

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA EM ZIRCÕES DETRÍTICOS E CARACTERIZAÇÃO DO
METAMORFISMO DAS SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES CACHOEIRA (TERRENO
CURITIBA) E IGUAPE (TERRENO COSTEIRO-DOMÍNIO PARANAGUÁ) DO CINTURÃO
RIBEIRA SUL - ESTADO DE SP: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS**

**Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-2021/05)**

Autor: Caio da Costa Silva



Orientadora: Profa. Dra. Cláudia Regina Passarelli
Departamento de Mineralogia e Geotectônica

SÃO PAULO
2021

UNIVERSIDADE DE SÃO PAULO
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS

**ESTUDOS DE PROVENIÊNCIA EM ZIRCÕES DETRÍTICOS E CARACTERIZAÇÃO DO
METAMORFISMO DAS SEQUÊNCIAS METASSEDIMENTARES CACHOEIRA (TERRENO
CURITIBA) E IGUAPE (TERRENO COSTEIRO-DOMÍNIO PARANAGUÁ) DO CINTURÃO
RIBEIRA SUL - ESTADO DE SP: IMPLICAÇÕES TECTÔNICAS**

**Monografia de Trabalho de Formatura
(TF-2021/05)**

Autor: Caio da Costa Silva

Orientadora: Profa. Dra. Cláudia Regina Passarelli
Departamento de Mineralogia e Geotectônica

SÃO PAULO
2021

AGRADECIMENTOS

Antes de dizer qualquer coisa, preciso agradecer a minha família, meus pais Heleno e Francisca e meus irmãos Cassio e Kátia, por me ensinarem belíssimos valores e por me apoiarem sempre em todas as minhas batalhas. Em toda minha vida nunca dei um passo se quer sem a ajuda de vocês, este trabalho não foi diferente.

Lalá, você é o grande amor da minha vida e minha melhor amiga. Muito obrigado pelo seu companheirismo, seu carinho, atenção e amor. Assim como minha família, você me ensinou muitas coisas, mas principalmente me ensinou a amar, experimentar, ser criativo, a me descobrir. É simplesmente fantástico poder compartilhar meus dias com você. Espero que durante toda a minha vida eu possa retribuir a você tudo que me foi presenteado. É muito bom crescer e amadurecer ao seu lado, obrigado por tudo, e mais ainda por ter me ajudado a manter a minha cabeça grudada no meu corpo durante este ano maluco, te amo.

Aos meus grandes amigos de escola Paulo, Porto, Alves, Manga, Luiz, Igor, Pierre, João, e muitos outros que esbarrei durante minha adolescência e que ainda fazem parte do meu dia a dia, agradeço por terem compartilhado comigo grandes momentos, felizes, hilários e nostálgicos. Mesmo que a distância tenha aumentado entre alguns de nós e a frequência dos nossos encontros tenha diminuído, vocês marcaram grandemente minha jornada até aqui e fazem parte da pessoa que sou hoje. Amo muito todos vocês.

Agradeço também pelo companheirismo e pela oportunidade de poder fazer arte junto dos meus companheiros de Soninho Records, Victor, Rose, Daniel, Eduardo, Marcos, Beatriz e Mariana. Vocês estão entre as pessoas mais criativas e fantásticas que tive o prazer de conhecer e espero que possamos continuar trilhando juntos nossa caminhada por muitos anos, tocando, gravando, experimentando e logicamente, fazendo muito barulho.

É impossível também deixar de agradecer meus colegas geólogos. Gouveia, Chockany, Meskalita, Muriçoca, Beiçola, Jadeu, Toledo, Levi, Portera, Singanô, Boi, Jason, Prepara, Bagulho, Marquinhos, Pitu e tantos outros... Muito obrigado! Sem vocês esses últimos cinco anos teriam sido melancólicos. Sempre penso em como foi uma experiência transformadora conhecer tanta gente nova e diferente. Pessoas com quem aprendi muito e que não vejo a hora de reencontrar. Espero que ainda possamos aproveitar muitas festinhas no CEPEGE, tomar bastante sol no palquinho e martelar juntos muitos afloramentos.

Por último, mas não menos importante, agradeço a minha orientadora Cláudia pela oportunidade de trabalhar com um tema tão rico e importante para a ciência, e por me instigar e me fazer enxergar a Geologia com outros olhos.

RESUMO

Na região sudeste do Estado de São Paulo, um conjunto de domínios tectônicos distintos pertencentes ao Cinturão Ribeira Sul são delimitados por importantes zonas de cisalhamento. Dentre estes blocos, os Terrenos Curitiba (Complexos Registro e Itatins) e Costeiro (Domínio Paranaguá/Iguape), separados pela Zona de Cisalhamento Serrinha (ZCS), abrangem respectivamente as Sequências metassedimentares Cachoeira e Iguape. Duas unidades ainda pouco estudadas, cujas idades máximas de sedimentação e possíveis áreas fontes de sedimentos são ainda desconhecidas.

Em busca de cumprir os objetivos de contribuir com novos dados isotópicos e petrológicos acerca dessas sequências, foram realizadas análises isotópicas U-Pb por LA-ICP-MS em zircão detrítico e estudos petrográficos em 2 amostras de cada sequência.

As amostras da Sequência Cachoeira representam granada-biotita paragneisses, granada-biotita-sillimanita paragneisses, ortoquartzitos e granada-biotita xistos com picos metamórficos nas fácies anfibolito superior e granulito, na segunda Zona da Sillimanita. Análises U-Pb em zircão detrítico na amostra K-40 revelaram idades máximas de deposição em aproximada 750 Ma e idade de metamorfismo em 597 Ma. Na amostra K-56 a idade máxima de deposição obtida foi de aproximadamente 740 Ma, com idade de metamorfismo entre 600 e 620 Ma. A distribuição de idades varia do Neoproterozoico ao Paleoproterozoico.

As amostras da Sequência Iguape representam biotita-sericita xistos finos, meta-ritmitos, metamargas e quartzitos de baixo grau metamórfico, de fácies xisto verde intermediário, na Zona da Biotita. Análises U-Pb em zircão detrítico na amostra K-152 revelaram idades máximas de deposição entre 600 e 610 Ma e idade de metamorfismo em 575 Ma. Na amostra K-162 a idade máxima de deposição obtida foi de aproximadamente 603 Ma. A distribuição de idades varia de fontes Neoproterozoicas a Mesoarqueanas.

Com os dados isotópicos obtidos, o ambiente tectônico originário das paleobacias Cachoeira e Iguape foi interpretado a partir de modelos baseados em registros de zircões detríticos. A Sequência Cachoeira foi classificada como uma paleobacia originária de ambiente tectônico convergente e a Sequência Iguape como uma paleobacia originária de ambiente tectônico colisional.

Palavras-chave: Análises Isotópicas, Método U-Pb, zircão detrítico, LA-ICP-MS, rochas metassedimentares, fácies metamórficas, Cinturão Ribeira, Ciclo Brasileiro-Pan Africano, Terreno Curitiba, Terreno Costeiro.

ABSTRACT

In the southeast region of the State of São Paulo, a set of distinct tectonic domains belonging to the South Ribeira Belt are delimited by important shear zones. Among these blocks, the Curitiba Terrane (Registro and Itatins Complexes) and the Costeiro Terrane (Paranaguá/Iguape Domains), which are separated by the Serrinha Shear Zone (SSZ), comprises the Cachoeira and Iguape Metasedimentary Sequences, respectively. Two units that are still poorly studied, whose maximum sedimentation ages and possible source areas for their sediments are still unknown.

In order to fulfill the objectives of contributing with new isotopic and petrological data about these sequences, U-Pb isotopic analyzes were performed by LA-ICP-MS on detrital zircon and petrographic studies on two samples of each sequence.

The Cachoeira Sequence samples are represented by garnet-biotite paragneisses, garnet-biotite-sillimanite paragneisses, orthoquartzites and garnet-biotite schists with metamorphic peaks in amphibolite to granulite facies, on the second Sillimanite Zone. U-Pb analysis on detrital zircon on sample K-40 revealed maximum deposition ages at approximately 750 Ma and metamorphism age at 597 Ma. On sample K-56 the maximum deposition age obtained was at approximately 740 Ma and metamorphism age between 600-620 Ma. The age distribution ranges from Neoproterozoic to Paleoproterozoic sources.

Iguape Sequence samples are represented by low-grade metamorphism biotite-sericite fine schists, meta-rhytmities, metamarlis and quartzites, at the intermediate greenschist facies, on the Biotite Zone. U-Pb analysis in detrital zircon on sample K-152 revealed maximum deposition ages from 600 to 610 Ma and metamorphism age at 575 Ma. On sample K-162 the maximum deposition age obtained was at approximately 603 Ma. The age distribution ranges from Neoproterozoic to Mesoarchean sources.

With the isotopic data obtained, the original tectonic environments from the Cachoeira and Iguape paleobasins were interpreted from models based on detrital zircons records. The Cachoeira Sequence was distinguished as a paleobasin originated from a convergent tectonic environment and the Iguape Sequence as a paleobasin originated from a collisional tectonic environment.

Keywords: Isotopic analysis, U-Pb method, detrital zircon, LA-ICP-MS, metasedimentary rocks, metamorphic facies, Ribeira Belt, Brasiliano-Pan African cycle, Curitiba Terrane, Coastal Terrane.

SUMÁRIO

1. INTRODUÇÃO	1
2. OBJETIVOS E METAS.....	3
3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO	4
3.1. Contextualização geológica	4
3.1.1. <i>Cinturão Ribeira Sul</i>	4
3.1.1. <i>Sequências metassedimentares Cachoeira e Iguape</i>	6
3.1.2. <i>Justaposição dos terrenos do Cinturão Ribeira Sul</i>	7
3.1.3. <i>Domínios cratônicos adjacentes</i>	9
4. MATERIAIS E MÉTODOS	10
4.1. Seleção das amostras existentes.....	10
4.2. Estudo petrográfico	11
4.3. Análises Isotópicas	12
4.3.1. <i>Preparação das amostras e separação do zircão</i>	12
4.3.2. <i>Preparação dos mounts para espectrometria de massa</i>	13
4.3.3. <i>Geração de Imagens por Catodoluminescência (CL)</i>	15
4.3.4. <i>Método U-Pb</i>	16
4.3.5. <i>Datação U-Pb por LA-ICP-MS</i>	17
4.4. Análises estatísticas e Teste K-S para idades U-Pb em zircão	18
5. RESULTADOS OBTIDOS	20
5.1. Estudo petrográfico	20
5.1.1. <i>Sequência Iguape</i>	20
5.1.2. <i>Sequência Cachoeira</i>	23
5.2. Análises isotópicas de U-Pb em zircão detrítico	27
5.2.1. <i>Sequência Iguape: Amostra K-152</i>	28
5.2.2. <i>Sequência Iguape: Amostra K-162</i>	29
5.2.3. <i>Sequência Cachoeira: Amostra K-40</i>	31
5.2.4. <i>Sequência Cachoeira: Amostra K-56</i>	32
6. DISCUSSÕES	34
6.1. Grau de metamorfismo	34
6.2. Análises Isotópicas	36
6.2.1. <i>Idades máximas de sedimentação</i>	36
6.2.2. <i>Proveniência</i>	37
6.3. Implicações Tectônicas	42
7. CONCLUSÕES	45
REFERÊNCIAS	47
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO AMPLIADO DA REGIÃO ESTUDADA	50

ANEXO II – FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA.....	52
ANEXO III – IMAGENS DE CATODOLUMINESCÊNCIA COM <i>SPOTS</i> DATADOS	78

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1: Mapa da compartimentação tectônica da área de estudo, delimitando os principais Domínios e Terrenos do Cinturão Ribeira Sul encontrados no litoral dos Estados de São Paulo e Paraná (extraído de Passarelli et al., 2019). 1

Figura 2: (a) Crátons apresentados em cinza: A-Amazonia, C-Congo, K-Kalahari, LA-Luís Alves, P-Paranapanema, SF-São Francisco, WA-West África. Cinturões Brasiliano-Panafricanos (faixas ao redor): Bo-Borborema, Rp-Rio Preto, A-Araguaia, Aç-Araçuaí, P-Paraguai, B-Brasília, R-Ribeira, DF-Dom Feliciano, Pa-Pampeano, H-Hoggar, D-Dahomey, Ro-Rockelides, O-Oubangides, Ta-Tanzânia, WC-West Congo, Ka-Kaoko, Da-Damara, K/Z-Katangan/Zambezi, KI-Katanga-Lufilian Arc, M-Moçambique, G-Gariep, S-Saldania. A localização da porção norte da Província de Mantiqueira é apresentada (extraído de Passarelli e Verma, 2020). **(b)** Esboço geral do domínio norte da Província Mantiqueira (Brasil - Uruguai). 1. Sedimentos do Paleógeno, Neógeno e Quaternário; 2. Bacia do Paraná (PB). Província Mantiqueira — domínio norte: Orógeno Brasília (BB); 3. Nappe Socorro-Guaxupé. Orógeno Ribeira (RB); 4. Terreno Andrelândia (A); 5. Terreno Juiz de Fora (JF); 6. Terreno Paraíba do Sul (PS); 7. Terreno Embu (E); 8. Terreno Apiaí (Ap); 9. Terreno Costeiro (Co)—Domínios Costeiro, Cambuci, Italva, Domínios Rio Negro/Mongaguá/Paranaguá/Iguape, Metassedimentos Iguape. 10. Terreno Cabo Frio (CF); 11. Arco magmático Piên (P); 12. Terreno Curitiba (C). Unidade de ante-país: 13. Cráton S. Francisco e cobertura (SF). 14. Terreno Luís Alves (LA). Estados do Brasil: ES-Espírito Santo, RJ-Rio de Janeiro, MG-Minas Gerais, SP-São Paulo, PR-Paraná (extraído de Passarelli e Verma, 2020). 5

Figura 3: Seção esquemática NW-SE do Cráton Paranapanema, Microplaca Curitiba e Cráton Luís Alves. Modelo tectônico simplificado mostrando as unidades geológicas principais que foram justapostas durante colisões associadas com a formação do Gondwana (extraído de Passarelli et al., 2018). 8

Figura 4: Modelo de evolução do Terreno Curitiba baseado em estudo detalhado da Sequência Turvo-Cajati. (a) 630-610 Ma: Estágio de subducção no Microcontinente Curitiba. (b) 600-585 Ma: Colisão entre o Microcontinente Curitiba e o Microcontinente Luís Alves (extraído de Ricardo et al., 2020). 8

