



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Matheus Fernando Ancelmi

Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detríticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica Zone (CE), NW da Província Borborema

Dissertação apresentada ao Instituto de Geociências como parte dos requisitos para obtenção do título de Mestre em Geociências na área de Geologia e Recursos Naturais

Orientador: Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos (UNICAMP)

Campinas – SP

Março de 2011

MATHEUS FERNANDO ANCELM
28 03 2011
ORIENTADOR

FICHA CATALOGRÁFICA ELABORADA POR
CÁSSIA RAQUEL DA SILVA – CRB8/5752 – BIBLIOTECA “CONRADO PASCHOALE” DO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
UNICAMP

Unidade BCC
UNICAMP
Autor An21m
Ed. 1
Número BC 92143
Proc. 15-1201
D ✓
Preço 1,00
Data 11/09/11
Cód. tit. 199795

An21m Ancelmi, Matheus Fernando, 1983-
Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detriticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica Zone (CE), NW da Província Borborema / Matheus Fernando Ancelmi--Campinas,SP.: [s.n.], 2011.

Orientador: Ticiano José Saraiva dos Santos

Dissertação (mestrado) Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências.

1. Metamorfismo (Geologia) 2. Geocronologia. 3. Província Pegmatítica da Boborema (PPB). I. Santos, Ticiano José Saraiva dos, 1964- II. Universidade Estadual de Campinas, Instituto de Geociências. III. Título.

Informações para a Biblioteca Digital

Título em inglês: Metamorphism and provenance study, based on detrital zircon U-Pb ages and Nd isotopic data, of the metasedimentary rocks of Band Eclogite Zone (CE), NW Borborema Province.

Palavras-chaves em inglês:

Metamorphism (Geology)
Geochronology
Borborema Province

Área de concentração: Geologia e Recursos Naturais

Titulação: *Mestre em Geociências.*

Banca examinadora:

Ticiano José Saraiva dos Santos
Bernhard M. Buhn
Elson Paiva de Oliveira

Data da defesa: 28-03-2011

Programa de Pós-graduação em Geociências



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS NA
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

AUTOR: Matheus Fernando Ancelmi

"Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detriticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica Zone (CE), NW da Província Borborema

ORIENTADOR: Luciano José Saraiva dos Santos

Defesa em: 28 de março de 2011

EXAMINADORES

Presidente: Luciano José Saraiva dos Santos

A handwritten signature in black ink, appearing to read "Luciano José Saraiva dos Santos".

Presidente

Examinador: José Roberto de Oliveira

A handwritten signature in black ink, appearing to read "José Roberto de Oliveira".

Examinador: Roberto Buhn

A handwritten signature in black ink, appearing to read "Roberto Buhn".

Campinas, 28 de março de 2011

**Aos amores da minha vida:
minha filha Rafaela e
minha mulher Josi**

Agradecimentos

Em primeiro lugar, ao Prof. Ticiano José Saraiva dos Santos, pela orientação, pela oportunidade de aprimorar meus conhecimentos, pelo companheirismo e por dividir um pouco de sua sabedoria e inteligência.

Aos meus pais pelo amor e suporte.

Aos amigos Wagner Silva do Amaral e Stefano Albino Zincone pela companhia nas campanhas de campo e pelas discussões geológicas.

Aos professores Elson Paiva de Oliveira e Lena Virgínia Soares Monteiro por darem-me a oportunidade de ser monitor nas disciplinas de Geologia Histórica e do Brasil e Petrologia e Petrografia Metamórfica, respectivamente. Contribuindo muito com minha formação. Agradeço ambos também pelas correções e sugestões no processo de qualificação.

Aos professores que compuseram a banca de defesa. Prof. Dr. Elson Paiva de Oliveira e o Prof. Dr. Bernhard M. Bühn (UnB) pelas sugestões e críticas.

Aos professores das disciplinas de pós-graduação do IG-Unicamp.

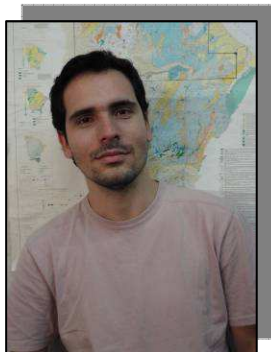
Aos funcionários do IG-Unicamp, em especial às secretárias da pós-graduação Valdirene e Gorete.

Ao Prof. Elton Luiz Dantas (UnB) e todos técnicos do Laboratório de Geocronologia da Universidade de Brasília pelo suporte e atenção prestada nas atividades laboratoriais.

Ao Cnpq pela bolsa de mestrado.

Ao INCT, Instituto do Milênio e FAPESP pelo suporte financeiro.

Biografia



MATHEUS FERNANDO ANCELMÍ

Nascido em 13 de julho de 1983, na cidade de Campinas-SP, ingressou no curso de Geologia em 2004 na Universidade Estadual de Campinas, depois de ter frequentado escolas públicas no ensino fundamental e médio. Obteve o título de Bacharel em Geologia em dezembro de 2008, sendo seu Trabalho de Conclusão de Curso orientado pelo Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos com o título: *Mapeamento de detalhe das rochas de alta pressão de Forquilha (CE), Domínio Ceará Central, Província Borborema.*

Em 2009, ingressou no Programa de Pós-Graduação em Geociências na modalidade de Mestrado pela Universidade Estadual de Campinas, com orientação do Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos. No mesmo ano, em março, uniu-se em matrimônio com Josiane Aparecida da Silva. E em novembro de 2010 tiveram sua primeira filha, Rafaela da Silva Ancelmi.

Atualmente, é aluno do Programa de Pós-graduação em Geociências da Universidade Estadual de Campinas na modalidade de Doutorado, que também está sob orientação do Prof. Dr. Ticiano José Saraiva dos Santos e co-orientação do Prof. Dr. Elton Luiz Dantas (UnB) e do Prof. Dr. Wagner da Silva Amaral (UFC).

Seus interesses de pesquisa são relacionados à evolução crustal pré-cambriana com utilização da geocronologia U-Pb e Sm-Nd. E os principais produtos de suas pesquisas podem ser conferidos no sítio:

<http://buscatextual.cnpq.br/buscatextual/visualizacv.jsp?id=K4273455H3>.

Índice

Agradecimentos	v
Parte II	ix
Índice de Tabelas	x
Apresentação.....	1
Parte I.....	2
Caracterização geológica e petrográfica da Faixa Eclogítica de Forquilha, Domínio Ceará Central, NW da Província Borborema	2
Resumo	2
Abstract	2
1. Introdução	3
2. Arcabouço Geológico Regional	4
2.2 <i>Domínio Ceará Central (DCC)</i>	6
3. Contexto geológico da área de estudo	7
3.1 <i>Faixa de gnaisses da zona da sillimanita (FZSill)</i>	9
3.2 <i>Faixa eclogítica de Forquilha (FEF)</i>	11
3.3 <i>Faixa de gnaisses da zona da cianita (FZKy)</i>	18
4. Discussões e Conclusões	19
4.1 <i>Metamorfismo regional</i>	19
4.2 <i>Implicações tectônicas</i>	22
Agradecimentos.....	25
Referências.....	25
Parte II	32
Sediment provenance study, based on detrital zircon U-Pb ages and Nd isotopic data, of metasedimentary country rocks of retrograded eclogites of Forquilha (CE), NW Borborema Province, Brazil	33
Abstract	33
1. Introduction	34
2.1 <i>Médio Coreaú Domain (MCD)</i>	36
2.2 <i>Ceará Central Domain (CCD)</i>	36
3. Geological settings of Forquilha Eclogite Zone (FEZ)	40
4. U-Pb data	46
4.1 <i>Previous detrital zircon studies from CCD</i>	46
4.2 <i>Laboratory techniques</i>	46
4.3 <i>Sample description and results</i>	47
5. Nd isotopic data	52
5.1 <i>Laboratory techniques</i>	52
5.2 <i>Samples description and results</i>	52
6. Discussion and conclusions	53
6.1 <i>Depositional age constraints</i>	53
6.3 <i>Tectonic implications</i>	58
Acknowledgments	60
References	60
APPENDIX A	66

Índice de Figuras

Parte I

<i>Figura 1 - Mapa simplificado da porção setentrional da Província Borborema mostrando seus principais blocos crustais (adaptado de Fetter et al., 2000) e localização da área de estudo (Figura 2).</i>	5
<i>Figura 2 - Mapa geológico de detalhe e perfil geológico esquemático de uma porção a oeste do AMSQ onde há dezenas de boudins de retroeclogitos.</i>	8
<i>Figura 3 – Gnaisse paraderivado da FZSill. A) Aspecto macroscópico de sillimanita-granada-biotita gnaisse. B) Fotomicrografia mostrando a paragênese da rocha, composta por Grt (em A) + Sill + Bt + Pl + Kfs + Qtz.</i>	10
<i>Figura 4 – Rochas metamáficas encaixadas em paragnaisses da FZSill. A) Afloramento de granada anfibolito inserido na FZSill. Foliação com atitude 170/68 e indicadores cinemáticos, como poiquiloblastos de granadas rotacionadas (vide B), indicam movimento de topo para W. As inclusões deste poiquiloblasto são de titanita, quartzo e anfibólio. C) Destaque para os raros cristais de diopsídio presente na rocha. D) Foto de detalhe de diopsídio anfibolito. Destaque para os cristais de diopsídio que se apresentam em bandas paralelas e descontínuas. E) Fotomicrografia mostrando que o diopsídio é substituído em suas bordas e nos planos de clivagem por epidoto e anfibólio, em típica reação de retrometamorfismo.</i>	11
<i>Figura 5 - Paragnaisses encaixantes dos retroeclogitos. As principais ocorrências estão na localidade de Cachoeira das Moças. Em (A) feição macroscópica de uma porção rica em aluminossilicatos. Na parte central da figura, porfiroblasto de granada com cerca de 2,5 cm possui inclusão de cianita. Na matriz álcali-feldspato, plagioclásio, sillimanita, quartzo e biotita. B) Foto de porção com leve migmatização e a ocorrência de porfiroblastos de granada junto às porções leucocráticas. C) Porção fortemente migmatizada com presença de porfiroblastos de álcali-feldspatos. As figuras (A), (B) e (C) mostram uma variação que ocorre em um perfil de aproximadamente 300 m.</i>	12
<i>Figura 6 – Ortognaisses da FEF. A) Biotita gnaisse migmatizado com anfibólio e apatita constitui uma unidade ortoderivada que também encaixa os retroeclogitos; B) Augen gnaisse milonítico. Porfiroclastos de álcali-feldspato possuem dimensões de até 8 cm. Os retroeclogitos estão sempre a leste desta unidade.</i>	13
<i>Figura 7 – Aspectos macroscópicos dos retroeclogitos de Forquilha. A) Forma de ocorrência dos retroeclogitos. Encaixados na forma de boudins em gnaisses orto- e paraderivados; B) Porção foliada de retroeclogito; C) Os retroeclogitos por vezes apresentam faixas (destacado por linhas tracejadas brancas) com paragênese retrometamórfica concentrada, onde há maior proporção de anfibólio e plagioclásio; D) Aspecto macroscópico de granada-clinopiroxênio fels (granada clinopiroxenito) da localidade de Fazenda Juazeiro. Granada envolvida por anfibólio em matriz esverdeada composta por simplectitos de diopsídio e plagioclásio.</i>	14
<i>Figura 8 – Aspectos microscópicos dos retroeclogitos de Forquilha. A) Fotomicrografia de retroeclogito com granadas do tipo atol, onde mostra que simplectitos de diopsídio e plagioclásio ocorrem no interior e exterior das ilhas de granada. B) A imagem em MEV ainda ressalta que estas ilhas de granadas além de cercar simplectitos, abarcam em seu interior granada subeuédrica com inclusões de anfibólio, quartzo, plagioclásio; C) Imagem em MEV de poiquiloblasto xenomórfico de granada com inclusões de quartzo que desenham contorno de uma primeira blastese de granada. As análises semi-quantitativas indicam enriquecimento de Mg</i>	

<i>na região central e borda.</i>	15
<i>Figura 9 - Aspectos microscópicos dos retroeclogitos de Forquilha A) Fotomicrografia a luz polarizada de granada-clinopiroxênio fels (granada clinopiroxenito). As linhas tracejadas vermelhas marcam simplectitos de plagioclásio e diopsídio que podem representar pseudomorfos de onfacita. Os limites dos pseudomorfos são definidos pela extinção do diopsídio presente nos simplectitos; B) Fotomicrografia de porfiroblasto de granada xenomórfico cercada por simplectito de diopsídio e plagioclásio, que por sua vez, é cercado por corona de anfibólio e opaco (ilmenita); C) Fotomicrografia mostrando que os poiquiloblastos de granada são envoltos por coronas plagioclásio. Entre a matriz, constituída por simplectitos de diopsídio e plagioclásio, e as coronas de plagioclásio está a maior concentração de anfibólio; D) Vermículas de diopsídio são substituídas por anfibólio.</i>	16
<i>Figura 10 – Aspectos microscópicos das porções mais retrógradas dos retroeclogitos de Forquilha. A) Fotomicrografia de granada anfibolito. Hornblenda oblitera simplectitos de diopsídio e plagioclásio. Destaque para maior concentração de ilmenita; B) Fotomicrografia de litotipo onde não há presença de simplectitos de diopsídio e plagioclásio. Há também presença de granadas isentas de coronas de plagioclásio, interpretadas como granadas geradas no retrometamorfismo.</i>	17
<i>Figura 11 – Gnaisses paraderivados da FZKy, e aspectos microscópicos das rochas metamáficas encaixadas neste gnaisses. A) Foto de cianita-granada-biotita gnaisse da FZKy. Porfiroblastos de granada e cianita em matriz gnáissica de granulação grossa composta por quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio; B) Fotomicrografia de cianita-granada-biotita gnaisse da FZKy. Porfiroblasto de granada, com inclusão de rutilo na porção central, e porfiroblastos de cianita cercados por biotita e quartzo; C) e D) Fotomicrografias de rochas metamáficas inseridas na FZKy. Em (C), destaque para a paragênese $Grt + Di + Pl + Amp + Qtz + Rt$. C) e D) O diopsídio é substituído por anfibólio nas bordas e nos planos de clivagem.</i>	19

Parte II

<i>Figure 1 - Simplified geological map showing the major crustal blocks of northern Borborema Province (adapted from Fetter et al., 2003).</i>	39
<i>Figure 2 - Main geological setting of the Ceará Central Domain (CCD) and Médio Coreau Domain (MCD). Adapted from Cavalcante et al. (2003) and de Araújo et al. (2010a).</i>	39
<i>Figure 3 - Detail Geological Map of study area and samples location.</i>	42
<i>Figure 4 - A) Boudins of retrograded eclogites; B) Macroscopic view of retrograded eclogites. Mesocratic rock rich in garnet and clinopyroxene; C) Photomicrograph showing an anhedral porphyroblast of garnet and fine symplectites of clinopyroxene and plagioclase; D) Photomicrograph showing a small garnet surround by thin plagioclase corona and very fine intergrowths of clinopyroxene and plagioclase. Hornblende replaces part of the symplectites of clinopyroxene. In this case, hornblende presents a yellow to pale yellow interference color. Next to garnet, the hornblende grains are larger than in symplectite.</i>	43
<i>Figure 5 - A) Mylonitic augen gneiss unit. Alkali-feldspar porphyroclasts reach up to 8 cm in length. The retrograded eclogites occur to the east of this orthoderived unit; B) Macroscopic view of the mesosome portion of migmatized kyanite-garnet-biotite gneiss; C, D and E) Sequence of images showing different degrees of migmatization. The migmatization is promoted by reaction $Bt + Sill + Pl = Grt + Kfs + L$, resulting in garnet-bearing leucocratic gneiss</i>	

(D, E). In (E), sillimanite and biotite surrounding garnet, suggesting retrometamorphism.44

Figure 6 - A) Macroscopic aspect of sillimanite-garnet-biotite gneiss; B) Photomicrography of sillimanite-garnet-biotite gneiss showing the mineral paragenesis of this unit. Sillimanite + garnet (see in A) + quartz + biotite + alkali-feldspar + plagioclase; C) Macroscopic aspect of kyanite-garnet-biotite gneiss; D) Photomicrography of kyanite-garnet-biotite gneiss showing the mineral paragenesis of this unit. Kyanite + garnet (see in C) + quartz + biotite + alkali-feldspar + rutile + plagioclase.45

Figure 7 – Detrital U-Pb zircon results of the FEZ paragneisses. Diagram of the concordia plot of all zircon grains analyzed and the probability density plot of zircon grains with discordance less than 10%. All samples show a Paleoproterozoic age distribution.48

Figure 8 - Detrital U-Pb zircon results of the Ceará Group paragneisses and mylonitic quartzite unit Diagram of the concordia plot of all zircon grains analyzed and the probability density plot of zircon grains with discordance lower than 10%. Samples The MAT-Sill and MAT-Ky samples represent rocks of Neoproterozoic sequence of Ceará Group, western of SQMA. Sample MAT-Qtz represents tectonic slices with detrital zircons for reworked older units.50

Figure 9 - BSE images of detrital zircons ages showing the main characteristics of analyzed zircons of samples MAM-1, MAM-8, MAM-10, MAT-Ky and MAT-Sill.51

Figure 10 - ϵNd vs. time diagram of FEZ paragneisses and mylonitic augen gneiss. The youngest detrital zircon age of FEZ was used to calculate the $\epsilon Nd_{(T)}$ values. The ϵNd signature of Paleoproterozoic basement of NW Borborema Province were adapted from [Van Schmus et al. \(1995\)](#), [Fetter et al. \(2000\)](#) and [Santos et al. \(2009b\)](#).55

Figure 11 - U-Pb zircon density plot comparisons A) Metasedimentary rocks of FEZ are compared with metasedimentary rock of Novo Oriente Group ([de Araújo et al., 2010a](#)); B)The MAT-Sill and MAT-Ky samples are compared with sample from [Arthaud \(2007\)](#). Colored bands indicate the possible material sources of the sequences in this study..57

Índice de Tabelas

Parte II

Table 1 - Description of zircons of all samples analyzed.51

Table 2 - Sm-Nd isotopic data.52

Table 3 - LA-ICP-MS age results for detrital zircon grains66



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Metamorfismo e estudo de proveniência, baseado em U-Pb em zircões detríticos e isótopos de Nd, das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica de Forquilha (CE), NW da Província Borborema

Matheus Fernando Ancelmi

Resumo

Na porção NW da Província Borborema, Domínio Ceará Central, a existência de retroeclogitos posicionados a oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria são importantes registros geológicos para caracterização geotectônica, principalmente pelo fato destes tipos de rochas comumente marcarem zonas de subducção oceânica e colisão de blocos continentais.

Com mapeamento geológico, em escala 1:10.000, e estudo petrográfico foram caracterizados dezenas de lentes de retroeclogitos numa faixa N-S ao longo de mais de 16 km. Tais rochas estão encaixadas em gnaisses orto- e paraderivados, e raramente associadas a rochas cálcio-silicáticas. O retrometamorfismo ocorreu de forma heterogênea nestes corpos metamáficos, sendo mais intenso nas bordas devido sua interação com fluídos contidos nos gnaisses encaixantes. Assim, são sugeridas as seguintes reações de retrometamorfismo: 1°) $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Pl} + \text{Amp}$ ou $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Rt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp} + \text{Ilm} + \text{Pl}$; 2°) $\text{Omp} \rightarrow \text{Di} + \text{Pl}$; 3°) $\text{Grt} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp}$; 4°) $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Grt}_2 + \text{Pl} (\text{An}) + \text{Amp}$. Cabendo ressaltar a incipiente formação de Fe(Mg)-clorita e actinolita que são minerais de fácies xisto verde. Já os gnaisses encaixantes estão migmatizados e apresentam a paragênese de sillimanita (depois de cianita) + granada + biotita + álcali-feldspato + rutilo + quartzo ± plagioclásio, típica de fácies granulito de alta pressão. Estas associações compõem a Faixa Eclogítica de Forquilha, que estruturalmente está em contato tectônico de empurrão com faixas predominantemente constituídas por metapelitos e pequenas porções de metacalcários e metamáficas com diferentes graus metamórficos pertencentes ao Grupo Ceará.

Estudos anteriores mostraram que a idade do protólito destes retroeclogitos é de ca. 1,57 Ga, com dois eventos de metamorfismo entre 650 a 630 Ma e 620 a 600 Ma. Para avaliar a relação destes retroeclogitos e suas encaixantes, foi realizado um estudo de proveniência de sedimentos, baseado em U-Pb (*LA-ICP-MS*) em zircões detríticos e isótopos de Nd, que identificou que esta bacia recebeu sedimentos continentais exclusivamente de fontes paleoproterozóicas com picos entre 2,0 e 2,2 Ga. A idade máxima de sedimentação é estimada em ca. 1850 Ma e os embasamentos paleoproterozóicos do Domínio Ceará Central e do Domínio Rio Grande do Norte são as prováveis fontes de sedimentos em uma margem passiva ou uma bacia intracratônica.

Adicionalmente, estudo de proveniência foi realizado nas rochas do Grupo Ceará, e neste caso os zircões detríticos mostraram um espectro de idades desde o Paleoproterozóico até o Neoproterozóico. Zircões mais jovens que ca. 650 Ma possuem característica de grãos metamórficos por conta da baixa razão Th/U e textura do tipo ovóide e *soccer ball*. A idade máxima de deposição foi estimada pelo zircão que forneceu a idade de $659 \pm 4 \text{ Ma}$ ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, Th/U = 0,56), indicando que esta bacia teve um curto período de existência (ca. 15 Ma), sendo possivelmente parte de um ambiente de margem ativa. Estes dados e as relações de campo mostram que a Faixa Eclogítica de Forquilha foi exumada e colocada tectonicamente com unidades de cobertura de uma margem ativa.



UNIVERSIDADE ESTADUAL DE CAMPINAS
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOCIÊNCIAS
ÁREA DE GEOLOGIA E RECURSOS NATURAIS

Metamorphism and provenance study, based on detrital zircon U-Pb ages and Nd isotopic data, of the metasedimentary rocks of Forquilha Eclogite Zone (CE), NW Borborema Province.

Abstract

In the NW Borborema Province, Ceará Central Domain, retrograded eclogites occur in the west side of the Santa Quitéria Magmatic Arc. These high-pressure metamafic rocks are important geological features, due to the fact that this type of rock is typical of subduction and collisional zones.

Based on 1:10.000 geological map and petrography of the lithological units established in this work, it is possible to character that the Forquilha retrograded eclogites occur along more than 16 km in a N-S trend belt. These metamafic rocks are enclosed in migmatized ortho- and paragneisses, and rarely in calc-silicate rocks. The retrogressive metamorphism occurred heterogeneously on these metamafic bodies, being more intensive at the outer parts and obliterating higher mineral paragenesis, possibly due to a greater interaction with fluids of the host rocks. Thus, it is suggested the following retrometamorphic reactions: 1°) $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Pl} + \text{Amp}$ or $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Rt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp} + \text{Ilm} + \text{Pl}$; 2°) $\text{Omp} \rightarrow \text{Di} + \text{Pl}$; 3°) $\text{Grt} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp}$; 4°) $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Grt}_2 + \text{Pl} (\text{An}) + \text{Amp}$, besides the incipient formation of Fe(Mg)-chlorite and actinolite that are typical of greenschist facies conditions. The paragneisses that enclose these rocks are migmatized and present the mineral paragenesis of sillimanite (after kyanite) + garnet + biotite + alkali-feldspar + rutile + quartz \pm plagioclase, which is typical of high-pressure granulite facies conditions. Together, these rocks establish the Forquilha Eclogite Zone, which is in tectonic contact with rocks of Ceará Group that are dominantly constitute by metapelites and minor portions of metacalcareous and metamafic rocks metamorphosed in different levels.

Previous geochronological studies on these retrograded eclogites show a ca. 1.57 Ga protolith age, and two metamorphic ages ranging from 650 to 630 Ma and 620 to 600 Ma. A sediment provenance study, based on LA-ICP-MS detrital zircon U-Pb ages and whole rock Nd isotopic data, were performed on the metasedimentary rocks that host these retrograded eclogites, in order to determine the maximum depositional age and the possible sources of sediment material. The zircon age distribution, Nd isotopic ratios and T_{DM} model ages demonstrated that these rocks exclusively received sediments from Paleoproterozoic sources older than ca. 1.85 Ga, with peaks at 2.0 to 2.2 Ga. The Paleoproterozoic basement of Rio Grande do Norte Domain and Ceará Central Domain are estimated as the main possible sources of sediments on a passive margin or intracratonic basin.

It also was analyzed detrital zircons of non-migmatized metasedimentary rocks of Ceará Group, which are in tectonic contact with FEZ. In this case, the samples showed an age distribution from Paleoproterozoic to Neoproterozoic. Zircon grains younger than 650 Ma present low Th/U ratio, and ovoid and soccer ball textures typical of metamorphic grains. Because of this, the maximum deposition age of this sequence is constrained by the youngest zircon grain dated at 659 ± 4 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age, Th/U = 0.56), what indicates that this sedimentary basin had a short life (ca. 15 Ma) and possible have been part of an active margin setting. These data and structural field observations suggest that the FEZ was exhumed and tectonically juxtaposed with cover units of a active margin setting.

Apresentação

A presença de retroeclogitos no NW da Província Borborema, Domínio Ceará Central, é uma importante feição geológica na caracterização da evolução geológica da província. Entender as relações dos retroeclogitos e suas encaixantes é uma forma de abordagem para contribuir com o conhecimento geológico da área. Neste sentido os objetivos deste trabalho são:

- caracterizar do ponto de vista metamórfico os retroeclogitos e as rochas metassedimentares que estão no contexto geológico da Faixa Eclogítica de Forquilha, com base em relações petrográficas;

- com uso de sistemática U-Pb em zircões detríticos e isótopos de Nd, verificar as prováveis fontes de sedimentos das rochas paraderivadas, estabelecer uma idade máxima de sedimentação e aprimorar o conhecimento sobre o contexto geotectônico da porção NW da Província Borborema;

Os resultados deste trabalho são apresentados na forma de dois artigos. No primeiro, são apresentados os aspectos geológicos da área de estudo, com base em mapa geológico detalhado, descrição das unidades e caracterização metamórfica. No segundo, escrito em inglês, é apresentado um estudo de proveniência baseado em zircões detríticos (U-Pb em LA-ICP-MS) e isótopos de Nd das rochas metassedimentares da Faixa Eclogítica de Forquilha e do Grupo Ceará.

Parte I

Caracterização geológica e petrográfica da Faixa Eclogítica de Forquilha, Domínio Ceará Central, NW da Província Borborema

Resumo

Com o mapeamento geológico, escala 1:10.000, e estudo petrográfico foram caracterizados o modo de ocorrência, distribuição e paragêneses dos retroeclogitos de Forquilha, que situam-se em uma faixa N-S ao longo de mais de 16 km na região NW da Província Borborema. Tais rochas ocorrem boudinadas em gnaisses migmatizados orto- e paraderivados, e raramente rochas cálcio-silicáticas. Esta associação de rochas compõe a Faixa Eclogítica de Forquilha, que estruturalmente está em contato tectônico de empurrão com faixas predominantemente constituídas por metapelitos e corpos subordinados de metacalcários e metamáficas metamorfisados em fácies granulito e fácies anfíbolito superior. O retroeclogitos evidenciam quatro estágios de retrometamorfismo marcados pelas seguintes reações sugeridas: 1°) $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Pl} + \text{Amp}$ ou $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Rt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp} + \text{Ilm} + \text{Pl}$; 2°) $\text{Omp} \rightarrow \text{Di} + \text{Pl}$; 3°) $\text{Grt} + \text{Di} + \text{Pl} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp}$; 4°) $\text{Grt} + \text{Pl} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Grt}_2 + \text{Pl} (\text{An}) + \text{Amp}$. Cabendo destacar também a incipiente formação de Fe(Mg)-clorita e actinolita. Este retrometamorfismo ocorreu de forma heterogênea nestes corpos, sendo mais intenso nas bordas devido à interação com fluidos contidos nos gnaisses encaixantes. A ocorrência de retroeclogitos na Província Borborema é importante para a contextualização desta na evolução tectônica do Gondwana Ocidental.

Palavras-chaves: *Retroeclogitos, Domínio Ceará Central, Província Borborema*

Abstract

In the NW Borborema Province, Ceará Central Domain, retrograded eclogites occur in the west side of the Santa Quitéria Magmatic Arc. These rocks are important geological features, due to the fact that this type of rock is typical of subduction and collisional zones. Based on 1:10.000 geological map and petrography of the lithological units established in this work, it is possible to character that the Forquilha retrograded eclogites occur along more than 16 km in a N-S trend belt. These metamafic rocks are enclosed in migmatized ortho- and paragneisses, and rarely in calc-silicate rocks. The retrogressive metamorphism occurred heterogeneously on these metamafic bodies, being more intensive at the outer parts and obliterating higher mineral paragenesis, possibly due to a greater interaction with fluids of the host rocks. Thus, it is suggested the following retrometamorphic reactions: 1°) $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Pl} + \text{Amp}$ or $\text{Grt} + \text{Cpx} + \text{Rt} + \text{Qtz} + \text{H}_2\text{O} \rightarrow \text{Amp} + \text{Ilm} + \text{Pl}$; 2°) $\text{Omp} \rightarrow \text{Di} + \text{Pl}$; 3°) $\text{Grt} + \text{Di} + \text{Pl} +$

$H_2O \rightarrow \text{Amp}$; $4^\circ \text{ Grt} + \text{Pl} + \text{Qtz} + H_2O \rightarrow \text{Grt}_2 + \text{Pl} (\text{An}) + \text{Amp}$, besides the incipient formation of Fe(Mg)-chlorite and actinolite. The paragneisses that enclose these rocks are migmatized and present the mineral paragenesis of sillimanite (after kyanite) + garnet + biotite + alkali-feldspar + rutile \pm plagioclase, which is typical of high-pressure granulite facies. Together, these rocks establish the Forquilha Eclogite Zone, which is in tectonic contact with rocks of Ceará Group that are dominantly constitute by metapelites and minor portions of metacalcareous and metamafic rocks metamorphosed in different levels. These occurrences of retrograded eclogites in Borborema Province are important geological features to understand the tectonic evolution of the province in West Gondwana amalgamation.

Keywords: *Retrograded eclogites, Ceará Central Domain, Borborema Province*

1. Introdução

Eclogitos e rochas em fácies eclogito possuem grande importância na caracterização do contexto geotectônico, pois possibilitam definir limites de terrenos envolvidos em convergência como zonas de subducção e aglutinação de blocos continentais. Quando associadas a arcos magmáticos, seqüências supracrustais acrescionárias, lascas ofiolíticas e dados geofísicos (e.g. sísmica profunda, gravimetria), estas rochas permitem delimitar zonas de paleossutura (e. g. [Moores & Twiss, 1995](#), [Caby, 2003](#), [Guillot et al., 2008](#), [Sajeev, et al., 2009](#)).

No Brasil, existem extensas faixas de dobramentos pertencentes ao ciclo Brasileiro (ca. 600 Ma), mas a presença de eclogitos (*stricto sensu*) nestas regiões é, até hoje, pouco conhecida. Há poucas ocorrências relatadas de retroeclogitos que preservam relíquias ou evidências de paragéneses de alta pressão. A primeira ocorrência de retroeclogito descrita no Brasil está inserida no contexto geológico da Província Mantiqueira, na região de Pouso Alegre (MG), onde corpos métricos boudinados inserem-se em paragneisses de fácies granulito ([Choudhuri et al., 1978](#); [Hoppe, et al., 1989](#)). Posteriormente, outras ocorrências de retroeclogitos foram relatadas nesta mesma província por [Campos Neto & Caby \(1999\)](#) e [Vilela \(2000\)](#).

Na Província Borborema são conhecidos os registros de retroeclogitos de Bodocó (PE) e Floresta (PE) ([Beurlen & Villarroel, 1990](#); [Beurlen, et al. 1992](#); [Almeida et al., 1997](#)) e outras localidades ([Almeida et al., 2009a e 2009b](#)) que estão inseridos no contexto geológico do Domínio da Zona Transversal, e associam-se a zonas de cisalhamento. As demais ocorrências da província estão localizadas no Domínio Ceará Central, sendo uma na região de Forquilha (CE) ([Santos et al., 2009a](#)) e outro na região de Itatira (CE) ([Castro, 2004](#); [Garcia & Arthaud, 2006](#); [Amaral & Santos, 2008](#)).

Os retroeclogitos de Forquilha afloram a oeste do Arco Magmático de Santa Quitéria (AMSQ) (Fetter *et al.*, 2003) e são representados por rochas metamáficas com associações minerais e texturas de descompressão indicativas de desestabilização da fácies eclogito. Estes definem uma faixa de rochas submetidas à alta pressão, denominada de Faixa Eclogítica de Forquilha (FEF) (Santos *et al.* 2008a e 2009a; Amaral *et al.*, 2010). Dados termobarométricos indicam que estas rochas foram submetidas à pressão igual ou superior a 17 kbar e temperatura em torno de 770 °C (Santos *et al.*, 2009a).

Os retroeclogitos de Itatira, por sua vez, estão posicionados a leste do AMSQ e são representados por granada-clinopiroxênio anfíbolito, e apresentaram condições P-T similares (Castro, 2004; Garcia & Arthaud, 2006). E por conta da presença de retroeclogitos tanto a oeste, quanto a leste do AMSQ que a definição de uma suposta subducção oceânica para o desenvolvimento do AMSQ ainda é disputada. Santos *et al.* (2008b, 2009) e Amaral *et al.* (2010) defendem uma subducção para leste, ao passo que Castro (2004) uma subducção para oeste.

Desta forma, a delimitação da FEF, assim como a individualização dos corpos de metamáficas, sua relação com as hospedeiras e a caracterização petrográfica desses litotipos, com ênfase nos retroeclogitos, constituem o objetivo deste trabalho, que poderá embasar interpretações sobre a evolução tectônica da FEF, sua relação com o AMSQ, além de comparações petrológicas e tectônicas com as ocorrências de Itatira. Para isto, foi realizado na porção oeste do AMSQ mapeamento de detalhe na escala de 1:10.000 que subsidia as informações aqui apresentadas.

