram coletados quartzo milonitos com deformação indicada por bandas micáceas escuras de mica xistos. A textura destes quartzo milonitos é fina (grãos entre 0,15 e 0,05 mm), com bandas de muscovita marcando a foliação. Ocorrem também carbonatos formados em zonas de sombra de pressão.

As amostras de quartzo milonitos RIP 8 e RIP 11 apresentam composição quartzo-feldspática, com porfiroclasto de quartzo em matriz quartzo-feldspáticas com biotita e muscovita cloritizada (Fig. 2, E). Por vezes, lentes micáceas com textura lepidoblástica intercalam-se com bandas de quartzo granoblástico poligonal (Fig. 2, F).

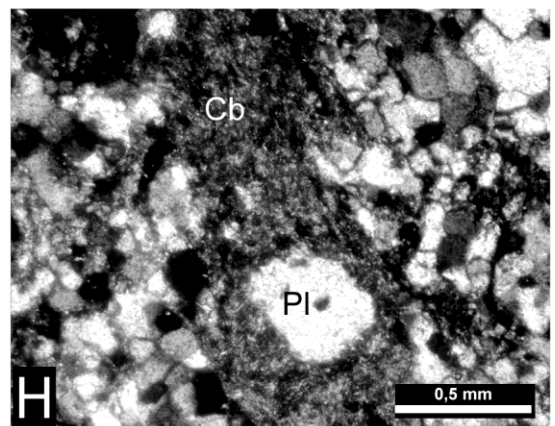
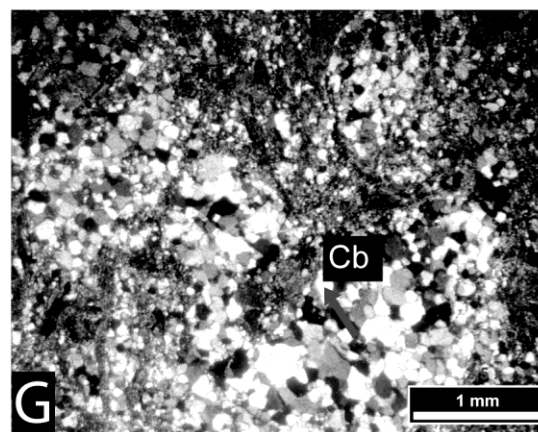
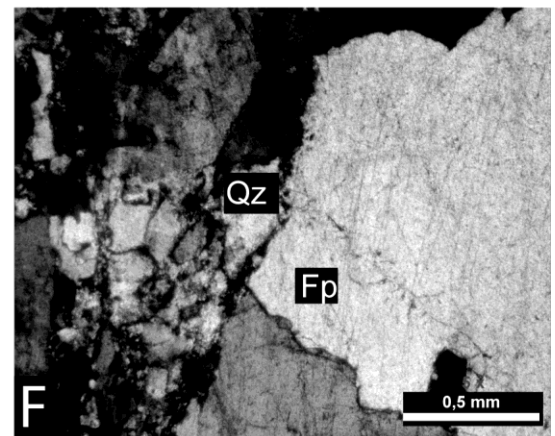
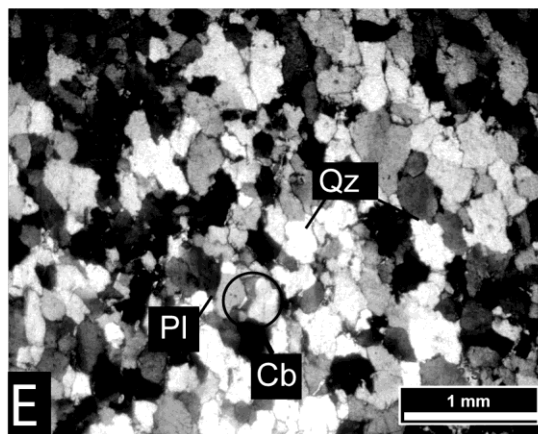
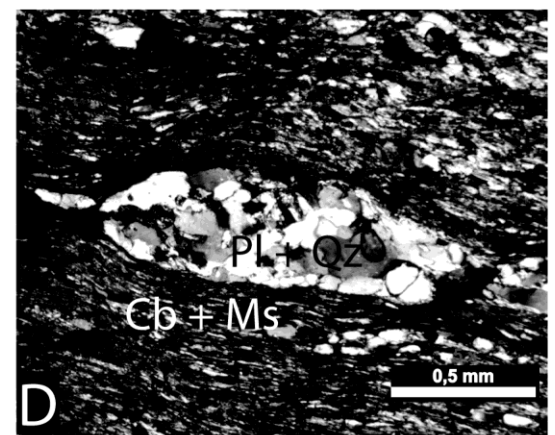
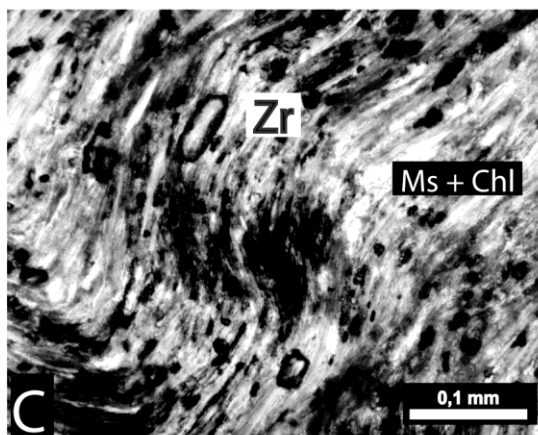
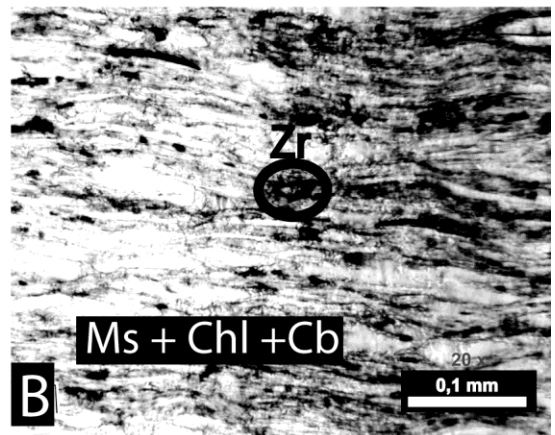
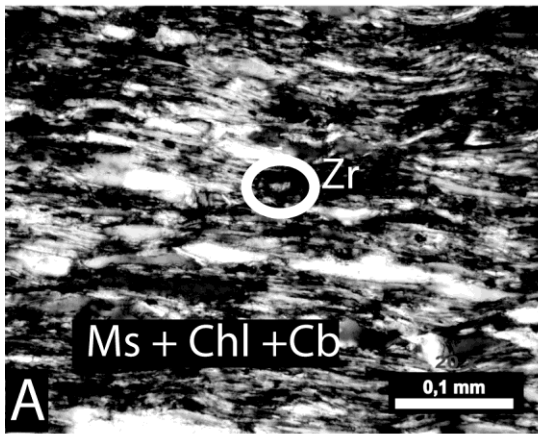


Figura 2– Petrografia (LN – Luz Natural; LP – Luz Polarizada): A – Cristal de zircão subédrico em textura lepidoblástica pervasiva dobrada - LP (Clorita-Muscovita Xisto; POR 04 A); B – Clivagem de crenulação em muscovita-clorita. Zircão indicado na figura – LN (Clorita-Muscovita Xisto; POR 04 A); C – Textura decussada em clorita e quartzo. Cristal de zircão indicado - LP (Clorita-Muscovita Xisto; POR 04 A); D – Litoclasto com Quartzo, K-feldspato / Plagioclásio, com contato serrilhado entre os grãos de quartzo – LP (Clorita-Muscovita Xisto; POR 04 A); E - Textura proto-milonítica com Quartzo deformado, K-feldspato e Plagioclásio com contato serrilhado - LP (Quartzo-milonito; RIP 11); F – Veio de quartzo e plagioclásio policristalino em textura marcada por porfiroclastos de quartzo e mica – LP (Quartzo-milonito; RIP 11) - G – Textura granoblástica de quartzo e plagioclásio, com carbonatos ocupando fraturas e limites de grão - LP (Clorita-Muscovita Xisto; RIP-06); H – Cristaloclasto de plagioclásio com sombra de pressão de carbonatos - LP (Clorita-Muscovita Xisto RIP-06). Qz – Quartzo; Cb – Carbonato; Pl – Plagioclásio; Fp – Feldspato; Cl – Clorita; Zr – Zircão.

Tabela 1 - Resumo petrográfico das amostras analisadas.

Complexo Metamórfico Porongos	Leste da Antiforme de Santana da Boa Vista	Seqüência / Unidade	Amostra	Classificação Petrográfica	Mineralogia Principal
		Xistos Arroio Areião	POR-06 A	Clorita-muscovita xisto	Clorita, Muscovita, Quartzo, Plagioclásio
			POR-13 A	Clorita-muscovita xisto	Clorita, Muscovita, Quartzo, Plagioclásio
		Xistos Cerro Cambará	POR-04 A	Clorita-muscovita xisto	Clorita, Quartzo, Muscovita, Plagioclásio
			POR-12 A	Quartzo-muscovita xisto	Quartzo, Plagioclásio, Muscovita
	Quartzo-milonito (Santana da Boa Vista)	RIP-08	Quartzo milonito	Quartzo, Muscovita, K-feldspato, Plagioclásio ± Carbonato	
	Oeste da Antiforme de	Xistos Arroio Areião	RIP-03	Clorita-muscovita xisto	Clorita, Muscovita, Quartzo, Plagioclásio ± Carbonato
			RIP-05		
			RIP-06		
	Leste da Antiforme de	Quartzo-milonito (Serra do Godinho)	RIP-11	Quartzo milonito com bandas micáceas.	Quartzo, Plagioclásio, Clorita, Muscovita,

4 – Metodologia

Para análise de zircão em LA-ICP-MS (Laser Ablation Inductively Coupled Plasm Mass Spectrometer), foi coletada a fração entre 60 e 170 mesh. Para obter esta fração, as amostras foram britadas, moídas e separadas por métodos gravimétricos. Após, as amostras foram processadas em separador magnético FRANTZ com amperagem variável, e tiveram suas frações pesadas e leves por líquidos densos (LST, com densidade de 2,9 g/cm³ e dióxido de metano, com 3,1 g/cm³), onde foi obtido o concentrado final de zircão.