Figura 5: (a) Mapa geológico da porção sudeste do Estado de São Paulo com a localização das amostras a serem estudadas (estrelas em amarelo). **(b)** Detalhe da localização das amostras da Sequência Cachoeira. **(c)** Detalhe da localização das amostras da Sequência Iguape (extraído e modificado de Passarelli et al., 2011). 11

Figura 6: (a) fragmentação da amostra em britador manual. **(b)** peneira e sacos plásticos para peneiramento da amostra; **(c)** separação por líquidos densos. 13

Figura 7: Imagem de lupa dos zircões catados da amostra K-162. 14

Figura 8: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra K-56. Nota-se a grande diferença de luminosidade entre zircões “alterados” e zircões “não alterados”.....	27
Figura 9: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-152. (b) Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-152.....	29
Figura 10: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-162 (b) Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-162.....	30
Figura 11: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-40. (b) Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-40.....	31
Figura 12: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-56. (b) Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-56.....	32
Figura 13: Grade petrogenética dos sistemas KFMASH, KFASH e KMASH com delimitação do campo de estabilidade da paragênese identificada para as amostras da Sequência Iguape (modificado de Winter, 2010).....	34
Figura 14: Grade petrogenética dos sistemas KFMASH, KFASH e KMASH com delimitação dos campos de estabilidade das paragêneses observadas nos paragneisses da Sequência Cachoeira e curva com trajetória P-T-t da evolução metamórfica destas rochas (modificado de Winter, 2010).	35
Figura 15: Curva de probabilidade acumulada mostrando as diferenças de idade das amostras estudadas.....	38
Figura 16: Comparação entre os histogramas da Sequência Iguape e histograma com as idades obtidas nos zircões do granada-sillimanita-xisto da Sequência Rio das Cobras (extraído de Cury, 2009).	40
Figura 17: Comparação entre os histogramas da Sequência Cachoeira e histograma com as idades obtidas nos zircões do quartzito do Complexo Turvo-Cajati (extraído de Cury, 2009).	41
Figura 18: Modelo de diagrama CDF de Idades de cristalização/idade de deposição. Delimitações dos campos de A: limites convergentes; B: Limites colisionais e C: Limites extensionais (extraído de Cawood et al., 2012).	42
Figura 19: Curvas de distribuição cumulativa de idades de cristalização e idades de deposição plotadas sobre os campos de ambientes tectônicos do modelo de Cawood et al., 2012.	43
Figura 20: Modelos de distribuição de idades de zircões detríticos correlacionados a tipos de bacias em ambientes convergentes, colisionais e extensionais (extraído de Cawood et al., 2012).....	44

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 1: Classificação petrográfica das rochas da Sequência Iguape.....	23
Tabela 2: Classificação petrográfica das rochas da Sequência Cachoeira.....	26
Tabela 3: resultados comparativos do Teste-KS para as amostras analisadas. Os valores em amarelo estão acima do nível de confiança de 95% e apresentam correlação entre si.....	37

1. INTRODUÇÃO

Na porção sul do Cinturão Ribeira (CR), região costeira do SE brasileiro, são observados importantes registros magmáticos, metamórficos e estruturais associados às orogêneses do Ciclo Brasileiro e a aglutinação de terrenos que culminaram na formação do Supercontinente Gondwana durante o Neoproterozoico (Heilbron et al., 2004). Na região sul-oriental do Estado de São Paulo, um conjunto de domínios tectônicos distintos estão delimitados por importantes zonas de cisalhamento. Dentre estes blocos tectônicos, os Terrenos Curitiba (Complexos Registro e Itatins) e Costeiro (Domínio Paranaguá/Iguape), separados pela Zona de Cisalhamento Serrinha (ZCS), abrangem sequências metassedimentares ainda pouco estudadas, cujas idades máximas de sedimentação e possíveis áreas fontes são ainda desconhecidas (Passarelli et al., 2004, 2008, 2011), e serão, portanto, o foco deste estudo.

A Sequência Cachoeira, definida inicialmente no Complexo Itatins (Silva et al., 1978; Dantas et al., 1987), é representada por xistos de alto grau metamórfico e paragneisses. Estas rochas apresentam características miloníticas, afetadas tanto pela Zona de Cisalhamento Itariri (ZCI) a norte, quanto pela ZCS, a sul. A Sequência Iguape, pertencente ao Domínio Paranaguá/Iguape, é constituída de metaritmitos e metarenitos de baixo grau metamórfico e biotita-sericita xistos intrudidos por rochas graníticas com idades de ca. 600 Ma (Passarelli et al., 2004, 2008).

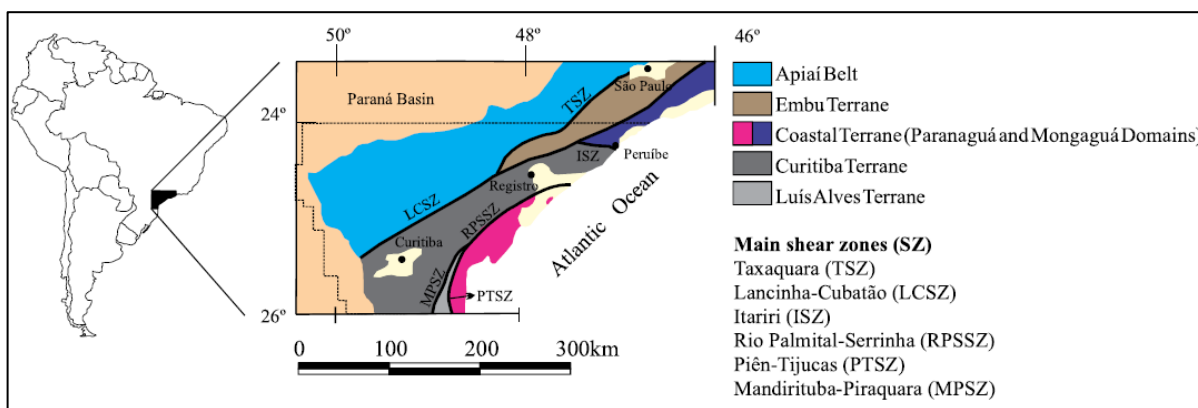


Figura 1: Mapa da compartimentação tectônica da área de estudo, delimitando os principais Domínios e Terrenos do Cinturão Ribeira Sul encontrados no litoral dos Estados de São Paulo e Paraná (extraído de Passarelli et al., 2019).

A área de estudo compreendida por estes blocos tectônicos se localiza na região litoral sul do Estado de São Paulo (figura 1), entre os municípios de Iguape, Registro, Pariquera-Açu, Jacupiranga e Cananéia. Atualmente, os dados isotópicos disponíveis nas sequências Cachoeira e Iguape nesta região são insuficientes para se restringir a época de sedimentação e ambiente tectônico das respectivas paleobacias, impossibilitando a correlação com as outras sequências metassedimentares ao longo dos Terrenos estudados e adjacentes.

Desta forma, este estudo busca contribuir com novos dados petrográficos e geocronológicos, a partir de amostras destas sequências por meio de análises isotópicas de U-Pb em zircões detríticos, visando a obtenção das suas idades máximas de sedimentação e estimar a sua proveniência. A partir dos resultados obtidos serão realizadas correlações geocronológicas e tectônicas com sequências metassedimentares dos terrenos adjacentes do CR Sul, possibilitando reconstituições paleogeográficas do Supercontinente Gondwana no contexto do Ciclo Brasileiro.

2. OBJETIVOS E METAS

Os dados isotópicos disponíveis nas Sequências Cachoeira e Iguape na área de estudo são insuficientes para a produção de interpretações geocronológicas e paleogeográficas. Assim, este trabalho tem a finalidade de contribuir com novos dados geocronológicos de zircões detríticos, cujas implicações tectônicas e paleogeográficas serão importantes para aprofundar conhecimento geológico dessa região do Cinturão Ribeira Sul no futuro.

Consequentemente, os objetivos principais deste trabalho serão a caracterização metamórfica e geocronológica de rochas metassedimentares da Sequência Cachoeira (Complexo Registro – Terreno Curitiba) e da Sequência Iguape (Domínio Paranaguá/Iguape – Terreno Costeiro).

Para alcançar os objetivos propostos, inicialmente foram realizados estudos petrográficos para classificação e determinação do grau metamórfico das rochas estudadas. A caracterização metamórfica precedeu as interpretações decorrentes das análises isotópicas pelo método U-Pb em zircão detrítico pela técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry*).

As análises U-Pb forneceram as idades máximas de sedimentação e de possíveis eventos metamórficos que afetaram as sequências metassedimentares. Por fim, análises estatísticas das idades obtidas em zircões detríticos foram realizadas através de diagramas de distribuição de idades PDF (*Probability Density Function*), curvas CDF (*Cumulative Distribution Function*) e Testes K-S (*Kolmogorov-Smirnov Statistical Test*), para caracterização das diferentes populações de zircão e suas possíveis áreas fonte, bem como a ambientação tectônica das paleobacias estudadas.

3. LEVANTAMENTO BIBLIOGRÁFICO

3.1. Contextualização geológica

3.1.1. *Cinturão Ribeira Sul*

A área de estudo se localiza na porção sul-costeira do Estado de São Paulo. Ela se constitui de compartimentos tectônicos delimitados por expressivas zonas de cisalhamento pertencentes à região sul do Cinturão Ribeira (CR), um cinturão móvel Brasileiro-Pan-Africano constituído por terrenos com características litológicas, geocronológicas e isotópicas distintas. O CR, que integra a Província Mantiqueira ([Almeida et al., 1981](#)), é um orógeno colisional formado durante o Neoproterozoico, a partir da colisão entre os crátons São Francisco, Paranapanema, Luís Alves e Congo no processo de aglutinação da porção oeste do Supercontinente Gondwana (figura 2a) ([Heilbron et al., 2004](#), [Faleiros et al. 2011](#), [Passarelli e Verma, 2020](#)).

Consiste em diversos domínios tectônicos limitados por zonas de cisalhamento transpressivas de orientação geral NE-SW (interpretadas neste modelo colisional como zonas de sutura), que foram justapostas no período Ediacarano ([Passarelli et al., 2011, 2019](#)). Na porção sul do Estado de São Paulo e norte do Paraná, o CR é composto pelos terrenos tectonoestratigráficos Apiaí, Embu, Curitiba, Luís Alves e pela porção sul do Terreno Costeiro (figura 2b). Os terrenos supracrustais mais a norte (Apiaí e Embu) são separados dos terrenos granito-gnáissicos migmatíticos a sul (Terreno Curitiba e Costeiro) pela Sistema de Cisalhamento Lancinha-Cubatão (SCLC). Adicionalmente, as Zonas de Cisalhamento Itariri (ZCI) e Rio Palmital-Serrinha (ZCRPS) separam o Terreno Curitiba do Terreno Costeiro (figura 2b) ([Passarelli et al., 2019](#)).

Os terrenos Apiaí e Embu são compostos por sequências metassedimentares de idade Meso a Neoproterozoicas, depositadas nas margens do Paleocóntinente Paranapanema. Durante o Neoproterozoico, estas áreas também foram afetadas por magmatismo cálcio-alcalino, representado por diversos batólitos graníticos ([Basei et al., 1992, 2018](#); [Siga Jr. et al., 2009](#)).

Dentre os terrenos que serão foco deste estudo, o Terreno Curitiba (TC) está definido entre o sul do Estado de São Paulo e o nordeste de Santa Catarina. O TC é composto por: (1) rochas granulíticas-migmatíticas do Complexo Atuba, localizado a sul do SCLC, e que constitui o embasamento do terreno ([Basei et al., 2009](#)); (2) Sequências metassedimentares Neoproterozoicas (Turvo-Cajati, Setuva e Capiçu) ([Faleiros et al., 2011](#)), de fácies xisto verde a granulito e (3) Suíte Rio Piên ([Harara et al., 2004](#)), formada por granitóides deformados e sequências de rochas máfico-ultramáficas. No Estado de SP, os complexos Registro (caracterizado a sul das zonas de cisalhamento Cubatão e Itariri) e Complexo Itatins (maciço descrito a sul da ZCI) são correlacionados ao Complexo Atuba ([Passarelli et al., 2007, 2018](#)).

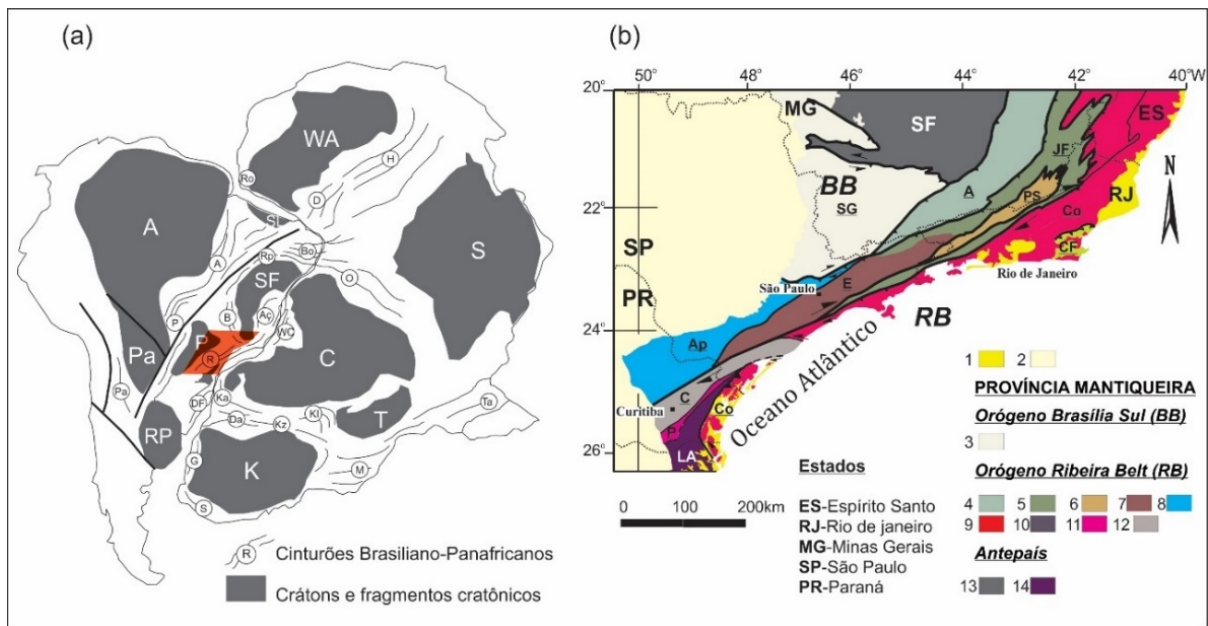


Figura 2: (a) Crátos apresentados em cinza: A-Amazônia, C-Congo, K-Kalahari, LA-Luís Alves, P-Paranapanema, SF-São Francisco, WA-West África. Cinturões Brasiliano-Panafricanos (faixas ao redor): Bo-Boroborema, Rp-Rio Preto, A-Araguaia, Aç-Araçuaí, P-Paraguai, B-Brasília, R-Ribeira, DF-Dom Feliciano, Pa-Pampeano, H-Hoggar, D-Dahomey, Ro-Rockelides, O-Oubangides, Ta-Tanzânia, WC-West Congo, Ka-Kaoko, Da-Damara, K/Z-Katangan/Zambezi, KI-Katanga-Lufilian Arc, M-Moçambique, G-Gariep, S-Saldania. A localização da porção norte da Província de Mantiqueira é apresentada (extraído de Passarelli e Verma, 2020). (b) Esboço geral do domínio norte da Província Mantiqueira (Brasil - Uruguai). 1. Sedimentos do Paleógeno, Neógeno e Quaternário; 2. Bacia do Paraná (PB). Província Mantiqueira — domínio norte: Orógeno Brasília (BB): 3. Nappe Socorro-Guaxupé. Orógeno Ribeira (RB): 4. Terreno Andreilândia (A); 5. Terreno Juiz de Fora (JF); 6. Terreno Paraíba do Sul (PS); 7. Terreno Embu (E); 8. Terreno Apiaí (Ap); 9. Terreno Costeiro (Co)—Domínios Costeiro, Cambuci, Itava, Domínios Rio Negro/Mongaguá/Paranaguá/Iguape, Metassedimentos Iguape. 10. Terreno Cabo Frio (CF); 11. Arco magmático Piên (P); 12. Terreno Curitiba (C). Unidade de ante-país: 13. Cráton S. Francisco e cobertura (SF). 14. Terreno Luís Alves (LA). Estados do Brasil: ES-Espírito Santo, RJ-Rio de Janeiro, MG-Minas Gerais, SP-São Paulo, PR-Paraná (extraído de Passarelli e Verma, 2020).

