



**UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA E GEOQUÍMICA**

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 472

**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO APLICADA
AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DO GRUPO
CANINDÉ, BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

Dissertação apresentada por:

CAMILA VILAR DE OLIVEIRA

Orientador: Prof. Dr. Candido Augusto Veloso Moura (UFPA)

**BELÉM
2015**

Dados Internacionais de Catalogação de Publicação (CIP)
Biblioteca do Instituto de Geociências/SIBI/UFPA

Oliveira, Camila Vilar de, 1989-

Geocronologia U-Pb em zircão detrítico aplicada ao estudo de proveniência dos arenitos do Grupo Canindé, borda leste da bacia do Parnaíba / Camila Vilar de Oliveira. – 2015.

xii, 97 f. : il. ; 30 cm

Inclui bibliografias

Orientador: Candido Augusto Veloso Moura

Dissertação (Mestrado) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Belém, 2015.

1. Geocronologia. 2. Zircão - Parnaíba, Rio, Bacia (PI e MA). I. Título.

CDD 22. ed. 551.701



Universidade Federal do Pará
Instituto de Geociências
Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica


**GEOCRONOLOGIA U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO APLICADA
AO ESTUDO DE PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS DO GRUPO
CANINDÉ, BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA**

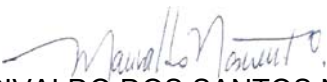
DISSERTAÇÃO APRESENTADA POR
CAMILA VILAR DE OLIVEIRA


**Como requisito parcial à obtenção do Grau de Mestre em Ciências na Área de
GEOQUÍMICA E PETROLOGIA.**

Data de Aprovação: 13 / 10 / 2015

Banca Examinadora:


Prof. CANDIDO AUGUSTO VELOSO MOURA
(Orientador-UFPA)


Prof. MARIVALDO DOS SANTOS NASCIMENTO
(Membro-UFSC)


Prof. MOACIR JOSÉ BUENANO MACAMBIRA
(Membro-UFPA)

A minha amada filha
(Thais de Oliveira Viana)

AGRADECIMENTOS

Registro os meus sinceros agradecimentos a todos que contribuíram direta e indiretamente para o desenvolvimento e conclusão deste trabalho.

Agradeço inicialmente à Universidade Federal do Pará (UFPA), ao Instituto de Geociências (IG) e ao Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica (PPGG) pelo fornecimento de infraestrutura necessária para a realização deste trabalho.

A Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) pela concessão de bolsa de estudo.

Ao projeto “Termocronologia e Investigação Paleoambiental e Paleogeográfica do sistema petrolífero da sequência mesodevoniana-eocarbonífera nas bordas oeste e leste da bacia do Parnaíba” (Processo nº 473215/2013-6), pelo apoio financeiro.

Ao Serviço Geológico do Brasil (CPRM) através da Superintendência regional de Belém na pessoa do Dr. Marcelo Vasquez pela disponibilização do Laboratório de Microanálises onde foi efetivado o imageamento por MEV das seções de zircão.

Ao meu orientador Candido A.V. Moura (Pará-Iso/UFPA) por sua orientação, confiança e incentivo, demonstrados ao longo deste trabalho.

Aos professores Jean Michel Lafon e Marco Antonio Galarza Toro, pelo auxílio indispensáveis a realização e entedimento da metodologia U-Pb aplicada.

Aos amigos do Pará-Iso, especialmente à Rafael Estumano, Flávio Semblano, Elma Oliveira, Arlete Neves e João Marinho Milhomem pelas discussões constantes e ajuda mútua.

Aos meus amigos do PPGG, em especial à Bruna Nogueira, Luísa Barros, Paulo Roberto Soares, Carlos Alberto Jr., Juvenal Neto, Ingrid Cunha, Aldemir Sotero, Carla Braga, Renato Sol, Maria Nattânia e Fernando Fernandes, pelo companheirismo durante esses anos.

À banca avaliadora desta dissertação composta pelos professores Marivaldo dos Santos Nascimento (UFSC) e Moacir José Buenano Macambira (UFPA).

Aos meus pais Bernadete e Giselar Oliveira, por sempre me proporcionarem educação e sabedoria, sempre baseados no amor, carinho e dedicação, me ajudando a enfrentar as dificuldades e conquistar os meus objetivos.

Ao meu esposo Elton Dourado, a minha filha Thaís e meus irmãos Gisely e Pedro Leon, pelo amor incondicional.

Muito obrigado a todos!

*“O verdadeiro homem da ciência
aposta sempre em todos os cavalos
e aplaude incondicionalmente
o vencedor, qualquer que seja.”*

(Olavo de Carvalho, 2013)

RESUMO

A datação U-Pb via LA-ICPMS de zircão detrítico do Grupo Canindé permitiu estabelecer uma relação direta entre as idades destes minerais nos arenitos da borda leste da Bacia do Parnaíba e as diversificadas rochas remanescentes em terrenos-fonte longínquos e/ou proximais, revelando-se uma ferramenta investigativa indispensável em proveniência sedimentar. As rochas estudadas representam uma sucessão siliciclástica composta por diamictitos, brechas intraformacionais, arenitos finos a grossos e arenitos finos a muito finos, interdigitando-se com pelitos e argilitos. Sete associações de fácies foram definidas: a) A unidade basal corresponde aos depósitos de *offshore-shoreface* inferior (Af1) da Formação Pimenteiras; b) gradativamente em direção a oeste, afloram rochas da Formação Cabeças, com depósitos subglaciais (Af2) intercalados, e em caráter erosivo, ao depósito de frente deltaica distal (Af3). A norte exibem características mais proximais destacada pelas amplas espessuras dos lobos sigmoidais (Af4); c) A faixa de exposição da Formação Longá é mais restrita, caracterizado por depósitos de *shoreface* inferior (Af5); e d) A unidade de topo, representada pela Formação Poti, apresenta a noroeste depósitos com características marinhas *shoreface-offshore* (Af6) e mais continentais a sudoeste, com depósitos de barras de canais (Af7). A identificação dos parâmetros internos por imageamento CL de 318 (n) grãos desta sequência revelaram quatro populações principais: a) grãos com zoneamento concêntrico (Zr1); b) grãos homogêneos (Zr2); c) grãos com zoneamento convoluto ou com bordas recristalizadas (Zr3); e d) grãos metamórficos, fraturados ou com bordas exsolvidas (Zr4). Sendo estes, agrupados em 3 tipologias: a) Grupo 1- grãos magmáticos; b) Grupo 2- grãos metamórficos; e c) Grupo 3- grãos metamórficos. As idades U-Pb foram reproduzidas em diagramas de distribuição de densidade (probabilidade relativa e cumulativa) e as porcentagens discriminadas em gráficos de setores, demonstraram clara distribuição heterogênea, com fontes Paleoproterozóicas (sobretudo Orosirianas), predominantes sobre as fontes Mesoarqueanas e Mesoproterozóicas, diferenciando-se quanto aos contingentes Neoproterozóicos (principalmente Tonianos) e Cambrianos. A partir do teste K-S obteve-se uma pronunciada similaridade entre fontes das Formações Cabeças e Longá ($p=0.385$) e total diferenciação ($p=0$) dos padrões específicos de proveniência das formações Pimenteiras e Poti. As medidas de paleocorrentes identificadas sob a

área pesquisada, tanto em arenitos fluviais quanto em sigmoides unimodais deltaicos, demonstram que durante a deposição do Grupo Canindé, as áreas-fontes situavam-se na borda sul-sudeste, referentes tanto a Província Borborema (PB) quanto ao Cráton São Francisco (CSF) e suas faixas brasileiras circunvizinhas (Brasília e Rio Preto), destacando-se a atuação como aporte sedimentar da porção leste da Bacia do Parnaíba, principalmente provindos da porção Norte do CSF, respectivo ao bloco Sobradinho, e as subprovíncias Central e Sul da PB, relativos ao terreno Alto Pajeú (Cariris Velhos *stritu sensu*) e a faixa Riacho do Pontal, com a oferta de suprimento inerente as essas regiões totalmente controlada pelas incursões marinhas (transgressões e regressões) do mesodevoniano ao eocarbonífero.

Palavras-chave: U-Pb geocronologia. Proveniência. Zircões detríticos. Bacia do Parnaíba. Grupo Canindé.

ABSTRACT

The U-Pb dating by LA-ICP-MS of detrital zircons from Canindé Group allowed the establishment of a direct link between the ages of zircon grains from sandstones of the eastern edge of the Parnaíba sedimentary basin and the rock units in distal and/or proximal source areas, and showed that this technique is an indispensable tool for sedimentary provenance investigation. The studied siliciclastic successions are composed of diamictic, intraformational breccias, fine to coarse sandstones and, fine to very fine sandstones which are interdigitated with pelites and mudstones. This sedimentary sequence is represented by seven facies associations: a) the basal unit corresponds to lower offshore-shoreface deposits (Af1) of Pimenteiras Formation; b) gradually westward, crop out rocks of Cabeças Formation represented by subglacial deposits (Af2) intercalated with, and in erosive character, distal deltaic front deposits (Af3) - these deposits exhibit more proximal features in the northern, highlighted by sigmoidal lobes (Af4); c) the Longá Formation exposure is narrower, featuring deposits of distal deltaic front (Af5); d) the top unit, represented by the Poti Formation, shows deposits with offshore-shoreface marine features (Af6) in the northwestern portion, and more continental, with channel bar deposits (Af7), in the southwestern. The imaging of internal structure of 318 zircon grains of these sedimentary successions, by Scanning Electron Microscope with Cathode-Luminescence (SEM-CL), revealed four major populations: a) grains with concentric zoning (Zr1); b) homogeneous grains (Zr2); c) grains with convoluted zoning or recrystallized rims (ZR3); d) metamictic or fractured grains with exsolved rims (ZR4). The density distribution diagrams (relative and cumulative probability) of the U-Pb ages, and the percentages of these ages in pie charts, show clear heterogeneous distribution of the zircon age spectrum. Paleoproterozoic zircon population (mainly Orosirian) predominates over Mesoarchean and Mesoproterozoic ones. In addition, important contribution of Neoproterozoic (largely Tonian) and Cambrian zircon populations shows up in most of the samples. The K-S test suggests strong similarity between the sources of Cabeças and Longá formations ($p = 0.385$) and, a clear difference of the provenance patterns between the Pimenteiras and Poti formations ($p = 0$). Paleocurrent measurements of the fluvial sandstones and of the unimodal deltaic sigmoids have shown that, during the deposition of Canindé Group, the source areas were located to the south and southeast of the current border of the

Parnaíba basin. These areas include the west sector of the Borborema Province (BP) and the São Francisco Craton (SFC) with its surrounding Brazilian belts (Brasília and Rio Preto). Thus, it is suggested that the sediments of the eastern portion of the Parnaíba Basin, derived from the northern segment of the SFC (Sobradinho block) and the Central and South subprovinces of the BP. For the latter, the probable candidates would be the Alto Pajeú terrain (Cariris Velho – *sensu stricto*) and the Riacho do Pontal belt. The sediment supply was fully controlled by marine incursions (transgressions and regressions) recorded from the Mesodevonian to the Eocarboniferous.

Key-words: U-Pb geochronology. Provenance. Detrital zircons. Parnaíba Basin. Canindé Group.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

CAPÍTULO I

Figura 1.1 - Bacia do Parnaíba: (A) no contexto da Plataforma Sul-Americana; e (B) localização da área de estudo na borda leste da bacia.....	2
Figura 1.2 - (A) Bacia do Parnaíba compreendendo terrenos dos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e Ceará; (B) Mapa Geotectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba (modificado de Castro <i>et al.</i> 2014).....	3
Figura 1.3 - Carta estratigráfica com destaque para o Grupo Canindé (alvo do trabalho).	5
Figura 1.4 - Reconstituição Paleogeográfica do Gondwana e palaeocontinentes adjacentes segundo Torsvik & Cocks (2013): (a-b) do Fameniano ~370 Ma (Neo-Devoniano) ao Viseano ~340 Ma (Mississippiano).....	7

CAPÍTULO II

Figura 2.1 - Esquema ilustrativo dos itens 1 (Levantamento bibliográfico) e 2 (Coleta e preparação das amostras). (a,b- pesquisa bibliográfica; c- escolha dos alvos; d- descrição do afloramento; e- registro fotográfico; f- coleta das amostras; g- fragmentação com martelo geológico; h- desagregação com auxílio de almofariz e pistilo, i- peneiramento via úmido; j- bateamento; l- lavagem com HCl a 10%; m- secagem em estufa; n- separação por líquidos densos - bromoformio; o- identificação dos zircões detríticos na lupa binocular).	12
Figura 2.2 - Mapa de localização da área pesquisada.	14
Figura 2.3 - Procedimento de montagem das pastilhas (<i>mounts</i>) e confecção de MAPA. ...	15
Figura 2.4 - Número de grãos (k) necessários para aumentar a qualidade de uma análise e diminuir a chance de perder-se uma determinada população (PMax); (a)- em função do número de grãos (k); e (b)- em função do número de populações relevantes (M) encontradas (Vermeesh 2004).	17
Figura 2.5 - Variações de morfologia externa do zircão (grãos entre 70 e 250 μm) (Corfu <i>et al.</i> 2003).....	18
Figura 2.6 - Estudo investigativo das estruturas internas dos zircões detríticos a partir de amostras de xisto da área de Hamrånge (norte de Gävle), Suécia (Björnberg 2008).....	19
Figura 2.7 - Aparelho MEV da CPRM - Superintendência de Belém.	19
Figura 2.8 - Metalizadora modelo Q 150 T ES da Quorun e parâmetros de ajuste.	20
Figura 2.9 - Imagens de catodoluminescência dos zircões detríticos da amostra CC05.	21
Figura 2.10 - Serie de decaimento do U em função da emissão de partículas α e β , representada na carta de nuclídeos, $t_{1/2}$ = meia-vida do isótopo pai e λ = constante de decaimento.	22

Figura 2.11 - (A) Diagrama da concórdia de Wetherill (1956) utilizados para dados obtidos pela sistemática U-Pb; (B) Diagrama da concórdia de Tera & Wasserburg (1972).	24
Figura 2.12 - Diagrama Concórdia U-Pb, histograma de frequência e curva de probabilidade relativa de idades U-Pb de zircão detrítico da Formação Cabeças (<5% discordante). A) Diagrama de Wetherill apresentando as assinaturas de idades de zircões. B) Histograma de frequência e curva de probabilidade relativa. A área sombreada representa o espectro de idade das principais áreas-fonte de zircões detríticos (Amarelo: Mesoproterozoico-Neoproterozoico; Laranja: Neoproterozoico) (Modificado de Barbosa 2014).....	25
Figura 2.13 - Espectrômetro de massa com fonte de plasma e sistema de ablação a laser acoplados (LA-ICPMS; fonte: Vronn <i>et al.</i> 2008).....	26
Figura 2.14 - LA-ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA.....	27
Figura 2.15 - Teste K-S de comparação dos <i>plots</i> das frações cumulativas.....	29

CAPÍTULO III

Figura 3.1 - (A) Bacia do Parnaíba no Contexto da Plataforma Sulamericana; (B) Localização da área de estudo na borda leste da bacia do Parnaíba; e (C) Área de estudo.	31
Figura 3.2 - Seções colunares compostas do Grupo Canindé, borda leste da Bacia do Parnaíba, posicionamento estratigráfico idealizado das seções (quadro superior) e localização das amostras para análise geocronológica U-Pb.	32
Figura 3.3 - (A) Depósito tempestítico da Formação Pimenteirias, cidade de Picos; (B) Depósito subglacial (3) intercalado e, em caráter erosivo, ao depósito de frente deltaica (1) da Formação Cabeças, cidade de Oeiras; (C) Depósito de frente deltaica da Formação Longá, próximo a cidade de Nazaré do Piauí; e (D) Depósito de barras de canais da Formação Poti, em Barão do Grajaú.	33
Figura 3.4 - Coluna estratigráfica do Grupo Canindé, na borda leste da bacia Parnaíba (Modificado de Barbosa 2014), e posicionamento amostral.....	34
Figura 3.5 - Forma externa dos grãos de zircão detrítico do Grupo Canindé.	35
Figura 3.6 - Imageamento CL dos zircões detríticos do Grupo Canindé, apresentando: Zr1- (a) zoneamento concêntrico oscilatório, (b) zoneamento setorial, (c) zoneamento concêntrico bem desenvolvido com núcleo envolvido por um manto zonado (números 1 e 2) e borda recristalizada (3); Zr2- (d) homogêneo; Zr3- (e) grão alterado intensamente fraturado, (f) textura caótica, (g) zoneamento irregular contendo reentrâncias (seta vermelha), (h) zoneamento incipiente com borda recristalizada, (i) núcleo metamitizado (j) grão bastante alterado com borda recristalizada bem desenvolvida, (k) zoneamento convoluto e borda neoformada; e Zr4- (l) grão completamente metamitizado.....	36

Figura 3.7 - Principais parâmetros morfológicos do Grupo Canindé. (A) Fm. Pimenteiras; (B) Fm. Cabeças; (C) Fm. Longá; (D) Fm. Poti; (1) Morfologia externa; (2) Tipologia; (3) Morfologia externa x Tipologia; (4) Tamanho.	39
Figura 3.8 - Imagens de catodoluminescência representativas dos zircões detríticos dos arenitos do Grupo Canindé. Os círculos demarcam os locais de spot (25 µm) efetivados via LA-ICP-MS.	40
Figura 3.9 - Diagramas Concórdia e curvas de probabilidade relativa das idades dos zircões detríticos analisados.	42
Figura 3.10 - Histograma de frequência, curva de probabilidade relativa e destaque para representação dos diagramas setoriais de porcentagem de idades do grupo Canindé. (idades e intervalos de acordo com IUGS Carta Estratigráfica Internacional 2009)	44
Figura 3.11 - Resultados do teste K-S elaborado para todos os zircões das formações analisadas. (1) A tabela inclui entradas de valores da probabilidade p e da distância D; e (2) O gráfico mostra a evolução no tempo da probabilidade cumulativa de cada formação.	46

CAPÍTULO IV

Figura 4.1 - Quadro comparativo entre as curvas de distribuição de idades U-Pb do Grupo Canindé e as possíveis áreas-fontes (Caxito 2013; Neves 2014; Brito Neves <i>et al.</i> 2015; Praxedes 2015).	48
Figura 4.2 - Mapa de localização das prováveis áreas fonte de sedimentos do Grupo Canindé. (A) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Gondwana; (B) com localização da porção norte-nordeste do Brasil. As setas (tons de cinza) indicam as fontes principais dos sedimentos situadas a sul-sudeste da Bacia do Parnaíba.	52
Figura 4.3 - Panorama especulativo das principais áreas-fontes de suprimento sedimentar da Borda Leste da Bacia do Parnaíba. (A) Cráton São Francisco; (B) Coberturas cratônicas; (C-E) Província Borborema- Subprovíncias Norte (C), Central (D) e Sul (E); (F) Coberturas fanerozóicas; (G) Mar; (H) Tempestitos; (I) Deltas; (J) Barras fluviais; (K-L) Avanço e Recuo do Mar.	55

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	ix
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	xi
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVO	1
1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO	2
1.2.1 Grupo Canindé	4
1.3 PANORAMA PALEOGEOGRÁFICO	6
1.4 CORRELAÇÃO REGIONAL	8
2 METODOLOGIA	12
2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	13
2.2 COLETA E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS	13
2.3 DATAÇÃO U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO	15
2.3.1 Análise quantitativa	16
2.4 ANÁLISE MORFOLÓGICA	17
2.4.1 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)	19
2.4.2 Geocronologia	21
2.4.3 Teste Kolmogorov-Smirnov (K-S)	28
3 RESULTADOS	30
3.1 GRUPO CANINDÉ NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA.....	30
3.2 VARIEDADE DOS GRÃOS DE ZIRCÃO	34
3.3 IDADES U-Pb DO GRUPO CANINDÉ	40
3.3.1 Formação Pimenteiras	41
3.3.2 Formação Cabeças	41
3.3.3 Formação Longá	43
3.3.4 Formação Poti	43
3.4 PADRÕES DE PROVENIÊNCIA	45
4 CONSIDERAÇÕES FINAIS	47
4.1 DISCUSSÕES	47
4.1.1 Área-fontes potenciais dos zircões detríticos	49
4.2 CONCLUSÕES	53
REFERÊNCIAS	56
ANEXOS	78

ANEXO A - Imagens via lupa binocular	79
ANEXO B - Dados U-Pb dos zircões detríticos do grupo Canindé via LA-ICP-MS	88

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO E OBJETIVO

A sucessão siliciclástica Mesodevoniana-Eocarbonífera do grupo Canindé, engloba as rochas do principal sistema petrolífero da Bacia do Parnaíba, representado pelas formações Pimenteiras, Cabeças e Longá, gerador, reservatório e selo, respectivamente. O arcabouço estratigráfico completa-se com as formações Itaim (base) e Poti (topo), encerrando a sedimentação desta supersequência transgressiva-regressiva, resultante de variações eustáticas interligadas com eventos glaciais, que propiciaram a instalação de mares epicontinentais, associada ao contexto evolutivo do paleocontinente *Gondwana* (Góes *et al.* 1990; Vaz *et al.* 2007).

Esta sucessão sedimentar vem sendo contemplada com diversos estudos á luz da estratigrafia de sequência, os quais se destacam os trabalhos de Goés & Feijó (1994), Góes (1995), Pedreira da Silva *et al.* (2003), Santos & Carvalho (2004) e Vaz *et al.* (2007), que permitiram o refinamento dos caracteres sedimentológicos, paleoambientais, estratigráficos e tectônicos. Entretanto, do ponto de vista exploratório, pesquisas como as de Young (2006), Santos (2005) e Barbosa (2014), visando à averiguação da existência de variações paleoambientais e paleogeográficas ao longo da bacia, que poderiam interferir na qualidade dos reservatórios e na distribuição das rochas geradoras, são escassas. Além disso, não existem estudos que apontem a variação e a heterogeneidade das áreas fontes.

A datação U-Pb em zircão é uma ferramenta indispensável em proveniência sedimentar, devido a relação direta entre a idade dos detritos hospedados nos arenitos com a idade dos terrenos-fonte (Fang *et al.* 2015; Zimmermann *et al.* 2015). Entre as novas técnicas geocronológicas de microanálise, destaca-se o *Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry by Laser Ablation* (LA-ICPMS), que permite a escolha pontual da área do grão a ser bombardeado pelo feixe incidente do laser, otimizando o tempo e aumentando a acurácia das análises (Sato & Kawashita 2002).

Este trabalho objetiva aplicar a datação geocronológica U-Pb em zircão detrítico como ferramenta investigativa das áreas-fonte do Grupo Canindé, na borda leste da Bacia do Parnaíba (Figura 1.1). Pretende-se investigar a relação entre as variações dos ambientes de sedimentação e as possíveis mudanças no aporte

sedimentar respectivo às diferentes áreas-fonte, e contribuir com a reconstituição paleogeografia bacinal no contexto Gondwânico.

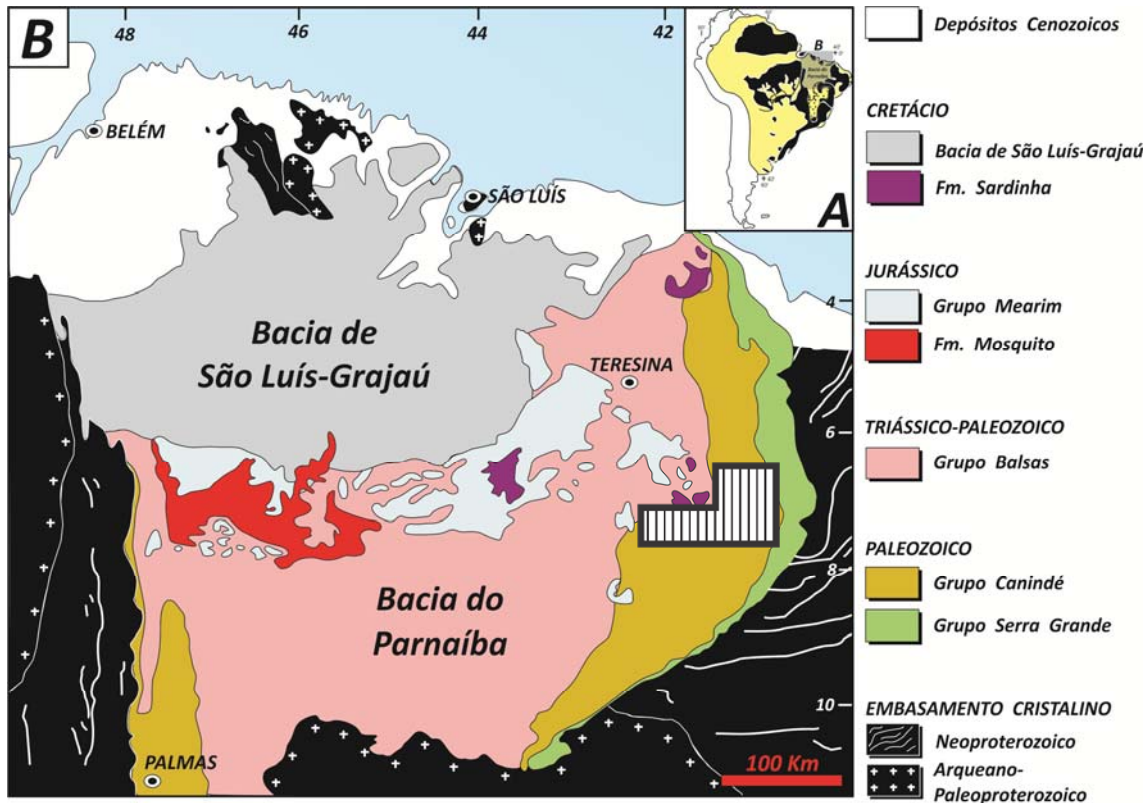


Figura 1. 1 - Bacia do Parnaíba: (A) no contexto da Plataforma Sul-Americana; e (B) localização da área de estudo na borda leste da bacia (Modificado de Rossetti 2001).

1.2 CONTEXTO GEOLÓGICO

A bacia intracratônica do Parnaíba está localizada na porção nordeste ocidental da Plataforma Sul-Americana. Ocupa uma área de aproximadamente 600.000 km² que abrange os estados do Pará, Maranhão, Piauí, Tocantins e Ceará (Figura 1.2a). Esta bacia exhibe formato poligonal alongado na direção NE-SW, com limites atuais erosivos que refletem as reativações tectônicas das estruturas do seu substrato (Goés 1995).

O embasamento (Figura 1.2b) é constituído de rochas metamórficas, ígneas e sedimentares, remanescentes da colagem de crátons (São Luís-Oeste Africano, Amazônico e São Francisco) e de faixas de dobramento (Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto), estabilizadas na passagem entre o final do Proterozóico e o início do Paleozoico (Goés 1995; Castro *et al.* 2014).

A subsidência inicial do embasamento, atribuída a pulsos terminais do Ciclo Brasileiro, possibilitou a formação de feições tipo *grabens*, gerando espaços de

acomodação que foram preenchidos por sedimentos clásticos imaturos das formações Riachão e Jaibas, sob os quais se processou a sedimentação da bacia do Parnaíba (Cunha 1986; Vaz *et al.* 2007).

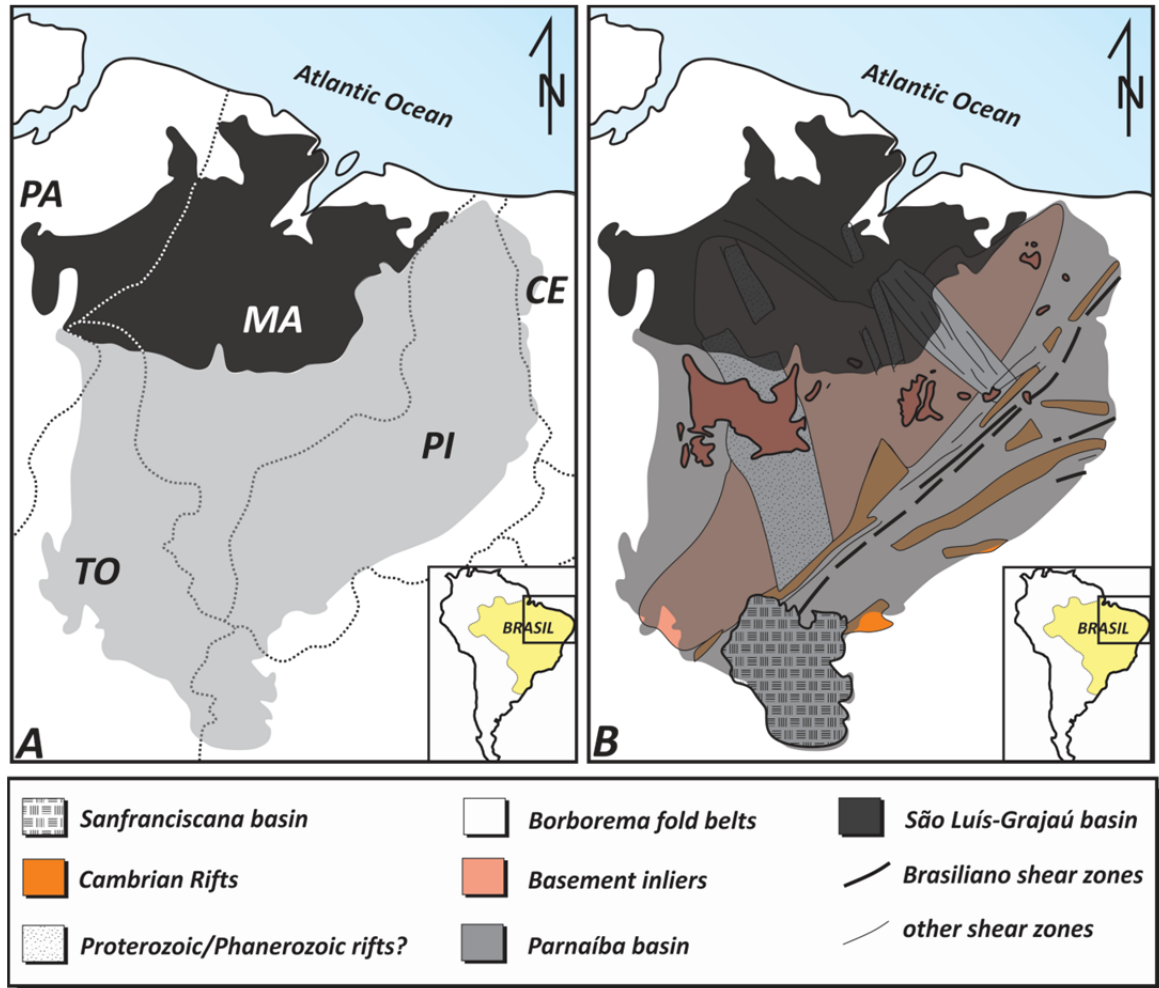


Figura 1. 2 - (A) Bacia do Parnaíba compreendendo terrenos dos estados do Maranhão, Piauí, Tocantins e Ceará; (B) Mapa Geotectônico do embasamento da Bacia do Parnaíba (modificado de Castro *et al.* 2014).

O registro sedimentar, da ordem de 3.500m de espessura, compreende as superseqüências: siluriana (Grupo Serra Grande); mesodevoniana-eocarbonífera (Grupo Canindé); neocarbonífera-eotriássica (Grupo Balsas); jurássica (Formação Pastos Bons); e cretácea (formações Codó, Corda, Grajaú e Itapecuru) (Figura 1.3; Vaz *et al.* 2007; Ballén *et al.* 2013).

O desenvolvimento tectônico e o amplo aporte sedimentar inicial desta bacia estão associados à subsidência do embasamento, no estágio de estabilização da Plataforma Sulamericana, dentro do contexto evolutivo do Supercontinente *Gondwana* (Góes & Feijó 1994; Almeida & Carneiro 2004). Entretanto, a

sedimentação pós-Grupo Balsas processou-se em resposta à tectônica extensional de separação dos continentes sulamericano e africano, associado ao desenvolvimento de dois eventos magmáticos de 190 Ma e 130 Ma, Formações Mosquito e Sardinha, relacionados aos rifteamentos do Atlântico Central e do Atlântico sul, respectivamente (Almeida 1986; Milani & Tomaz Filho 2000; Veevers 2004).

Os derrames foram seguidos por uma sedimentação integralmente siliciclástica, reflexo da abertura do Atlântico associado à formação do Sistema de Grábens Gurupi, com a migração dos depocentros em direção ao extremo norte-noroeste, onde está inserida a Bacia de São Luís-Grajaú (Rossetti 2001).

1.2.1 Grupo Canindé

O grupo Canindé aflora a leste e a sudoeste da bacia (fig.1.1) e compreende as formações Itaim, Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti, constituindo um ciclo transgressivo-regressivo completo, depositado discordantemente sobre a sequência siluriana do Grupo Serra Grande. A sedimentação do Grupo Canindé inicia-se com os arenitos finos a médios intercalados com folhelhos bioturbados da Formação Itaim, em ambiente deltaico a plataformal, influenciado por maré e ondas, representando um evento transgressivo, cujo auge foi atingido durante a deposição dos folhelhos da Formação Pimenteiras, em ambiente plataformal raso dominado por ondas de tempestades (Góes & Feijó 1994).

Segue-se a formação Cabeças exibindo na base, ambiente deposicional relacionado a plataformas sob ação de correntes de maré e tempestade (Della Fávera 1990, Góes & Feijó 1994). No entanto, fácies flúvio-deltaicas também foram notificadas por Ponciano & Della Fávera (2009) e o topo apresenta diamictitos glaciogênicos (Kegel 1953; Loboziack *et al.* 2000; Caputo *et al.* 2008; Barbosa 2014). Estes últimos, gradam para a Formação Longá composta por folhelhos com intercalação de arenitos finos, depositada em ambiente plataformal dominado por onda de tempestade (Góes & Feijo 1994).