Os concentrados de zircão foram montados em pastilhas *buehler epoxy*, polidos com lixa e pasta de diamante de 1 micron e de 0,25 micron. As pastilhas foram analisadas em microscópio eletrônico de varredura (MEV-EDS, modelo *JEOL-JSM 5800 Scanning Microscope* do Centro de Microscopia Eletrônica da Universidade Federal do Rio Grande do Sul), e datadas em espectrômetro de massa MC-ICP-MS modelo Finnigan-Neptune com Laser Ablation acoplado (modelo New Wave UP213) do Laboratório de Geologia Isotópica da UFRGS. Foi utilizado o padrão internacional GJ-1, medido a em sessões de quatro análises – na ordem 1 padrão, 1 branco, 3 amostras, 1 branco e 1 padrão. Os dados obtidos foram corrigidos com o uso do programa ISOPLOT 3 (Ludwig, 2003) para 1 σ de incerteza. Para a análise U-Pb de zircões detríticos, foram utilizados spots laser de frequência 10 Hz e intensidade 460 J/cm², com diâmetro de furo de 20 μ (micra) a 40 μ nos núcleos dos zircões.

Considerando o número de zircões analisados para cada sequência, estamos dentro da estimativa de frequência otimizada de Andersen (2005), com 35-70 grãos escolhidos randomicamente para as análises.

A localização das amostras se encontra na figura 3.

5 – Resultados

Os resultados obtidos na datação de zircão pelo método U-Pb são descritos a seguir. Os resultados podem ser conferidos no Apêndice – Resultados U-Pb. As razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ foram utilizadas por apresentarem maior concordância. Os dados foram dispostos em histogramas de frequência, onde o N significa o número de

grãos analisados, a frequência segundo a faixa de idades relativas ao desvio padrão de 1σ relativa ao somatório de idades de idade aproximada. A curva de reflete a concordância destes dados, e apresenta picos por vezes díspares em relação a frequência modal.

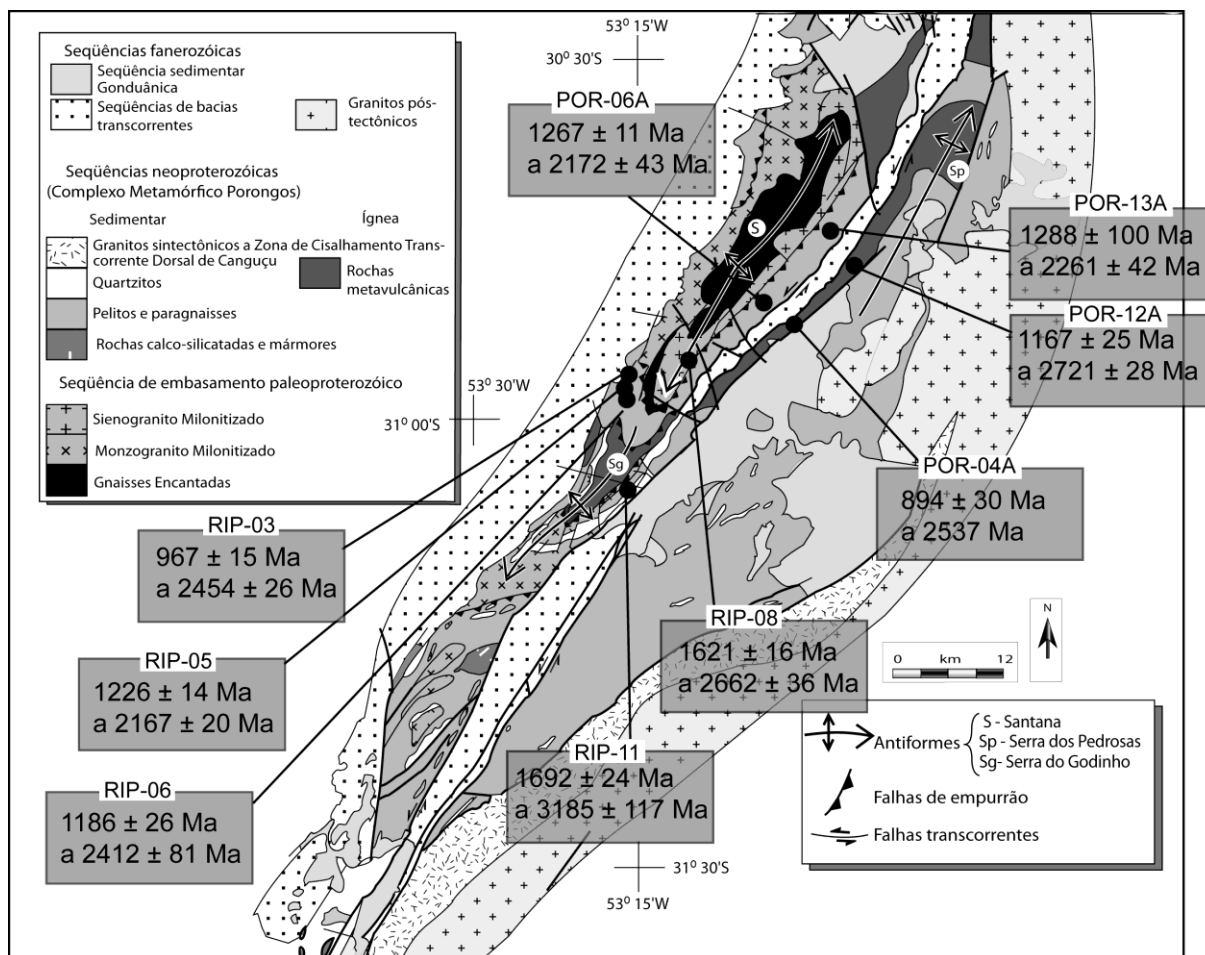


Figura 3 – Esquema geológico do CMP, junto da Antiforme de Santana, mostrando a localização das amostras analisadas e resumo geocronológico (modificado de Porcher, 1992).

5.1 – Xistos Arroio Areião

Das rochas da seqüência Xistos Arroio Areião foram analisados 60 grãos de cinco amostras: RIP 03, RIP 05, RIP 06, POR 06 A e POR 13 A. Os grãos são em geral pequenos (0,5-1,0 mm), variando entre grãos vítreos a amarelados. Texturalmente possuem zonação concêntrica bem desenvolvida, com características

de rolagem, tais como faces quebradas e/ou arredondadas, indicativas de transporte considerável ou distância de área-fonte até a bacia.

A amostra RIP 03 apresentou idades com valores variando entre 967 ± 15 Ma e 2454 ± 26 Ma de 16 grãos datados. Entre as morfologias observadas para os cristais de zircão, nota-se uma variedade entre grãos prismáticos zonados (Fig. 5 – A, C e D), e alguns grãos de tendência de forma acicular, típicos de rochas vulcânicas (Fig. 5 – B). Das idades obtidas, cerca de 60% são mesoproterozóicas, entre 1399 ± 23 e 1718 ± 22 Ma. O restante das idades é paleoproterozóica, com a idade mais jovem no limite entre neoproterozóico e mesoproterozóico, 967 ± 15 Ma. As razões de Th/U encontradas variaram entre 0,06 e 1,30. Apenas dois grãos podem ser considerados tendo origem metamórfica segundo esta razão.

A amostra RIP 05 teve 11 grãos datados, com idades variando entre 596 ± 6 Ma (razão Th/U de 0,01) e 2167 ± 20 Ma. Os grãos analisados apresentam textura de zonação concêntrica (Fig. 5 – I e M), e em alguns casos zonação apenas nas bordas (Fig. 5– J). Cerca de 40% das idades são mais novas que 1863 Ma, sendo predominante idades paleoproterozóicas entre 2167 ± 81 Ma e 1712 ± 22 Ma. As razões Th/U ficaram entre 0,01 e 0,46. A idade concordante mais jovem obtida é de 596 ± 6 Ma em zircão detrítico com razão Th/U de 0,01.

A amostra RIP 06 teve 15 grãos datados, fornecendo idades entre 1097 ± 27 Ma e 2412 ± 81 Ma. Os grãos em geral apresentam zonação concêntrica (Fig. 5 – E, G e H), em alguns casos difusa (Fig 5 – F). Cerca de 30% das análises indicaram idades mesoproterozóicas, sendo a maioria de idades entre 1518 ± 23 e 2246 ± 65 Ma. As razões Th/U analisadas variaram entre 0,05 e 0,48, com apenas uma análise com razão abaixo de 0,10.

As amostras RIP 03, 05 e 06 foram reunidas em um único gráfico de distribuição por densidade (Fig. 4-A), tendo as três sido coletadas ao longo de afloramentos na mesma localidade, e com características petrológicas indicando as mesmas serem do mesmo litotipo. As idades obtidas mostram uma ampla distribuição, com picos de idades concordantes em 971, 1220, 1528, 1720, 1909, 2048, 2165 e 2454 Ma.

Foram datados apenas dois zircões da amostra POR 06 A. Uma idade com razão Th/U 0,27 e idade de 1268 ± 13 Ma. O outro grão, de razão Th/U mais alta (0,43) tem idade de 2013 ± 54 Ma. Como esta amostra pertence ao mesmo litotipo da

amostra seguinte (POR 13 A), estas duas análises obtidas foram colocadas no mesmo diagrama de distribuição de idades por freqüência, para fins de estatística.

A amostra POR 13 A teve 16 zircões datados. Um zircão com razão próxima de 0,01 apresentou idade de 2124 ± 29 Ma. Zircões com razões Th/U entre 0,66 e 0,83 apresentaram idades variando de 1288 ± 100 Ma e 2261 ± 29 Ma. Dos 15 grãos datados, cerca de 40% são de idades mais antigas que 1920 Ma. A idade mais jovem nesta amostra é de 1135 ± 33 Ma. O diagrama de distribuição das idades (Fig. 4-B) indica 8 picos principais para os 23 grãos, de idades de 1310, 1452, 1587, 1796, 2011, 2141 e 2260 Ma.