A SE e NE do TC, e limitado pelas ZCS e ZCI, está localizado o Terreno Costeiro (TCo), separado em dois grandes domínios: Domínio Paranaguá/Iguape e o Complexo Mongaguá (Passarelli e Verma, 2020). O Domínio Paranaguá/Iguape se localiza numa faixa alongada de direção NE-SW entre São Paulo e Santa Catarina com aproximadamente 250 km de extensão. É constituído de complexos ígneos, representados pelas suítes Morro Inglês, Rio do Poço e Canavieiras-Estrela, com encaixantes gnáissicas e gnáissico-migmatíticas e rochas metassedimentares, representadas pela Sequência Rio das Cobras, formada por gnaisses, xistos e quartzitos metamorfizados em fácies anfibolito inferior a superior (Cury et al., 2008; Cury, 2009). O Complexo Mongaguá, anteriormente nomeado Domínio Mongaguá (Passarelli, 2001; Passarelli et al., 2016), é limitado a noroeste pela ZCC e a sul pela ZCI e composto por rochas gnáissico-migmatíticas e graníticas da Suíte Itariri, além dos plútons Areado e Rio do Óleo, de idades Paleoproterozoicas a Neoproterozoicas (Passarelli, et al., 2016; Passarelli e Verma, 2020).

Finalizando a descrição do CR Sul, a chamada Microplaca Luís Alves (MLA), separada do Terreno Curitiba pela Zona de Cisalhamento Piên (ZCP) (Siga Jr et al., 1995) e do Terreno Costeiro pela Zona de Cisalhamento Rio Palmital-Serrinha, é um terreno constituído de rochas de médio a alto grau metamórfico (fácies anfibolito a granulito), composto de gnaisses

granulíticos, migmatitos subordinados, granitos e rochas básicas e ultramáficas (Passarelli et al., 2018). Seu embasamento, conhecido como Complexo Granulítico de Santa Catarina, e definido formalmente no estado de São Paulo como Complexo Serra Negra (Faleiros et al., 2011), possui idade Neo-Arqueana a Paleoproterozoica, representando um fragmento de continente pré-existente intensamente retrabalhado durante a amalgamação do Gondwana Ocidental. Sendo composto de ortognaisses de fácies granulito, com afinidade geoquímica a associações TTG (Tonalito-trondhjemito-granodiorito) (Hartmann et al., 1979; Passarelli et al., 2018). Evidências geocronológicas indicam que a MLA se encontra estável tecnicamente desde o Paleoproterozóico, constituindo uma microplaca fria, com deformação restrita aos contatos com os terrenos adjacentes durante o Ediacarano (Basei et al., 2009).

3.1.1. Sequências metassedimentares Cachoeira e Iguape

No Estado de SP o TC, caracteriza-se por um domínio gnáissico-migmatítico Paleoproterozoico intensamente deformado e metamorfozido durante o Neoproterozoico (750-580 Ma) (idades U-Pb em zircão) (Passarelli et al., 2007, 2011; Faleiros et al., 2011). A Sequência Cachoeira, originalmente definida no “Bloco Itatins” (Silva et al., 1978; Dantas et al., 1987), está representada por gnaisses migmatíticos Paleoproterozoicos, com idades de metamorfismo em 720 e 600 Ma (Pavan et al., 2021), e sequências metavulcanossedimentares e metassedimentares. Os paragnaisses miloníticos do Maciço Juréia aflorantes a norte da ZCS são correlacionados a esta sequência (Passarelli et al., 2007, 2018) e apresentam idade mínima de sedimentação em 750 Ma (Passarelli et al., 2018), idade referente ao metamorfismo de fácies anfibolito obtida por datação U-Pb em monazitas. As rochas do Maciço Juréia e da Sequência Cachoeira podem ser associadas com a Sequência Turvo-Cajati, a sul (Faleiros et al., 2011). No entanto, investigações geológicas e isotópicas mais aprofundadas são necessárias para confirmar esta associação (Passarelli et al., 2018).

O Domínio Paranaguá é composto por rochas graníticas cálcio-alcálinas deformadas, com idades entre 620 e 570 Ma (Cury et al., 2008; Cury, 2009), intrudidas na Formação Rio das Cobras composta por metapelitos, metapsamitos, metagrauvacas, meta-arcósios e metamargas de baixo a médio grau metamórfico (Patias et al., 2020). No Estado de SP, o correspondente Domínio Iguape, é composto pelas rochas supracrustais definidas como Sequência Iguape, composta por intercalações de meta-ritmitos, quartzitos/metarenitos e xistos finos/filitos (Passarelli, 2001, Passarelli et al., 2004, 2008), intrudidas por rochas graníticas deformadas. Ainda existem poucos dados analíticos acerca da proveniência e idade máxima de sedimentação da Sequência Iguape e consequentemente sua possível correlação com a Formação Rio das Cobras, definida no Estado do PR.

3.1.2. *Justaposição dos terrenos do Cinturão Ribeira Sul*

A configuração tectônica atual dos terrenos do CR Sul é interpretada como resultado do amalgamento dos terrenos durante o período Ediacarano, no fechamento do Oceano Brasileiro (Adamastor), e conta com uma complexa justaposição de terrenos exóticos e microplacas ao longo de zonas de sutura que sofreram movimentações laterais progressivas, no entanto, de magnitudes desconhecidas ([Passarelli et al., 2018](#)).

O modelo tectônico mais aceito posiciona a justaposição do Terreno Curitiba e do Cráton Paranapanema (Terrenos Apiaí e Embu) em torno de 630 a 605 Ma. As evidências tectônicas sugerem um esforço compressivo horizontal máximo na direção NW (colisão da borda NW do TC com a borda SE do Paranapanema), que gerou empurrões na direção SE ([Faleiros, 2008](#)). Com o progresso da compressão, as falhas inversas a nordeste evoluíram para sistemas transcorrentes/transpressivos de orientação dextral, fazendo com que o transporte tectônico ocorresse lateralmente ao longo da zona de cisalhamento Lancinha-Cubatão, gerando expressivo escape tectônico ([Passarelli, et al., 2011](#)), que resultou em zonas de cisalhamento secundárias de comportamento sinistral.

Na borda SE do TC, em torno de 600 a 590 Ma ocorreu a colisão entre o Terreno Curitiba e a Microplaca Luís Alves ([Basei et al., 1992; 2009](#)). A colisão se deu pela subducção de crosta oceânica Neoproterozoica na direção NW. O modelo é suportado por uma zona de sutura (Zona de Cisalhamento Piên) composta de um arco magmático de granitos cálcio-alcalinos deformados (Batólitos Três Córregos, Cunhaporanga e Agudos Grandes) e a suíte máfica-ultramáfica Rio Piên, uma sequência ofiolítica incompleta resultante de obducção da crosta oceânica durante a colisão.

Outro modelo ([Siga Jr. et al., 1993](#)), baseado nas similaridades de idades TDM Sm-Nd entre os Terrenos Curitiba e Luís Alves e a ausência de metassedimentos provenientes do Oceano Adamastor, sugere que os gnaisses do TC são derivados do retrabalhamento Neoproterozoico da margem NE do Luís Alves, reflexo de uma colisão com o Cráton Paranapanema.

Existem debates também sobre a origem da Sequência Turvo-Cajati (STC), que recobre a maior parte do Terreno Curitiba. [Passarelli et al. \(2018\)](#) apresentam um modelo tectônico com um prisma acrescionário contendo os sedimentos formadores da STC durante a subducção da crosta oceânica na colisão Curitiba-Apiaí (Figura 3). [Ricardo et al. \(2020\)](#), apresentam um modelo individualizando três unidades metamórficas compondo a Sequência Turvo-Cajati (Figura 4), nomeadas informalmente de Baixo, Médio e Alto Turvo-Cajati (abreviadas em LTCF, MTCF e HTCF, respectivamente, em inglês), baseadas no grau metamórfico das rochas estudadas ([Faleiros et al., 2016](#)). Neste modelo, considerando as assinaturas U-Pb de zircão detrítico, a unidade HTCF compreende um prisma acrescionário formado na zona de subducção durante a colisão entre a MLA e TC, enquanto as unidades MTCF e LTCF compreendem bacias continentais ante-arco relacionadas ao arco magmático

Piên. Todo o pacote foi deformado após a colisão gerando uma complexa organização de sobreposições do Terreno Curitiba.

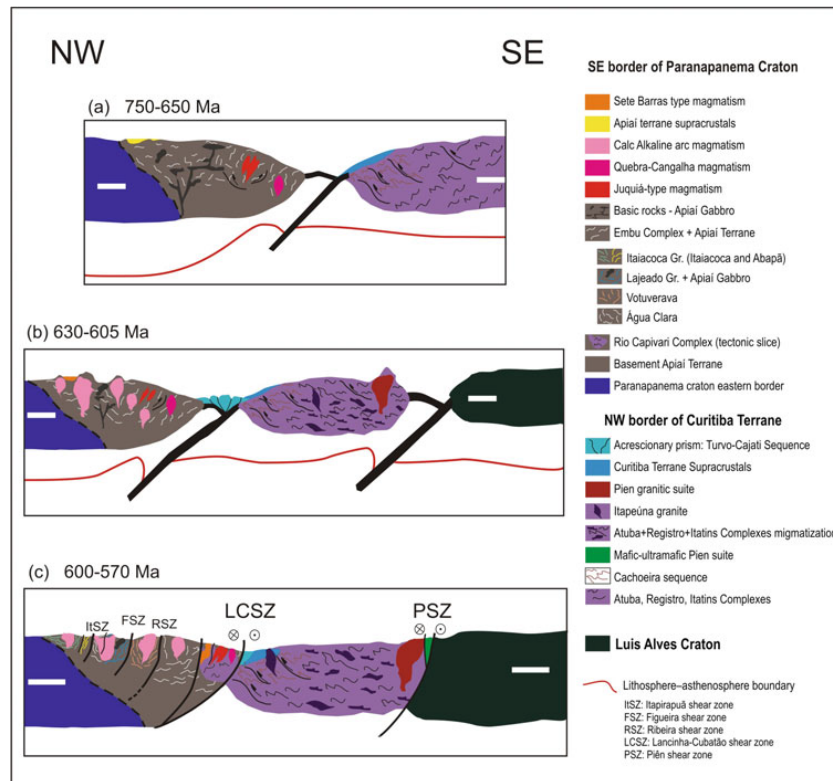


Figura 3: Seção esquemática NW-SE do Cráton Paranapanema, Microplaca Curitiba e Cráton Luís Alves. Modelo tectônico simplificado mostrando as unidades geológicas principais que foram justapostas durante colisões associadas com a formação do Gondwana (extraído de [Passarelli et al., 2018](#)).

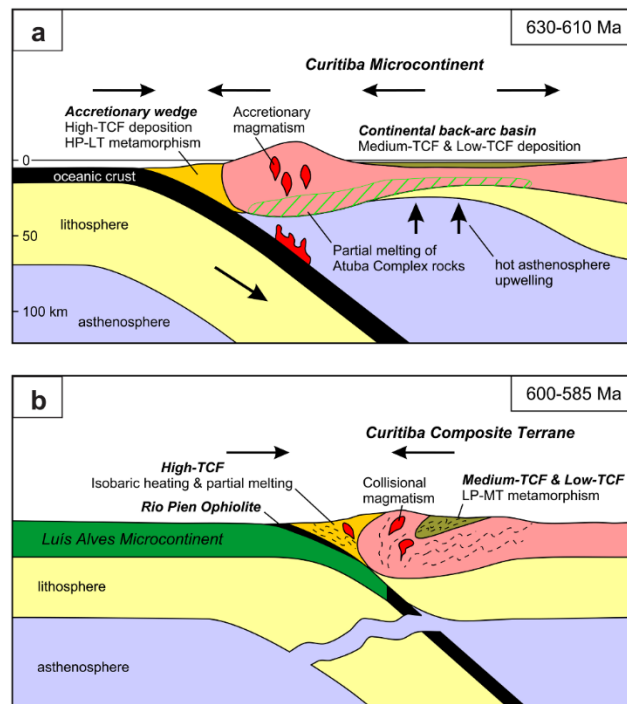


Figura 4: Modelo de evolução do Terreno Curitiba baseado em estudo detalhado da Sequência Turvo-Cajati. (a) 630-610 Ma: Estágio de subducção no Microcontinente Curitiba. (b) 600-585 Ma: Colisão entre o Microcontinente Curitiba e o Microcontinente Luís Alves (extraído de [Ricardo et al., 2020](#)).