O ciclo se encerra com a Formação Poti, apresentando arenitos finos a médios com lâminas de siltito, depositados em ambiente deltaico a planície de maré, sob influência de tempestade. O final da sedimentação desta sequência mesodevoniana-eocarbonífera é marcada por uma discordância erosiva associada aos efeitos da Orogenia Herciniana (Vaz *et al.* 2007).

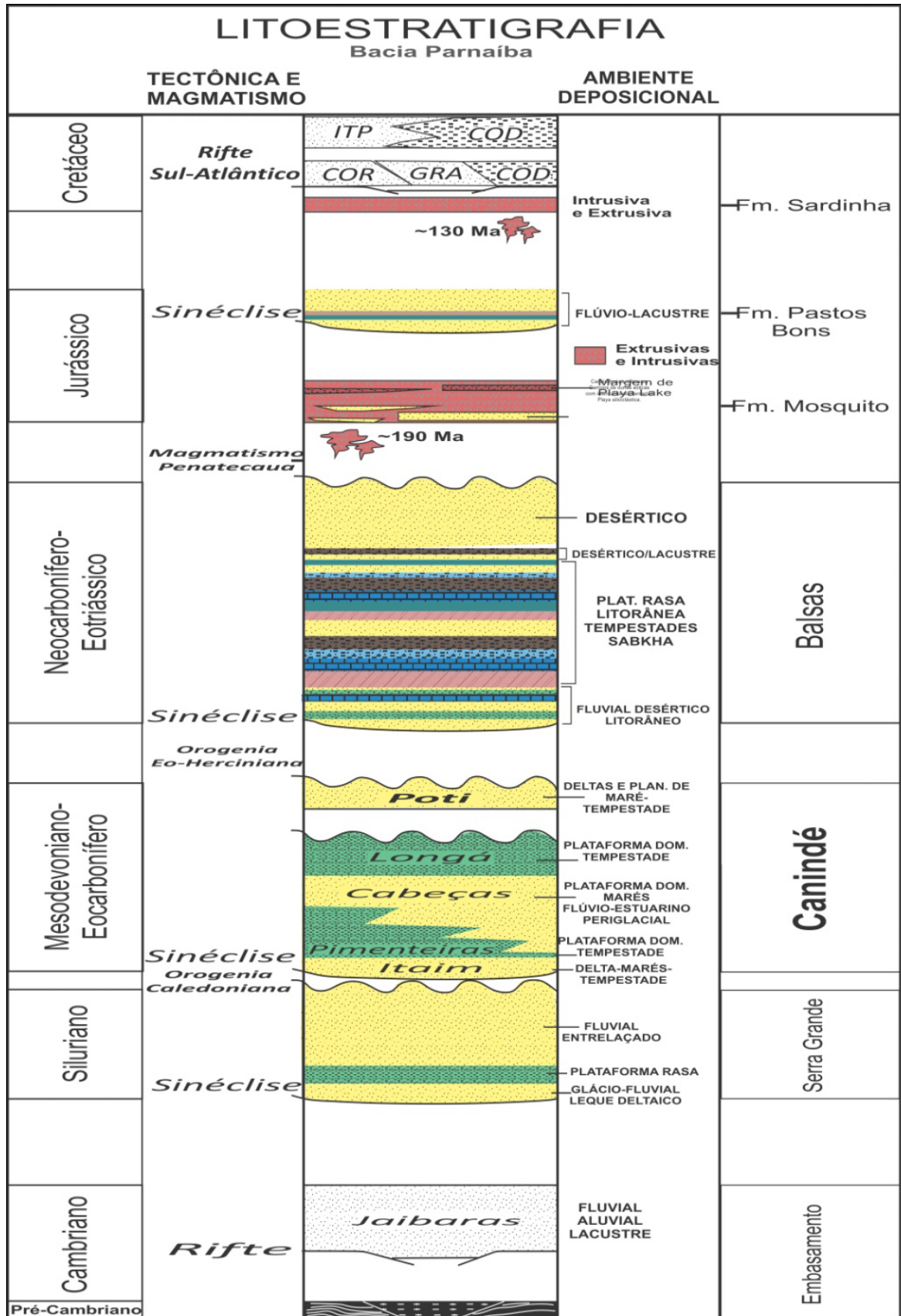


Figura 1. 3 - Carta estratigráfica com destaque para o Grupo Canindé (modificada de Vaz et al. 2007).

1.3 PANORAMA PALEOGEOGRÁFICO

Reconstituições Gondwânicas do Neodevonianiano (Figura 1.4a) demonstram o pólo sul sobre a porção central da África, associado ao um intenso espalhamento do assoalho oceânico. Sob esta ótica paleogeográfica eventos climáticos propiciaram uma tendência global de elevação do nível do mar, acarretando na instalação de mares epicontinentais e deposição de seqüências sedimentares com grande tendência transgressiva, como no casodo Grupo Canindé, onde a Formação Pimenteiras é interpretada como a mais importante incursão marinha da bacia Parnaíba (Vaz *et al.* 2007).

A transição para o Eocarbonifero (Figura 1.4b) é marcada pela presença de geleiras restritas ao contexto do paleocontinente *Gondwana*, resultando em pulsos regressivos e deposição glaciogênica (Johnson *et al.* 1985; Boecker & Denton 1990; Van der Voo 1998; Torsvik & Cocks 2013). Rodrigues & Takaki (1989) relacionou a glaciação ocorrida no período a um evento de extinção faunística do Eodevonianiano (entre o Frasniano e o Fameniano), registrado tanto na borda sudoeste quanto na borda leste da bacia Parnaíba, onde há presença de fácies de diamictitos no topo da Formação Cabeças, sugerindo influência glacial para esses depósitos (Loboziack *et al.* 2000; Caputo *et al.* 2008; Barbosa 2014).

A passagem do Carbonífero para o Permiano é marcada pela transição de um períodoglacial para interglacial, o último da Era Paleozóica, e por intensas movimentações de placas tectônicas, que ocasionaram a acresção de grandes blocos continentais resultando na formação do supercontinente Pangéia, originado a partir da colisão entre *Gondwana* e Laurussia/Laurásia (Golonka & Ford 2000; Kiehl & Shields 2005).

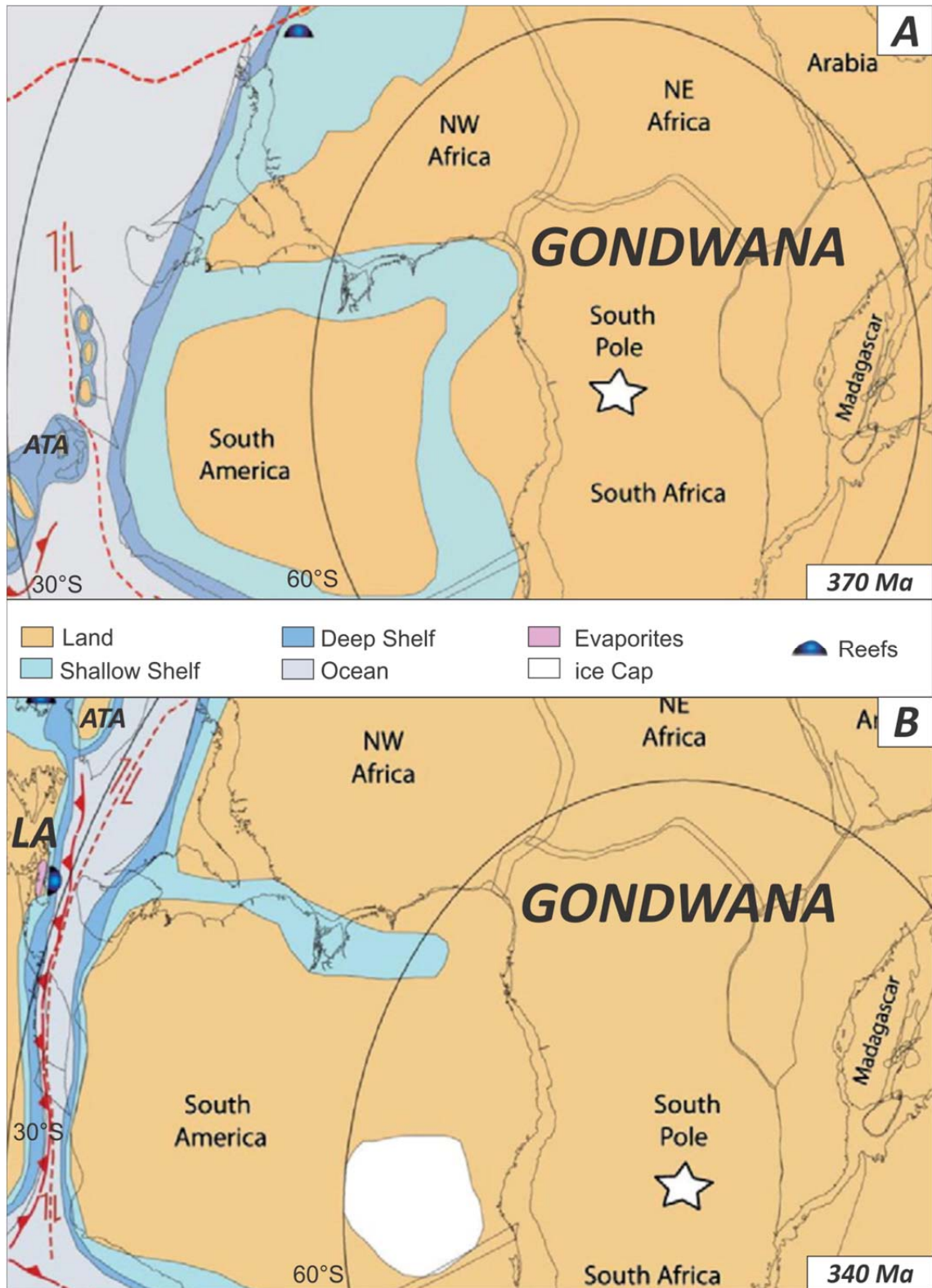


Figura 1. 4 - Reconstituição Paleogeográfica do Gondwana e palaeocontinentes adjacentes segundo Torsvik & Cocks (2013): (A-B) do Fameniano ~370 Ma (Neo-Devoniano) ao Viséano ~340 Ma (Mississípiano).

1.4 CORRELAÇÃO REGIONAL

As áreas cratônicas circundantes a bacia do Parnaíba (Figura 4.1) apresentam numerosos *inliers* e blocos arqueanos, destacando-se a porção leste do Cráton Amazônico (3.0-2.5 Ga), em domínios da província Carajás (Santos et al, 2006; Reis *et al.*, 2006), porções norte e central (3.4-2.5 Ga) do cráton São Francisco (Nutman & Cordani 1993) e o complexo gnáissico neoarqueano (~2,8 - 2,6 Ga) Cristalândia do Piauí, da faixa Rio Preto (Caxito, 2013). Em domínios da província Borborema (PB) idades arqueanas (3.4-2.5) foram identificadas pontualmente, correspondentes a subprovíncia Norte (massivo São Jose do Campestre, Tróia e unidade Granjeiro), faixa Sergipana (domos Itabaiana e Simão Dias) e ao embasamento (2.7 e 2.5) do Terreno Alto Moxotó (Fetter *et al.* 2000; Silva *et al.* 2002; Dantas *et al.* 2004, 2013; Oliveira *et al.* 2010; Santos *et al.* 2015).

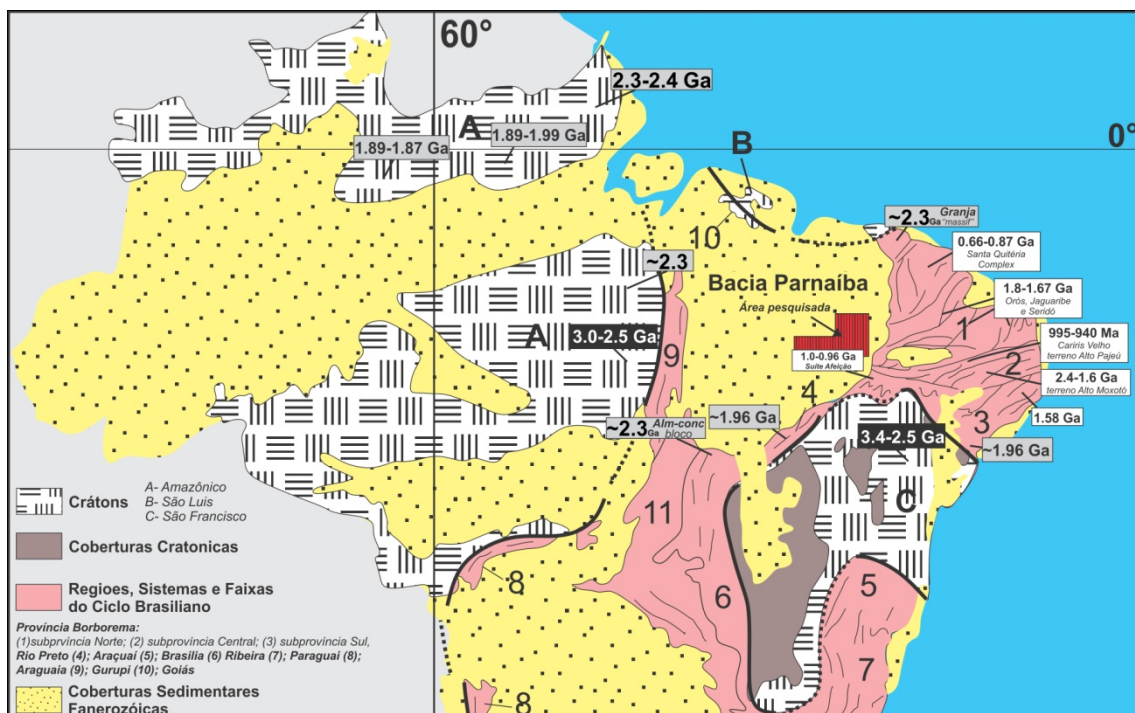


Figura 4.1- Panorama geocronológico das áreas circundantes a bacia do Parnaíba. *Fonte:* Hasui (2012).

Relatos de crosta paleoproterozóica (2,2-2,0 Ga) são extensivamente encontrados em todos os domínios anteriormente referidos. Entretanto, com exceção do Cráton Amazônico, Domínios Bacajá (~2.3 Ga) e Amapá (2.3-2.4 Ga) (Vasquez *et al.* 2008; Rosa-Costa *et al.* 2006, 2008), rochas mais antigas que 2,3 Ga e evidências de magmatismo Paleoproterozóico tardio (2,0-1,6 Ga), não são comuns

as demais províncias. Contudo, são relatadas ocorrências do extremo norte (Fetter *et al.* 2000; Melo *et al.* 2002; Santos *et al.* 2008a) da província Borborema, Complexo Granja (2,35-2,27 Ga) e massivo Rio Piranhas, além dos terrenos Rio Capibaribe (Brito Neves *et al.* 2013) e Alto Moxotó (Santos *et al.* 2015), subprovíncia central. Também são relatadas ocorrências pontuais associadas a domínios tectônicos arqueanos do bloco Almas-Conceição, embasamento da porção norte da faixa Brasília, provavelmente estendendo-se ao norte-ocidental do Cráton São Francisco (Fuck *et al.* 2001). Estes últimos, principalmente relacionados aos eventos tectono-magmáticos da Tafrogênese Sideriana (Delgado *et al.* 2003).

As rochas orosirianas do Cráton Amazônico são relacionadas ao magmatismo Uatumã (1901-1861 Ma), abrangendo parte dos domínios Uatumã-Anauá, Erepecuru-Trombetas, Tapajós, Iriri-Xingu e N-Mato Grosso (Vasquez *et al.* 2008; Juliani & Fernandes 2010; Brito Neves 2011; Barreto *et al.* 2013; Klein *et al.* 2013). Por outro lado, foram reportadas idades de ~1.9 Ga, da Faixa Rio preto (Caxito *et al.* 2011b) e da Faixa Sergipana (Brito *et al.* 2008, 2010; Neves *et al.* 2006), abrindo a possibilidade de um importante evento tectono-magmático orosiriano da margem norte do cráton São Francisco (Caxito *et al.* 2013, 2015). Alguns ortogneisses da subprovíncia Central da PB, também foram datados em torno de 1,97 Ga (Sá *et al.*, 2002). E mais recentemente Cruz *et al.* (2015), relataram idade de $1,996 \pm 8$ Ma, respectiva ao ortogneisse Fulgêncio do domínio Pernambuco-Alagoas.

As áreas referentes ao Domínio Brasileiro (Brito Neves, 2013), durante a passagem do Paleoproterozóico tardio ao Mesoproterozóico, foram afetadas por processos tafrogenéticos, caracterizados pela instalação de riftes continentais e ampla deposição de sequências sedimentares com intercalações vulcânicas. No contexto do cráton São Francisco, enfatizam-se as sequências basais do Supergrupo Espinhaço (1,70-1,75 Ga), granitos tipo A de 1,58 Ga, Formação Bomba de 1,57 Ga e diques máficos de 1514 ± 22 Ma (Babinski *et al.* 1999; Danderfer *et al.* 2009).

Relataram-se a província Borborema, faixas Óros e Jaguaribe, datadas entre 1,8 e 1,67 Ga, parte ocidental do domínio Rio Grande do Norte (Sa *et al.* 1995,1997). Idades semelhantes foram identificadas próximo a Faixa Seridó (Hollanda *et al.* 2011), e em rochas metavulcânicas (1,78 Ga) do domínio Médio Coreaú (Santos *et al.* 2008a). Idades mais jovens (1,72 e 1,52 Ga) foram descritas no setor oriental da subprovíncia Central (Accioly *et al.* 2000; Sum *et al.* 2002; Lages

et al. 2013). Recentemente, foi atestada a Suíte Serra da Barra idade estateriana-calimiana, Terreno Alto Moxotó (1.6 Ga; Santos *et al.* 2015). Finalmente, Van Schmus *et al.* (1995), referiram um ortognaisse de 1,58 Ga do domínio Pernambuco-Alagoas.

Fontes primárias Mesoproterozóicas tardias (1.4-1.1Ma) são encontradas a sudoeste do Cráton Amazônico, principalmente em domínios da província Sunsás (1.45-1.1 ou 1.25-1.0; Santos *et al.* 2008; Tassinari & Macambira 1999, 2004). Em contrapartida, são inexpressivas e/ou ainda inexistentes em PB. O neoproterozóico foi marcado por pronunciadas distinções geológicas e tectônicas entres os domínios Amazônico e Brasileiro (Brito Neves *et al.* 2014). Neste sentido, serão enfatizadas as áreas circundantes a leste da bacia do Parnaíba, regiões proximais a áreas de pesquisa.

Terrenos tonianos da Província Borborema, são significativamente reportados a subprovíncia Central, respectivos ao terreno Alto Pajeú e subterreno Riacho Gravatá, essas regiões foram preconizadas área-tipo do chamado evento Cariris Velhos, ocorrido entre 1000 e 920 Ma, com idades predominantemente nos intervalos de 995-970 Ma e 960-940 Ma (Medeiros 2004; Santos *et al.* 2010; Van Schmus *et al.* 2011; Guimarães *et al.* 2012). Posteriormente correlatos foram identificados a sudeste (terreno Rio Capibaribe) e em domínios (faixa Sergipana, massivo Pernambuco-Alagoas, faixa Riacho do Pontal) da subprovíncia sul (Carvalho 2005; Accioly *et al.* 2007; Brito *et al.* 2008; Cruz & Accioly 2013; Caxito *et al.* 2014; Brito Neves *et al.* 2015).

Também foram reconhecidas rochas tonianas respectivas a faixa Brasília, datadas entre 930-800 Ma (Arco Amaralina; Brito Neves *et al.* 2015), e em plútons (~969 Ma) da suíte Serra da Pintada (sul do Piauí), porção noroeste do cráton Sao Francisco (Aquino & Batista 2011).

Durante o Criogeniano (850-740 Ma) iniciou-se a colagem Brasileira (Brito Neves *et al.* 2014). Entretanto, o reconhecimento destes primeiros eventos é dificultado pelo mascaramento sobreposto por processos magmáticos e tectônicos juvenis. Entretanto, registro pontuais são relatados a PB, respectivos a porção leste do arco Santa Quitéria (876-831 Ma) do domínio Ceará Central (Araujo *et al.* 2014) e o Complexo Monte Orebe (819 – 792 Ma) da zona central da Faixa Riacho do Pontal (Caxito 2013; Brito Neves *et al.* 2015).

O intervalo Criogeniano-Ediacarano, período pós-Rodiniano ou pré-Gondwânico, configurou um cenário variado e complexo de processos diacrônicos acrescionais e colisionais, em todas as províncias estruturais neoproterozoicas da América do Sul (Brito Neves *et al.* 2015). Alguns casos, seguidos por intrusões de corpos sieníticos e graníticos (fato documentado por toda a província Borborema, principalmente entre 590 e 570 Ma; Ferreira *et al.* 2004; Sial *et al.* 2008). Em outros exemplos (SE da faixa Brasília), o evento colisional foi confinado ao Ediacarano.

O Arco Santa Quitéria (já referido), apresenta grande maioria das determinações de idades entre 640-610 Ma. A subprovincia central (terrenos Piancó-Alto Brígida, Riacho Gravatá e Alto Pajeú) apresenta granitos formados em arco magmático, datados entre 650 e 620 Ma (Brito Neves *et al.* 2003; Ferreira *et al.* 2004; Sial *et al.* 2008). Evolução orogênica acrescionaria foi proposta para a porção norte da faixa Sergipana, com idades bem restritas entre 630 e 617 Ma. Também são relatados a província Tocantins (arco magmático de Goiás e *nappe* Socorro-Guaxupé), histórico de acreção (650-630 Ma) e subsequente colisão de ~625 Ma (Campos Neto & Caby 2000; Dantas *et al.* 2006). Manifestações anorogênicas cambrianas (500–460 Ma) também são relatadas a BP, predominantes no Domínio Ceará Central (Araujo *et al.* 2013).

2 METODOLOGIA

A abordagem metodológica inicial (ver itens 2.2 e 2.3) trata dos procedimentos utilizados desde a escolha temática até a preparação dos materiais e amostras, utilizadas na separação de minerais pesados. Para melhor entendimento e visualização destes itens, segue abaixo uma ilustração esquemática (Figura 2.1). Posteriormente no item 2.4, será abordado às análises em zircões detríticos, a partir do método geocronológico adotado.

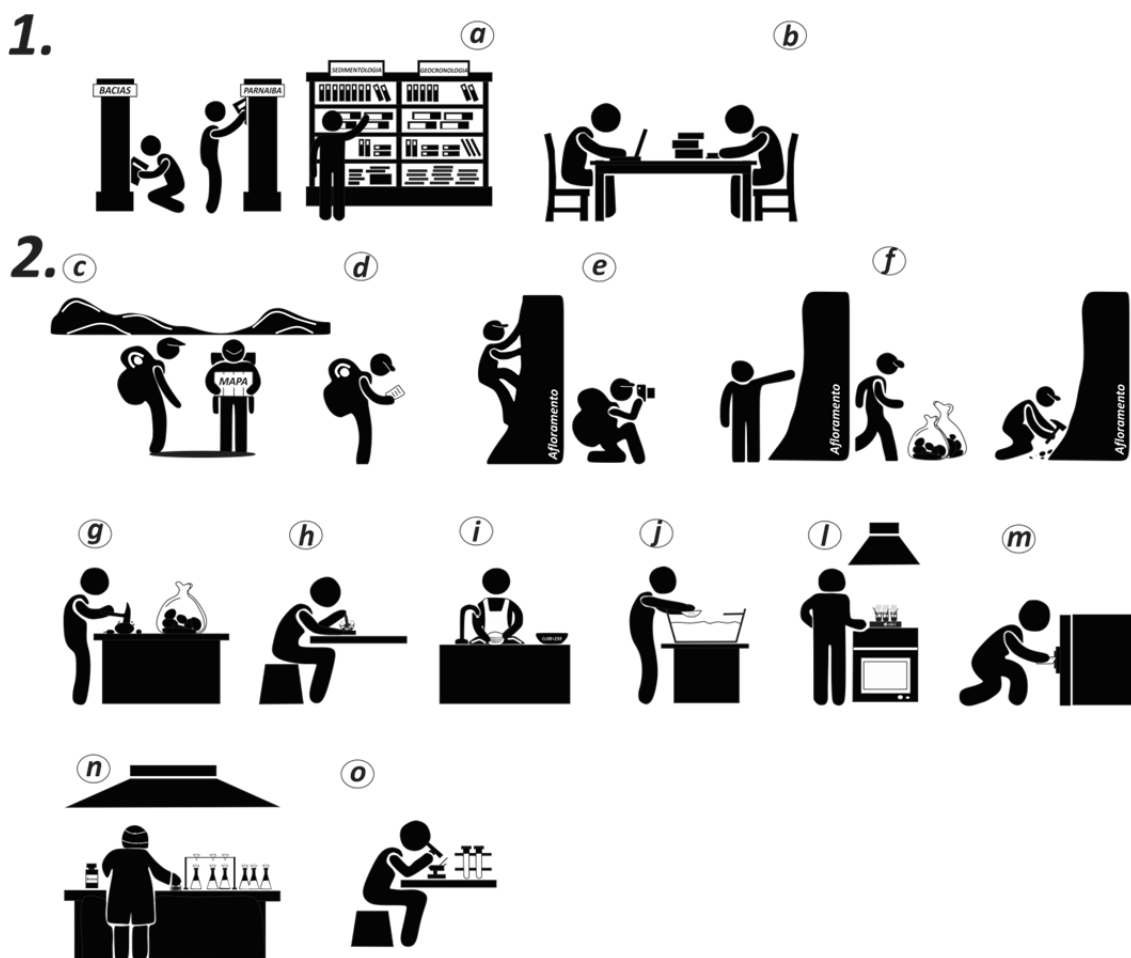


Figura 2. 1 - Esquema ilustrativo dos itens 1 (Levantamento bibliográfico) e 2 (Coleta e preparação das amostras). (a,b- pesquisa bibliográfica; c- escolha dos alvos; d- descrição do afloramento; e- registro fotográfico; f- coleta das amostras; g- fragmentação com martelo geológico; h- desagregação com auxílio de almofariz e pistilo, i- peneiramento via úmido; j- bateamento; l- lavagem com HCl a 10%; m- secagem em estufa; n- separação por líquidos densos - bromoformio; o- identificação de zircão detrítico na lupa binocular).

2.1 LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

A revisão bibliográfica (Figura 2.1a-b) permitiu estabelecer um plano de investigação coerente com os objetivos e metas, tendo como finalidade principal: i) adquirir fundamentação teórica sobre estudos de proveniência de rochas sedimentares, baseada nos trabalhos de Morton *et al.* (1991) e Remus *et al.* (2008); ii) potencializar o aprendizado da metodologia U-Pb em zircão detrítico, descritos em Chang *et al.* 2006; e iii) auxiliar a compreensão da evolução dos conceitos, teorias e processos geológicos ocorridos na área de estudo (Goés & Feijó 1994; Ribeiro 2000; Pedreira da Silva *et al.* 2003; Santos & Carvalho 2004; Vaz *et al.* 2007; Souza 2007; Fernandes 2011; Barbosa 2014).

2.2 COLETA E PREPARAÇÃO DAS AMOSTRAS

Foram selecionados 6 afloramentos para estudos nas rodovias BR-316, BR-230 e PI-120, próximos as cidades de Valença, Oeiras, Picos, e Elesbão Veloso, Estado do Piauí, e Barão do Grajaú, no Maranhão (Figura 2.2).

As informações de campo foram registradas através de: (i) levantamento e correlação de perfis estratigráficos verticais e laterais para reconhecimento faciológico (Figura 2.1c-d), seguindo o modelamento de fácies de Walker (1990; 1992) e Miall (1977; 1985), e quando possível, foram realizadas medidas de paleocorrentes; (ii) confecção de seções panorâmicas por meio de fotomosaicos (Figura 2.1e), seguindo o procedimento de Wizevic (1991); e (iii) coleta sistemática de amostras (em torno de 10 kg/amostra), que foram acondicionadas em sacos plásticos e estes lacrados para evitar possível contaminação e/ou perda de material (Figura 2.1f) a ser utilizado para geocronologia U-Pb em zircão detrítico.

A preparação das amostras foi desenvolvida no Laboratório de Geologia Isotópica (Pará-Iso) do Instituto de Geociências da UFPA, na sala de Separação de Minerais, onde inicialmente realizou-se a fragmentação das amostras utilizando-se martelo geológico (Figura 2.1g), seguido da desagregação destes fragmentos com auxílio de almofariz e pistilo (Figura 2.1h). Em seguida, procedeu-se o peneiramento via úmido (Figura 2.1i) em intervalos de $>250\mu\text{m}$, $250-180\mu\text{m}$ e $180-125\mu\text{m}$ (areia média a fina) conforme a metodologia de Lawrence *et al.* (2011), que defendem uma maior variação de tamanhos de grãos para estudos de proveniência sedimentar. Outro viés é o fato da técnica utilizada (*Laser Ablation*) ter influência direta com a escolha granulométrica.

Subsequentemente houve o bateamento (Figura 2.1j) das respectivas frações para a pré-concentração dos minerais pesados. Em seguida, os concentrados de bateia foram colocados em béqueres, devidamente identificados (nome da amostra e fração granulométrica correspondente), sendo adicionado solução de HCl a 10%. Os béqueres foram colocados em chapa aquecedora a 100°C (Figura 2.1l), configurando o processo de lavagem, no qual permite a eliminação da capa ferruginosa envolta nos grãos.

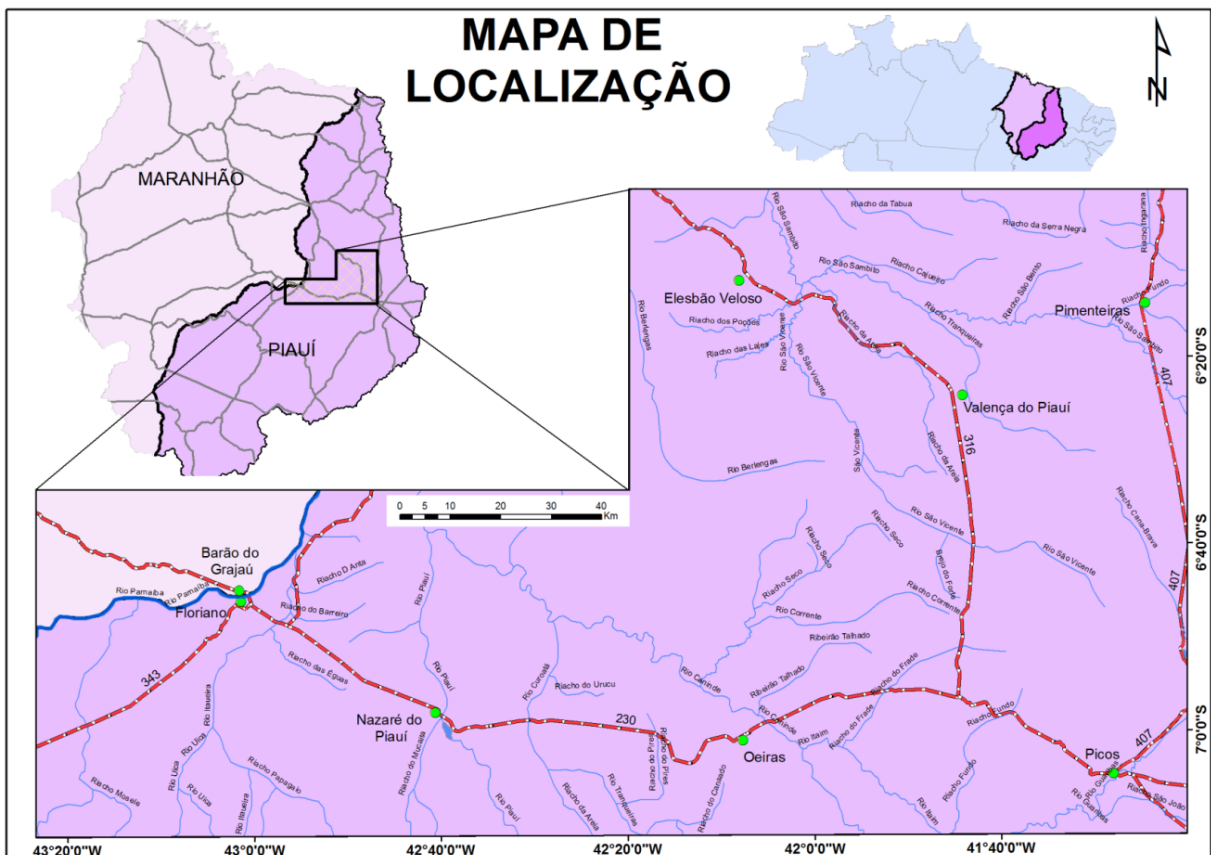


Figura 2. 2 - Mapa de localização da área pesquisada.

Ao término do procedimento, a solução ácida foi neutralizada para descarte e as amostras lavadas com água destilada para eliminação dos resíduos. Posteriormente, os sedimentos foram realocados em bandejas de alumínio, com identificação amostral, e postos para secar completamente por aproximadamente 24 horas na estufa a 50° C (Figura 2.1m).

Depois de seco e frio, o material foi submetido ao tratamento com bromofórmio (líquido de densidade 2,8-2,9 g/cm³) em capela apropriada (Figura 2.1n), onde são separados os minerais mais densos que o líquido (minerais pesados) por decantação. Finalizado o manuseio de bromofórmio é despejado álcool etílico com

96% de grau de pureza em todo o material, para acelerar a exaustão dos gases desprendidos nesta operação.

Por fim, o concentrado de minerais pesados foi analisado via lupa binocular (Figura 2.1o), identificados os grãos de zircão detrítico e separados aleatoriamente. Os grãos foram montados em resina epóxi (pastilha), polidos e foi confeccionado MAPA (Figura 2.3), para auxiliar no imageamento com microscópio de varredura.