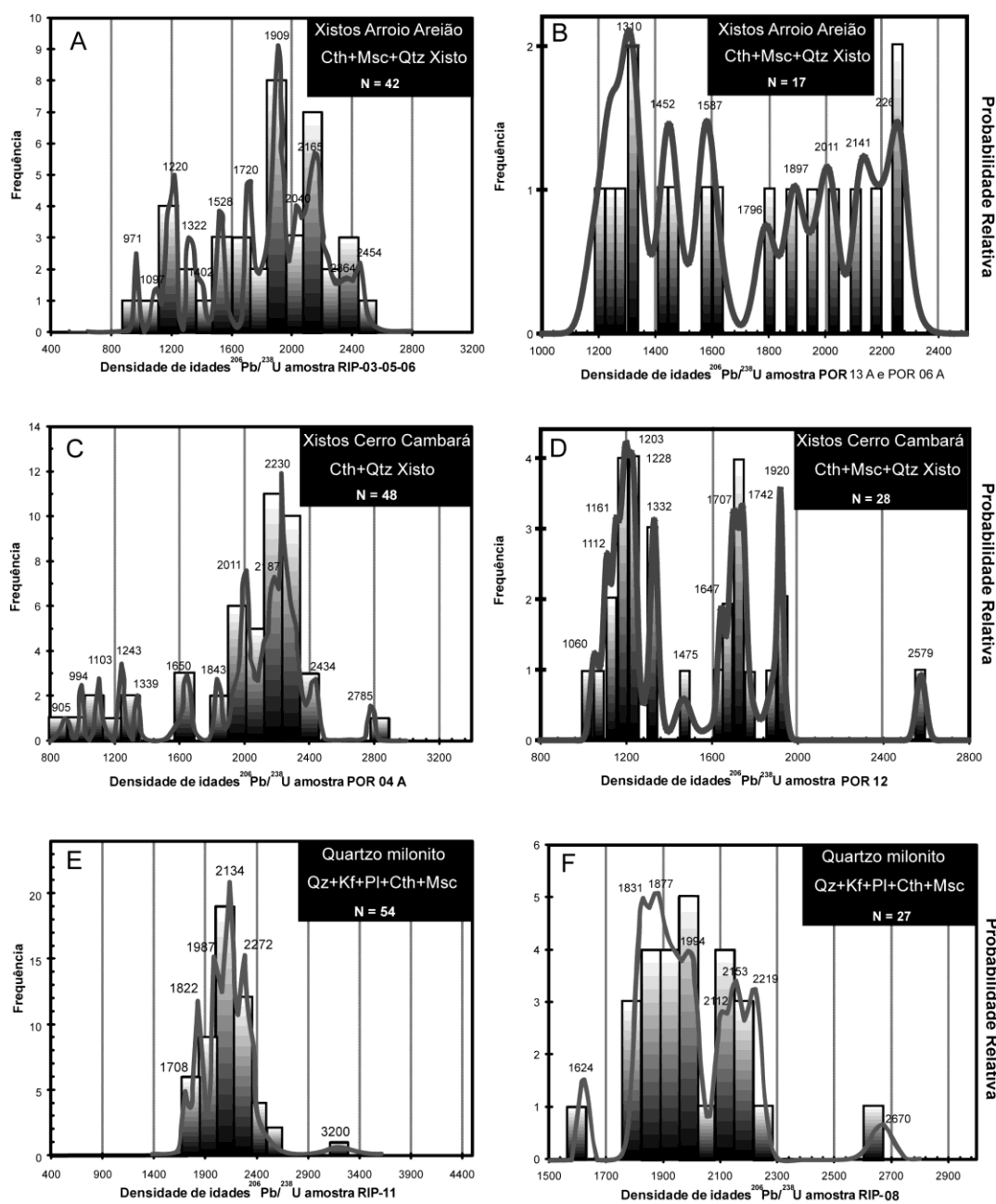


Figura 4 - Diagrama de frequência das idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão. A – Amostra POR-04 A; B – Amostra POR-12 A; C – Amostra POR-13 A e 06 A; D – Amostra RIP-08; E – Amostra RIP-03, 05, 06.; F – Amostra RIP-11.

5.3 – Xistos Cerro Cambará

Na seqüência Xistos Cerro Cambará, foram analisados 76 grãos de duas amostras: *POR 04 A* e *POR 12 A*. Os grãos de zircão analisados são em geral pequenos (0,5-1,0 mm), variando entre grãos vítreos a avermelhados. Os grãos

possuem zonação concêntrica desenvolvida, com características de rolagem, com faces quebradas e/ou arredondadas.

A amostra POR 04 A teve 48 grãos analisados, com idades entre 894 ± 30 Ma e 2783 ± 18 Ma. Cerca de 20% das análises indicaram idades mesoproterozóicas, e mais de 80% da frequência de idades é de grãos paleoproterozóicos. Apenas um grão tem razão Th/U próxima de 0,01, sendo o restante com razões entre 0,20 e 1,31. O diagrama de frequências de idades relativas indica picos de idades predominantes em 1243 a 2230, com picos de idade relativa menores em 905, 994, 1339, 1650 1843, 2187, 2434 e 2785 Ma (Fig. 4-C).

A amostra POR 12 A possuiu 28 grãos datados, sendo aproximadamente 60% de idades mesoproterozóicas, com valores entre 1050 ± 19 Ma e 1465 ± 36 Ma. A idade mais antiga obtida para esta amostra foi de 2575 ± 22 Ma. As razões Th/U ficaram entre 0,05 e 1,80. A distribuição de frequência das idades relativas apresenta cinco picos com razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ concordantes, de 1203, 1332, 1707, 1742 e 1920 Ma (Fig. 4-D).

5.4 – Quartzo-milonitos

Os grãos são em geral pequenos (0,3-1,0 mm), com uma variação grande no tamanho dos grãos, com grãos opacos, tendendo a castanho-escuros. Possuem zonação concêntrica desenvolvida em alguns casos, e em maioria, apresentam textura difusa, com características de rolagem, com faces geralmente arredondadas.

A amostra do quartzo-milonito RIP-11 obteve 54 grãos analisados, com idades entre 597 ± 05 Ma (razão Th/U de 0,02) e 3185 ± 117 Ma (razão Th/U de 0,63). Nesta amostra o zircão apresenta texturas difusas (Fig. 5 – M, N e O). A variação de idades detríticas ficou entre 1692 ± 24 Ma e 3185 ± 117 Ma, sendo que importantes contribuições entre 1800 e 2600 Ma. Das 54 análises, cerca de 75% das idades obtidas foram entre 1800 e 2400 Ma. Cerca de 25% das idades obtidas ficaram ente 1380 e 1700 Ma, e o restante das idades variando entre 2500 a 3200 Ma. As razões Th/U variaram entre 0,02 e 1,73. O diagrama de distribuição de idades apresenta picos principais concordantes, de 596, 1822, 1987, 2134 e 2272 Ma (Fig. 4-E).

A amostra RIP-08, coletada de quartzo milonitos do norte da antiforme Serra do Godinho, teve 27 análises, e apresentou idades entre 1621 ± 16 Ma e 2662 ± 36 Ma. A média de idades obtidas para esta amostra ficou em 2000 Ma. As razões de Th/U variaram entre 0,13 e 0,80. A frequência de idades indica 8 picos concordantes principais, de 1624, 1831, 1877, 1994, 2212, 2153, 2219 e 2670 Ma (Fig. 4-F).

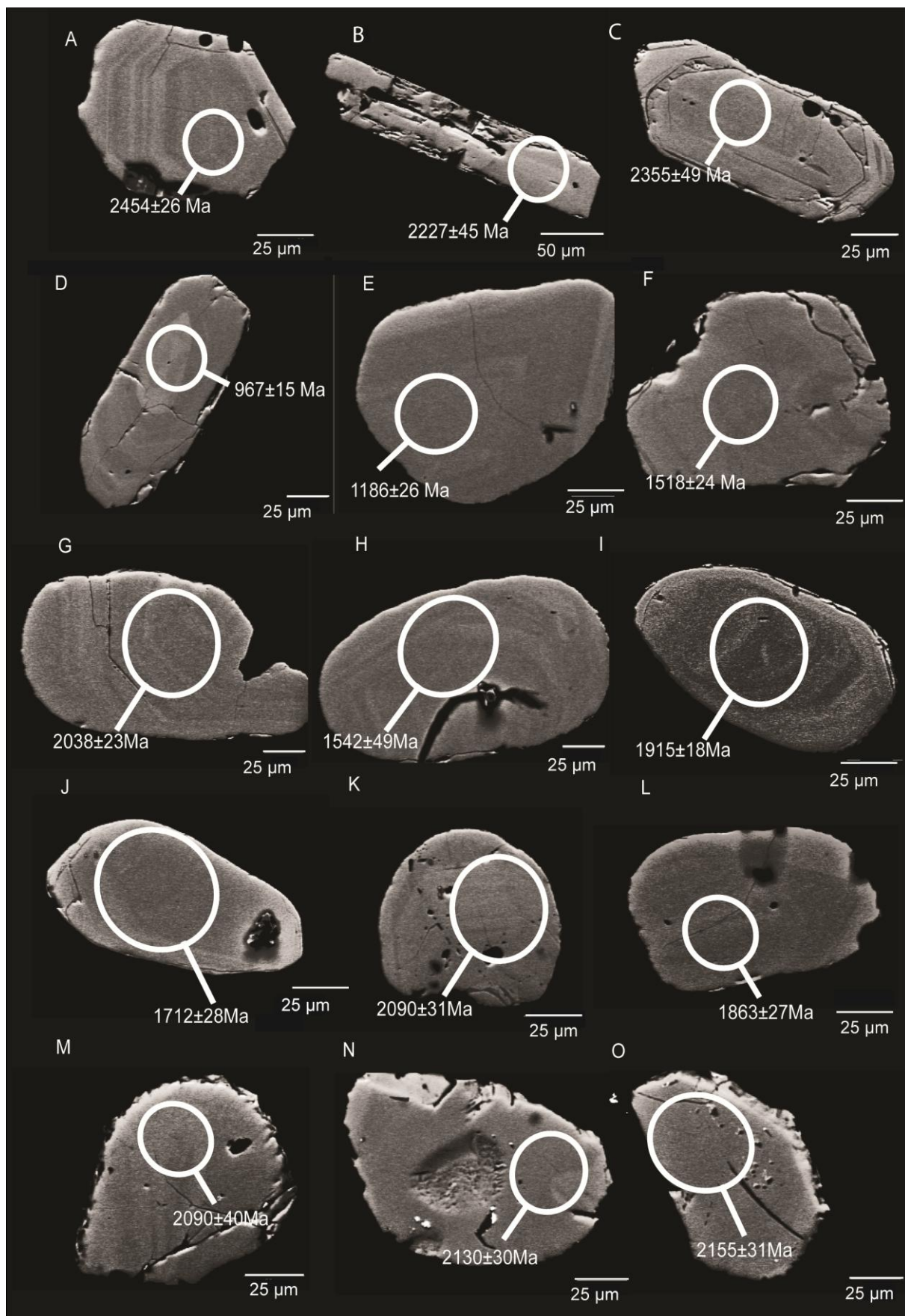


Figura 5 – Imageamento MEV-EDS (elétrons retro-espalhados) dos zircões analisados. A-D: RIP 03 B (Xistos Arroio Areião); E-H: RIP 06 (Xistos Arroio Areião); I- M: RIP 05 B (Xistos Arroio Areião); N-O: RIP 11 (Quartzo-milonito). A, C, D, G, K - Textura concêntrica regular; B - Grão acicular, morfologia típica de crescimento rápido, geralmente em ambientes vulcânicos; J, L, M, N e O – zonação concêntrica a difusa, com textura irregular no grão N e difusa no grão O.