2. Arcabouço Geológico Regional

A Província Borborema é caracterizada como um complexo mosaico de terrenos separados por falhas ou altos do embasamento (Almeida *et al.*, 1981), resultado da convergência dos crátons São Luís-Oeste Africano, São Francisco-Congo e Amazônico, que estiveram envolvidos na amalgamação e consequente formação do continente Gondwana. Esta Província é subdividida em sete domínios geotectônicos (Brito Neves *et al.*, 2000) limitados por zonas de cisalhamento de escala continental (Vauchez *et al.*, 1995). A área de estudo insere-se no contexto da porção noroeste da Província Borborema, onde se destacam dois domínios lito-estruturais, Médio Coreau e Ceará Central.

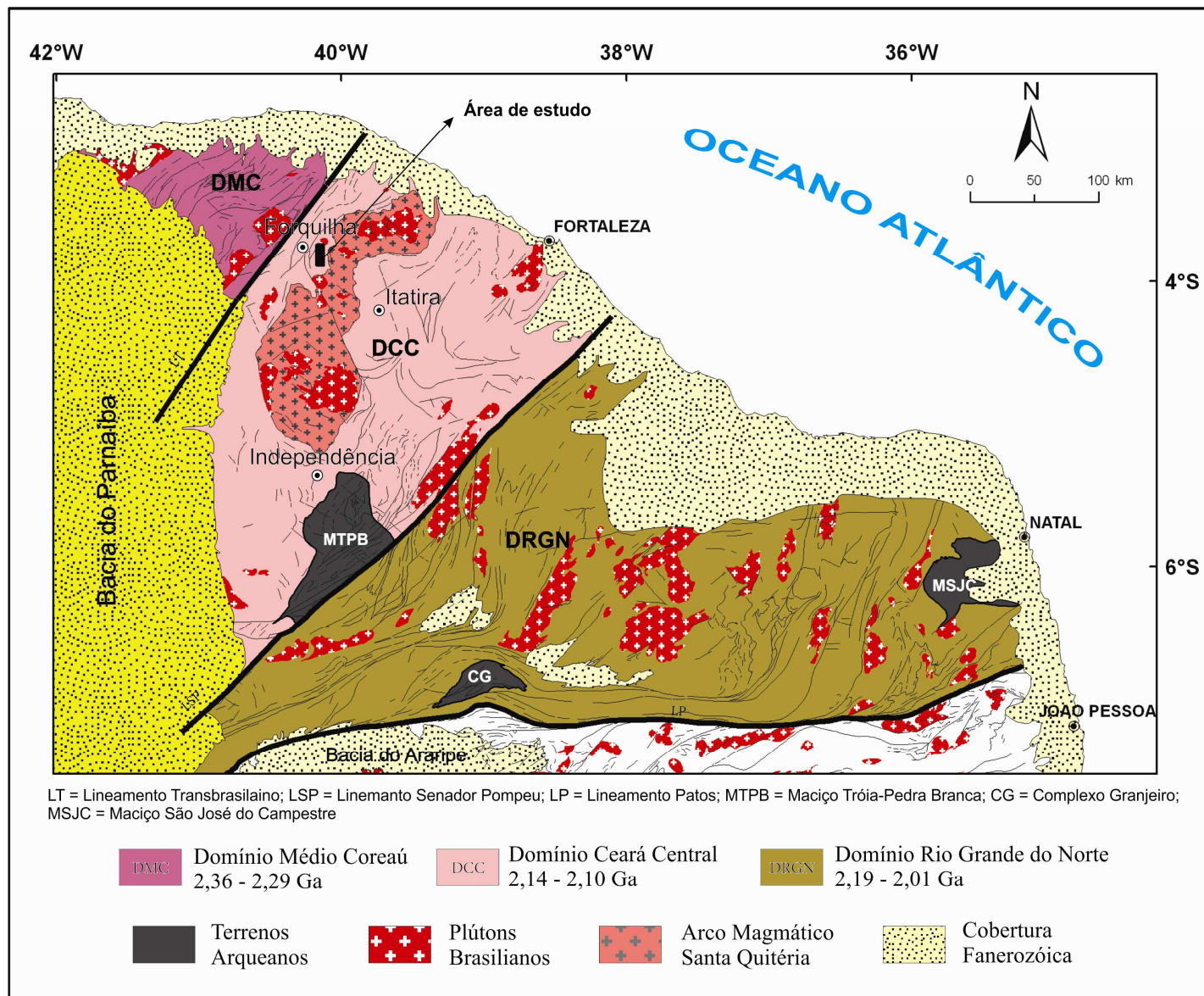


Figura 1 - Mapa simplificado da porção setentrional da Província Borborema mostrando seus principais blocos crustais (adaptado de [Fetter et al., 2000](#)) e localização da área de estudo (Figura 2).

2.1 Domínio Médio Coreau (DMC)

O DMC situa-se a noroeste do Lineamento Transbrasiliano (LT) e a nordeste da bacia do Parnaíba (Figura 1). A estratigrafia do DMC constitui-se por:

- i) embasamento Paleoproterozóico Inferior (2,36-2,29 Ga, U-Pb em zircão; [Fetter, et al., 2000](#); [Santos et al., 2009b](#)), representado pelo Complexo Granja, que inclui suítes TTG (tonalito-trondhjemitó-granodiorito) juvenis e provavelmente desenvolvidas em um sistema de arcos de ilhas, gnaisses de alto grau (kinzigitos, khondalitos e migmatitos), anfíbolitos, granulitos máficos, enderbitos e leucogranitos ([Santos et al., 2001](#));
- ii) sequência metavulcano-sedimentar do Paleoproterozóico Superior (Unidade Saquinho) que compreende metatraquiandesitos, metatufos, metarriolitos, rochas metavulcanoclásticas, metacarbonatos e meta-arenitos ferruginosos. Dados isotópicos U-Pb em zircão indicam idade de cristalização de 1,79 Ga para os metarriolitos ([Santos et al., 2002](#));
- iii) duas sequências metavulcano-sedimentares (Grupo Ubajara e Martinópolis) neoproterozóicas representadas por metapelitos, meta-arcóseos, metagrauvas, metaconglomerados e metacarbonáticas metamorfisadas em condições de fácies xisto verde a anfíbolito. A idade do Grupo Martinópolis é estabelecida por um corpo de metarriolito concordante os metapelitos da sequência com idade de cristalização U-Pb convencional em zircão de 777 ± 11 Ma ([Fetter et al., 2003](#));
- iv) intrusões de plútons brasileiros (Chaval e Tucunduba) e pós-brasileiros (Meruoca e Mucambo) ocorreram com intervalo de idade entre 600 e 532 Ma ([Santos et al., 2008a](#));
- v) sequência molássica paleozóica indeformada (Grupo Jaíbaras) constituída por conglomerados, arenitos, siltitos e argilitos. Esta sequência é contida na bacia Jaíbaras, que é interpretada como resultante da reativação do Lineamento Transbrasiliano ([Oliveira e Mohriak, 2003](#)).

2.2 Domínio Ceará Central (DCC)

O DCC é limitado a oeste pelo Lineamento Transbrasiliano e a leste pelo Lineamento Senador Pompeu (Figura 1). Este domínio é subdividido, segundo [Arthaud et al. \(2008\)](#), em quatro subdomínios:

- i) núcleo arqueano limitado por zonas de cisalhamento ([Caby & Arthaud, 1986](#)), representado pelo maciço de Tróia-Pedra Branca, constituído por ortognaisses de composição granodiorítica e tonalítica. Idades U-Pb convencional em zircão entre 2,7-2,8 Ga foram obtidas por [Fetter \(1999\)](#),

ao passo que [Silva et al. \(2002\)](#) obtiveram idades *SHRIMP* em zircão em torno de 3,2 Ga.

ii) embasamento paleoproterozóico juvenil de 2,14-2,10 Ga ([Fetter et al., 2000](#); [Martins et al., 2009](#)) constituído por ortognaisses e migmatitos com assinatura geoquímica de suítes TTG, e menores porções de paragnaisses e metamáficas metamorfisadas em condições de fácies anfibolito.

iii) cobertura neoproterozóica representada pelo Grupo Ceará, composta por uma sequência predominantemente metapelítica com finas camadas de quartzitos, lentes de metacalcários, finas camadas de metavulcânicas félsicas e anfibolitos. [Arthaud \(2007\)](#) e [Arthaud et al. \(2008\)](#) interpretaram as rochas paraderivadas como representantes de uma sequência de margem passiva e os anfibolitos como possíveis derrames basálticos e/ou tufos máficos.

iv) complexo predominantemente constituído por plutônicas félsicas (Complexo Tamboril-Santa Quitéria) com abundante quantidade de enclaves máficos. Possui bordas miloníticas e porções menos deformadas que coincidem com as injeções magmáticas mais novas (tardi-tectônicas). Em termos gerais, constitui-se por gabros, dioritos, tonalitos, granodioritos, monzogranitos e granitos com valores de $\epsilon_{Nd(T = 600 \text{ Ma})}$ que variam, predominantemente, de -13 a +3,5, e idades de cristalização entre 660 e 614 Ma, que são interpretadas como um complexo de arco magmático continental, denominado de Arco Magmático de Santa Quitéria ([Fetter, 1999](#); [Fetter et al. 2003](#)), relacionado ao ciclo Brasileiro/Pan-Africano.

3. Contexto geológico da área de estudo

A área estudada em escala de detalhe abrange 80 km² e situa-se 225 km de Fortaleza (CE). A partir do mapeamento 1:10.000, foram individualizados três faixas litoestruturais, limitados por falhas de empurrão de expressão local, que são apresentados de oeste para leste (Figura 2):

i) **Faixa de gnaisses da Zona da Sillimanita (FZSill):** paragnaisses com lentes de quartzitos, rochas metamáficas e cálcio-silicáticas.

ii) **Faixa Eclogítica de Forquilha (FEF):** compreende uma associação de *augen* gnaiss milonítico, paragnaisses com granada e sillimanita (e/ou cianita) e ortognaisses de composição granodiorítica migmatizados, na qual encaixam-se, predominantemente, lentes e boudins de rochas metamáficas e cálcio-silicáticas.

iii) **Faixa de gnaisses da Zona da Cianita (FZKy):** paragnaisses com lentes de rochas metamáficas, mármore, rochas cálcio-silicáticas e quartzitos.

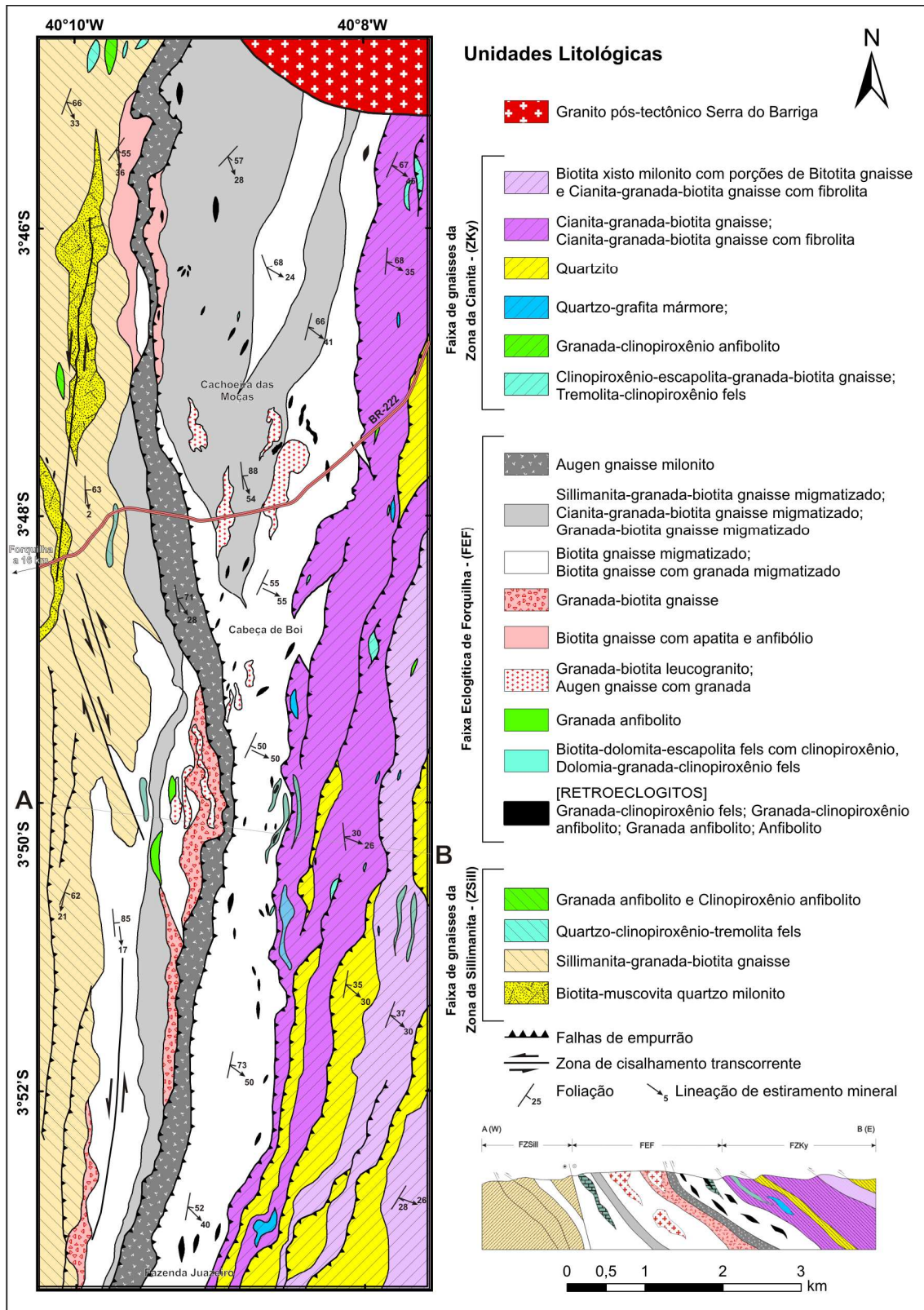


Figura 2 - Mapa geológico de detalhe e perfil geológico esquemático de uma porção a oeste do AMSQ onde há dezenas de boudins de retroeclogitos.

As faixas possuem orientação N-S com planos de foliação (S_n) que mergulham para E-SE. A estruturação é balizada por um sistema de rampas de empurrão, que se iniciam na borda oeste do AMSQ, e são marcadas por planos de foliação milonítica com intensidades de mergulho de baixo ângulo (25 a 35°) e uma lineação de estiramento mineral (L_x) definida por sillimanita, cianita, quartzo e biotita com caimento para leste. À medida que se avança para oeste, a inclinação de mergulho da foliação e dos planos de empurrão aumenta, exibindo mergulho de médio (45°) a alto ângulo (65°) e lineações de estiramento mineral com caimento para ESE-SE.

Com relação aos planos de empurrão, a lineação de estiramento mineral associada aos indicadores cinemáticos, definidos principalmente por porfiroclastos de álcali-feldspatos e estruturas S-C, indicam movimento de topo para W-NW. Curtas zonas de transcorrência destrais e sinistrais de direção N-S e NNE-SSW possuem planos de alto ângulo (S_{n+1}) e lineação de estiramento mineral, marcada principalmente por quartzo e muscovita, de caráter direcional (L_{x+1}). Esta foliação, por vezes, transpõe a foliação S_n e caracteriza um evento estrutural posterior, mas de natureza progressiva. Estas faixas são intrudidas pelo granito Serra do Barriga de caráter pós-tectônico que possui idade U-Pb em monazita de 522 Ma (Mattos, 2005).

3.1 Faixa de gnaisses da zona da sillimanita (FZSill)

Esta faixa é predominantemente composta por paragneisses cinza, representados por sillimanita-biotita gnaisses e sillimanita-granada-biotita gnaisses (Figura 3A). Essas rochas possuem cerca de 10% de sillimanita e entre 30 e 40% de biotita idioblástica com intensa coloração avermelhada em lâmina delgada, característica de biotita rica em Mg e/ou Ti (Figura 3B). Quartzo (20 a 25%), plagioclásio (10 a 15%) e álcali-feldspato (10%) constituem o restante da matriz da rocha que inclui até 15% de poiquiloblastos de granada que chegam a ter diâmetro de até 8 mm. A granada possui sombras de pressão assimétricas formadas por quartzo e biotita por conta da dissolução, o que aponta que a granada seja pré-tectônica ao evento que promoveu a foliação S_n . As inclusões na granada são predominantemente de quartzo, plagioclásio e biotita e são de tamanho e posição esparsa. O plagioclásio apresenta-se, via de regra, como cristais xenoblásticos, saussuritizados, por vezes envolvidos por uma fina auréola mirmekítica de quartzo-feldspato.

Destaca-se ainda o fato de que a FZSill, dentre as demais, é a mais afetada por estruturas transcorrentes, ao longo das quais é comum a presença de muscovita resultante deste

metamorfismo dinâmico e também a formação da unidade biotita-muscovita-quartzo milonito na porção mais a norte da faixa (Figura 2).

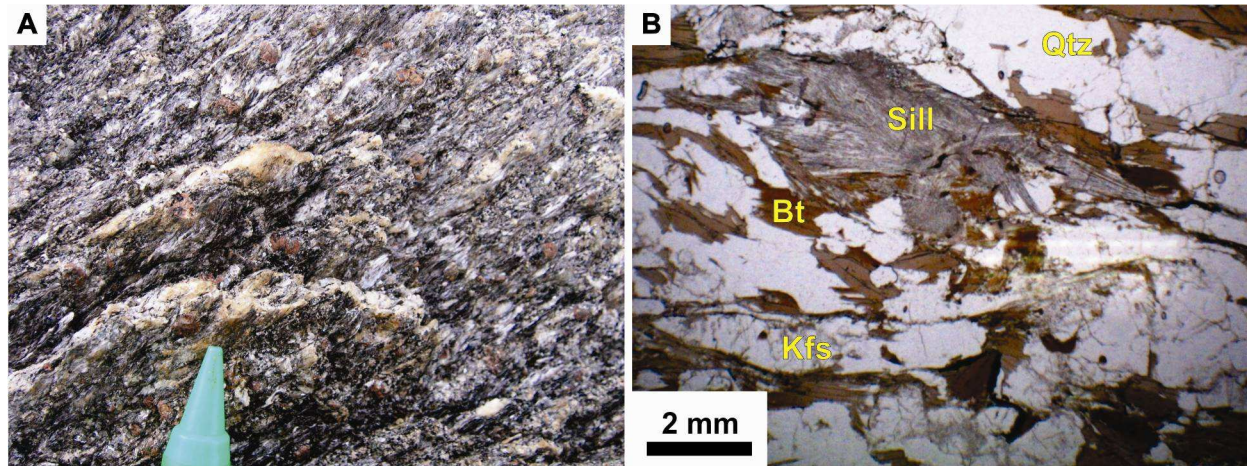


Figura 3 – Gnaiss paraderivado da FZSill. A) Aspecto macroscópico de sillimanita-granada-biotita gnaiss. B) Fotomicrografia mostrando a paragénese da rocha, composta por Grt (em A) + Sill + Bt + Pl + Kfs + Qtz.

Dois corpos de rochas metamáficas, na forma de lentes de até 600 m de comprimento e de composição mineralógica diferenciada entre si, estão encaixados nos gnaisses paraderivados desta faixa. (Figura 4A). O primeiro, situado a norte, é representado por granada anfibolito, constituído por poiquiloblastos de granada (de até 7 mm) rotacionados, com inclusões de plagioclásio, hornblenda, quartzo e titanita, e sombras de pressão assimétricas preenchidas por quartzo, em uma matriz constituída predominantemente por hornblenda subidioblástica (65%), plagioclásio (20%), quartzo (10%) e resquícios de diopsídio metamórfico (< 1%), dispostos em textura nematoblástica (Figura 4B e C). Subordinadamente, neste granada anfibolito, ocorrem calcita, Fe-clorita e titanita. O segundo corpo, na porção sul (Figura 2), é constituído por hornblenda subidioblástica (50 a 60%) e xenoblastos de diopsídio (20%) que se apresentam em bandas paralelas e descontínuas caracterizando uma textura tipicamente nematoblástica. Nas bordas e nos planos de clivagem, o diopsídio é substituído por hornblenda e epídoto (10%) (Figura 4D e 4E) em uma típica reação de retrometamorfismo. Plagioclásio (10%), quartzo (< 5%) e minerais acessórios, tais como titanita e ilmenita, são os demais constituintes.

Também encaixados nos gnaisses têm-se lentes de rochas cálcio-silicáticas com dimensões até 100 m de largura que são constituídas por clinopiroxênio cálcico (diopsídio), dolomita, calcita, quartzo, tremolita e titanita.

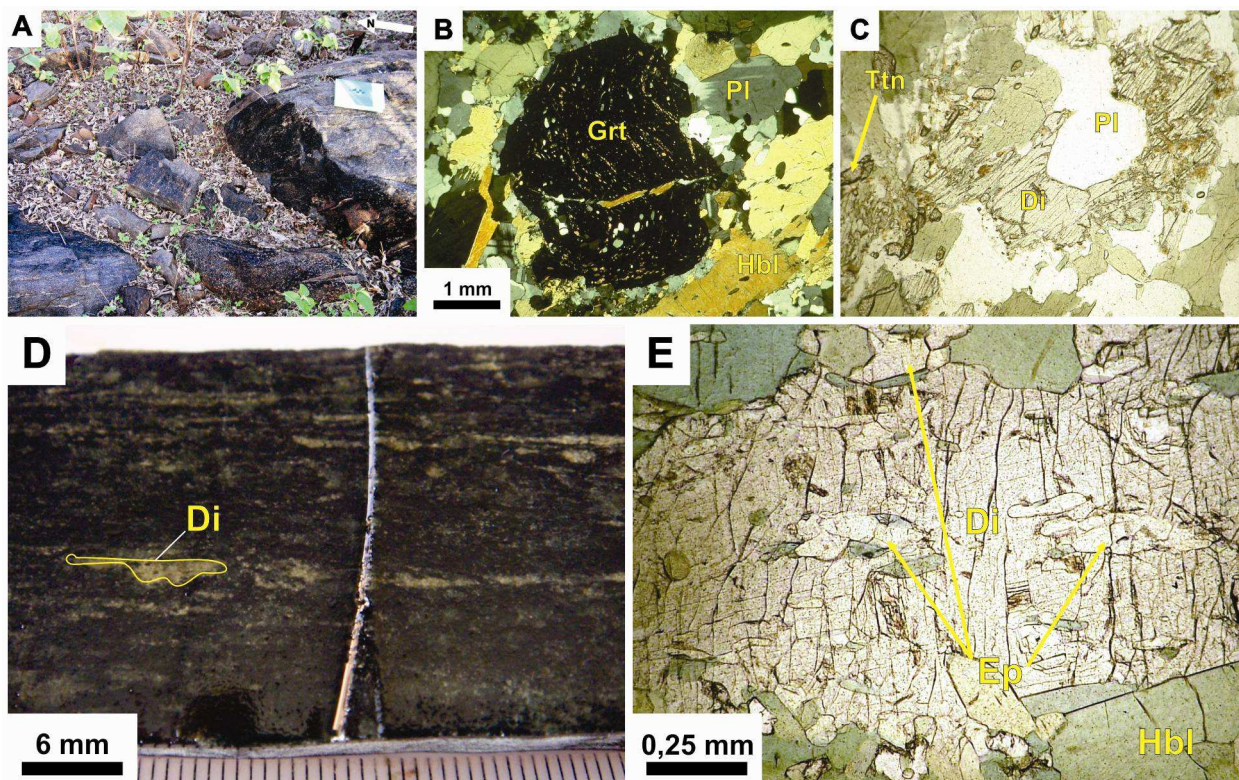


Figura 4 – Rochas metamáficas encaixadas em paragneisses da FZSill. A) Afloramento de granada anfíbolito inserido na FZSill. Foliação com atitude 170/68 e indicadores cinemáticos, como poiquiloblastos de granadas rotacionadas (vide B), indicam movimento de topo para W. As inclusões deste poiquiloblasto são de titanita, quartzo e anfíbólio. C) Destaque para os raros cristais de diopsídio presente na rocha. D) Foto de detalhe de diopsídio anfíbolito. Destaque para os cristais de diopsídio que se apresentam em bandas paralelas e descontínuas. E) Fotomicrografia mostrando que o diopsídio é substituído em suas bordas e nos planos de clivagem por epídoto e anfíbólio, em típica reação de retrometamorfismo.

3.2 Faixa ecológica de Forquilha (FEF)

A FEF constitui um conjunto de rochas que perfaz aproximadamente 40% da área mapeada. Esta faixa possui uma organização complexa e heterogênea englobando gnaisses para e ortoderivados com diferentes graus de migmatização. Os migmatitos envolvem lentes de rochas metamáficas e cálcio-silicáticas boudinadas em uma direção geral N-S.

Os gnaisses paraderivados são representados por cianita-granada-biotita gnaisse migmatizado e sillimanita-granada-biotita gnaisse migmatizado (kinzigito) e estão localizados, principalmente, na porção setentrional da área. Essas rochas possuem notória variação na proporção dos minerais constituintes, caracterizando zonas mais ricas em quartzo-feldspato e outras mais ricas em minerais máficos (granada, biotita) mais sillimanita e/ou cianita. Os kinzigitos (Figura 5A e B) perfazem o maior volume desta unidade, sendo as melhores exposições na localidade Cabeça de Boi.

Ao longo da FEF observa-se que a fusão parcial destes paragneisses foi mais intensa em algumas porções, sendo possível diferenciar e estabelecer unidades litológicas de extensas áreas de rochas leucocráticas, cujos litotipos são granada-biotita gnaisse migmatizado, biotita-granada leucogranitos e *augen* gnaisses com granada (Figura 5C), sendo estes mais frequentes na região de Cachoeiras das Moças.



Figura 5 - Paragneisses encaixantes dos retroeclogitos. As principais ocorrências estão na localidade de Cachoeira das Moças. Em (A) feição macroscópica de uma porção rica em aluminossilicatos. Na parte central da figura, porfiroblasto de granada com cerca de 2,5 cm possui inclusão de cianita. Na matriz álcali-feldspato, plagioclásio, sillimanita, quartzo e biotita. B) Foto de porção com leve migmatização e a ocorrência de porfiroblastos de granada junto às porções leucocráticas. C) Porção fortemente migmatizada com presença de porfiroblastos de álcali-feldspatos. As figuras (A), (B) e (C) mostram uma variação que ocorre em um perfil de aproximadamente 300 m.

Os ortogneisses são representados por biotita gnaisses com anfibólio e apatita, fortemente migmatizados (Figura 6A) e com limites gradacionais ou erráticos em relação aos paragneisses, indicando que estes estejam interdigitados de forma complexa, exceto à unidade de *augen* gnaisse milonítico que possui seus limites estabelecidos por planos de empurrão. O *augen* gnaisse milonítico constitui uma faixa de direção N-S com espessura aparente de até 700 m. São rochas composta por porfiroclastos de até 8 cm de álcali-feldspatos (Figura 6B), oclares, imersos em matriz de granulação fina a média, constituída por biotita, quartzo, plagioclásio e menores porções de anfibólio e apatita dispostos em uma textura que varia de granoblástica a nematoblástica.

Rochas cálcio-silicáticas e metamáficas (retroeclogitos) estão encaixados nos gnaisses orto- e paraderivados. As rochas cálcio-silicáticas localizam-se, em maior abundância, na porção central da área de estudo, e ocorrem como *boudins* maciços e homogêneos com cerca de 300 m de comprimento e 60 m de largura. Os litotipos representantes das rochas cálcio-silicáticas são dolomita-granada-clinopiroxênio gnaisse e biotita-dolomita-escapolita fels com clinopiroxênio. As rochas metamáficas desta faixa, definidas por Santos *et al.* (2009a) como retroeclogitos, ocorrem como corpos boudinados de geometria lenticular e dimensões que variam de 10 a 200 m

de largura e 25 a 800 m de comprimento (Figura 7A), aflorando sempre a leste da faixa de *augen* gnaisse milonítico (Figura 2).

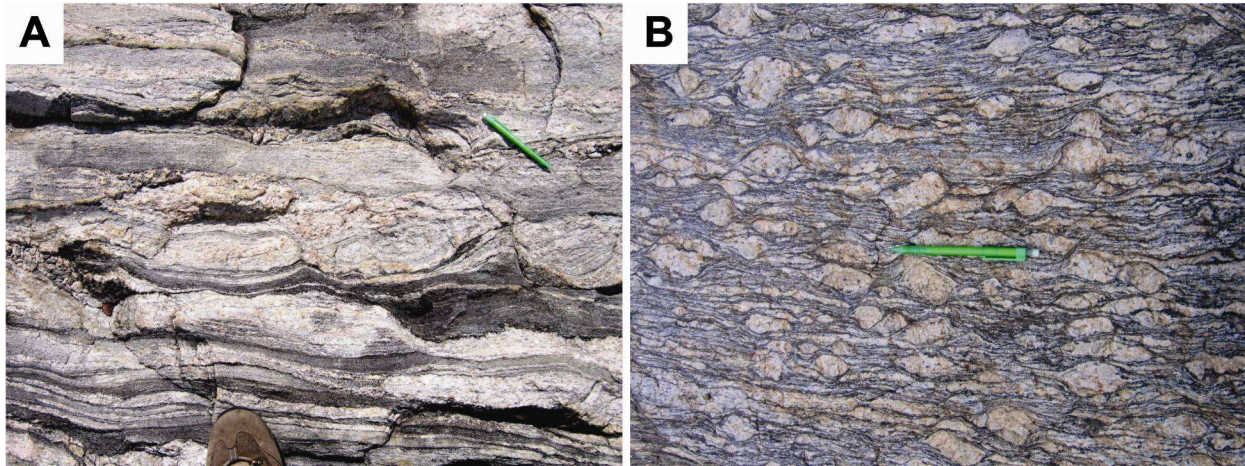


Figura 6 – Ortognaisses da FEF. A) Biotita gnaisse migmatizado com anfibólio e apatita constitui uma unidade ortoderivada que também encaixa os retroeclogitos; B) Augen gnaisse milonítico. Porfiroclastos de álcali-feldspato possuem dimensões de até 8 cm. Os retroeclogitos estão sempre a leste desta unidade.

Ao longo de 16 km (N-S), foram individualizados mais de 40 corpos de retroeclogitos encaixados em orto- e paragnaisses e, raramente, em rochas cálcio-silicáticas. Os litotipos representantes desta unidade são anfibolitos com granada, granada anfibolitos, clinopiroxênio-granada anfibolitos e granada clinopiroxenitos (ou granada-clinopiroxênio fels). Em geral são rochas verde-acinzentada a verde escuro, com aspecto maciço. Alguns corpos apresentem uma marcante foliação gnáissica (Figura 7B) ou um bandamento, este definido pela diferença de composição mineral, no qual ocorrem faixas mais ricas em anfibólio e plagioclásio, retrometamórficos, e outras mais ricas em granada e clinopiroxênio, que resguardam a paragênese de mais alta pressão (Figura 7C). Normalmente, as porções isotrópicas, mais ricas em piroxênios situam-se na porção central dos *boudins*, ao passo que suas bordas, quanto mais foliadas mais enriquecidas em anfibólio são.

A exemplo dos retroeclogitos encontrados em outras regiões do planeta (e. g. [Will & Schmädicke, 2001](#); [Brewer, et al., 2003](#); [Sartini-Rideout, et al., 2009](#)), os de Forquilha também possuem uma variação mineralógica e textural que se expressa, por vezes, em um mesmo corpo rochoso (*boudin*), devido ao a processo retrometamórfico heterogêneo, em parte controlado pela infiltração de fluídos metamórficos ao longo de estruturas favoráveis.

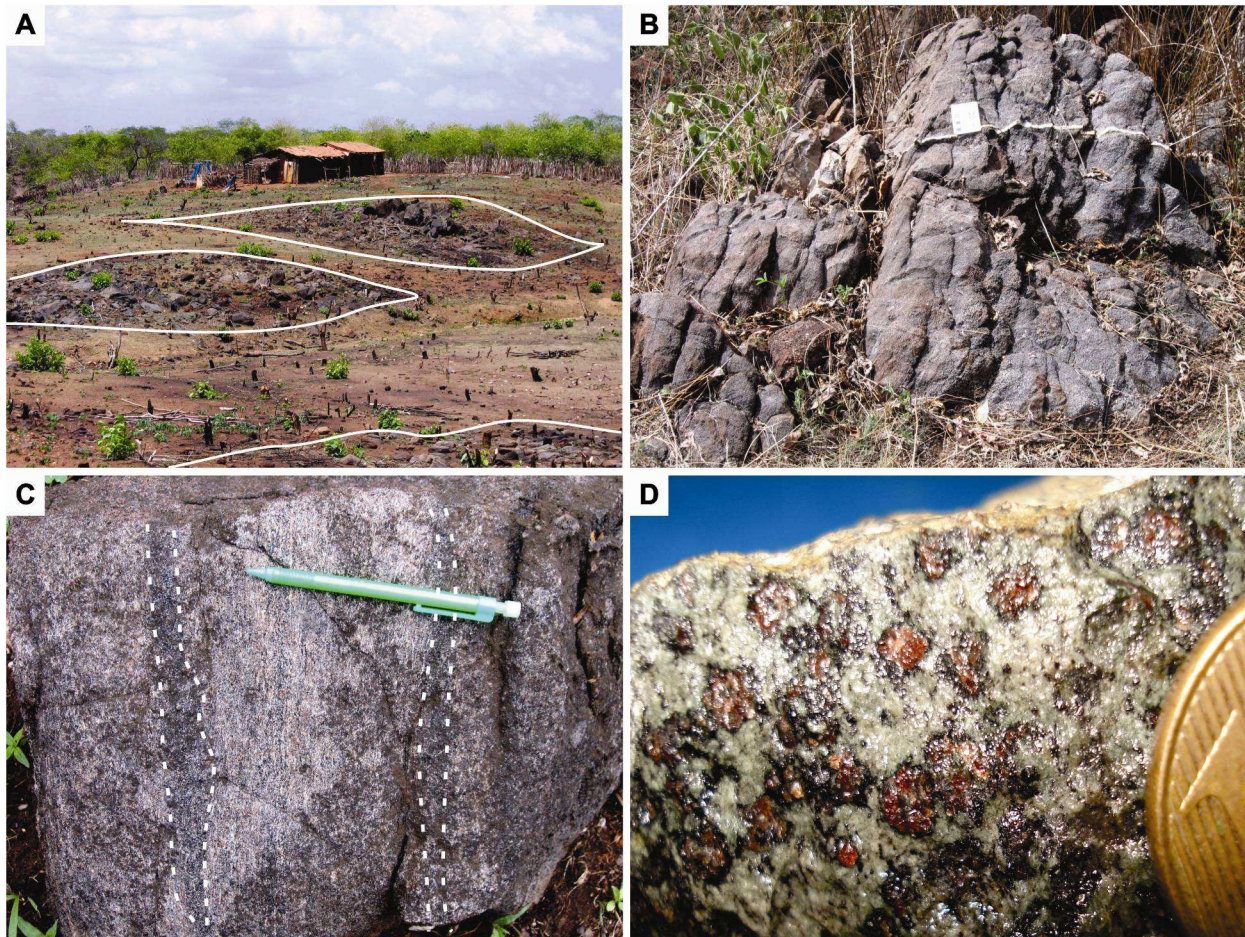


Figura 7 – Aspectos macroscópicos dos retroeclogitos de Forquilha. A) Forma de ocorrência dos retroeclogitos. Encaixados na forma de boudins em gnaisses orto- e paraderivados; B) Porção foliada de retroeclogito; C) Os retroeclogitos por vezes apresentam faixas (destacado por linhas tracejadas brancas) com paragênese retrometamórfica concentrada, onde há maior proporção de anfibólio e plagioclásio; D) Aspecto macroscópico de granada-clinopiroxênio fels (granada clinopiroxenito) da localidade de Fazenda Juazeiro. Granada envolvida por anfibólio em matriz esverdeada composta por simplectitos de diopsídio e plagioclásio.