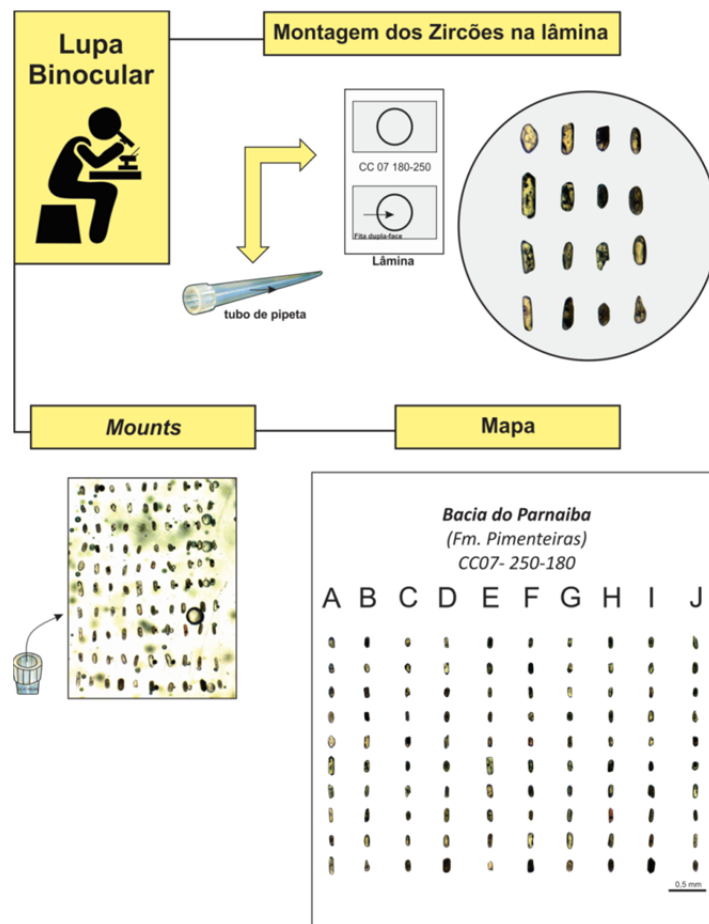


Figura 2. 3 - Procedimento de montagem das pastilhas (*mounts*) e confecção de MAPA.

2.3 DATAÇÃO U-Pb EM ZIRCÃO DETRÍTICO

A abordagem principal da avaliação de proveniência sedimentar, utilizando a ferramenta de datação de zircão detrítico pelo método U-Pb (item 2.3.3a), é estabelecer a idade absoluta dos grãos individuais, para correlacioná-los ao embasamento que serviu como fonte potencial de sedimentos. Muitas vezes, as áreas fontes podem apresentar grande complexidade geológica e, normalmente, envolvem contribuições de materiais reciclados (Morton *et al.* 1991).

O zircão é um mineral de alta estabilidade aos processos físicos e químicos naturais. Resiste a vários ciclos de reciclagem, sendo frequente como mineral acessório de arenitos, especialmente quartzo-arenitos, que compõem a maior parte dos depósitos sedimentares. Quanto mais jovens os depósitos, mais amplos são os espectros de idades (Hanchar & Hoskin 2003).

A quantidade de zircão ofertado para o ciclo sedimentar depende diretamente da composição da rocha-fonte portadora. Em análises de dados de proveniência deve-se estar ciente de que as idades de zircão detrítico são pouco sensíveis a procedência de rochas básicas e intermediárias. Mesmo entre rochas graníticas a proporção de cristais de zircão é variável (Moecher e Samson, 2006). Neste contexto, recomenda-se analisar um volume considerável de grãos que possam abranger populações diversificadas, para se chegar a uma análise confiável (ver item 2.3.1).

Novas técnicas analíticas vêm sendo utilizadas, para determinar de uma forma mais precisa, a idade das fontes dos grãos detríticos individuais, permitindo um maior refinamento interpretativo e acurácia nos processamentos dos dados. Dentre elas, o LA-ICPMS (*Inductively-Coupled Plasma Mass Spectrometry by Laser Ablation* - item 2.3.3b) tem grande destaque. Para subsidiar as microanálises os grãos de zircão são previamente imageados com Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV -2.3.2). Esta técnica permite um estudo detalhado da textura, estrutura e auxilia no mapeamento das heterogeneidades dos grãos de modo a evitar análises no limite de zonações internas (Dobson *et al.* 1988; Morton *et al.* 1996; Kosler & Sylvester 2003). Um método de analisar estatisticamente os dados radiométricos obtidos em zircões detríticos, no sentido de identificar possíveis fontes, é o Teste não paramétrico de Kolmogorov-Smirnov (K-S; item 2.3.4).

2.3.1 Análise quantitativa

O número de grãos analisados em determinada amostra limita o tipo de interpretação que pode ser feita a partir das análises. Segundo Vermeesch (2004), para a realização de um estudo de proveniência o número ideal de grãos a serem datados é de 117, pois limita as chances de perda de uma determinada faixa de idades a 5%.

Entretanto, o número mínimo pode ser descrito como uma função das frações relevantes em função do número de grãos datados (Figura 2.4). Este autor defende

que para casos com baixos números de datações, seja realizada uma interpretação cuidadosa a respeito do espectro de idades da bacia, sendo considerado representativo de uma estimativa real a partir de 60 análises.

Para Andersen (2005), a melhor maneira de 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. Em função disso, neste trabalho, para cada fração foi estipulada um número mínimo de 35 grãos e um máximo de 200, visando uma maior representatividade das possíveis populações a serem avaliadas.

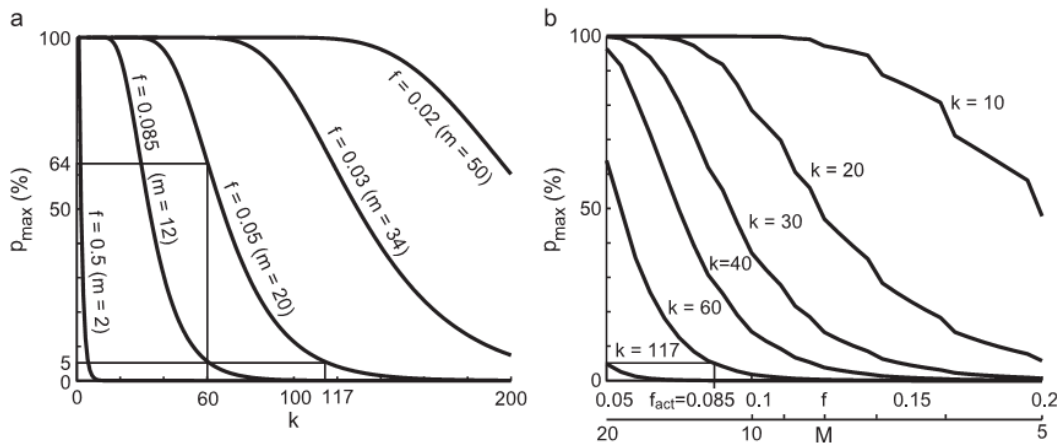


Figura 2. 4 - Número de grãos (k) necessários para aumentar a qualidade de uma análise e diminuir a chance de perder-se uma determinada população (PMax); (a)- em função do número de grãos (k); e (b)- em função do número de populações relevantes (M) encontradas (Vermeesh 2004).

2.4 ANÁLISE MORFOLÓGICA

O zircão é um mineral acessório onipresente que se forma em uma grande variedade de ambientes geológicos e tipos de rocha (Chichorro 2014). Identificar as origens dos zircões detríticos exige o reconhecimento de características que são úteis para discriminar entre diferentes ambientes petrogenéticos (Gartner *et al.* 2013).

De acordo com Corfu *et al.* (2003), a utilização de parâmetros morfológicos externos (Figura 2.5), tais como tamanho, forma, hábito e alongamento dos cristais, adicionados as informações texturais (internas), podem auxiliar a distinção entre populações de zircão. Segundo Gartner *et al.* (2013), para zircões hospedeiros de rochas siliciclásticas, a abordagem descritiva da morfologia externa dos grãos deve levar em consideração o grau de arredondamento e as características superficiais

(fraturamento, rachaduras, riscos, estrias e etc.), ou seja, apenas características intrínsecas ao ambiente sedimentar e ao processo de transporte, auxiliando assim, a identificação de fontes proximais ou distais aos sedimentos.

Uma das ferramentas mais utilizadas no reconhecimento do padrão morfológico interno dos zircões (Figura 2.6) é o imageamento por catodoluminescência (CL). Esta técnica permite determinar as zonas de *spot* próprias para datação, diminuindo as chances de áreas onde houve remobilização isotópica ou abertura do sistema (perda da assinatura de proveniência; Corfu *et al.* 2003).

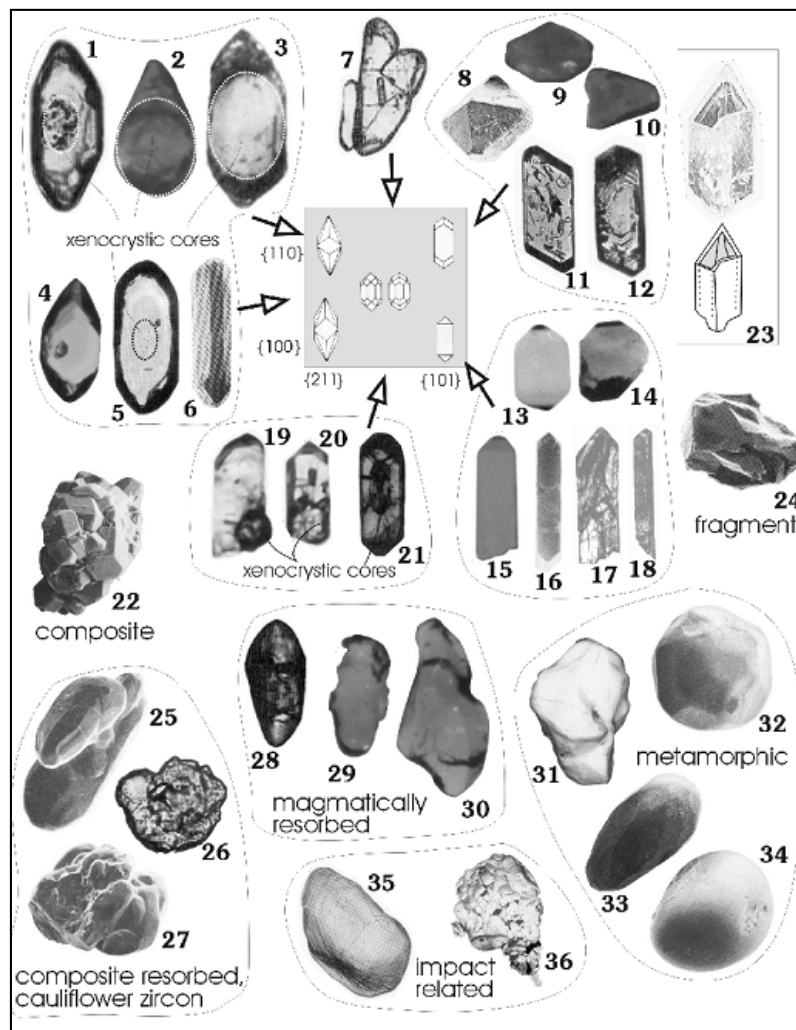


Figura 2. 5 - Variações de morfologia externa do zircão (grãos entre 70 e 250 μm) (Corfu *et al.* 2003).

A análise morfológica externa dos grãos processou-se com o auxílio do microscópio petrográfico ou sob lupa binocular. Posteriormente, para o reconhecimento do padrão textural interno dos zircões, foi realizado o imageamento

com microscópio eletrônico de varredura (MEV), utilizando o modo CL, sendo este procedimento melhor detalhado a seguir.

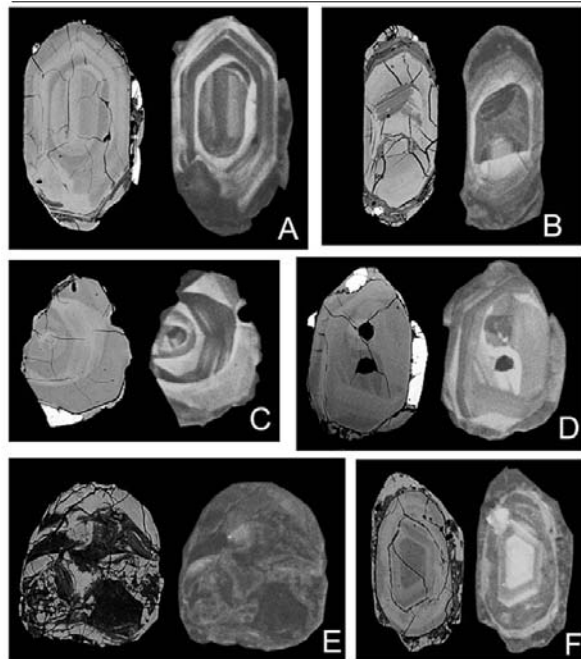


Figura 2. 6 - Estudo investigativo das estruturas internas dos zircões detríticos a partir de amostras de xisto da área de Hamrånge (norte de Gävle), Suécia (Björnberg 2008).

2.4.1 Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV)

O procedimento de aquisição de imagens por microscopia eletrônica de varredura dos zircões detríticos (Figura 2.7) foi realizado pela equipe técnica composta pelo Geólogo Marcelo Vasquez e o técnico Paulo Mileo, nas dependências da CPRM - Superintendência de Belém, no setor de laboratórios da Gerência de Relações institucionais e Desenvolvimento.



Figura 2. 7 - Aparelho MEV da CPRM - Superintendência de Belém.

O MEV é um equipamento criado para realizar imagens visando à caracterização de diferentes materiais. Devido à necessidade de interação do feixe eletrônico com o analito, é preciso que as amostras sejam condutoras, através da deposição de íons (*sputtering*). Com o recobrimento da amostra, as camadas depositadas melhoram o nível de emissão de elétrons, pois emitem mais elétrons que o material da amostra, facilitando a construção da imagem (Goldstein *et al.* 1992).

O recobrimento utilizado nos *mounts* foi por deposição de íons metálicos de ouro (Au). As amostras foram colocadas em uma câmara com pressão em torno de 0,1 a 0,05 mbar e o alvo metálico bombardeado com átomos de gás argônio. As máquinas utilizadas para esta finalidade são denominadas metalizadoras e oferecem como parâmetros de ajuste: corrente aplicada (em mA), tempo de deposição e altura da amostra em relação ao alvo, a fim de que seja calculada a espessura do metal depositado. Tais parâmetros encontram-se na Figura 2.9.

Dados da Metalização	
Alvo de ouro	
Altura: 60 mm Vácuo: 1x10 mbar Corrente: 25 mA Tempo: 30s Espessura: 10 nm	
Q 150 T ES	

Figura 2. 8 - Metalizadora modelo Q 150 T ES da Quorun e parâmetros de ajuste.

As imagens são produzidas pela varredura do feixe de elétrons sobre a amostra. Geralmente as imagens são feitas com detectores de emissão de luz causada pelo bombardeamento de elétrons (catodoluminescência – CL). Dado ao acentuado contingente de zircões analisados o imageamento CL dos zircões desta pesquisa foram procedidos por zonas (Figura 2.9).

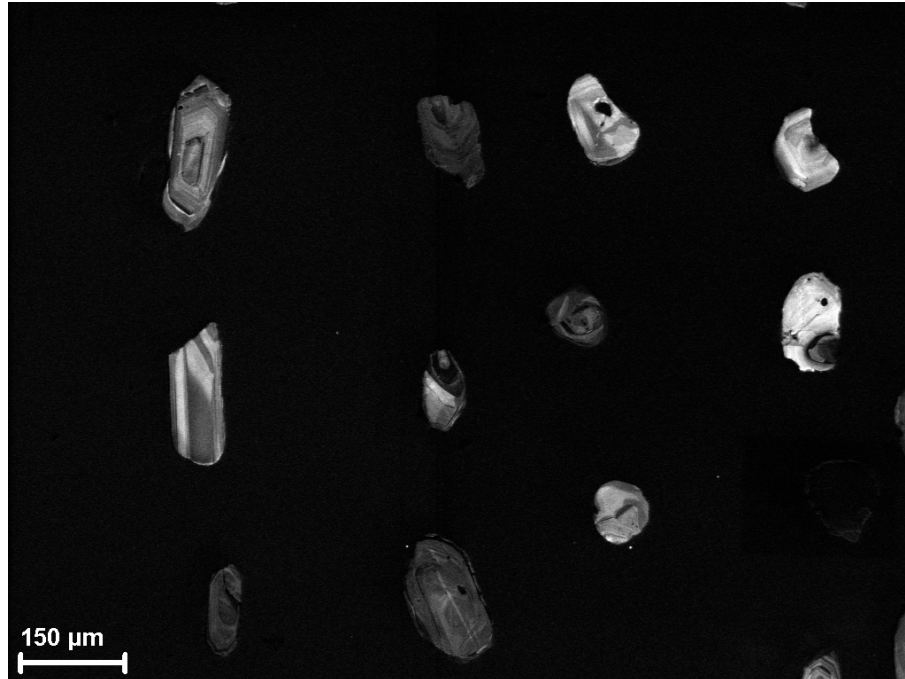


Figura 2. 9 - Imagens de catodoluminescência dos zircões detriticos da amostra CC05.

2.4.2 Geocronologia

A aplicação dos isótopos radiogênicos em rochas sedimentares tem se beneficiado dos avanços nas capacidades analíticas dos laboratórios de geologia isotópica, através da melhoria da qualidade e da acurácia dos resultados. Como fruto desse desenvolvimento, estudos em minerais detriticos constituintes de rochas sedimentares tem se mostrado muito promissores, dado o fornecimento das idades e assinaturas isotópicas das fontes dos grãos analisados.

Neste sentido, a aplicação do método U-Pb em zircão tem se mostrado a mais importante ferramenta geocronológica para estudos de proveniência (Condie *et al.* 2009; Dinis *et al.* 2012; Araujo 2014). Tais estudos fornecem idades deposicionais máximas para os sedimentos a partir do pressuposto de que o zircão mais jovem foi formado por um evento magmático ou metamórfico que precedeu o inicio da deposição. A aplicação desta técnica decorre da potencial caracterização das idades de formação das rochas das regiões fontes.

Por uma questão de redução de custos o LA-ICPMS é a principal técnica utilizada para a datação U-Pb em monocristal de zircão. Uma das vantagens desta técnica é a rapidez do procedimento analítico que pode levar apenas poucos minutos. Esta facilidade permite analise de um grande número de grãos com menor

precisão, além da possibilidade de se efetuar mais de uma análise em um mesmo grão (Geraldes, 2010).

a) Princípios de Método U-Pb

O método de datação U-Pb é baseado no decaimento radioativo do elemento urânio (U) para o elemento chumbo (Pb). Os isótopos de urânio ^{238}U e ^{235}U possuem séries de decaimento de cadeia ramificada, onde através de uma grande grade de decaimentos têm-se como produto elementos-filho radiogênicos ^{206}Pb e ^{207}Pb , respectivamente (Figura 2.10; Faure 1986). O chumbo possui quatro isótopos naturais: ^{208}Pb , ^{207}Pb , ^{206}Pb e ^{204}Pb . Destes apenas o ^{204}Pb não é radiogênico e é tratado como o isótopo estável de referência, podendo ser utilizado para corrigir o teor de chumbo comum da amostra ou branco analítico. A partir da sistemática U-Pb, Wetherill (1956) introduziu o diagrama Concórdia (Figura 2.11a), que plota as razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ vs. $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, considerando a contribuição do Pb inicial insignificante, comparada ao componente radiogênico.

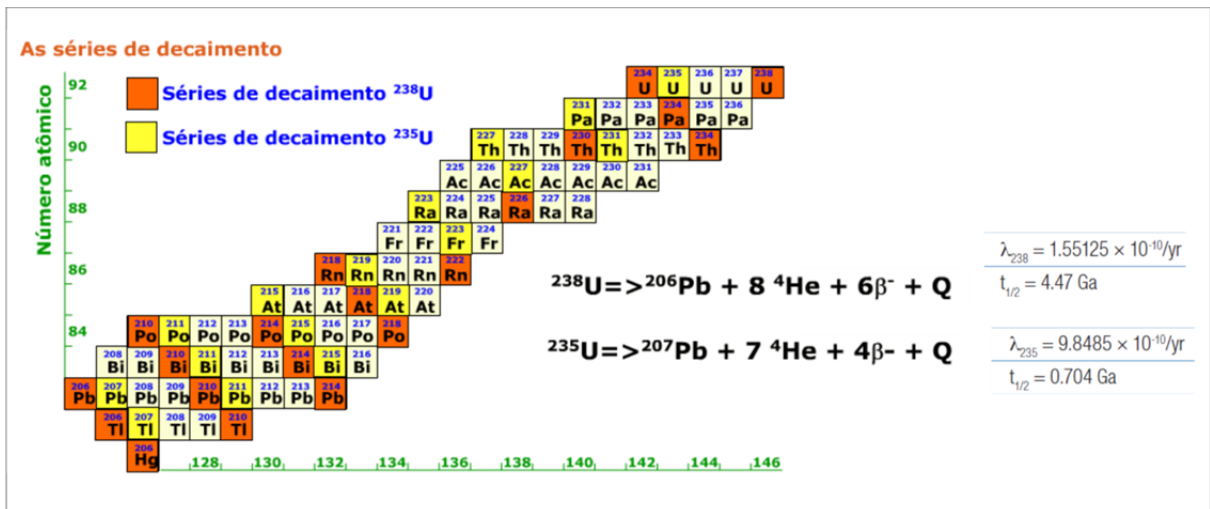


Figura 2. 10 - Serie de decaimento do U em função da emissão de partículas α e β , representada na carta de nuclídeos, $t_{1/2}$ = meia-vida do isótopo pai e λ = constante de decaimento(Fonte:Dickin, 2005).

A curva concórdia pode, então, ser desenhada como o conjunto de soluções das equações:

$$\left(\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{238}t} - 1) \tag{2.1}$$

$$\left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{235}\text{U}}\right) = (e^{\lambda_{235}t} - 1) \quad (2.2)$$

As amostras que permaneceram com o sistema fechado desde sua formação plotam sobre a curva concórdia. Minerais que experimentam diferentes quantidades de perda de Pb inicialmente caem sobre uma linha discórdia, que passa pela origem, e cruza a curva concórdia em um ponto que corresponde a idade real de cristalização (intercepto superior). A linha discórdia ainda apresenta uma interseção inferior com a curva concórdia que corresponde ao evento que causou a perda de Pb (Dickin 2005).

Uma outra opção é a concórdia invertida construída a partir do diagrama ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$ vs. ${}^{238}\text{U}/{}^{206}\text{Pb}$ de Tera & Wasserburg (1972). Este diagrama apresenta a vantagem de não necessitar do conhecimento prévio das razões iniciais de ${}^{206}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ e ${}^{207}\text{Pb}/{}^{204}\text{Pb}$ (Figura 2.11b). A curva concórdia pode, então, ser desenhada como o conjunto de soluções das equações:

$$\frac{{}^{238}\text{U}}{{}^{206}\text{Pb}^*} = \frac{1}{e^{\lambda_{238}t} - 1} \quad ; \quad \left(\frac{{}^{207}\text{Pb}}{{}^{206}\text{Pb}}\right)^* = \frac{1}{137.88} \left(\frac{e^{\lambda_{235}t} - 1}{e^{\lambda_{238}t} - 1}\right)$$

coordenada x coordenada y

O mineral mais utilizado para datar rochas pelo sistema U-Pb é o zircão, devido às seguintes propriedades: i) O mineral incorpora, na sua estrutura, U em substituição ao Zr, mas pouco ou nenhum ${}^{204}\text{Pb}$ (comum) durante a cristalização; ii) Tem ocorrência bem distribuída como mineral acessório da maioria das rochas ígneas, sedimentares e metamórficas; iii) Apresenta a propriedade de frequentemente preservar tanto sua integridade cristalina quanto a assinatura isotópica até cerca de 800° C. A estrutura do zircão também acomoda ${}^{232}\text{Th}$, o qual produz um isótopo de Pb (${}^{208}\text{Pb}$) que não é utilizado na determinação de idades (Košler *et al.* 2002; Dickin 2005; Silva 2006; Hanchar 2014).

Comumente em análises de zircões detríticos dada à diversidade de áreas-fontes e a sobreposição de eventos tectonotermiais não se estabelece interceptos (linha discórdia), e a utilização dos diagramas Concórdia ganha um caráter apenas ilustrativo de demonstração do grau de concordância entre os geocronômetros de referência (${}^{206}\text{Pb}/{}^{238}\text{U}$, ${}^{207}\text{Pb}/{}^{235}\text{U}$ e ${}^{207}\text{Pb}/{}^{206}\text{Pb}$).

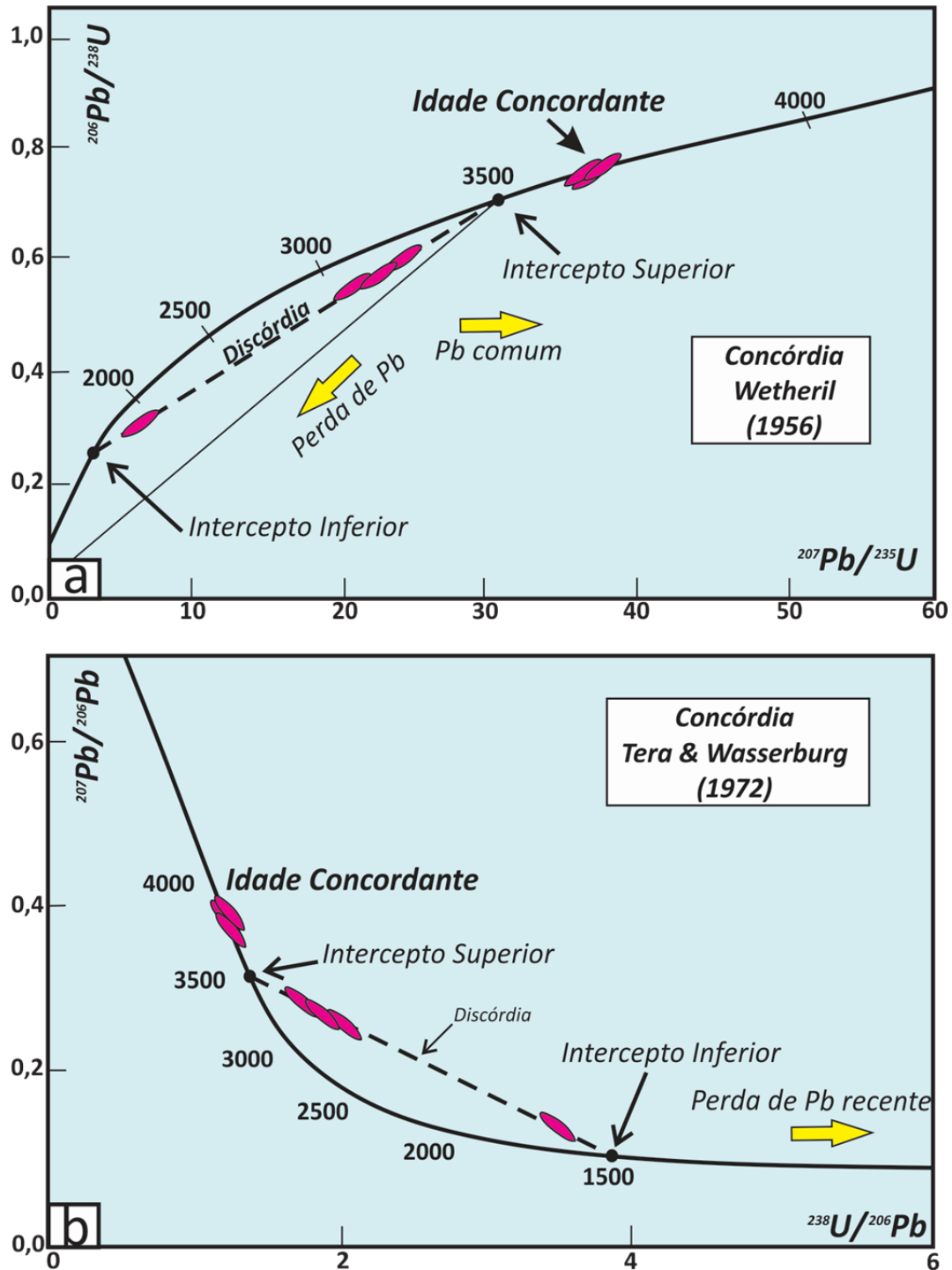


Figura 2. 11 - (A) Diagrama da concórdia de Wetheril (1956) utilizados para dados obtidos pela sistemática U-Pb; (B) Diagrama da concórdia de Tera & Wasserburg (1972).

Geralmente, a utilização do diagrama Concórdia é feita em conjunto com histogramas de frequência combinado as curvas de probabilidade relativa das idades U-Pb (Figura 2.12), como uma tentativa de contornar as limitações do histograma binário, incorporando os erros nos dados das idades, produzindo uma distribuição de probabilidade do grão analisado (Fedo *et al.* 2003).

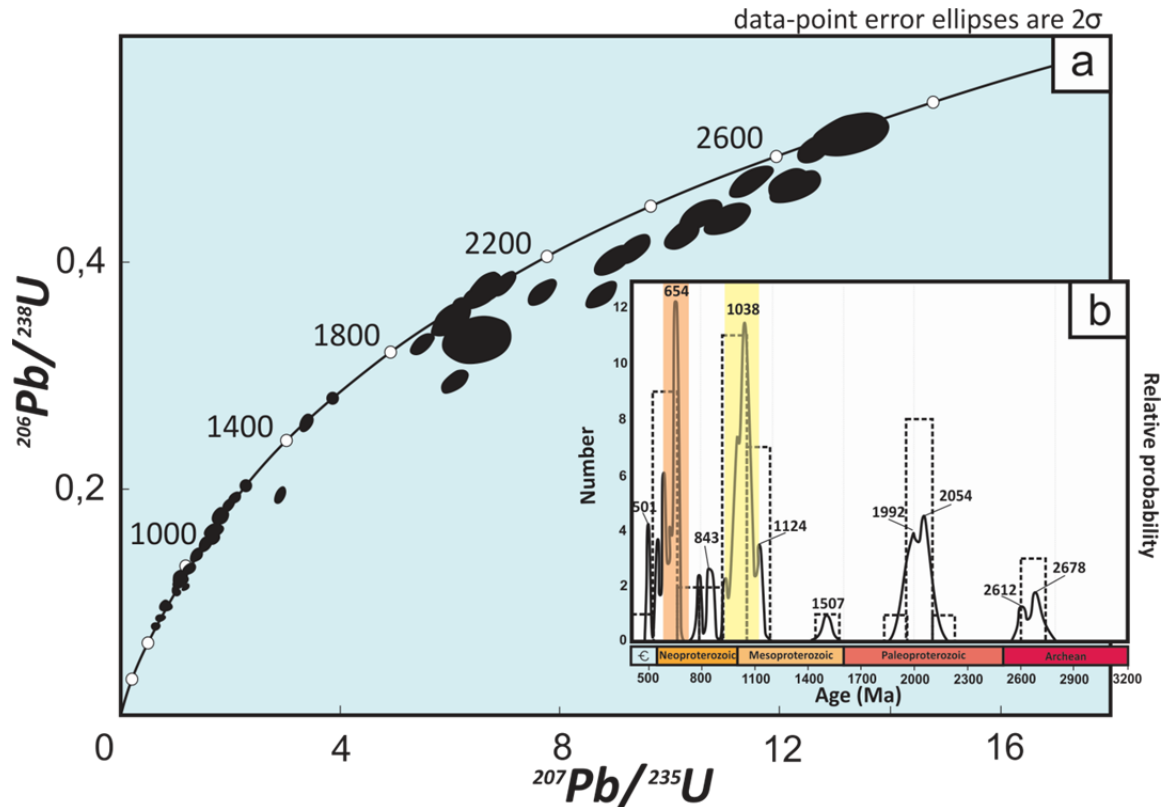


Figura 2. 12 - Diagrama Concórdia U-Pb, histograma de frequência e curva de probabilidade relativa de idades U-Pb de zircão detrítico da Formação Cabeças (<5% discordante). A) Diagrama de Wetherill apresentando as assinaturas de idades de zircões. B) Histograma de frequência e curva de probabilidade relativa. A área sombreada representa o espectro de idade das principais áreas-fonte de zircões detríticos (Amarelo: Mesoproterozoico-Neoproterozoico; Laranja: Neoproterozoico) (Modificado de Barbosa 2014).

b) LA-ICP-MS

A técnica do LA-ICP-MS envolve três etapas: a volatilização do grão de zircão por um feixe de laser (LA); seguido de ionização por um plasma de Ar/He (ICP); e a medida das razões isotópicas por um espectrômetro de massa (MS) (Figura 2.13; ver tutorial *Netupne e CetacMachine*). O esquema de funcionamento do espectrômetro de massa se encontra bem detalhado por Sato & Kawashita (2002), sendo os principais componentes: (a) analisadores de massa; (b) detectores; (c) lentes de retardamento; e (d) amplificadores.

Em relação aos parâmetros do laser, estes são completamente controlados pelo operador, tais como: comprimento de onda, perfil do feixe, densidade de energia, energia por pulso, tamanho do ponto, taxa de repetição, foco do feixe e gás ambiente (ver Kosler & Sylvester 2003). Estas configurações são condicionadas principalmente: a) ao tamanho do grão que influencia na intensidade do sinal,

diretamente relacionado à largura do feixe; e b) pela concentração de U, determinante na intensidade do sinal de Pb a ser medido (Geraldes, 2010).