Em torno de 580 Ma ocorreu a colocação do Terreno Costeiro, na última fase da colisão do Cinturão Ribeira. O TCo é entendido como sendo parte do Cráton do Congo ([Passarelli et al., 2019](#)), e sua configuração em cunha, na justaposição com os Terrenos Embu e Curitiba é devido à tectônica de escape originária da colisão entre TC e Paranapanema, resultando em movimento sinistral ao longo da Zona de Cisalhamento Itariri ([Passarelli et al., 2011; 2019](#)).

3.1.3. *Domínios cratônicos adjacentes*

Na contraparte africana correspondente ao CR, encontra-se o Cinturão de Dobramentos do West Congo (Figura 2a), que se estende numa faixa de aproximadamente 1400 km paralela à costa atlântica Sul, desde o Gabão, ao Norte, até à Angola, ao Sul, correspondendo à uma larga bacia de ante-país ([Affaton et al., 2016](#)). Idades U-Pb em zircão detrítico de metassedimentos de duas unidades dessa faixa apresentaram proveniências associada aos cinturões Neoproterozoicos brasileiros (500 a 800 Ma), idades Mesoproterozóicas (900 a 1200 Ma) com fontes próximas, e idades Paleoproterozóicas (1800 a 2300 Ma) e Arqueanas (2500 e 3100 Ma), com provável fonte de proveniência de granitoides do cráton do Congo-São Francisco, podendo ter proveniência tanto do lado leste quanto oeste ([Affaton et al., 2016](#)). Na porção Noroeste do Cráton do Congo, ocorrem charnokitos e granitos com idades de cristalização Paleoarqueanos de 2853 ± 12 Ma, 2883 ± 11 Ma, 3266 ± 5 Ma, 3399 ± 6 Ma e uma idade mais antiga de 3477 ± 16 Ma (U-Pb, SHRIMP; [Takam et al., 2009](#)).

O Cráton do São Francisco é um dos principais terrenos cratônicos que constituem a Plataforma Sul-Americana, e é também é uma peça-chave na reconstrução do Supercontinente Gondwana. Na porção sul e norte do Cráton do São Francisco ocorrem Substrato Arqueano composto principalmente por rochas gnáissico-migmatíticas, incluindo suítes TTG, envoltas por cinturões Paleoproterozóicos. Em ambas as porções, ocorrem idades U-Pb do Paleo ao Mesoarqueano de 3,3-3,6 Ga e 3,2-2,9 Ga, até idades Neoarqueanas de 2,6-2,8 Ga ([Teixeira et al., 2017](#)).

4. MATERIAIS E MÉTODOS

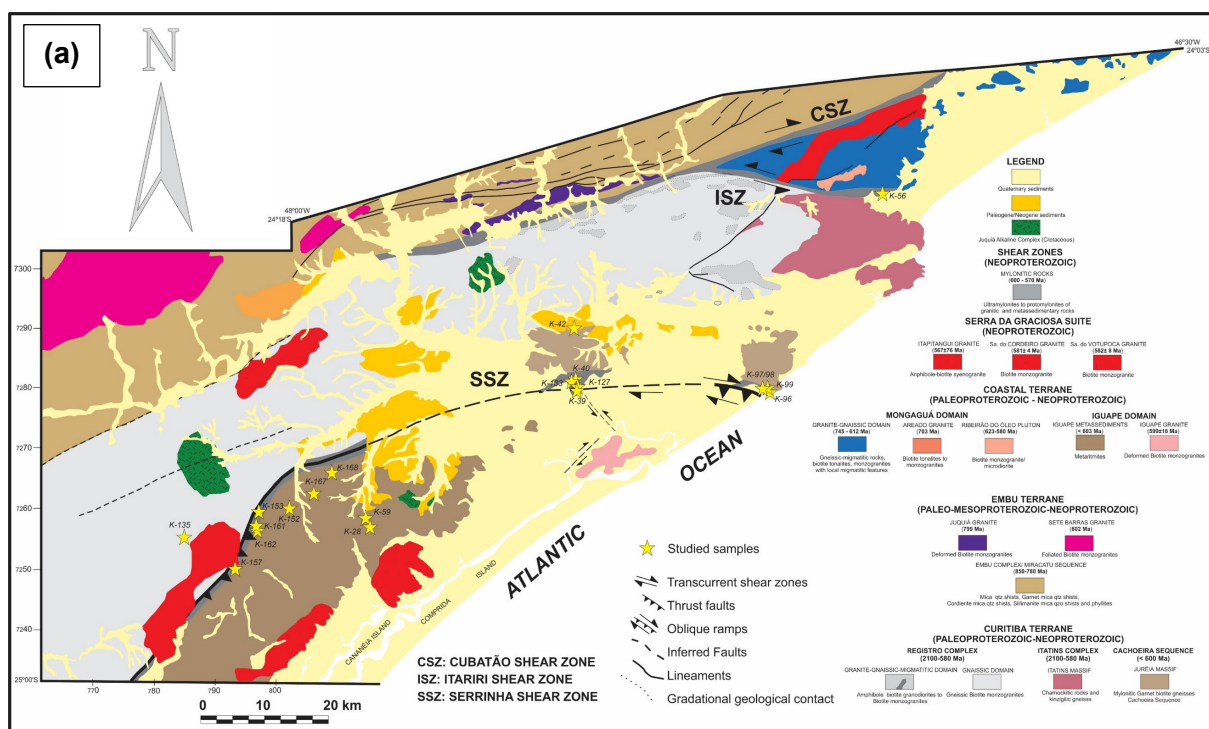
Para atingir os objetivos propostos para este trabalho, foram realizados estudos petrográficos, datação isotópica pelo método U-Pb em zircões detríticos pela técnica LA-ICP-MS e análises estatísticas de proveniência a partir das idades obtidas nos zircões detríticos. Uma descrição geral destes métodos está disponível neste capítulo.

4.1. Seleção das amostras existentes

Com a impossibilidade de realizar trabalhos de campo para a obtenção de novas amostras devido a Pandemia de Covid-19 em progresso, as amostras utilizadas neste trabalho são todas originárias da coleção da orientadora, provenientes de trabalhos prévios realizados na área de estudo. A localização das amostras selecionadas pode ser visualizada na figura 5. Uma versão ampliada do mapa geológico com a localização das amostras pode ser encontrada no Anexo I.

Para o estudo petrográfico foram selecionadas no total vinte e cinco seções delgadas, das quais dezesseis são originárias de dez amostras diferentes de rochas da Sequência Cachoeira (Complexo Registro): K-39XZ(1), K-39XZ(2), K-39YZ, K-40XZ, K-40YZ, K42, K-56, K-96, K-97(1), K-97(2), K-99YZ, K-127(1), K-127(2), K-133 K-135(1) e K-135(2); e nove seções delgadas são amostras de rochas da Sequência Iguape (Domínio Paranaguá/Iguape): K-28, K-59, K-152, K-153, K-157, K-161, K-162, K-167(2) e K-168.

Para as análises isotópicas, foram selecionadas também duas amostras da Sequência Cachoeira (K-40 - ZCS e K-56 - ZCI) e duas amostras da Sequência Iguape (K-152 e K-162).



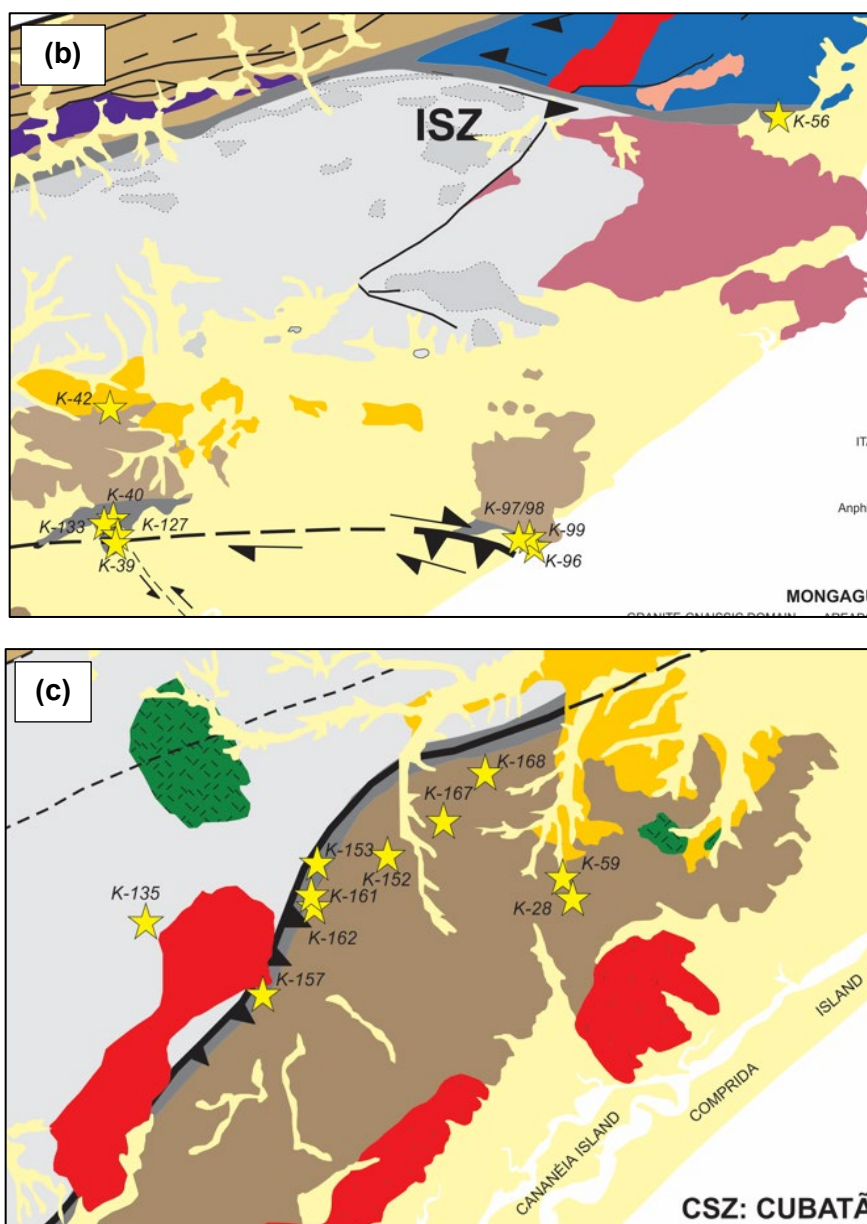


Figura 5: (a) Mapa geológico da porção sudeste do Estado de São Paulo com a localização das amostras a serem estudadas (estrelas em amarelo). (b) Detalhe da localização das amostras da Sequência Cachoeira. (c) Detalhe da localização das amostras da Sequência Iguaçu (extraído e modificado de [Passarelli et al., 2011](#)).

4.2. Estudo petrográfico

Foi realizado um estudo petrográfico com as 25 lâminas delgadas selecionadas com o objetivo de classificar e determinar o grau de metamorfismo das sequências Cachoeira e Iguaçu a partir da observação de microtexturas e associações mineralógicas características de cada amostra, a fim de caracterizar com maior fidelidade os processos metamórficos e tectônicos que afetaram a região estudada. A caracterização do grau metamórfico das amostras é primordial para a interpretação dos resultados obtidos nas análises isotópicas.

O estudo foi conduzido no Laboratório de Petrografia da Graduação do IGc, com auxílio do microscópio petrográfico *Olympus BX40*. Para cada amostra analisada foi gerada uma ficha de descrição contendo as principais texturas, estruturas e a mineralogia observada,

além de diversas fotomicrografias representativas das feições de maior interesse. As fichas de descrição podem ser encontradas no Anexo II.

4.3. Análises Isotópicas

As análises isotópicas realizadas pelo método U-Pb via LA-ICP-MS foram conduzidas em cristais de zircões detríticos previamente separados e preparados a partir das quatro amostras de rochas metassedimentares selecionadas para este estudo.

Datações U-Pb realizadas em grãos de zircão podem apresentar diferentes significados, a depender do tipo de rocha analisado e o objetivo da análise. Em rochas magmáticas ou metamórficas, as datações U-Pb indicam idade de cristalização ou do metamorfismo que originou aquela rocha. No entanto, em rochas sedimentares ou metassedimentares (as estudadas neste trabalho), as idades U-Pb obtidas não darão informações petrogenéticas, mas sim idades máximas de sedimentação e informações sobre a proveniência sedimentar, informando idades das principais áreas-fontes do material detrítico que formou a bacia ou paleobacia estudada.

As amostras datadas neste trabalho (K-40, K-56, K-152 e K-162) foram inicialmente processadas pelo proponente deste projeto no Laboratório de Separação e Preparo (LSP) do CPGeo. Todavia, em função do fechamento dos laboratórios do IGc devido a segunda onda da Pandemia de Covid-19 em São Paulo, o funcionário do laboratório deu continuidade à preparação das amostras.

Abaixo, segue um resumo da rotina de preparação das amostras e a metodologia das análises isotópicas através da técnica LA-ICP-MS.

4.3.1. Preparação das amostras e separação do zircão

Para as análises isotópicas as amostras passaram por um procedimento de separação e concentração dos minerais de interesse para a aplicação do método U-Pb. No caso, aqueles em que existem quantidades significativas de urânio compatível com a estrutura cristalina do mineral e baixo teor de Pb primário, como zircão, baddeleyíta, monazita e rutilo ([Sato et al., 2008](#)). Este procedimento normalmente consiste em britagem, moagem, peneiramento, mesa vibratória, separação eletromagnética, líquidos densos e finalmente, catação manual ([Sato et al., 2008](#))

A rotina de preparação utilizada no CPGeo, descrita por [Passarelli et al. \(2009\)](#) para separação de zircão e outros minerais pesados, consiste inicialmente na fragmentação da amostra de rocha bruta em britador (figura 6a) ou na moagem em moinho de disco ou em pilão (a depender do tamanho da amostra).

Posteriormente, o material britado ou moído é submetido a peneiramento para que seja obtida uma porção da amostra com granulometria entre 100 e 250 mesh (figura 6b),

desejável para a obtenção de minerais pesados. Após a moagem, a fração escolhida é passada em mesa vibratória *Wilfley*, onde ocorre a separação e concentração dos minerais pesados (zircão, monazita, titanita, rutilo, granada, magnetita, anfibólio etc.). Após a secagem dos concentrados, imã de mão é utilizado para retirada dos minerais mais magnéticos.

Após a mesa, as amostras são tratadas no separador magnético *Frantz*, a 0.5 A, com inclinação frontal de 20° e lateral de 10°, para a separação de minerais para-magnéticos como biotita, piroxênio e anfibólio.

O próximo passo consiste em tratar a fração não magnética com líquidos densos (figura 6c) como Bromofórmio (densidade de 2,89 g/cm³) e Iodeto de metileno (densidade de 3,2 g/cm³), para separar o zircão.