Granada clinopiroxenitos ou clinopiroxênio fels são descritos somente nas localidades de Cachoeira das Moças e Fazenda Juazeiro (Figura 2). Tratam-se de rochas mesocráticas e que, por vezes, apresentam um leve bandamento. A granada ocorre como poiquiloblastos anédricos com dimensões médias em torno de 1,5 mm, podendo alcançar cerca de até 3 mm com feições do tipo atol (Figura 8A e 8B), que é uma textura comumente encontra em eclogitos (Bard, 1985; Faryad, *et al.*, 2010). Análises semi-quantitativas em Microscópio de Varredura Eletrônica (MEV) nestas rochas revelam que a granada possui uma composição média almandina ($\text{Alm}_{46,0-51,4}\text{Gr}_{23,0-29,0}\text{Prp}_{19,5-24,4}\text{Sp}_{0,8-1,7}$), com enriquecimento da molécula piropo nas regiões centrais e nas bordas, com a concomitante diminuição da molécula almandina e grossulária (Figura 8C). Este zonamento químico sugere mais de uma fase de blastese, e pode também ser verificado pela

maior concentração de inclusões nas porções centrais dos cristais em relação às suas bordas, definindo contornos retilíneos que podem representar limites destas zonas de crescimento (Figura 8C). Isto sugere um crescimento euédrico para a primeira geração de granada. As inclusões são predominantemente de quartzo, hornblenda, clinopiroxênio, plagioclásio e rutilo, e, subordinadamente, de zircão, pirita, barita, alanita, safflorita $[(Co, Ni, Fe)As_2]$ e ouro.

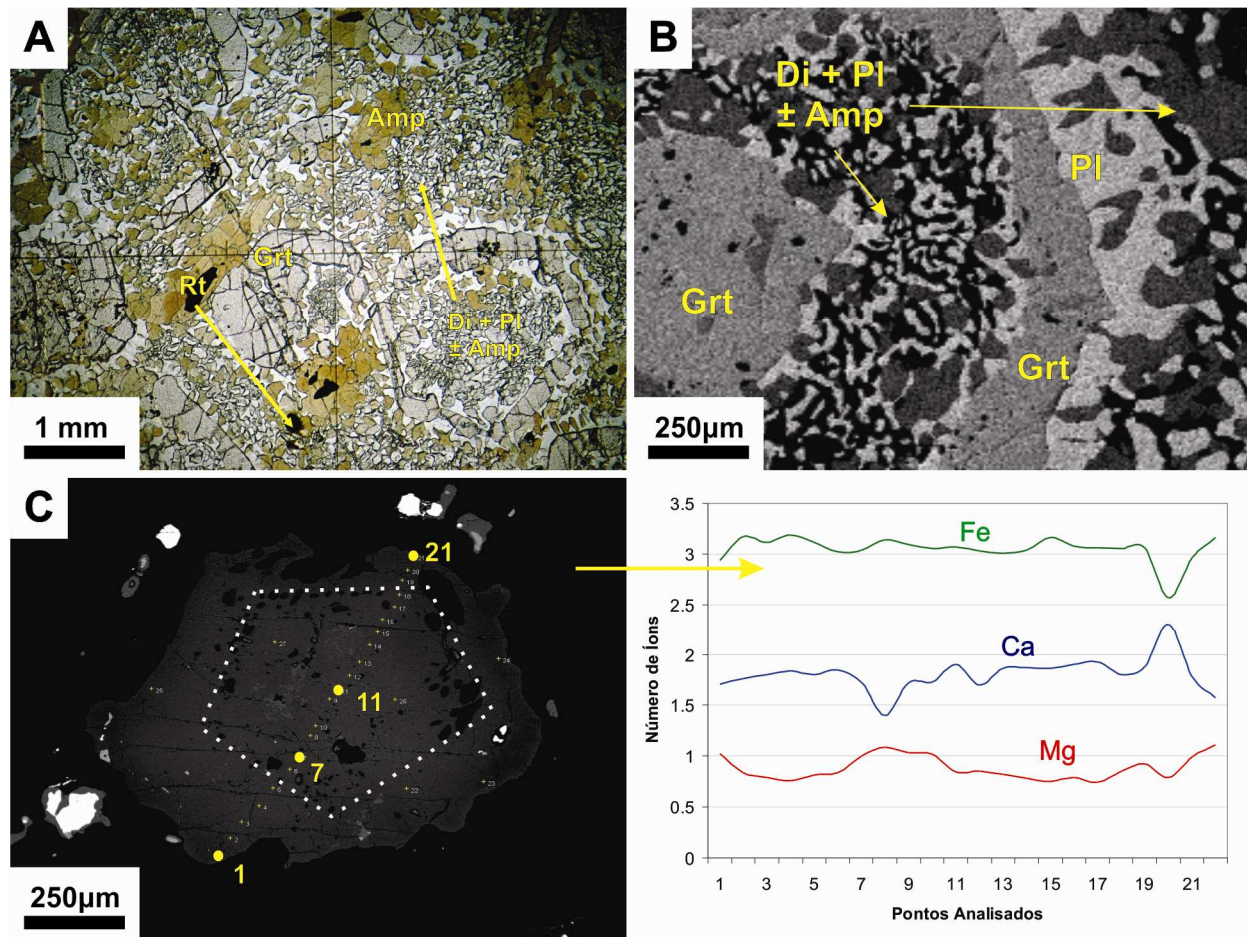


Figura 8 – Aspectos microscópicos dos retroeclogitos de Forquilha. A) Fotomicrografia de retroeclogito com granadas do tipo atol, onde mostra que simplectitos de diopsídio e plagioclásio ocorrem no interior e exterior das ilhas de granada. B) A imagem em MEV ainda ressaltava que estas ilhas de granadas além de cercar simplectitos, abarcam em seu interior granada subeuédrica com inclusões de anfibólio, quartzo, plagioclásio; C) Imagem em MEV de poiquiloblasto xenomórfico de granada com inclusões de quartzo que desenhavam contorno de uma primeira blastese de granada. As análises semi-quantitativas indicam enriquecimento de Mg na região central e borda.

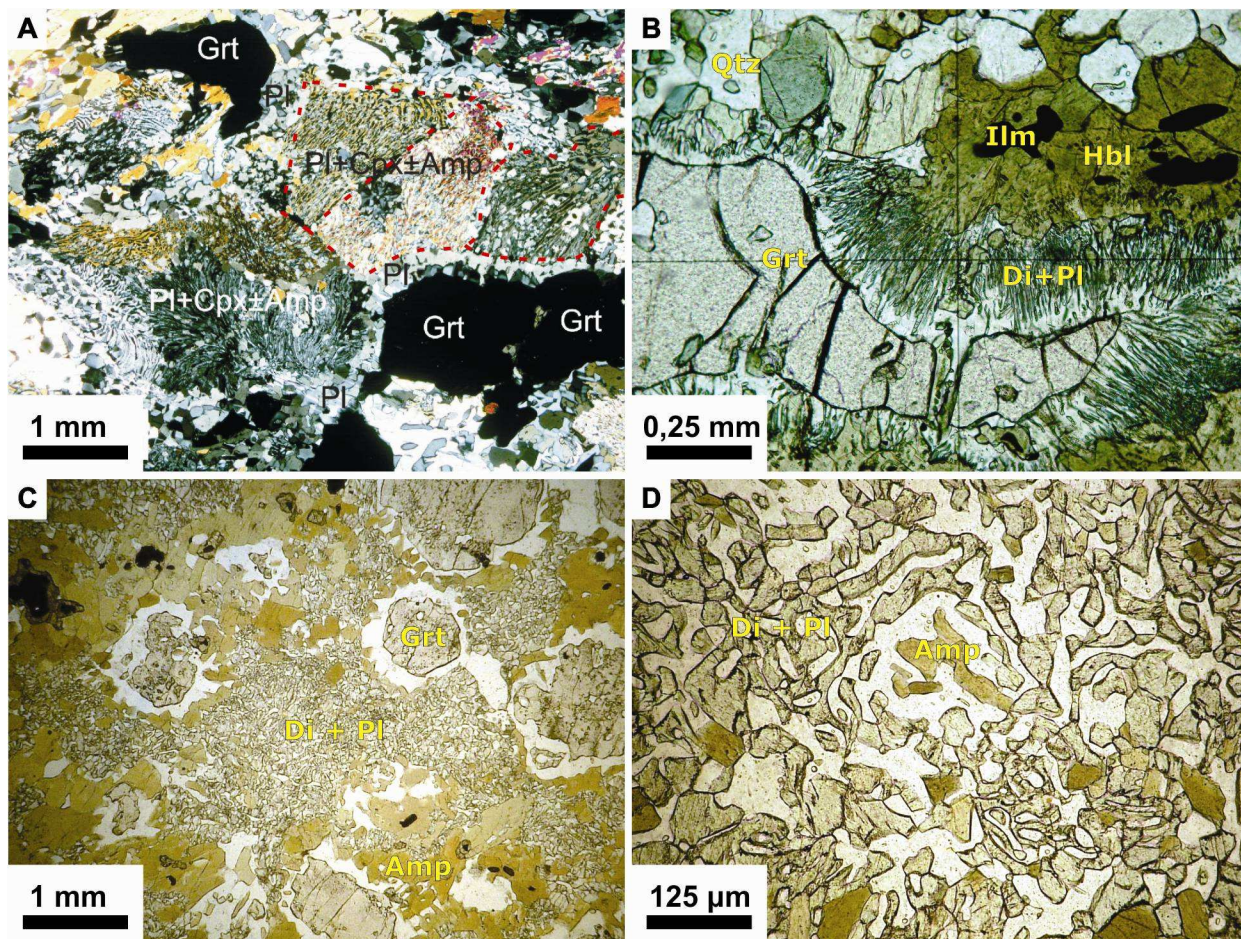


Figura 9 - Aspectos microscópicos dos retroeclogitos de Forquilha A) Fotomicrografia a luz polarizada de granada-clinopiroxênio fels (granada clinopiroxenito). As linhas tracejadas vermelhas marcam simplectitos de plagioclásio e diopsídio que podem representar pseudomorfos de onfacita. Os limites dos pseudomorfos são definidos pela extinção do diopsídio presente nos simplectitos; B) Fotomicrografia de porfiroblasto de granada xenomórfico cercada por simplectito de diopsídio e plagioclásio, que por sua vez, é cercado por corona de anfibólio e opaco (ilmenita); C) Fotomicrografia mostrando que os poiquiloblastos de granada são envoltos por coronas plagioclásio. Entre a matriz, constituída por simplectitos de diopsídio e plagioclásio, e as coronas de plagioclásio está a maior concentração de anfibólio; D) Vermículas de diopsídio são substituídas por anfibólio.

A matriz do granada-clinopiroxênio fels é predominantemente constituída por finos simplectitos de diopsídio e plagioclásio (principalmente oligoclásio e andesina, com algumas ocorrências de albita), no qual as vermiculas, tanto de diopsídio e plagioclásio, medem cerca de 30 μm , e juntas podem representar pseudomorfos de onfacita (Figura 9A). O anfibólio, quando presente, aparece como finas coronas envolvendo a granada ou substituindo vermiculas de diopsídio nos simplectitos (Figura 9B e D). O plagioclásio, além de estar presente nos simplectitos, encontra-se também como finas coronas, de espessuras de até 150 μm , envolvendo granada (Figura 9C). Quartzo, apatita, rutilo são as principais fases acessórias.

Clinopiroxênio-granada anfibolito é o litotipo mais frequente, e é encontrado praticamente em todos os corpos de norte a sul da área mapeada. Os poiquiloblastos de granada apresentam coronas de plagioclásio. Possuem forma subidioblástica e diâmetro de até 2,5 mm e os minerais inclusos são de clinopiroxênio, anfibólio, plagioclásio, quartzo, rutilo e titanita. A matriz é constituída por simplectitos grossos de clinopiroxênio e plagioclásio, no qual as vermículas possuem entre 60 e 130µm de espessura e, por vezes, são obliteradas por anfibólio idioblástico a subidioblástico em textura nematoblástica (Figura 10A e B). Também foram observadas texturas coroníticas de titanita em rutilo e ilmenita.

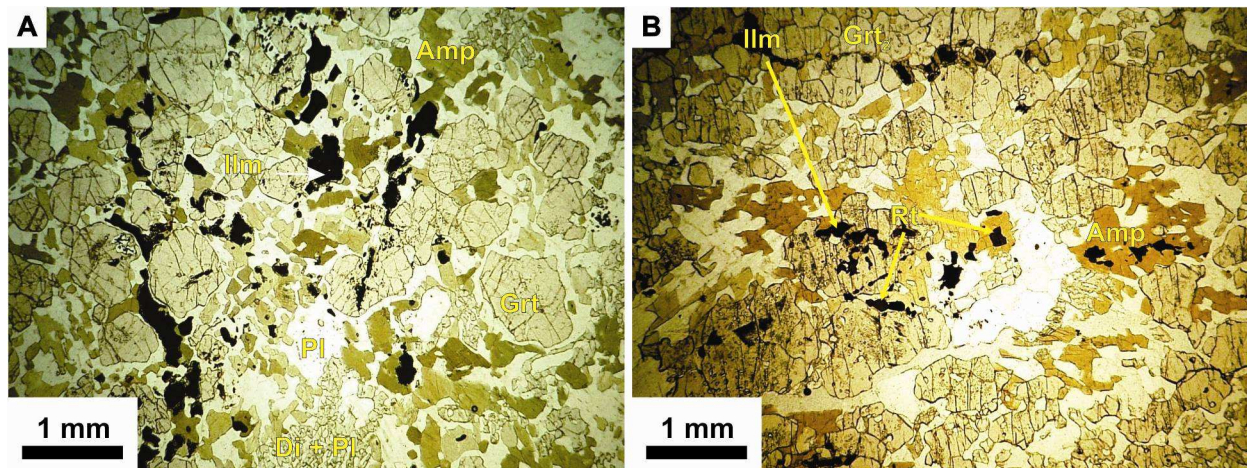


Figura 10 – Aspectos microscópicos das porções mais retrógradas dos retroeclogitos de Forquilha. A) Fotomicrografia de granada anfibolito. Hornblenda oblitera simplectitos de diopsídio e plagioclásio. Destaque para maior concentração de ilmenita; B) Fotomicrografia de litotipo onde não há presença de simplectitos de diopsídio e plagioclásio. Há também presença de granadas isentas de coronas de plagioclásio, interpretadas como granadas geradas no retrometamorfismo.

Granada anfibolitos e anfibolitos com granada são litotipos que ocorrem nas bordas dos retroeclogitos que estiveram em contato direto com os gnaisses encaixantes na retrometamorfismo. Possuem poiquiloblastos de granada com diâmetro próximo a 1,5 mm envoltos por espessa (0,5-1 mm) corona de plagioclásio. Há também granada subidioblástica, com diâmetro inferior a 0,5 mm e isenta de inclusões e corona de plagioclásio, o que caracteriza uma segunda geração. A matriz é predominantemente constituída de anfibólio e plagioclásio, com raros resquícios de rutilo e vermículas de clinopiroxênio. Nota-se também que há uma maior concentração de ilmenita e titanita, que juntas chegam a constituir até 5% da rocha.

3.3 Faixa de gnaisses da zona da cianita (FZKy)

Esta faixa é predominantemente composta por cianita-granada-biotita gnaisses cinza de granulação média a grossa (Figura 11A). A matriz gnáissica é constituída por quartzo (~20%), plagioclásio (5 a 10%), álcali-feldspatos (15%), biotita (25%) e fases acessórias, tais como rutilo, ilmenita e apatita que chegam a somar 2% da composição modal (Figura 11B). Porfiroblastos de cianita (10 a 15%) com dimensões de até 20 mm e poiquiloblastos de granada (15%), com diâmetro de até 15 mm são os demais minerais constituintes deste litotipo.

Em lâmina delgada verifica-se que a biotita, a exemplo do que foi observado nos gnaisses da FZSill, é avermelhada, o que sugere uma composição mais rica em Mg e/ou Ti. Pequenas porções dos porfiroblastos de cianita são substituídos por fibrolita neoformada.

As extensas e contínuas rampas de empurrão, com direção N-S, representam característica típica da FZKy, que ao sul da área é marcada por altos do relevo estabelecidos por cristas de quartzitos miloníticos com mais de 1 km de espessura. Os poiquiloblastos de granada, além de possuírem inclusões de quartzo, biotita, rutilo e ilmenita, também apresentam sombras de pressão assimétricas preenchidas por quartzo, caracterizando os planos de empurrões com movimento de topo para W e WNW.

Associados a estas zonas de cavalgamento, também são comuns *boudins* métricos de rochas cálcio-silicáticas representadas por clinopiroxênio-escapolita-granada-biotita gnaisses (8% Cpx; 10% Scp; 15% Grt; 15% Bt; 25% Qtz; 10% Cal; 10% Pl; 5% Kfs; 2% Rt + Op) e tremolita-clinopiroxênio fels (84% Cpx; 6% Tr; 10% Qtz).

Encaixados nos paragneisses tem-se ainda unidades metacarbonáticas representadas por quartzo-grafita mármore (5% Qtz; 10% Grp; 85% Cal) e pequenos *boudins* de granada-clinopiroxênio anfíbolito (25% Grt; 35% Cpx; 20% Hbl; 15% Pl; 2% Qtz; 1% Rt; 2% Cal + Fe-Chl), nos quais os poiquiloblastos de granada são substituídos por Fe-clorita em planos de fraturas paralelos à foliação milonítica. A matriz é constituída de clinopiroxênio subidioblástico disposto em uma textura nematoblástica e substituído por hornblenda nas bordas e ao longo dos planos de clivagem (Figura 11C e D).

Na extremidade leste da área tem-se uma faixa de biotita xisto milonito com porções de gnaisses ortoderivados (biotita gnaisses) e gnaisses paraderivados (com cianita ou sillimanita) com lentes de metacarbonatos e metamáficas que constituem uma tectonofácies com estruturação

de baixo ângulo. Esta faixa pode representar uma zona de transição para as rochas ígneas pertencentes ao AMSQ.

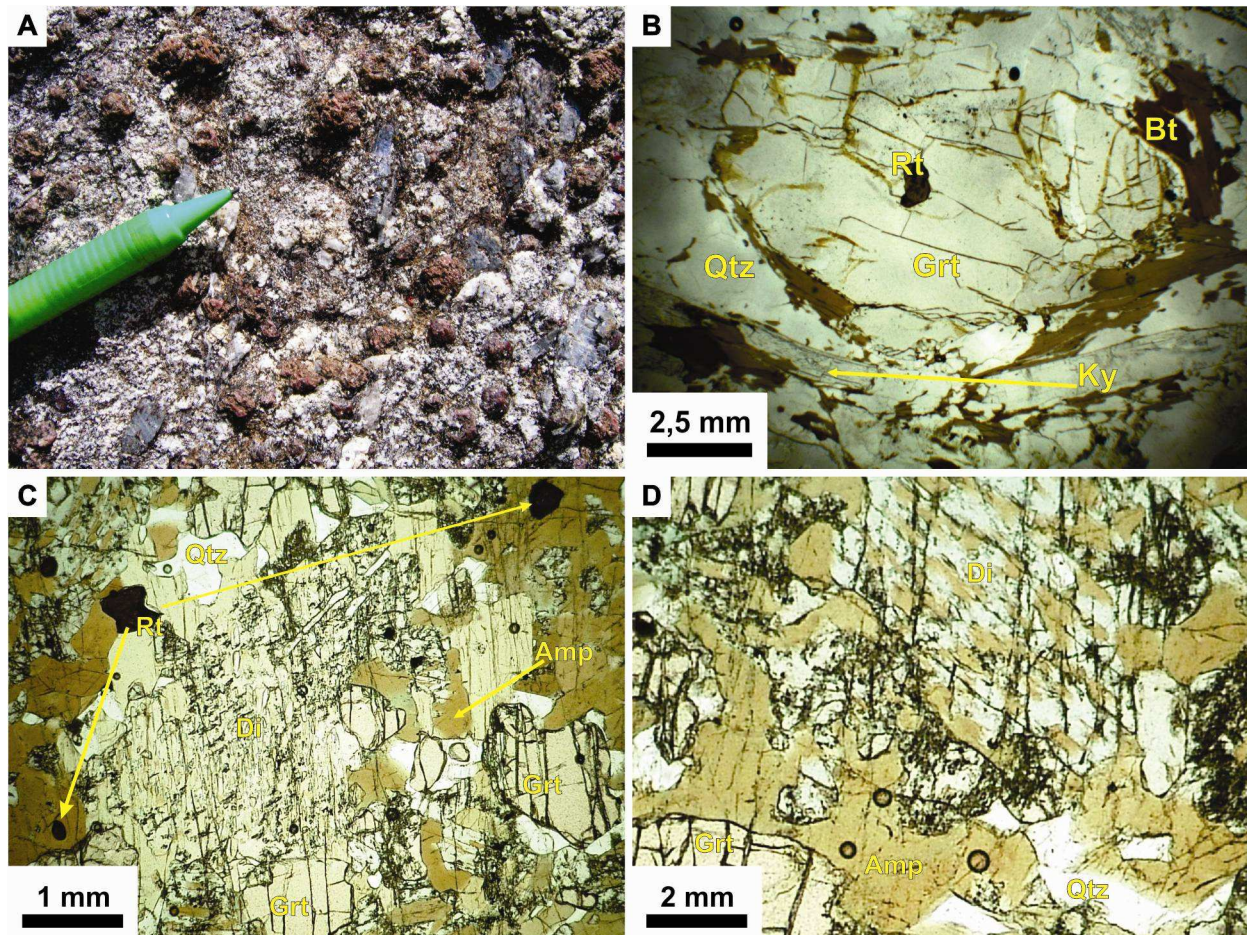


Figura 11 – Gnaisses paraderivados da FZKy, e aspectos microscópicos das rochas metamáficas encaixadas neste gnaisses. A) Foto de cianita-granada-biotita gnaisse da FZKy. Porfiroblastos de granada e cianita em matriz gnáissica de granulação grossa composta por quartzo, álcali-feldspato e plagioclásio; B) Fotomicrografia de cianita-granada-biotita gnaisse da FZKy. Porfiroblasto de granada, com inclusão de rutilo na porção central, e porfiroblastos de cianita cercados por biotita e quartzo; C) e D) Fotomicrografias de rochas metamáficas inseridas na FZKy. Em (C), destaque para a paragênese Grt + Di + Pl + Amp + Qtz + Rt. C) e D) O diopsídio é substituído por anfibólio nas bordas e nos planos de clivagem.

4. Discussões e Conclusões

4.1 Metamorfismo regional

A divisão da área em três faixas é baseada nas condições metamórficas a que cada uma foi submetida. Esta estratégia foi utilizada, pois se identificou que todas as faixas são semelhantes do ponto de vista de seus protólitos, que, em suma, são representados por metapelitos com pequenos *boudins* de rochas metacarbonáticas e metamáficas, além de ortognaisses na FEF. A partir das

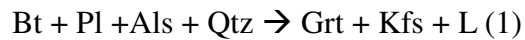
paragênese e reações metamórficas identificadas, é possível estabelecer as seguintes considerações, em termos de pressão e temperatura, para as faixas que circundam a FEF:

i) Na FZSill, os gnaisses com a paragênese de sillimanita + granada + biotita + quartzo + álcali-feldspato + plagioclásio indicam condições transicionais entre fácies anfibolito superior e fácies granulito. Os dois corpos de rochas metamáficas inclusos nesta faixa apresentam paragênese distintas entre si, o que pode ser devido a uma composição diferenciada de seu protólito. Assim tem-se uma paragênese com granada + anfibólio + plagioclásio + quartzo + titanita \pm diopsídio, e outra caracterizada por diopsídio + anfibólio + plagioclásio \pm titanita, o que estabelece condições de metamorfismo de transição da fácies anfibolito e fácies granulito, com temperaturas mínimas de 600 °C e pressão superior a 3 kbar. Epidoto e hornblenda substituindo diopsídio nas bordas e planos de clivagem (Figura 4E) evidencia uma reação de retrometamorfismo em condições de temperatura em torno de 500 °C, próximas à transição entre fácies xisto verde e anfibolito inferior.

ii) Na FZKY, os gnaisses com a paragênese de cianita + granada + biotita + quartzo + plagioclásio + álcali-feldspato + rutilo indicam que estas rochas atingiram pressões acima de 7 kbar e temperaturas acima da reação de quebra da muscovita, em torno de 700 °C. Rochas metamáficas inseridas nesta faixa apresentam paragênese de pico metamórfico caracterizado por granada + diopsídio + plagioclásio + rutilo, o que restringe o metamorfismo a condições mínimas de pressão de 10 kbar, acima do limite da curva de quebra do ortopiroxênio. Retrometamorfismo é marcada nas rochas metamáficas pela presença de hornblenda em simples substituição das bordas e planos de clivagem do diopsídio, e nos gnaisses paraderivados com a substituição de cianita por sillimanita.

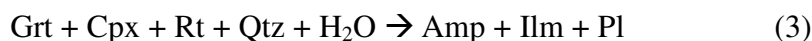
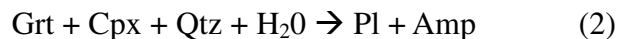
Para a FEF, os retroeclogitos guardam uma história do metamorfismo mais completa em relação aos gnaisses encaixantes, algo que é verificado também em outros terrenos de alta e ultra-alta pressão (Heirrich, 1982, Coleman & Wang, 1995). Os paragnaisses que compõem esta faixa são fortemente migmatizados com domínio de estruturas nebulíticas e agmáticas, e apresentam a paragênese de sillimanita (a partir de cianita) + granada + álcali-feldspato + quartzo + biotita + rutilo \pm plagioclásio. A ausência de muscovita já sugere condições de metamorfismo superiores a 700 °C, mas são os litotipos *augen* gnaisses com granada e biotita-granada leucogranito que registram a paragênese granada + álcali-feldspato + quartzo \pm plagioclásio \pm cianita, e marcam condições de metamorfismo com temperaturas próximas a 800 °C e pressões acima de 10 kbar,

típicas de granulitos de alta pressão, que são livres de ortopiroxênio (Gilotti & Elvevold, 2002; Indares, *et al.*, 2008; Guilmette *et al.*, 2011). Esta paragênese é formada pela reação (1), que de acordo com Vielzeuf & Holloway (1988), é importante para a produção substancial de magmas graníticos do tipo S, que são segregados de sua fonte, deixando um resíduo composto por granada + sillimanita + quartzo + biotita + plagioclásio.

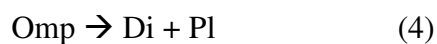


Embora Santos *et al.* (2009a) já tenham estabelecido uma trajetória P-T para os retroeclogitos de Forquilha, neste trabalho cabe registrar as possíveis reações retrometamórficas, sugeridas com base na petrografia, que levaram esta rocha desde fácies eclogito até fácies xisto verde em uma trajetória horária. As reações que seguem foram descritas por Zhao *et al.* (2003) e Sartini-Rideout *et al.* (2009) para retroeclogitos com descrição petrográfica e ocorrência similar. Desta forma, são estabelecidos três principais estágios de retrometamorfismo e um quarto estágio, ainda incipiente, no campo de condições de fácies xisto verde.

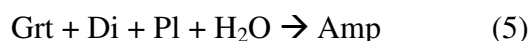
O primeiro estágio retrometamórfico é marcado por uma descompressão, no qual há o desenvolvimento de corona de plagioclásio em torno da granada (reações 2 e/ou 3 abaixo), promovendo um isolamento entre a granada e a onfacita.



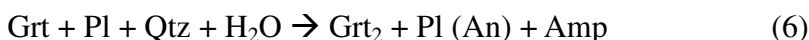
A quebra da onfacita promove a formação de simplectitos de diopsídio e plagioclásio (Mysen & Griffin, 1973), sendo escrita pela reação (4) e caracterizando o segundo estágio de retrometamorfismo. Assim, se estabeleceria uma paragênese de granada + diopsídio + plagioclásio + quartzo + rutilo ± anfibólio, típica de fácies granulito de alta pressão (Pattison, 2003), no qual se espera pressões em torno de 12 kbar e temperaturas superiores a 750 °C.



O terceiro estágio de retrometamorfismo é marcado pelo aparecimento de hornblenda, que pode ser verificado envolvendo a granada em uma textura coronítica e na substituição de vermículas de diopsídio, como sugere a reação (5), estabelecendo uma paragênese de transição da fácies granulito para fácies anfíbolito. São observadas macroscopicamente e microscopicamente faixas mais ricas em anfíbólio, o que denota que a entrada de H₂O no sistema não se deu somente de forma penetrativa, mas também de forma concentrada ao longo de bandas.



A reação (6) registra o desenvolvimento de litotipos com a paragênese granada + anfíbólio + plagioclásio + ilmenita + titanita ± quartzo, de fácies anfíbolito. Esta reação é representativa do desequilíbrio de diopsídio na paragênese, formação de ilmenita e de uma segunda geração de granada nas porções mais retrogradadas. No entanto, não é possível estabelecer uma ordem cronológica entre as reações 5 e 6, o que sugere que ambas podem ter evoluído simultaneamente no terceiro estágio retrometamórfico



Por fim, algumas fraturas milimétricas são preenchidas por vênulas de composição quartzo-calcítica que favorece em suas imediações a substituição de granada por Fe(Mg)-clorita. Outra situação verificada é a formação de actinolita nas clivagens de hornblenda. Ambas as situações representam a incipiente consolidação de uma paragênese de fácies xisto verde, com temperaturas aproximadas de 400 °C e pressões iguais ou inferiores a 4 kbar.

4.2 Implicações tectônicas

Cada faixa litológica individualizada neste trabalho possui uma história diferenciada de metamorfismo. Por conta disto é razoável admitir que os planos de cavalgamentos, que limitam cada uma delas, são feições estruturais importantes no processo de exumação dos eclogitos da FEF. O padrão de foliação e lineação mineral mostra uma variação de cavalgamento, de leste para oeste, desde cavalgamentos frontais, na região próxima ao Arco Magmático de Santa Quitéria,

fora dos limites da área, a um padrão oblíquo. Esta evolução continuaria com o desenvolvimento posterior de zonas transcorrentes, a exemplo das falhas de Forquilha e Humberto Monte.

De acordo com [Cavalcante *et al.* \(2003\)](#), as faixas aqui individualizadas como FZSill e a FZKy fazem parte da sequência supracrustal neoproterozóica do Grupo Ceará, mais especificamente, da Unidade Independência, enquanto a FEF estaria inserida na unidade (paleoproterozóica?) definida como Complexo Canindé. Isto reforça a importância das estruturas de cavalgamento no processo de exumação e a consequente colocação de unidades basais imbricadas tectonicamente em unidades de cobertura.

Com relação aos aspectos metamórficos, é fato que os gnaisses encaixantes dos retroeclogitos não preservaram uma paragênese de fácies eclogito, possivelmente devido ao intenso retrometamorfismo em fácies granulito e anfibolito ([Proyer, 2003](#); [Peterman *et al.* 2009](#)). Aliado a este fato, nota-se que as bordas dos corpos de rochas metamáficas mostram uma evolução retrometamórfica mais intensa em relação às porções mais centrais devido à interação com os fluidos metamórficos, como sugeridos pelas reações (3), (4) e (5), que são promovidas pela entrada de H₂O no sistema.

Do ponto de vista geotectônico, rochas que estiveram submetidas à fácies eclogito fornecem sustentável argumentação na caracterização de ambientes colisionais e de zonas de subducção. A presença de rochas submetidas a tais condições metamórficas na Província Borborema, em especial no DCC, possibilita, a discussão de modelos relativos à evolução geológica da província e a sua correlação com a contraparte africana. Este exercício de correlação entre blocos crustais que formaram a porção oeste do Gondwana foi objeto de trabalhos apresentados por [Almeida & Black \(1968\)](#), [Caby *et al.* \(1989\)](#), [Castaing *et al.* \(1994\)](#), [Trompette \(1994\)](#), [Brito Neves *et al.* \(2002\)](#), e outros mais recentes em [Pankhurst *et al.* \(2008\)](#).

No que diz respeito à porção setentrional da Província Borborema, o Domínio Médio Coreaú e o Domínio Ceará Central são correlacionados com a Faixa Dahomeydes e a porção central do Hoggar na África. O Lineamento Transbrasiliano, que separa os dois domínios da Província Borborema, é relacionado com os lineamentos Kandi e 4°50' na África. O Lineamento Senador Pompeu que separa os domínios Ceará Central e Rio Grande do Norte é correlacionado com o Lineamento Ile-Ife.