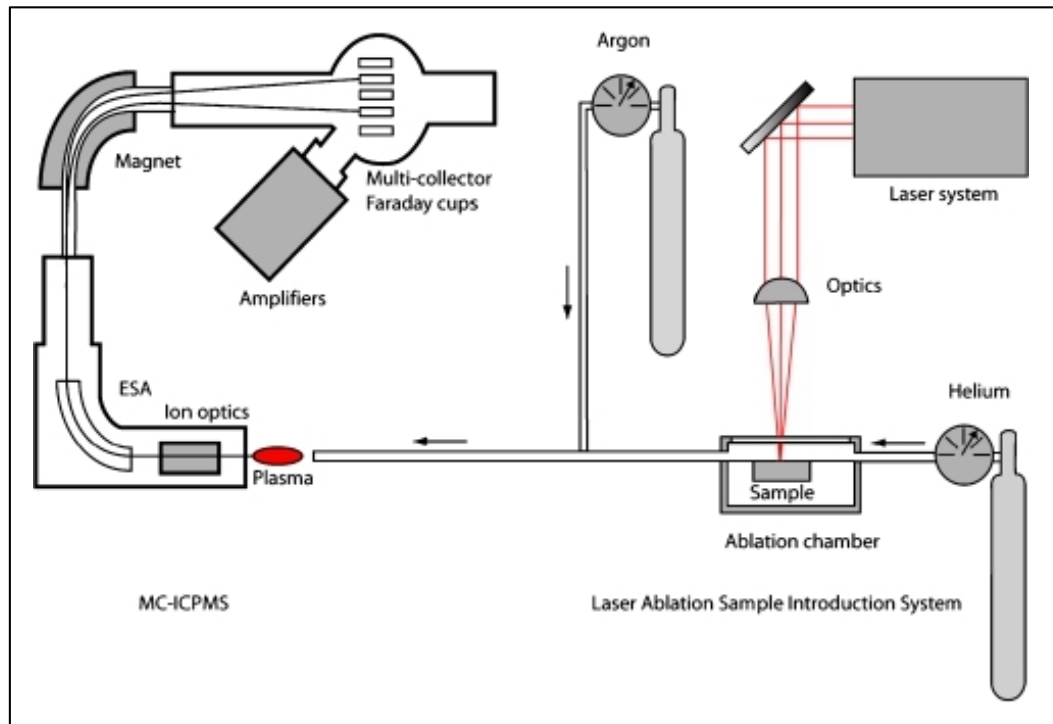


Figura 2. 13 - Espectrômetro de massa com fonte de plasma e sistema de ablação a laser acoplados (LA-ICPMS; fonte: Vronn *et al.* 2008).

c) U-Pb via LA-ICP-MS

Precedendo o procedimento de datação, é realizado o polimento com diamante, em suspensão $\frac{1}{4}$ micron, para retirada da metalização de ouro dos *mounts*. Em seguida, a pastilha é colocada em saco plástico (tipo *zip lock*) juntamente com água e detergente comum, e levada ao ultrassom por 2 minutos. Posteriormente, é realizada a limpeza com éter de petróleo da superfície do *mount*, que é recolocado em saco plástico com água Milli-Q e levado novamente ao ultrassom por 5 minutos. Retira-se do aparelho e leva-se a pastilha para a estufa a 50°C por 1 hora.

A metodologia U-Pb, para a datação dos grãos detríticos de zircão, pertencentes ao Grupo Canindé, foram realizadas no Laboratório de Geologia Isotópica da Universidade Federal do Pará (Pará-Iso), onde se processou a análise de 8 *mounts* contendo ~ 100 grãos cada, tendo como produto uma média de 67 medições distribuídas em 6 amostras (n), correspondentes as formações Pimenteiras (1n), Cabeças (2n), Longá (1n) e Poti (2n).

A instrumentação adotada para as medições das razões isotópicas desejadas foi o espectrômetro de massa de multicoletores com fonte de plasma conectado a um sistema de ablação a laser (LA-ICPMS). O espectrômetro utilizado foi o modelo *Neptune* da *Thermo Scientific* e o laser *LSX-213 G2* da *CETAC Technologies-Photon Machines*. As determinações das composições isotópicas seguem os parâmetros laboratoriais expressos na Figura 2.14.

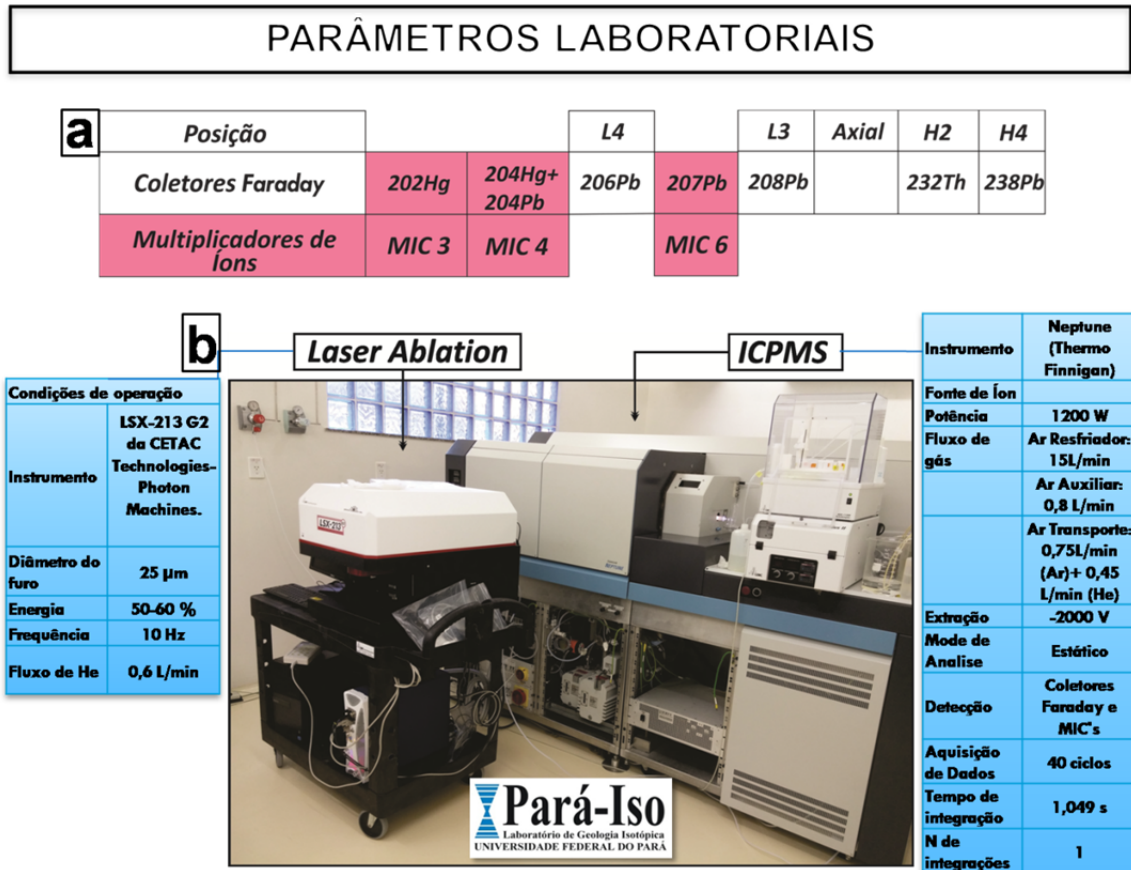


Figura 2. 14 - LA-ICP-MS do Laboratório de Geologia Isotópica da UFPA.

As medições de Pb e U são feitas a partir da ablação com um feixe de laser com aproximadamente 25 µm em uma área fixa do grão. As massas 202, 204 e 207 são medidas nos contadores de íons enquanto que as massas 206 e 238 são medidas nos coletores *Faraday*. As leituras são simultâneas, em 40 ciclos de 1,049 segundos de integração, sem tempo de espera.

As análises pontuais foram procedidas em grupo de 10 determinações intercalados com o padrão GJ-1 da GEMOC ARC *National Key Center* (Austrália), e para cada conjunto de medidas (padrão+amostras) são adquiridos os valores de branco nas mesmas condições analíticas. Estes últimos são subtraídos das leituras

do conjunto. O número de *spots* por zircão dependeu da homogeneidade e dos teores de U e Pb nas áreas alvo.

A correção da contribuição de chumbo comum, quando efetuado, apoiou-se no modelo de evolução do Pb terrestre ao longo do tempo, proposto por Stacey & Kramers (1975). Os cálculos das idades e a apresentação dos resultados isotópicos foram realizados por meio do programa ISOPLOT/EX 3.0 de Ludwig (2003). A execução de toda essa sistemática está descrita em Chemale *et al.* (2012).

2.4.3 Teste Kolmogorov-Smirnov (K-S)

O teste K-S foi aplicado ao conjunto de dados radiométricos, utilizando as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, com recurso ao programa informático disponibilizado pelo Centro de Geocronologia da Universidade do Arizona (Guynn & Gehrels 2010). K-S comparou se as duas distribuições de idades de zircões detríticos, de formações geológicas diferentes, provieram de uma mesma fonte (DeGraaff-Surpless *et al.* 2003; Fernández-Suaréz *et al.* 2013). Toda a sistemática é descrita em Albardeiro *et al.* (2014), destacando-se:

- A estatística do cálculo envolve: i) a ordenação dos valores de idade de zircão por ordem crescente; ii) a frequência acumulada das idades de zircão obtidas; e iii) a diferença entre a frequência acumulada;
- Os resultados produzem: i) uma representação gráfica (Figura 2.15) para comparar a máxima diferença de probabilidade entre duas funções de distribuição cumulativa D; e ii) um valor p (relacionado com o nível de significância);
- O valor de p aceitável para estudos de proveniência é 0,05 correspondendo a um intervalo de confiança de 95% e, neste caso: i) se $p > 0,05$ as fontes são possivelmente semelhantes; ii) se $0,001 < p < 0,05$, há relação moderada de proximidade entre as populações analisadas; e iii) se $p < 0,05$ as fontes são heterogêneas.

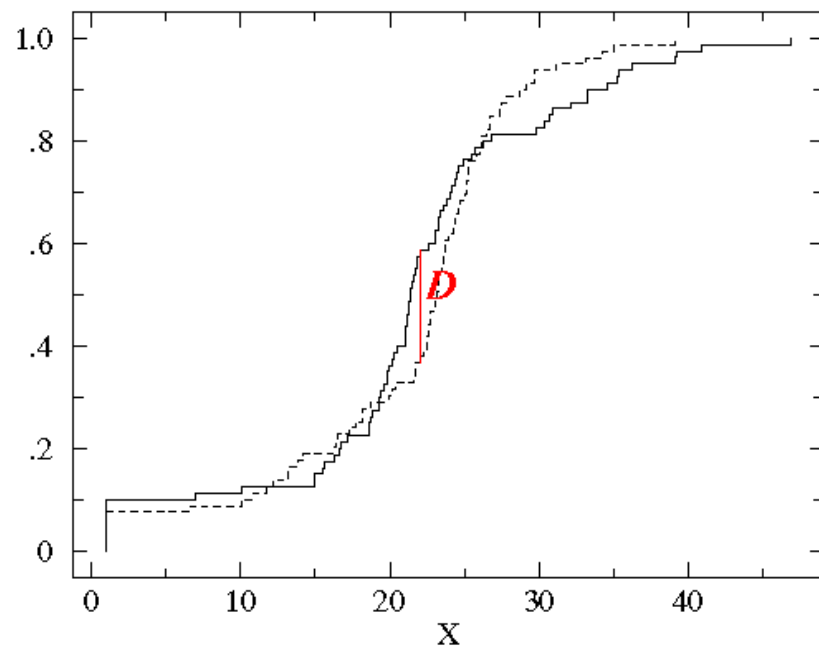


Figura 2. 15 - Teste K-S de comparação dos *plots* das frações cumulativas.

3 RESULTADOS

3.1 GRUPO CANINDÉ NA BORDA LESTE DA BACIA DO PARNAÍBA

Os depósitos estudados representam exposições da seqüência mesodevoniana-eocarbonífera da borda leste da bacia do Parnaíba. Encontram-se distribuídos ao longo das rodovias BR-316 e BR-230, próximos as cidades de Barão do Grajaú (Maranhão), Nazaré do Piauí, Oeiras, Picos, Valença do Piauí e Elesbão Veloso (Piauí) (Figura 3.1). Os afloramentos possuem vários metros de altura (~3 a 12m) por dezenas de metros de extensão lateral, representativos das formações Pimenteiras, Cabeças, Longá e Poti.

Recentemente, Barbosa (2014) reconheceu e delineou o panorama paleoambiental desta região, enfatizando os depósitos pertencentes à Formação Cabeças, sendo suas descrições faciológicas e interpretações paleoambientais guias para o reconhecimento desta sucessão sedimentar. Na confecção das seções colunares compostas dada a ampla distribuição dos perfis, foi anexado o ponto 4, deste mesmo autor (aqui representado como ponto 3*, com coleta de material), para auxiliar a correlação e o posicionamento estratigráfico dos demais perfis (Figura 3.2).

A partir da caracterização dos atributos arquitetural, mineralógico e faciológico das rochas sedimentares analisadas, foram confeccionadas seis seções colunares compostas. Trata-se de uma sucessão siliciclástica composta por diamictitos, brechas intraformacionais, arenitos finos a grossos e arenitos finos a muito finos, interdigitando-se com pelitos e argilitos, agrupados em 7 associações de fácies distribuídas da seguinte forma: a) A unidade basal corresponde ao depósito de *offshore-shoreface* inferior (Af1) da Formação Pimenteiras, sua faixa de afloramento encontra-se a leste da área de estudo nos arredores das cidades de Pimenteiras e Picos (Figura 3.3a); b) Gradativamente em direção a oeste, nas proximidades de Oeiras, afloram rochas da Formação Cabeças, com depósito subglacial (Af2) intercalado, e em caráter erosivo, ao depósito de frente deltaica distal (Af3) (Figura 3.3b). A norte, próximo a cidade de Valença do Piauí, os depósitos exibem características mais proximais destacada pela ampla espessura dos lobos sigmoidais (Af4); c) A faixa de exposição da Formação Longá é mais restrita as cercanias de Nazaré do Piauí, caracterizando depósito de *offshore-shoreface* (Af5; Figura 3.3c); e d) A unidade de topo representada pela Formação Poti, apresenta

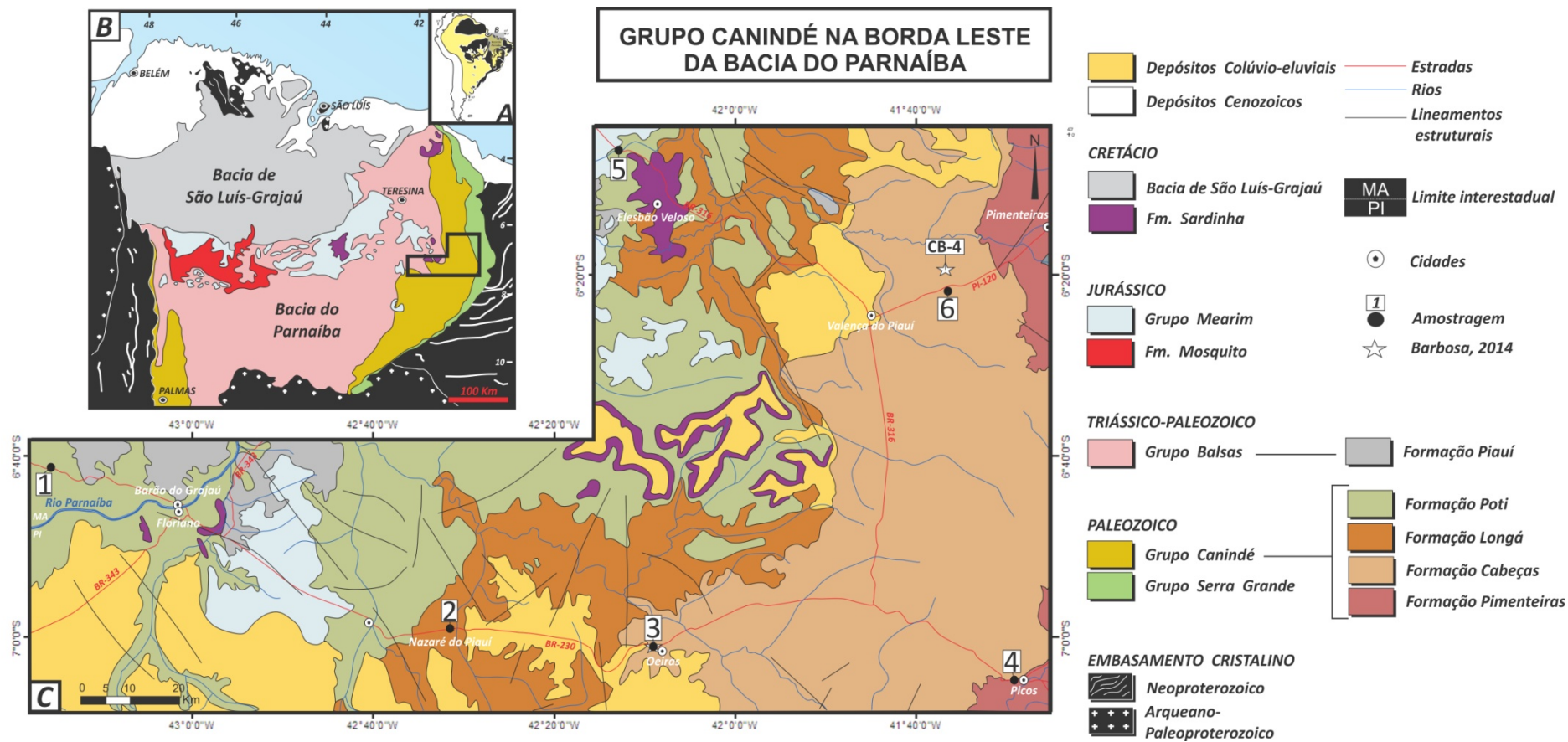


Figura 3. 1 - (A) Bacia do Parnaíba no Contexto da Plataforma Sulamericana; (B) Localização da área de estudo na borda leste da bacia do Parnaíba; e (C) Área de estudo (Modificado de Radam 1973, Santos & Carvalho 2004).

depósitos com característica marinha *offshore-shoreface* (Af6), nos arredores de Elesbão Veloso, e característica mais continental a oeste da área nas proximidades de Barão do Grajaú (MA), com depósito de barras de canais (Af7) (Figura 3.3d).

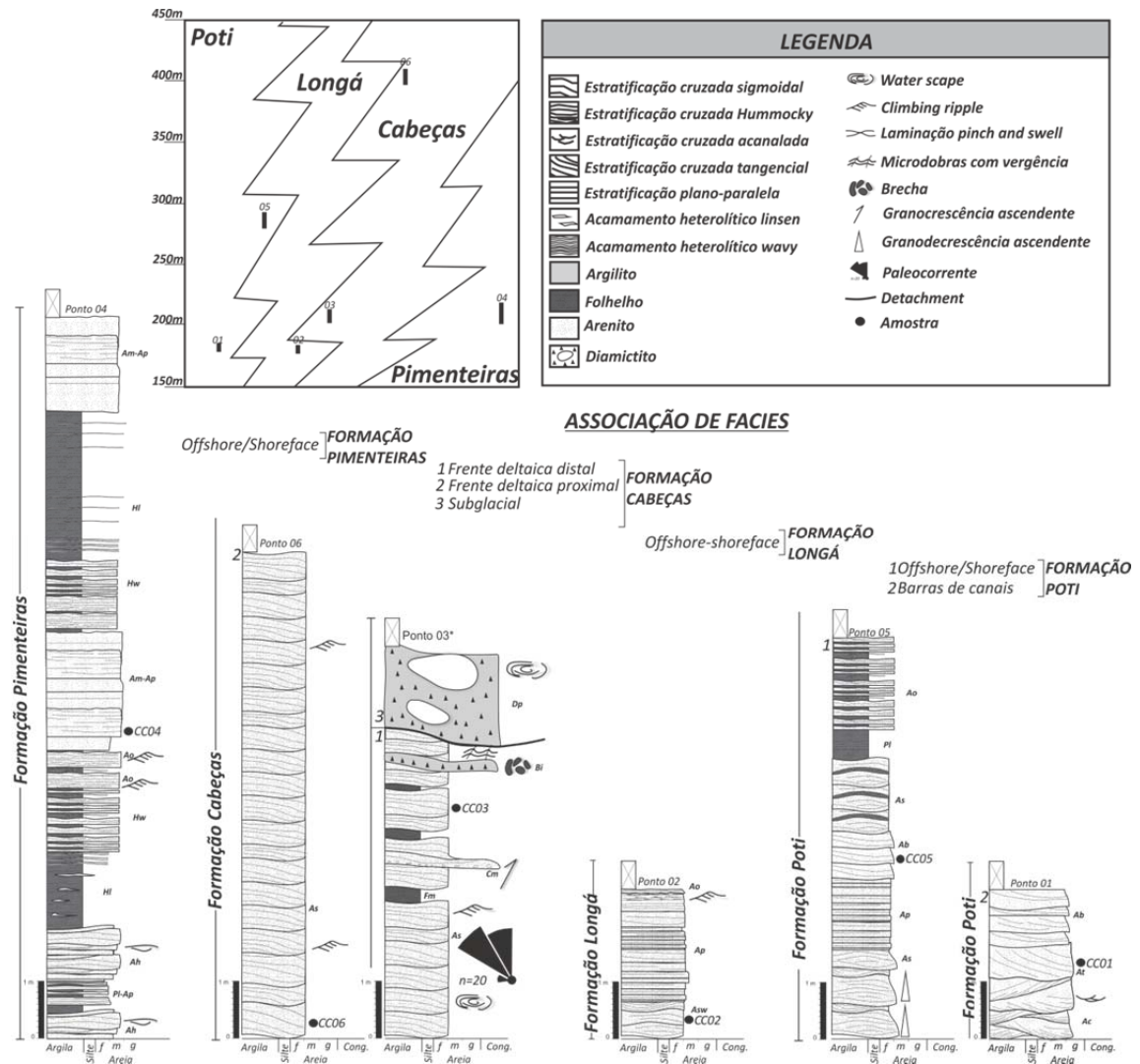


Figura 3. 2 - Seções colunares compostas do Grupo Canindé, bordaleste da Bacia do Parnaíba, posicionamento estratigráfico idealizado das seções (quadro superior) e localização das amostras para análise geocronológica U-Pb.

A associação Af1 identificada para a Formação Pimenteiras corresponde à porção média da sequência, representativas de plataformas terrígenas, com barras costa a fora (*offshore bars*) dominadas por tempestades (Santos & Carvalho 2004). As associações Af2, Af3 e Af4 correspondem a um sistema glacio-deltaico (Barbosa 2014). Em seguida, Af5 é considerado como representante intermediário da Formação Longá, e por correlação com as demais unidades é pertencente a um ambiente marinho raso (Santos & Carvalho 2004).

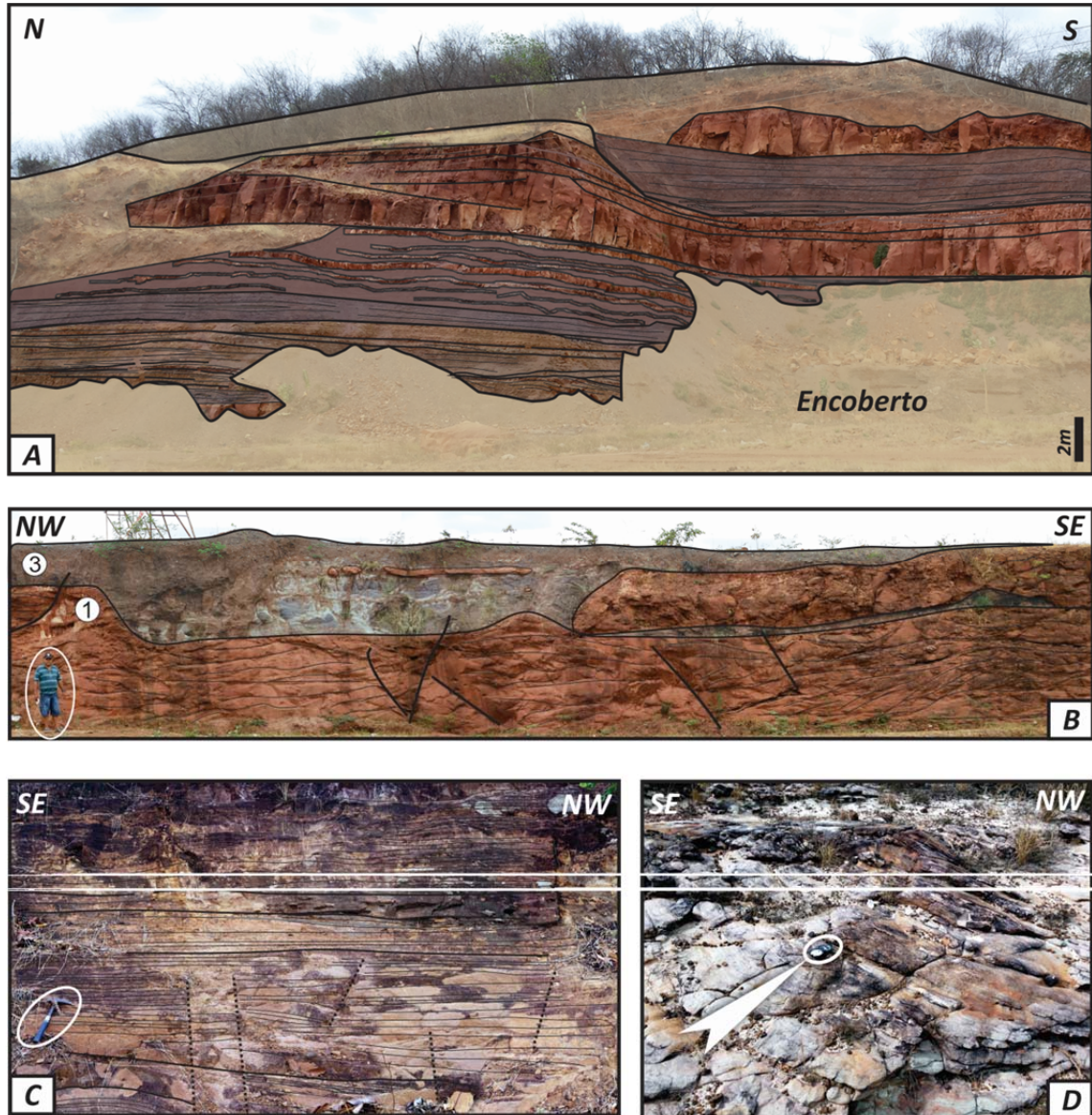


Figura 3. 3 - (A) Depósito tempestítico da Formação Pimenteiras, cidade de Picos; (B) Depósito subglacial (3) intercalado e, em caráter erosivo, ao depósito de frente deltaica (1) da Formação Cabeças, cidade de Oeiras; (C) Depósito de frente deltaica da Formação Longá, próximo a cidade de Nazaré do Piauí; e (D) Depósito de barras de canais da Formação Poti, em Barão do Grajaú.

A sucessão Af6 representa a porção basal da Formação Poti, definida por Góes (1995) como um ambiente de deposição de águas rasas, na zona do *shoreface*, com atuação de ondas de tempestade. Já Af7 representam barras arenosas do sistema fluvial entrelaçado, pertencentes ao topo da Formação Poti (Figura 3.4).

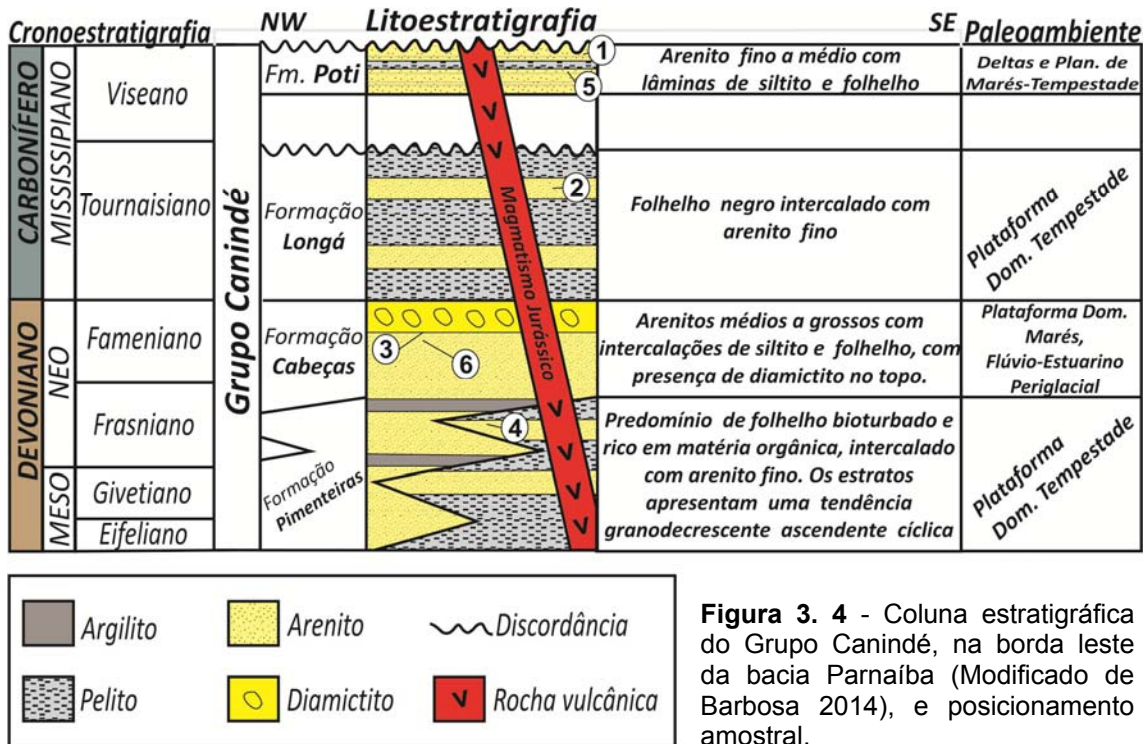


Figura 3. 4 - Coluna estratigráfica do Grupo Canindé, na borda leste da bacia Parnaíba (Modificado de Barbosa 2014), e posicionamento amostral.

3.2 VARIEDADE DOS GRÃOS DE ZIRCÃO

A forma externa dos cristais de zircão pode ser extremamente afetada como resultante de um longo transporte ou ainda refletir o retrabalhamento ocorrido durante o ciclo sedimentar (Dickinson & Gehrels 2003). A ocorrência de grãos de zircão com diferentes morfologias nos arenitos (Figura 3.5; euédrico, subédrico, arredondo, etc.), indicam mistura de fontes detríticas distintas (Uriz *et al.* 2011).

Adicionalmente, informações das texturas internas dos grãos, extraídas de imagens de catodoluminescência (zoneamento, recristalização, metamitização, alteração e etc.), permitem classificar qualitativamente as populações, aumentando o controle da investigação geocronológica dos diferentes domínios do zircão e, conseqüentemente, auxiliando as interpretações dos dados. Texturas magmáticas são caracterizadas por zoneamento oscilatório, produzidas pela alternância entre halos ricos e pobres em urânio (baixa e alta luminescência, respectivamente). Zircões metamórficos são desprovidos de zoneamento oscilatório e são caracterizados por uma textura interna homogênea, levando a destruição da textura ígnea pretérita (Corfu *et al.* 2003).

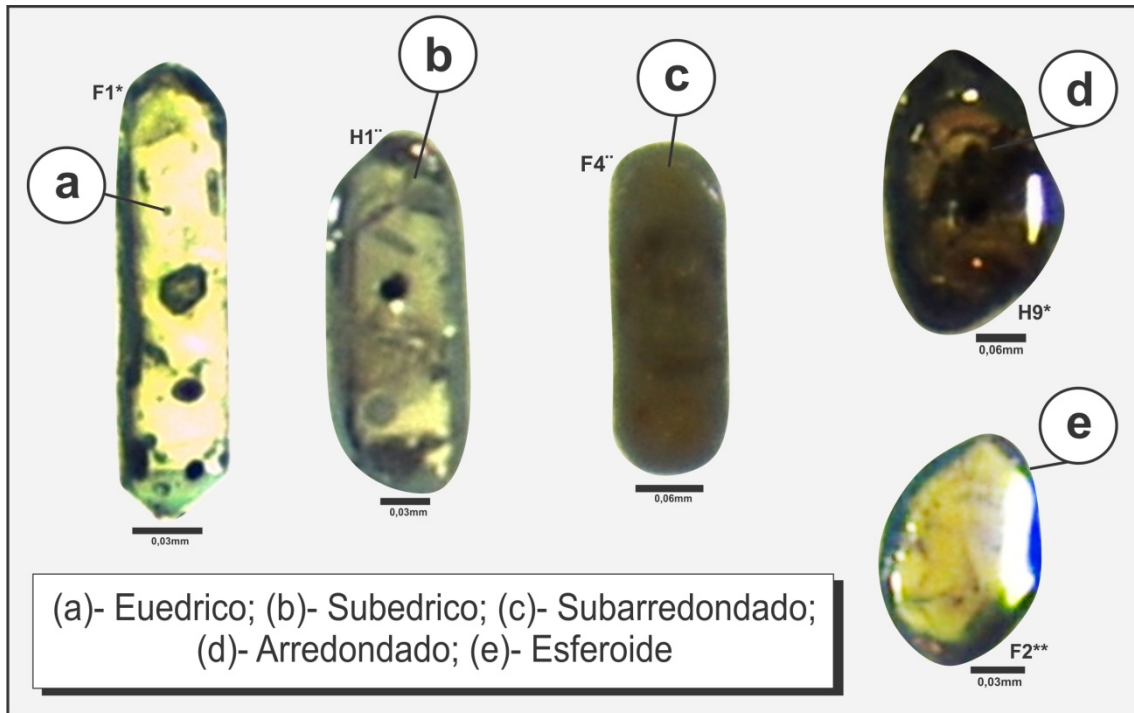


Figura 3. 5 - Forma externa dos grãos de zircão detrítico do Grupo Canindé.

As imagens CL (Figura 3.6) revelaram quatro populações principais: a) grãos com zoneamento concêntrico (Zr1); b) grãos homogêneos (Zr2); c) grãos com zoneamento convoluto ou com bordas recristalizadas (Zr3); e d) grãos metamíticos, fraturados ou com bordas exsolvidas (Zr4). Sendo estes, agrupados em 3 tipologias: a) Grupo 1- grãos magmáticos; b) Grupo 2- grãos metamórficos; e c) Grupo 3- grãos metamíticos.