A última etapa envolve novamente o separador eletromagnético *Frantz* com uma amperagem de 1,0A. A concentração de zircão estará presente no material não magnético, juntamente com apatita e sulfetos. Posteriormente a eliminação da apatita é realizada com HCl e dos sulfetos com HNO₃.

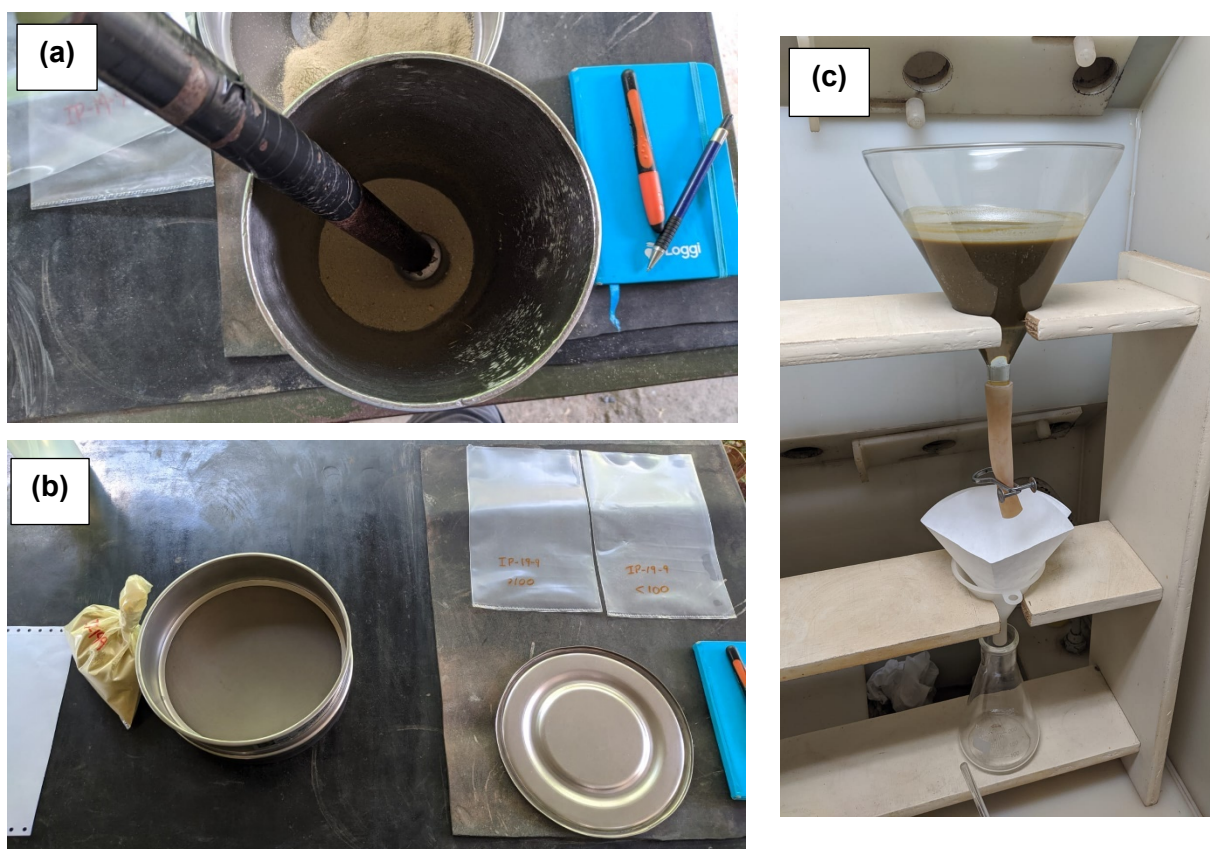


Figura 6: (a) fragmentação da amostra em britador manual. (b) peneira e sacos plásticos para peneiramento da amostra; (c) separação por líquidos densos.

4.3.2. Preparação dos mounts para espectrometria de massa

Após a concentração dos minerais pesados, foi realizada a catação em lupa binocular de aproximadamente 150 a 200 grãos, quantidade adequada para a datação dos zircões detriticos em estudos de proveniência (Silva et al., 2017). As características físicas como

morfologia, transparência, cor, fraturas e inclusões foram levadas em consideração durante a seleção dos grãos. Em amostras detríticas os grãos de zircão apresentam uma maior variabilidade de morfologia e granulometria, portanto, é importante que a variabilidade na catação dos cristais fosse contemplada. A metodologia da catação consiste na separação dos zircões do concentrado com o auxílio de uma pinça e de uma lupa binocular (figura 7) e armazenamento dos cristais catados para a confecção dos *mounts*.

Após a catação foram preparados os *mounts*, discos de resina onde os grãos catados são embutidos a frio (Silva et al., 2017) para serem imageados por catodoluminescência (CL) e analisados no LA-ICP-MS. A resina é preparada com uma mistura de 3,0 ml de resina *EpoFix* para 0,4 ml de catalizador. A mistura é cuidadosamente homogeneizada, evitando a formação de bolhas e depois é colocada em estufa à 40 °C por 5 minutos. Posteriormente a resina é vertida em um molde de *teflon* em forma de disco, colado sobre a fita dupla face com os grãos de zircão. Por fim, o molde é colocado para secar em estufa à 40 °C durante 24 horas.

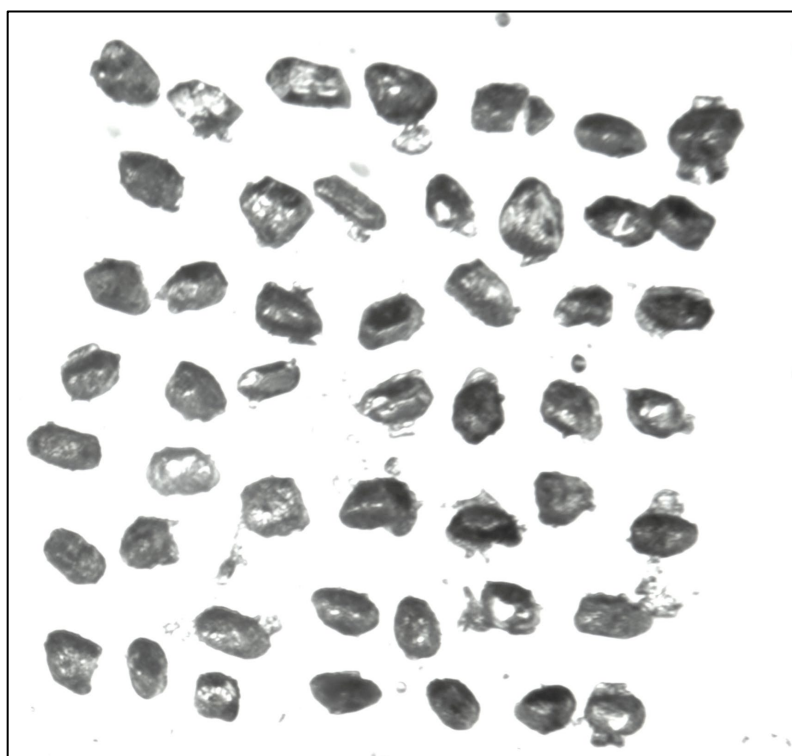


Figura 7: Imagem de lupa dos zircões catados da amostra K-162.

Após a secagem da resina, o *mount* é cortado, lixado e polido em politriz semi-automática. O polimento tem por objetivo exibir as porções internas dos grãos para gerar o imageamento CL. No lixamento utilizam-se lixas de carvão de silício de diferentes granulometrias, começando com a lixa de granulometria mais grossa e diminuindo para as lixas mais finas conforme vai afinando o lixamento.

4.3.3. Geração de Imagens por Catodoluminescência (CL)

Os cristais de zircão fixados nos *mounts* foram examinados em Microscópio Eletrônico de Varredura (MEV) por CL, que consiste no bombardeamento da superfície do grão mineral por um feixe de elétrons que ao ser captado por um detector gera uma imagem deste grão. O feixe de elétrons é gerado por um filamento de tungstênio, que se encontra dentro de um canhão de elétrons onde ele é aquecido lentamente por uma rampa manual via software até atingir uma temperatura de 2500° C gerando elétrons. Os elétrons são atraídos para um ânodo, formando um feixe que segue em direção à amostra. No trajeto do feixe, uma série de dispositivos internos do MEV o direciona para o ponto de análise na amostra. O feixe passa por uma coluna de elétrons, composta por lentes e um sistema de bobinas de deflexão que fazem com que ele incida ponto a ponto na amostra, realizando uma varredura.

Os *mounts*, recobertos por uma camada de ouro, (para garantir a equalização do sinal eletrônico na superfície do *mount* e permitir a condução dos elétrons sobre a camada) são colocados numa câmara a vácuo dentro do equipamento. Lá a amostra pode ser rotacionada e deslocada via software.

O MEV comumente possui 4 detectores acoplados, Elétrons secundários (SE – *Secondary Electrons*), Elétrons Retroespalhados (BSE – *Back Scattered Electrons*), Espectrômetro de Energia Dispersiva de Raios-X (EDS – *Energy Dispersion Spectrometer*) e o detector de Catodoluminescência (CL - *Cathodoluminescence*). Os detectores captam a radiação de elétrons gerada pela interação entre o feixe de elétrons e a amostra. Cada detector opera em uma faixa diferente de energia, que é correspondente ao tipo de sinal que se deseja captar. O detector SE, por exemplo, capta um sinal de baixa energia, produzido próximo a superfície do material analisado e forma imagens de alta resolução que podem trazer informações sobre a topografia da amostra e a existência de ranhuras ou fraturas na superfície; o detector BSE capta um sinal com energia próxima à dos elétrons primários, que apresenta energia e profundidade de detecção maior que a dos SE, atingindo partes mais profundas da amostra, dando informações sobre a composição e o relevo do material; O detector EDS capta sinais de Raios-X dos quais é possível realizar a identificação dos elementos químicos na amostra, gerando um gráfico de picos com a composição química quantitativa.

No caso do detector de CL, o sinal captado pelo equipamento é gerado pela detecção de fótons de grande comprimento de onda (espectros ultravioleta e visível) que apresentam maior energia e profundidade de detecção que elétrons primários e secundários. As imagens de CL e BSE são as que fornecem informação de melhor resolução sobre a estrutura interna dos minerais, em especial o zircão, sendo a CL mais útil na identificação de diferentes fases de crescimento do zircão devido à sua maior profundidade de detecção (Corfu et al., 2003).

O estudo das imagens de CL, em conjunto com as análises petrográficas prévias e os critérios utilizados na catação dos cristais de zircão foram importantes na determinação das

regiões dos cristais (*spots*) que serão analisados no LA-ICP-MS. As imagens de CL são capazes de mostrar o zoneamento magmático dos grãos e eventos de crescimento de grão metamórfico envolvendo núcleos antigos, assim como marcam porções dos grãos com maior e menor concentração de urânio pelo contraste de claridade.

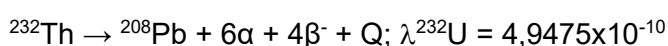
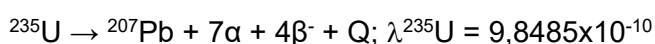
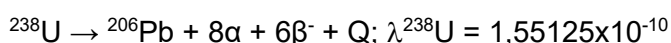
4.3.4. Método U-Pb

O método U-Pb é um método de datação geocronológica baseado no decaimento de dois isótopos de urânio (^{238}U e ^{235}U) para dois isótopos de chumbo (^{206}Pb e ^{207}Pb). Sua principal aplicação é na obtenção da época de cristalização de minerais acessórios que contenham urânio, tais como zircão, monazita e titanita. Estes minerais são os mais utilizados na obtenção de dados isotópicos por este método porque apresentam maior concentração de urânio em seus retículos cristalinos, além de apresentarem alta resistência ao intemperismo, altas temperaturas de recristalização e se distribuírem em uma grande variedade de tipos litológicos.

O zircão é um mineral altamente refratário, que possui alta resistência a erosão e a recristalização. Ao mesmo tempo, os cristais de zircão preservam texturas geradas em eventos de formação de novos cristais sobre núcleos antigos pré-existentes, sejam de origem ígnea ou metamórfica (Corfu et al., 2003). Estes fenômenos texturais observados na morfologia dos cristais, como bordas recristalizadas ou núcleos herdados, constituem as regiões de interesse de para a localização dos *spots* do feixe de laser na datação por LA-ICP-MS.

A datação U-Pb em zircão não se restringe somente a idades de cristalização e metamorfismo. Em zircões detríticos (presentes em sedimentos e metassedimentos), o método é capaz de fornecer informações sobre a proveniência e as idades máximas de deposição das rochas hospedeiras destes cristais (Souza et al., 2017), analisando justamente as diferentes idades obtidas núcleos herdados e em bordas recristalizadas e o significado de cada uma delas em relação à amostra.

Metodologicamente, a datação U-Pb se destaca como uma das mais precisas na obtenção de idades de cristalização de rochas ígneas e de eventos metamórficos. O sistema isotópico do qual o método é baseado engloba nuclídeos de U, Th e Pb. Os isótopos radioativos utilizados são o ^{238}U , ^{235}U e o ^{232}Th . Os isótopos de chumbo radiogênico são o ^{206}Pb , ^{207}Pb e ^{208}Pb , e na forma não-radiogênica, o isótopo ^{204}Pb . Esse sistema isotópico envolve três reações de decaimento distintas:



As partículas-alfa representam um núcleo de He (2 prótons e 2 neutros), as partículas-beta representam 1 elétron, e Q é a energia liberada pela emissão dessas partículas no

decaimento. λ é a constante de desintegração desses isótopos, específica para cada nuclídeo.

A meia vida é o cálculo do tempo que leva para metade da massa do isótopo pai se desintegrar. Os isótopos radioativos usados neste método têm o tempo de meia vida bem conhecidos: o ^{235}U tem meia vida de 0,705 Ga; e o ^{238}U , tem meia vida de 4,47 Ga.

A vantagem do método U-Pb é que dois isótopos do mesmo elemento pai decaem para dois isótopos do mesmo elemento filho, gerando dois possíveis cronômetros radiométricos:

$$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = e^{\lambda t} - 1$$

$$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = e^{\lambda t} - 1$$

As proporções entre isótopos filho e isótopos pai para os dois sistemas são cruzados num Diagrama Concórdia, um diagrama binário que mostra a posição das idades coincidentes nos dois sistemas radiométricos através da Curva Concórdia. Os pontos em que foram analisadas as razões isotópicas são plotados nesse diagrama e somente aqueles que caem sobre a Curva Concórdia são considerados concordantes. Dados discordantes podem estar alinhados na Curva Discórdia, que fornece informações sobre a abertura do sistema para este método em algum evento metamórfico na história desta rocha.