6 – Discussão

6.1– Idades de Deposição

Considerando a geologia regional do CMP, as idades mínimas de deposição das sequências metassedimentares deve ter sido anterior ou concomitante ao vulcanismo de cerca de 780 Ma (Porcher *et al.*, 1999; Chemale Jr. 2000., Saalman *et al.*, 2010). As idades detríticas até então obtidas indicam que as sequências Cerro Cambará e Arroio Areião e quartzo milonitos das antiformes Santana e Godinho foram depositadas antes do vulcanismo neoproterozóico, sendo a idade mínima de deposição de cerca de 800 Ma.

6.1.1 – Xistos Cerro Cambará

A idade de zircão detrítico mais jovem encontrada para a sequência de xistos Cerro Cambará é de 894 ± 30 Ma, representada pela população de idades entre 905 e 997 Ma. Esta faixa de idade é considerada como a idade máxima de deposição, ou idade mínima de fechamento da bacia, ao menos para esta sequência. A frequência de idades é maior nos intervalos de 1200, 1800 e 2000 Ma. A idade mais antiga obtida em zircão detrítico é de 2783 ± 18 Ma.

6.1.2 – Xistos Arroio Areião

Para esta sequência, as populações de idades ficaram distribuídas entre 1300, 1500, 2000 e 2200 Ma. A idade mais antiga obtida em zircão detrítico é de 2412 ± 81 Ma. A idade mais jovem de zircão detrítico é de 967 ± 15 Ma. A sequência

Arroio Areião, portanto, possui uma idade deposicional mais antiga que a sequência Cerro Cambará.

6.1.3 – Quartzo milonitos

A amostra de quartzo milonitos analisadas possuem idades com valores entre 1621 ± 16 Ma e 2262 ± 36 Ma, com grande frequência de idades paleoproterozóicas. A idade mais antiga obtida nesta amostra foi de 3185 ± 117 Ma.

6.2 - Ambientes Depositionais e Fechamento de Bacia

A idade de fechamento da sequência Cerro Cambará é significativamente mais jovem do que a idade da sequência Arroio Areião. Estas, por sua vez, apresentam picos de idades relativos bem próximos entre si. As diferenças na distribuição probabilística nas frequências podem ser relativas ao baixo número de grãos datados. Uma evolução de bacia em diferentes estágios, ou mesmo de bacias diferentes, pode ser responsável por esta variação litológica e de idades. Não se exclui a possibilidade de que seja apenas uma mudança no regime de proveniência das áreas-fonte, marcando diferentes estágios orogênicos da crosta na região.

As idades das seqüências de mica xistos apresentam componentes mesoproterozóicos do período Toniano, diferente dos quartzitos do CMP. A participação de áreas-fonte com estas idades já haviam sido previstas em trabalhos de geoquímica isotópica (Lenz, 2006; Saalman *et al.*, 2006; Gruber, 2007; Gruber *et al.*, 2008), pois as idades T_{DM} obtidas para os metassedimentos do CMP não indicavam apenas contribuição de uma fonte paleoproterozóica. A diferença na composição sedimentar dos protólitos pode indicar diferentes ambientes para estas seqüências, já que a sequência quartzo-feldspática (associada na bibliografia a uma margem passiva ou ambiente de rift) é mais antiga que a sequência micácea. A diferença na composição e idade destes sedimentos pode estar indicando uma evolução da margem passiva ou rift para um sistema distal de arco.

As diferenças de padrões de idades entre mica xistos e quartzo milonitos para todo CMP é mostrado na figura 6, e parecem indicar diferentes períodos de deposição. Os quartzo milonitos pertencem a uma bacia com fechamento

mesoproterozóico, com deposição predominantemente clástica, típica de ambientes de margem passiva ou rift. Não existem idades detríticas magmáticas mais jovens que 1,6 Ga nestes quartzo milonitos. Os mica xistos das duas seqüências possuem idades mais jovens, e sua litologia e química isotópica sugerem participação de material juvenil em relação aos quartzo milonitos (Gruber, 2008).

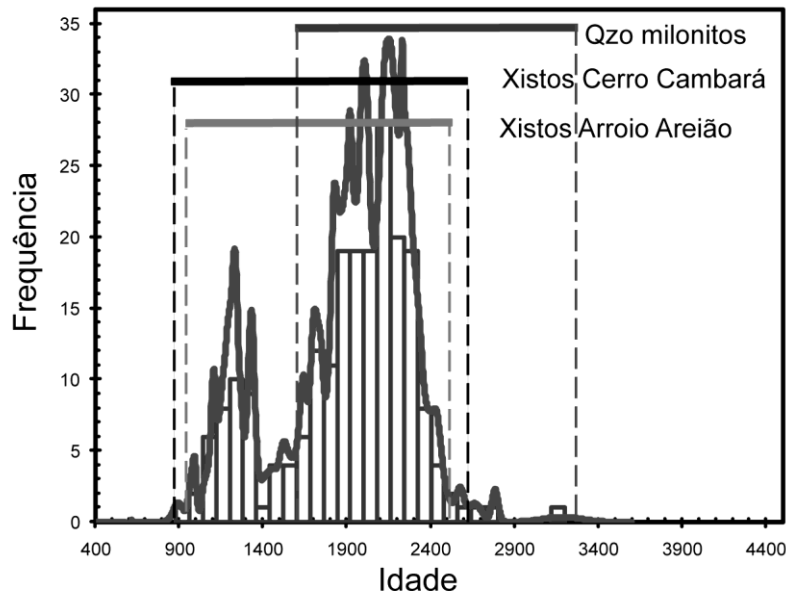


Figura 6 – Distribuição de todas idades detríticas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ em zircão para o CMP obtidas neste trabalho.

A variação de Th/U contra a idade obtida (Fig.7) indica baixa ocorrência de zircões metamórficos. Entre as idades metamórficas, é possível observar dois tipos de idades com razões Th/U típicas de zircão afetado por metamorfismo ou hidrotermalismo: a primeira, mais antiga, em torno de 2400 a 2200 Ma, e a segunda, mais nova, com idade em torno de 590 Ma. Foram obtidas duas idades de razão tipicamente metamórfica/hidrotermal mesoproterozóica: uma de cerca de 1400 Ma, e outra de cerca de 1200 Ma. O metamorfismo de 2200 Ma tem registro no Complexo Encantadas, sendo, portanto, o metamorfismo de 1400 e de 1200 relativos a outros eventos orogênicos. A idade de 590 Ma coincide com a idade obtida para a milonitização dos quartzitos no CMP. Como as duas idades de cerca de 590 Ma possuem razão Th/U muito baixa (em torno de 0,01), é razoável admitir que estas representem zircões hidrotermalizados nesta idade. As razões consideradas por

Nutman (2001) para zircões provenientes de rochas máficas mostra uma maior contribuição de idades paleoproterozóicas para esta razão (Fig. 7).

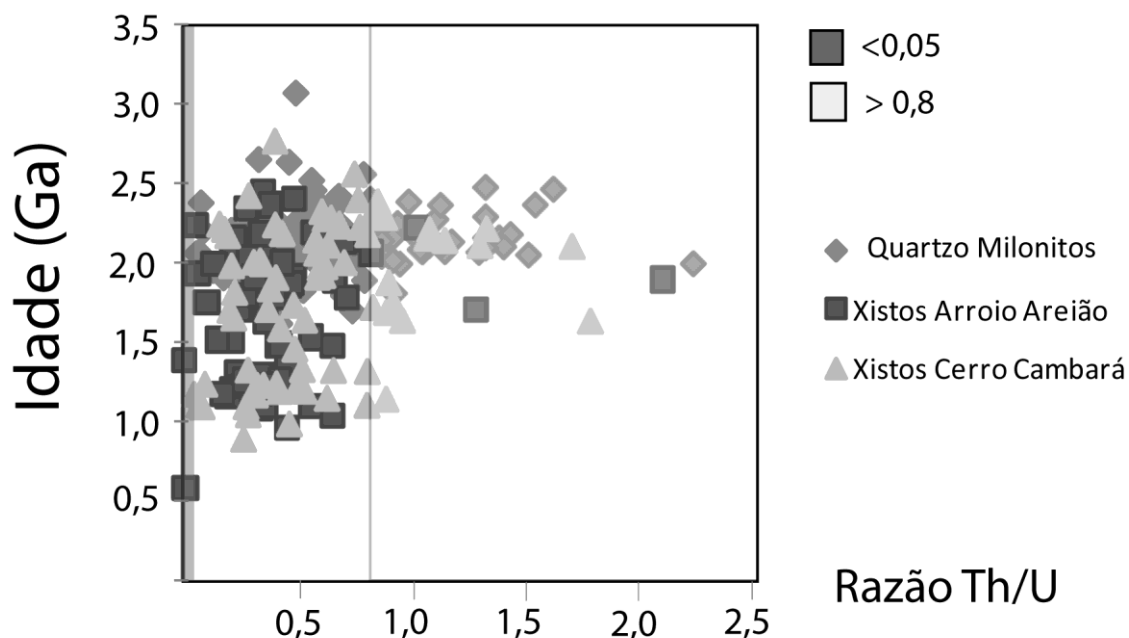


Figura 7 – Diagrama de idade contra razão Th/U das amostras analisadas. As razões típicas de metamorfismo / hidrotermalismo ($< 0,05$) estão representadas por idades de 0,5 Ga, 1,2 e 1,4 Ga, além de razões metamórficas típicas do gnaiss Encantadas, de 2,2 Ga. As razões Th/U acima de 0,8 são geradas em ambientes magmáticos ultramáficos, e as idades relativas a maior concentração destas estão entre 1,5 e 2,5 Ga.