A análise morfológica de 318 grãos de zircão do Grupo Canindé, encontra-se sintetizada na Figura 3.7, respectivas formações estudadas:

- **Formação Pimenteiras:** O estudo morfológico de 61 grãos demonstra que os zircões constituem uma população homogênea de coloração marrom, castanho e esverdeado, comumente opacos, com raros grãos translúcidos. As formas externas são em geral, subédricas perfazendo 41% do conjunto amostral, apresentando marcas de colisão preferencialmente nas bordas e moderadamente na superfície dos grãos arredondados (44%) e equidimensionais (11%), possivelmente por efeito de abrasão mecânica. O estudo CL das estruturas internas não foi satisfatório, dada a acentuada ocorrência de zircões metamíticos (Zr4; 80%). Os restantes dos grãos

apresentam zoneamento convoluto (Zr3, 20%), por vezes, com efeito de recristalização na borda, marcado por finos sobrecrescimentos periféricos de alta luminescência ou com estrutura homogênea (tons de cinza), provavelmente resultante da supressão total das estruturas pretéritas.

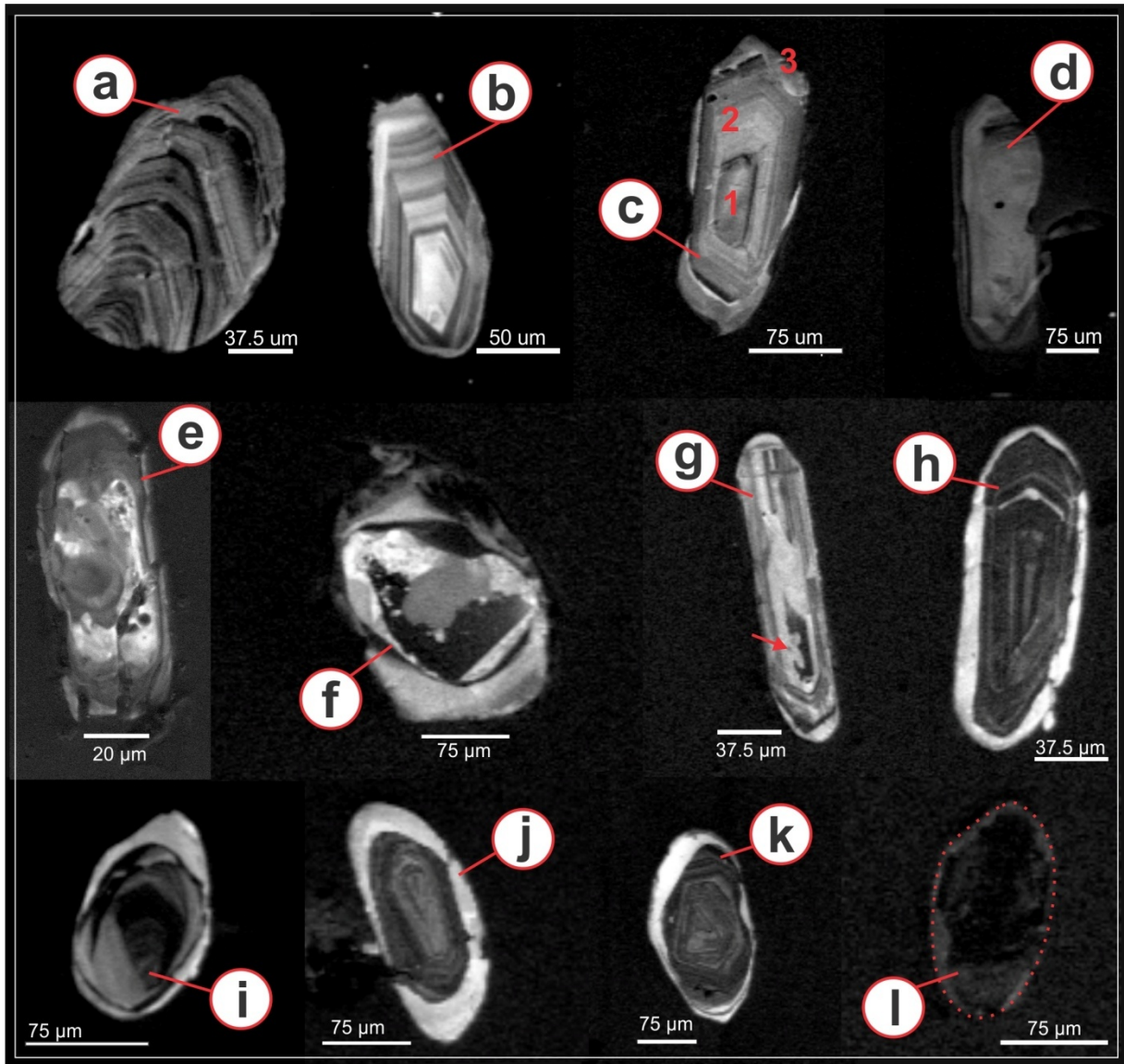


Figura 3. 6- Imageamento CL dos zircões detriticos do Grupo Canindé, apresentando: Zr1- (a) zoneamento concêntrico oscilatório, (b) zoneamento setorial, (c) zoneamento concêntrico bem desenvolvido com núcleo envolvido por um manto zonado (números 1 e 2) e borda recristalizada (3); Zr2- (d) homogêneo; Zr3- (e) grão alterado intensamente fraturado, (f) textura caótica, (g) zoneamento irregular contendo reentrâncias (seta vermelha), (h) zoneamento incipiente com borda recristalizada, (i) núcleo metamitizado (j) grão bastante alterado com borda recristalizada bem desenvolvida, (k) zoneamento convoluto e borda neoformada; e Zr4- (l) grão completamente metamitizado.

- **Formação Cabeças:** A análise de 69 grãos revelou a maior heterogeneidade morfológica das sucessões sedimentares estudadas, tanto na forma quanto no tamanho dos zircões, dimensões variando de 73 μm (largura) x (por) 139 μm (comprimento) a 95 μm x 556 μm . Em relação à coloração, exibem por vezes tons avermelhados, que tanto pode ser atribuído a um filme residual de óxido do Fe na superfície do grão, quanto significar variação do conteúdo de U, Th e outros elementos traço. Foram identificados zircões detríticos dos 3 grupos acima mencionados: (a) Grupo 1 (15,9%) – Representado por zircões magmáticos, contendo zoneamento de crescimento concêntricos ou oscilatórios (Zr1), de morfologia externa preferencialmente arredondada (12,2%), pontualmente apresentam finas bordas com alta luminescência; (b) Grupo 2 (37,6%) – Os zircões exibem formas subédricas (24,2%), marjotitariamente, apresentando núcleos com texturas internas caóticas (Zr3), alguns grãos exibem resquícios de zoneamento (Zr1) com bordas recristalizadas bem desenvolvidas ou respostas altas com zoneamento irregular; e (c) Grupo 3 (46,5%) – Ampla variedade de forma externa constituídos principalmente por Zr4 que não apresentam resposta a CL.

- **Formação Longá:** A partir do estudo de 90 grãos, foram identificados principalmente zircões prismáticos homogêneos e translúcidos, com dimensões menores em relação aos demais conjuntos amostrais (36 μm x 66 μm - 45 μm x 180 μm ; mínimo-máximo). Não apresentam estruturas de impacto significativas, pouco fraturado, de forma arredondada (60,5%) majoritária aos 3 grupos identificados: (a) Grupo 1 (13,4%) – Grãos magmáticos exibindo zoneamento de crescimento (Zr1), com baixas respostas em CL; (b) Grupo 2 (42,2%) – Composto por Zr2 apresentando bordas recristalizadas bem desenvolvidas ou ainda Zr3 com núcleos ricos em U e metamíticos, mostrando largo sobrecrecimento e alta luminescência; e (c) Grupo 3 (44,4) – Constituído preferencialmente por Zr4 sem resposta a CL.

- **Formação Poti:** Baseado nos parâmetros morfológicos de 79 zircões foi observado cristais prismáticos translúcidos, de ampla heterogeneidade morfológica, as formas euédricas (8,7%) e subédricas (25,7%) geralmente apresentam xenocristais, inclusões e altamente fraturadas. Os grãos arredondados (38,5%) encontram-se com intensas marcas de impacto, enquanto os equidimensionais (27,1%), têm superfície lisa, possivelmente em decorrência da abrasão e quebra das arestas ocorrida em um meio de alta energia, dada a distância do transporte, ocasionando o aumento da circularidade e a diminuição da detecção de fraturamento. A partir das imagens CL foram reconhecidos 3 grupos constituintes: (a) Grupo 1 (24,1%) – Atribuído aos zircões magmáticos que comumente apresentam zoneamento oscilatório (Zr1), por vezes sobre o zoneamento preservado apresentam sobrecrescimento externo muito fino de alta luminescência, pontualmente são identificados Zr2 e dada as características externas tais como forma acicular alongada foram atribuído-lhes origem vulcânica; (b) Grupo 2 (50,6%) – Caracterizado por zircões majoritariamente arredondados e equidimensionais, são comuns Zr3 com texturas internas caóticas e zonações não planares, por vezes, Zr2 apresentam bordas neoformadas e em Zr1 reentrâncias e limites sinuosos entre os domínios preservados e alterados; e (c) Grupo 3 (25,3%) – Constituído preferencialmente por Zr4 que não apresentam resposta a CL, por vezes com Zr2 altamente fraturado e alterado, com supressão ou obliteração quase total das estruturas pretéritas.

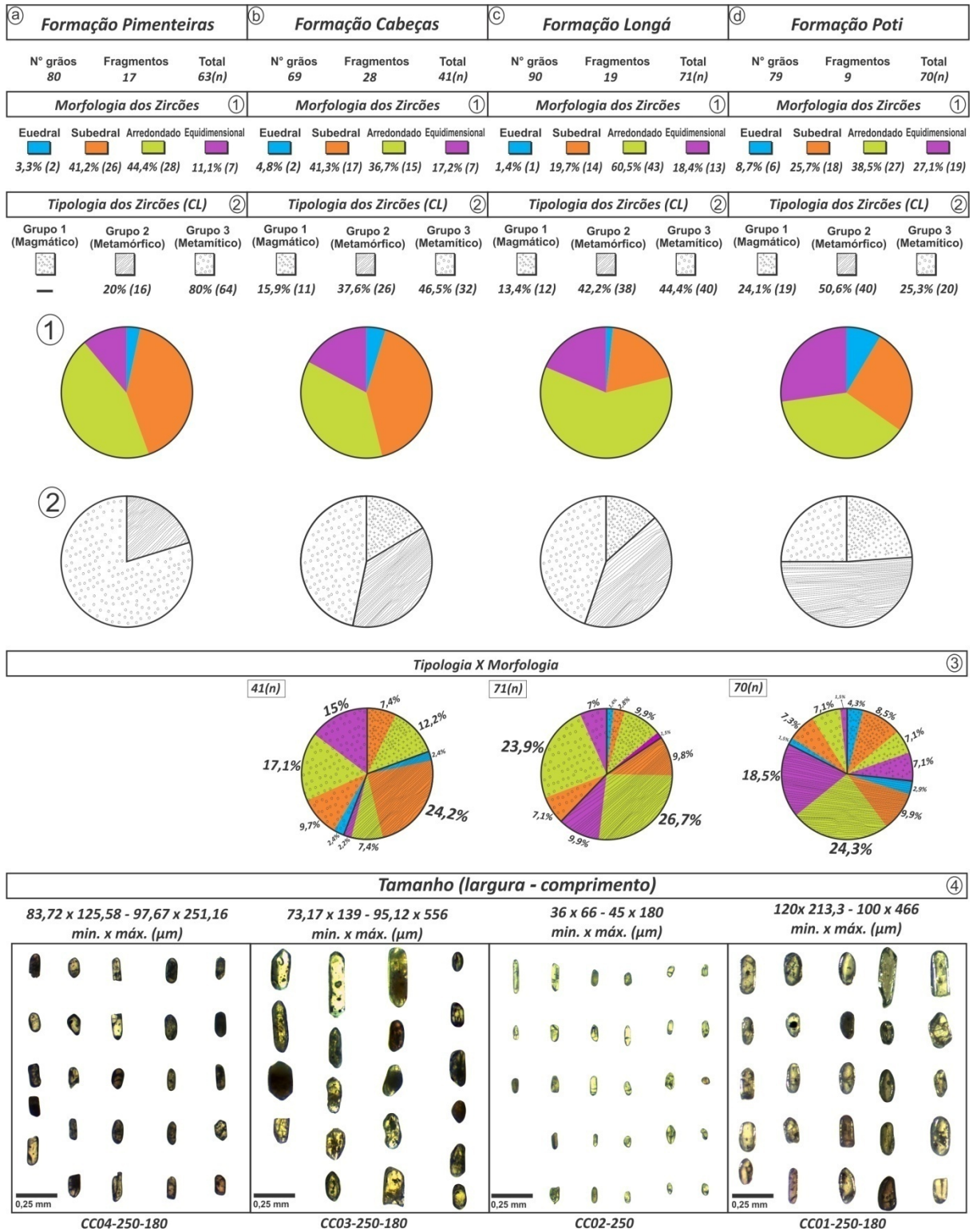


Figura 3. 7 - Principais parâmetros morfológicos do Grupo Canindé. (A) Fm. Pimenteiras; (B) Fm. Cabeças; (C) Fm. Longá; (D) Fm. Poti; (1) Morfologia externa; (2) Tipologia; (3) Morfologia externa x Tipologia; (4) Tamanho.

3.3 IDADES U-Pb DO GRUPO CANINDÉ

As análises U-Pb efetivadas via LA-ICPMS em 543 grãos de zircão (Figura 3.8), apresentaram uma grande proporção de zircões discordantes, resultando em baixas idades $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, sem significado geológico. Portanto, são relatadas a seguir 397 idades concordantes (90% a 110%, tabelas em anexoll), reportadas em diagramas de *Wetherill* com razões $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{Pb} - ^{207}\text{Pb}/^{235}\text{Pb}$ (Figura 3.9).

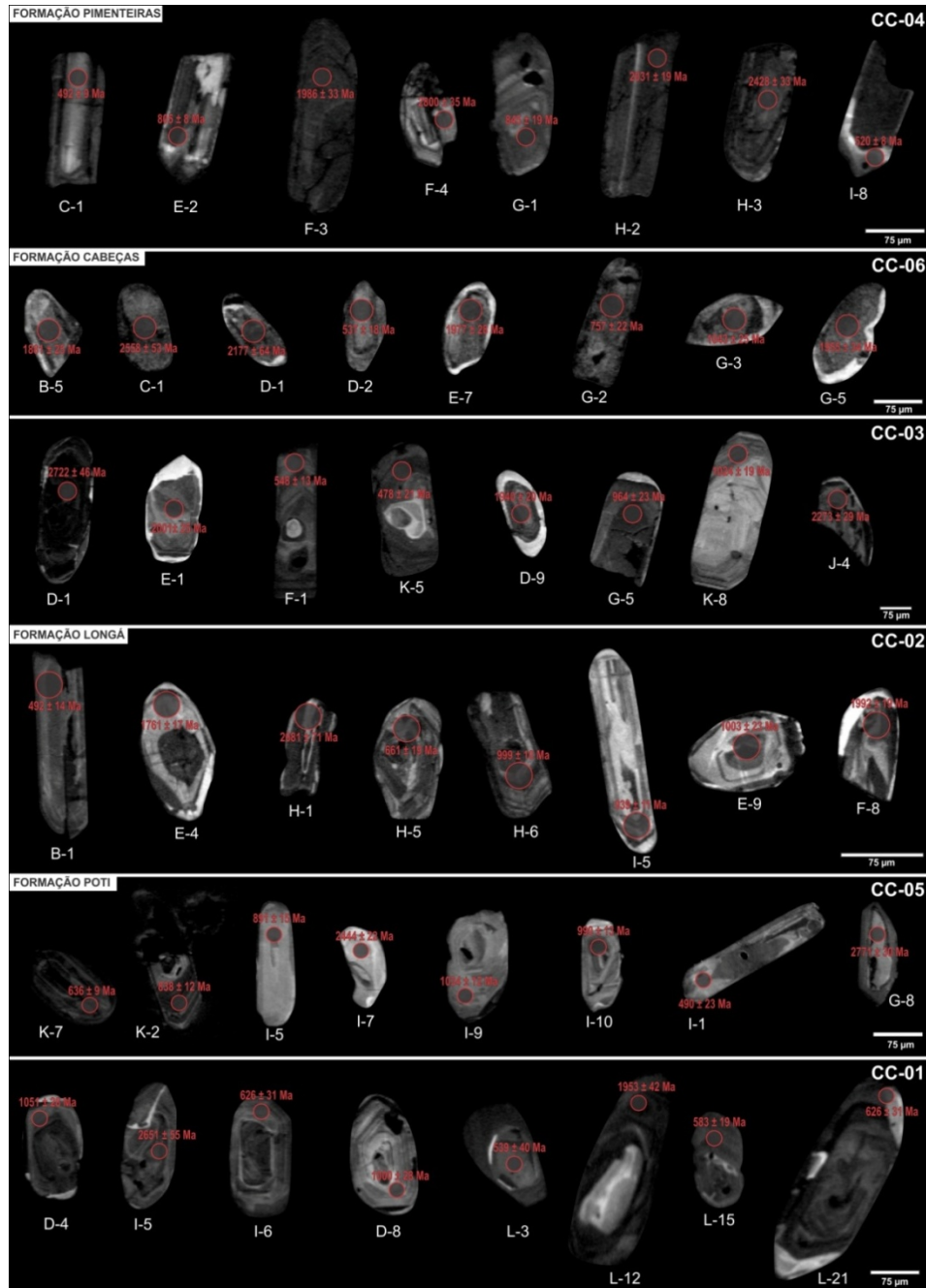


Figura 3. 8 - Imagens de catodoluminescência representativas dos zircões detríticos dos arenitos do Grupo Canindé. Os círculos demarcam os locais de spot (25 µm) efetivados via LA-ICP-MS.

Foram utilizados histogramas de frequência combinados a curvas de probabilidade relativa, em termos da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (com erros inferiores a 100 Ma), consideradas como idades mínimas às análises não concordantes, para demonstrar a distribuição e o espectro de idade das populações detríticas (Figura 3.9). Segundo Kalsbeek *et al.* (2008), caso os padrões etários das análises concordantes (linhas contínuas) não sejam significativamente diferentes dos padrões etários do total amostral (linhas segmentadas), sugere-se que as idades $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ possam ser utilizadas com confiança para restringir a proveniência sedimentar.

3.3.1 Formação Pimenteiras

A datação U-Pb de 143 grãos obtidos da amostra CC04, apresentaram 98 idades concordantes, entre 3.443 Ma e 438 Ma (Figura 3.9a-b). Grãos de zircão com idade paleoproterozoica (2.473-1.672 Ma) com 3 grupos principais (2.473-2.308 Ma; 2.290-2.067 Ma; 2.042-1.809 Ma), e neoproterozoica (805-547 Ma) com 2 grupos predominantes (805-653 Ma; 624-547 Ma) foram os mais populosos (37,4% e 21,3%, respectivamente), com contribuição de 14,5 % de grãos com idade Cambriana (538-497 Ma). No entanto, foi observado um pequeno grupo de grãos com idade arqueana (3.443-2.530 Ma) e mesoproterozoica (1.597-1.421 Ma), além de 3 grãos de idade ordoviciana-siluriana (486-438 Ma). Os *plots* do diagrama de probabilidade relativa (n=131, Figura 3.10) evidenciaram um pico principal de 520 Ma, e três picos menores de 800 Ma, 2.040 Ma e 2.400 Ma.

3.3.2 Formação Cabeças

As amostras CC06 e CC03 (50 e 69 zircões) apresentaram 39 grãos com idades concordantes entre 2.784 Ma e 478 Ma, e 46 grãos entre 2.558 Ma e 537 Ma, respectivamente (Figura 3.9c-f). Foram adicionados ao espectro probabilístico das idades, 161 grãos (CB4/2 = 89 e CB4/3 = 72) analisados por Barbosa (2014), com idades concordantes (95% a 105%) entre 2.678 Ma e 501 Ma (Figura 3.9g-j). Ao conjunto amostral das idades observaram-se como populações detríticas principais: (a) Idades orosirianas (16%) entre 2.048 Ma e 1830 Ma; (b) Idades estenianas (19%) entre 1.197 Ma e 1.004 Ma; e (c) Idades neoproterozoicas (36%) com três grupos principais (999-864 Ma; 848-631 Ma; 629-544 Ma). Além disso, foram observadas contribuições riacianas (7%), neoarqueanas (6%) e um único zircão eodevoniano

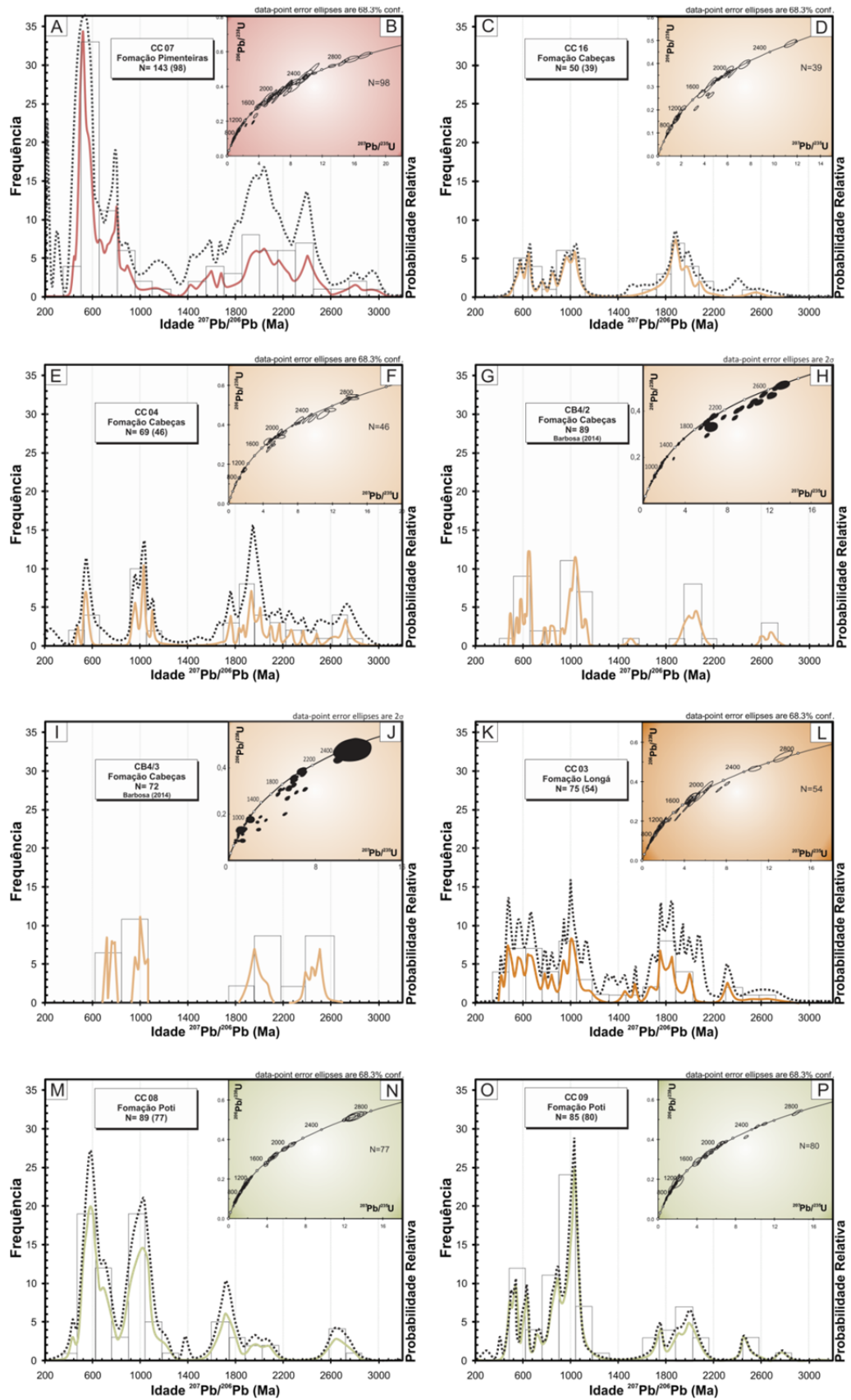


Figura 3. 9 - Diagramas Concórdia e curvas de probabilidade relativa das idades dos zircões detriticos analisados.

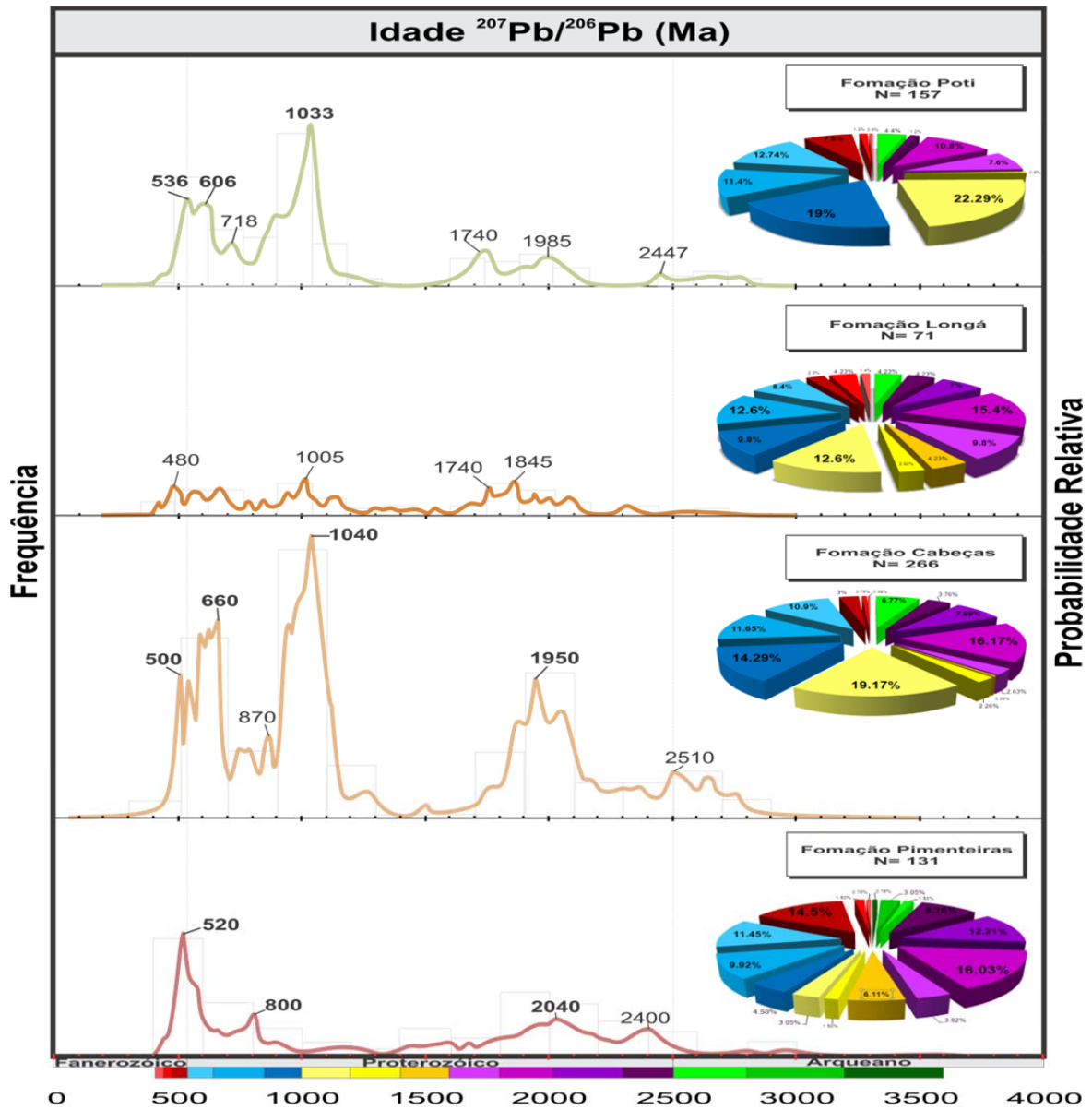
(409 Ma). Os *plots* do diagrama de probabilidade relativa (n=266, Figura 3.10) evidenciaram um pico principal de 1.040 Ma, subordinadamente três picos de 500 Ma, 650 Ma e 1.950 Ma, e dois menores de 870 Ma e 2.510 Ma.

3.3.3 Formação Longá

Os dados U-Pb obtidos a partir de 75 zircões da amostra CC02 apresentaram 54 idades concordantes, entre 2.682 Ma e 415 Ma (Figura 3.9k-l). Grãos de zircão paleoproterozóicos (2.110-1.670 Ma) e neoproterozóicos (999-542 Ma) são predominantes, com idades principais orosirianas (15%), variando de 1.992 Ma a 1.806 Ma, e criogenianas (12%), entre 839-656 Ma, respectivamente; e subordinadamente grãos estenianos (12%) de 1.190-1.003 Ma. Ainda foram relatados 3 grãos Neoarqueanos, entre 2682 – 2515 Ma, 2 grãos cambrianos de ~500 Ma, 3 grãos Ordovicianos ~473 Ma e um único grão eodevoniano de 415 Ma. Os *plots* do diagrama de probabilidade relativa (n=71, Figura 3.10) evidenciaram pequenos picos de 480 Ma, 1.005 Ma, 1.740 Ma e 1.845 Ma.

3.3.4 Formação Poti

As amostras CC01 e CC05 (89 e 85 zircões) apresentaram 77 grãos com idades concordantes entre 2.740 Ma e 429 Ma, e 80 grãos entre 2.771 Ma e 485 Ma, respectivamente (Figura 3.9m-p). O arranjo das idades tem como populações principais: (a) Zircões paleoproterozóicos com dois grupos principais de idades orosirianas (10%), entre 2.097 Ma e 1.815 Ma, e estaterianas (7%), variando de 1.776 e 1.638 Ma; (b) Idades estenianas (22%) entre 1.187 Ma e 1.000 Ma; e (c) Idades neoproterozóicas (43%) com três grupos principais (999-860 Ma; 838-636 Ma; 628-542 Ma). Subordinadamente, foram relatadas idades neoarqueanas (4%) entre 2.771 Ma e 2.518 Ma, e cambrianas (7%) entre 540 Ma e 490 Ma. Além de raros grãos, tanto siderianos e ordovicianos (ambos com 2 zircões), quanto ectasiano e siluriano (ambos com 1). Os *plots* do diagrama de probabilidade relativa (n=157, 3.10) evidenciaram um pico principal de 1033 Ma, subordinadamente dois picos de 536 Ma e 606 Ma, além de quatro menores de 718 Ma, 1740, 1985 e 2447 Ma.



Geocronologia	Formação		Pimenteiras		Cabeças		Longá		Poti	
	F	%	F	%	F	%	F	%	F	%
Paleoarqueano	1	0.76	—	—	—	—	—	—	—	—
Mesoarqueano	4	3.05	—	—	—	—	—	—	—	—
Neoarqueano	2	1.53	18	6.77	3	4.23	7	4.46	—	—
Sideriano	12	9.16	10	3.76	3	4.23	2	1.27	—	—
Riaciano	16	12.21	21	7.89	5	7.04	—	—	—	—
Orosiriano	21	16.03	43	16.17	11	15.49	17	10.83	—	—
Esteriano	5	3.82	7	2.63	7	9.86	12	7.64	—	—
Calimiano	8	6.11	1	0.38	3	4.23	—	—	—	—
Ectasiano	2	1.53	6	2.26	2	2.82	1	0.64	—	—
Esteniano	4	3.05	51	19.17	9	12.68	35	22.29	—	—
Toniano	6	4.58	38	14.29	7	9.86	30	19.11	—	—
Criogeniano	13	9.92	31	11.65	9	12.68	18	11.46	—	—
Ediacarano	15	11.45	29	10.90	6	8.45	20	12.74	—	—
Cambriano	19	14.50	8	3.01	2	2.82	12	7.64	—	—
Ordoviciano	2	1.53	2	0.75	3	4.23	2	1.27	—	—
Siluro-Devoniano	1	0.76	1	0.38	1	1.41	1	0.64	—	—

Figura 3. 10 - Histograma de freqüência, curva de probabilidade relativa e destaque para representação dos diagramas setoriais de porcentagem de idades do grupo Canindé. (idades e intervalos de acordo com IUGS Carta Estratigráfica Internacional 2009).

3.4 PADRÕES DE PROVENIÊNCIA

As idades U-Pb obtidas do espectro detrítico do Grupo Canindé, reproduzidas em diagramas de distribuição de densidade (probabilidade), as porcentagens discriminadas em gráficos de setores, e a aplicação do Teste *Kolmogorov-Smirnov* (K-S; Figura 3.11-1), permitiram a comparação e/ou diferenciação dos padrões específicos de proveniência. Além disso, através do teste K-S busca-se estabelecer relações de proximidade entre as formações, auxiliando a identificação de possíveis fontes.

Nas populações que caracterizaram as formações analisadas (Figura 3.11-2), ficou muito clara a distribuição heterogênea com fontes paleoproterozoicas (sobretudo orosirianas), predominantes sobre as mesoarqueanas e mesoproterozóicas, diferenciando-se quanto aos contingentes neoproterozóicos (principalmente tonianos) e cambrianos (Figura 3.10).

A Formação Pimenteiras exibiu fontes paleoproterozóicas predominantes, com componentes orosirianos e riacianos (2,1-1,9 Ga) principais e, subordinados siderianos (~2,4 Ga), prevalecendo sob os neoproterozóicos. A principal proveniência foi definida pela participação ostensiva (25.9%) de grãos ediacaranos-cambrianos (620-500 Ma). Peculiarmente, foi a única que não apresentou consideráveis zircões estenianos-tonianos (somente 7%) e raros (3.7%) grãos paleo (3,4 Ga) e mesoarqueanos (2,8-2,7 Ga)

A Formação Cabeças apresentou fontes neoproterozóicas predominantes. Em relação a Formação Pimenteiras, grãos mais antigos foram exclusivamente neoarqueanos (2,7-2,5 Ga), perfazendo um contingente significativo (6.7%), foi observado ainda diminuição da contribuição de fontes siderianas (3.7%) e exorbitante aumento de grãos estenianos (1,1-1,0 Ga) e tonianos (996-940 Ma), satisfazendo 33.4% do total amostral.