A definição do batólito Tamboril-Santa Quitéria como constituído por rochas que seriam produto de fusão parcial de uma fonte juvenil e com idades de cristalização neoproterozóica

(Fetter *et al.*, 2003) permite correlacionar, ao longo do Lineamento Transbrasiliano – Kandi – Hoggar 4°50', três grandes fragmentos neoproterozóicos que são, além do AMSQ, o Arco Magmático de Goiás (Pimentel *et al.* 2000) e os complexos graníticos de composição cálcio-alcalina na Faixa do Hoggar, na região de Mali, África (Liégeois *et al.*, 1987, Caby, *et al.*, 1989). A oeste de Hoggar, as zonas de suturas estão bem caracterizadas (Caby & Monié, 1993; Caby, 1994) e sua definição é baseada em dados geofísicos (Lesquer *et al.* 1984) e na existência de eclogitos e rochas em fácies eclogito (Caby, 1994; Jahn, *et al.* 2001), e na Faixa Brasília por rochas metamáficas de alto grau (Della Giustina, *et al.*, 2009). Na Província Borborema, até então, apenas anomalias geofísicas sugerem uma provável zona de sutura encoberta por sedimentos da Bacia do Parnaíba (Lesquer *et al.* 1984), o que mantém no âmbito das possibilidades a conexão dos oceanos Pharusiano e Goianides, como já ressaltado por Fetter *et al.* (2003) e Santos *et al.* (2008).

Os retroeclogitos da FEF estão a leste do Lineamento Transbrasiliano (Domínio Ceará Central), alguns quilômetros a oeste do AMSQ. Portanto, esses retroeclogitos poderiam representar o registro de uma suposta subducção no sentido ESE, seguida de colisão continental. Os dados geoquímicos dos retroeclogitos de Forquilha definem uma afinidade tholeítica do tipo N-MORB e IAT (Amaral *et al.*, 2010), reforçando a idéia de que a FEF seja resquícios de uma subducção oceânica.

No entanto, dados geocronológicos iniciais mostram que as idades obtidas do protólito basáltico são da ordem de 1,57 Ga (U-Pb em zircão) com valores $\epsilon_{\text{Hf}}(T = 1570 \text{ Ma})$ positivos em zircão, indicando uma fonte juvenil para estas rochas (Amaral, 2010). A idade mesoproterozóica sugere um intervalo de tempo entre este suposto oceano e a cristalização das rochas pertencentes ao AMSQ da ordem de 900 Ma. Algo improvável do ponto de vista geotectônico se tomarmos como base o tempo de desfragmentação e amalgamação proposto no modelo do Ciclo de Wilson. Aliado a isto, a existência de retroeclogitos similares ao de Forquilha na região de Itatira (Castro, 2004), leste do AMSQ, introduz um problema geológico que mantém a discussão em aberto sobre a provável existência de um oceano e seu sentido de subducção.

O mapeamento em escala de detalhe e as observações petrográficas permitem-nos estabelecer as seguintes conclusões a respeito da ocorrência de retroeclogitos de Forquilha:

i) Dentre os principais mecanismos de exumação descritos por Platt (1993) e Ring *et al.* (1999), é provável que os planos de cavalgamento, que separam os diferentes domínios metamórficos aqui

diferenciados, sejam importantes estruturas associadas à exumação de rochas que estiveram a cerca de 50 km ou mais de profundidade em contato com rochas de inferior grau metamórfico da FZSill e FZKy.

ii) As relações de campo e as evidências petrográficas sugerem que o intenso retrometamorfismo das rochas da FEF pode ter sido favorecido pela infiltração de fluidos que foram controlados por estruturas favoráveis à migração destes. Este retrometamorfismo ocorreu de forma heterogênea neste retroeclogitos, sendo muito mais intenso nas regiões de bordas e porções que apresentavam foliação milonítica, podendo ser caracterizado por quatro estágios principais. O primeiro e segundo associados à descompressão, que promoveu a desestabilização da paragênese de fácies eclogito para a fácies granulito de alta pressão, e os demais foram favorecidos pela gradual e crescente entrada de H₂O no sistema, promovendo a estabilidade de uma paragênese de fácies anfíbolito (Grt + Hbl + Pl +/- Cpx +/- Qtz), e depois a incipiente formação de minerais típicos de fácies xisto verde como clorita e actinolita.

Agradecimentos

Agradecemos o suporte financeiro do INCT (Geotectônica) e da FAPESP (Proc. nº 07/58.535-6), que custearam o trabalho de mapeamento, preparação de amostras e análises em MEV. Agradecemos também as bolsas CNPq de mestrado e doutorado dos alunos do programa de Pós-Graduação em Geociências da UNICAMP.

Referências

Agbossoumonde, Y., Ménot, R.-P., Guillot, S., 2001. Metamorphic evolution of Neoproterozoic eclogites from south Togo (West Africa). *Journal of African Earth Sciences* 33, 227-244.

Agbossoumonde, Y., Guillot, S., Ménot, R.-P., 2004. Pan-African subduction-collision event evidenced by high-P coronas in metanorites from Agou massif (southern Togo). *Precambrian Research* 135, 1-21.

Almeida, F. F. M., Black, R., 1968. Geological comparison of northeastern South American and Western Africa. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 40, 317-319.

Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1-29.

Almeida, C. N., Beurlen, H., Guimarães, I. P., Sampaio, A. S., 1997. High-Pressure metamorphosed Fe-Ti ore-hosting island-arc tholeiites at Itatuba (Paraíba) as an indication of a

proterozoic suture in the Pajeú-Paraíba Fold Belt, Borborema Province, Northeastern Brazil. *International Geology Review* 39(7), 589-608.

Almeida, C. N., Guimarães, I. P., Beurlen, H., Topisch, W. M., 2009a. Caracterização geoquímica de rochas metamáficas e metaultramáficas da Faixa Pajeú - Paraíba, Província Borborema - NE Brasil. *Anuário do Instituto de Geociências - UFRJ* 32(1), 46-61.

Almeida, C. N., Guimarães, I. P., Beurlen, H., Topisch, W. M., Ferrer, D. M. M., 2009b. Evidências de metamorfismo de alta pressão na faixa de dobramentos Pajeú - Paraíba, Província Borborema, nordeste do Brasil: petrografia e química mineral de rochas metamáficas. *Revista Brasileira de Geociências* 39(3), 421-434.

Amaral, W. S., Santos, T. J. S., 2008. Airborne geophysical and tectonics of the Ceará Central Domain, Eastern Region of the Santa Quitéria Magmatic Arc, Borborema Province, NE Brazil. *Revista Brasileira de Geofísica* 26(4), 527-542.

Amaral, W.S., 2010. Análise geoquímica, geocronológica e geotermobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. PhD. Dissertation, State University of Campinas, Brazil, 234 p.

Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Wernick, E., 2010a. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from Forquilha Eclogite Zone, central Ceará (NE Brazil): Geodynamic implications. *Geological Journal* 45, 1-19.

Arthaud, M. H., 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 132 p.

Arthaud, M. H., Caby, R., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Parente, C. V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A., Brito Neves, B. B., Wit, M. J. (eds). *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications 294. 49-67.

Bard, J. P., 1985. *Microtextures of igneous and metamorphic rocks*. Reidel Publishing Company, Holland, 269p.

Beurlen, H., Villarroel, H. S., 1990. Petrografia de duas ocorrências de provável eclogito em Bodocó e Floresta no Estado de Pernambuco, Brasil. *Revista Brasileira de Geociências* 20(1-4). 111-121.

Beurlen, H., Silva Filho, A. F., Guimarães, I. P., Brito, S. B., 1992. Proterozoic C-type eclogites hosting unusual Ti-Fe±Cr±Cu mineralization in northeastern Brazil. *Precambrian Research* 58. 195-214.

Brewer, T. S., Storey, C. D., Parrish, R. R., Temperley, S., Windley, B. F., 2003. Grenvillian age decompression of eclogites in the Gleneg – Attadale Inlier, NW Scotland. *Journal of Geological Society*, London, 160, 565-574.

Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p.: 151-182.

Brito Neves, B. B., Van Schmus, W. R., Fetter, A. H., 2002. North-western Africa North-eastern Brazil. Major tectonic links and correlation problems. *Journal of African Earth Sciences* 34, 275-278.

Caby, R., 1994. Precambrian coesite from northern Mali: first record and implications for plate tectonics in the trans-Saharan segment of the Pan-African belt. *European Journal of Mineralogy* 6, 235-244.

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

Caby, R., Arthaud, M. H., 1986. Major Precambrian nappes of the Brazilian Belt. Ceará, Northeast Brazil. *Geology* 14, 871-874.

Caby, R., Andreopoulos-Renaud, U., Pin, C., 1989. Late Proterozoic arc-continent and continent–continent collision in the Pan-African Trans-Saharan belt of Mali. *Canadian Journal of Earth Sciences* 26, 1136–1146.

Caby, R., Monié, P., 2003. Neoproterozoic subductions and differential exhumation of western Hoggar (southwest Algeria): new structural, petrological and geochronological evidence. *Journal of African Earth Sciences* 37, 269-293.

Campos Neto, M. C., Caby, R., 1999. Neoproterozoic high-pressure metamorphism and tectonic constraint from the nappe system south of São Francisco Craton, southeast Brazil. *Precambrian Research* 97, 3-26.

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.

Castaing, C., Feybesse, J. L., Thiéblemont, C., Triboulet, C., Chevremont, P., 1994. Paleogeographical reconstructions of the Pan-African/Brasiliano Orogen: closure of an oceanic domain or intracontinental convergence between major blocks? *Precambrian Research* 69, 327-344.

Castro, N. A., 2004. Evolução geológica proterozóica da região entre Madalena e Taparuaba, domínio tectônico Ceará Central (Província Borborema). Tese de doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 221 p.

Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Medeiros, M. F., Paiva, I. P., Gomes, F. E. M., Cavalcante, S. N., Cavalcante, J. E., Melo, A. C. R., Duarte Neto, V. C., Benevides, H. C., 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará, Escala 1:500.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Ministério de Minas e Energia, Fortaleza.

Choudhuri, A., Pio Fiori, A., Winters, A. A. M., Bettencourt, J. S., Rodrigues, J. E., 1978. A note on small bodies of eclogite as inclusions in high grade gneisses north of Pouso Alegre, Minas Gerais. *Revista Brasileira de Geociências* 8(1), 63-68.

Della Giustina, M. E. S., Oliveira, C. G., Pimentel, M. M., Buhn, B., 2009. Neoproterozoic magmatism and high-grade metamorphism in the Goiás Massif: New LA-MC-ICPMS U-Pb and Sm-Nd data and implications for collisional history of the Brasília Belt. *Precambrian Research* 172, 67-79.

Faryad, S. W., Klápová, H., Nosál, L., 2010. Mechanism of formation of atoll garnet during high-pressure metamorphism. *Mineralogical Magazine* 74, 111-126.

Fetter, A.H., 1999. U-Pb and Sm-Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. Ph.D Dissertations, University of Kansas, 164 p.

Fetter, A., Santos, T. J. S., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Brito Neves, B. B., Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research* 6, 265-273.

Fetter, A., Van Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Nogueira Neto, J. A., Arthaud, M. H., 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.

Garcia, M. G. M., Arthaud, M. H., 2004. Caracterização de trajetória P-T em nappes brasileiras: região de Boa Viagem/Madalena - Ceará Central (NE Brasil). *Revista de Geologia - UFC* 17: 173-191.

Gilott, J., Elvevold, S., 2002. Extensional exhumation of high-pressure granulites terrane in Payer Land, Greenland Caledonides: structural, petrologic, and geochronologic evidence from metapelites. *Journal of Canadian Earth Sciences* 39, 1169-1187.

Guillot, S., Mahéo, G., Sigoyer, J. de, Hattori, K. H., Pêcher, A. 2008. Tethyan and Indian subduction viewed from the Himalayan high- to ultrahigh-pressure metamorphic rocks. *Tectonophysics* 451, 225-241.

Guilmette, C., Indares, A., Hébert, R., 2011. High-pressure anatectic paragneisses from the Namche Barwa, Eastern Himalayan Systaxis: textural evidence for partial melting, phase equilibria modeling and tectonic implications. *Lithos* 124, 66-81.

Hoppe, A. Choudhuri, A., Klein, H., Schmidt, W., 1989. Precambrian eclogites from Minas Gerais, Brazil. 28th Int. Geol. Congr., Wash. Abstracts 2, 68-69.

Indares, A., White, R. W., Powell, R., 2008. Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatectic paragneisses from the central Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 815-836.

Jahn, B., Caby, R., Monié, P., 2001. The oldest UHP eclogites of the world: age of UHP metamorphism, nature of protoliths and tectonic implications. *Chemical Geology* 178: 143-158.

Lesquer, A., Beltrão, J. F., Abreu, F. A. M., 1984. Proterozoic links between northeastern Brazil and West Africa: a plate tectonic model based on gravity data. *Tectonophysics* 110, 9-26.

Liégeois, J. P., Bertrand, J. M., Black, R., 1987. The subduction and collision-related Pan-African composite batholith of the Adrar des Iforas (Mali): a review. In: Kinnaird, J., Bouden, P. (eds). *African Geology Review*. John Wiley, London, 185-211.

Martins, G., Oliveira, E. P., Lafon, J.-M., 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Paleoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research* 15, 71-85.

Mattos, I. 2005. Geologia, petrografia, geoquímica, comportamento físico-químico e alterabilidade das rochas ornamentais do stock granítico Serra do Barriga, Sobral (CE). Tese de doutorado, Instituto de Geociências e Ciências Exatas IGCE/UNESP- Rio Claro, 260 p.

Moore, E. M., Twiss, R. J., 1995. *Tectonics*. Ed. W. H. Freeman, New York, 415 p.

Mysen, B. O., Griffin, W. L., 1973. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *American Mineralogist* 58, 60-63.

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

Pankhurst, R. J., Trouw, R. A., Brito Neves, B. B., Wit, M. J., 2008. West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publications 294.

Pattison, D. R. M., 2003. Petrogenetic significance of orthopyroxene-free garnet + clinopyroxene + plagioclase ± quartz bearing metabasites with respect to the amphibolite and granulite facies. *Journal of Metamorphic Geology* 21, 21-34.

- Peterman, E. M., Hacker, B. R., Baxter, E. F., 2009. Phase transformations of continental crust during subduction and exhumation: Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy* 21, 1097-1118.
- Pimentel, M. M., Fuck, R. A., Jost, H., Ferreira-Filho, C. F., Araujo, S. M., 2000. The basement of the Brasilia Fold Belt and the Goiás Magmatic Arc. In: Cordani, U. G., Milani, E. J., Thomaz-Filho, A., Campos, D. A. (Eds.), *Tectonic Evolution of South America*. 31st IGC. Rio de Janeiro, p.: 195–229.
- Platt, J. P., 1993. Exhumation of high-pressure rocks: a review of concepts and processes. *Terra Nova* 5, 119-133.
- Proyer, A., 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos* 70, 183-194.
- Ring, U., Brandon, M. T., Willett, S. D., Lister, G. S., 1999. Exhumation Processes. In: Ring, U., Brandon, M. T., Lister, G. S., Willett, S. D. (Eds). *Exhumation Processes: Normal Faulting, Ductile Flow and Erosion*. Geological Society, London, Special Publications 154, 1-27.
- Sajeev, K., Windley, B. F., Conolly, J. A. D., Kon, Y., 2009. Retrogressed eclogite (20 kbar, 1020 °C) from the Neoproterozoic Palghat-Cauvery suture zone, southern India. *Precambrian Research* 171, 23-36.
- Santos, T. J. S., Nogueira Neto, J. A., Fetter, A., Hackspacher, P. C., 2001. Petrografia e litogeoquímica do embasamento cristalino da região de Granja-CE. *Revista de Geologia - UFC* 14, 33-48.
- Santos, T. J. S., Souza, G. M., Queiroz, H. B., Nogueira Neto, J. A., Parente, C. V., 2002. Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província Borborema. Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica. In: *XLI Congresso Brasileiros de Geologia*, João Pessoa, Actas, Sociedade Brasileira de Geologia, p.: 337.
- Santos, T. J. S., Fetter, A., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Nogueira Neto, J. A., 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, 271-284.
- Santos, T. J. S., Fetter, A., Nogueira Neto, J. A., 2008b. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and southwestern Pan-African Dahomey Belt, SW Central Africa. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A., Brito Neves, B. B., Wit, M. J. (eds). *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 101-119.
- Santos, T. J. S., Garcia, M. G. M., Amaral, W. S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M. H., Dantas, E. L., Santosh, M., 2009a. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of the West Gondwana. *Gondwana Research* 15, 454-470.

Santos, T. J. S., Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., 2009b. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. Geological Society, London, Special Publications 323, 271-281.

Sartini-Rideout, C., Gilotti, J. A., McClelland, W. C., 2009. Reaction progress and timing of retrogression of eclogite-facies rocks Danmarkshavn, North-East Greenland Caledonides. European Journal of Mineralogy 21, 1149-1172.

Silva, L. C., Armstrong, R., Pimentel, M. M., Scandolara, 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(4), 529-544.

Trompette, R., 1994. Geology of Western Gondwana, Pan-African - Brasiliano aggregation of South America and Africa. A. A. Balkema, Rotterdam, Brookfield, 350 p.

Vauchez, A., Neves, S. P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M. H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences 8, 247-266.

Vielzeuf, D., Holloway, J. R., 1988. Experimental determination of the fluid-absent melting relations in the pelitic system. Contributions to Mineralogy and Petrology 98, 257-276.

Vilela, L. G. G., 2000. Petrografia, geotermobarometria e evolução metamórfica de granulitos básicos de alta pressão e rochas transicionais para fácies eclogito na região de Lima Duarte, MG. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 180 p.

Will, T. M., Schmädicke, E., 2001. A first find of retrogressed eclogites in the Odenwald Crystalline Complex, Mid-German Crystalline Rise, Germany: evidence for a so far unrecognized high-pressure metamorphism in the Central Variscides. Lithos 59, 109-125.

Zhao, G., Cawood, P. A., Wilde, S. A., Lu, L., 2001. High-pressure granulites (retrograded eclogites) from the Hengshan Complex, North China Craton: petrology and tectonic implications. Journal of Petrology 42, 1141-1170.

Parte II

Sediment provenance study, based on detrital zircon U-Pb ages and Nd isotopic data, of metasedimentary country rocks of retrograded eclogites of Forquilha (CE), NW Borborema Province, Brazil

Abstract

In NW Borborema Province, Ceará Central Domain, retrograded eclogites occur enclosed in migmatized ortho- and paragneisses. These rocks configure a straight N-S trend, named the Forquilha Eclogite Zone (FEZ), which is located on the western side of the Neoproterozoic Santa Quitéria Magmatic Arc. Previous geochronological studies on these retrograded eclogites show a basaltic protolith age of ca. 1.57 Ga and a two metamorphic age interval at 650-630 Ma and 620-600 Ma. A sediment provenance study based on LA-ICP-MS detrital zircon U-Pb ages and whole rock Nd isotopic data was performed on metasedimentary rocks that host these retrograded eclogites to determine their maximum depositional ages and possible sources of sediment material. The zircon age distribution, Nd isotopic ratios and T_{DM} model ages demonstrate that these rocks received continental sediments exclusively from Paleoproterozoic sources older than ca. 1.85 Ga, with peaks at 2.0-2.2 Ga. The Paleoproterozoic basement of the Rio Grande do Norte Domain and Ceará Central Domain are thought to be the main possible sources of sediments on a passive margin or intracratonic basin. The detrital zircons of non-migmatized metasedimentary rocks of the Ceará Group, which are in tectonic contact with the FEZ, were also analyzed. These samples showed an age distribution from the Paleoproterozoic to the Neoproterozoic. Zircon grains younger than 650 Ma present metamorphic characteristics due to low Th/U ratio and soccer ball and ovoid type textures. Because of this, the youngest non-metamorphic zircon grain was dated at 659 ± 4 Ma ($^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ age, Th/U = 0.56), indicating that this sedimentary basin had a short life (ca. 15 Ma). These data combined with structural data and field observations suggest that the FEZ rocks were exhumed and tectonically juxtaposed with Neoproterozoic cover units of an active margin. The absence of Neoproterozoic grains in FEZ paragneisses also suggest that the precursor basaltic rock represents dyke and sills swarms that not necessarily represent a slab of an ocean floor subducted in the Neoproterozoic.

Keywords: Detrital zircon, provenance, retrograded eclogites, Ceará Group, Borborema Province

1. Introduction

Eclogite facies rocks are important geological features to reconstruct geotectonic scenarios, because they are commonly associated to subduction and collisional tectonic settings. (e.g. [Sajeev, et al., 2009](#)). In the west side of the Santa Quitéria Magmatic Arc ([Fetter et al., 2003](#)) - Ceará Central Domain, NW Borborema Province - retrograded eclogites boudins occur enclosed in migmatized ortho- and paragneisses. Thermobarometric data suggest minimum pressure and temperature values for these retrograded eclogites around 17.7 kbar and 770 °C, respectively ([Santos et al., 2009a](#)). Geochemical data point out that the basaltic protolith is compatible with N-MORB and IAT affiliation ([Amaral et al., 2010](#)).

These results suggest a tectonic scenario where the retrograded eclogites of Forquilha could represent a remaining of ocean floor closed in Neoproterozoic ([Santos et al., 2008a](#), [Santos et al., 2009a](#), [Amaral et al., 2010](#)), and correlate to the high-pressure granulites and eclogites of African suture zone, eastern of West African Craton, western Hoggar ([Agbossoumonde, et al., 2001](#); [Caby & Monié, 2003](#)). The alignment and the proximal occurrence of HP and UHP rocks with the Transbrasiliano/Kandi/4°50' lineaments also support this interpretation. In summary, these arguments are favorable of an extension of the well defined African suture zone into Borborema Province.

However, the lack of geochronological data makes this interpretation highly speculative. And the few available geochronological data of the continental counterparts are in disagree. Zircon U-Pb and Lu-Hf geochronological studies performed on the Forquilha retrograded eclogites showed that the precursor basalt ages at ca. 1.57 Ga, presents juvenile characteristics due to a positive $\epsilon_{\text{Hf}}(T = 1.57 \text{ Ga})$, and shows two metamorphic ages, raging from 650 to 630 Ma (eclogite facies?) and 620 to 600 Ma (granulite facies?; [Amaral, 2010](#)). On the other hand, in Africa, great part of eclogite and high-pressure granulites occurrences do not have an age established to their basaltic protolith, excepting the Lato Hills eclogite occurrence, which were dated at $822 \pm 91 \text{ Ma}$ (U-Pb zircon; [Bernard-Griffiths et al., 1991](#)).

This uncommon Mesoproterozoic age in the CCD raised questions about the tectonic evolution of NW Borborema Province: i) Are the Forquilha retrograded eclogites really correlated to African eclogites/high-pressure granulites from western Hoggar, as suggested by geochemical and P-T metamorphic paths? ii) Do these rocks represent a slab of oceanic rocks

subducted and metamorphosed at eclogite facies conditions in the Neoproterozoic and related to the development of Santa Quitéria Magmatic Arc? Because of these questions, we dedicated a sediment provenance study on the paragneisses from the FEZ and adjacent paragneisses of the Ceará Group (Arthaud *et al.*, 2008), in order to improve the tectonic understanding and Africa's counterpart correlation. Rubatto *et al.* (1999), Liang *et al.* (2007) and Smit *et al.* (2011) are examples of this geochronological approach to understanding eclogite tectonic meaning.

The provenance study was based on whole rock Nd isotopic data and LA-ICP-MS detrital zircon U-Pb ages. Using detrital zircon geochronology, it is possible to link sediments to their potential sources regions, providing paleogeographic reconstructions and improving geodynamic interpretations (e.g., Fedo *et al.*, 2003; Cawood *et al.*, 2007; Wang *et al.*, 2010). Whole rock Nd isotopic data improves provenance interpretation because these data can reveal relative mixtures of juvenile rocks and recycled crustal rocks. It is also important to verify the input of juvenile material derived from mafic and ultramafic rocks that are commonly devoid of zircons (Howard, *et al.*, 2009).

In this study, we will demonstrate that paragneiss from the FEZ presents a detrital zircon age spectrum and whole rock Nd isotopic data different from the paragneisses from Neoproterozoic Ceará Group (Arthaud *et al.*, 2008), which are in tectonic contact with the FEZ rocks. We also will show that this difference is linked to the metamorphic and field relationships, what introduce new information about the exhumation of the retrograded eclogites and their possible tectonic meaning on the Gondwana amalgamation.

2. Regional settings

In the reconstruction of Western Gondwana, the Borborema Province (Almeida *et al.*, 1981) represents the central part of the supercontinent, which was formed by amalgamation of the West African-São Luís Craton, Amazonian Craton and the São Francisco-Congo Craton.

In general, the basement of the province is composed of minor Archean blocks surrounded by a large volume of Paleoproterozoic rocks, which were reworked during the late Mesoproterozoic (Sá *et al.*, 1995), early Neoproterozoic (Cariris Velhos event; Santos *et al.*, 2010) and more intensively during the late Neoproterozoic Brasiliano/Pan-African orogeny (Brito Neves *et al.*, 2000; Basei *et al.*, 2010). Large-scale lineaments mark strike-slip features and configure an expressive regional shear zone system (Vauchez *et al.*, 1995), some of which define

the limits of different geochronological blocks, domains and geological units (Brito Neves *et al.*, 2000). In this study, we focused on the geological settings of the northwestern part of Borborema Province (Figure 1), where the Médio Coreaú Domain and Ceará Central Domain are separated by the Transbrasiliano Lineament. The geological settings of these domains are shown in Figure 2.

2.1 Médio Coreaú Domain (MCD)

The MCD is situated to the west of the Transbrasiliano Lineament and is characterized by a 2.36 to 2.29 Ga juvenile basement (Fetter *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2009b) that is represented by high-grade metamorphic rocks and orthogneisses with TTG affinity. These rocks, named the Granja Massif, have been interpreted as generated in an arc-type geological setting (Santos *et al.*, 2001). Minor amphibolite gneiss, leucogranites, mafic granulites, enderbites and kinzigites complement the suite of rocks.

This basement was affected by two phases of intracratonic extension at ca. 1785 Ma (Santos *et al.*, 2002) and ca. 775 Ma (Fetter *et al.*, 2003). Both events promoted the deposition of volcano-sedimentary sequences, named the Saquinho Unit and Martinópolis/Ubajara groups, respectively. In the Late Neoproterozoic, the domain was metamorphosed (Santos *et al.*, 2004) synchronously with the emplacement of pre- and post-tectonic plutons from 600 to 532 Ma (Santos *et al.*, 2008b).

2.2 Ceará Central Domain (CCD)

The CCD is limited to the west by the Transbrasiliano Lineament, to the east by the Senador Pompeu Lineament and to the south by the Parnaíba Basin. Its basement comprises an Archean nucleus named the Tróia-Pedra Branca Massif, which has a conventional TIMS U-Pb zircon age of 2.75 Ga (Fetter, 1999) and a SHRIMP U-Pb age of 3.27 Ga, obtained by dating a metatonalite sample (Silva *et al.*, 2002). This minor Archean block is surrounded by Paleoproterozoic rocks, which are represented by orthogneisses and migmatites with TTG affinity and conventional TIMS U-Pb zircon ages ranging from 2.14 to 2.10 Ga with slightly negative to positive $\epsilon_{\text{Nd}} (T = 2100 \text{ Ma})$, suggesting a predominantly depleted mantle contribution with incipient crustal contamination (Fetter *et al.*, 2000; Martins *et al.*, 2009). Kinzigites, amphibolites and paragneisses metamorphosed over amphibolite facies complement the Paleoproterozoic basement lithologies.

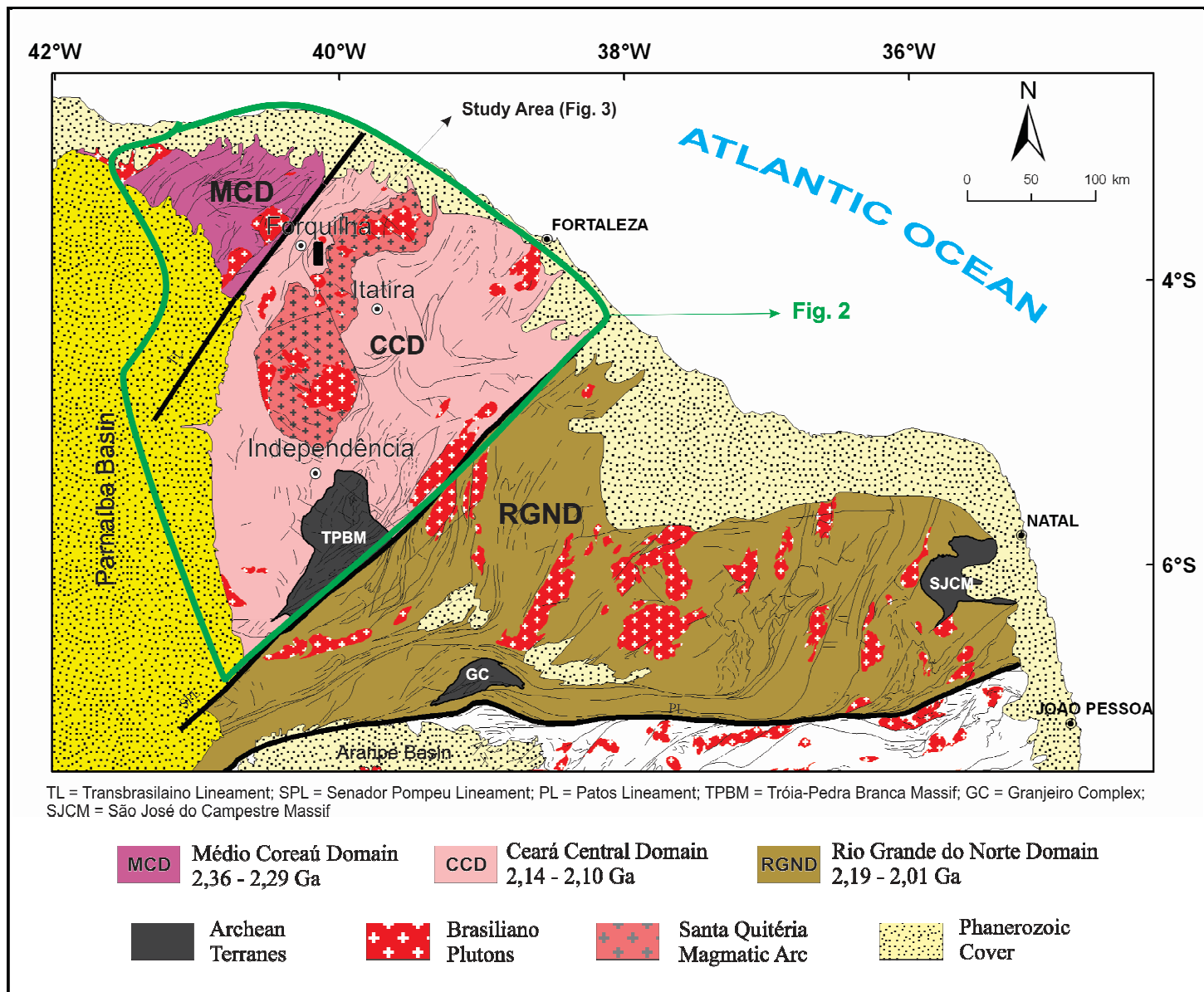


Figure 1 – Simplified geological map showing the major crustal blocks of northern Borborema Province (adapted from Fetter et al., 2003).

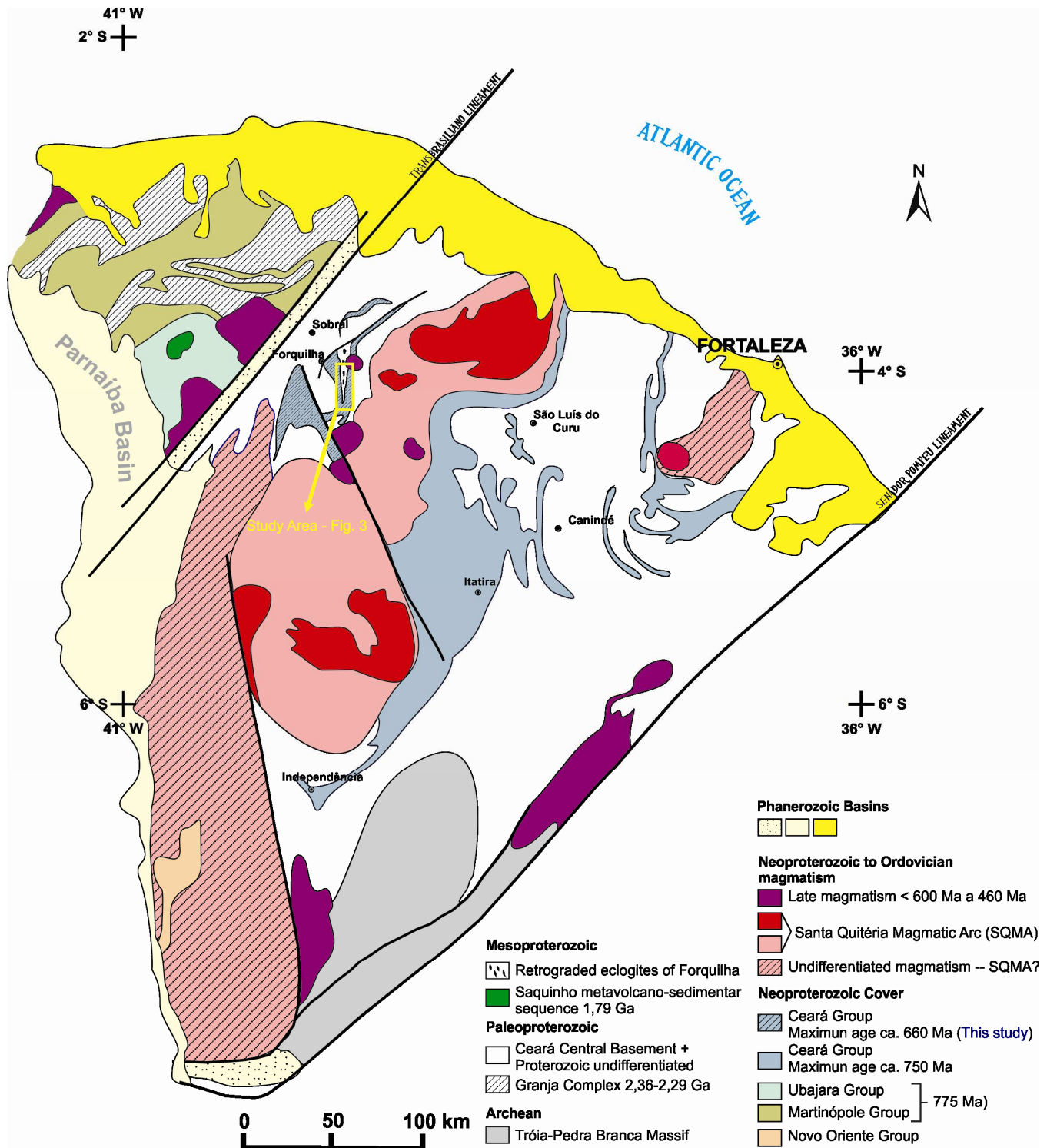


Figure 2 - Main geological setting of the Ceará Central Domain (CCD) and Médio Coreau Domain (MCD). Adapted from Cavalcante et al. (2003) and de Araújo et al. (2010a).