6.3 - Áreas-fontes

As idades obtidas até então para os quartzos milonitos e xistos permitem caracterizar um panorama de possíveis áreas-fonte dos metassedimentos do CMP. Estes sedimentos quartzosos de idades paleoproterozóicas foram depositados na paleobacia Porongos no mesoproterozóico (sendo a idade mais jovem para estas unidades em torno de 1,6 Ga), ou representam porções do embasamento do CMP retrabalhado por processos posteriores a sedimentação mesoproterozóica (de idade mínima de 0,9 Ga). A idade mais antiga obtida nos quartzos milonitos (3185 ± 117 Ma) do Arqueano pode ser proveniente tanto do terreno Nico Pérez, a oeste do Cinturão Dom Feliciano, quanto dos grupos arqueanos do cráton Kalahari, Congo-

São Francisco ou mesmo Laurencianos. A série de idades entre 1,9 Ga e 1,6 Ga pode ser proveniente das orogenias Mazatzal (1,71 – 1,62 Ga), Yavapai (1,79 – 1,69 Ga) e Trans-Huddsoniana (1,92 – 1,79 Ga), do leste Laurenciano (hoje centro-oeste norte-americano). A baixa frequência de idades de cerca de 1,7 Ga para o quartzo milonito da Antiforme de Santana pode estar indicando uma proveniência diferente para os grãos paleo/mesoproterozóicos desta unidade. Os crátons Africanos (Kalahari e Congo) possuem baixa frequência de idades ígneas neste mesmo período (Condie *et al.*, 2009), podendo então haver uma diferença significativa na área-fonte dos metassedimentos quartzo miloníticos.

Ainda, entre as possíveis áreas-fonte, a orogenia Sunsás relacionada ao Grenvilliano em torno de 1450 Ma, possui orogenia mesoproterozóica de 1760 – 1740 (Orogenia Jamari) e 1670 – 1630 (Orogenia Quatro Cachoeiras), além das orogenias associadas ao greenville: 1465 – 1427 (Orogenia Santa Helena) e 1371 – 1319 (Orogenia Candeias) (Santos *et al.*, 2008).

Os metapelitos das seqüências Arroio Areião e Cerro Cambará possuem componentes de idade paleoproterozóica semelhantes aos quartzo milonitos, além de idades meso-neoproterozóicas. As idades detríticas mais jovens para estas seqüências, entretanto, restringem-se ao período Toniano (entre 1,0 e 0,85 Ga), no limite entre o mesoproterozóico e o neoproterozóico.

Entre as idades do final do Paleoproterozóico, entre 2,0 e 1,6 Ga, parte das razões Th/U coincide com aquelas do Complexo Encantadas. As razões dos quartzitos, quartzo milonitos e mica xistos do CMP coincidem em parte com os das rochas ultramáficas Belizário (Hartmann *et al.*, 2003), e muito embora a dispersão de Th/U seja muito maior para idades entre 2,0 e 1,6, fica evidente a contribuição do embasamento do CMP para sua sedimentação.

As idades detríticas mesoproterozóicas, entre 0,9 e 1,7 Ga são idades raras ou desconhecidas para o Cinturão Dom Feliciano. A intensa ocorrência de picos de idade entre 1,0 e 1,2 Ga remete a áreas fontes de típicos cinturões Grenvillianos, como os associados aos crátons Kalahari, Amazonas e Laurencia. Idades entre 1,29 e 1,18 Ga são geralmente relacionadas com a orogênese Elzeveriana, uma aglutinação de terrenos pouco anterior a formação do supercontinente Rodínia (Rivers, 1997).

Segundos os modelos de reconstrução do Rodínia (e.g. Hoffmann, 1991; Cordani *et al.*, 2003; Torsvik 2003; Li *et al.*, 2007 entre outros) há diferentes localizações paleogeográficas para o cráton Rio de La Plata nessa época. Entretanto ele geralmente é colocado próximo dos crátons Amazonas e Kalahari e ambos possuem cinturões Grenvilianos e Elzeverianos com idades entre 1.0 e 1.2 Ga.

7 – Conclusões

- (i) O registro de idades em zircão mostra um controle litológico nos sedimentos depositados nas diferentes fácies da paleobacia Porongos; os quartzo milonitos apresentam idades predominantemente paleoproterozóicas (1,6-2,5 Ga), enquanto que os mica xistos apresentam idades mais jovens além do mesmo registro de idades paleoproterozóicas, variando entre 0,9 e 2,5 Ga. Não existe diferença de idade, ao menos para o método U-Pb aplicado em zircões detríticos nos metassedimentos ao longo da Antiforme de Santana da Boa Vista, entre as seqüências Xistos Arroio Areião e Xistos Cerro Cambará.
- (ii) Os resultados de U-Pb dos zircões detríticos indicam que o Complexo Encantadas é, de fato, um dos contribuintes principais dos zircões detríticos (idades paleoproterozóicas), mas junto a essa área-fonte, soma-se uma importante contribuição de área-fonte mesoproterozóica. A disponibilidade de zircões magmáticos deste intervalo de idade (entre 1,5 a 0,9 Ga) e a reconstrução paleogeográfica do Rodínia neste período sugerem fontes Elzeverianas - Grenvillianas, e a morfologia dos grãos estudados indicam uma área-fonte distal para as idades entre 0,9 Ga e 1,6 Ga.

- (iii) A idade de deposição dos metassedimentos pode estar indicando uma seqüência (ou mais de uma) depositada em torno de 1,6 Ga (idades mais jovens de zircões detríticos dos quartzos miloníticos) e outra depositada em torno de 0,9 Ga (idade mais jovem dos zircões detríticos da seqüência Cerro Cambará). A idade mínima para os grãos detríticos, sem indícios de remobilização isotópica posterior é de cerca de 0,9 Ga.

Agradecimentos

Os autores gostariam de agradecer a CAPES pela concessão de bolsa de mestrado do primeiro autor durante o período de março de 2008 a março de 2010, e ao Laboratório de Geologia Isotópica pelas análises fornecidas, e aos revisores anônimos da revista.

Referências Bibliográficas

- Andersen, T. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. 2005. *Geochemical Geology* 216, 249– 270.
- Basei, M. A. S., Frimmel, H. E., Nutman, A. P., Preciozzi, F. 2008. West Gondwana amalgamation based on detrital zircon ages from Neoproterozoic Ribeira and Dom Feliciano belts of South America and comparison with coeval sequences from SW Africa. *Geological Society, London, Special Publications* 2008; v. 294; 239-256
- Basei, M. A. S., Siga, O. JR, Masquelin, H., Harara, O. M., Reis Neto, J. M. & Preciozzi, F. 2000. The Dom Feliciano Belt of Brazil and Uruguay and its foreland domain, the Rio de la Plata Craton - framework, tectonic evolution and correlation with similar provinces of Southwestern Africa. In *Tectonic Evolution of South America* (eds U. G. Cordani, E. J. Milani, A. Tomaz and D. A. Campos), pp. 311–34. 31st International Geological Congress, Sociedade Brasileira de Geologia, Rio de Janeiro.
- Carvalho, P.F. 1932. Reconhecimento Geológico no Estado do Rio Grande do Sul. *Boletim do Instituto Geológico e Mineralógico do Brasil*, 66: 1-72.
- Condie, K. C., Belousova, E., Griffin, W.L., Sircombe, K.N. 2009. Granitoid events in space and time: Constraints from igneous and detrital zircon. *Gondwana Research* (15): 228-242.
- Cordani, U. G., D'Agrella-Filho, M. S., Brito-Neves, B. B. and Trindade, R. I. F. (2003), Tearing up Rodinia: the Neoproterozoic palaeogeography of South American cratonic fragments. *Terra Nova*, 15: 350–359.
- Chemale JR., F. Evolução Geológica do Escudo Sul-rio-grandense. In: Holz, M.; De Ros, L. F. (eds.). *Geologia do Rio Grande do Sul*. Porto Alegre, CIGO/UFRGS, p. 13-52. 2000.
- Fernandes, L.A.D. & Porcher, C.C. 1998. Geologia Estrutural e Tectônica. In: Ramgrab, G.E. & Wildner, W. (Ed.). Serviço Geológico Brasileiro / Companhia de Pesquisa e Recursos Minerais: CPRM/PLGB (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil), SUREG/PA.

- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Kramer G., Tommasi A., Porcher C.C., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995a. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte I - uma contribuição a partir do registro geológico. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:351-374
- Fernandes L.A.D., Menegat R., Costa A.F.U., Koester E., Kramer G., Tommasi A., Porcher C.C., Ramgrab G.E., Camozzato E. 1995b. Evolução tectônica do Cinturão Dom Feliciano no Escudo Sul-rio-grandense: Parte II - uma contribuição a partir das assinaturas geofísicas. *Revista Brasileira de Geociências*, 25:375-384
- Fernandes, L.A.D., Tommasi, A., Vauchez, A., Porcher, C.C., Menegat, R., Koester, E. 1993. Zona de cisalhamento transcorrente Dorsal de Canguçu: caracterização e importância na compartimentação tectônica do Cinturão Dom Feliciano. *Revista Brasileira de Geociências*, 23(3): 224-233.
- Frantz, J. C. & Botelho, N. F. 2000. Neoproterozoic granitic magmatism and evolution of the Eastern Dom Feliciano Belt in southernmost Brazil: A Tectonic Model. *Gondwana Research* (3), 7–19.
- Frantz J.C., Botelho N.F., Pimentel M.M., Potrel A., Koester E., Teixeira R.S. 1999. Relações isotópicas Rb-Sr e Sm-Nd e idades do magmatismo granítico brasileiro da região leste do Cinturão Dom Feliciano no Rio Grande do Sul: evidências de retrabalhamento de crosta continental paleoproterozóica. *Revista Brasileira de Geociências*, 29(2):227-232
- Fragoso-César, A.R.S. 1991. Tectônica de pacas no Ciclo Brasileiro: as orogenias dos Cinturões Dom Feliciano e Ribeira no Rio Grande do Sul. Universidade de São Paulo. Tese de Doutorado, 367 p.
- Fragoso-César, A.R.S; Lavina, E., Paim, P.S.G; Faccini, U. 1984. A antefossa molássica do Cinturão Dom Feliciano no escudo do Rio Grande do Sul. IN: CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 33, 1984. Rio de Janeiro, *Anais...* Rio de Janeiro, SBG, vol.7, p 3272-3283.
- Gollmann, K. 2007. Litoquímica e geoquímica isotópica das rochas metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de mestrado. 70 pgs.