Equiparam-se as fontes neoproterozoicas e paleoproterozoicas na Formação Longá, correlacionando as formações Pimenteiras e Cabeças observou-se aumento de zircões estaterianos (~1,7 Ga), perfazendo 9.8%. A formação Poti apresentou retorno ao predomínio neoproterozóico sob o paleoproterozóico, contribuição significativa de grãos cambrianos (540-510 Ma) e exorbitante aumento de grãos

estenianos (~1,0 Ga), exibindo o maior contingente dentre as formações avaliadas (22.2 %), sendo única a retratar *gaps* pronunciados de 2,4-2,1Ga e 1,6-1,23 Ga.

A figura 3.11 apresenta os resultados do teste K-S revelando: (a) pronunciada similaridade entre fontes das formações Cabeças e Longá ($p=0.385$) e, secundariamente, desta última com a Formação Pimenteiras ($p=0.158$); (b) Cabeças e Pimenteiras demonstram similaridade moderada ($p=0.025$), possivelmente entre fontes neoproterozóicas; e (c) Poti evidencia ligeira semelhança com Cabeças e Longá ($p=0.001$), provavelmente relacionada as fontes estenianas e neoproterozóicas; e (d) Pimenteiras e Poti exibem total heterogeneidade ($p=0$).

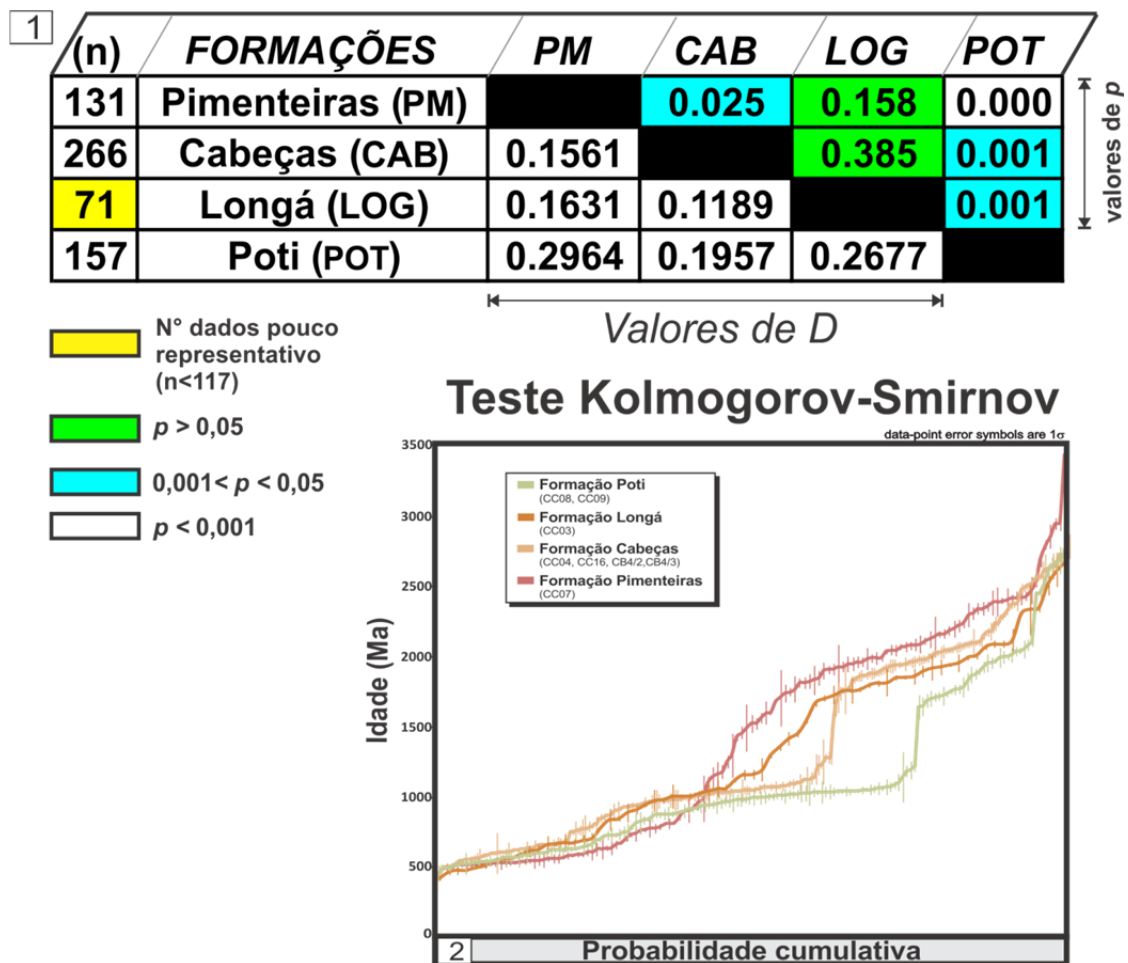


Figura 3. 11 - Resultados do teste K-S elaborado para todos os zircões das formações analisadas. (1) A tabela inclui entradas de valores da probabilidade p e da distância D ; e (2) O gráfico mostra a evolução no tempo da probabilidade cumulativa de cada formação.

4 CONSIDERAÇÕES FINAIS

4.1 DISCUSSÕES

O embasamento da bacia do Parnaíba é marcado pela colagem Pan Africana-Brasileira envolvendo núcleos cratônicos (São Luís-Oeste Africano, Amazônico e São Francisco) e faixas de dobramento (Tocantins-Araguaia, Gurupi e Rio Preto). Após a colisão Neoproterozoica, *rifts* (Jaíbaras, Jaguapari, Cococi, São Julião e Raimundo Nonato), acompanhados de corpos intrusivos e enxames de diques, foram instalados sob zonas de cisalhamento tardias do escape colisional (Oliveira & Mohriak 2003).

O Lineamento Transbrasileiro (LTB) exerceu significativo papel condicionante ao eixo deposicional principal da Bacia do Parnaíba, entre o Siluriano e o Eocarbonífero (Góes 1995). A existência de uma extensa cadeia Neoproterozóica instalada ao longo do LTB, abarcando o limite oeste da Província Borborema (PB) e parte norte da Faixa Brasília, e a relação entre a sedimentação das sequências basais da bacia (Grupos Serra Grande e Canindé) e os fragmentos detríticos herdados deste Orógeno, foram levantadas por Araújo (2014).

Recentemente, reforçando tais conjecturas, Praxedes (2015) identificou na borda sul, fonte Paleoproterozoica para a Formação Pimenteiras (idade modelo T_{DM} 2.36 Ga), sugerindo como provenientes do Domínio Almas-Conceição do Tocantins, da Faixa Brasília. Entretanto, o amplo espectro de idades U-Pb da Formação Canindé, identificado por Barbosa (2014), foram atribuídos exclusivamente a Província Borborema (com aporte principal proveniente da subprovíncia Central). Ambas atribuições das áreas-fonte de suprimento sedimentar da bacia, devem ser analisados com cautela, haja em vista que há fracionamento do sistema Sm-Nd durante a diagênese do sistema sedimentar e as idades modelo TDM podem representar misturas de dois ou mais componentes de diferentes origens (Bros *et al.* 1992; Chaudhuri *et al.* 1992; Zhao *et al.* 1992); além do fato da utilização mútua de idades U-Pb com erros superiores e inferiores a 100 Ma, descaracteriza as interpretações e pode conduzir a uma tendência probabilista irreal (Fedo *et al.* 2003).

A partir de levantamentos e compilações realizadas por Caxito (2013), Neves (2014), Brito Neves *et al.* (2014; 2015) e Praxedes (2015), foi possível a confecção de um quadro comparativo (Figura 4.1) entre as idades U-Pb dos zircões detríticos

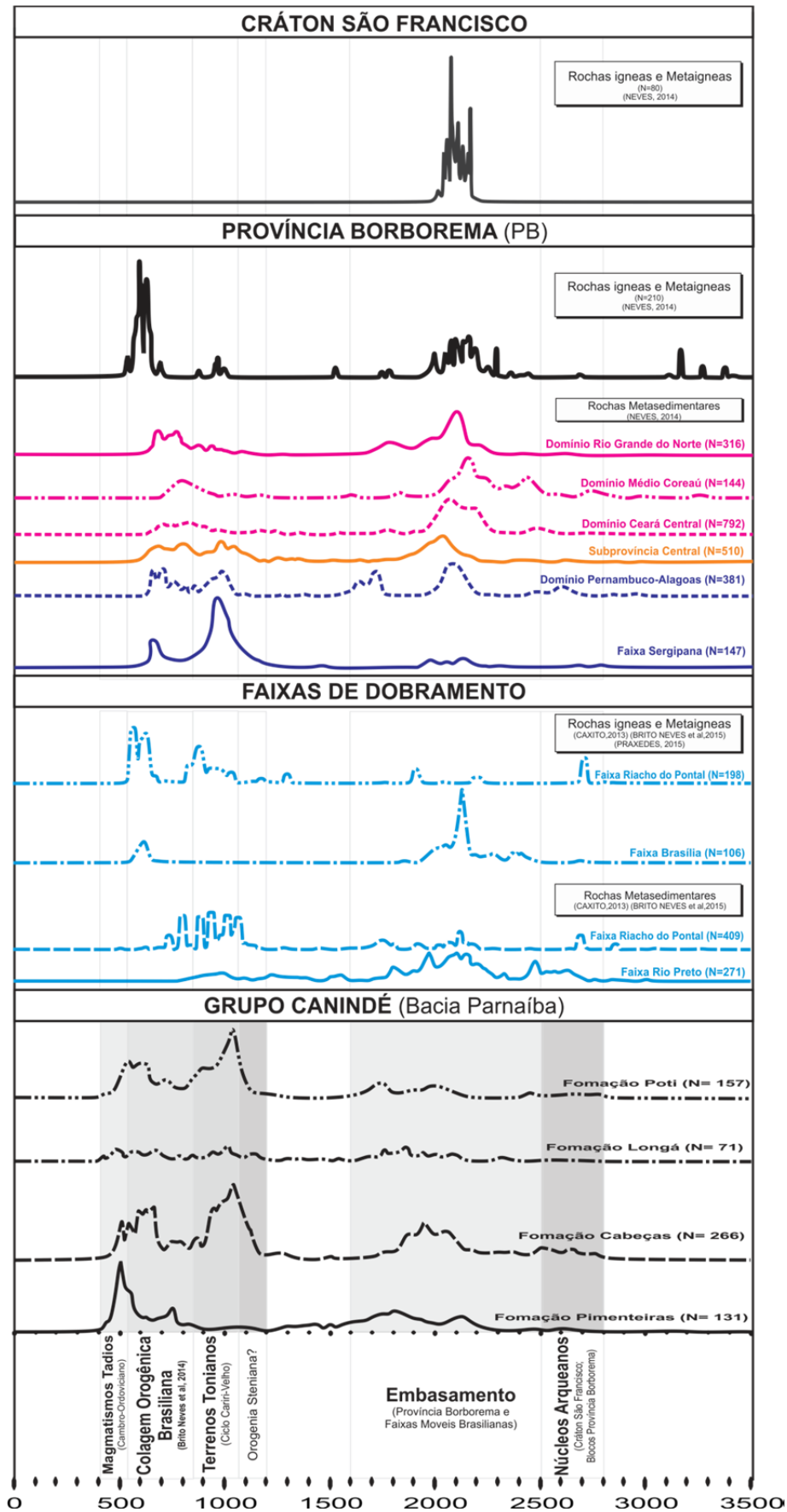


Figura 4. 1 - Quadro comparativo entre as curvas de distribuição de idades U-Pb do Grupo Canindé e as possíveis áreas-fontes (Caxito 2013; Neves 2014; Brito Neves *et al.* 2015; Praxedes 2015).

analisados e as possíveis áreas-fonte proximais, promovendo um contraste geocronológico entre os respectivos domínios e auxiliando posteriores implicações.

4.1.1 Área-fontes potenciais dos zircões detríticos

As áreas cratônicas circundantes a Bacia do Parnaíba (Figura 4.2a) apresentam numerosos *inliers* e blocos arqueanos. A Formação Pimenteiras (PM) exibe poucas idades arqueanas e um grande aporte detrítico paleoproterozoico. Dada as características transicionais de seu ambiente de sedimentação (*offshore-shoreface*) não é possível justificar uma fonte direta. Entretanto, modelos especulativos sobre a evolução das transgressões marinhas da plataforma Sulamericana, durante o Mesodevoniano (Almeida & Carneiro 2004, Torvisk & Crock 2013), demonstraram que a área da Província Borborema estava quase totalmente inundada, restando uma pequena faixa de exposição a leste e a sul. Assim sendo, sugerem-se que o principal aporte proximal dos zircões arqueanos e paleoproterozóicos (3,4-2,0 Ga) procederam da porção norte-ocidental do Cráton São Francisco e do embasamento da zona externa da faixa Riacho do Pontal (Figura 4.2b), respectivos ao Bloco Sobradinho (3.2-2.0 Ga; Angelin 2001, Barbosa *et al.* 2003, Dantas *et al.* 2010), com contribuição da porção sul da Faixa Sergipana, sequências *greenstones* com idades entre 3.4 e 2.08 Ga (Oliveira *et al.* 2006).

Todavia, podem-se destacar como possíveis fontes distais (3,0-1,8 Ga), a porção centro-leste do Cráton Amazônico (Tassinari & Macambira 2004, Santos *et al.* 2006; Reis *et al.* 2006; Vasquez & Rosa-Costa *et al.* 2008; Juliani & Fernandes 2010; Brito Neves 2011; Barreto *et al.* 2013; Klein *et al.* 2013), e o cráton Oeste Africano (Lemoine *et al.* 2006). Os mais expressivos eventos de formação crustal das áreas circunvizinhas a Província Borborema, ocorreram durante o Riaciano (2,2-2,0 Ga), relacionados às orogenias Transamazônica (Cráton Amazônico) e Eburnian (cráton Oeste Africano; Araujo, 2014).

Apesar do expressivo magmatismo orosiriano (1.9-1.8 Ga) relatado ao Cráton Amazônico (Klein *et al.* 2013). As recentes descobertas de idades de ~1,9 Ga, respectivas as faixas bordejantes ao cráton São Francisco (Sergipana e Rio Preto), abrem a possibilidade de um importante evento tectonomagmático orosiriano da margem norte (Caxito *et al.* 2013, 2015), justificando o expressivo contingente da Formação Pimenteiras. Todavia, não se pode descartar áreas-fontes distais em domínios amazônicos e/ou africanos.

Recentemente, rochas da faixa Riacho do Pontal foram datadas entre 819 e 792 Ma, correspondentes ao Complexo Monte Orebe (Brito Neves et al. 2015). Os zircões criogenianos (800-650 Ma) podem ser oriundas destas áreas. A falta de fontes proximais óbvias, podem sugerir fontes dispares correspondentes a faixa Trans-Saharan, onde terrenos da fase inicial do neoproterozóico (870-700 Ma) foram amplamente relatados, desde o segmento Hoggar até Dahomeyan (Caby 2003; Berger et al. 2011).

Em relação aos significativos espectros populacionais cambrianos e neoproterozóicos, com arranjo principal entre 620-500 Ma, são facilmente presumíveis a um caráter proximal em domínios brasileiros (Brito Neves et al. 2014). Supõem-se uma possível relação com a zona externa da faixa Riacho do Pontal, composta pelas rochas supracrustais do Grupo Casa Nova, intrudidas por múltiplas gerações de suítes magmáticas graníticas a sieníticas, sin a pós-colisionais do evento brasileiro (Jardim de Sá et al. 1988, 1996; Santos & Silva Filho 1990; Caxito 2013). A transição do mesodevoniano ao eocarbonífero é marcada pelo recuo progressivo dos mares epicontinentais (Góes 1995), com leves incursões marinhas (relatadas a Formação Longá), resultando em deposições de origem mais continentais das formações Cabeças e Poti. Os padrões de paleocorrente identificados na borda leste, interpretados por Góes (1995), Ribeiro (2000) e Barbosa (2012, 2014), sob a área pesquisada, tanto em arenitos fluviais quanto em sigmóides unimodais deltaicos, demonstram que durante a deposição das formações subsequentes a Formação Pimenteiras, as áreas-fontes situavam-se a sul-sudeste. Neste sentido, acredita-se que as fontes siliciclásticas que alimentavam a bacia, expressas nos pacotes sedimentares, foram majoritariamente provindas da porção centro-sul da Província Borborema.

Os ortognaisses que compõem o embasamento das supracrustais e as rochas metasedimentares, desta província, de diversificados ambientes tectonosedimentares relataram picos consideráveis nos intervalos 2,25-1,95 Ga, 1,8-1,6 Ga e 1,0-0,9 Ga, compatíveis com o contingente detrítico das formações pós-pimenteiras (2,2-2,0 Ga; 1,9-1,7 Ga; 1,1-0,9 Ga), sendo esta última população detrítica, facilmente relacionada a rochas formadas no ciclo e/ou evento Cariris Velhos (Neves, 2014). Entretanto este padrão de idade (1,0-0,9 Ga) também foram reportados a porção norte do cráton São Francisco, correspondente ao Grupo Una (Santos et al. 2012), e a margem norte do cráton Congo (de Wit et al. 2005, 2011).

Por outro lado, a falta ou a inexpressiva ocorrência primária de fontes orosirianas (~1,8) e mesoproterozóicas, do intervalo de 1,5-1,3 Ga (Neves *et al.*, 2009), tem levado diversos autores (p.e. Neves, 2014; Brito Neves *et al.* 2014) a atribuir fontes relacionadas com as áreas distais dos crátons Amazônico e São Francisco. Todavia, supõem-se uma maior influência do cráton São Francisco, pelo fato da faixa ou bacia Araguaia, invertida no final do Neoproterozóico (Moura *et al.* 2008), poderia constituir um obstáculo para os clásticos provindos das porções oeste e noroeste do Cráton Amazônico.

As populações de zircões estenianos (1,2-1,0 Ga) dos detriticos analisados são significativamente altas (exceto Pimenteiras), o que seria questionável remetê-las somente aos estreitos terrenos Alto Pajeú e Riacho Gravata (Cariris Velhos *stritu sensu*) da subprovíncia Central. Registros greenvilianos vêm sendo negligenciados na Província Borborema, apesar de não ser um fato isolado e reportado às demais áreas que circundam a bacia Parnaíba, como descritos por Valeriano *et al.* (2004), Klein & Moura (2008), Moura *et al.* (2008) e Caxito (2013). Segundo Brito Neves *et al.* 2014 a faixa meso-neoproterozoica Namaqua–Natal possivelmente seria o principal orogeno correlato aos terrenos tonianos sulamericanos. Recentemente Brito Neves *et al.* (2015) e Caxito *et al.* (2014a), relataram vastas ocorrências detriticas estenianas na faixa Riacho do Pontal.

Os principais picos de idade identificados tanto a Formação Cabeças (2,0-1,8 Ga; 1,2-1,0 Ga; 650-540 Ma) quanto a Formação Longá (1,9-1,8; 1,1-1,0; 650-540 Ma) são coerentes com a erosão desta ultima faixa citada (Caxito, 2014), além dos demais domínios da subprovíncia Sul (Carvalho 2005; Brito *et al.* 2008; Cruz & Accioly 2013), e o corpos magmáticos sin- a pós colisionais ou transcorrentes (615-520 Ma), alojados durante a colagem Brasileira (800-500 Ma; Araujo *et al.* 2013; Brito Neves *et al.* 2014), foram as principais áreas-fonte dos zircões destas formações, sobretudo de fontes estenianas, com contribuição mais reduzida do cráton São Francisco.

Entretanto, o espectro detritico principal da formação Poti (2,0-1,8 Ga; 1,0-0,92 Ga; 720-540) provavelmente foram produto de rochas da subprovincia Central (possivelmente dos terrenos Alto Pajeú e Alto Moxotó; Santos *et al.* 2015), e dos expressivos plutons Brasileiros alojadas nesta região, com pequena contribuição de sedimentos oriundos de rochas do Domínio Ceará Central e da porção ocidental do Domínio Rio Grande do Norte (Araujo *et al.* 2013; Brito Neves *et al.* 2014).

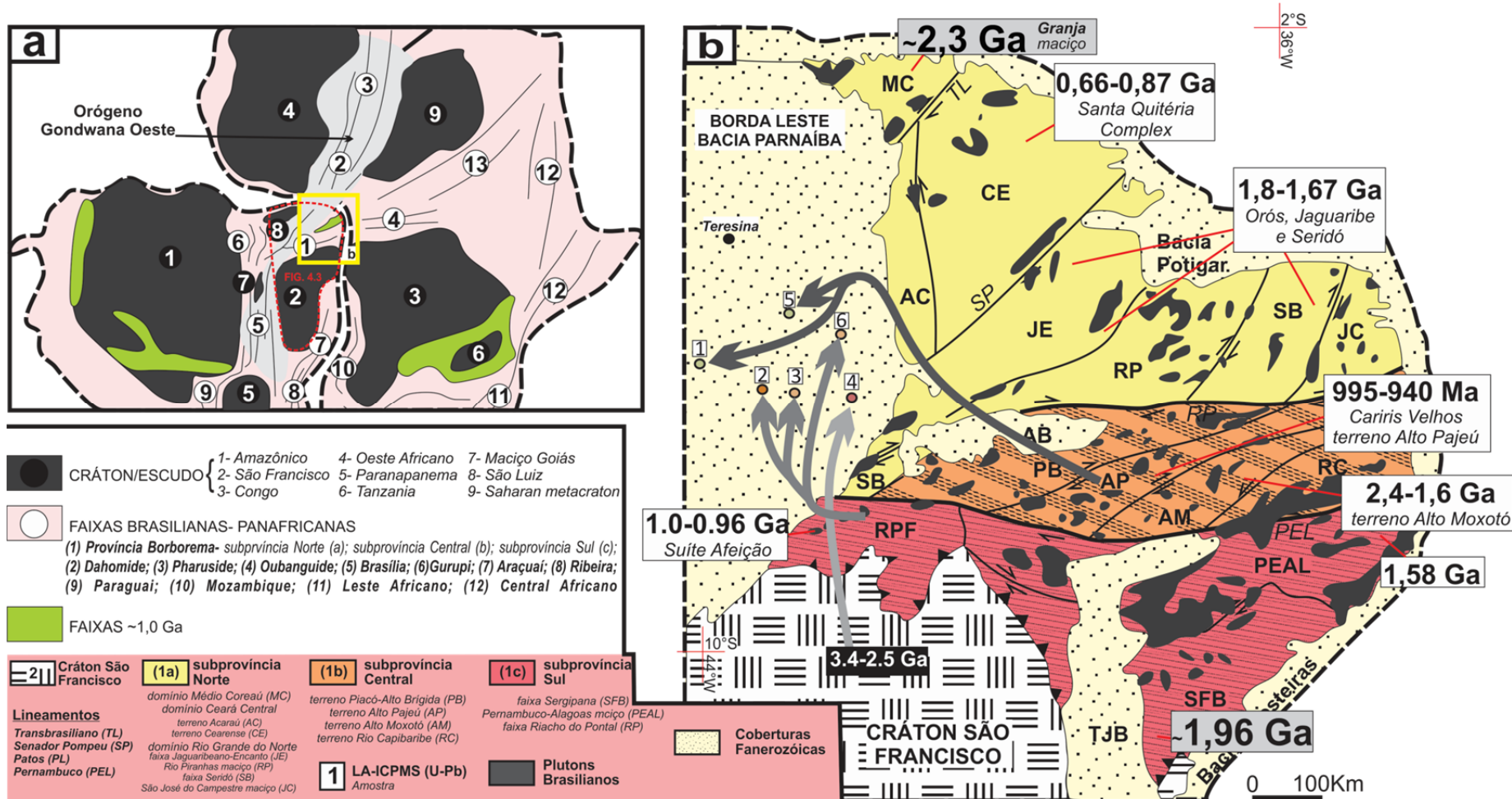


Figura 4. 2 - Mapa de localização das prováveis áreas fonte de sedimentos do Grupo Canindé. (A) Reconstituição paleogeográfica do Supercontinente Gondwana (Fonte: De Wit et al. 2008); (B) com localização da porção norte-nordeste do Brasil. As setas (tons de cinza) indicam as fontes principais dos sedimentos situadas a sul-sudeste da Bacia do Parnaíba (Fontes: Van Schmus et al. 1995, Sa et al. 1995,1997, Fetter et al. 2000, Medeiros 2004, Neves et al. 2006, Brito et al. 2008, 2010, Santos et al. 2010, Van Schmus et al. 2011, Guimarães et al. 2012, Brito Neves 2013, Caxito et al. 2014, Santos et al. 2015).

4.2 CONCLUSÕES

A atribuição das áreas-fontes dos zircões detríticos contidos em uma bacia sedimentar, nem sempre é uma tarefa simples e, por vezes, pode ser altamente especulativa. Apesar das poucas informações de paleocorrente, os padrões de proveniência identificados para o grupo Canindé, denotam clara percepção que os paleoambientes não eram estáticos, mas deslocados várias vezes, em linha, com as transgressões e regressões marinhas que ocorreram entre o mesodevoniano e o eocarbonífero. Estes exerceram principal controle sob as populações detríticas identificadas, sugerindo as seguintes etapas de proveniência do aporte sedimentar encontrado na borda leste da bacia do Parnaíba (Figura 4.4):

- 1) O ambiente *offshore-shoreface* da Formação Pimenteiras atuou como filtro capturando os sedimentos provenientes das regiões de contato entre o cráton São Francisco e as faixas marginais Riacho do Pontal (zona externa principalmente) e Sergipana (porção centro-sul, subordinadamente), passando por retabalhamento intenso pela ação das correntes litorâneas e posteriormente dispersados para a plataforma onde ocorreram mistura pela ação de ondas de tempestades (possivelmente de fontes mesoproterozóicas aloctones, dos crátons Amazônico e Oeste Africano), apresentando populações de zircões complexos e com múltiplas idades. Sugere-se que consideráveis detríticos alóctones foram perdidos, devido ao alto índice de grãos migmatizados identificados por imageamento CL, o que explicaria a predominância de grãos cambrianos (~520 Ma), possivelmente de fontes proximais;
- 2) Em seguida, com o progressivo recuo dos mares epicontinentais, regiões anteriormente submersas da Subprovíncia Sul, principalmente provindos da zona interna e central da faixa Riacho do Pontal, e demais regiões (faixa Sergipana e Maciço Pernambuco-Alagoas), assim como a porção extremo norte do cráton São Francisco, foram erodidas e os detritos (predominantemente estenianos de 1,2-1,0 Ga), foram carreados pelo delta Cabeças para a bacia de sedimentação. Secundariamente, a contribuição de sedimentos provenientes da exposição das áreas localizadas na porção norte

da Província Borborema (Ceará Central e a porção ocidental do Rio Grande do Norte) devem ser consideradas.

- 3) Posteriormente, ao final do Mesodevoniano as incursões marinhas da plataforma Sulamericana, foram menos pronunciadas que a anteriormente referida, os depósitos, todavia, exibem características mais distais (arenitos finos e micáceos de ambientes *offshore-shoreface* da Formação Longá), também sujeitos ao retrabalhamento e mistura de fontes alóctones, pela ação de ondas de tempestade. Entretanto, o suprimento sedimentar proximal provinha, provavelmente, de fontes similares às da Formação Cabeças, justificando o menor desvio comparativo dentre as funções de distribuição cumulativa analisadas ($D=0,1189$) e alto índice de semelhança entre as possíveis fontes ($p=0.385$).
- 4) O Eocarbonífero é marcado pelo início da continentalização, onde os sistemas fluvio-deltaicos identificados para a Formação Poti, foram alimentados por sedimentos provenientes de zonas mais distais e centrais da Província Borborema (provavelmente dos terrenos Alto Moxotó e Alto Pajeú), justificando a influência de zircões com idades (1,0-0,92 Ga), correlacionadas ao evento Cariris Velhos e o aumento da contribuição de zircões estaterianos (1,7-1,6 Ga). Novamente a contribuição de sedimentos provenientes tanto da subprovíncia Norte quanto da subprovíncia Sul deve ser avaliada, entretanto sugere-se que a sedimentação da formação Poti não teria influências diretas com o cráton São Francisco, suposta área-fonte potencial para as demais formações analisadas, possivelmente explicando a total heterogeneidade entre as idades das fontes relacionadas a Formação Pimenteiras ($D= 0,2964, p=0$), também justificada pelas consideráveis populações magmáticas identificadas, onde nas demais formações as imagens CL revelaram um predomínio de zircões considerados metamórficos.

O avanço da pesquisa científica em domínios da bacia sedimentar do Parnaíba e a geração constante de novos dados geocronológicos da Província Borborema, auxiliarão a desmistificar ou intensificar as relações entre os terrenos estenianos-

tonianos. Para isso, novos rumos serão trilhados em busca da identificação da assinatura petrogenética (método Lu-Hf) e um maior detalhamento tipológico dos zircões detríticos do Grupo Canindé, visando o reconhecimento mais específico dos padrões de proveniência que poderão contrapor se estas fontes exclusivamente relacionadas ao evento Cariris Velhos, não poderiam representar sedimentos reciclados incorporados previamente ou durante a colagem Brasiliana, originados de fontes mais dispares (além da plataforma Sulamericana), como por exemplo o Bloco Central Africano (faixas Irumide, Kilbaran e Namaqua-Natal), onde encontram-se expressivos orógenos mesoproterozóicos (1,0-1,6 Ga).

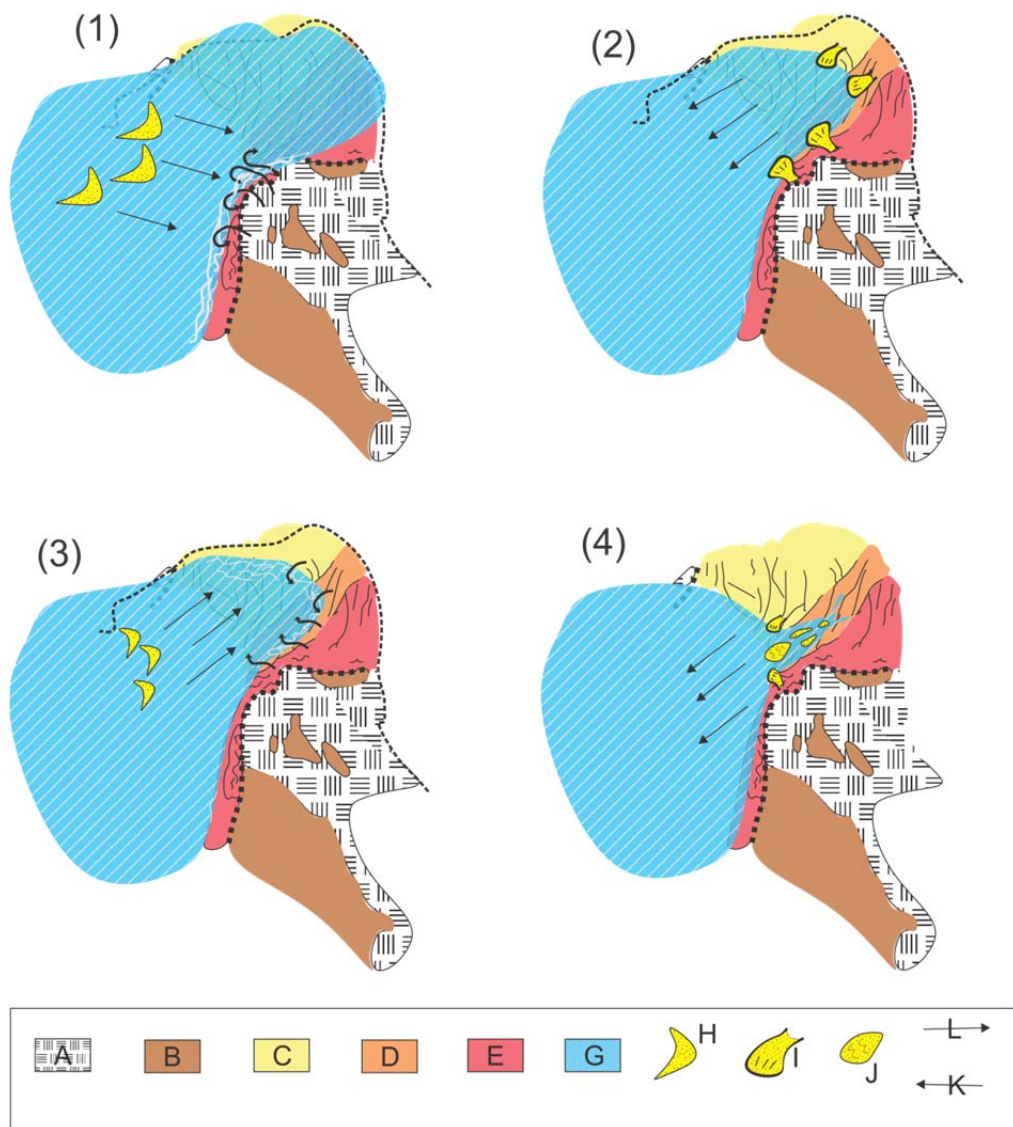


Figura 4. 3 - Panorama especulativo das principais áreas-fontes de suprimento sedimentar da Borda Leste da Bacia do Parnaíba. (A) Cráton São Francisco; (B) Coberturas cratônicas; (C-E) Província Borborema- Subprovíncias Norte (C), Central (D) e Sul (E); (F) Coberturas fanerozóicas; (G) Mar; (H) Tempestitos; (I) Deltas; (J) Barras fluviais; (K-L) Avanço e Recuo do Mar.