4.3.5. Datação U-Pb por LA-ICP-MS

Para realizar as datações em zircão detrítico pelo método U-Pb foi empregado a técnica LA-ICP-MS (*Laser Ablation inductively coupled plasma mass spectrometry*), no laboratório LLA do CPGeo. Esta técnica alia baixo custo a um tempo de análise rápido (cerca de 1 minuto por *spot* analisado), fatores essenciais para um grande volume de datações como é o caso do zircão detrítico.

A técnica de espectrometria de massa por ablação a *laser* consiste em focalizar um feixe de *laser* de alta potência sobre a amostra sólida, convertendo uma parte de seu volume em vapor. O *mount* é posicionado na câmara de amostras do equipamento e o *laser* é focalizado sobre a área (*spot*) do cristal em que se deseja obter as idades. O *laser* opera numa frequência de 6 Hz e 10,68 J/cm² de fluência. A ablação e a leitura dos isótopos em cada ponto tem duração aproximada de 1 minuto, devido a configuração de multi-coletores do equipamento (os íons são detectados nos coletores). Outra vantagem é o tamanho do *spot* do *laser* usado. Para análises U-Pb, por exemplo, o diâmetro do *spot* é entre 20 e 32 μm (Souza et al., 2017), o que fornece boa resolução espacial e possibilita a datação de mais de uma porção do mesmo cristal.

Após a ablação, o material vaporizado é transportado por partículas de He através de um tubo de teflon para o espectrômetro de massa de plasma acoplado (ICP-MS). No ICP-MS, a amostra é ionizada no plasma de Ar acoplado indutivamente, entre temperaturas de 6000 a 10000K. Os íons produzidos são introduzidos no espectrômetro, onde são separados por um

analisador de campo magnético de alta potência, capaz de medir a carga e a massa dos íons. Dessa forma, a proporção de isótopos de cada elemento presente na amostra pode ser lida pelo espectrômetro.

A análise de zircão detrítico idealmente consiste na datação de 100 pontos em cada amostra. Os dados lidos pelo aparelho são corrigidos através de *softwares* desenvolvidos internamente pelo laboratório e dispostos em planilhas com as razões isotópicas analisadas e calculadas, bem como as idades resultantes em cada spot feito na amostra. A posição de cada *spot* e as idades obtidas foram plotados sobre as imagens de CL dos grãos estudados após as medições. Estas imagens podem ser visualizadas no Anexo III.

4.4. Análises estatísticas e Teste K-S para idades U-Pb em zircão

As configurações do ICP-MS são calibradas para analisar os isótopos ^{238}U , ^{206}Pb , ^{208}Pb e ^{207}Pb (Sato et al. 2009, 2012). Estes isótopos analisados, aliados ao valor constante da razão $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ na natureza, possibilitaram o cálculo das razões isotópicas $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ e $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Estas razões obtidas foram utilizadas para calcular as idades de cada zircão e para traçar os Diagramas Concórdia, que possuem a finalidade de apresentar os graus de concordância das idades das frações de zircão analisadas. Os diagramas concórdia foram gerados pelo método Tera-Wasserburg (concórdia inversa), com a razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ sendo plotada diretamente contra a razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$. Esta Concórdia tem uma curvatura diferente da convencional, e é preferida na datação de rochas mais jovens porque exhibe a reta discórdia mais claramente do que no diagrama convencional.

A partir das idades obtidas foram produzidos Histogramas PDF (*Probability Density Function*) que definem a probabilidade de encontrar zircões de determinadas idades dentro da amostra. Um PDF é construído somando as curvas normais de distribuição definidas pela idade e incerteza de cada cristal de zircão. A partir deste tratamento inicial, interpretações acerca da idade máxima de sedimentação, estimativas das idades das principais rochas-fontes e idades de metamorfismo em rochas metassedimentares de alto grau (quando analisadas as bordas do cristal) foram realizadas. Por fim, também foram obtidas razões $^{232}\text{Th}/^{238}\text{U}$ utilizadas para estimar a origem petrogenética de cada zircão. Razões Th/U inferiores a 0,07 indicam origem metamórfica, enquanto razões superiores a 0,07 indicam origem ígnea (Rubatto, 2002).

Todas as razões obtidas no ICP-MS bem como os erros de medição associados (nível de confiança de $\pm 1\sigma$ – um desvio padrão), foram exportados em planilhas *Excel*. Os Histogramas PDF e os Diagramas Concórdia foram produzidos através do software *Isoplot* 4.15 (Ludwig, 2012), sendo considerados somente os pontos com concordância de 100% \pm 10%. Além disso, para a construção dos histogramas foram utilizadas idades calculadas a partir da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ quando mais novas que 1300 Ma, e datações a partir da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ quando mais antigas que 1300 Ma.

Para o complemento do estudo, foram geradas curvas do tipo CDF (*Cumulative Distribution Function*) que informam a probabilidade em que os cristais de zircão sejam mais jovens que uma determinada idade.

Para finalizar a análise estatística foi empregado o Teste K-S (*Kolmogorov-Smirnov Statistical Test*, [Guynn & Gehrels, 2010](#)). Esse teste calcula e compara as distâncias máximas entre duas curvas de frequência acumulada a uma distância crítica determinada pelo número de dados de cada amostra (espaço amostral). A aplicação deste teste na análise de zircões detríticos verifica a probabilidade de as amostras terem ou não a mesma fonte comum (mesma proveniência).

Para a melhor interpretação desses resultados, foi utilizado o valor-P, que consiste em um parâmetro de confiabilidade relacionado ao erro analítico aceitável, cuja determinação é feita conforme o nível de precisão desejado. Neste estudo, o valor P adotado foi de 95%, ou seja, as amostras que apresentarem valor-P menores que 0,05 foram interpretadas como provenientes de fontes distintas. Para estes testes, foram utilizados *macros* no *Excel*, disponíveis online no *site* do Departamento de Geociências da Universidade do Arizona - *The Arizona LaserChron Center*.

A partir do estabelecimento dos espectros de distribuição dos zircões detríticos, pode ser determinado o ambiente tectônico das bacias em que foram originalmente depositados os metassedimentos, com base nas associações entre registros de zircões detríticos e configuração tectônicas de bacias sedimentares baseados em [Cawood et al., \(2012\)](#).

5. RESULTADOS OBTIDOS

5.1. Estudo petrográfico

Anteriormente à realização das análises isotópicas foi conduzido um estudo petrográfico nas lâminas de seções delgadas das amostras das sequências Cachoeira e Iguape com o objetivo de determinar o grau metamórfico destas rochas.

Pelo estudo prévio da bibliografia espera-se encontrar na Sequência Iguape associações mineralógicas típicas de rochas metapelíticas, assim como texturas finas comuns de rochas de baixo a médio grau de metamorfismo. Estas associações mineralógicas são geralmente muito sensíveis a mudanças nas condições P-T do metamorfismo, sofrendo reações muitas vezes descontínuas que permitem delimitar transições entre diferentes zonas metamórficas (Winter, 2010).

Para a Sequência Cachoeira espera-se encontrar gnaisses paraderivados, rochas de mais alto grau metamórfico. Estas rochas geralmente apresentam maior quantidade de minerais índices, facilitando a identificação do seu grau metamórfico e texturas bandadas de maior granulometria, que são formadas por processos de diferenciação metamórfica, favorecidas por condições P-T mais altas.

Com o intuito de facilitar a leitura, uma série de abreviações de nomes de minerais foi utilizada na descrição do estudo petrográfico. Um glossário das abreviações está disponível abaixo:

Alm = Almandina; Als = Aluminossilicato; Ann = Annita; Ap = Apatita; Bt = Biotita; Cc = Carbonato; Crd = Cordierita; Chl = Corita; Ep = Epidoto; Grt = Granada; Hbl = Hornblenda; Kfs = Feldspato Alcalino; Mnz = Monazita; Ms = Muscovita; Mt = Magnetita; Qtz = Quartzo; Plag = Plagioclásio; Ser = Sericita; Sil = Sillimanita; Tur = Turmalina; Zrc = Zircão.

Fotomicrografias das texturas mais importantes descritas neste capítulo estão disponíveis nas fichas de descrição petrográfica do Anexo II.

5.1.1. Sequência Iguape

Foram estudadas 8 lâminas delgadas de rochas metassedimentares da Sequência Iguape: K-28, K-59, K-152, K-153, K-157, K-161, K-162, K-167(2) e K-168; e uma lâmina de uma rocha granítica milonítica (K-157). As amostras K-153, K-157 e K-161 são originárias da ZCS. As outras pertencem ao Domínio Iguape.

Descrições petrográficas:

Em geral, as amostras descritas foram classificadas como xistos finos a muito finos, com estruturas de cisalhamento e foliação crenulada marcada principalmente por sericita (muscovita em algumas lâminas) e biotita.

Outra característica importante que impacta significativamente a análise destas amostras diz respeito ao alto grau de alteração intempérica. Oxidação percolada em fraturas e em lentes da foliação são bastante comuns, assim como um número expressivo de minerais substituídos e de pseudomorfos. A tabela 2 apresenta a mineralogia, o local de origem, o grau metamórfico e o nome dado a cada uma das rochas estudadas.

Aprofundando-se em relação à composição das rochas, foram descritas cinco associações mineralógicas principais:

- Ms/Ser + Qtz (K-161, K-162);
- Ms/Ser + Bt + Qtz (K-28, K-167(2), K-168);
- Ms/Ser + Qtz + Kfs (K-59, K-153);
- Ms/Ser + Bt + Qtz + Kfs detrítico (K-152);
- Qtz + Plag + Kfs + Bt + Hbl + Ep + Chl (K-157).

Dentre os minerais acessórios, ocorrem com frequência opacos prismáticos, turmalina e zircão detrítico, clorita e epidoto, óxidos e argilominerais de alteração. Veios de quartzo com forte extinção ondulante foram observados nas lâminas K-28 e K-153.

Pela observação da associação mineralógica muito distinta das outras amostras e pela sua localização sobre a ZCS, a lâmina K-157 foi descrita como um meta-granito milonítico, que devido a alteração só pôde ser identificado como tal com o auxílio do microscópio. A amostra K-153 também se localiza na ZCS e apresenta textura milonítica a protomilonítica, no entanto, com uma associação mineralógica similar às outras amostras.

Além destas duas rochas com estruturas miloníticas, outras duas se diferenciam da classificação de xistos finos. A amostra K-161, apesar de apresentar associação mineral similar (Ser + Qtz), não apresenta foliação xistosa, tratando-se de um sericita-quartzito. Já a amostra K-167(2) é originária de um afloramento de metamargas. Sua lâmina se diferencia das demais pelo aspecto da sua deformação, típica de rochas carbonáticas, sendo classificada como uma porção pelítica de uma metamarga deformada.

Quanto às texturas, apresentam foliação predominantemente lepidoblástica de granulação fina a muito fina na maioria das lâminas. Em algumas é possível distinguir o início de uma separação entre bandas granoblásticas e lepidoblásticas, como, por exemplo, pela presença de lentes de quartzo alongadas e descontínuas, porém na maioria delas não há essa distinção. A textura porfiroblástica ou porfiroclástica (mais comuns nas lâminas predominantemente miloníticas), também é comum nas amostras, mas excetuando-se as amostras da ZCS, essa textura não representa mais do que 5% do volume das seções.

Um detalhe importante é que em algumas amostras o alto grau de alteração transformou os cristais grossos (porfiroclastos/blastos) em pseudomorfos totalmente substituídos por Qtz, óxidos e epidoto de alteração, fato que impossibilita a identificação do mineral original, como acontece nas amostras K-59 (possível Granada) e K-168.

Na amostra K-28 foram identificados porfiroblastos rotacionados de um mineral opaco rômbo na foliação, com sombras de pressão de Qtz e Bt, no entanto, a identificação do mineral também foi comprometida devido a alteração, mas pela feição cristalográfica, existe a possibilidade de que seja uma magnetita ou uma pirita.

Quanto às estruturas de deformação, são comuns feições miloníticas como marcas de fluxo, foliação SC muito bem desenvolvida e sigmóides de mica (tanto de Ms/Ser quanto Bt), que são encontradas em quase todas as amostras.

Nas amostras de rochas miloníticas (K-153 e K-157) são comuns porfiroclastos de Kfs com sombras de pressão e lentes de Qtz rotacionadas. A amostra K-152 apresenta litoclastos de feldspato alcalino detrítico intercalados à foliação e, por vezes estirados, além de pseudomorfos sigmoidais substituídos por sericita ou na forma de ‘buracos’ ou ‘vazios’ arredondados. De modo similar, as amostras K-59 e K-168 também apresentam seus pseudomorfos na forma de sigmóides rotacionados (sin-tectônicos, no caso da K-59).

Grau metamórfico:

Rochas metapelíticas são muito sensíveis a mudanças de temperatura e pressão durante o metamorfismo. Em condições de baixas P-T, a presença de minerais índices de zonas ou fácies metamórficas é muito variável e depende em grande parte da composição química da rocha (tipicamente o conteúdo de Al e a razão entre Fe/Mg) ([Winter, 2010](#)).

As rochas metassedimentares da Sequência Iguape, portanto, apresentam características de pelitos pobres em alumínio, já que possuem Kfs em suas associações mineralógicas ([Winter, 2010](#)). Em pelitos “verdadeiros” (saturados em Al), a biotita ocorre em condições de temperatura muito mais elevadas do que em pelitos pobres em Al, portanto a presença da Bt em algumas das lâminas analisadas (K-28, K-152, K-167(2) e K-168) sugere condições típicas de metamorfismo da Zona Barroviana da Biotita, com paragêneses de Ms + Bt + Qtz ou Ms + Bt + Chl + Qtz.

No sistema KFMASH, a isógrada da zona da biotita se dá por intermédio da reação $Kfs + Chl \rightarrow Bt + Ms$ com (Qtz e H₂O em excesso), que ocorre num intervalo de 0,3 a 1,1 Gpa e entre 380 e 420 °C, condições correspondentes a de fácies xisto verde intermediária ([Spear & Cheney, 1989](#); [Spear et al., 1999](#); [Winter 2010](#)).

No entanto, nem todas as amostras estudadas possuem minerais índices metamórficos (como Bt ou Chl), em suas associações, restringindo-se à paragêneses do tipo Ms + Qtz \pm Kfs, sendo impossível indicar condições de P-T de metamorfismo como nas outras amostras. Por este motivo, é necessário recorrer a análise das microtexturas de recristalização dinâmica do quartzo.