- Gollmann, K., Marques, J.C., Frantz, J.C., Chemale Jr., F. 2008. Geoquímica e Isótopos de Nd de Rochas Metavulcânicas da Antiforme Capané, Complexo Metamórfico Porongos, RS. *Revista Pesquisas em Geociências*, Vol. 35: 83-95.
- Gõni, J.C. 1962. Origine des roches ultrabasiques et serpentineuses du Précambrien de Rio Grande do Sul (Brésil). Mode de gisement et mineralizations. *Boletim* 12: 1-33. Escola de Geologia, UFRGS.
- Gruber, L. 2007. Estudo de proveniência do Complexo Metamórfico Porongos, porção SE da Antiforme de Santana, RS. Trabalho de conclusão. IGEO/UFRGS. 77 pgs. Porto Alegre, RS.
- Gruber, L., Porcher, C.C., Lenz, C., Fernandes, L.A.D., Chemale Jr, F. Dussin, I. 2008. Mesoproterozoic detrital zircon in the Dom Feliciano Belt: Zircon ages for the Porongos Metamorphic Complex. *VI South American Symposium on Isotope Geology San Carlos de Bariloche - Argentina* – 2008.
- Hartmann, L. A. ; Phillip, Ruy P ; Liu, D. ; Wan, Y. ; Wang, Y. ; Santos, João Orestes S ; Vasconcellos, M. A. Z. , 2004. Paleoproterozoic magmatic provenance of detrital zircon, Porongos Complex quartzites, southern Brazilian Shield. *International Geology Review*, v. 46, p. 127-157.
- Hartmann, L. A. ; Santos, J.O; Leite, J. A. D. ; Porcher, C. C. ; Mcnaughton, Neal J., 2003. Metamorphic evolution and U-Pb zircon SHRIMP geochronology of the Belizário ultramafic amphibolite, Encantadas Complex, southernmost Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências, Rio de Janeiro*, v. 75, n. 3, p. 393-403.
- Hartmann, L.A; Porcher, C.C; Remus, M.V.D. 2000. As rochas metamórficas do Rio Grande do Sul. *IN: Holz, M. & De Ros, L.F. (eds.) Geologia do Rio Grande do Sul*, Editora da UFRGS . Porto Alegre.
- Isler, R.S. 1983. Evolução crustal da faixa arco-fossa Tijucas e faixa magmática Pedras Grandes: Cráton Dom Feliciano. *IN: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA*. Porto Alegre, 1. Atas... Porto Alegre, SBG, p; 19-36.
- Jost , H. 1982. Condições do metamorfismo regional de uma parte da faixa de dobramentos Tijucas no Rio Grande do Sul – RS. *Acta Geológica Leopoldensia*, 12: 3-32.

- Jost, H. 1981. *Geology and metallogeny of the Santana da Boa Vista region, Southern Brazil*. Georgia, 208 p. Tese de Doutorado, University of Athens, EUA.
- Jost, H., Bitencourt, M.F. 1980. Estratigrafia e tectônica de uma fração da faixa de Dobramentos de Tijucas no Rio Grande do Sul. *Acta Geologica Leopoldensia*, 4(7):27-60.
- Lenz, C. ; Porcher, C.C. ; Fernandes, L.A.D. ; Koester, E. , 2005. Idades Rb-Sr da trama metamórfica dos sienogranitos milonitizados de Santana da Boa Vista, RS, Brasil. In: SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, Curitiba. Resumos do ., 2005.
- Lenz, C. ; 2006. Evolução metamórfica dos metapelitos da antiforme Serra dos Pedrosas: condições e idades do metamorfismo. 111 p. Dissertação de Mestrado, Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Li, Z.X., et al., Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis, *Precambrian Res.* 2007. doi:10.1016/j.precamres.2007.04.021
- Ludwig, K.R. 2003. Isoplot 3.0 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkley Geochronology Center, *Special Publications* No. 4.
- Machado, R. Fragoso-César, A.R.S., Faccini, U. 1987. O domo de Santana (RS): domo gnáissico manteado ou figura de interferência tipo domo e bacia? In: SIMPÓSIO SUL-BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 3., 1987, Curitiba. *Anais...* Curitiba, SBG, v.1, p.167-182.
- Marques J.C.; Roisenberg, A.; Jost, H; Frantz, J.C. 1998. Rochas Metassedimentares, Geologia Estrutural e Metamorfismo da Suíte Metamórfica Porongos na Área da Antiforme Capané, Cachoeira do Sul, RS. *Revista Brasileira de Geociências*, 28: 467 – 472.
- Marques, J.C.; Roisenberg, A.; Jost, H. 1996. Cromoespinélio como indicador petrogenético, Suíte Ultramáfica Cerro da Mineração (SUCM) - Antiforme Capané, Cachoeira do Sul-RS. In: SBG, CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA 39, Salvador, Anais, 6:221-223.
- Marques, J.C. 1996. Petrologia e Metalogênese da Sequência Metaultramáfica da Antiforme Capané, Suíte Metamórfica Porongos, Cachoeira do Sul – RS. 196 p. Universidade Federal do Rio Grande do Sul. Dissertação de Mestrado.

- Morales, L. F. G. 2002. Orientações Cristalográficas de Quartzos Milonitos em uma Zona de Cisalhamento Tangencial com Transporte Paralelo ao Alongamento do Cinturão Dom Feliciano, RS. Dissertação de Mestrado, IG - Universidade Federal do Rio Grande do Sul. 98 pp.
- Nutman, A.P., 2001: On the scarcity of >3900 Ma detrital zircons in ≥3500 Ma metasediments *Precambrian Research*, 105, 93-114.
- Porcher, C. C. ; Macnaughton, N. J. ; Leite, J. A. D. ; Hartmann, L. A. ; Fernandes, L.A.D. 1999. Idade SHRIMP do vulcanismo ácido do Complexo Metamórfico Porongos, RS.. In: 1º SIMPÓSIO SOBRE VULCANISMOS E AMBIENTES ASSOCIADOS, 1999, Gramado. *Resumos...* 1999. Sociedade Brasileira de Geologia.
- Porcher, C. C. ; Fernandes, L.A.D ; Silva, A.O.M . Zoneamento metamórfico das granadas e dados de geotermometria dos metamorfitos Cerro do Facão-Suíte Metamórfica Porongos (RS).. In: 5 SIMPÓSIO NACIONAL DE ESTUDOS TECTÔNICOS, 1995, Gramado. *Resumos...* 1995. v. 1. p. 69-70.
- Porcher, C. C. ; Fernandes, L.A.D . Zoneamento metamórfico da Suíte Porongos, RS: uma discussão.. In: 38 CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1994, Camboriú. Boletim de Resumos Expandidos. São Paulo : Sociedade Brasileira de Geologia, 1994. v. 1. p. 275-277.
- Porcher, C.C. 1992. Caracterização das condições de fluxo em uma zona de cisalhamento tangencial na Região de Santana da Boa Vista (RS). 192p. Dissertação de Mestrado. Universidade Federal do Rio Grande do Sul.
- Porcher, C.C.; Fernandes, L.A.D. 1990. Relações embasamento/"cobertura" na porção ocidental do cinturão Dom Feliciano: um esboço estrutural. *Pesquisas*, 17 (1/2):72-96.
- Phillipp, R. P., Lusa, M., Nardi, L. V. S. 2008. Petrology of dioritic, tonalitic and trondhjemitic gneisses from Encantadas Complex, Santana da Boa Vista, southernmost Brazil: Paleoproterozoic continental-arc magmatism. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 80(4), 735-748.
- Remus, M. V. D. ; Phillip, R. P. ; Tedesco, M. A. ; Faccini, U. F. . Contribuição ao Estudo Geológico-Estrutural dos Gnaisses Encantadas e das Relações com as Supracrustais Porongos na Região de Santana da Boa Vista/RS. In: 36º

- CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1990. *Anais...* Natal -RN : SBG - Nucleo RN, 1990. v. 5. p. 2358-2370.
- Rivers, T. 1997. Lithotectonic elements of the Greenville Province: review and tectonic implications. *Precambrian Research* (86) 117-154.
- Rubatto, D., 2002. Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology* 184, 123–138.
- Saalmann, K., M. V. D. Remus., Hartmann, L.A, 2006. Structural evolution and tectonic setting of the Porongos belt, southern Brazil. *Geol. Mag.* 143 (1), pp. 59–88.
- Saalmann, K. ; Gerdes, A. ; Lahaye, Y. ; Hartmann, L. A. ; REMUS, M. V. D.; Remus, M. V. D. ;
- Santos, J.O.S., Rizzotto, G.J., Potter, P.E., McNaughton, N.J., Matos, R.S., Hartmann L.A., Chemale Jr. F., Quadros, M.E.S. 2008. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research* (165) 120–152.
- Tessari, R.I & Picada, R.S. 1966. Geologia da Quadrícula de Encruzilhada do Sul, Rio Grande do Sul, Brasil. *Boletim da Divisão de Fomento e Produção Mineral*, DNPM. Rio de Janeiro, 124: 1- 147.
- Torsvik, T. H. 2003. The Rodinia Jigsaw Puzzle. *Science* 300, 1379-1381.
- Williams, I.S. Response of Detrital Zircon and Monazite, and Their U-Pb Isotopic Systems, to Regional Metamorphism and Host-Rock Partial Melting, Cooma Complex, Southeastern Australia. 2001. *Australian Journal of Earth Sciences*, 48: 557-580.
- Williams, I & Claesson, S. 1987. Isotopic evidence for the Precambrian provenance and Caledonian metamorphism of high grade paragneisses from the Seve Nappes, Scandinavian Caledonides. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 97: 205-217.

Apêndice 1

As análises cujas razões Th/U encontradas ficaram próximas de 0,01 (razões estimadas como típicas de zircões de gênese metamórfica ou hidrotermal) tiveram o número do spot discriminado em *itálico*.