The Neoproterozoic record is constituted by the following: i) cover units (Ceará and Novo Oriente groups) that are predominantly composed of metapelites, thick bands of quartzites and lenses of metacalcareous and metamafic rocks (Arthaud, *et al.*, 2008; de Araújo, *et al.*, 2010a); and ii) a large felsic plutonic complex of rocks (Tamboril-Santa Quitéria Batholith) with abundant mafic enclaves. According to Fetter *et al.* (2003), this magmatic unit is composed of a variety of lithologies, including gabbro, tonalite, granodiorite, granite and monzogranite. U-Pb and Sm-Nd geochronological data indicate ages of crystallization ranging from 665 to 591 Ma and positive to slightly negative $\epsilon_{\text{Nd}} (T = 600 \text{ Ma})$ values, which suggest a mixture of juvenile Neoproterozoic magmas and older crustal rocks. These authors interpret this unit as a magmatic continental arc, named the Santa Quitéria Magmatic Arc (SQMA).

The time of continental (Rodinia) break-up prior to the development of the subduction system and the SQMA was dated at approximately 775 Ma by conventional TIMS U-Pb in zircon grains of metarhyolite interlayered with metasedimentary units (Fetter *et al.*, 2003). This age agrees with the 825-740 Ma worldwide period of Rodinia break-up (Li *et al.*, 2008), but Kröner & Cordani (2003) have questioned the timing of this event in South America.

3. Geological settings of Forquilha Eclogite Zone (FEZ)

The FEZ is an elongated suite of rocks arranged in a N-S trend, measuring up to 6 km in width and more than 30 km in length, comprising more than forty boudins of retrograded eclogites. The boudins measure 15-300 m in length and 10-70 m in width (Figure 3 and Figure 4A) and are enclosed in paragneisses, orthogneisses and, rarely, calc-silicate rocks. Previous studies have shown that the retrograded eclogites underwent pressure and temperature conditions greater than 17.7 kbar and 770°C, respectively (Santos *et al.* 2009a), and were probably derived from tholeiitic mafic protoliths as IAT and N-MORB type basalts (Amaral *et al.*, 2010).

Three different lithologies can be distinguished in the lenses of the retrograded eclogites unit. This differentiation is marked by a heterogeneous retrogression, which was more intense in the boudin margins. Thus, garnet clinopyroxenites is surrounded by garnet-clinopyroxene amphibolite and garnet amphibolite. The garnet clinopyroxenite is a mesocratic rock composed of anhedral porphyroblastic garnet grains measuring up to 3 mm and commonly surrounded by fine plagioclase corona with a thickness of less than 100 μm (Figure 4B and C). The matrix is composed of fine symplectitic intergrowths of clinopyroxene and plagioclase, which is a typical

texture resulting from omphacite breakdown (Mysen & Griffin, 1973). Occasionally, hornblende is observed replacing clinopyroxene in symplectites or forming corona around garnet (Figure 4D). The garnet-clinopyroxene amphibolite and garnet amphibolite are melanocratic rocks composed of anhedral to subhedral poikiloblastic garnet grains measuring less than 1.5 mm and surrounded by thick plagioclase corona. These lithologies exhibit coarser symplectite intergrowths of clinopyroxene and plagioclase, most of which are obliterated by nematoblastic hornblende, that has a modal percent greater than 30%.

It is important highlight that the retrograded eclogites always outcrop in the east of the mylonitic augen gneiss (Figure 5A), which is an orthoderived unit composed of up to 8 cm alkali-feldspar porphyroclasts immersed in a coarse-grained matrix of biotite, quartz, plagioclase, amphibole and apatite. Migmatized sillimanite-garnet-biotite gneiss and kyanite-garnet-biotite gneiss represent the paragneisses that host the retrograded eclogites. These gneisses present the paragenesis sillimanite (after kyanite) + garnet + biotite + alkali-feldspar + rutile \pm plagioclase, which is typical of high-pressure granulite facies conditions of metapelites (Gilotti & Elvevold, 2002; Indares, *et al.*, 2008; Guilmette *et al.*, 2011) (Figure 5B and 5C). According to Amaral (2010), based on thermobarometry, these paragneisses reach to P-T conditions around 12 kbar and 850 °C. This preliminary thermobarometric data clearly shows a granulite overprint on these paragneiss.

In some areas, the migmatization was more intense, resulting in representative outcrops of anatectic rocks represent by garnet-bearing quartzo-feldspathic rocks (Figure 5B), which were classified in garnet-biotite leucogranites and garnet-bearing augen gneiss. Biotite orthogneiss bearing apatite and amphibole also hosts retrograded eclogites.

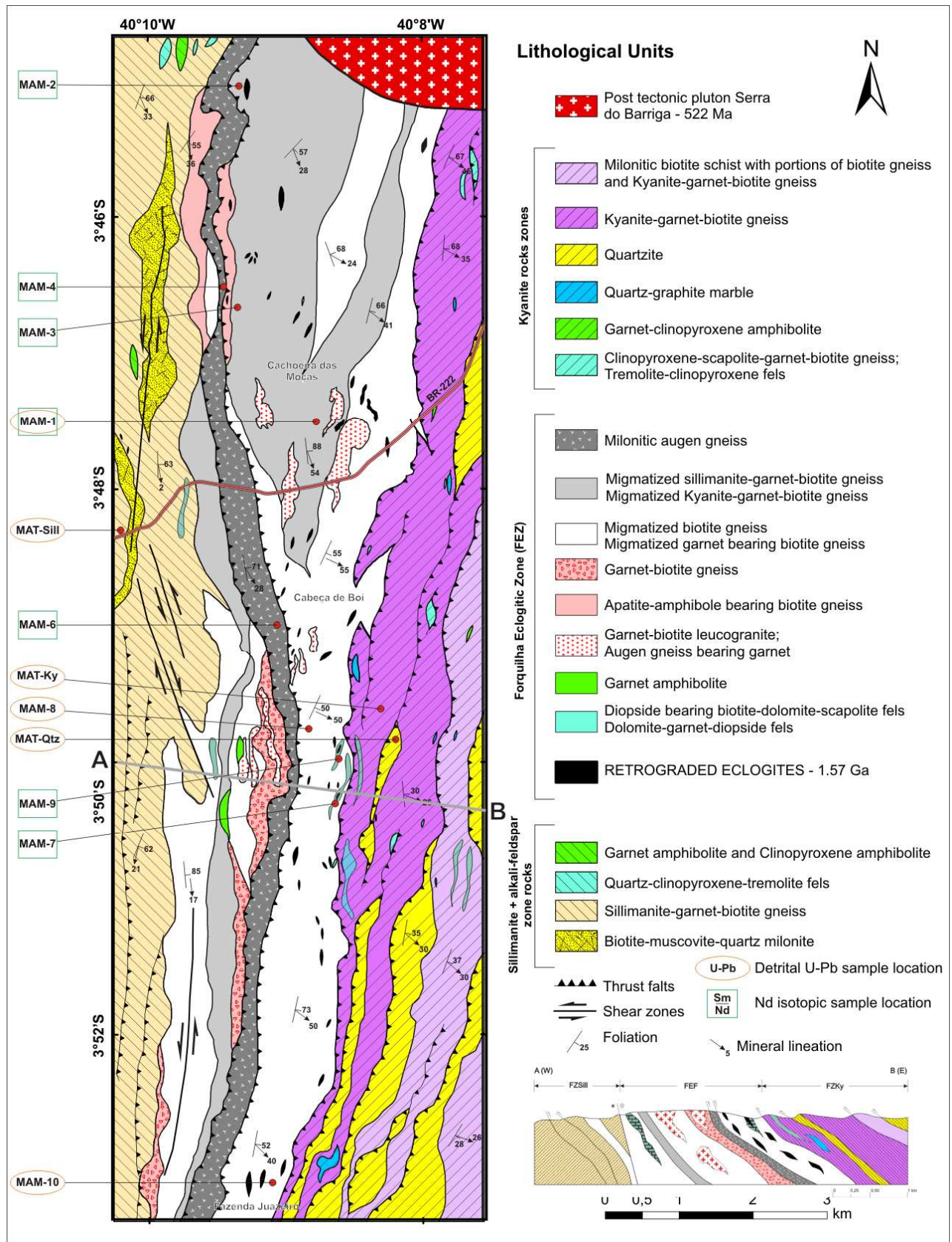


Figure 1 - Detail Geological Map of study area and samples location.

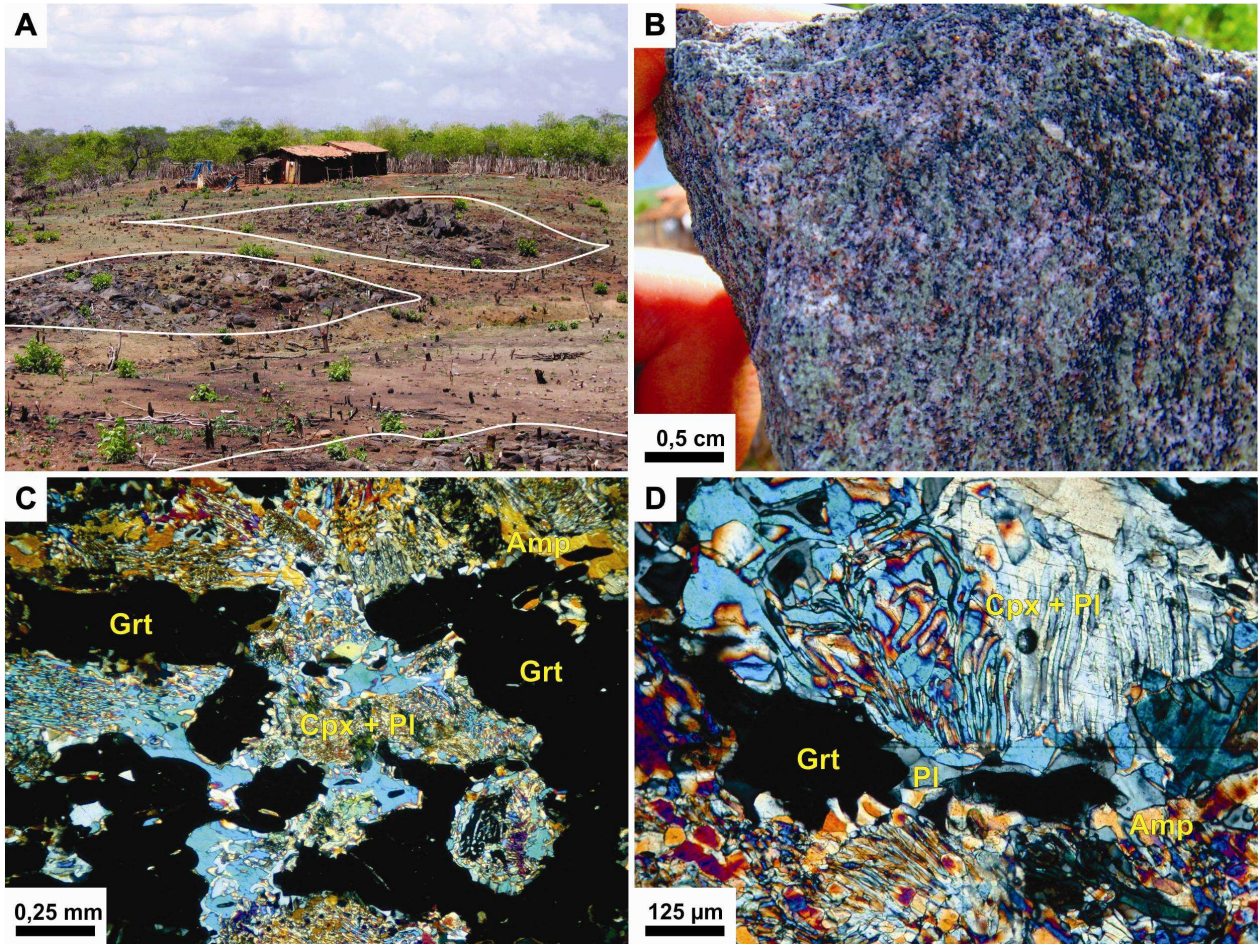


Figure 2 - A) Boudins of retrograded eclogites; B) Macroscopic view of retrograded eclogites. Mesocratic rock rich in garnet and clinopyroxene; C) Photomicrograph showing an anhedral porphyroblast of garnet and fine symplectites of clinopyroxene and plagioclase; D) Photomicrograph showing a small garnet surround by thin plagioclase corona and very fine intergrowths of clinopyroxene and plagioclase. Hornblende replaces part of the symplectites of clinopyroxene. In this case, hornblende presents a yellow to pale yellow interference color. Next to garnet, the hornblende grains are larger than in symplectite.

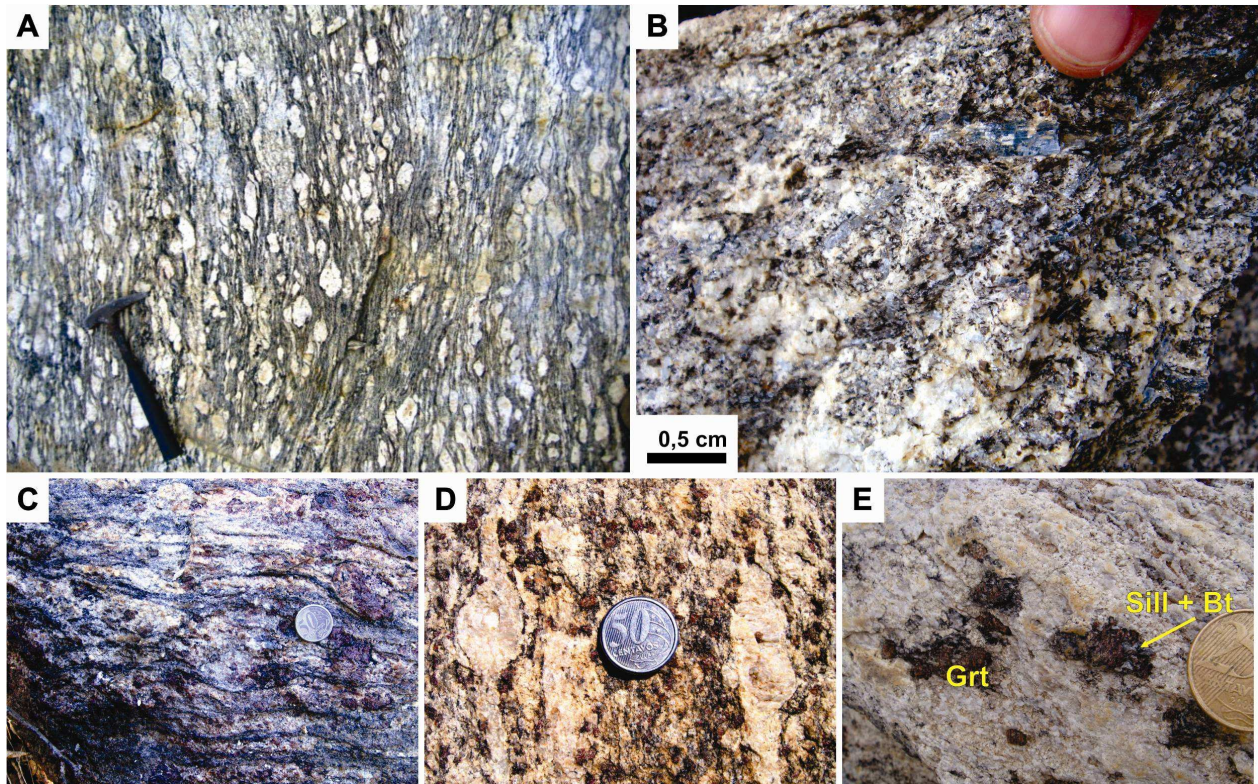


Figure 3 - A) Mylonitic augen gneiss unit. Alkali-feldspar porphyroclasts reach up to 8 cm in length. The retrograded eclogites occur to the east of this orthoderived unit; B) Macroscopic view of the mesosome portion of migmatized kyanite-garnet-biotite gneiss; C, D and E) Sequence of images showing different degrees of migmatization. The migmatization is promoted by reaction $Bt + Sill + Pl = Grt + Kfs + L$, resulting in garnet-bearing leucocratic gneiss (D, E). In (E), sillimanite and biotite surrounding garnet, suggesting retrometamorphism.

The FEZ lies in tectonic contact with non-migmatized high-grade rocks of the Ceará Group, which basically consists of metapelites with minor volume of metacalcareus and metamafic rocks. According to the metamorphic grade, it is possible to divide this sequence into two lithofacies. In the west, paragneisses of the sillimanite + alkali-feldspar zone presents mineral paragenesis of sillimanite + garnet + biotite + alkali-feldspar + plagioclase + quartz (Figure 6A and B). In the east, kyanite-garnet-biotite gneiss and thin beds of quartzites, which mark local lineaments and important ridges in the regional relief, are the dominant lithologies. The mineral paragenesis is kyanite + garnet + biotite + alkali-feldspar + plagioclase + quartz + rutile, which are typical of high-pressure granulites facies of metapelites (Figure 6C and 6D). Minor lenses of metamafic rocks, calc-silicate rocks and marbles complement the lithotypes of both localities.

Structural analyses have shown that, from east to west, the S_N foliation, which dips to the ESE, presents an increase in its dip angle. In the kyanite zone gneiss, the foliation has an average attitude of 98/30. In the sillimanite + alkali-feldspar zone gneiss, the foliation presents an average

attitude value of 105/68. A strong mineral lineation, L_X , defined by kyanite, sillimanite, biotite and quartz, also shows variation from east to west. In this case, in the kyanite zone gneiss, the mineral lineation presents a down dip attitude (98/30), which gradually changes to an attitude value of 180/10. This lineation associated with S-C structures and asymmetrical porphyroblasts of alkali-feldspar and garnet define tectonic transport to the W and NW, In the west, subvertical S_{N+1} foliation is frequently found and represents short dextral and sinistral shear zones, where quartz and muscovite define a directional lineation (L_{X+1}).

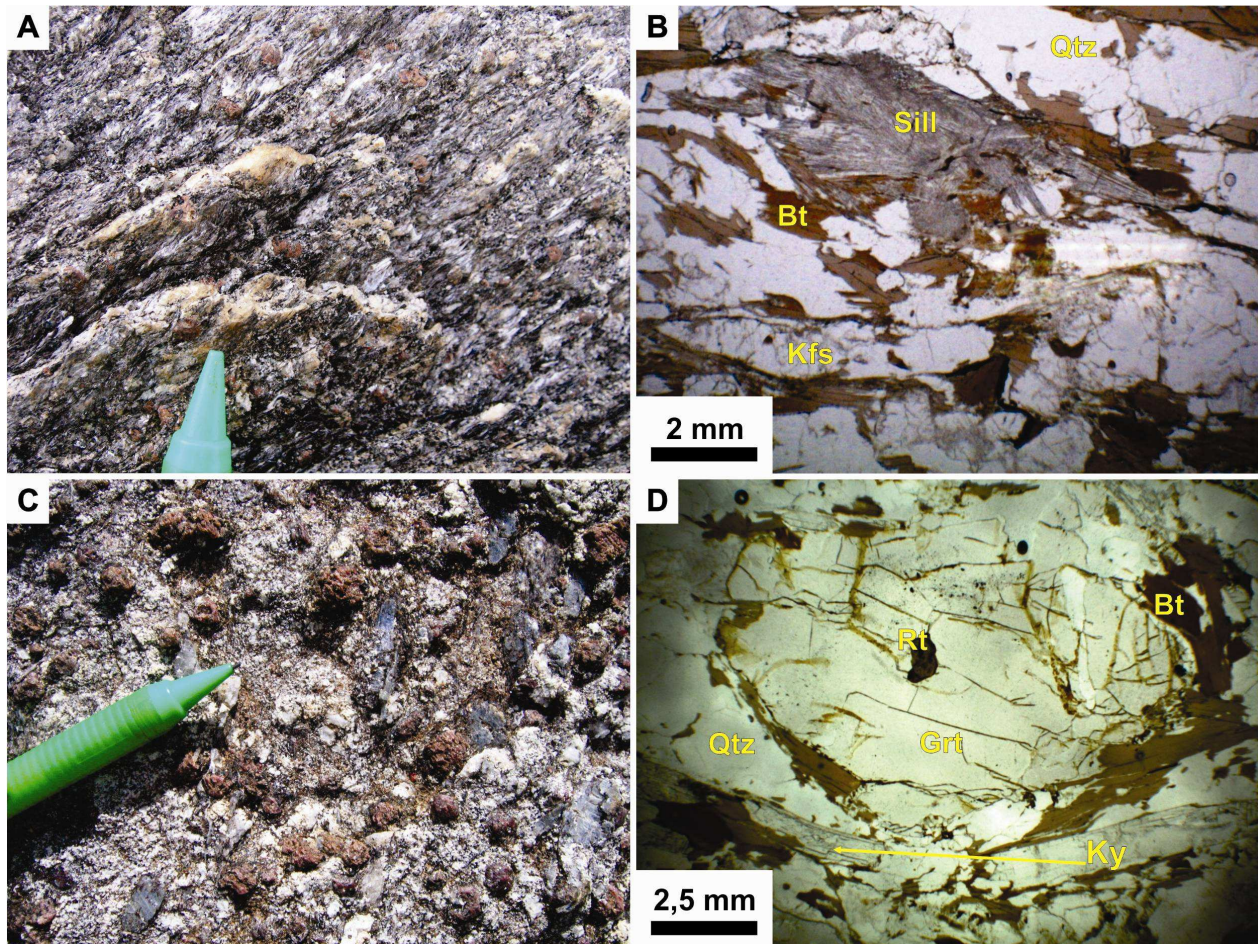


Figure 4 - A) Macroscopic aspect of sillimanite-garnet-biotite gneiss; B) Photomicrography of sillimanite-garnet-biotite gneiss showing the mineral paragenesis of this unit. Sillimanite + garnet (see in A) + quartz + biotite + alkali-feldspar + plagioclase; C) Macroscopic aspect of kyanite-garnet-biotite gneiss; D) Photomicrography of kyanite-garnet-biotite gneiss showing the mineral paragenesis of this unit. Kyanite + garnet (see in C) + quartz + biotite + alkali-feldspar + rutile + plagioclase.

4. U-Pb data

4.1 Previous detrital zircon studies from CCD

Two provenance studies that were based on detrital zircon U-Pb geochronology were carried out at the CCD, that we briefly summarize in order to discuss possible correlations. [Arthaud \(2007\)](#), supported by U-Pb SHRIMP, analyzed 34 grains from a kyanite-garnet-biotite schist of the Ceará Group, sampled near the region of Itatira (CE), east of the SQMA (Figure 2). According to this study, zircons younger than 650 Ma are typically metamorphic, as they show a low Th/U ratio and are broadly discordant. Zircons that aged between ca. 750 Ma (youngest age) and ca. 850 Ma are considered from rocks that represent an extensional event recorded in the CCD ([Fetter et al., 2003](#)), implying that the metasedimentary sequence of the Ceará Group started its deposition at this time on a passive margin setting.

The other study, using LA-ICP-MS, analyzed fifty zircon grains from a quartzite that belongs to the supracrustal rocks of the Novo Oriente Group ([de Araújo et al., 2010a](#)). Neoproterozoic to Paleoproterozoic ages were obtained, with three peaks around 2.1, 2.2-2.3 and 2.5 Ga. The youngest concordant grain yielded an age of ca. 2063 Ma, but the maximum age of deposition is poorly constrained by the 1.36 Ga Nd TDM model age, obtained on metaultrabasic rocks that are concordant with the sequence. The authors argue that the zircon age spectra do not fit well with potential sources from the CCD. Furthermore, Nd isotopic data, sediment geochemistry and field observations point out the possibility that the Novo Oriente Group could represent a magma-poor rifted passive margin of the Bacajá Domain (Amazonian Craton) and Granja Complex (MCD).

4.2 Laboratory techniques

To obtain zircon grains, several kilograms of samples were crushed and powdered using a jaw crusher and disk powder, respectively. Heavy mineral concentrations were obtained by panning and submitted to a Frantz magnetic separator, which was adjusted with a slope of 6 degrees, a full voltage and current values up to 1.5 A.

The heavy, non-paramagnetic portion was placed into a Petri dish containing ethanol, where more than 150 zircon grains per sample were manually picked randomly using a binocular microscope. Finally, the grains were mounted in an epoxy resin and polished to obtain flat surfaces of the central portions of the grains.

U-Pb analyses were performed in the Laboratory of Geochronological, Geodynamic and Environment Studies of the University of Brasilia, where a Finnigan Neptune multi-collector mass spectrometer is coupled with a Nd-YAG laser ablation system. The analytical procedures followed [Bühn *et al.* \(2009\)](#); the mounts were cleaned using a 3% HNO₃ solution and ultraclean water. The laser was regulated with a spot size of 25-30 μm, at a frequency of 11 Hz and an intensity of approximately 0.8 J/cm². Argon (approx. 0.90 L/min) and helium (approx. 0.40 L/min) were used to carry out the ablated material in analyses of 40 cycles of 1 s each. The measured isotopic ratios were monitored using the international standard GJ-1, which followed a logistic of 1 blank, 1 GJ-1 standard, 4 zircon grains from the sample, 1 blank and 1 GJ-1 standard. This procedure was repeated to complete the analysis of 60 grains, which meet the necessary statistical number of grains to achieve zircon age populations with an abundance near to 5% ([Dodson *et al.*, 1988](#)). The ages were calculated and plotted using the Isoplot 3.0 software ([Ludwing, 2003](#)) with 1σ errors. Frequency histograms were made according to the distribution of ²⁰⁷Pb/²⁰⁶Pb age (zircons older than 1 Ga) and ²⁰⁶Pb/²³⁸U age (younger than 1 Ga) with discordance less than 10%. Throughout the text, ages are presented following this rule.

4.3 Sample description and results

[Nelson \(2001\)](#) recommended sampling of metasedimentary rocks that underwent low-grade metamorphism, free of veins and melt patches for an improved detrital zircon U-Pb geochronology. By contrast, the rocks of FEZ underwent high-grade metamorphism, but it is still possible to apply the method because inherent zircons cores preserve their Pb inheritance ([Rubatto *et al.*, 2000](#)). Nonetheless, mesosome portions, free of melt patches, were sampled to avoid possible problems with metamorphic and recrystallized zircons.

The samples location is shown in Figure 3. A description of analyzed zircons is summarized in Table 1, the analytical data are presented in Appendix A and the concordia plots and probability density diagrams are shown in Figures 7 and 8.

4.3.1 Metasedimentary rocks of the FEZ

Three samples of paragneiss that closely surround the lenses of retrograded eclogites (MAM-1, MAM-8 and MAM-10) were collected. Out of 171 zircon grains analyzed, 125 presented discordance less than 10%, providing an age range of 1780 ± 18 Ma to 2481 ± 16 Ma. All samples presented age population peaks between 1990 Ma and 2100 Ma, with minor age

peaks between 2150 Ma and 2250 Ma.

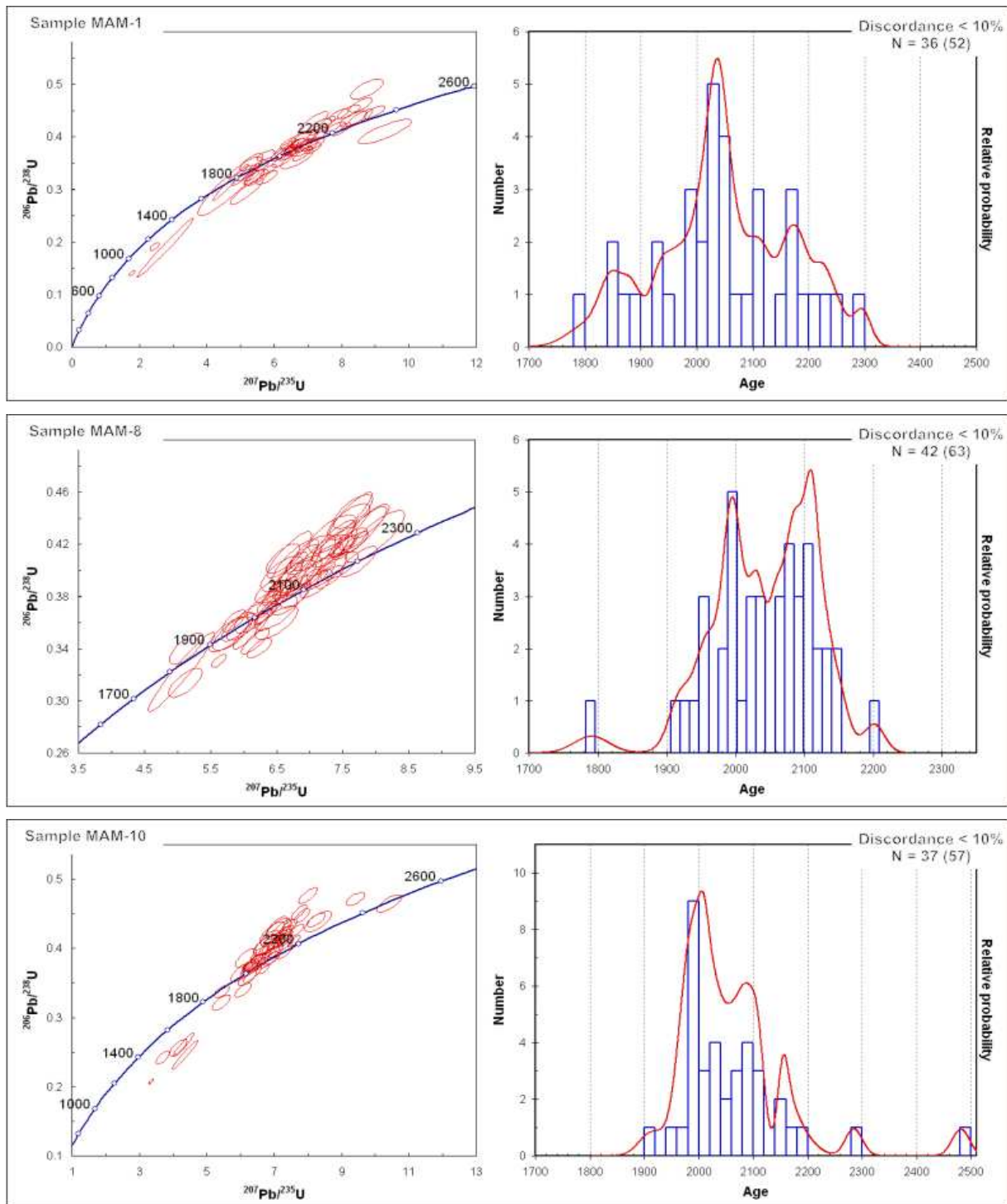


Figure 5 – Detrital U-Pb zircon results of the FEZ paragneisses. Diagram of the concordia plot of all zircon grains analyzed and the probability density plot of zircon grains with discordance less than 10%. All samples show a Paleoproterozoic age distribution.

4.3.2 Metasedimentary rocks of the Ceará Group

One sample from the sillimanite + alkali-feldspar gneiss zone (MAT-Sill) and two from the kyanite gneiss zone (MAT-Ky and MAT-Qtz) were collected. From the MAT-Sill sample, which is represented by a non-migmatized sillimanite-garnet-biotite gneiss, 83 zircon grains were analyzed. Overall, 58 grains were within 10% discordance, providing an age range of 648 ± 5 Ma to 2129 ± 7 Ma and age peaks at 660-700 Ma, 800-850 Ma, 900-1000 Ma, and 1450-1500 Ma.

BSE (back-scattered electron microscopy) images showed that all zircon grains presented an inherited rounded to sub-rounded core, with rims that reach up to 25 μm (Figure 9). The youngest zircon grain showed a low Th/U ratio, which is characteristic of a metamorphic grain and coherent with regional metamorphism ages obtained by [Amaral \(2010\)](#).

From the MAT-Ky sample, 49 zircons grains were analyzed, 29 of which were within 10% discordance, showing an age distribution ranging from 614 ± 5 to 891 ± 12 Ma, and an isolated single grain of 2082 ± 36 Ma. Zircon grains younger than ca. 650 Ma, in addition to having a low Th/U ratio, are free of overgrowth and present a soccer ball and ovoid texture typical of metamorphic grains (Figure 9). It is possible to identify two groups of metamorphic zircons. One group (8 grains) yields an age of ca. 650 Ma, and other (4 grains) yielded an age of ca. 620 Ma (Figure 8). Both are interpreted as metamorphic grains due to low Th/U ratio and ovoid and soccer ball texture. [Amaral \(2010\)](#), analyzing the leucosome of FEZ paragneisses, also report that rims of inherited zircons date between 650-630 Ma (eclogite facies?), while light pink ovoid zircon grains yielded between 620-600 Ma (granulite facies?).

A sample MAT-Qtz was collected from the quartzite unit. From this sample, 82 zircon grains were analyzed, and 69 were within 10% discordance. The youngest and oldest grains were 1853 ± 20 and 2381 ± 9 Ma, respectively, with an age peak between 1990 Ma and 2100 Ma. The morphology of zircon grains and the age distribution of this sample were very similar to samples of the FEZ. Additionally, these quartzites, which marks some thrust faults in the area, are interpreted as result of quartz remobilization. Hence, in the study area, these quartzites do represent metasedimentary rocks of quartz rich protolith. A field relation that strengthens our argument is that, east of the area, there are also the presence of this mylonitic quartzite type present interlayered in mylonitic orthogneiss (phylonites) represent in our map by mylonitic biotite schist.