Nas lâminas K-153 e K-161 foi possível reconhecer recristalização do tipo *bulging* e início de formação de subgrãos. Na lâmina K-162 foi identificada uma textura de transição entre *bulging* e rotação de subgrão. As texturas *bulging* em Qtz ocorrem a partir de

temperaturas de 300 °C, enquanto a rotação de subgrão tende a ocorrer a temperaturas de aproximadamente 400 a 450 °C (Stipp et al., 2002), na fácies xisto verde intermediário.

A lâmina K-59, por outro lado, é a única amostra em que não é possível determinar o grau metamórfico com certeza. Além de não possuir minerais índices em sua composição, também não foi possível identificar texturas de recristalização dinâmica de quartzo em virtude da sua foliação extremamente fina. No entanto, existe a possibilidade de que a composição dos pseudomorfos encontrados na amostra seja de granada, o que indicaria um grau metamórfico mais alto, de condições de fácies xisto verde superior a anfibolito inferior. Porém, a textura muito fina e ausência de bandamento mineral não corroboram com esta hipótese.

Lâmina	Paragênese (do maior para o menor volume)	Nome	Compartimento tectônico	Fácies metamórfica	Condições P-T
K-28	Ser + Qtz + Bt	Biotita-sericita xisto fino	Domínio Iguape	Xisto verde intermediário	0,3-1,1 GPa; 380-420 °C
K-59	Ser + Qtz + Kfs	Sericita xisto fino com pseudomorfos alterados	Domínio Iguape	Não é possível determinar pela paragênese	-
K-152	Ms+ Ser + Bt + Qtz + Kfs	Biotita-muscovita xisto	Domínio Iguape	Xisto verde intermediário	0,3-1,1 GPa; 380-420 °C
K-153	Ser + Qtz + Kfs	Sericita xisto fino milonítico	Zona de Cisalhamento Serrinha	Não é possível determinar pela paragênese	~300 °C (recristalização dinâmica de Qtz)
K-157	Qtz + Plg + Kfs + Bt + Hbl + Chl	Clorita-biotita metagranito milonítico	Zona de Cisalhamento Serrinha	Xisto verde intermediário	0,3-1,1 GPa; 380-420 °C
K-161	Qtz + Ser	Sericita quartzito fino	Limite Domínio Iguape/Zona de Cisalhamento Serrinha	Não é possível determinar pela paragênese	~300 °C (recristalização dinâmica de Qtz)
K-162	Ms + Qtz	Muscovita xisto fino	Domínio Iguape	Não é possível determinar pela paragênese	~450 °C (recristalização dinâmica de Qtz)
K-167(2)	Qtz + Ser + Bt + Ms	Biotita metamarga	Domínio Iguape	Xisto verde intermediário	0,3-1,1 GPa; 380-420 °C
K-168	Qtz + Ms + Bt + Ser	Biotita-muscovita xisto	Domínio Iguape	Xisto verde intermediário	0,3-1,1 GPa; 380-420 °C

Tabela 1: Classificação petrográfica das rochas da Sequência Iguape.

5.1.2. Sequência Cachoeira

Foram estudadas 16 lâminas delgadas de 10 amostras de rochas metassedimentares da Sequência Cachoeira: K-39XZ (1 e 2), K-39YZ, K-40XZ, K-40YZ, K-42, K-56, K-96, K-97(1), K-97XZ, K-K-99, 127(1 e 2), K-133, K-135(1 e 2). A amostra K-56 localiza-se na ZCI, nas proximidades do Maciço de Itatins, as amostras K-40, K-42, K-127, K-133 e K-135 localizam-se no TC, e as amostras K-96, K-97 e K-99 pertencem ao Maciço da Juréia, próximos à ZCS.

As amostras estudadas apresentam uma maior diversidade de associações minerais e diferentes minerais índices, como Bt, Grt, Sil, Crd e Chl retrometamórfica. Em geral foram classificadas como paragneisses, em sua maioria com texturas miloníticas, além de um quartzito (K-42) e um mica xisto (K-135). Nestas rochas, os minerais apresentam-se bem desenvolvidos e com menor alteração em comparação às rochas da Sequência Iguape. A tabela 3 contém as paragêneses minerais descritas, bem como os nomes e o grau metamórfico de todas as amostras.

Em campo, estas rochas foram descritas como granada-biotita paragneisses, no entanto, nas lâminas petrográficas a Grt ocorre em média de 3% a 5% da proporção total. Nas amostras K-96 e K-99 não foi observada granada, apesar de ter sido observada em amostras de mão em tamanho centimétrico a milimétrico. Algumas amostras também apresentam sillimanita acicular muito fina intercalada à foliação micácea, como é o caso da K-39, o que torna difícil observar este mineral sem a ajuda de um microscópio petrográfico.

Estruturalmente, as rochas se apresentam bandadas, alternando bandas lepidoblásticas ou por vezes lepidonematoblásticas (Ms, Ser, Bt, Sil) de granulação média e que marcam a direção da foliação principal, com bandas granoblásticas de Qtz e Plag de granulação média a grossa.

Dentre as estruturas miloníticas observadas, ocorrem estruturas SC na foliação micácea, como *mica fishes* sigmoidais muito bem desenvolvidas. Em algumas amostras (K-56 e K-96, por exemplo) foram descritos *ribbons* de quartzo estirados concordantes à foliação. Porfiroclastos de Kfs ocorrem nas amostras K-39, K-40, K-56, K-96 e K-97 e K-127. Nas três últimas apresentam inclusões de Bt, Ms e Qtz.

As lâminas K-127 apresentam estrutura distinta das outras amostras. Nela ocorre uma banda centimétrica granoblástica (Qtz e Plg/Kfs), de granulação grossa. Textura de aparência similar a um leucossoma de fusão parcial.

Como já citado, porfiroblastos de Grt são comuns em praticamente todas as amostras. Geralmente possuem inclusões de muscovita, biotita e quartzo. Nas amostras K-39, K-97, K-127 e K-135 são encontrados associados à biotita, com feições como bordas de reação. Na lâmina K-133, as granadas apresentam textura poiquiloblástica, com as inclusões marcando uma foliação interna oblíqua à foliação principal. Também se apresentam estiradas paralelamente à foliação, como no caso da amostra K-39, que possui granada com a forma de sigmoides assimétricos, com sombras de pressão.

A sillimanita se apresenta com hábito acicular na forma de fibrolita na amostra K-39. Já na amostra K-56, o mineral se apresenta na sua forma prismática, onde são comuns também seções basais do mineral.

Como minerais acessórios, ocorrem frequentemente clorita retrometamórfica, identificada mais comumente em bordas de biotita, ocorrendo ainda zircão, monazita e turmalina detriticos, opacos prismáticos, epídoto e óxidos e argilominerais.

Grau metamórfico:

Em contraste com as rochas da Sequência Iguaçu, as texturas bandadas de diferenciação metamórfica observadas nos paragneisses da Sequência Cachoeira, assim como a presença de minerais índices, em especial a granada, são indicativos de processos de mais alto grau metamórfico.

No sistema KFMASH, a granada passa a ser estável com a quebra da Fe-clorita. Este campo de estabilidade ocorre a partir da reação $\text{Fe-Chl} \rightarrow \text{Fe-Grt} + \text{Fe-Bt}$ (almandina e annita, respectivamente), que é favorecida em composições pobres em alumínio (Winter, 2010). Feições como clorita retrometamórfica nas bordas de Bt e Grt, além do crescimento sintectônico desses 2 minerais, favorecem a hipótese de condições metamórficas da Zona Barroviana da Granada do sistema KFMASH (que apresenta paragênese típica com $\text{Grt} + \text{Bt} + \text{Ms} + \text{Chl}$ retrometamórfica), num intervalo de pressões correspondente à fácies anfibolito inferior, com condições P-T entre 0,3 e 1,0 GPa e entre 550 °C a 600 °C (Spear & Cheney, 1989; Spear et al., 1999; Winter 2010).

Para a amostra K-39, que possui sillimanita na forma de fibrolita em sua paragênese, são consideradas condições de temperatura ainda mais altas. A isógrada da sillimanita ocorre a aproximadamente 690 °C, a partir da reação polimórfica de transformação da cianita. Esta reação, no entanto, não ocorre com facilidade, e a hipótese mais plausível para o surgimento da sillimanita é a reação da quebra da estauroлита: $\text{St} \rightarrow \text{Grt} + \text{Bt} + \text{Als}$ (Sil ou Ky – dependente da pressão), que ocorre em condições P-T similares às da reação de transformação polimórfica da Ky e marca a entrada da Zona Barroviana da Sillimanita, em fácies Anfibolito superior, com pressão entre 0,3 e 1,0 GPa e temperaturas superiores a 630 °C (Spear & Cheney, 1989; Spear et al., 1999; Winter 2010).

Por outro lado, na lâmina K-56 foi descrita sillimanita prismática, que surge a partir da segunda isógrada da sillimanita, em condições de temperatura mais altas, representada pela reação $\text{Ms} + \text{Qtz} \rightarrow \text{Kfs} + \text{Sil} + \text{Bt} + \text{H}_2\text{O}$, onde geralmente ocorre a perda total da Ms, devido a maior abundância de Qtz no sistema. Esta reação ocorre a temperaturas superiores a 670 °C e pressões de aproximadamente 0,5 a 0,8 GPa, podendo indicar uma transição de fácies anfibolito superior para fácies granulito. A liberação de água desta reação pode induzir o início de uma fusão (Spear & Cheney, 1989; Spear et al., 1999; Winter 2010).

Na amostra K-133 foi observado Crd em associação com Grt e Bt, sem Sil na paragênese. Isso pode indicar uma reação de isógrada da Crd para pelitos de alto grau, com a quebra da Sil pela reação $\text{Bt} + \text{Sil} = \text{Grt} + \text{Crd} + \text{H}_2\text{O}$, após essa isógrada, é comum que haja fusão parcial (Winter, 2010). A paragênese $\text{Grt} + \text{Crd} + \text{Bt} + \text{Kfs}$ é típica de migmatitos pelíticos de alto grau, de fácies granulito. Condições de temperatura a partir de 700 °C, e pressões baixas, até 0,5 GPa (Spear & Cheney, 1989; Spear et al., 1999; Winter 2010).

Quanto às texturas de recristalização dinâmica de quartzo observadas, as lâminas apresentam em geral textura de migração de borda de grão, mecanismo de recristalização

que se torna dominante entre 550 e 600 °C (Stipp et al., 2002), em condições de fácies anfibolito. O quartzito da lâmina K-42 apresenta texturas de recristalização deste tipo, e apesar de não ser visível uma foliação nessa lâmina por conta da forte recristalização, ao observar a alongação dos grãos foi identificada uma orientação cristalográfica preferencial.

Na lâmina K-40, o único mineral índice reconhecido foi a clorita, que está presente no metamorfismo desde a fácies xisto verde inferior até sua quebra na fácies anfibolito superior. A textura de recristalização dinâmica observada nesta amostra foi uma transição entre *bulging* e rotação de subgrão, permitindo delimitar as condições de temperatura desta rocha em torno de 400 a 450 °C (Stipp et al., 2002), em condições de fácies xisto verde.

Lâmina	Paragênese (do maior para o menor volume)	Nome	Compartimento tectônico	Fácies metamórfica	Condições P-T
K-39XZ(1, 2); K-39YZ	Qtz + Ser + Bt + Sil (fibrolita) + Grt	granada- Sillimanita-biotita gnaiss milonítico	Zona de Cisalhamento Serrinha	Anfibolito superior a granulito	0,5-0,9 GPa; 630-750 °C
K-40XZ; K- 40YZ	Qtz + Ser + Kfs + Chl	Gnaiss milonítico alterado	Zona de Cisalhamento Serrinha	Xisto verde intermediário a anfibolito	0,3-1,0 GPa; 400-450 °C
K-42	Qtz + Grt	Quartzito com granada	Zona de Cisalhamento Serrinha	Anfibolito Inferior	0,3-1,0 GPa; 550-600 °C
K-56	Qtz + Bt + Sil + Grt	Granada- Sillimanita-Biotita gnaiss milonítico	Zona de Cisalhamento Itariri	Anfibolito superior a granulito	0,4-0,7 GPa; 700-750 °C
K-96	Qtz + Bt + Plg + Ms	Biotita-gnaiss milonítico	Maço da Jureia/Zona de Cisalhamento Serrinha	Xisto verde superior a anfibolito inferior	0,3-1,0 GPa; 500-550 °C
K-97(1); K- 97(XZ)	Qtz + Kfs + Plg + Bt + Ms + Grt	Granada-biotita gnaiss milonítico	- Maço da Jureia/Zona de Cisalhamento Serrinha	Anfibolito Inferior	0,3-1,0 GPa; 550-600 °C
K-99YZ	Qtz + Plg + Ms + Bt	Biotita gnaiss	Maço da Jureia/Zona de Cisalhamento Serrinha	Anfibolito Inferior	0,3-1,0 GPa; 550-600 °C
K-127(1); K-127(2)	Qtz + Plg + Bt + Kfs + Ms + Grt + Chl	Granada-biotita gnaiss milonítico	Zona de Cisalhamento Serrinha	Anfibolito Inferior	0,3-1,0 GPa; 550-600 °C
K-133	Qtz + Plg + Bt + Crd + Kfs + Grt	Cordierita- Granada-biotita gnaiss	Zona de Cisalhamento Serrinha	Anfibolito superior a Granulito	0,3-0,5 GPa; 670-750 °C
K-135(1); K-135(2)	Qtz + Ms + Bt + Kfs + Grt	Granada-biotita- muscovita xisto	Complexo Registro - Domínio Gnáissico	Xisto verde superior a anfibolito inferior	0,3-1,0 GPa; 550-600 °C

Tabela 2: Classificação petrográfica das rochas da Sequência Cachoeira.

5.2. Análises isotópicas de U-Pb em zircão detrítico

Para estas análises foram amostrados 100 *spots* nas amostras da Sequência Iguape (K-152 e K-162) e de respectivamente 66 e 37 *spots* nas amostras K-40 e K-56 da Sequência Cachoeira. Inicialmente foram catados em torno de 100 a 200 cristais de cada amostra, no entanto, somente após o imageamento por CL é que se determinam os locais dos *spots* para obtenção dos dados representativos para o estudo.

Durante a qualificação dos cristais a partir das imagens de CL foi observado que as amostras K-40 e K-56 possuíam muitos cristais escuros (figura 8) resultado de uma quantidade altíssima de ^{207}Pb em seus retículos cristalinos. Este fator impossibilitou a análise destes cristais, pois o equipamento utilizado possui um limite para análise de Pb, resultando assim em uma menor quantidade de *spots* datados para ambas as amostras.