Apêndice – Resultados
(U-Pb)

Spot	Th/U	Razões Isotópicas				Idades			
		206Pb/238U	1s(%)	207Pb/235U	1s(%)	206Pb/238U	1st (%)	Concord (%)	207Pb/235U
RIP-08									
08-03	0,26	0,38509	1,2	6,8481	1,4	2100,0	21,5	100,39	2084,0
08-04	0,41	0,36338	1,3	6,3022	1,6	1998,2	21,8	98,98	2039,9
08-05	0,32	0,35875	1,8	6,1055	2,2	1976,2	30,7	99,26	2006,4
08-06	0,80	0,34194	1,5	5,8097	2,2	1896,0	24,8	97,34	2003,5
08-10	0,38	0,36570	1,3	7,1446	1,7	2009,1	22,7	94,34	2248,0
08-11	0,43	0,33450	1,4	5,9993	1,9	1860,2	22,4	94,15	2099,0
08-16	0,43	0,28592	1,1	4,2207	1,5	1621,1	16,2	96,61	1750,0
08-17	0,32	0,33625	1,3	5,8723	1,8	1868,6	21,4	95,48	2052,1
08-18	0,45	0,35594	1,7	6,6436	2,4	1962,9	27,9	95,05	2168,8
08-22	0,69	0,41482	1,0	8,6454	1,2	2236,9	19,7	97,20	2359,1
08-23	0,23	0,35020	1,3	6,1232	1,8	1935,5	22,3	97,09	2054,3
08-24	0,30	0,40485	1,7	7,0031	2,3	2191,3	31,2	103,77	2035,3
08-29	0,21	0,40973	1,0	8,9046	1,2	2213,7	18,8	95,08	2430,3
08-32	0,36	0,34201	1,6	6,2095	2,3	1896,3	26,9	94,54	2120,5
08-36	0,49	0,32671	1,1	5,8375	1,4	1822,4	18,1	93,36	2092,4
08-37	0,49	0,32361	1,4	5,7220	1,7	1807,3	21,4	93,42	2074,0
08-38	0,18	0,34550	2,3	5,9825	2,7	1913,1	38,0	96,95	2037,1
08-41	0,32	0,38488	1,2	7,4967	1,4	2099,1	22,3	96,61	2242,8
08-42	0,44	0,39532	1,4	7,4028	1,6	2147,4	25,1	99,36	2174,5
08-43	0,53	0,32877	1,4	6,1470	1,8	1832,4	22,4	91,76	2171,8
08-44	0,24	0,33761	1,8	6,1648	2,4	1875,1	28,8	93,78	2130,5
08-54	0,13	0,35504	2,3	6,8294	2,6	1958,6	39,6	93,74	2221,1
08-55	0,94	0,32495	1,5	5,4214	1,9	1813,8	23,5	96,06	1971,1
08-56	0,34	0,51146	1,7	14,8547	2,2	2662,9	36,8	94,90	2910,5

08-65	0,34	0,39575	1,0	7,2446	1,2	2149,4	18,6	100,35	2134,9
08-66	0,21	0,37425	4,9	6,5331	5,1	2049,3	85,7	99,95	2051,4
08-68	0,50	0,40440	1,7	7,3968	2,5	2189,3	32,3	101,33	2133,4
RIP-11									
11-01	0,42	0,32628	0,8	5,2769	1,4	1820,3	12,6	97,60	1865,1
11-02	0,87	0,43685	0,9	9,1445	1,4	2336,5	18,0	99,32	2352,6
11-03	0,37	0,42808	1,2	8,7794	1,7	2297,0	22,5	99,21	2315,4
11-04	0,51	0,35222	1,6	5,9221	2,3	1945,2	26,1	99,02	1964,5
11-05	0,02	0,09704	0,9	0,7938	1,4	597,0	5,2	100,63	593,3
11-06	0,53	0,37909	1,0	6,5865	1,3	2072,0	17,2	100,70	2057,5
11-07	0,47	0,32640	1,2	5,6878	1,7	1820,9	19,4	94,37	1929,5
11-08	1,04	0,33170	1,6	5,5291	2,4	1846,6	26,1	96,93	1905,1
11-09	0,35	0,42219	0,9	8,5344	1,3	2270,4	17,4	99,16	2289,6
11-10	0,53	0,33244	1,3	5,7707	1,7	1850,2	21,1	95,27	1942,0
11-11	0,55	0,36896	1,2	6,3467	1,7	2024,5	21,3	99,98	2024,9
11-12	0,49	0,35651	1,5	6,0034	2,2	1965,6	25,7	99,46	1976,3
11-13	0,85	0,36012	0,9	6,4325	1,3	1982,7	15,3	97,35	2036,7
11-14	0,46	0,37060	1,0	6,3686	1,4	2032,2	17,1	100,21	2027,9
11-15	0,58	0,43080	1,3	9,5450	1,8	2309,3	24,9	96,55	2391,9
11-16	0,54	0,32065	1,6	5,2903	2,5	1792,9	25,2	96,02	1867,3
11-17	0,66	0,36395	1,8	6,0995	2,6	2000,8	31,5	100,54	1990,2
11-18	0,41	0,38964	1,7	6,9177	2,4	2121,2	30,0	100,96	2100,9
11-19	0,69	0,39091	1,9	6,5436	2,8	2127,1	35,1	103,67	2051,8
11-20	0,21	0,42175	1,8	7,4117	2,7	2268,4	34,1	104,90	2162,4
11-21	0,84	0,30022	1,7	4,1272	2,7	1692,4	24,8	101,97	1659,7
11-22	0,56	0,36845	2,0	6,5336	2,7	2022,1	34,5	98,62	2050,4
11-23	0,65	0,36351	1,8	6,2167	2,5	1998,8	30,7	99,60	2006,8
11-24	1,32	0,30237	1,9	5,2556	3,4	1703,0	27,9	91,48	1861,7
11-25	1,73	0,39782	2,9	7,1339	3,7	2159,0	53,8	101,44	2128,3
11-26	0,97	0,39761	2,2	7,7755	3,0	2158,0	40,6	97,85	2205,4

11-27	0,64	0,36351	1,3	6,1092	2,2	1998,8	22,3	100,36	1991,6
11-28	0,42	0,41305	1,7	8,3771	2,8	2228,9	32,4	98,07	2272,7
11-29	0,22	0,39207	1,9	7,1040	2,6	2132,4	33,6	100,37	2124,5
11-30	0,35	0,42946	3,5	7,4030	4,3	2303,3	68,6	106,57	2161,3
11-31	0,24	0,37669	1,5	6,6723	2,2	2060,8	26,8	99,61	2069,0
11-32	0,12	0,38307	2,3	6,3943	3,4	2090,6	40,7	102,91	2031,5
11-34	0,15	0,39159	1,7	6,8986	2,2	2130,2	30,3	101,51	2098,5
11-35	0,08	0,38169	1,9	6,6501	2,4	2084,2	33,1	100,88	2066,0
11-36	0,37	0,42780	4,0	7,4653	5,7	2295,8	76,3	105,85	2168,8
11-37	0,12	0,39715	1,7	7,1177	2,1	2155,9	31,1	101,39	2126,3
11-39	0,30	0,40687	1,9	7,7356	2,4	2200,6	34,9	99,99	2200,7
11-40	0,04	0,38855	1,7	6,9566	2,6	2116,1	31,3	100,48	2105,9
11-41	0,53	0,44943	1,5	9,5957	2,3	2392,7	29,9	99,83	2396,8
11-42	0,20	0,39141	1,3	7,1512	2,0	2129,3	24,5	99,95	2130,4
11-43	0,04	0,44199	1,5	9,5232	2,1	2359,5	28,9	98,73	2389,8
11-44	0,53	0,48050	6,3	9,4330	7,8	2529,5	132,4	106,23	2381,0
11-45	0,17	0,31233	1,7	5,3509	2,2	1752,1	25,6	93,35	1877,0
11-46	0,34	0,40646	1,7	7,5684	2,2	2198,7	31,1	100,81	2181,1
11-47	0,14	0,35581	1,6	5,9333	2,3	1962,3	26,4	99,80	1966,1
11-48	0,37	0,43375	3,6	8,1056	4,7	2322,6	69,6	103,55	2242,9
11-49	0,33	0,42299	2,2	7,8045	2,8	2274,0	42,5	102,96	2208,7
11-50	0,15	0,38929	1,6	6,7346	2,2	2119,5	29,7	102,04	2077,2
11-51	0,17	0,39428	1,6	6,6992	2,3	2142,6	29,4	103,38	2072,5
11-52	0,10	0,46983	2,4	10,2694	3,9	2482,8	50,0	100,95	2459,4
11-53	0,03	0,42000	1,0	8,3321	1,6	2260,5	18,8	99,68	2267,8
11-54	0,23	0,33852	1,2	5,1112	1,9	1879,5	19,9	102,26	1838,0
11-55	0,34	0,40854	2,1	7,4613	2,8	2208,2	39,8	101,84	2168,4
11-56	0,63	0,63907	4,7	18,5098	5,3	3185,3	117,3	105,59	3016,6
RIP-03-05-06									
06-01	0,34	0,1856	2,67	1,894	3,52	1097,8	27,0	101,75	1078,9

06-02	0,28	0,3235	2,74	4,729	3,16	1806,7	43,2	101,94	1772,4
06-03	0,21	0,2656	1,76	3,402	2,29	1518,3	23,8	100,90	1504,8
06-04	0,17	0,2020	2,40	2,092	3,96	1186,0	26,0	103,48	1146,0
06-05	0,15	0,2668	1,79	3,515	2,17	1524,5	24,3	99,60	1530,6
06-06	0,48	0,3386	2,45	4,907	3,02	1879,9	40,0	104,24	1803,4
06-07	0,38	0,4453	4,12	8,557	4,42	2374,1	81,7	103,58	2292,0
06-09	0,05	0,4169	3,46	7,169	4,19	2246,6	65,7	105,35	2132,6
06-10	0,58	0,4060	2,69	6,854	3,13	2196,5	50,1	104,96	2092,7
06-11	0,34	0,3878	2,24	6,962	2,69	2112,7	40,3	100,29	2106,7
06-12	0,49	0,4539	4,06	8,248	5,27	2412,7	81,7	106,82	2258,6
06-14	0,57	0,2703	3,59	3,208	4,07	1542,1	49,2	105,68	1459,2
06-15	0,13	0,3646	1,55	6,610	2,01	2004,0	26,7	97,25	2060,7
06-16	0,40	0,3206	2,33	5,045	3,33	1792,8	36,5	98,14	1826,9
06-17	0,29	0,3720	1,34	6,536	1,52	2038,9	23,5	99,42	2050,8
05-01	0,25	0,2096	1,32	2,261	1,66	1226,5	14,7	102,19	1200,2
05-02	0,25	0,3853	1,57	7,009	1,95	2101,2	28,1	99,46	2112,5
05-02	0,25	0,3831	1,79	6,920	2,44	2090,7	31,9	99,50	2101,2
05-08	0,01	0,0969	1,10	0,796	1,49	596,1	6,3	100,04	594,3
05-09	0,35	0,3461	1,14	5,594	1,44	1915,9	18,9	100,13	1915,2
05-09	0,35	0,3433	1,31	5,498	1,72	1902,7	21,5	101,66	1900,2
05-11	0,46	0,3352	1,67	5,081	2,24	1863,4	27,0	102,14	1832,9
05-12	0,46	0,2325	1,60	2,667	1,77	1347,7	19,5	99,96	1319,5
05-13	0,22	0,3996	1,11	7,459	1,39	2167,2	20,5	100,36	2168,1
05-14	0,25	0,3042	1,51	4,365	1,90	1712,0	22,8	100,04	1705,7
05-15	0,21	0,3697	1,73	6,362	2,27	2027,8	30,2	98,31	2027,0
03-07	0,71	0,3963	1,61	7,527	1,99	2152,2	29,4	98,90	2176,2
03-08	0,71	0,3952	1,86	7,420	2,45	2146,8	34,0	99,23	2163,4
03-10	0,35	0,4634	1,30	9,647	1,45	2454,7	26,5	102,21	2401,7
03-11	0,00	0,2424	1,89	2,813	2,18	1399,2	23,8	102,95	1359,1
03-12	0,28	0,4411	2,52	9,496	3,10	2355,7	49,8	98,68	2387,2