REFERÊNCIAS

- Accioly A.C.A. 2000. *Geologia, Geoquímica e Significado Tectônico do Complexo Metanortosítico de Passira e Província Borborema e Nordeste Brasileiro*. PhD Thesis, Universidade de São Paulo, São Paulo, 168 p.
- Accioly A.C.A., Santos C.A., Rodrigues J.B., Brito Neves B.B., Santos E.J. 2007. Idade Cariris Velhos do Complexo Vertentes na região de Pesqueira-PE, Terreno Rio Capibaribe, Província Borborema. *In: 12º Simpósio de Geologia do Nordeste, Resumos*, Sociedade Brasileira de Geologia, Boletim 20, p. 234.
- Albardeiro L., Gama C., Pereira M.F., Chichorro M. 2014. Utilização do Teste Kolmogorov-Smirnov para estudos de proveniência sedimentar. *Comunicações Geológicas*, **101** (Especial III): 1401-1404.
- Almeida F.F.M. 1986. Distribuição regional e relações tectônicas do magmatismo pós-paleozóico no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **16** (4):325-349.
- Almeida F.F.M. & Carneiro C.D.R. 2004. Inundações marinhas fanerozóicas no Brasil e recursos minerais associados. *In: Mantesso-Neto V. et al. (org.). Geologia da Plataforma Sul-Americana: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.Beca*, p. 43-58.
- Andersen T. 2005. Detrital zircons as tracers of sedimentary provenance: limiting conditions from statistics and numerical simulation. *Geochemical Geology*, **216**:249-270.
- Angelin L.A.A. 2001. *Programa de Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil - PLGB. Aracaju NW – Folha SC.20-V, Estado da Bahia, Pernambuco e Piauí. Escala 1:500.000*. Texto explicativo. Organizado por Luiz Alberto de Aquino Angelin, e Marília Kosin. Brasília: CPRM/DIEDIG/DEPAT.
- Aquino M.R. & Batista I.H. 2011. *Geologia e recursos minerais da folha Avelino Lopes – SC.23-Z- A-III, escala 1:100.000*. Programa Geologia do Brasil. Teresina, CPRM, 88 p.

Araujo C.E.G. 2014. *Evolução tectônica da margem ativa Neoproterozóica do Orógeno Gondwana Oeste na Província Borborema (NE-Brasil)*. Tese de doutoramento. Programa de Pós-Graduação Geoquímica e Geotectônica - Instituto de Geociências - Universidade de São Paulo.

Araújo C.E.G., Cordani U.G., Basei M.A.S., Castro N.A., Sato K., Sproesser W.M. 2012a. U-Pb detrital zircon provenance of metasedimentary rocks from the Ceará Central and Médio Coreaú domains, Borborema Province, NE-Brazil: Tectonic implications for a long-lived Neoproterozoic active continental margin. *Precambrian Research*, **206-207**:36-51.

Araújo C.E.G., Cordani U.G., Weinberg R.F., Basei M.A.S., Armstrong R., Sato K. (2014). Tracing Neoproterozoic subduction in the Borborema Province (NE- Brazil): clues from U-Pb geochronology and Sr-Nd-Hf-O isotopes on granitoids and migmatites. *Lithos* **202 e 203**:167-189.

Araújo C.E.G., Costa F.G., Píneo T.R.G., Cavalcante J.C., Moura C.A.V. 2012b. Geochemistry of $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of granitoids from the southern portion of the Tamboril-Santa Quitéria granitic- migmatitic complex, Ceará Central domain, Borborema Province (NE Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **33**:21-33.

Araújo C.E.G., Weinberg R.F., Cordani U.G. 2013. Extruding the Borborema Province (NE Brazil): a two-stage Neoproterozoic collision process. *Terra Nova* **0**:1-12

Armstrong R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences (GeolRundsch)*, **100**: 571-589.

Babinski M., Pedreira A.J., Brito Neves B.B., Van Schmus W.R. 1999. Contribuição à geocronologia da Chapada Diamantina. *In: Simpósio Nacional de Estudos Tectônicos*, 7, SBG, Lençóis, Anais, Seção 2, 118–120.

Ballén O.A.R., Góes A.M., Negri F.A., Maziviero M.V, Teixeira V.Z.S. 2013. Sistema eólico úmido nas sucessões sedimentares interderrames da Formação Mosquito, Jurássico da Província Parnaíba, Brasil. *Brazilian Journal of Geology*, **43**(4): 695-710, December.

Barbosa J.S.F., Sabaté P., Marinho M.M. 2003. O Cráton do São Francisco na Bahia: uma síntese. *Rev. Bras. Geociências*, **33**(1): 3-6.

Barbosa, R.C.M. 2012. *Paleoambiente e potencial petrolífero da sequência mesodevoniana-eocarbonífera nas bordas leste e oeste da bacia do Parnaíba*. PhD Thesis. Universidade Federal do Pará. Belém.

Barbosa, R.C.M. 2014. *Paleoambiente e proveniência da Formação Cabeças da Bacia do Parnaíba: evidências da glaciação famenniana e implicações na potencialidade do reservatório*. PhD Thesis. Universidade Federal do Pará. Belém.

Barreto C.J.S., Lafon J.M., Rosa-Costa L.T., Lima E.F. 2013. Vulcanismo félsico Paleoproterozoico do Grupo Iricoumé, Domínio Erepecuru-Trombetas, Província Amazônia Central: dados de campo, caracterização petrográfica e geocronológica Pb-Pb em zircão. *Geociências USP – Série Científica*, **13**(1):47-72.

Berger J., Caby R., Liegois J.P., Mercier J.C., Demaiffe D. 2011. Deep inside a neoproterozoic intra-oceanic arc: growth, differentiation and exhumation of the Amalaoulaou complex (Gourma, Mali). *Contributions to Mineralogy and Petrology*,

Björnberg, K. 2008. *Internal structures in detrital zircons from Hamrange: A study of cathodoluminescence and back-scattered electron images*. Examensarbete i geologi vid Lunds universitet, Nr. 225, 18 pp. 15 ECTS.

Boecker W.S. & Denton G.H. 1990. What drives glacial cycles. *Scientific American*, **1278**:49-56.

Boggs S. & Krinsley D. 2006. *Application of Cathodoluminescence Imaging to the Study of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge, 165 p.

Brito R.S.C., Dantas E.L., Vasconcelos P.M., Pimentel M.M., Brito F.L., Rodrigues J.B. 2010. U-Pb and Ar-Ar geochronology and timing constrain of the Cu-Au metalogenesis in the South Alagoas Fold belt (NE Brazil). In: *VII South American Symposium on Isotope Geology*, CD-Rom, Brasília, Brazil, pp. 501 e 505.

Brito R.S.C., Dantas E.L., Vasconcelos P.M., Pimentel M.M., Macambira M.J.B., Armstrong R. 2008. U-Pb, Pb-Pb and Sm-Nd dating for the southern Alagoas Zone-Sergipano Belt- Basis for the Brazil-Cameroon Neoproterozoic Correlation. In: *VI South American Symposium on Isotope Geology*, CD Rom y Actas, Bariloche, Argentina.

Brito Neves B.B. 2011. The Paleoproterozoic in the South-American continent: diversity in the geologic time. *Journal of South American Earth Sciences*, **32**:270-286.

Brito Neves B.B., Fuck R.A., Pimentel M.M. 2014. The Brasiliano collage in South America: a review. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(3): 493-518.

Brito Neves B.B., Passarelli C.R., Basei M.A.S., Santos E.J. 2003. Idades U-Pb em zircões de alguns granitos clássicos da Província Borborema. *Geologia USP - Série Científica*, **3**:25-38.

Brito Neves B.B., Schmus W.R.V., Angelim L.A.A. 2015. Contribuição ao conhecimento da evolução geológica do Sistema Riacho do Pontal – PE, BA, PI. *Geologia USP - Série Científica*, **15**(1):55-93.

Brito Neves, B.B., Sproesser, W.M., Petronilho, L.A., Souza, S.L. 2013. Contribuição a Geologia e a Geocronologia do Terreno Rio Capibaribe (TRC), Província Borborema. *Geologia USP - Serie Científica*, **13**: 97-122.

Bros R., Stille P., Gauthier-Lafaye F., Weber F, Clauer N. 1992. Sm-Nd dating Proterozoic clays materials: An example from the Francevillian Sedimentary Series (Gabon). *Earth Planetary Scientific Letters*, **113**:207-218.

Buhn B., Pimentel M.M., Matteini M., Dantas E.I. 2008. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for Geochronology by laser ablation multi-collector

inductively couple plasma mass spectrometry (LA-MC-ICP-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências*.

Caby R. 2003. Terrane assembly and geodynamic evolution of central-western Hoggar: a synthesis. *Journal of African Earth Sciences*, **37**:133–159.

Campos Neto M.C. & Caby R. 2000. Terrane accretion and upward extrusion of high-pressure granulites in the Neoproterozoic nappes of southeast Brazil. Petrological and structural constraints. *Tectonics*, **19**:669-687.

Caputo M.V., Melo J.H.G., Streef M., Isbell J.L. 2008. Late Devonian and Early Carboniferous glacial records of South America. *The Geological Society of America-Special Paper*, **441**: 1-13.

Carvalho M.J. 2005. *Tectonic Evolution of the Marancó-Poço Redondo Domain: Records of the Cariris Velhos and Brasiliano Orogenesis in the Sergipano Belt, NE Brazil*. PhD Thesis, Universidade de Campinas, 202 p.

Castro D.L., Fuck R.A., Phillips J.D., Vidotti R.M., Bezerra F.H.R., Dantas E.L. 2014. Crustal structure beneath the Paleozoic Parnaíba Basin revealed by airborne gravity and magnetic data, Brazil. *Tectonophysics*, **614**:128–145.

Caxito F. A. 2013. *Geotectônica e evolução crustal das faixas Rio Preto e Riacho do Pontal, estados da Bahia, Pernambuco e Piauí*. PhD Thesis. Universidade Federal de Minas Gerais. Belo Horizonte.

Caxito F. A., Dantas E. L., Stevenson R., Uhlein A. 2013. Detrital zircons (U-Pb) and Sm-Nd isotope studies of the provenance and tectonic setting of basins related to collisional orogens: the case of Rio Preto fold Belt on the northwest São Francisco Craton margin, NE Brazil. *Gondwana Research*, **26**(2):741-754.

Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E. 2014a. The Afeição augen-gneiss suite and the record of the Cariris Velhos Orogeny (1000-960 Ma) within the Riacho do Pontal fold belt, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **51**:12-27.

Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R., Pedrosa-Soares A.C. 2015. Orosirian (ca. 1.96 Ga) mafic crust of the northwestern São Francisco Cráton margin: Petrography, geochemistry and geochronology of amphibolites from the Rio Preto fold belt basement, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **59**: 95-111

Caxito F.A., Uhlein A., Dantas E.L., Stevenson R., Pedrosa-Soares A.C. 2011. Petrography, geochemistry and geochronology (U-Pb and Sm-Nd) of amphibolites from the Rio Preto Fold Belt, Northeastern Brazil: Possible remnants of a Paleoproterozoic (1.96 Ga) subduction-related oceanic crust? In: Schmitt R.S., Trouw R., Carvalho I.S., Collins A. (eds). *Gondwana 14, Resumos*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 32.

Caxito F.A., Uhlein A., Sanglard J.C.D., Gonçalves-Dias T., Mendes M.C.O. 2012. Depositional systems and stratigraphic review proposal of the Rio Preto fold belt, northwestern Bahia/southern Piauí. *Revista Brasileira de Geociências*, **42** (3):523-538.

Caxito F.A., Uhlein A., Stevenson R., Uhlein G.J. 2014b. Neoproterozoic oceanic crust remnants in northeast Brazil. *Geology*, **42**: 387-390.

Chang Z., Vervoort J. D., McClelland W. C., Knaack C. 2006. U-Pb dating of zircon by LA-ICP-MS, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **7**, Q05009.

Chaudhuri, S. Stille, P. Clauer, N. 1992. Sm-Nd isotopes in fine-grained clastic sedimentary material: Clues to sedimentary processes and recycling growth of the continental crust. In: *Isotopic Signatures and Sedimentary Records* (Ed. N. Clauer e S. Chaudhuri), p 287-319.

Cheel R.J. & Leckie D.A. 1993. Hummocky cross-stratification. *Sedimentology Review*, **1**:103-122.

Chemale Jr F., Kawashita K., Dussin I.A., Ávila J.N., Justino D., Bertotti A. 2012. U-Pb zircon in situ dating with LA-MC-ICP-MS using a mixed detector configuration. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **84**(2):275-295.

Chichorro, M. 2009. *O zircão um mineral marcador dos grandes ciclos geológicos*. Departamento de Ciências da Terra, FCT-UNL. (Palestra) - VIII Encontro de Professores de Geociências do Alentejo e Algarve.

Condie K.C., Belousova E., Griffin W.L., Sircombe K.N. 2009. Granitoid events in space and time: constraints from igneous and detrital zircon age spectra. *Gondwana Research*, **15**: 228–242.

Corfu F., Hanchar J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P. 2003. Atlas of zircon textures, *In*: Hanchar, J.M., and Hoskin, P.W.O., (eds.) *Zircon: Reviews in Mineralogy and Geochemistry: Mineralogical Society of America*, v. 53, p. 469–500.

Cruz, R.F. & Accioly A.C.A. 2013. Petrografia, geoquímica e idade U-Pb do Ortognaisse Rocinha, no domínio Pernambuco-Alagoas e W da Província Borborema. *Estudos Geológicos*, **23**(2): 3-27.

Cruz R.F, Pimentel M.M., Accioly A.C.A., Rodrigues J.B. 2014. Geological and isotopic characteristics of granites from the Western Pernambuco-Alagoas Domain: implications for the crustal evolution of the Neoproterozoic Borborema Province. *Brazilian Journal of Geology*, **44**(4): 627-652.

Cunha F.M.B. 1986. *Evolução paleozóica da Bacia do Parnaíba e seu arcabouço tectônico*. MS Dissertation, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, 107p.

Danderfer A., DeWaele B., Pedreira A.J., Nalini H.A. 2009. New geochronological constraints on the geological evolution of Espinhaço basin within the São Francisco Craton-Brazil. *Precambrian Research*, **170**:116–128.

Dantas E.L., Araújo Filho J.O., Oliveira C.G., Chiarini M., Fuck R.A., Sordi D.A., Almeida T. 2006. *Mapa Geológico da Folha Porangatu (Folha SD. 22-X-D-IV, 1:100.000)*. Nota Explicativa. Brasília, CPRM, 100 p.

Dantas E.L., Brito Neves B.B., Fuck R.A. 2010. Looking for the oldest rocks of South America: Paleoproterozoic orthogneisses from the Sobradinho block, northernmost

foreland of the São Francisco Craton, Petrolina, Pernambuco, Brazil. *In: VII South American Symposium on Isotope Geology*. Brasília. CD-ROM.

Dantas E.L., Souza Z.S., Wernicke E., Hackspacher Martin H., Xiaodong L. 2013. Crustal growth in the 3.4 to 2.7 Ga São José de Campestre Massif, Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*, **227**:120-156.

Dantas E.L., Van Schmus W.R., Hackspacher P.C., Fetter A., Brito Neves B.B., Cordani U.G., Nutman A.P., Williams I.S. 2004. The 3.4-3.5 Ga São José do Campestre massif, NE Brazil: remnants of the oldest crust in South America. *Precambrian Research*, **130**: 113-137.

de Wit M.J., Bowring S., Buchwaldt R., Dudas F. 2011. Proterozoic crust of the Central Saharashield and its links to South America. *In: Schmitt R.S., Trouw R., Carvalho I.S., Collins A.(eds). Gondwana 14, Resumos*, Universidade Federal do Rio de Janeiro, Rio de Janeiro, p. 85.

de Wit M.J., Bowring S., Dudas F., Kamga G. 2005. The great Neoproterozoic Central Saharan arc and the amalgamation of the North African Shield. *In: GAC-MAC-CSPG-CSSS Joint Meeting, Halifax, Canada, Resumos*, **30**:42-43.

DeGraaff-Surpless K., Mahoney J., Wooden J., McWilliams M. 2003. Lithofacies control in detrital zircon provenance studies: Insights from the Cretaceous Methow basin, southern Canadian Cordillera. *GSA Bulletin*, **115**: 899-915

Delgado I.M., Souza J.D., Silva L.C., Silveira Filho N.C., Santos R.A., Pedreira da Silva A., Guimarães J.T., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Gomes I.P., Lacerda Filho J.W., Valente C.R., Perrotta M.M., Heineck C.A. 2003. Geotectônica do Escudo Atlântico. *In: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil, Texto, Mapas & GIS*. CPRM-Serviço Geológico do Brasil, Brasília, pp. 227E334.

Della Fávera J. C. 1990. *Tempestitos na Bacia do Parnaíba*. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Sul, Porto Alegre, 560 p.

Dickin A.P. (ed.). 2005. *Radiogenic Isotope Geology*. Cambridge University Press, 471 p.

Dickinson W.R. & Gehrels G.E. 2003. U–Pb ages of detrital zircons from Permian and Jurassic eolian sandstones of the Colorado Plateau, USA: paleogeographic implications. *Sedimentary Geology*, **163**:29–66.

Dinis P., Andersen T., Machado G., Guimarães F. 2012. Detrital zircon U-Pb ages of a late-Variscan Carboniferous succession associated with the Porto-Tomar shear zone (West Portugal): Provenance implications. *Sedimentary Geology*, **273-274**:19-29.

Dodson M.H., Compston, W., Williams I.S., Wilson J.F. 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments – *Journal of the Geological Society*, **145**(6): 977–983.

Fang Y., Wu C., Guo Z., Hou K., Dong L., Wang L., Li L. 2015. Provenance of the southern Junggar Basin in the Jurassic: Evidence from detrital zircon geochronology and depositional environments. *Sedimentary Geology*, **315**:47–63.

Faure G. 1986 (eds). *Principles of isotope geology*. John Wiley & Sons, Nova Iorque, 589 p.

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.

Fernandes R. F. 2011. *Estudo da evolução termomecânica da Bacia do Parnaíba*. Phd Thesis. Rio de Janeiro.

Fernández-Suaréz J., Gutiérrez-Alonso G., Pastor-Gálan D., Hofmann M., Murphy J., Linnemann U. 2013. The Ediacaran- Early Cambrian detrital zircon record of NW Iberia; possible sources and paleogeographic constrains. *International Journal of Earth Sciences*, **103**:1335-1357.

Ferreira V.P., Sial A.N., Pimentel M.M., Moura C.A.V. 2004. Intermediate to acidic magmatism and crustal evolution on the Transversal Zone, Northeastern Brazil. *In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C.D.R., Brito Neves B.B. (eds.) Geologia do Continente Sul-Americano: Evolução da Obra de Fernando Flávio Marques de Almeida.* São Paulo, Beca, p. 189-201.

Fetter A.H., Van Schmus W.R., Dos Santos T.J.S., Arthaud M., Nogueira Neto J.A. 2000. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal evolution and basement architecture of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: implications for the existence of the Paleoproterozoic supercontinent Atlantica. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**:102–106.

Fuck R.A., Dantas E.L., Pimentel M.M., Junges S.L., Moraes R. 2001. Nd isotopes, U-Pb single grain and SHRIMP zircon ages from the basement rocks of the Tocantins Province (III SAGI, Pucón-Chile, 2001). *In: III South American Symposium on Isotope Geology*, p. 40. CD-ROOM.

Gärtner A., Linnemann, U., Sagawe A., Hofmann M., Ullrich B., Kleber A. 2013. Morphology of zircon crystal grains in sediments- characteristic, classifications, definitions. *Geologica Saxonica- Journal of Central European Geology*, **59**: 65-73.

Gava A., Montes A.S.L., Oliveira E.P. 1984. Granitos alcalinos no sudeste do Piauí. Caracterização geológica, petrográfica e geoquímica. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 33, Rio de Janeiro, *Anais*, p. 2767-2786.

Geraldes M.C. 2010. *Introdução à Geocronologia*. São Paulo. Sociedade Brasileira de Geologia, 146p.

Góes A.M. 1995. *A Formação Poti (Carbonífero Superior) da Bacia do Parnaíba*. PhD Thesis. Universidade de São Paulo, 171 p.

Góes A.M.O. & Feijó F.J. 1994. A Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **8**(1): 57-67.

Góes A.M.O., Souza J.M.P., Teixeira L.B. 1990. Estágio exploratório e perspectivas petrolíferas da Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **4**(1): 55-64.

- Goldstein J. & Newbury D.E. 1992. *Scanning Electron Microscopy and X-Ray Microanalysis- A text for biologist, Materials Scientist and Geologists*. Plenum Press, New York.
- Golonka J. & Ford D. 2000. Pangean (Late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **161**:1-34.
- Guimarães I.P., Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Bittar S.M.B., Da Silva Filho A.F., Armstrong R. 2012. U-Pb zircon ages of orthogneisses and supracrustal rocks of the Cariris Velhos belt: on set of Neoproterozoic rifting in the Borborema Province, NE Brazil. *Precambrian Research*. **192-195**: 52-77.
- Guynn J. & Gehrels G. 2010. Comparison of detrital zircon age distributions using the K-S Test. Arizona, University of Arizona, Arizona Laser Chron Center. Disponível em: <<https://sites.google.com/a/laserchron.org/laserchron/home>>. Acesso em: 20 ago.2015.
- Hanchar J.M. 2014. Zircon. *In*: Rink W.J., Thompson J. (eds.) *Encyclopedia of Scientific Dating Methods*, p.1-5. Springer Netherlands.
- Hanchar J.M. & Hoskin P.W.O. 2003. Zircon. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*, 53, p. 500.
- Hasui Y. 2012. Compartimentação geológica do Brasil. *In*: Hasui Y., Carneiro C.D.R., Almeida F.F.M., Bartorelli A. *Geologia do Brasil*. São Paulo. Beca, 900 p.
- Haughton P.D.W., Todd S.P., Morton A.C. 1991. Sedimentary provenance studies. *In*: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.), 1991. *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. Geological Society Special Publication **57**:1-11.
- Hollanda M.H.B.B., Archanjo C.J., Souza L.C., Duniy L., Armstrong R. 2011. Long-lived Paleoproterozoic granitic magmatism in the Seridó-Jaguaribe domain, Borborema Province, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*. **32**:287-300.

Jardim de Sá, E. F. 1988. Geochronology of metaplutonics and the evolution of supracrustal belts in the Borborema Province, NE Brazil. *In: Congresso Latino-Americano de Geologia*, 7, 1988, Belém. *Anais do...* Belém: SBG/DNPM, 1988. 617p. p.49-62.

Jardim de Sá E.F., Macedo M.H.F., Kawashita K., Peucat J.J., Leterrier J., Fuck R.A. 1996. A Suite Serra da Boa Esperança: intrusões alcalinas sintectônicas aos nappes brasileiros na Faixa Riacho do Pontal, NE do Brasil. *In: SBG, Congresso Brasileiro de Geologia*, 39°, Salvador, *Anais*, **6**:499-501.

Johnson J.G., Klepper G., Sandberg C.A. 1985. Devonian eustatic fluctuation in Euro-America. *Geological Society of America Bulletin*, **96**:567-587

Juliani C. & Fernandes C.M.D. 2010. Well-preserved Late Paleoproterozoic volcanic centers in the São Félix do Xingu region, Amazonian Craton, Brazil. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **19**:1671-179.

Kalsbeek F., Frei D., Affaton P. 2008. Constraints on provenance, stratigraphic correlation and structural context of the Volta basin, Ghana, from detrital zircon geochronology: An Amazonian connection? *Sedimentary Geology*, **212**:86–95.

Kegel W. 1953. Contribuição para o estudo do Devoniano da Bacia do Parnaíba. *Boletim da DGM*, **141**:1-41.

Kiehl J.T. & Shields C.A. 2005. Climate simulation of the latest Permian: Implications for mass extinction. *Geology*, **33**(9):757–760.

Klein E.L. & Moura C. A. V. 2008. São Luís Craton and Gurupi Belt (Brazil): Possible links with the West African craton and surrounding Pan Africa belts, in West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region, edited by R. J. Pankhurst et al., *Geological Society of London Special Publications*, **294**:137-159.

Klein E.L., Almeida M., Rosa-Costa L.T. 2013. The 1.89-1.87 Ga Uatumã silicic Large Igneous Province, northern South America. November 2012 LIP of the month. Disponível em: <[http:// largeigneousprovinces.org/print/12nov.home](http://largeigneousprovinces.org/print/12nov.home)>.

Košler J., Fonneland H., Sylvester P., Tubrett M., Pedersen R.B. 2002. U-Pb dating of detrital zircons for sediment provenance studies – a comparison of laser ablation ICMPS and SIMS techniques. *Chemical Geology*, **182**:605-618.

Košler J. & Sylvester P.J. 2003. Present Trends and the Future of Zircon in Geochronology: Laser Ablation ICPMS. *In: Hanchar, J.M., Hoskin, P.W.O. (Eds.), Zircon. Reviews in Mineralogy & Geochemistry*, Washington, 143-175.

Lages G.A., Dantas E.L., Rodrigues J.B., Santos L.M.L. 2013. O magmatismo esteriano/calimíniano e os ortognaisses Coloete: Indício geoquímico de granito orogênico no leste da Província Borborema. *In: XXV Simpósio de Geologia do Nordeste, Gravata, Resumos*, p. 509-510.

Lawrence R. L., Cox R., Mapes R. W., Coleman D. S. 2011. Hydrodynamic fractionation of zircon age populations. *Geological Society of America Bulletin*, **123**:295-305.

Lemoine S., Tempier P., Bassot J.P., Caen-Vachette M., Vialette Y., Toure S., Wenmenga U. 2006. The Burkinian orogenic cycle, precursor of the Eburnian orogeny in West Africa. *Geological Journal*, **25**:171-188.

Loboziak S., Caputo M.V., MELO J.H.G. 2000. Middle Devonian – Tournaisian miospore biostratigraphy in the southwestern outcrop belt of the Parnaíba Basin, north-central Brazil. *Rév. Micropaléont.*, **43** (4): 301-318.

Ludwig K.R. 2003. Isoplot 3.0 A geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center, *Special Publications* No. 4.

Matteini M., Dantas E.L., Pimentel M.M., Alvarenga C.J.S., Dardenne M.A. 2012. U-Pb and Hf isotope study on detrital zircons from Paranoá Group, Brasília Belt, Brazil: constraints on depositional age at Mesoproterozoic-Neoproterozoic transition and tectono-magmatic events in the São Francisco craton. *Precambrian Research*, **206/207**:168-181.

- Matteini M., Dantas E. L., Pimentel M.M., Bühn B. 2010. Combined U-Pb and Lu-Hf isotope analyses by laser ablation MC-ICP-MS: methodology and applications. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **82**(2):479-491.
- Medeiros V.C. 2004. *Evolução geodinâmica e condicionamento estrutural dos terrenos Pianco-Alto Brígida e Alto Pajeú, Domínio da Zona Transversal, NE do Brasil*. PhD Thesis. Universidade Federal do Rio Grande do Norte. Natal, 199 p.
- Melo, O.O., Guimarães I.P., Fetter A., Beurlen H. 2002. Idades U-Pb em Zircão e Idades Modelo (Sm/Nd) de Ortognaisses e Enclaves Metamáficos da Área de Barro Vermelho - PE, Terreno Alto Moxotó, Província Borborema, Nordeste do Brasil. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:197-204.
- Miall A.D. 1977. A review of the braided-river depositional environment. *Earth Science Review*, **13**(1):1-62.
- Miall A.D. 1985. Architectural-element analysis: a new method of facies analysis applied to fluvial deposits. *Earth Sciences*, **22**: 261-308.
- Milani E.L. & Thomaz Filho A. 2000. Sedimentary Basins of South America *In*: Cordani U.G., Milani E.J., Thomaz Filho A., Campos D.A. (eds.) *Tectonic Evolution of South America*. Rio de Janeiro, 31st International Congresso of Geology, p. 389-450.
- Moecher D.P. & Samson S.D. 2006. Differential zircon fertility of source terranes and natural bias in the detrital zircon record: Implications for sedimentary provenance analysis. *Earth and Planetary Science Letters*, **247**:252-266.
- Morton A.C. 1991. Geochemical studies of detrital heavy minerals and their application to provenance research. In: Morton, A.C., Todd, S.P., Haughton, P.D.W. (Eds.) *Developments in Sedimentary Provenance Studies*. *Geological Society Special Publication*, **57**:31-45.
- Morton A.C., Claoue-Long J.C., Berge C. 1996. SHRIMP constraints on sediment provenance and transport history in the Mesozoic Statfjord Formation, North Sea, *Journal of the Geological Society*, **153**(6):915-929.

Moura C.A.V., Pinheiro B.L.S., Nogueira A.C.R., Gorayeb P.S.S., Galarza M.A. 2008. Sedimentary provenance and palaeoenvironment of the Baixo Araguaia Supergroup: Constraints on the paleogeographical evolution of the Araguaia Belt and assembly of West Gondwana, in *West Gondwana: Pre-Cenozoic Correlations Across the South Atlantic Region*, edited by R. J. Pankhurst et al., *Geological Society of London Special Publications*, **294**: 297–318.

Neves S.P. 2014. Constraints from zircon geochronology on the tectonic evolution of the Borborema Province (NE Brazil): Widespread intracontinental Neoproterozoic reworking of a Paleoproterozoic accretionary orogen. *Journal of South American Earth Sciences*, **58**:150–164.

Neves S.P., Bruguier O., Silva J.M.R., Bosch D., Alcantara V.C., Lima C.M. 2009. The age distributions of detrital zircons in metasedimentary sequences in eastern Borborema Province (NE Brazil): evidence for intracontinental sedimentation and orogenesis? *Precambrian Research*, **175**:187-205.

Neves S.P., Bruguier O., Vauchez A., Bosch D., Silva J.M.R., Mariano G. 2006. Timing of crust formation, deposition of supracrustal sequences, and Transamazonian and Brasiliano metamorphism in the East Pernambuco belt (Borborema Province, NE Brazil): implications for western Gondwana assembly. *Precambrian Research*, **149**:197–216.

Nutman A.P. & Cordani U.G. 1993. SHRIMP U-Pb zircon geochronology of Archaean granitoids from the Contendas-Mirante area of the São Francisco Craton, Bahia, Brazil. *Precambrian Research*, **63**:179-188.

Oliveira D.C. & Mohriak W.U. 2003. Jaibaras trough: an important element in the early tectonic evolution of Parnaíba interior sag basin, Northern Brazil. *Marine and Petroleum Geology*, **20**: 351-383.

Oliveira E.P., Toteu S.F., Araújo M.N.C., Carvalho M.J., Nascimento R.S., Bueno J.F., McNaughton N., Basilici G. 2006. Geologic correlation between the Neoproterozoic Sergipano belt (NE Brazil) and the Yaoundé belt (Cameroon, Africa). *Journal of African Earth Sciences*, **44**: 470–478.

- Oliveira E.P., Windley B.F., Araújo D.B. 2010. The Neoproterozoic Sergipano orogenic belt, NE Brazil: a complete plate tectonic cycle in western Gondwana. *Precambrian Research*. **181**: 64-84.
- Pedreira da Silva A.J., Lopes R.C., Vasconcelos A.M., Bahia R.B.C. 2003. Bacias Sedimentares Paleozóicas e Meso-Cenozóicas Interiores. *In*: Bizzi, L.A., Schobbenhaus, C., Vidotti, R.M., Gonçalves, J.H. (Eds.), *Geologia, Tectônica e Recursos Minerais do Brasil*. CPRM, Ed. UnB, Brasília, p. 55-85.
- Ponciano L.C.M.O. & Della Fávera J.C. 2009. Flood-dominated fluvio-deltaic system: a new depositional model for the Devonian Cabeças Formation, Parnaíba Basin, Piauí, Brazil. *Anais da Academia Brasileira de Ciências*, **81**(4): 769-780.
- Praxedes I.F. 2015. *Lineamento transbrasiliano, contribuição aerogeofísica, tectônica e geocronológica no setor nordeste da faixa Brasília*. MS Dissertation, Universidade de Brasília, 106p.
- Reed S.J.B. (eds). 2005. *Electron Microprobe Analysis and Scanning Electron Microscopy in Geology*. Cambridge University Press, Cambridge, 192p.
- Reis N.J., Almeida M.E., Riker S.R.L., Ferreira A.L. 2006. *Geologia e Recursos minerais do Estado do Amazonas, Manaus*: CPRM, (Convênio CPRM/CIAMA). Escala 1:1.000.000. 125 p.
- Remus M.V.D., Souza R.S., Cupertino J.A., DeRos L.F., Dani N., Vignol-Lelarge M.L. 2008. Proveniência sedimentar: métodos e técnicas analíticas aplicadas. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:166-185.
- Ribeiro, C. M. M. 2000. *Análise faciológica das formações Poti e Piauí (carbonífero da bacia do Parnaíba) na região de Floriano - PI*. MS Dissertation. Universidade Federal do Pará. Belém. 88 p.
- Rodrigues R. & Takaki T. 1989. Strontium isotopic chronostratigraphy in Paleozoic section. *In*: International Geochemistry Symposium, Belém, *Resumos*, p. 177.

Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2006. Zircon geochronology and Sm e Nd isotopic study: further constraints for the Archean and Paleoproterozoic geodynamical evolution of the southeastern Guiana Shield, north of Amazonian Craton, Brazil. *Gondwana Research*, **10**:277-300.

Rosa-Costa L.T., Lafon J.M., Delor C. 2008. Electron microprobe U-Th-Pb monazite dating of the Transamazonian metamorphic overprint on Archean rocks from the Amapá block, southeastern Guyanas shield, northern Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **26**: 445-462.

Rossetti D.F. 2001. Arquitetura Depositional da Bacia de São Luís– Grajaú. In: Rossetti, D.F., Góes, A.M., Truckenbrodt, W. (eds.). *O Cretáceo na Bacia de São Luís–Grajaú*. Museu Paraense Emílio Goeldi, Belém, p. 31-46.

Sá J.M., Bertrand J.M., Leterrier J., Macedo M.H.F. 2002. Geochemistry and geochronology of pré-Brasiliano rocks from the Transversal Zone, Borborema Province, Northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **14**:851–866.