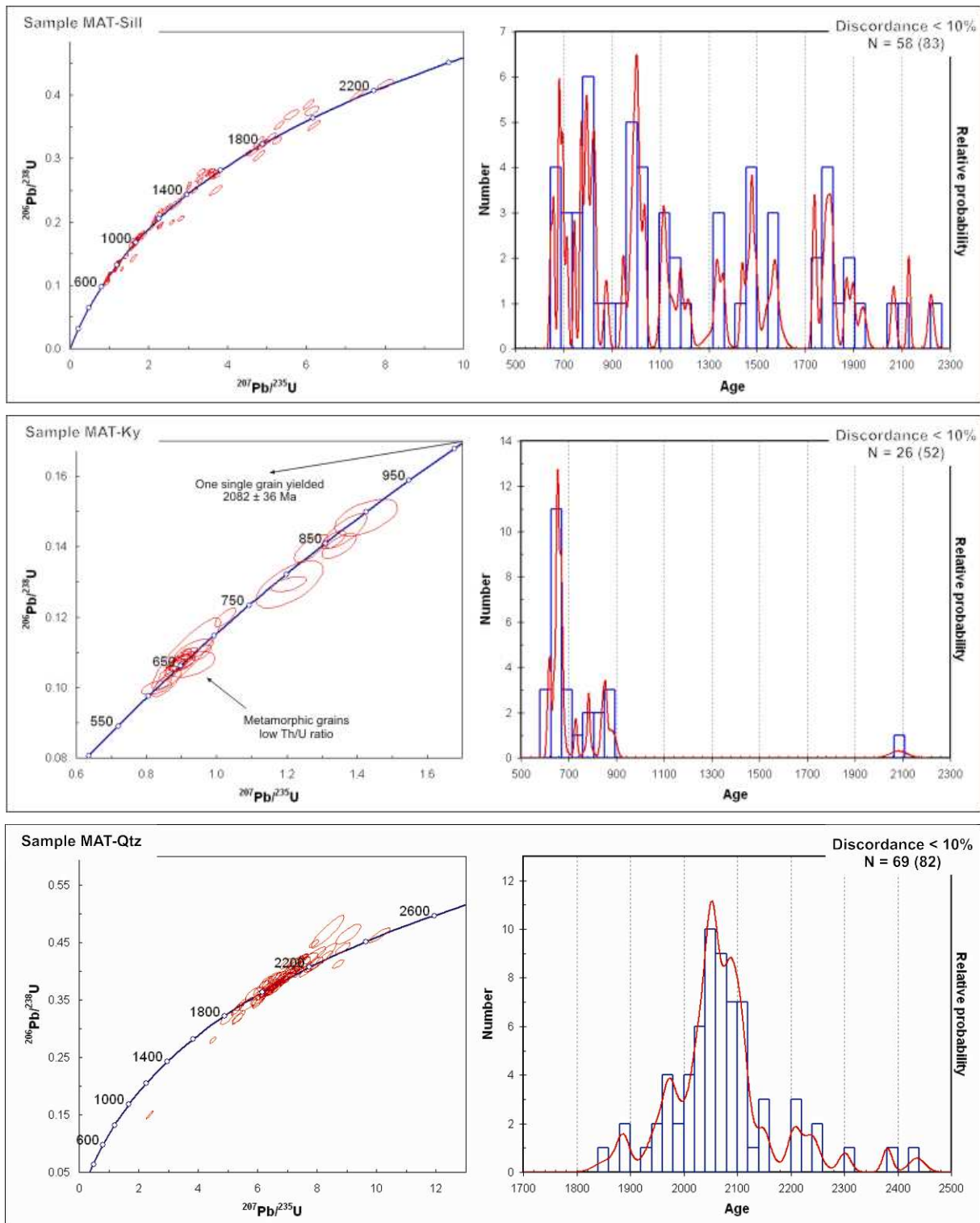


Figure 6 - Detrital U-Pb zircon results of the Ceará Group paragneisses and mylonitic quartzite unit. Diagram of the concordia plot of all zircon grains analyzed and the probability density plot of zircon grains with discordance lower than 10%. Samples The MAT-Sill and MAT-Ky samples represent rocks of Neoproterozoic sequence of Ceará Group, western of SQMA. Sample MAT-Qtz represents tectonic slices with detrital zircons for reworked older units.

Table 1 - Description of zircons of all samples analyzed.

ID Sample	Location	Rock Type / Unit	Size (µm)	Colour	A.R.	Shape	BSE image description
MAM-1	40° 08' 44"W 3° 47' 43"S	Migmatized kyanite-garnet-biotite gneiss (FEZ)	70-270	Yellow, pale yellow, colorless	1:1 to 1:4	Elongate, rounded to well rounded. Commonly subeuhedral.	All zircons present overgrowths that reach up to 25 µm. The inherit cores are commonly subeuhedral with a discreet oscillatory zonation, but some core likely to be fragments with irregular aspect.
MAM-8	40° 08' 54"W 3° 50' 08"S	Migmatized sillimanite-garnet-biotite gneiss (FEZ)	60-380	Pale yellow and colorless	1:1 to 1:4	Elongate, rounded to well rounded. Commonly subeuhedral.	Most zircons do not present overgrowths. Some grains are subeuhedral, but internally present a homogeneous or patchy texture.
MAM-10	40° 09' 05"W 3° 47' 14"S	Garnet bearing biotite gneiss (FEZ)	60-350	Pale yellow and colorless	1:2 to 1:4	Elongate, rounded to well rounded. Commonly subeuhedral.	Most zircons have a subeuhedral core that presents an oscillatory zonation. The overgrowths reach up to 25 µm.
MAT-Qtz	40° 08' 00"W 3° 49' 50"S	Quartzite	40-240	Colorless	1:1 to 1:2	Rounded to well rounded.	Some zircons have no or minor overgrowths, while others have overgrowths that reach up to 20 µm. The inherit core are euhedral, subeuhedral or rounded with weak or none oscillatory zonation.
MAT-Ky	40° 08' 36"W 3° 49' 52"S	Kyanite-garnet-biotite gneiss (Ceará Group)	40-220	Yellow, pale yellow, pink, colorless	1:1 to 1:2	Rounded to well rounded.	Some zircons are ovoid and euhedral zircons, showing none internal domains or zonation. Others present rounded to subeuhedral inherit cores rimmed by 15 µm (average) overgrowth.
MAT-Sill	40° 10' 15"W 3° 48' 13"S	Sillimanite-garnet-biotite gneiss (Ceará Group)	30-340	Yellow, pale yellow, red, colorless	1:1 to 1:3	Rounded to well rounded.	All zircons grains present rounded or subeuhedral inherit core, which are rimmed by up to 25 µm overgrowth.

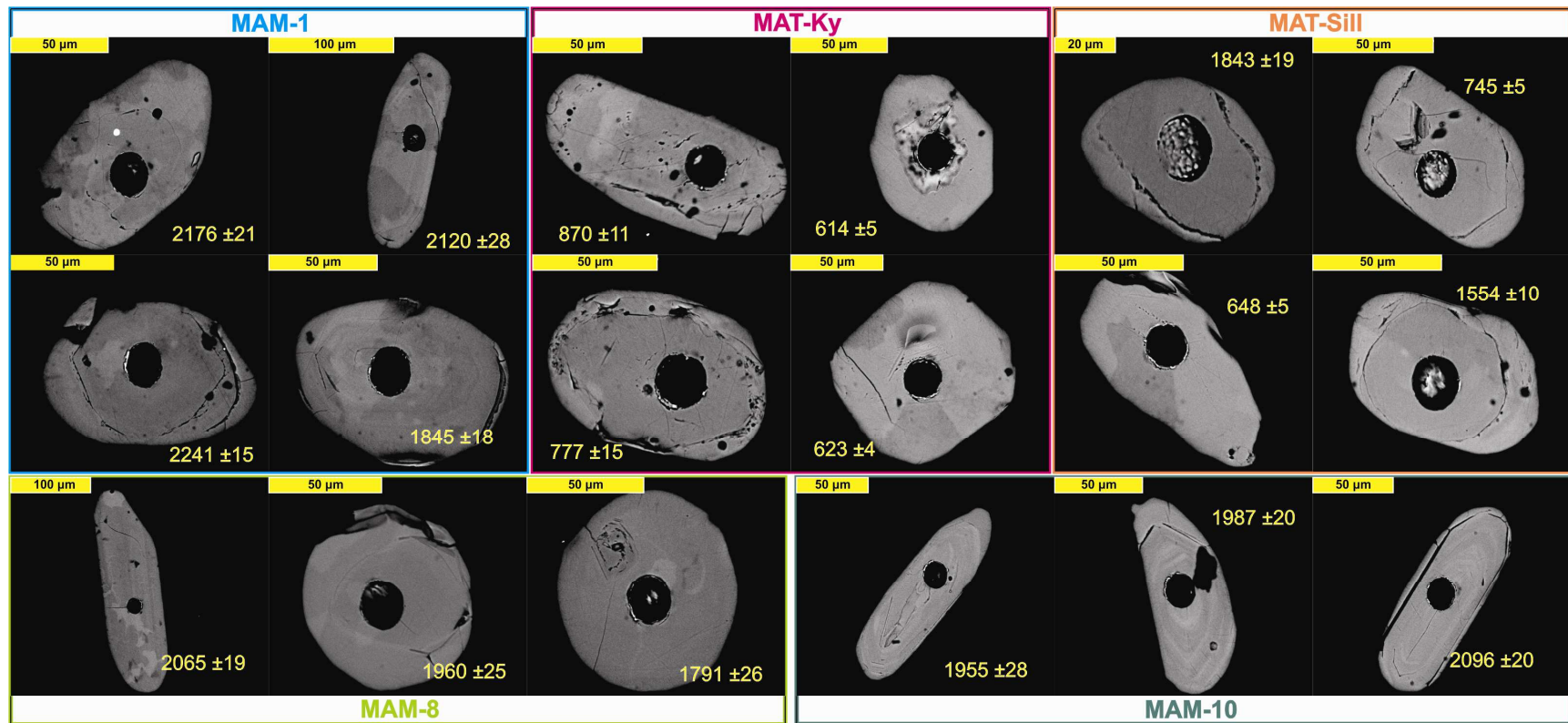


Figure 7 - BSE images of detrital zircons ages showing the main characteristics of analyzed zircons of samples MAM-1, MAM-8, MAM-10, MAT-Ky and MAT-Sill.

5. Nd isotopic data

5.1 Laboratory techniques

All Nd isotopic analyses were carried out at the Laboratory of Geochronological, Geodynamic and Environment Studies of the University of Brasilia. Sample dissolution was carried out in Teflon Savillex beakers or Parr-type Teflon bombs. Sm and Nd extraction from whole rock powders (approximately 50 mg) followed the technique of Gioia & Pimentel (2000), in which the separation of REE as a group using cation-exchange columns precedes reversed-phase chromatography for separating Sm and Nd, using columns loaded with HDEHP (di-2-ethylhexey phosphoric acid) supported on Teflon resin. Sm and Nd samples were loaded onto Re evaporation filaments of a double filament assembly. Sm and Nd isotopic analyses were carried out using a Finnigan MAT-262 multi-collector mass spectrometer in static mode. Uncertainties in the Sm/Nd and $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were better than 0.1% (2σ) and 0.005% (2σ), respectively, based on repeated analyses of the international rock standards BCR-1 and BHVO-1. $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratios were normalized to a $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ ratio of 0.7129. Nd procedure blanks were smaller than 100 μg . Crustal residence ages relative to the depleted mantle TDM assume a present-day $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ value of 0.512638 and a $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ value of 0,1967 (De Paolo, 1981).

5.2 Samples description and results

Table 2 - Sm-Nd isotopic data.

ID Sample	Location	Rock Type	Modal mineral composition	Sm (ppm)	Nd (ppm)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	± 2 S.E.	$\epsilon\text{Nd}_{(t)}$	T (Ma)	$\epsilon\text{Nd}_{(T)}$	T_{DM} (Ma)
MAM-1	40° 08' 44"W 3° 47' 43"S	Migmatized kyanite-garnet-biotite gneiss	Ky (20%), Grt (20%), Bt (25%), Kfs (12%), Pl (3%), Qtz (20%)	7,626	33,780	0,1365	0,511389	12	-27,34	1850	-10,1	3630
MAM-2	40° 09' 19"W 3° 45' 01"S	Migmatized garnet-biotite gneiss	Sill (5%), Grt (5%), Kfs (25%), Pl (10%), Bt (35%), Qtz (20%)	5,613	30,227	0,1123	0,511354	12	-25,04	1850	-5,0	2530
MAM-3	40° 09' 26"W 3° 46' 37"S	Migmatized garnet-bearing biotite gneiss	Grt (2%), Bt (35%), Kfs (20%), Qtz (30%), Mus (10%), Pl (3%)	3,689	13,654	0,1670	0,511827	15	-15,81	1850	-8,8	4190
MAM-7	40° 08' 40"W 3° 50' 12"S	Calc-silicate rock	Sep (25%), Bt (10%), Cpx (10%), Qtz (30%), Kfs (5%), Dol (15%), Pl (5%)	3,123	14,853	0,1271	0,511912	15	-14,17	1850	2,4	1980
MAM-9	40° 08' 36"W 3° 49' 52"S	Calc-silicate rock	Grt (15%), Cpx (35%), Bt (20%), Qtz (10%), Dol (5%), Pl (10%)	7,007	40,283	0,1052	0,511442	15	-23,33	1850	-1,6	2240
MAM-4	40° 09' 28"W 3° 46' 33"S	Mylonitic augen gneiss (orthogneiss)	Bt (30%), Kfs (40%), Qtz (20%), Amp (5%), Pl (5%)	11,572	85,916	0,0814	0,510980	12	-32,34	2100	-1,2	2370
MAM-6	40° 09' 02"W 3° 48' 57"S	Mylonitic augen gneiss (orthogneiss)	Bt (35%), Kfs (20%), Qtz (30%), Amp (5%), Pl (10%)	11,677	73,565	0,0959	0,511136	15	-29,30	2100	-2,1	2460

Seven samples were collected for Nd isotopic studies. Two samples (MAM-4 and MAM-6) belong to an orthoderived unit, which is a thin (up to 700 m in width) mylonitic unit that outcrops in all N-S trend extensions of the study area, west of the lenses of retrograded eclogites and enclosing

gneiss. The T_{DM} model ages, 2.37 Ga and 2.46 Ga, of these rocks are similar of the CCD basement and present a $\epsilon_{Nd(T=2100)}$ values of -1.2 and -2.1 also similar, what proves that this unit is part of the CCD basement tectonic juxtaposed with metasedimentary sequences.

The other five samples represent metasedimentary rocks from the FEZ, where a variety of rock types with different modal compositions were collected (Table 2). An age of 1850 Ma, which is the approximate maximum depositional age obtained in detrital zircon analyses, was used to calculate the $\epsilon_{Nd(T)}$ values. The calc-silicate rocks presented TDM ages of 1.98 Ga and 2.24 Ga and $\epsilon_{Nd(T=1850\text{ Ma})}$ values of 2.4 and -1.6. The paragneiss presented TDM ages ranging from 4.19 Ga to 2.53 Ga and $\epsilon_{Nd(T=1850\text{ Ma})}$ of -10.1 to -5.0, with an average value of -7.6.

6. Discussion and conclusions

6.1 Depositional age constraints

The youngest age obtained by dating detrital zircon grains usually provides a maximum depositional age when low-grade metasedimentary rocks are analyzed. However, when this method is applied to rocks that underwent upper to amphibolite facies metamorphism, it is necessary to collect the morphological information of the grains to identify detrital and/or metamorphic zircon characteristics.

The MAM-1 sample provided the youngest analyzed zircon age of the FEZ, at 1780 ± 18 Ma. However, this is an isolated single zircon age that could not indicate a realistic maximum depositional age. Because of this issue, we consider two zircon grains that yielded ages of ca. 1850 Ma (present in samples MAM-1) to be the mark of the maximum depositional age of the metasedimentary rocks that host retrograde eclogites, The samples MAM-8 and MAM-10 show a detrital zircon age spectra distributed at 2.0 to 2.2 Ga, which are the ages of the main sediment sources.

[Amaral \(2010\)](#) postulated two metamorphic intervals to the rocks of the FEZ. One occurred between 650 and 630 Ma, which could represent the eclogite facies metamorphic age, and it was obtained by dating small rounded zircons and rims of euhedral Paleoproterozoic zircon cores. Another age interval was defined between 620 and 600 Ma by dating light-pink, ovoid zircons grains with well-defined faces. Linking this information with our data, we propose that the maximum depositional age of the Ceará Group ([Cavalcante et al., 2003](#); [Arthaud et al., 2008](#)) west of the SQMA is 659 ± 4 Ma (Th/U ratio = 0.56).

6.2 Possible sources

Detrital zircon U-Pb geochronology is a powerful tool to understand tectonic amalgamation and paleogeographic reconstructions. However, to reach reasonable tectonic models, it is necessary to obtain an appropriate geochronological and geological background to link detrital zircon ages to their potential source areas. In this study, we dealt with two different metasedimentary sequences that required separate analyses of potential sources.

Samples of the FEZ, including the MAT-Qtz sample, presented peak ages between 1990 Ma and 2100 Ma and between 2150 Ma and 2250 Ma, which correspond to approximately 76% of all analyzed zircon grains that are within 10% discordance. These findings strongly suggest that the basement of the CCD (Fetter, *et al.*, 2000; Fetter *et al.*, 2003; Martins, *et al.*, 2009) and Rio Grande do Norte Domain (RGND; Fetter, 1999; Van Schmus *et al.*, 1995) were the main sources of this basin. Another possible source is rocks from the Pernambuco Belt, where Neves *et al.* (2006) described metamorphic ages of 2044 Ma and 1990 Ma.

Seven zircon grains provided ages older than 2250 Ma. Zircon grains aged around 2450 Ma could have been derived from 2.44 Ga orthogneiss of the Alto Moxotó Belt (Melo *et al.*, 2002), while grains aged between 2.29 Ga and 2.36 Ga could be provided by the basement of the MCD (Fetter *et al.*, 2000; Santos *et al.*, 2009b). Another 26 zircon grains yielded ages ranging from 1780 Ma to 1990 Ma. This time interval does not have an obvious source, perhaps because it remains unrecognized in the Borborema Province owing to the lack of geochronological data in this province.

Complementary bulk rock Nd isotopic data indicate that a mylonitic augen gneiss unit is probably part of the CCD basement because of their similar TDM model ages and $\epsilon_{\text{Nd}} (T = 2100 \text{ Ma})$ values. Analyzing the Nd isotopic data of paragneiss, the $\epsilon_{\text{Nd}} (T = 1850 \text{ Ma})$ values agree with the Nd isotopic signature of the Paleoproterozoic basement of the CCD and RGND, which strengthens our interpretation of sedimentary provenance (Figure 10). Even so, it is noteworthy that calc-silicate rocks have slightly negative to positive values compared to other gneisses (very negative values), which could indicate a small sediment contribution of a juvenile source that has not been recorded in detrital zircon.

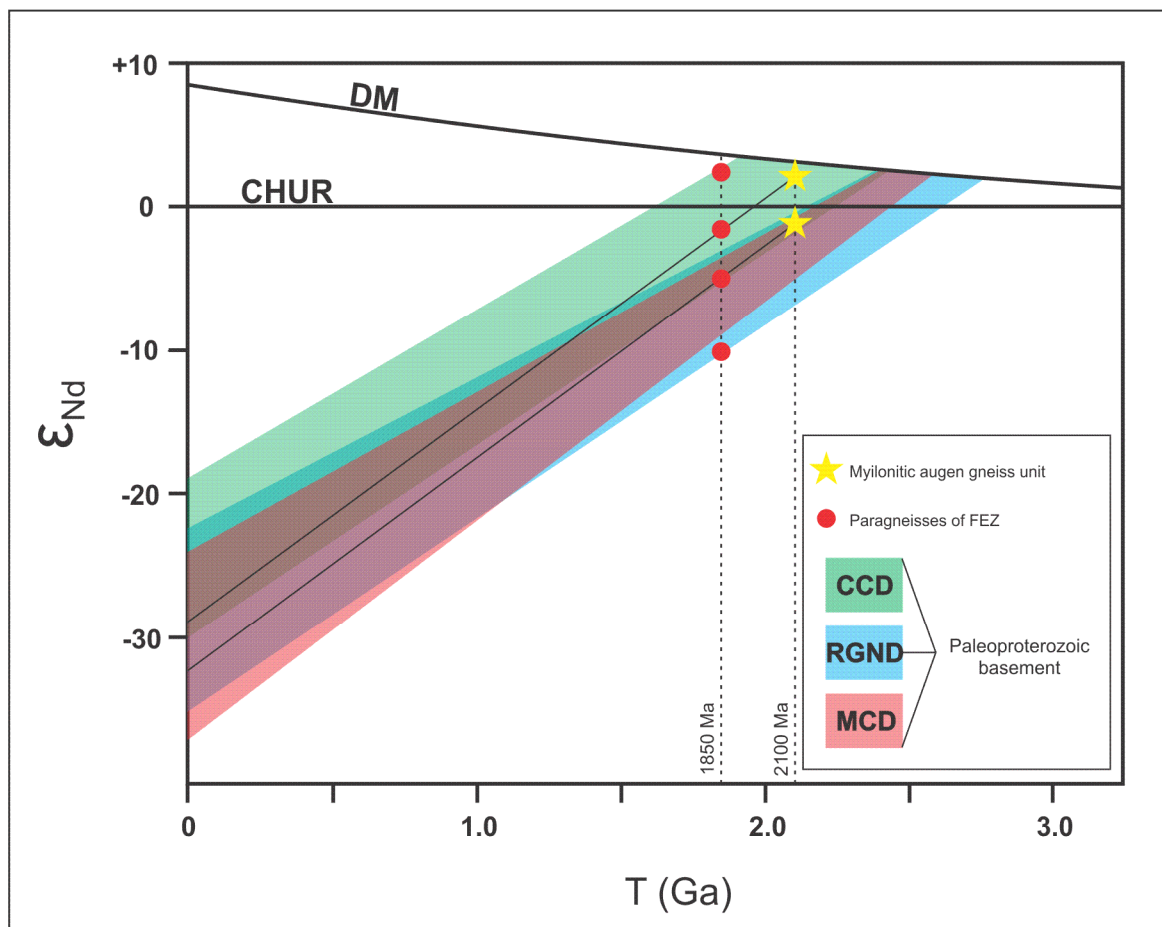


Figure 8 - ϵ_{Nd} vs. time diagram of FEZ paragneisses and mylonitic augen gneiss. The youngest detrital zircon age of FEZ was used to calculate the $\epsilon_{Nd(T)}$ values. The ϵ_{Nd} signature of Paleoproterozoic basement of NW Borborema Province were adapted from [Van Schmus et al. \(1995\)](#), [Fetter et al. \(2000\)](#) and [Santos et al. \(2009b\)](#).

The same sediment sources suggested for the metasedimentary rocks of the FEZ are attributed to the Paleoproterozoic zircon grains older than 1850 Ma of the metasedimentary sequence of the Ceará Group (samples MAT-Sill and MAT-Ky), whereas the younger grains are assigned to the following sources:

- i) 1800 to 1700 Ma → Five grains from sample MAT-Sill are within this time interval. The most probable sources are the metavolcano-sedimentary rocks of the Orós-Jaguaribe Fold Belt ([Sá et al., 1995](#)) and the metavolcano-sedimentary rocks of the Saquinho Unit in the MCD ([Santos et al., 2004](#)). We suggest that this last cited source is less probable due to the absence of zircon ages (around 2.3 Ga) that represent the basement of the MCD.
- ii) 1700 to 1500 Ma → Potential sources from the Late Paleoproterozoic to Early Mesoproterozoic are highly restricted in Borborema Province. The retrograded eclogites of Forquilha ([Amaral, 2010](#)) and orthogneiss of the Pernambuco Belt ([Sá et al., 2002](#)) are the only known sources.
- iii) 1450 to 1100 Ma → Fourteen grains are within this time interval, which has no potential sources yet recognized in the Borborema Province. [Neves et al. \(2009\)](#) found detrital zircons of this time

interval in their provenance study of Neoproterozoic sequences of the Transversal Zone in Borborema Province. They pointed out that the Amazonian Craton is the most likely source of zircon grains of this age and propose a different Neoproterozoic tectonic scenario than [Cordani *et al.* \(2003\)](#). The lack of geochronological data does not permit the establishment of a reasonable source.

iv) 1100 to 900 Ma → The Cariris Velhos event (1000-920 Ma) is an early Neoproterozoic record in Borborema Province that is related to the development of a magmatic arc system ([Santos *et al.*, 2010](#)) and could be the main source of zircons of this time interval.

v) 850 to 750 Ma → [Fetter *et al.* \(2003\)](#) obtained an age of ca. 775 Ma in the CCD, dating zircons by conventional TIMS U-Pb. This age is associated with an extensional event in the province.

vi) 700 to 650 Ma → Localized to the east of the analyzed samples, SQMA displays ages from 665 to 591 Ma ([Fetter *et al.*, 2003](#)), making it the possible source of zircons in the time interval of 665 to 650 Ma. U-Pb ages from 700 to 665 Ma have not yet been dated by U-Pb methods in the CCD. [De Araújo *et al.*, \(2010b\)](#) found, using Pb-Pb evaporation zircon, an age of ca. 800 Ma at the eastern border of the SQMA, which presents the possibility that this magmatic arc could have also provided Neoproterozoic zircons between 800 and 665 Ma.

The basements of the CCD and RGND also are composed of Archean blocks ([Fetter, 1999](#); [Silva *et al.*, 2002](#); [Dantas *et al.*, 2004](#)), but both sequences analyzed in this study did not present zircon grains of this eon. Two explanations are possible: i) these Archean terranes provided very few quantity of sediment, that was reflected in Archean zircon fertility in the basins; ii) these terranes were unable to provide sediments because they were covered by younger rocks and, consequently, were not exposed to erosion. It is also verified in other detrital zircon provenance studies carried out on metasedimentary sequences of Borborema Province a null or inexpressive Archean detrital zircon registry ([Van Schmus *et al.*, 2003](#); [Neves *et al.*, 2006](#); [Arthaud, 2007](#), [Neves *et al.*, 2009](#); [de Araújo *et al.*, 2010a](#)).

The detrital zircon ages distribution, metamorphic paragenesis and field relations show that the FEZ and the Ceará Group are sequences with distinct temporal and geological formation that were tectonically juxtaposed in the Neoproterozoic.

Figure 11 schematically summarizes the possible sources of the metasedimentary sequences analyzed in comparison with previous detrital zircon U-Pb ages data of CCD.

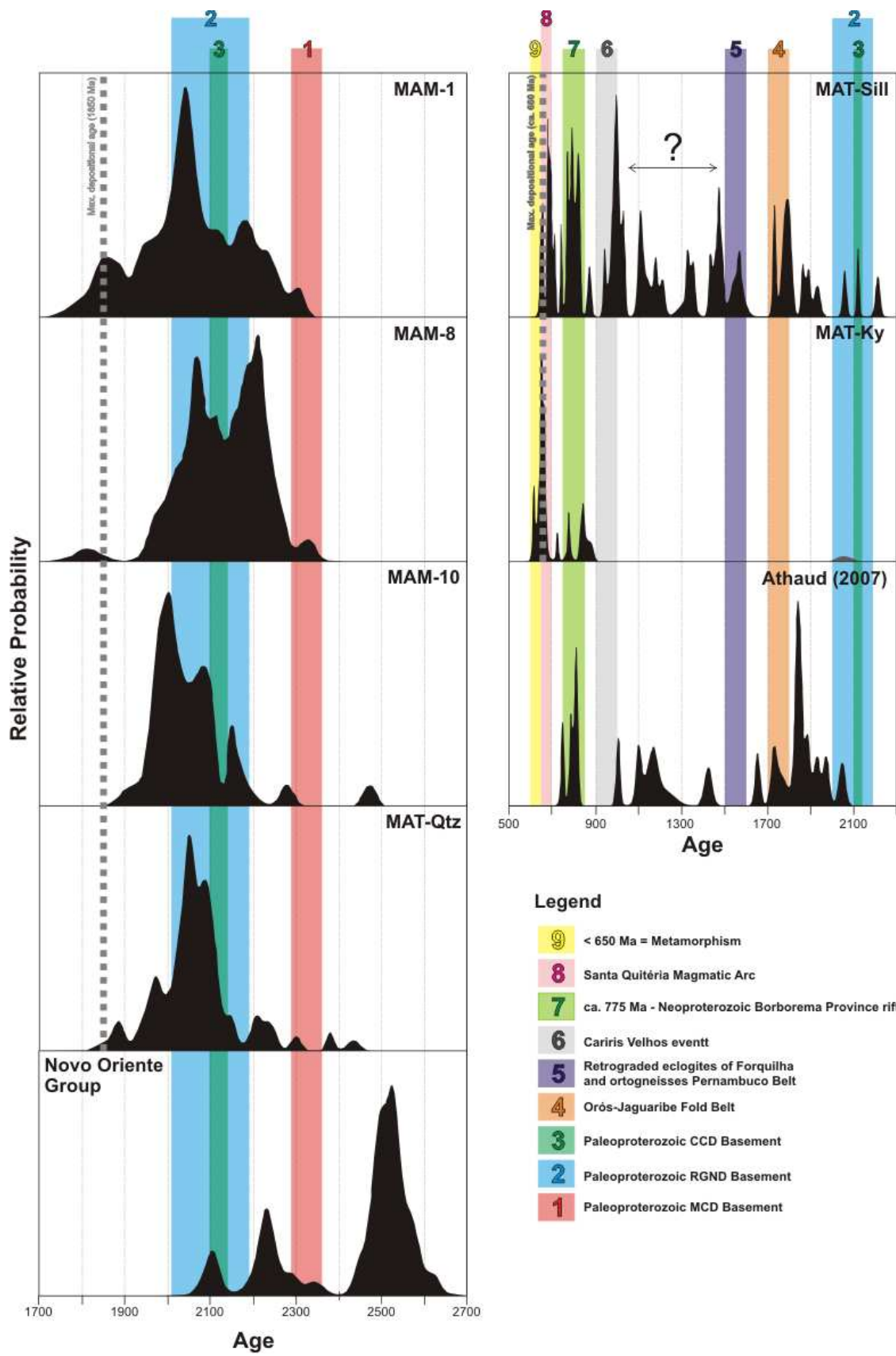


Figure 9 - U-Pb zircon density plot comparisons A) Metasedimentary rocks of FEZ are compared with metasedimentary rock of Novo Oriente Group (de Araújo et al., 2010a); B) The MAT-Sill and MAT-Ky samples are compared with sample from Arthaud (2007). Colored bands indicate the possible material sources of the sequences in this study.

6.3 Tectonic implications

The presence of mafic rocks that underwent eclogite facies metamorphism is a strong geological feature to define subduction and collisional zones. For this reason, the retrograded eclogites of Forquilha are potential markers of West Gondwana amalgamation. Nonetheless, the concordant 1.57 Ga protolith age obtained by [Amaral \(2010\)](#) does not fit well with the current geotectonic model in which the Rodinia continent break-up supposedly occurred in the time interval of 1.0-0.85 Ga ([Cordani et al., 2003](#)) or ca. 770 Ma ([Fetter et al., 2003](#), [Arthaud, 2007](#)), prior to seafloor spreading, Neoproterozoic subduction system and magmatic arc development.

Thermobarometric studies of FEZ rocks suggest that retrograded eclogites and the hosting paragneisses of FEZ were metamorphosed as a coherent unit at eclogite facies conditions and overprinted by granulite to amphibolite facies conditions ([Santos et al., 2009a](#); [Amaral, 2010](#)). The detrital zircon age spectrum of the FEZ paragneisses does not have characteristics of an active margin, due to the lack of younger ages, making improbable the hypothesis that these high-pressure metamafic rocks represent slices of ocean floor tectonically juxtaposed in a subduction system. It seems more plausible that these rocks represent previous dykes/sills swarms of an extensional event (e.g. Columbia break-up) that intruded older rocks of the CCD. Not necessarily this extensional event had evolved to a sea floor spreading.

Because of it, the equivalent correlation of Forquilha retrograded eclogites with eclogites and high-pressure granulites from African suture zone, western Hoggar, should be taken with caution. Consequently, the African suture zone continuation into the Borborema Province is still an open geological issue. As pointed by [Santos et al., 2008a](#), the geology of CCD is similar of Central Hoggar, where retrograded eclogites of Tin Begane area ([Derridj, et al., 2003](#)) and Azrou N'Fad locality ([Zetoutou et al., 2004](#)) are also founded nearby of calc-alkaline high-K batholiths and migmatized rocks. These African areas deserve future geological investigations, because are also potential areas of correlation.

With the available geological data, it is not possible to determine a final tectonic scenario and define which type of basin the FEZ metasedimentary sequence were part. [De Araújo et al. \(2010a\)](#) indicated the possibility that metamafic rocks of the Novo Oriente Group could be analogous to retrograded eclogites of Forquilha, as both types of mafic rock present Mesoproterozoic ages. However, comparing the detrital age spectra of the metasedimentary rocks that host both metamafic units (Figure 11A), it is reasonable to infer that: if these sequences were passive margins, then the Novo Oriente Group was probably part of a passive margin of the Bacajá Domain, as pointed by [de Araújo et al. \(2010a\)](#), while the metasedimentary rocks of the FEZ were

part of a passive margin of the CCD and RGND. Another possibility would be that both sequences were part of a Late Paleoproterozoic to Early Mesoproterozoic intracratonic basin.

The extensive presence of ca. 850-660 Ma detrital ages in the MAT-Sill and MAT-Ky samples suggest that the Ceará Group, west of the SQMA, was an active margin type. The youngest detrital zircon ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} = 677 \pm 23 \text{ Ma}$; $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 663 \pm 6 \text{ Ma}$; $^{207}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 659 \pm 4 \text{ Ma}$) and metamorphic zircons (ca. 650 Ma), show that this basin had a short deposition time interval of ca. 15 Ma. On the other hand, the Ceará Group sequence, east of the SQMA, were interpreted as a passive margin basin (Arthaud, 2007), due to absence of detrital zircons younger than ca. 770 Ma, which is considered the beginning of the period of deposition by the author (Figure 11B). Our data suggest that this sequence also represents an active margin type and that the absence of 770 to 660 Ma zircons ages could be related to few zircons analyses or a unique sampled rock location.

Furthermore, comparing the age distribution of the samples of the Ceará Group (Figure 11), we highlight that the kyanite gneiss zone rocks (MAT-Ky) received sediments almost exclusively from Neoproterozoic sources, which differs from the MAT-Sill sample data. This difference could be a result of an advanced stage of mountain development, where morphological variation played an important role in source fertility and paleodrainages, making available for this basin, for a determined period of time, only sediment material from younger rocks. These specific characteristics strengthen the hypothesis that this sequence was part of an active margin type, such as a forearc basin or even sediments of a trench basin.