03-13	1,03	0,4128	1,86	7,729	2,00	2227,7	35,0	101,26	2200,0
03-14	0,42	0,3428	1,16	6,354	1,40	1900,0	19,0	93,78	2026,0
03-15	0,21	0,2068	1,55	2,490	1,89	1211,9	17,2	95,49	1269,1
03-16	0,46	0,1620	1,72	1,753	2,39	967,9	15,5	94,13	1028,2
03-17	0,49	0,3475	1,81	5,747	1,88	1922,5	30,1	99,18	1938,5
03-18	0,24	0,2263	1,29	2,713	1,56	1314,9	15,3	98,71	1332,0
03-19	0,06	0,3524	1,36	5,978	1,71	1946,0	22,8	98,65	1972,6
03-20	1,30	0,3046	1,84	4,392	2,52	1714,0	27,7	100,18	1710,9
03-21	0,32	0,3056	1,50	4,518	1,63	1718,9	22,6	99,11	1734,4
03-22	0,20	0,2000	1,59	2,170	1,92	1175,2	17,1	100,33	1171,4
03-23	0,67	0,3425	2,16	5,458	2,85	1898,8	35,6	100,25	1894,0
POR-04A									
04-01	0,70	0,4166	0,93	8,1675	1,77	2245	21	100,00	2250
04-02	0,43	0,2805	2,80	5,6486	2,96	1594	45	69,00	1924
04-03	0,64	0,3903	1,00	8,0049	1,56	2124	21	91,00	2232
04-04	0,07	0,1883	2,98	3,5288	3,16	1112	33	51,00	1534
04-05	1,72	0,3885	1,64	7,8572	2,12	2116	35	92,00	2215
04-07	0,34	0,3689	1,85	7,1800	2,13	1843	21	90,00	2134
04-08	0,62	0,3495	1,17	7,5073	1,41	2024	37	80,00	2174
04-09	0,41	0,5398	0,66	12,3742	2,13	1932	23	110,00	2633
04-10	0,44	0,4062	1,44	7,9043	1,71	2783	18	98,00	2220
04-11	1,09	0,4118	1,39	8,0671	1,93	2198	32	99,00	2239
04-12	0,65	0,4281	1,19	9,1274	1,67	2223	31	96,00	2351
04-13	0,63	0,3611	2,56	6,1940	2,86	2297	27	98,00	2004
04-14	0,89	0,4285	1,60	8,4703	1,85	1987	51	101,00	2283
04-15	0,78	0,4537	1,14	10,2630	1,63	2299	37	97,00	2459
04-16	0,61	0,3596	1,94	6,8462	2,27	2412	28	90,00	2092
04-17	0,39	0,3318	0,92	6,9233	1,65	1980	38	78,00	2102
04-18	0,82	0,4048	0,79	7,8882	1,81	1847	17	98,00	2218

04-19	0,18	0,4121	1,04	8,3342	2,03	2191	17	96,00	2268
04-20	0,61	0,4370	1,11	8,5448	1,85	2225	23	104,00	2291
04-21	0,35	0,3650	1,49	7,4711	1,69	2337	26	86,00	2170
04-22	0,78	0,4150	0,95	8,1027	1,88	2006	30	100,00	2243
04-24	1,16	0,3967	1,66	7,7110	3,19	2238	21	96,00	2198
04-25	0,63	0,4266	1,19	8,2875	2,24	1159	49	102,00	2263
04-26	0,20	0,4033	1,03	7,8376	1,64	2154	36	98,00	2213
04-27	0,35	0,3651	1,89	8,0803	2,19	2290	27	82,00	2240
04-28	0,31	0,3671	0,61	6,8729	1,66	2184	23	93,00	2095
04-29	1,34	0,4131	0,30	8,2982	0,92	2006	38	97,00	2264
04-30	0,59	0,3794	2,15	7,3864	3,64	2016	12	92,00	2159
04-31	0,86	0,4508	1,53	9,7728	1,94	2229	7	99,00	2414
04-32	0,22	0,3624	0,65	7,0106	2,07	2074	45	89,00	2113
04-33	0,83	0,4301	0,98	8,8207	1,87	2399	37	99,00	2320
04-34	0,41	0,4182	1,79	8,4915	2,82	1993	13	97,00	2285
04-36	0,16	0,4193	0,82	8,6672	1,27	2306	23	96,00	2304
04-37	0,59	0,3971	1,75	7,7344	2,71	2252	40	96,00	2201
04-38	0,41	0,2133	1,49	2,4040	2,49	2257	19	101,00	1244
04-39	0,23	0,3274	0,98	5,3188	1,57	2156	38	95,00	1872
04-40	0,27	0,1487	3,40	1,7734	3,78	1246	19	66,00	1036
04-42	0,53	0,2302	1,06	2,7179	2,40	1826	18	100,00	1333
04-43	0,47	0,16626	1,13	1,67034	2,04	894	30	98,00	997
04-44	0,69	0,41977	1,26	8,88398	1,68	1336	14	95,00	2326
04-45	0,29	0,45948	0,83	10,59946	1,20	991	11	96,00	2489
04-46	0,97	0,29119	1,10	4,90029	1,64	2259	28	83,00	1802
04-47	0,28	0,18620	1,26	2,01149	2,55	2437	20	95,00	1119
04-48	1,08	0,39996	0,69	7,83814	1,33	1647	18	96,00	2213
04-49	1,31	0,38980	2,15	7,73535	2,88	1101	14	93,00	2201

04-50	0,33	0,21151	1,10	2,35839	2,22	2169	15	102,00	1230
04-51	0,54	0,29136	1,66	4,20331	2,21	2122	46	97,00	1675
04-52	0,71	0,3667	2,17	7,1232	2,39	1237	14	90,00	2127
POR - 12									
12-01	0,93	0,3128	4,01	4,7099	4,30	1755	70	98,00	1786
12-02	0,90	0,1949	1,19	2,3359	3,00	1148	14	84,00	1359
12-03	0,29	0,1768	1,77	1,9516	2,60	1050	19	88,00	1198
12-04	0,36	0,2117	1,08	2,5962	2,41	1238	13	88,00	1403
12-07	0,54	0,2046	1,22	2,2799	2,20	1263	12	99,00	1217
12-08	0,49	0,3107	0,78	5,1429	1,60	1200	15	89,00	1957
12-10	0,37	0,3051	2,32	7,0560	2,56	1744	14	68,00	2535
12-11	0,84	0,3077	2,03	4,8736	2,39	1717	40	92,00	1878
12-12	0,50	0,2091	1,08	2,3613	2,28	1729	35	98,00	1244
12-13	0,60	0,3473	1,00	5,5499	1,45	1224	13	101,00	1894
12-14	0,49	0,2552	2,43	3,4110	3,03	1922	19	94,00	1566
12-16	0,81	0,1878	1,21	2,0997	2,31	1465	36	91,00	1224
12-17	0,10	0,2126	1,86	2,4219	2,44	1109	13	99,00	1261
12-18	0,05	0,2007	3,10	2,2064	4,27	1242	23	99,00	1190
12-19	1,80	0,2901	0,89	4,3884	1,54	1179	37	91,00	1795
12-20	0,22	0,2941	4,75	4,5354	4,88	1642	15	91,00	1830
12-22	0,32	0,1997	1,45	2,2944	2,34	1662	79	92,00	1277
12-23	0,82	0,2280	2,01	2,7311	3,50	1174	17	98,00	1357
12-24	0,67	0,2291	1,02	2,6992	1,81	1324	27	100,00	1326
12-37	0,41	0,3466	0,51	6,2818	1,38	1330	14	91,00	2117
12-38	0,08	0,1859	2,26	2,1290	2,92	1918	10	87,00	1270
12-39	0,43	0,2040	1,32	2,2755	2,52	1099	25	98,00	1219
12-40	0,76	0,4910	0,86	12,6285	1,21	1197	16	95,00	2712
12-42	0,91	0,3401	1,55	6,1606	2,33	2575	22	89,00	2116

12-43	0,21	0,3040	1,65	4,7131	2,37	1887	29	93,00	1840
12-45	0,29	0,2296	1,76	3,0519	2,84	1711	28	86,00	1556
12-46	0,64	0,1959	2,74	2,1665	3,55	1332	23	96,00	1202
12-47	0,90	0,3013	0,96	4,6932	1,97	1153	32	92,00	1848
POR-06 A									
06-01	0,43	0,3664	2,66	6,8522	2,93	2013	54	93,00	2172
06-09	0,27	0,217299846	1,02	2,4657	2,48	1268	13	101,00	1253
POR-13 A									
13-01	0,34	0,4056	1,40	7,9136	2,74	2246	53	98,00	2221
13-02	0,83	0,3792	2,18	7,4626	2,53	2261	29	92,00	2169
13-04	0,36	0,2907	1,48	4,3882	2,45	1790	35	92,00	1710
13-05	0,35	0,2248	2,12	2,6385	3,03	1319	29	99,00	1311
13-07	0,31	0,3463	0,50	6,5070	1,87	2180	39	88,00	2047
13-08	0,10	0,3138	2,26	5,7069	2,64	2124	29	83,00	1932
13-09	0,42	0,2596	0,49	3,4877	1,88	1576	29	94,00	1524
13-13	0,42	0,2188	1,37	2,7660	3,64	1461	49	87,00	1346
13-14	0,66	0,1772	1,11	2,0476	2,69	1288	32	82,00	1131
13-16	2,12	0,3432	1,53	5,7066	2,92	1965	49	97,00	1932
13-17	0,38	0,2122	1,48	2,5005	3,67	1326	44	94,00	1272
13-18	0,57	0,1884	3,77	2,0721	4,83	1192	36	93,00	1140
13-21	0,66	0,2603	7,67	4,4515	7,84	2015	32	74,00	1722
13-24	0,42	0,2606	1,15	3,5532	2,77	1603	40	93,00	1539
13-25	0,36	0,1893	1,82	2,1338	2,83	1240	27	90,00	1160
13-26	0,72	0,3206	1,30	5,1048	2,08	1887	31	95,00	1837