Sá J.M., Leterrier J., Bertrand J.M., Silva E.R. 1997. Augen gnaisses vs augen gnaisses da Faixa Jaguaribean, NE do Brasil: estratigrafia, geoquímica e idades U-Pb. In: 17º Simpósio de Geologia do Nordeste, Fortaleza, p 113-117.

Sá J.M., McReath I., Leterrier J. 1995. Petrology, geochemistry and geodynamic setting of Proterozoic igneous suites of the Orós fold belt (Borborema Province, Northeast Brazil). *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:299–314.

Santos C.A. & Silva Filho M.A. 1990. *Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil. Riacho do Caboclo, escala 1:100.000. Folha SC.24-V-A-VI, Estados de Pernambuco e Bahia*. CPRM, 113 p.

Santos E.J., Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. (2010). The Cariris Velhos tectonic event in northeast Brazil. *Journal of South American Earth Sciences*, **29**:61-76.

Santos J.O.S., Hartmann L.A., Faria M.S., Riker S.R., Souza M.M., Almeida M.E., McNaughton N.J. (2006). A compartimentação do cráton amazonas em províncias:

avanços ocorridos no período 2000–2006. *In: Simpósio de Geologia da Amazônia*, 9, Belém, *Resumos*.

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. 2008b. Age and autochthonous evolution of the Sunsás Orogen in West Amazon Craton based on mapping and U–Pb geochronology. *Precambrian Research*, **165**: 120–152.

Santos L.C.M.L., Dantas E.L., Santos E. J., Santos R. V., Lima H. M. 2015. Early to Late Paleoproterozoic magmatism in NE Brazil: The Alto Moxotó Terrane and its tectonic implications for the Pre-West Gondwana assembly - *Journal of South American Earth Sciences*, **58**: 188-209.

Santos M.E.C.M. & Carvalho M.S. 2004. *Paleontologia das Bacias do Parnaíba, Grajaú e São Luís – Reconstituições Paleobiológicas*. Rio de Janeiro. CPRM. Rio de Janeiro, 212 p.

Santos T.J.S., Fetter A.H., Hackspacher P.C., Van Schmus W.R., Neto J.N. 2008a. Neoproterozoic tectonic and magmatic episodes in the NW sector of Borborema Province, NE Brazil, during assembly of Western Gondwana. *Journal of South American Earth Sciences*, **25**(3):271-284.

Santos V.H. 2005. *Sequências siluro-devoniana e eocarbonífera da Bacia do Parnaíba, Brasil, como análogos para a exploração de hidrocarbonetos*. PhD Thesis – Universidade Federal de Pernambuco. Recife. 208 p.

Sato K., Basei M. A. S., Sproesser W. M., Siga Jr. O. 2009. The application of U-Pb geochronology to zircon and titanite by Laser Ablation-ICP-MS. *8th International Conference on the Analysis of Geological and Environmental Materials – Geoanalysis*. Búzios. CD-ROM.

Sato K & Kawashita K. 2002. Espectrometria de Massas em Geologia Isotópica. *Geologia da USP - Série Científica*, **2**: 57-77.

Sial A.N., Vasconcelos P.M., Ferreira V.P., Pessoa R.J., Brasilino R.G., Morais Neto J.M. 2008. Geochronological and mineralogical constraints on depth of emplacement

and ascension rates of epidote-bearing magmas from northeastern Brazil. *Lithos*, **105**:225-238.

Silva L. C. 2006. Geocronologia aplicada ao mapeamento regional, com ênfase na técnica U-Pb SHRIMP e ilustrada com estudos de casos brasileiros. Brasília, CPRM, 150 p. Publicações Especiais do Serviço Geológico do Brasil. Disponível em: < www.cprm.gov.br > acesso: 03/04/2014.

Silva L.C., Armstrong R., Pimentel M., Scandolaro J., Ramgrab G., Wildner W., Angelim L.A.A., Vasconcelos A.M., Rizzoto G., Quadros M.L.E.S., Sander A., Rosa A.L.Z. 2002. Reavaliação da evolução geológica em terrenos pré-cambrianos brasileiros com base em novos dados U-Pb SHRIMP, Parte III: Províncias Borborema, Mantiqueira Meridional e Rio Negro-Juruena. *Revista Brasileira de Geociências*, **32**:529-544.

Souza I. V. A. F. 2007. *Faciologia Orgânica de Seções Devonianas da Bacia do Parnaíba (Formação Pimenteira): Implicações para Geração de Petróleo*. MS Dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 160 p.

Stacey J.S. & Karmner J.D. 1975. Approximation of terrestrial lead isotope by a two-stage. *Earth and Planetary Science Letters*, **26**:207-212.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso Neto V., Bartorelli A., Dal Ré Carneiro C., Brito Neves B.B. (eds.) *Geologia do continente Sul-Americano: Evolução da obra de Fernando Flávio Marques de Almeida*. São Paulo, Beca, p. 471-485.

Tassinari C.C.G. & Macambira M.J.B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**:174-182.

Tera F. & Wasserburg G.J. 1972. U-Th-Pb systematic in the Apollo 14 basalts and the problem of initial Pb in lunar rocks. *Earth and Planetary Science Letters*, **14**:281-304.

- Thomaz-Filho A., Mizusaki A.M.P., Antonioli L. 2008. Magmatismo nas bacias sedimentares brasileiras e sua influência na geologia do petróleo. *Revista Brasileira de Geociências*, **38**:128-137.
- Torsvik T.H.L. & Cocks, S.R.M. 2013. Gondwana from top to base in space and time. *Gondwana Research*, **24**:999–1030.
- Uriz N.J., Cingolani C.A., Chemale F.Jr., Macambira M.B., Armstrong R. 2011. Isotopic studies on detrital zircons of Silurian–Devonian siliciclastic sequences from Argentinean North Patagonia and Sierra de la Ventana regions: comparative provenance. *International Journal of Earth Sciences*, **100**: 571-589.
- Valeriano C.M., Machado N., Simonetti A., Valladares C.S., Seer H., Simões L.S. 2004. U-Pb geochronology of the southern Brasília belt (SE-Brazil): sedimentary provenance, Neoproterozoic orogeny and assembly of West Gondwana. *Precambrian Research*, **130**:27–55.
- Van Der Voo R. 1988. Paleozoic paleogeography of North America, Gondwan and intervening dislocated terranes: Comparations of paleomagnetism with paleoclimatology and biogeographical patterns. *Geological Society of America Bulletin*, **100**: 311-324.
- Van Schmus W.R., Brito Neves B.B., Hackspacher P., Babinski M. 1995. U-Pb and Sm-Nd geochronologic studies of the eastern Borborema Province, northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences*, **8**:267-288.
- Van Schmus W.R., Kozuch M., Brito Neves B.B. 2011. Precambrian history of the Zona Transversal of the Borborema Province, NE Brazil; Insights from Sm-Nd and U-Pb geochronology. *Journal of South American Earth Sciences*, **31**:227-252.
- Vasquez M.L. & Rosa-Costa L.T. 2008. *Mapa Geológico e de Recursos Minerais do Estado do Pará. Projeto Geologia e Recursos Minerais do Pará – Sistema de Informações Geográficas*. Escala 1:1.000.000. Texto-explicativo. Belém, CPRM, 328 p.

- Vaz P.T., Rezende N.G.A.M., Wanderley Filho J.R., Travassos W.A.S. 2007. Bacia do Parnaíba. *Boletim de Geociências da Petrobras*, **15**(2): 253-263.
- Veevers J.J. 2004. Gondwanaland from 650-500 Ma assembly through 320 Ma merger in Pangaea to 185-100 Ma breakup: supercontinental tectonics via stratigraphy and radiometric dating. *Earth Science Reviews*, **68**:1-132.
- Vermeesch P. 2004. How many grains are needed for a provenance study? *Earth Planetary Scientific Letters*, **224**:351-441.
- Vroon P.Z., Van der Wagt B., Koornneef J.M., Davies G.R. 2008. Problems in obtaining precise and accurate Sr isotope analysis from geological materials using laser ablation MC-ICPMS. *Anal. Bioanal. Chem.* **390**:465–476.
- Walker R.G. 1992. Facies, facies models and modern stratigraphic concepts. In: R.G. Walker & N.P. James (eds.). *Facies Models: response to sea level change*. Geological Association of Canada, p. 1-14.
- Walker R.G. 1990. Facies Modelling and Sequence Stratigraphy. *Journal of Sedimentary Petrology*, **60**:777-786.
- Wetherill G. 1956. Discordant uranium-lead ages I. *American Geophysical Union Transactions*, **37**: 320-326.
- Wizevic M.C. 1991. Photomosaics of outcrops: useful photographic techniques. In: A.D. Miall. & N. Tyler (eds.). The three-dimensional facies architectural of terrigenous clastic sediments and its implication for hydrocarbon discovery and recovery. *SEMP Concepts in Sedimentology and Paleontology*, **3**:22-24.
- Young C.G.K. 2006. *Estratigrafia de alta-resolução da Formação Pimenteira (Devoniano, Bacia do Parnaíba)*. MS Dissertation. Universidade Federal do Rio de Janeiro. Rio de Janeiro. 170p.
- Zhao J.X., McCulloch M.T., Bennet V.C. 1992. Sm-Nd and U-Pb zircon isotopic constrain on the provenance of sediments from the Amadeus Basin, central Australia.

Evidence for REE fractionation. *Geochimical and Cosmochimical. Resumos*, **56**:921-940.

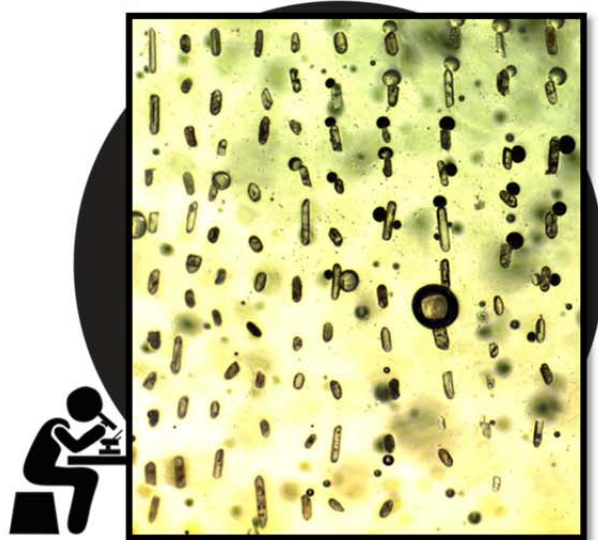
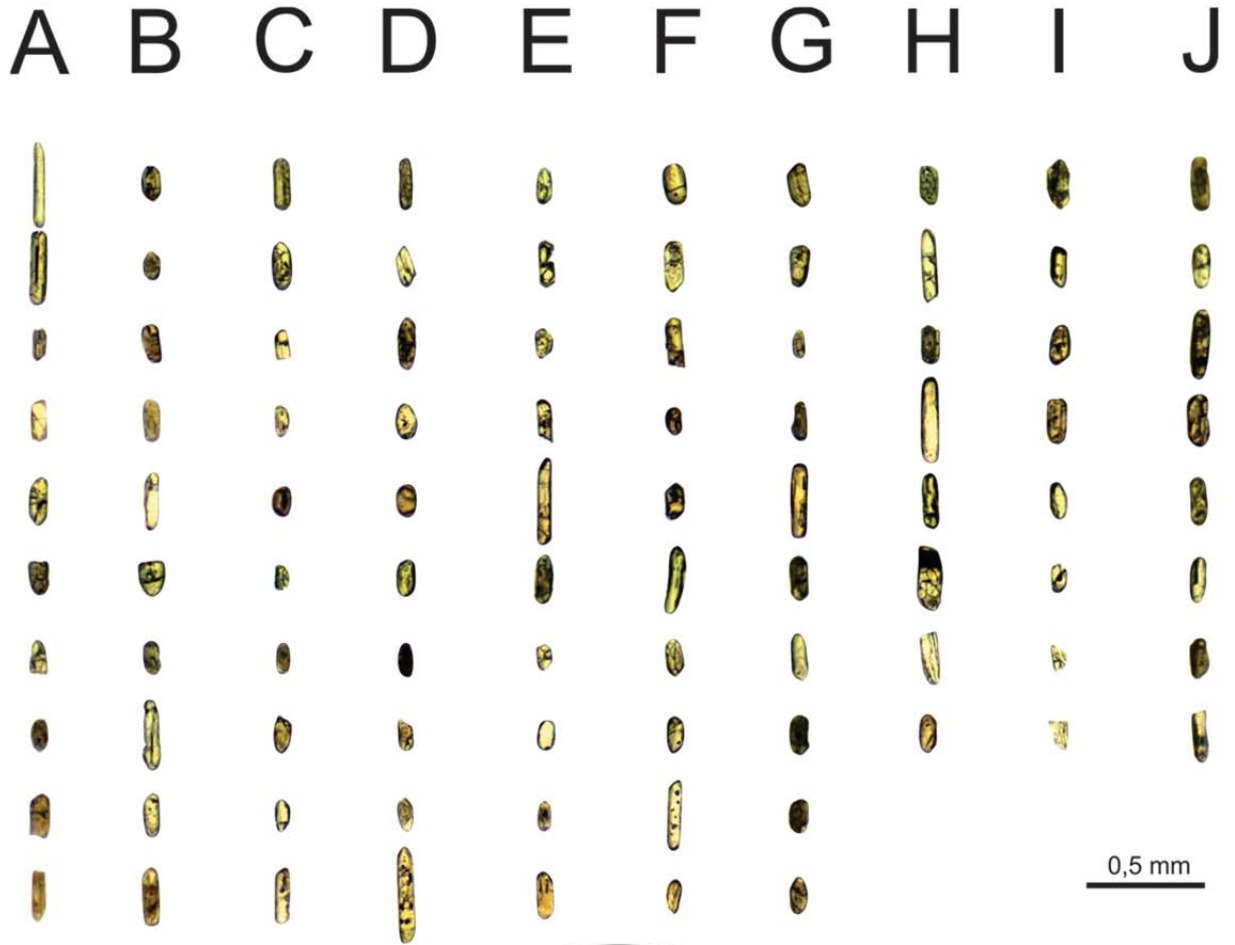
Zimmermann U., Andersen T., Madland M.V., Larsen I.S. 2015. The role of U-Pb ages of detrital zircons in sedimentology - An alarming case study for the impact of sampling for provenance interpretation. *Sedimentary Geology*, **320**:38–50.

ANEXOS

ANEXO A - Imagens via lupa binocular

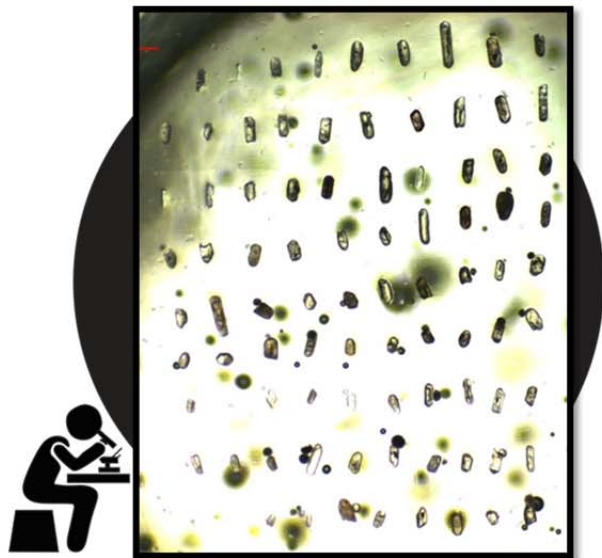
Bacia do Parnaíba
(Fm. Pimenteiras)

CC04 180-125



Bacia do Parnaíba
(Fm. Pimenteiras)

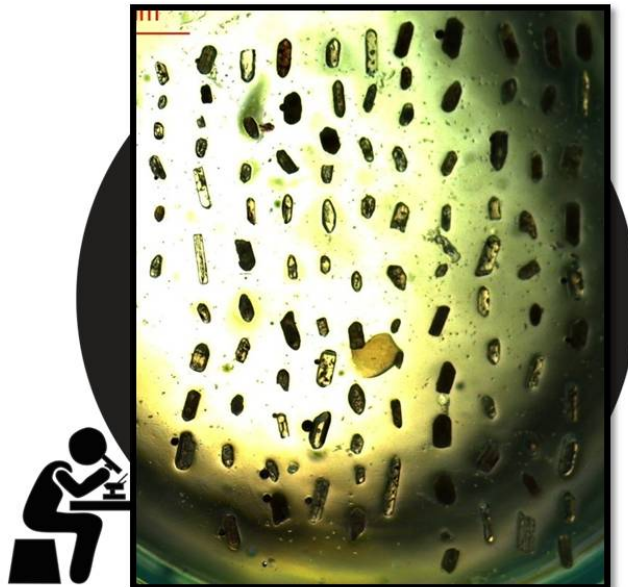
CC04 250-180



Bacia do Parnaíba

(Fm. Cabeças)

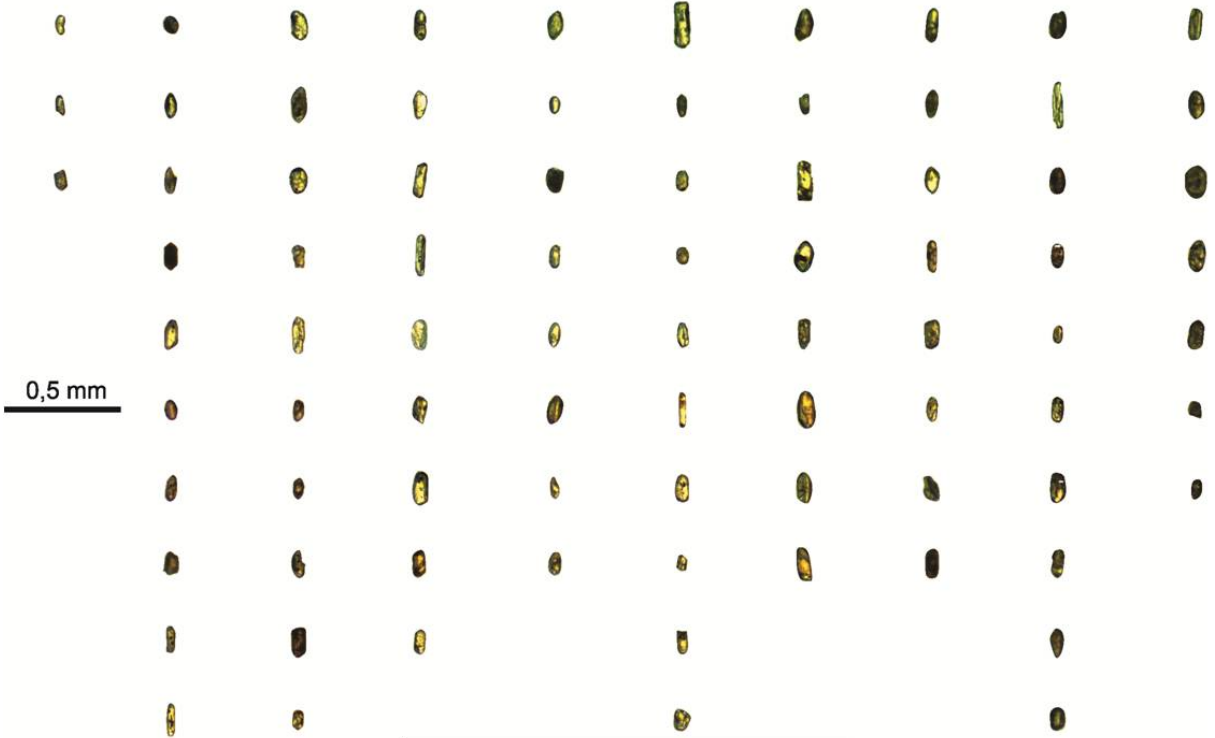
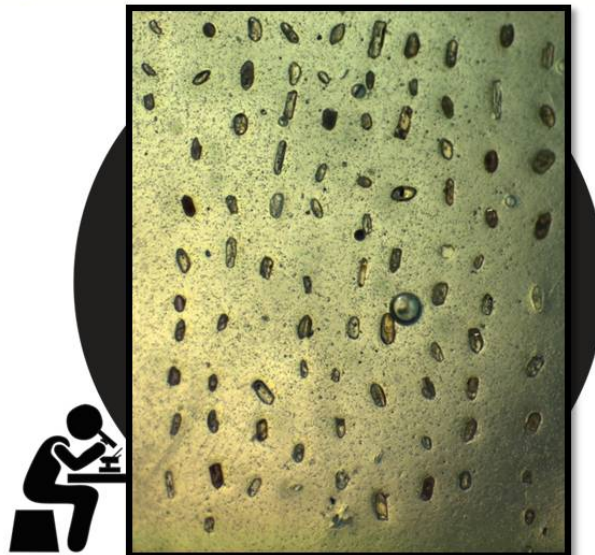
CC03 250-180



Bacia do Parnaíba*(Fm. Cabeças)*

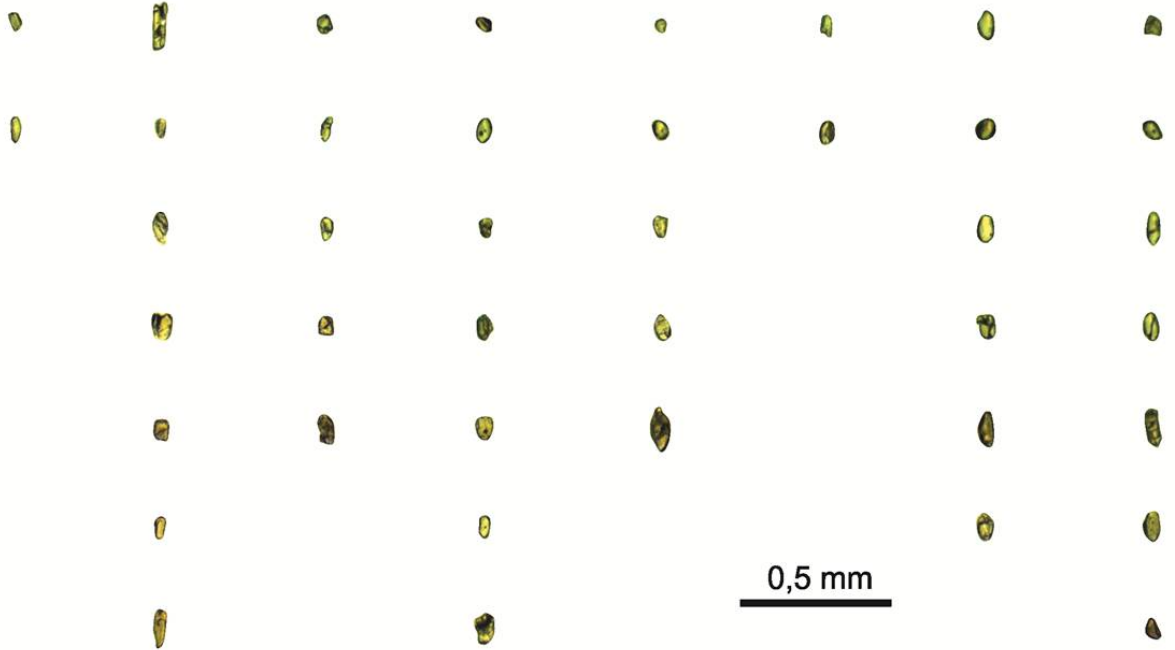
CC06 250-180

A B C D E F G H I J

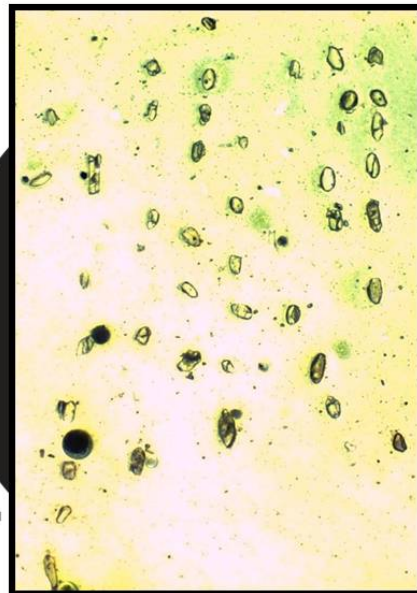
0,5 mm

Bacia do Parnaíba*(Fm. Longá)*

CC02 250-180

A B C D E F G H

0,5 mm

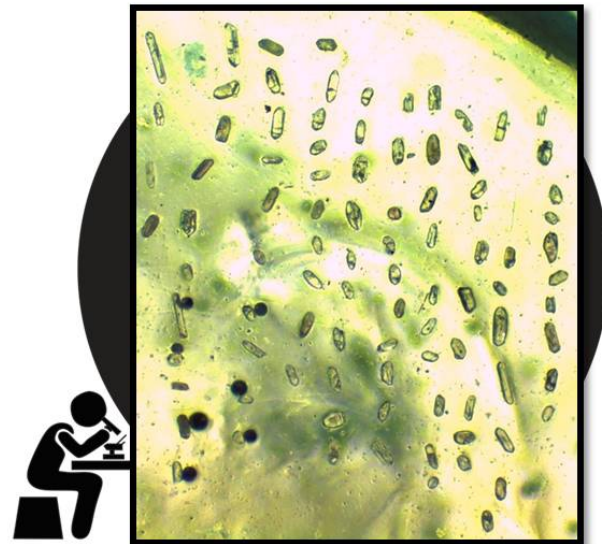
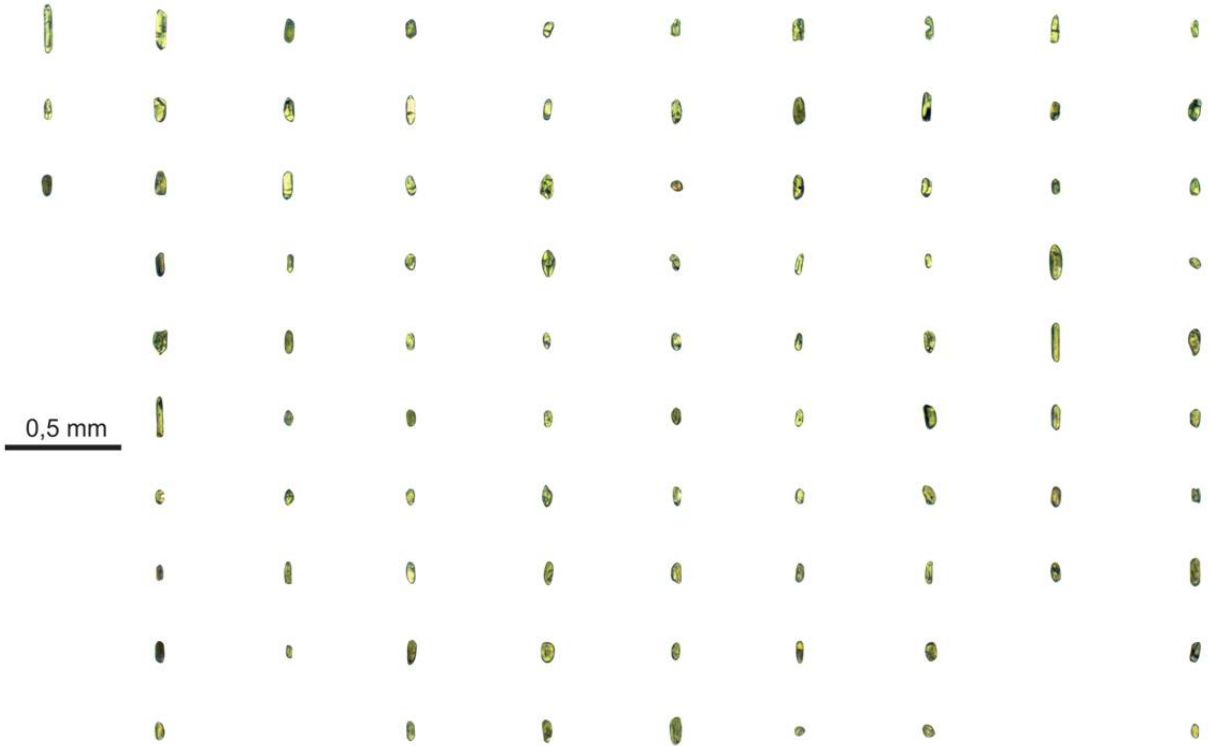


Bacia do Parnaíba

(Fm. Longá)

CC02 250

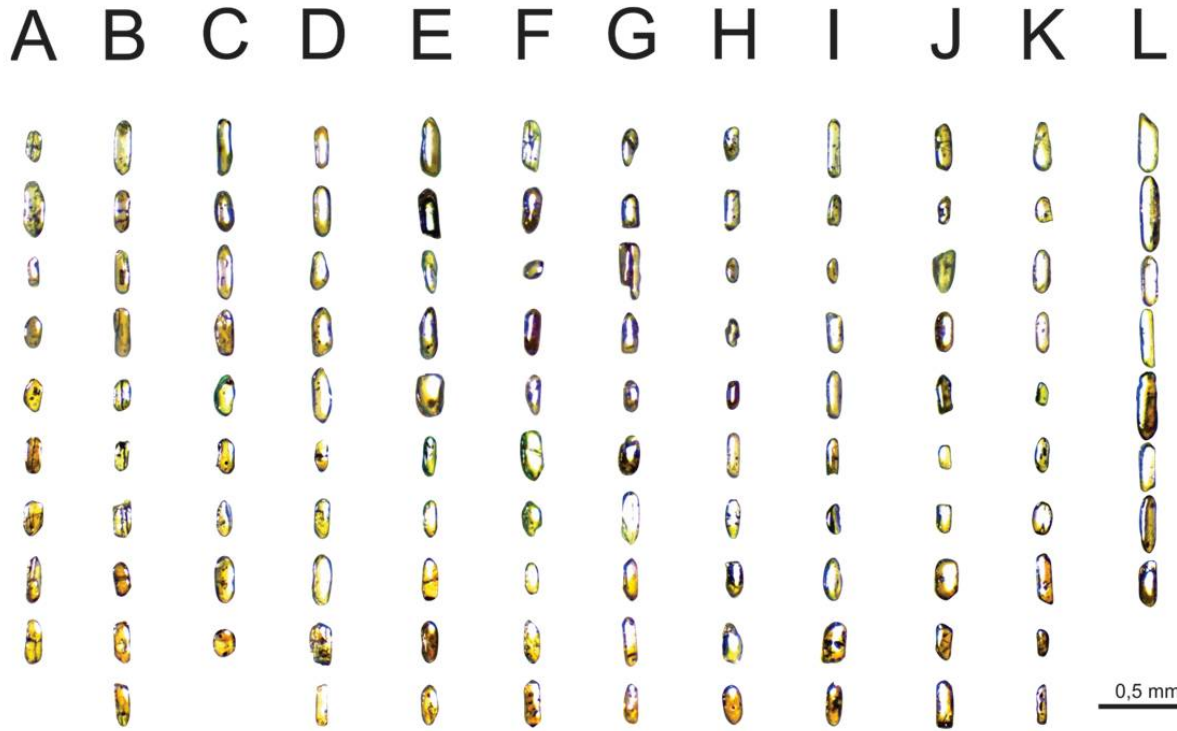
A B C D E F G H I J



Bacia do Parnaíba

(Fm. Poti)

CC05 250-180



Bacia do Parnaíba

(Fm. Poti)

CC01 250-180



ANEXO B - Dados U-Pb dos zircões detríticos do grupo
Canindé via LA-ICP-MS

095 CC01 250-180 L9	0.000090	0.7593	5.824475	3.97	0.353250	2.35	0.59	0.119584	3.20	1950.1	45.9	1950.0	62.5	100.0
096 CC01 250-180 L10	0.000326	0.4866	0.521555	5.44	0.068242	3.63	0.67	0.055430	4.06	425.6	15.5	429.6	17.4	101.0
097 CC01 250-180 L11	0.000444	0.3280	0.680281	7.24	0.085210	4.18	0.58	0.057902	5.92	527.1	22.0	526.1	31.1	99.8
098 CC01 250-180 L12	0.000677	0.6910	5.808305	2.73	0.351630	1.62	0.60	0.119801	2.19	1942.4	31.6	1953.3	42.8	100.6
0101 CC01 250-180 L13	0.000385	0.3361	2.355267	4.17	0.211013	2.40	0.58	0.080952	3.40	1234.2	29.7	1220.3	41.5	98.9
0102 CC01 250-180 L14	0.000585	0.0935	0.855366	3.79	0.102315	2.69	0.71	0.060633	2.67	628.0	16.9	626.3	16.7	99.7
0103 CC01 250-180 L15	0.000732	0.1303	0.776801	5.30	0.094768	4.19	0.79	0.059449	3.25	583.7	24.4	583.6	19.0	100.0
0106 CC01 250-180 L18	0.000154	0.3290	2.206879	4.92	0.201866	3.65	0.74	0.079289	3.31	1185.3	43.3	1179.4	39.0	99.5
0108 CC01 250-180 L20	0.000467	0.4631	6.775457	2.27	0.381777	1.14	0.50	0.128715	1.97	2084.6	23.7	2080.5	41.0	99.8
0109 CC01 250-180 L21	0.000169	0.6478	0.847150	7.14	0.101337	5.16	0.72	0.060630	4.94	622.2	32.1	626.2	31.0	100.6
0110 CC01 250-180 B1	0.000074	1.2497	0.743675	15.85	0.091414	9.34	0.59	0.059003	12.80	563.9	52.7	567.2	72.6	100.6

^aFração não-radiogênica ²⁰⁶Pb da análise dos zircões (spots), onde $f_{206} = [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_c / [^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}]_s$ (c=comum; s=amostra); ^bTh/U razão e proporção de Pb, Th e U (em pmm) são calculados relativos ao zircão de referência GJ-1; ^dRho é a correlação de erro definida como um quociente de propagação de erros das razões ²⁰⁶Pb/²³⁸U e ²⁰⁷Pb/²³⁵U; ^eCorreção do *mass-bias* por normalização do GJ-1 e Pb comum, utilizando o modelo de composição de Pb de Stacey and Kramers (1975); ^fGrau de concordância = $(100 * ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \text{ idade} / ^{207}\text{Pb}/^{206}\text{U} \text{ idade})$.