In summary, linking the available geological data with our study, it is possible that eclogites facies rocks (FEZ) were exhumed and tectonically arranged on the west side of the SQMA with an active margin sequence in a continental subduction or collisional geological setting. However, these retrograded eclogites presumably do not represented lenses of a subducted oceanic crust; they could be interpreted as previous dike/sills swarms that are related to an extensional event. In Neoproterozoic, these rocks were metamorphosed in eclogites facies conditions. Similar examples worldwide where mafic rocks intruded older sequences and basement and are metamorphosed in eclogite facies conditions are verified in Rubatto *et al.*, (1999), Liang *et al.* (2007), and Cottle *et al.* (2009).

Acknowledgments

We would like to thank FAPESP (proc. 07/58.535-6) for financial support, the CNPq for student sponsoring and CNPq/MCT (Instituto Nacional de Ciência e Tecnologia - INCT em Tectônica - proc. 573713/2008-1) for the financing of laboratory work. We would like to especially thank the technical support of Geochronological Laboratory of Brasília University by the local staff.

References

- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Brito Neves, B. B., Fuck, R., 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Science Reviews* 17, 1-29.
- Amaral, W.S., 2010. Análise geoquímica, geocronológica e geotermobarométrica das rochas de alto grau metamórfico, adjacentes ao arco magmático de Santa Quitéria, NW da Província Borborema. PhD. Dissertation, State University of Campinas, Brazil, 234 p.
- Amaral, W. S., Santos, T. J. S., Wernick, E., 2010. Occurrence and geochemistry of metamafic rocks from Forquilha Eclogite Zone, central Ceará (NE Brazil): Geodynamic implications. *Geological Journal* 45, 1-19.
- Arthaud, M. H., 2007. Evolução neoproterozóica do Grupo Ceará (Domínio Ceará Central, NE Brasil): da sedimentação à colisão continental brasileira. Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, Brasília, Tese de doutoramento, 132p.
- Arthaud, M. H., Caby, R., Fuck, R. A., Dantas, E. L., Parente, C. V., 2008. Geology of the northern Borborema Province, NE Brazil and its correlation with Nigeria, NW Africa. In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A., Brito Neves, B. B., Wit, M. J. (eds). *West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region*. Geological Society, London, Special Publications 294, 49-67.
- Basei, M. A. S., Brito Neves, B. B., Siga Junior, O., Babinski, M., Pimentel, M. M., Tassinari, C. C. G., Hollanda, M. H. B., Nutman, A., Cordani, U. G., 2010. Contribution of SHRIMP U-Pb geochronology to unraveling the evolution of Brazilian Neoproterozoic fold belts. *Precambrian Research* 183, 112-144.
- Bernard-Griffiths, J., Peucat, J. J., Menot, R. P., 1991. Isotopic (Rb-Sr, U-Pb and Sm-Nd) and trace element geochemistry of eclogites from the Pan-African belt: a case study of REE fractionation during high-grade metamorphism. *Lithos* 27, 43-57.
- Brito Neves, B. B., Santos, E. J., Van Schmus, W. R., 2000. Tectonic history of the Borborema Province, northeastern Brazil. In: Cordani, U., Milani, E. J., Thomaz Filho, A., Campos, D. A. (Eds.). *Tectonic Evolution of South America*, 31st International Geological Congress, Rio de Janeiro, Brazil, p. 151-182.
- Bühn, B., Pimentel, M. M., Matteini, M., Dantas, E. L., 2009. High spatial resolution analysis of Pb and U isotopes for geochronology by laser ablation multi-collector inductively coupled plasma mass spectrometry (LA-MC-IC-MS). *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 81, 99-114.

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

Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Medeiros, M. F., Paiva, I. P., Gomes, F. E. M., Cavalcante, S. N., Cavalcante, J. E., Melo, A. C. R., Duarte Neto, V. C., Benevides, H. C., 2003. Mapa Geológico do Estado do Ceará, Escala 1:500.000. Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais, Ministério de Minas e Energia, Fortaleza.

Cawood, P. A., Nemchin, A. A., Strachan, R., Prave, T., Krabbendam, M., 2007. Sedimentary basin and detrital zircon record along East Laurentia and Baltica during assembly and breakup of Rodinia. *Journal of Geological Society, London*, 164, 257-275.

Cordani, U. G., Brito Neves, B. B., D'Agrella Filho, M. S., 2003. From Rodinia to Gondwana: A review of the available evidence from South America. *Gondwana Research* 6, 275-283.

Cottle, J., Jessup, M. J., Newell, D. L., Horstwood, M., Noble, S., Parrish, R. R., Waters, D. J., 2009. Geochronology of granulitized eclogite from Ama Drime Massif: implications for the tectonic evolution of the South Tibetan Himalaya. *Tectonics* 28, TC1002, doi:10.1029/2008TC002256.

Dantas, E. L., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Brito Neves, B. B., Cordani, U. G., Nutman, A. P., Willians, 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 Araújo, C. E. G., Pinéo, T. R. G., Caby, R., Costa, F. G., Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Rodrigues, J. B., 2010a. Provenance of the Novo Oriente Group, southwestern Ceará Central Domain, Borborema Province (NE-Brazil): A dismembered segment of a magma-poor passive margin or a restricted rift related basin? *Gondwana Research* 18, 497-513.

de Araújo, C. E. G., Costa, F. G., Palheta, E. S. M., Cavalcante, J. C., Vasconcelos, A. M., Moura, C. A., 2010b. $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ zircon ages of pre and sin-collisional granitoids from the Tamboril-Santa Quitéria granitic-migmatitic Complex, Ceará Central Domain, Borborema Province (NE Brazil): geodynamic implications. VII South American Symposium on Isotope Geology, Brasília, Abstracts.

De Paolo, D. J., 1981. Neodymium isotopes in the Colorado front range and crust mantle evolution in the Proterozoic. *Nature* 291, 193-196.

Derridj, A., Ouzegane, K., Kienast, J.-R., Belhai, D., 2003. P-T-X evolution in garnet pyroxenites from Tin Begane (Central Hoggar, Algeria). *Journal of African Earth Sciences* 37, 257-268.

Dodson, M. H., Compston, W., Willians, I. S., Wilson, J. F., 1988. A search for ancient detrital zircons in Zimbabwean sediments. *Journal of the Geological Society, London*, 145, 977-983.

Fedo, C. M., Sircombe, K. N., Rainbird, R. H., 2003. Detrital zircon analysis of the sedimentary record. *Reviews in Mineralogy and Geochemistry* 53, 277-303.

Fetter, A.H., 1999. U–Pb and Sm–Nd geochronological constraints on the crustal framework and geological history of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of Gondwana. University of Kansas, Ph.D. thesis 164 p.

Fetter, A., Van Schmus, W. R., Santos, T. J. S., Nogueira Neto, J. A., Arthaud, M. H., 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.

Fetter, A., Santos, T. J. S., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., Brito Neves, B. B., Arthaud, M. H., Nogueira Neto, J. A., Wernick, E., 2003. Evidence for Neoproterozoic Continental Arc Magmatism in the Santa Quitéria Batholith of Ceará State, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the Assembly of West Gondwana. *Gondwana Research* 6, 265-273

Gilott, J., Elvevold, S., 2002. Extensional exhumation of high-pressure granulites terrane in Payer Land, Greenland Caledonides: structural, petrologic, and geochronologic evidence from metapelites. *Journal of Canadian Earth Sciences* 39, 1169-1187.

Guilmette, C., Indares, A., Hébert, R., 2011. High-pressure anatectic paragneisses from the Namche Barwa, Eastern Himalayan Systaxis: textural evidence for partial melting, phase equilibria modeling and tectonic implications. *Lithos* 124, 66-81.

Gioia, S. M. C. L., Pimentel, M. M., 2000. Sm-Nd isotopic method in the Geochronology Laboratory of University of Brasília. *Anais da Academia Brasileira de Ciências* 72, 219-245.

Howard, K. E., Hand, M., Barovich, K. M., Reid, A., Wade, B. P., Belousova, E. A., 2009. Detrital zircon ages: Improving interpretation via Nd and Hf isotopic data. *Chemical Geology* 262, 277-292.

Indares, A., White, R. W., Powell, R., 2008. Phase equilibria modelling of kyanite-bearing anatectic paragneisses from the central Grenville Province. *Journal of Metamorphic Geology* 26, 815-836.

Kröner, A., Cordani, U. G., 2003. African, southern India and South American crátons were not part of the Rodinia supercontinent: evidence from field relationships and geochronology. *Tectonophysics* 375, 325-352.

Li, Z. X., Bogdanova, S. V., Collins, A. S., Davidson, A., De Waele, B., Ernst, R. E., Fitzsimons, I. C. W., Fuck, R. A., Gladkochub, D. P., Jacobs, J., Karlstrom, K. E., Lu, S., Natapov, L., M., Pease, V., Pisarevsky, S. A., Thrane, K., Vernikovskiy, V., 2008. Assembly, configuration, and break-up history of Rodinia: A synthesis. *Precambrian Research* 160, 179-210.

Liang, L., Zhang, A., Chen, D., Yang, J., Luo, J., Wang, C., 2007. Implications based on LA-ICP-MS zircon ages of eclogite and its country rock from Jianggalesayi area, Altyn Tagh, China. *Earth sciences Frontiers* 14, 98-107.

Ludwing, K. R., 2003. Isoplot 3.0 – A geochronological toolkit for Microsoft Excel, Berkeley Geochronology Center, Special Publication N° 4.

Martins, G., Oliveira, E. P., Lafon, J.-M., 2009. The Algodões amphibolite-tonalite gneiss sequence, Borborema Province, NE Brazil: Geochemical and geochronological evidence for Paleoproterozoic accretion of oceanic plateau/back-arc basalts and adakitic plutons. *Gondwana Research* 15, 71-85.

Mysen, B. O., Griffin, W. L., 1973. Pyroxene stoichiometry and the breakdown of omphacite. *American Mineralogist* 58, 60-63.

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.

Neves, S. P., Bruguier, O., Silva, J. M. R., Bosch, D., Alcântara, 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.

Peterman, E. M., Hacker, B. R., Baxter, E. F., 2009. Phase transformations of continental crust during subduction and exhumation: Western Gneiss Region, Norway. *European Journal of Mineralogy* 21, 1097-1118.

Proyer, A., 2003. The preservation of high-pressure rocks during exhumation: metagranites and metapelites. *Lithos* 70, 183-194.

Rubatto, D., Gebauer, D., Compagnoni, R., 1999. Dating of eclogite-facies zircons: the age of Alpine metamorphism in the Sesia-Lanzo Zone (Western Alps). *Earth and Planetary Sciences Letters* 167, 141-158.

Rubatto, D., Williams, I. S., Buick, I. S., 2001. Zircon and monazite response to prograde metamorphism in the Reynolds range, central Australia. *Contributions to Mineralogy and Petrology* 140, 458-468.

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 Science* 8, 299-314.

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

Sajeev, K., Windley, B. F., Conolly, J. A. D., Kon, Y., 2009. Retrogressed eclogite (20 kbar, 1020 °C) from the Neoproterozoic Palghat-Cauvery suture zone, southern India. *Precambrian Research* 171, 23-36.

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, T. J. S., Nogueira Neto, J. A., Fetter, A., Hackspacher, P. C., 2001. Petrografia e litogeoquímica do embasamento cristalino da região de Granja-CE. *Revista de Geologia - UFC* 14, 33-48.

Santos, T. J. S., Souza, G. M., Queiroz, H. B., Nogueira Neto, J. A., Parente, C. V., 2002. Tafrogênese estateriana no embasamento paleoproterozóico do NW da Província Borborema. Uma abordagem petrográfica, geoquímica e geocronológica. *In: XLI Congresso Brasileiros de Geologia, João Pessoa, Actas, Sociedade Brasileira de Geologia*, 337.

Santos, T. J. S., Fetter, A. H., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Nogueira Neto, J. A., 2004. Structural and geochronological studies of the Médio Coreau Domain, NE Brazil: constraints on Brasiliano/Pan-African tectonic evolution in the NW part of the Borborema Province. *In: Weinberg, R., Trow, R. A. J., Fuck, R. A., Hackspacher, P. C., (Eds). The 750-550 Ma Brasiliano Event of South America. Journal of Virtual Explorer, Electronic Edition, Volume 17, Paper 7.*

Santos, T. J. S., Fetter, A., Nogueira Neto, J. A., 2008a. Comparisons between the northwestern Borborema Province, NE Brazil, and southwestern Pharusian Dahomey Belt, SW Central Africa. *In: Pankhurst, R. J., Trouw, R. A., Brito Neves, B. B., Wit, M. J. (eds). West Gondwana: pre-Cenozoic correlations across the South Atlantic region. Geological Society, London, Special Publications 294, 101-119.*

Santos, T. J. S., Fetter, A., Hackspacher, P. C., Van Schmus, W. R., Nogueira Neto, J. A., 2008b. 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, 271-284.

Santos, T. J. S., Garcia, M. G. M., Amaral, W. S., Caby, R., Wernick, E., Arthaud, M. H., Dantas, E. L., Santosh, M., 2009a. Relics of eclogite facies assemblages in the Ceará Central Domain, NW Borborema Province, NE Brazil: Implications for the assembly of the West Gondwana. *Gondwana Research* 15, 454-470.

Santos, T. J. S., Fetter, A. H., Van Schmus, W. R., Hackspacher, P. C., 2009b. Evidence for 2.35 to 2.30 Ga juvenile crustal growth in the northwest Borborema Province, NE Brazil. *Geological Society, London, Special Publications* 323, 271-281.

Silva, L. C., Armstrong, R., Pimentel, M. 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.

Smit, M. A., Bröcker, M., Kooliman, E., Scherer, E. E., 2011. Provenance and exhumation of an exotic eclogite-bearing nappe in the Caledonides: a U-Pb and Rb-Sr study of the Jaeren nappe, SW Norway. *Journal of Geological Society, London*, 168, 423-439.

Wang, L.-J., Griffin, W. L., Yu, J.-H., O'Reilly, S. Y., 2010. Precambrian crustal evolution of the Yangtze Block tracked by detrital zircons from Neoproterozoic sedimentary rocks. *Precambrian Research* 177, 131-144.

Vasquez, M. L., Macambira, M. J. B., Armstrong, R. A., 2008. Zircon geochronology of granitoids from the western Bacajá domain, southeastern Amazonian craton, Brazil: Neoproterozoic to Orosirian evolution. *Precambrian Research* 161, 279-302.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Hackspacher, P., Babinski, M., 1995. U/Pb and Sm/Nd geochronological studies of the eastern Borborema Province, Northeastern Brazil: initial conclusions. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 257-288.

Van Schmus, W. R., Brito Neves, B. B., Williams, I. S., Hackspacher, P. C., Fetter, A. H., Dantas, E. L., Babinski, M., 2003. The Seridó Group of NE Brazil, a late Neoproterozoic pre- to syn-collisional basin in West Gondwana: insights from SHIRIMP U-Pb detrital zircon ages and Sm-Nd crustal residence (T_{DM}) ages. *Precambrian Research* 127, 287-327.

Vaucher, A., Neves, S. P., Caby, R., Corsini, M., Egydio-Silva, M., Arthaud, M. H., Amaro, V., 1995. The Borborema shear zone system, NE Brazil. *Journal of South American Earth Sciences* 8, 247-266.

Zetoutou, S., Ouzegane, K., Boubazine, S., Kienast, J.-R., 2004. Azrou N'Fad (Central Hoggar, Algeria) one of the deepest terranes of LATEA: arguments based on P-T evolution in eclogite. *Journal of African Earth Sciences* 39, 193-200.

APPENDIX A

Table 3 - LA-ICP-MS age results for detrital zircon grains

Sample MAM-1

	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Conc. (%)
	Ratio	Ratio	Ratio	1s	Ratio	1s	Ratio	1s	Age	1s	Age	1s	Age	1s	
Z1	0.03	36516	0.1257	0.92	5.8291	1.64	0.3364	1.36	2038	16	1951	14	1869	22	91.72
Z2	0.04	36290	0.1266	1.09	6.5399	1.60	0.3746	1.17	2051	19	2051	14	2051	21	99.99
Z3	0.01	100668	0.1153	0.95	5.4183	1.30	0.3409	0.90	1884	17	1888	11	1891	15	100.38
Z4	0.47	51452	0.1359	1.21	7.8131	1.65	0.4169	1.13	2176	21	2210	15	2246	21	103.25
Z5	0.23	24767	0.1216	1.37	5.4063	2.27	0.3224	1.81	1980	24	1886	19	1801	28	90.96
Z6	0.19	75068	0.1217	1.34	7.1620	2.46	0.4267	2.06	1982	24	2132	22	2291	40	115.60
Z7	0.10	85223	0.1126	1.53	5.1500	2.40	0.3316	1.84	1842	28	1844	20	1846	30	100.21
Z8	0.00	80721	0.1098	1.82	5.3244	2.63	0.3517	1.90	1796	33	1873	22	1943	32	108.16
Z9	0.20	52170	0.1256	0.85	6.4909	1.34	0.3749	1.04	2037	15	2045	12	2052	18	100.74
Z10	0.03	60925	0.1253	0.87	6.6898	1.28	0.3872	0.94	2033	15	2071	11	2110	17	103.77
Z11	0.13	13636	0.1228	1.65	6.2492	2.39	0.3692	1.73	1997	29	2011	21	2026	30	101.45
Z13	0.26	70659	0.1274	1.26	6.2409	1.95	0.3554	1.49	2062	22	2010	17	1960	25	95.09
Z14	0.06	14250	0.1225	1.46	6.3738	2.19	0.3773	1.63	1993	26	2029	19	2064	29	103.54
Z15	0.05	13313	0.1352	2.07	6.6694	2.94	0.3578	2.09	2166	36	2069	26	1972	35	91.02
Z16	0.09	46706	0.1230	1.80	5.4757	2.63	0.3229	1.91	2000	32	1897	22	1804	30	90.17
Z17	0.01	5484	0.0918	1.46	1.7813	2.04	0.1408	1.42	1463	28	1039	13	849	11	58.04
Z18	0.08	26709	0.1371	0.89	7.1443	1.41	0.3781	1.08	2190	15	2130	12	2067	19	94.38
Z19	0.30	74610	0.1238	0.90	6.2579	1.38	0.3665	1.06	2012	16	2013	12	2013	18	100.05
Z20	0.17	47292	0.1295	1.20	6.8438	1.72	0.3833	1.24	2091	21	2091	15	2092	22	100.05
Z21	0.29	43856	0.1181	1.25	5.3219	1.80	0.3268	1.29	1928	22	1872	15	1823	21	94.58
Z22	0.09	45324	0.1298	1.51	5.7810	2.21	0.3231	1.61	2095	26	1944	19	1805	25	86.16
Z23	0.02	31637	0.0930	1.69	2.4502	2.31	0.1910	1.57	1489	32	1257	17	1127	16	75.68
Z24	0.42	114847	0.1282	0.81	7.5912	1.20	0.4294	0.89	2074	14	2184	11	2303	17	111.06
Z25	0.10	43179	0.1315	1.09	7.0481	1.49	0.3888	1.02	2118	19	2118	13	2117	18	99.98
Z26	0.13	43664	0.1457	0.92	8.9741	1.43	0.4468	1.09	2296	16	2335	13	2381	22	103.73
Z27	0.02	71517	0.1145	1.52	5.7547	1.89	0.3644	1.13	1872	27	1940	16	2003	19	106.98
Z28	0.04	54046	0.1305	1.24	7.2870	1.80	0.4049	1.30	2105	22	2147	16	2191	24	104.10
Z29	0.02	29348	0.1257	1.47	6.3879	2.02	0.3684	1.39	2039	26	2031	18	2022	24	99.15
Z30	0.14	26320	0.1316	1.60	6.8896	2.45	0.3796	1.85	2120	28	2097	21	2074	33	97.84
Z31	0.16	50725	0.1249	1.79	6.8202	2.48	0.3961	1.72	2027	32	2088	22	2151	31	106.10
Z32	0.66	31108	0.1351	0.90	6.8487	1.72	0.3677	1.47	2165	16	2092	15	2018	25	93.22
Z33	0.10	13716	0.1420	1.02	8.5382	1.84	0.4362	1.53	2251	18	2290	17	2334	30	103.67

Z34	0.16	48153	0.1185	0.86	5.6434	1.48	0.3453	1.20	1934	15	1923	13	1912	20	98.87
Z35	0.12	86807	0.1642	2.60	9.2818	3.48	0.4099	2.31	2500	43	2366	31	2214	43	88.59
Z37	0.14	66057	0.1394	1.35	8.3485	1.95	0.4344	1.41	2220	23	2270	18	2325	27	104.76
Z38	0.06	58841	0.1110	3.42	4.6844	8.25	0.3062	7.50	1815	61	1764	67	1722	112	94.86
Z39	0.35	81941	0.1397	0.86	7.9846	1.48	0.4144	1.20	2224	15	2229	13	2235	23	100.50
Z40	0.28	112094	0.1128	0.99	5.0213	2.18	0.3229	1.94	1845	18	1823	18	1804	30	97.76
Z41	0.10	75458	0.1202	0.95	6.4194	1.49	0.3873	1.15	1960	17	2035	13	2110	21	107.68
Z42	0.18	137094	0.1331	1.12	8.2165	1.63	0.4478	1.19	2139	20	2255	15	2386	24	111.54
Z43	0.22	7076	0.1269	1.72	5.1854	3.86	0.2964	3.45	2055	30	1850	32	1673	51	81.40
Z44	0.46	170127	0.1268	1.40	7.3308	2.03	0.4192	1.48	2055	25	2153	18	2257	28	109.83
Z45	0.39	116345	0.1293	1.60	8.7493	2.23	0.4909	1.56	2088	28	2312	20	2575	33	123.30
Z46	0.02	66455	0.1064	2.26	2.7679	12.43	0.1887	12.22	1738	41	1347	89	1114	124	64.09
Z47	0.24	65394	0.1349	1.09	8.5669	1.61	0.4605	1.19	2163	19	2293	15	2442	24	112.89
Z48	0.33	50827	0.1298	0.97	7.9172	1.41	0.4423	1.03	2096	17	2222	13	2361	20	112.66
Z49	0.05	124587	0.1089	0.97	4.7042	4.57	0.3134	4.47	1780	18	1768	38	1757	68	98.71
Z50	0.17	63474	0.1343	1.48	7.1460	2.01	0.3859	1.36	2155	26	2130	18	2104	24	97.63
Z51	0.10	30581	0.1260	1.27	6.6725	1.98	0.3841	1.53	2043	22	2069	18	2096	27	102.59
Z53	0.17	30446	0.1259	1.58	6.8953	2.32	0.3971	1.70	2042	28	2098	21	2156	31	105.57

Sample MAM-8

	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Conc. (%)
	Ratio	Ratio	Ratio	1s	Ratio	1s	Ratio	1s	Age	1s	Age	1s	Age	1s	
Z1	0.42	22880	0.1295	0.76	6.1783	1.41	0.3459	1.1801	2092	13	2001	12	1915	20	91.56
Z2	0.26	30569	0.1380	0.86	7.7377	1.46	0.4068	1.1737	2202	15	2201	13	2200	22	99.94
Z3	0.03	4376	0.1201	1.08	5.9089	1.68	0.3568	1.2747	1958	19	1963	14	1967	22	100.45
Z4	0.17	67881	0.1203	1.40	5.8295	2.06	0.3515	1.5133	1960	25	1951	18	1942	25	99.07
Z5	0.03	97201	0.1214	0.58	6.7962	0.99	0.4061	0.7943	1977	10	2085	9	2197	15	111.16
Z6	0.04	3157267	0.1263	0.92	7.3602	1.79	0.4225	1.5389	2048	16	2156	16	2272	29	110.96
Z7	0.12	137872	0.1260	1.15	6.9671	2.89	0.4011	2.6529	2043	20	2107	26	2174	49	106.45
Z8	0.42	136335	0.1252	0.68	6.4436	1.79	0.3733	1.6496	2031	12	2038	16	2045	29	100.68
Z9	0.04	123335	0.1312	0.83	7.9141	1.48	0.4376	1.2210	2114	15	2221	13	2340	24	110.70
Z10	0.14	8589	0.1138	1.14	5.0583	4.02	0.3222	3.8432	1862	20	1829	33	1801	60	96.72
Z11	0.07	138709	0.1224	1.37	6.1423	1.91	0.3639	1.3296	1992	24	1996	17	2001	23	100.44
Z12	0.06	108226	0.1289	0.56	7.0058	0.92	0.3943	0.7261	2083	10	2112	8	2143	13	102.87
Z13	0.02	286961	0.1178	1.03	6.6911	2.04	0.4119	1.7608	1923	19	2071	18	2224	33	115.62
Z14	0.07	93233	0.1215	1.11	5.9804	1.62	0.3569	1.1819	1979	20	1973	14	1968	20	99.43
Z15	0.06	189614	0.1200	1.41	6.5761	1.98	0.3974	1.3810	1956	25	2056	17	2157	25	110.26

Z16	0.19	111872	0.1234	0.51	5.6234	0.78	0.3306	0.5979	2005	9	1920	7	1841	10	91.83
Z17	0.08	93981	0.1310	0.75	7.6586	1.12	0.4240	0.8305	2112	13	2192	10	2278	16	107.90
Z18	0.10	346276	0.1209	1.19	6.7783	2.12	0.4066	1.7530	1970	21	2083	19	2199	33	111.66
Z19	0.10	280782	0.1237	1.42	7.0525	1.96	0.4134	1.3535	2011	25	2118	17	2231	26	110.94
Z20	0.12	129543	0.1221	0.55	6.5081	0.86	0.3865	0.6562	1988	10	2047	8	2107	12	105.98
Z21	0.08	173916	0.1234	0.81	6.5437	1.21	0.3847	0.9046	2006	14	2052	11	2098	16	104.62
Z22	0.04	359547	0.1170	1.05	6.5957	1.55	0.4090	1.1388	1910	19	2059	14	2210	21	115.70
Z23	0.27	135042	0.1306	0.52	7.5407	0.99	0.4187	0.8396	2106	9	2178	9	2255	16	107.04
Z24	0.05	174245	0.1227	0.77	6.6739	1.36	0.3946	1.1167	1995	14	2069	12	2144	20	107.46
Z25	0.14	130465	0.1225	1.06	6.2996	1.66	0.3730	1.2771	1993	19	2018	15	2044	22	102.55
Z26	0.12	57206	0.1182	1.43	5.1161	2.03	0.3139	1.4492	1929	25	1839	17	1760	22	91.20
Z27	0.03	230880	0.1229	0.56	6.3992	1.22	0.3777	1.0803	1999	10	2032	11	2065	19	103.33
Z28	0.22	50802	0.1329	0.77	6.2381	1.18	0.3405	0.8957	2136	13	2010	10	1889	15	88.45
Z29	0.01	342832	0.1247	1.07	7.6510	1.61	0.4451	1.1936	2024	19	2191	14	2373	24	117.26
Z30	0.47	102063	0.1250	1.44	6.8418	2.03	0.3971	1.4384	2028	25	2091	18	2156	26	106.27
Z31	0.05	202969	0.1227	0.62	6.4396	0.98	0.3805	0.7572	1996	11	2038	9	2079	13	104.12
Z32	0.14	192761	0.1174	0.80	5.8494	1.23	0.3613	0.9368	1917	14	1954	11	1988	16	103.72
Z33	0.13	175954	0.1228	1.05	6.9118	1.57	0.4082	1.1651	1998	19	2100	14	2206	22	110.46
Z34	0.21	291297	0.1245	1.43	7.3444	2.00	0.4278	1.3928	2022	25	2154	18	2296	27	113.54
Z35	0.11	91173	0.1271	0.53	6.8060	0.97	0.3883	0.8097	2058	9	2087	9	2115	15	102.76
Z36	0.07	77621	0.1322	0.89	7.1005	1.43	0.3896	1.1150	2127	16	2124	13	2121	20	99.72
Z37	0.17	251023	0.1283	1.04	7.2197	1.62	0.4080	1.2475	2075	18	2139	14	2206	23	106.30
Z38	0.24	136338	0.1282	1.38	6.4898	2.03	0.3673	1.4904	2073	24	2045	18	2016	26	97.28
Z39	0.04	225744	0.1359	1.28	7.9858	2.30	0.4261	1.9147	2176	22	2229	21	2288	37	105.14
Z40	0.16	93134	0.1252	0.81	6.1053	1.78	0.3536	1.5835	2032	14	1991	15	1952	27	96.03
Z41	0.09	153807	0.1287	1.06	6.6992	1.67	0.3776	1.2893	2080	19	2073	15	2065	23	99.29
Z42	0.03	299873	0.1095	1.40	5.1325	2.01	0.3400	1.4442	1791	26	1841	17	1887	24	105.35
Z43	0.12	121637	0.1298	0.68	7.4834	1.03	0.4180	0.7798	2096	12	2171	9	2251	15	107.42
Z44	0.05	156137	0.1201	0.78	6.3504	1.16	0.3835	0.8658	1958	14	2025	10	2093	15	106.90
Z45	0.23	122249	0.1337	1.09	7.4436	1.55	0.4036	1.1049	2148	19	2166	14	2186	20	101.77
Z46	0.16	98409	0.1324	0.57	7.7002	0.98	0.4218	0.7938	2130	10	2197	9	2269	15	106.50
Z47	0.03	401581	0.1247	0.77	7.6158	1.74	0.4430	1.5650	2024	14	2187	16	2364	31	116.77
Z48	0.09	156701	0.1280	1.08	7.4285	1.59	0.4208	1.1703	2071	19	2164	14	2264	22	109.32
Z49	0.61	50165	0.1307	1.41	7.1982	2.02	0.3994	1.4459	2108	25	2136	18	2166	27	102.79
Z50	0.12	77418	0.1253	0.54	6.3405	1.01	0.3669	0.8496	2033	10	2024	9	2015	15	99.09
Z51	0.56	88650	0.1339	0.75	7.2919	1.16	0.3949	0.8911	2150	13	2148	10	2146	16	99.81
Z52	0.49	176036	0.1276	1.06	7.2977	1.60	0.4149	1.1994	2065	19	2149	14	2237	23	108.36
Z53	0.51	80673	0.1309	1.42	6.4973	2.04	0.3600	1.4653	2110	25	2046	18	1982	25	93.96

Z54	0.07	543156	0.1311	0.45	7.1316	0.79	0.3945	0.6517	2113	8	2128	7	2144	12	101.46
Z55	0.13	116433	0.1313	0.58	7.1939	1.07	0.3974	0.9009	2115	10	2136	10	2157	17	101.98
Z56	0.05	227666	0.1243	0.68	6.6263	1.12	0.3865	0.8934	2019	12	2063	10	2107	16	104.31
Z57	0.27	82819	0.1294	0.90	6.7849	1.34	0.3802	0.9879	2090	16	2084	12	2077	18	99.38
Z58	0.24	115666	0.1311	1.00	7.7454	2.18	0.4286	1.9349	2112	18	2202	20	2300	37	108.87
Z59	0.08	154590	0.1258	1.17	7.5879	1.74	0.4374	1.2892	2041	21	2183	16	2339	25	114.62
Z60	0.33	136721	0.1246	1.32	6.7705	1.93	0.3942	1.4076	2023	23	2082	17	2142	26	105.90
Z61	0.08	160483	0.1193	1.49	5.7737	2.16	0.3510	1.5672	1946	26	1942	19	1939	26	99.67

Sample MAM-10

	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Conc. (%)
	Ratio	Ratio	Ratio	1s	Ratio	1s	Ratio	1s	Age	1s	Age	1s	Age	1s	
Z1	0.12	96949	0.1309	0.64	7.3222	0.97	0.4056	0.74	2110	11	2152	9	2195	14	103.99
Z2	0.20	73795	0.1269	0.80	7.8287	1.24	0.4473	0.94	2056	14	2212	11	2383	19	115.92
Z3	0.64	6817	0.1226	1.11	7.2195	1.72	0.4271	1.32	1994	20	2139	15	2293	25	114.96
Z4	0.11	219037	0.1191	1.45	6.9321	2.16	0.4220	1.60	1943	26	2103	19	2269	31	116.78
Z5	0.08	27711	0.1261	0.79	6.9740	1.65	0.4012	1.45	2044	14	2108	15	2174	27	106.37
Z6	0.19	84591	0.1249	0.89	7.0634	1.38	0.4101	1.05	2028	16	2119	12	2215	20	109.26
Z7	0.16	41582	0.1298	1.14	6.0767	1.65	0.3394	1.20	2096	20	1987	14	1884	20	89.89
Z8	0.13	167316	0.1205	1.51	7.1221	2.09	0.4286	1.44	1964	27	2127	19	2299	28	117.06
Z9	0.16	122048	0.1448	0.90	9.4106	1.21	0.4715	0.81	2285	16	2379	11	2490	17	108.98
Z10	0.15	2687	0.1224	0.98	6.3397	1.41	0.3757	1.01	1991	17	2024	12	2056	18	103.24
Z11	0.13	324955	0.1201	1.18	6.8685	1.63	0.4148	1.12	1958	21	2095	14	2237	21	114.24
Z12	0.12	71305	0.1208	1.53	6.7274	2.10	0.4038	1.45	1968	27	2076	19	2187	27	111.08
Z13	0.13	172254	0.1206	0.80	6.2510	1.16	0.3758	0.84	1966	14	2012	10	2057	15	104.64
Z14	0.09	90631	0.1241	0.91	6.8796	1.38	0.4021	1.04	2016	16	2096	12	2179	19	108.10
Z15	0.13	145004	0.1189	1.18	7.0740	1.82	0.4313	1.39	1940	21	2121	16	2312	27	119.13
Z16	0.41	26207	0.1247	0.82	7.0207	1.35	0.4083	1.08	2025	14	2114	12	2207	20	109.01
Z17	0.19	78610	0.1223	0.93	6.3173	1.51	0.3747	1.18	1990	17	2021	13	2051	21	103.09
Z18	0.17	115348	0.1266	1.16	7.2428	1.71	0.4149	1.25	2051	21	2142	15	2237	24	109.05
Z19	0.18	123993	0.1210	1.55	6.7677	2.16	0.4057	1.51	1971	28	2082	19	2195	28	111.38
Z20	0.18	60495	0.1277	0.88	6.9307	1.32	0.3936	0.98	2067	16	2103	12	2139	18	103.52
Z21	0.16	136562	0.1228	0.96	6.7904	1.41	0.4009	1.04	1998	17	2084	13	2173	19	108.77
Z22	0.08	72117	0.1245	1.19	6.4496	1.76	0.3756	1.30	2022	21	2039	16	2056	23	101.68
Z23	0.17	41684	0.1107	1.54	3.6944	2.21	0.2420	1.59	1811	28	1570	18	1397	20	77.16
Z24	0.18	35597	0.1296	0.91	6.8525	1.55	0.3835	1.25	2092	16	2093	14	2093	22	100.02
Z25	0.29	63255	0.1356	0.93	8.2480	1.31	0.4410	0.93	2172	16	2259	12	2355	18	108.42

Z26	0.19	1010	0.1224	1.39	5.4263	1.98	0.3215	1.38	1992	25	1889	17	1797	22	90.24
Z27	0.09	127382	0.1199	1.57	6.0407	2.21	0.3654	1.55	1955	28	1982	19	2008	27	102.72
Z28	0.24	207442	0.1241	0.71	7.7349	1.21	0.4521	0.98	2016	13	2201	11	2405	20	119.29
Z29	0.21	128313	0.1252	0.85	7.2720	1.32	0.4212	1.01	2032	15	2145	12	2266	19	111.53
Z30	0.09	69317	0.1221	1.13	6.2821	1.64	0.3732	1.19	1987	20	2016	14	2044	21	102.88
Z31	0.09	84739	0.1291	0.69	7.0555	1.17	0.3963	0.95	2086	12	2118	10	2152	17	103.14
Z32	0.18	89741	0.1250	0.86	7.4368	1.32	0.4317	1.00	2028	15	2165	12	2313	19	114.06
Z33	0.14	42278	0.1227	1.18	6.3274	2.15	0.3741	1.80	1995	21	2022	19	2049	32	102.67
Z34	0.50	22929	0.1172	1.75	4.1475	2.55	0.2566	1.85	1914	31	1664	21	1472	24	76.91
Z35	0.11	45018	0.1304	0.87	6.6650	1.22	0.3707	0.85	2103	15	2068	11	2033	15	96.64
Z36	0.18	66853	0.1625	0.95	10.4159	1.46	0.4650	1.12	2481	16	2472	13	2462	23	99.20
Z37	0.22	43260	0.1218	1.14	6.5734	1.68	0.3914	1.24	1983	20	2056	15	2129	22	107.37
Z38	0.22	99819	0.1237	1.55	6.4884	2.16	0.3803	1.50	2011	28	2044	19	2078	27	103.34
Z39	0.43	20163	0.1300	1.09	6.9064	1.49	0.3853	1.02	2098	19	2099	13	2101	18	100.16
Z40	0.11	19143	0.1372	1.38	8.3016	1.96	0.4389	1.38	2192	24	2264	18	2346	27	107.01
Z41	0.15	45931	0.1257	1.28	6.1956	1.80	0.3575	1.27	2038	22	2004	16	1971	21	96.68
Z42	0.15	170357	0.1157	1.49	6.1563	2.09	0.3860	1.46	1890	27	1998	18	2104	26	111.32
Z43	0.23	171757	0.1258	0.75	7.3810	1.07	0.4257	0.76	2039	13	2159	10	2286	15	112.11
Z44	0.13	185	0.1169	1.23	5.4456	1.66	0.3377	1.09	1910	22	1892	14	1876	18	98.21
Z45	0.12	67317	0.1222	1.17	6.3601	1.70	0.3776	1.24	1988	21	2027	15	2065	22	103.88
Z46	0.11	47125	0.1343	0.52	7.5966	0.97	0.4103	0.82	2155	9	2184	9	2216	15	102.88
Z47	0.10	22655	0.1168	0.44	3.3430	0.87	0.2076	0.75	1908	8	1491	7	1216	8	63.73
Z48	0.14	59693	0.1237	0.52	6.3398	0.95	0.3719	0.79	2010	9	2024	8	2038	14	101.42
Z49	0.15	79679	0.1219	0.87	6.2863	1.19	0.3740	0.81	1984	15	2017	10	2048	14	103.23
Z50	0.17	91091	0.1306	0.69	7.6777	1.10	0.4263	0.86	2106	12	2194	10	2289	17	108.67
Z51	0.09	57902	0.1344	0.72	7.3253	1.31	0.3952	1.10	2157	13	2152	12	2147	20	99.54
Z52	0.11	112609	0.1289	0.71	7.3102	1.10	0.4114	0.84	2083	13	2150	10	2221	16	106.67
Z53	0.16	84258	0.1219	0.95	8.0026	1.37	0.4763	0.99	1984	17	2231	12	2511	21	126.59
Z54	0.39	1184	0.1200	0.93	4.3136	2.86	0.2607	2.66	1956	16	1696	23	1493	36	76.34
Z55	0.21	30690	0.1284	0.89	4.3469	3.57	0.2455	3.46	2076	16	1702	29	1415	44	68.18
Z56	0.22	115823	0.1275	0.70	7.2197	1.18	0.4106	0.95	2064	12	2139	11	2218	18	107.44
Z57	0.14	82162	0.1273	1.14	6.3512	1.73	0.3617	1.29	2062	20	2026	15	1990	22	96.54

Sample MAT-Qtz

	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Conc. (%)
	Ratio	Ratio	Ratio	1s	Ratio	1s	Ratio	1s	Age	1s	Age	1s	Age	1s	
Z1	0.13	70008	0.1216	0.73	5.3590	1.69	0.3196	1.52	1980	13	1878	14	1788	24	90.29
Z2	0.13	29446	0.1251	0.92	6.0379	1.59	0.3500	1.29	2030	16	1981	14	1935	22	95.29
Z3	0.22	132442	0.1239	1.09	6.0135	1.69	0.3519	1.29	2013	19	1978	15	1944	22	96.54
Z4	0.12	94215	0.1231	1.47	6.4937	2.04	0.3826	1.41	2002	26	2045	18	2088	25	104.34
Z5	0.12	42331	0.1265	0.69	6.4076	1.16	0.3673	0.94	2050	12	2033	10	2016	16	98.35
Z6	0.31	23078	0.1413	1.14	9.0542	1.90	0.4648	1.52	2243	20	2343	17	2461	31	109.70
Z7	0.19	89933	0.1300	1.08	7.1052	1.62	0.3963	1.21	2098	19	2125	14	2152	22	102.55
Z8	0.20	51505	0.1303	1.52	7.3858	2.10	0.4110	1.45	2102	27	2159	19	2220	27	105.57
Z9	0.08	162641	0.1279	0.68	6.6395	1.02	0.3764	0.76	2070	12	2065	9	2059	13	99.50
Z10	0.17	39332	0.1317	0.92	7.4960	1.47	0.4128	1.14	2121	16	2173	13	2228	21	105.03
Z11	0.27	78445	0.1207	1.17	6.2638	1.71	0.3765	1.25	1966	21	2013	15	2060	22	104.78
Z12	0.09	78223	0.1275	0.98	6.9447	2.71	0.3950	2.53	2064	17	2104	24	2146	46	103.97
Z13	0.22	57602	0.1252	0.87	6.7387	1.35	0.3904	1.04	2031	15	2078	12	2125	19	104.60
Z14	0.36	65240	0.1333	1.10	7.7185	1.62	0.4198	1.19	2143	19	2199	15	2260	23	105.46
Z15	0.03	28254	0.0949	3.20	2.0473	5.81	0.1565	4.84	1526	59	1131	39	937	42	61.42
Z16	0.06	39972	0.1429	0.95	6.2783	1.58	0.3186	1.27	2263	16	2015	14	1783	20	78.78
Z17	0.29	115696	0.1204	1.10	6.1459	1.87	0.3704	1.51	1962	20	1997	16	2031	26	103.54
Z18	0.06	54337	0.0996	7.31	2.9133	11.10	0.2121	8.36	1617	130	1385	81	1240	94	76.70
Z19	0.10	118439	0.1305	1.03	8.2014	2.83	0.4557	2.63	2105	18	2254	26	2421	53	114.99
Z20	0.17	106594	0.1195	0.82	6.2812	1.43	0.3811	1.17	1949	15	2016	13	2081	21	106.76
Z21	0.17	67987	0.1239	1.13	6.6216	1.64	0.3877	1.20	2013	20	2062	15	2112	22	104.95
Z22	0.01	15028	0.0865	5.82	1.6331	6.98	0.1369	3.85	1350	108	983	43	827	30	61.30
Z23	0.16	32174	0.1302	0.82	6.9278	1.31	0.3860	1.02	2100	14	2102	12	2104	18	100.18
Z24	0.22	8988	0.1348	1.92	6.4511	4.30	0.3471	3.85	2161	33	2039	37	1921	64	88.87
Z25	0.14	61035	0.1236	1.15	6.2194	2.01	0.3649	1.66	2009	20	2007	18	2005	29	99.82
Z26	0.17	56348	0.1200	1.52	5.6792	2.07	0.3433	1.39	1956	27	1928	18	1903	23	97.28
Z27	0.18	49074	0.1307	0.76	7.0913	1.41	0.3936	1.19	2107	13	2123	13	2139	22	101.53
Z28	0.22	20629	0.1389	0.97	7.8844	1.64	0.4116	1.33	2214	17	2218	15	2222	25	100.38
Z29	0.51	36703	0.1230	1.18	6.1229	1.68	0.3612	1.19	2000	21	1994	15	1988	20	99.40
Z30	0.20	121579	0.1246	0.72	6.2731	1.21	0.3652	0.97	2023	13	2015	11	2007	17	99.23
Z31	0.27	390947	0.1273	0.87	7.2879	1.43	0.4152	1.13	2061	15	2147	13	2239	21	108.61
Z32	0.15	92583	0.1133	1.13	4.9690	1.76	0.3180	1.35	1853	20	1814	15	1780	21	96.06
Z34	0.56	30353	0.1268	0.86	6.4435	1.52	0.3685	1.25	2054	15	2038	13	2022	22	98.45

Z35	0.14	50223	0.1214	0.85	5.3292	1.39	0.3183	1.09	1977	15	1874	12	1781	17	90.08
Z36	0.03	148474	0.1292	1.13	8.3484	2.71	0.4688	2.46	2086	20	2270	24	2478	50	118.78
Z37	0.37	77600	0.1186	1.58	5.8956	2.12	0.3605	1.41	1935	28	1961	18	1985	24	102.55
Z38	0.16	38064	0.1274	0.62	6.4788	1.63	0.3689	1.50	2062	11	2043	14	2024	26	98.17
Z39	0.12	67089	0.1250	0.58	6.2445	1.09	0.3624	0.93	2028	10	2011	10	1994	16	98.30
Z40	0.25	124647	0.1294	0.52	7.5214	0.93	0.4215	0.77	2090	9	2176	8	2267	15	108.48
Z41	0.20	62681	0.1258	0.80	7.1814	1.12	0.4141	0.79	2040	14	2134	10	2234	15	109.51
Z42	0.27	54691	0.1461	0.65	8.8613	1.12	0.4398	0.91	2301	11	2324	10	2350	18	102.11
Z43	0.29	30730	0.1271	0.66	6.6329	1.49	0.3786	1.33	2058	12	2064	13	2070	24	100.58
Z44	0.25	39235	0.1265	0.51	6.7682	1.03	0.3879	0.89	2050	9	2082	9	2113	16	103.07
Z45	0.17	81619	0.1297	0.57	7.2676	1.03	0.4065	0.85	2093	10	2145	9	2199	16	105.04
Z46	0.18	32351	0.1259	0.52	6.7250	1.02	0.3873	0.88	2042	9	2076	9	2110	16	103.35
Z47	0.15	46351	0.1308	0.52	7.0231	1.06	0.3895	0.93	2108	9	2114	9	2121	17	100.59
Z48	0.59	43048	0.1250	0.91	6.5092	1.37	0.3776	1.02	2029	16	2047	12	2065	18	101.76
Z49	0.31	33805	0.1286	0.66	6.6920	1.06	0.3774	0.82	2079	12	2072	9	2064	15	99.30
Z50	0.11	58843	0.1164	0.54	4.4942	0.94	0.2801	0.77	1901	10	1730	8	1592	11	83.73
Z51	0.63	53353	0.1152	0.71	5.3615	1.85	0.3377	1.71	1882	13	1879	16	1876	28	99.64
Z52	0.14	14253	0.0873	1.69	2.3138	2.10	0.1922	1.26	1368	32	1217	15	1133	13	82.85
Z53	0.16	71175	0.1284	0.60	7.4535	1.01	0.4211	0.82	2076	11	2167	9	2266	16	109.15
Z54	0.10	106566	0.1210	0.55	6.5040	1.02	0.3897	0.86	1972	10	2046	9	2121	16	107.60
Z55	0.28	62981	0.1270	0.53	7.0740	0.87	0.4039	0.69	2057	9	2121	8	2187	13	106.32
Z56	0.15	66286	0.1293	0.97	6.6516	1.64	0.3731	1.32	2089	17	2066	14	2044	23	97.86
Z57	0.01	151134	0.1156	0.62	5.3934	1.07	0.3383	0.88	1889	11	1884	9	1879	14	99.43
Z58	0.14	34314	0.1340	0.60	7.3555	1.05	0.3982	0.86	2151	10	2156	9	2161	16	100.46
Z59	0.13	100436	0.1220	0.63	6.9403	1.09	0.4127	0.89	1985	11	2104	10	2227	17	112.20
Z60	0.20	178066	0.1282	0.53	6.6943	1.00	0.3789	0.84	2073	9	2072	9	2071	15	99.91
Z61	0.21	43865	0.1147	0.55	2.3654	2.06	0.1496	1.98	1875	10	1232	15	899	17	47.95
Z62	0.02	33214	0.1531	0.52	8.7089	0.91	0.4125	0.74	2381	9	2308	8	2227	14	93.52
Z63	0.20	25586	0.1279	1.19	6.4232	1.47	0.3642	0.88	2070	21	2035	13	2002	15	96.74
Z64	0.14	54174	0.1265	0.64	6.0439	1.42	0.3466	1.26	2049	11	1982	12	1918	21	93.62
Z65	0.25	17595	0.1382	0.59	7.6427	1.25	0.4011	1.11	2205	10	2190	11	2174	20	98.60
Z66	0.12	39114	0.1268	0.58	6.5613	1.15	0.3754	0.98	2054	10	2054	10	2055	17	100.05
Z67	0.33	48613	0.1581	0.89	10.0873	1.44	0.4627	1.13	2436	15	2443	13	2451	23	100.64
Z68	0.10	79893	0.1267	0.57	6.5423	1.14	0.3746	0.99	2052	10	2052	10	2051	17	99.95
Z69	0.12	39199	0.1309	0.68	7.0458	1.27	0.3904	1.08	2110	12	2117	11	2125	20	100.71
Z70	0.18	29105	0.1312	0.66	7.2181	1.20	0.3990	1.00	2114	12	2139	11	2164	18	102.37
Z71	0.14	21129	0.1340	1.39	7.9025	1.97	0.4276	1.39	2151	24	2220	18	2295	27	106.68
Z72	0.09	28140	0.1233	1.03	4.3622	3.24	0.2566	3.07	2005	18	1705	27	1472	40	73.45

Z73	0.21	26015	0.1295	0.57	6.9040	1.17	0.3866	1.02	2091	10	2099	10	2107	18	100.76
Z74	0.15	85032	0.1304	0.56	7.3654	0.92	0.4097	0.72	2103	10	2157	8	2214	14	105.27
Z75	0.35	67744	0.1296	0.58	6.6205	1.04	0.3705	0.87	2092	10	2062	9	2032	15	97.10
Z76	0.19	95527	0.1278	0.48	7.8919	0.79	0.4478	0.63	2068	9	2219	7	2385	12	115.34
Z77	0.17	98595	0.1289	0.48	7.5524	0.76	0.4249	0.59	2083	8	2179	7	2283	11	109.58
Z78	0.56	42046	0.1263	1.19	7.9289	2.45	0.4552	2.14	2048	21	2223	22	2418	43	118.11
Z79	0.19	32510	0.1259	0.71	6.2980	1.56	0.3629	1.39	2041	13	2018	14	1996	24	97.77
Z80	0.22	23814	0.1392	0.93	8.1436	2.56	0.4244	2.38	2217	16	2247	23	2281	46	102.88
Z81	0.13	21908	0.1413	0.66	8.2480	1.33	0.4235	1.16	2243	11	2259	12	2276	22	101.51
Z82	0.13	36168	0.1273	0.88	6.6630	1.42	0.3796	1.12	2061	16	2068	13	2074	20	100.63

Sample MAT-Ky

	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Conc. (%)
	Ratio	Ratio	Ratio	1s	Ratio	1s	Ratio	1s	Age	1s	Age	1s	Age	1s	
Z1	0.00	11175	0.0636	2.64	0.7706	5.17	0.0879	4.43	728	55	580	23	543	23	74.58
Z2	0.00	37512	0.0611	1.36	0.9024	1.63	0.1072	0.90	642	29	653	8	656	6	102.22
Z3	0.16	25149	0.0681	0.76	1.3335	1.06	0.1420	0.73	872	16	860	6	856	6	98.23
Z4	0.00	23341	0.0601	1.97	0.8285	2.14	0.1000	0.83	606	42	613	10	614	5	101.32
Z5	0.00	166695	0.0601	0.92	0.8616	1.21	0.1040	0.79	607	20	631	6	638	5	105.10
Z6	0.48	14769	0.0381	33.68	0.7011	33.83	0.1336	3.17	481	893	539	142	808	24	168.02
Z7	0.00	29121	0.0606	1.11	0.9041	1.40	0.1082	0.85	625	24	654	7	662	5	105.91
Z8	0.00	23806	0.0614	1.21	0.8566	1.96	0.1012	1.54	653	26	628	9	621	9	95.19
Z9	0.00	31083	0.0620	0.75	1.0246	1.18	0.1199	0.91	673	16	716	6	730	6	108.57
Z10	0.13	30037	0.0652	0.72	1.3237	1.14	0.1472	0.89	781	15	856	7	885	7	113.29
Z11	0.00	115849	0.0612	2.11	0.9345	2.41	0.1107	1.16	648	45	670	12	677	7	104.46
Z12	0.08	369	0.1230	2.91	5.0347	3.04	0.2968	0.88	2000	52	1825	26	1676	13	83.76
Z13	0.00	55266	0.0611	0.97	1.0080	1.20	0.1196	0.70	643	21	708	6	728	5	113.27
Z14	0.00	34763	0.0594	0.76	0.9758	1.05	0.1192	0.72	581	17	691	5	726	5	124.81
Z15	0.00	33235	0.0603	1.44	0.9647	1.63	0.1161	0.77	614	31	686	8	708	5	115.37
Z16	0.00	38006	0.0599	0.96	0.9195	1.23	0.1113	0.77	601	21	662	6	680	5	113.09
Z17	0.10	188	0.1292	2.95	2.3227	3.16	0.1303	1.14	2088	52	1219	22	790	8	37.83
Z18	0.01	16813	0.0587	2.38	0.8799	5.51	0.1087	4.97	556	52	641	26	665	31	119.56
Z19	0.15	1058	0.0675	1.57	1.2050	1.71	0.1294	0.67	855	33	803	9	784	5	91.77
Z20	0.01	16598	0.0588	1.15	0.9292	1.84	0.1147	1.44	559	25	667	9	700	10	125.26
Z21	0.00	50555	0.0589	0.69	0.9013	1.02	0.1110	0.75	562	15	652	5	679	5	120.68
Z22	0.27	4052	0.0684	1.76	1.2080	2.70	0.1280	2.03	882	36	804	15	777	15	88.11
Z23	0.00	43080	0.0607	0.83	0.8488	1.09	0.1014	0.71	628	18	624	5	623	4	99.09

Z24	0.26	11596	0.0698	1.05	1.3494	1.48	0.1402	1.04	923	21	867	9	846	8	91.69
Z25	0.00	33775	0.0605	0.96	0.8925	1.34	0.1071	0.94	620	21	648	6	656	6	105.76
Z26	0.00	47057	0.0608	1.01	0.8912	1.22	0.1064	0.68	630	22	647	6	652	4	103.39
Z27	0.00	12428	0.0610	0.86	0.9219	1.09	0.1096	0.68	640	18	663	5	670	4	104.73
Z28	0.00	29263	0.0602	0.69	0.9050	1.02	0.1090	0.75	611	15	654	5	667	5	109.22
Z29	0.01	54032	0.0597	0.85	0.8923	1.36	0.1084	1.06	594	18	648	6	663	7	111.70
Z30	0.00	40655	0.0594	1.23	0.8892	1.48	0.1086	0.82	582	27	646	7	664	5	114.20
Z31	0.33	14002	0.0659	1.02	1.2688	1.54	0.1396	1.15	803	21	832	9	843	9	104.92
Z32	0.21	10864	0.0650	1.24	1.2748	2.06	0.1423	1.65	774	26	835	12	857	13	110.79
Z33	0.07	2425	0.0880	2.57	2.1252	6.96	0.1751	6.46	1383	49	1157	48	1040	62	75.24
Z34	0.00	45118	0.0576	1.02	0.9000	1.41	0.1134	0.97	514	22	652	7	692	6	134.66
Z35	0.01	15300	0.0605	2.07	0.9136	4.37	0.1095	3.85	623	45	659	21	670	25	107.52
Z36	0.01	70844	0.0575	0.75	0.9500	1.20	0.1199	0.93	510	16	678	6	730	6	143.19
Z37	0.00	67967	0.0584	0.69	0.9649	1.23	0.1198	1.02	546	15	686	6	729	7	133.70
Z38	0.15	8485	0.0697	2.13	1.4256	2.57	0.1483	1.43	920	44	900	15	891	12	96.87
Z39	0.20	65852	0.0617	1.12	1.1195	1.56	0.1316	1.08	664	24	763	8	797	8	120.08
Z40	0.00	60155	0.0582	0.77	0.9168	1.25	0.1142	0.99	537	17	661	6	697	7	129.74
Z41	0.00	53020	0.0584	2.12	0.8490	2.34	0.1055	0.99	543	46	624	11	647	6	119.12
Z42	0.00	30611	0.0604	0.94	0.8791	1.32	0.1056	0.93	618	20	641	6	647	6	104.70
Z43	0.21	22811	0.1288	2.06	6.8412	3.36	0.3851	2.66	2082	36	2091	30	2100	48	100.85
Z44	0.20	5273	0.0678	2.45	1.2075	3.24	0.1293	2.11	861	51	804	18	784	16	91.01
Z45	0.00	14740	0.0629	2.75	0.9245	3.09	0.1066	1.41	705	58	665	15	653	9	92.64
Z46	0.27	7135	0.0686	1.19	1.3669	1.83	0.1445	1.39	887	25	875	11	870	11	98.06
Z48	0.00	19364	0.0609	1.60	0.8979	1.80	0.1069	0.83	636	34	651	9	655	5	102.97
Z49	0.01	5138	0.0631	0.85	0.9570	1.16	0.1099	0.80	713	18	682	6	672	5	94.34
Z51	0.00	23163	0.0612	1.17	0.9046	1.48	0.1071	0.90	648	25	654	7	656	6	101.32

Sample MAT-Sill

	Th/U	²⁰⁶ Pb/ ²⁰⁴ Pb	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb		²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U		Conc. (%)
	Ratio	Ratio	Ratio	1s	Ratio	1s	Ratio	1s	Age	1s	Age	1s	Age	1s	
Z1	0.05	40190	0.1161	0.54	5.2579	0.88	0.3284	0.69	1897	10	1862	7	1831	11	96.48
Z2	0.10	14696	0.0660	1.42	1.2524	1.62	0.1376	0.77	807	30	824	9	831	6	103.01
Z3	0.42	13965	0.0661	0.75	1.2410	1.19	0.1361	0.92	811	16	819	7	822	7	101.43
Z4	0.79	19482	0.0619	1.87	0.9518	1.97	0.1114	0.62	672	40	679	10	681	4	101.35
Z5	0.12	718	0.1131	4.72	3.5552	9.58	0.2281	8.34	1849	85	1540	76	1324	100	71.62
Z6	0.38	10603	0.0661	0.99	1.1163	1.21	0.1225	0.69	810	21	761	6	745	5	92.01
Z7	0.00	71209	0.0607	0.53	0.8844	1.00	0.1057	0.85	628	11	643	5	648	5	103.07
Z8	0.22	34188	0.0649	0.62	1.1418	0.93	0.1276	0.69	771	13	773	5	774	5	100.49
Z9	0.34	23025	0.0854	0.79	2.2693	1.01	0.1928	0.63	1324	15	1203	7	1137	7	85.86
Z10	0.53	59997	0.1064	0.41	4.5291	0.77	0.3089	0.65	1738	8	1736	6	1735	10	99.84
Z11	0.22	127447	0.0926	0.31	3.5163	0.69	0.2755	0.62	1479	6	1531	5	1569	9	106.04
Z12	0.55	32820	0.0767	0.64	1.8830	1.37	0.1781	1.21	1113	13	1075	9	1056	12	94.88
Z13	0.06	222	0.0648	0.92	0.9636	1.36	0.1078	0.98	769	49	685	7	660	6	85.86
Z14	0.15	52278	0.0722	0.67	1.7669	0.96	0.1775	0.68	992	14	1033	6	1053	7	106.18
Z15	0.34	14772	0.0979	1.30	3.6797	1.47	0.2725	0.70	1585	24	1567	12	1554	10	98.04
Z16	0.08	51913	0.0882	0.53	3.2527	0.78	0.2676	0.57	1386	10	1470	6	1528	8	110.26
Z17	0.33	32092	0.0634	0.66	1.1914	0.87	0.1363	0.57	721	14	797	5	824	4	114.17
Z18	0.22	55520	0.0767	0.49	2.1636	0.81	0.2045	0.64	1114	10	1169	6	1200	7	107.71
Z19	0.66	30362	0.0727	0.77	1.8400	0.98	0.1836	0.62	1005	16	1060	6	1087	6	108.18
Z20	0.34	7929	0.0680	0.89	1.2338	1.22	0.1316	0.83	869	18	816	7	797	6	91.70
Z21	0.39	15948	0.1099	0.64	4.8815	1.22	0.3221	1.03	1798	12	1799	10	1800	16	100.09
Z22	0.24	4743	0.0720	1.63	1.6848	2.33	0.1698	1.66	985	33	1003	15	1011	16	102.67
Z23	0.27	3639	0.0994	0.74	2.8179	1.07	0.2055	0.78	1614	14	1360	8	1205	9	74.66
Z24	0.12	15489	0.0938	0.61	2.5810	0.98	0.1995	0.76	1505	11	1295	7	1173	8	77.91
Z25	0.56	15441	0.0621	1.10	0.9217	1.31	0.1077	0.71	677	23	663	6	659	4	97.30
Z26	0.45	6394	0.0854	1.86	2.6794	2.40	0.2276	1.51	1324	36	1323	18	1322	18	99.86
Z27	0.11	29164	0.0974	0.58	3.7075	1.33	0.2760	1.19	1575	11	1573	11	1571	17	99.74
Z28	0.20	22293	0.0918	0.54	3.1765	1.05	0.2509	0.90	1464	10	1451	8	1443	12	98.61
Z29	0.62	25655	0.1104	0.52	4.8917	0.98	0.3213	0.83	1806	9	1801	8	1796	13	99.45
Z30	0.21	137256	0.1675	0.47	9.5962	0.78	0.4156	0.63	2533	8	2397	7	2240	12	88.47
Z31	0.26	31389	0.0717	0.65	1.5646	1.04	0.1583	0.82	977	13	956	6	947	7	96.95
Z32	0.11	253735	0.0870	0.51	2.9136	1.12	0.2429	0.99	1360	10	1385	8	1402	12	103.08
Z33	0.23	95980	0.1323	0.38	7.2983	0.92	0.4001	0.84	2129	7	2149	8	2169	15	101.92

Z34	0.13	102777	0.0808	0.64	2.4942	1.02	0.2240	0.79	1216	13	1270	7	1303	9	107.20
Z35	0.29	15688	0.0959	0.87	3.6429	1.19	0.2756	0.81	1545	16	1559	9	1569	11	101.53
Z36	0.20	61008	0.0701	0.45	1.7154	1.18	0.1775	1.09	931	9	1014	8	1053	11	113.05
Z37	0.05	6549	0.0856	0.54	2.2926	1.33	0.1943	1.22	1328	10	1210	9	1145	13	86.17
Z38	0.12	586	0.0724	1.99	1.3841	3.23	0.1387	2.54	997	41	882	19	837	20	84.02
Z39	0.31	36711	0.0613	0.50	1.0087	0.77	0.1193	0.58	650	11	708	4	727	4	111.73
Z40	0.44	75928	0.0698	0.58	1.6237	0.95	0.1688	0.76	922	12	979	6	1005	7	109.03
Z41	0.25	115574	0.0766	0.69	2.3000	0.94	0.2177	0.64	1111	14	1212	7	1270	7	114.26
Z42	0.33	31630	0.0620	0.80	0.9763	1.14	0.1142	0.81	674	17	692	6	697	5	103.46
Z43	0.27	73564	0.0858	0.46	3.0084	0.80	0.2542	0.65	1335	9	1410	6	1460	9	109.38
Z44	0.15	89584	0.0795	0.44	2.3952	1.30	0.2185	1.22	1185	9	1241	9	1274	14	107.51
Z45	0.10	62062	0.0771	0.99	2.1471	1.37	0.2019	0.95	1124	20	1164	10	1186	10	105.49
Z46	0.54	33787	0.0654	0.70	1.1727	1.05	0.1300	0.79	789	15	788	6	788	6	99.86
Z47	0.92	17595	0.0818	1.01	1.6116	1.97	0.1429	1.69	1240	20	975	12	861	14	69.42
Z48	0.14	44686	0.0907	0.41	3.3093	0.84	0.2648	0.73	1439	8	1483	7	1514	10	105.20
Z49	0.35	1514	0.1076	1.17	3.7064	1.77	0.2497	1.31	1760	21	1573	14	1437	17	81.65
Z50	0.17	25929	0.1111	0.63	5.0685	1.34	0.3309	1.19	1817	11	1831	11	1843	19	101.39
Z51	0.13	2680	0.0657	1.53	1.2295	2.20	0.1357	1.59	797	32	814	12	820	12	102.87
Z52	0.39	3134	0.0707	2.13	1.5978	2.80	0.1639	1.80	948	43	969	17	979	16	103.19
Z53	0.09	22543	0.0661	0.76	1.2249	1.35	0.1344	1.12	810	16	812	8	813	9	100.41
Z54	0.42	21705	0.1085	0.55	4.6365	0.94	0.3099	0.76	1775	10	1756	8	1740	12	98.05
Z55	0.33	7220	0.0730	1.15	1.6859	1.74	0.1675	1.30	1014	23	1003	11	998	12	98.45
Z56	0.31	14215	0.1276	0.57	6.1980	1.06	0.3522	0.89	2066	10	2004	9	1945	15	94.15
Z57	0.20	25381	0.0734	0.66	1.7636	1.24	0.1742	1.04	1026	13	1032	8	1035	10	100.90
Z58	0.48	78153	0.1065	0.47	4.7896	1.15	0.3263	1.05	1740	9	1783	10	1821	17	104.66
Z59	0.49	43017	0.0622	0.59	0.9596	1.15	0.1119	0.99	680	12	683	6	684	6	100.54
Z60	0.19	37282	0.0717	0.81	1.6436	1.48	0.1662	1.24	978	17	987	9	991	11	101.34
Z61	0.45	24711	0.1144	0.50	4.8094	1.23	0.3048	1.12	1871	9	1787	10	1715	17	91.67
Z62	0.48	51	0.0676	0.79	1.1595	1.18	0.1244	0.82	856	46	782	6	756	6	88.30
Z63	0.75	35935	0.1093	0.47	5.3136	0.94	0.3525	0.81	1788	9	1871	8	1946	14	108.84
Z64	0.20	140312	0.1140	0.49	6.0537	0.92	0.3852	0.77	1864	9	1984	8	2100	14	112.69
Z65	0.11	724	0.0759	0.73	1.3139	1.24	0.1255	0.97	1093	15	852	7	762	7	69.75
Z66	0.48	51	0.0671	0.80	1.1774	1.15	0.1272	0.78	842	17	790	6	772	6	91.70
Z67	0.24	71036	0.0756	0.51	2.2022	1.11	0.2114	0.98	1084	10	1182	8	1236	11	114.06
Z68	0.10	129037	0.0933	0.50	3.5954	0.85	0.2794	0.69	1494	9	1549	7	1588	10	106.29
Z69	0.40	81630	0.0847	0.47	3.0244	0.81	0.2590	0.66	1308	9	1414	6	1485	9	113.52
Z70	0.25	135021	0.0706	0.52	1.6991	0.87	0.1746	0.70	946	11	1008	6	1037	7	109.67
Z71	0.06	100030	0.0903	0.76	3.4538	1.05	0.2774	0.72	1432	15	1517	8	1578	10	110.24

Z73	0.15	9371	0.0707	0.99	1.4205	1.50	0.1457	1.12	949	20	898	9	877	9	92.35
Z74	0.23	19332	0.0783	0.87	2.1113	2.00	0.1956	1.79	1154	17	1152	14	1152	19	99.79
Z75	0.18	73555	0.0927	1.03	3.5765	1.22	0.2798	0.65	1482	20	1544	10	1590	9	107.30
Z76	0.35	55866	0.1188	0.84	6.1450	1.14	0.3752	0.77	1938	15	1997	10	2054	14	105.96
Z77	0.05	1749	0.0922	1.19	3.0734	3.10	0.2419	2.84	1471	22	1426	23	1397	36	94.97
Z78	0.11	29550	0.1395	0.66	8.0168	1.00	0.4169	0.75	2220	12	2233	9	2247	14	101.18
Z79	0.15	58425	0.0868	0.88	3.3367	1.16	0.2789	0.76	1355	17	1490	9	1586	11	116.99
Z80	0.31	17046	0.0614	1.12	0.9923	1.40	0.1171	0.83	655	24	700	7	714	6	109.07
Z81	0.16	1894	0.0680	1.25	1.5999	1.48	0.1707	0.79	867	26	970	9	1016	8	117.14
Z82	0.59	79	0.1992	1.21	3.6679	1.91	0.1335	1.48	2820	20	1564	15	808	11	28.65
Z83	0.43	68907	0.1105	1.01	5.6233	1.33	0.3691	0.87	1808	18	1920	11	2025	15	112.03