A partir das razões U-Pb obtidas e idades calculadas foram construídos diagramas concórdia para todas as amostras. Estas curvas permitem visualizar a concordância das idades calculadas em cada cristal de zircão e são importantes para a identificação de eventos metamórficos e proveniências a partir da distribuição das idades sobre a curva.

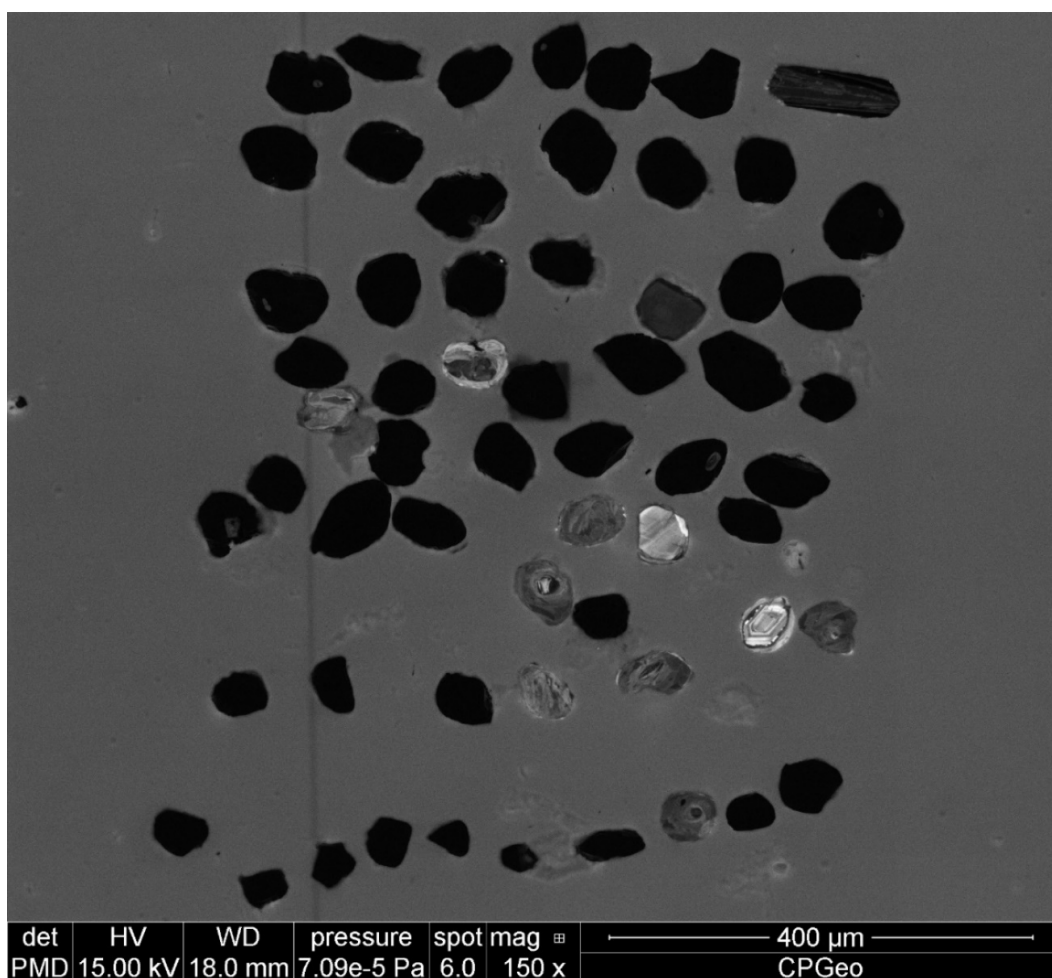


Figura 8: Imagem de catodoluminescência dos cristais de zircão da amostra K-56. Nota-se a grande diferença de luminosidade entre zircões “alterados” e zircões “não alterados”.

Também foram construídos histogramas de probabilidade relativa de idades, que permitem observar as contribuições de idades mais importantes na distribuição obtida nos cristais.

Para selecionar os dados concordantes foram considerados somente os pontos que apresentaram valor de concordância de 100% +/- 10%. Além disso, para os histogramas de idades, foram utilizadas datações calculadas a partir da razão $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, quando mais novas que 1300 Ma, e datações a partir da razão $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, quando mais antigas que 1300 Ma.

O zircão possui algumas características morfológicas que o tornam conveniente para as datações U-Pb, dentre elas, sua alta resistência e capacidade de registrar diferentes eventos de cristalização, que ficam preservados no grão como entidades estruturais distintas observadas em imagens de CL (Corfu et al., 2003).

Eventos magmáticos ou metamórficos de alto grau podem causar a fusão parcial do cristal de zircão e posteriormente o recrystalizar em torno do grão antigo como um xenocristal.

Zircões de origem magmática apresentam em geral texturas de zoneamento de crescimento desenvolvidas. Em rochas primitivas, o zoneamento costuma ser mais espesso, e em rochas mais evoluídas as zonas são mais estreitas e frequentes (Corfu, et al., 2003).

Zircões formados por metamorfismo de alto grau em geral apresentam bordas sub-arredondadas e altamente reabsorvidas. Cristais de zircão sofrem recrystalização metamórfica quando submetidos a temperaturas de pico metamórfico superiores a 600 °C (temperatura de fechamento do zircão para o sistema U-Pb).

Os cristais de zircão descrito neste capítulo e os *spots* datados podem ser observados nas imagens de catodoluminescência com posicionamento dos *spots* no Anexo III.

5.2.1. Sequência Iguape: Amostra K-152

Foram amostrados 100 *spots* nos zircões selecionados desta amostra, dentre eles, 89 *spots* foram considerados concordantes e utilizados na construção da curva concórdia (figura 3a) e no histograma de distribuição de idades (figura 9b). Os outros 11 *spots* foram descartados pela baixa concordância.

A amostra K-152 foi classificada como um biotita-muscovita xisto, em condições de fácies xisto verde intermediário.

As razões Th/U desta amostra variaram de 0,01 a 2,3. Indicando origens metamórfica e magmática para os zircões datados.

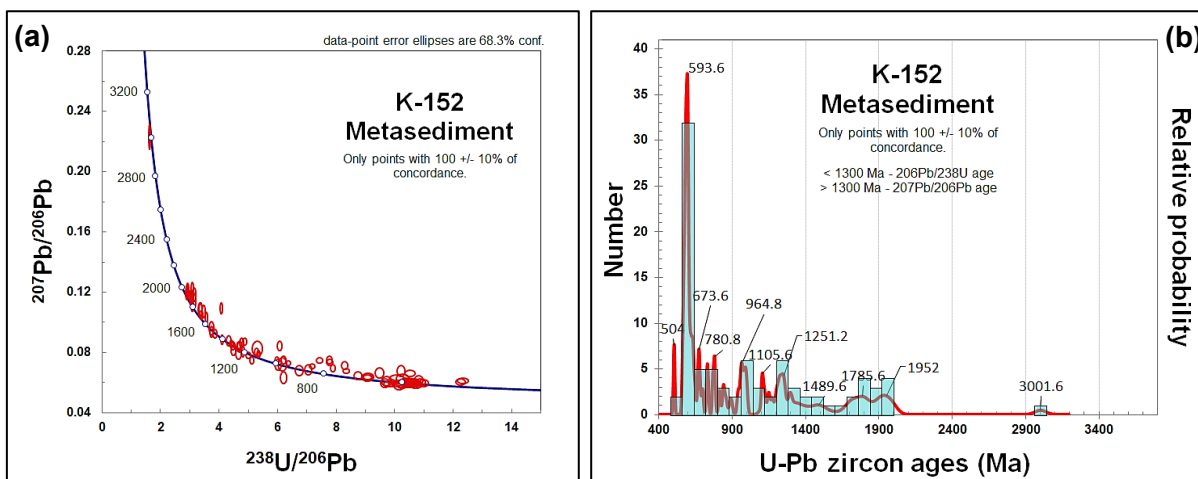


Figura 9: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-152. **(b)** Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-152.

A partir da análise do histograma, pode-se determinar que estatisticamente a amostra apresenta maior contribuição de fontes com idades em torno de 595-600 Ma, sendo este o maior pico e o segundo mais jovem do histograma. Nesta população de idades, a maior parte dos pontos foram datados nas bordas dos grãos ou em texturas metamórficas complexas (*spots* 3.1, 24.1, 51.1, 60.1, 70.1). A amostra apresenta outras contribuições importantes entre 670-780 Ma, com idades datadas em núcleos zonados e em feições de recristalização de zircões quebrados e arredondados (*spots* 18.1, 41.1, 45.1, 61.1, 66.1).

São observadas outras contribuições significativas em torno de 840 Ma, 960 Ma, 1100 Ma, 1250 Ma, 1780 Ma e 1950 Ma. Essas populações apresentam uma variabilidade grande na morfologia dos cristais, em sua maioria com *spots* datados em núcleos com zoneamento magmático. *Spots* nas populações Mesoproterozoicas, entre 1100 e 1250 Ma em geral foram datados em núcleos homogêneos de cristais com retrabalhamento nas bordas entre 575 e 612 Ma.

O pico mais antigo é uma contribuição Mesoarqueana (3005 Ma – *spot* 21.1), datada em um núcleo claro e bastante homogêneo de um cristal de prisma curto arredondado, com borda retrabalhada em 576 Ma.

Por fim, existem 3 idades mais jovens nesta amostra, duas em torno de 500 Ma e uma em 562 Ma. Estas idades foram obtidas em zonas de cristais de zircão com estruturas complexas e de difícil identificação somente com imagens de CL, podendo representar alterações nas razões isotópicas, ou possivelmente alterações hidrotermais, como visto nas amostras da Sequência Cachoeira.

5.2.2. Sequência Iguape: Amostra K-162

Assim como na amostra K-152, foram datados 100 *spots* nesta amostra, dos quais 89 foram considerados concordantes para a construção da curva concórdia (figura 10a) e do histograma de probabilidade relativa (figura 10b).

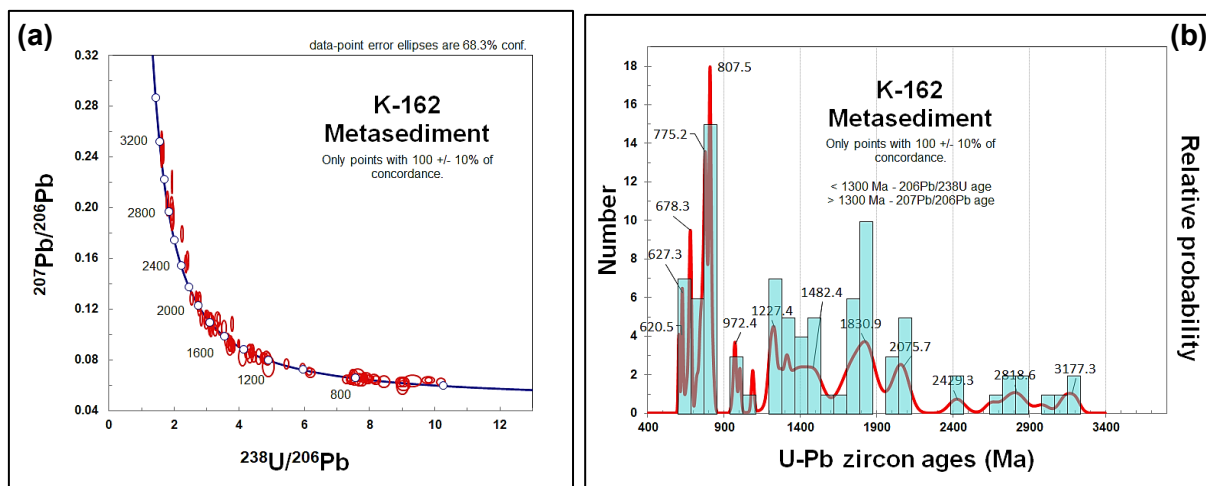


Figura 10: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-162 **(b)** Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-162.

A ausência de minerais índices neste muscovita xisto impossibilitou a determinação precisa do grau metamórfico, no entanto, notadamente a textura de recristalização de quartzo observada na amostra indica um grau de metamorfismo de condições de fácies xisto verde intermediário.

Em contraste à amostra K-152, poucas bordas metamórficas foram observadas nos cristais desta amostra. A maioria dos *spots* datados foram em texturas de zoneamento magmático.

As razões Th/U observadas foram entre 0,2 e 1,8, indicando exclusivamente origem magmática para os zircões desta amostra.

Inicialmente, pela análise do histograma, observa-se uma maior contribuição de fontes com idades em torno de 800 Ma. Os *spots* dessa população (10.1, 13.1, 24.1, 46.1, 78.1, 88.1) em geral foram datados em cristais prismáticos, bastante preservados, em sua maioria com texturas de zoneamento magmático, sem núcleos herdados.

Existem dois grupos de idades mais jovens com contribuições importantes na distribuição, entre 625 e 675 Ma. Esses cristais se apresentam nas imagens de CL mais arredondados e escuros do que a população em torno de 780 - 800 Ma, no entanto, ainda preservam hábito prismático e feições de zoneamento metamórfico (*spots* 23.1, 62.1, 95.1).

O zircão mais jovem de toda a amostra possui idade de 603 Ma, obtida na borda de um cristal com textura de zoneamento magmático típico (*spot* 38.1).

A amostra apresenta contribuições importantes na transição do Neoproterozoico para o Mesoproterozoico, entre 970, 1080 e 1220 Ma. Estes grãos comumente apresentam feições mais arredondadas, cristais quebrados, porém com morfologia contínua, sem a presença de grãos herdados ou bordas metamórficas.

Existem outras contribuições Mesoproterozoicas, entre 1320 e 1450 Ma, em cristais de morfologia variável, mas com idades obtidas geralmente em núcleos com feições magmáticas típicas.

Contribuições Paleoproterozoicas são mais comuns nesta amostra, com picos importantes em 1830 Ma, 2060-2075 Ma e 2420 Ma.

As contribuições mais antigas são Mesoarqueanas, entre 3100 Ma e 3200 Ma, obtidas tanto em núcleo com zoneamento oscilatório, como em bordas com textura homogênea (*spots* 6.1, 7.1 92.1).

5.2.3. Sequência Cachoeira: Amostra K-40

Na análise desta amostra foram amostrados 66 *spots*, dos quais 56 foram considerados concordantes para a construção da curva concórdia (figura 11a) e do histograma de probabilidade relativa (figura 11b).

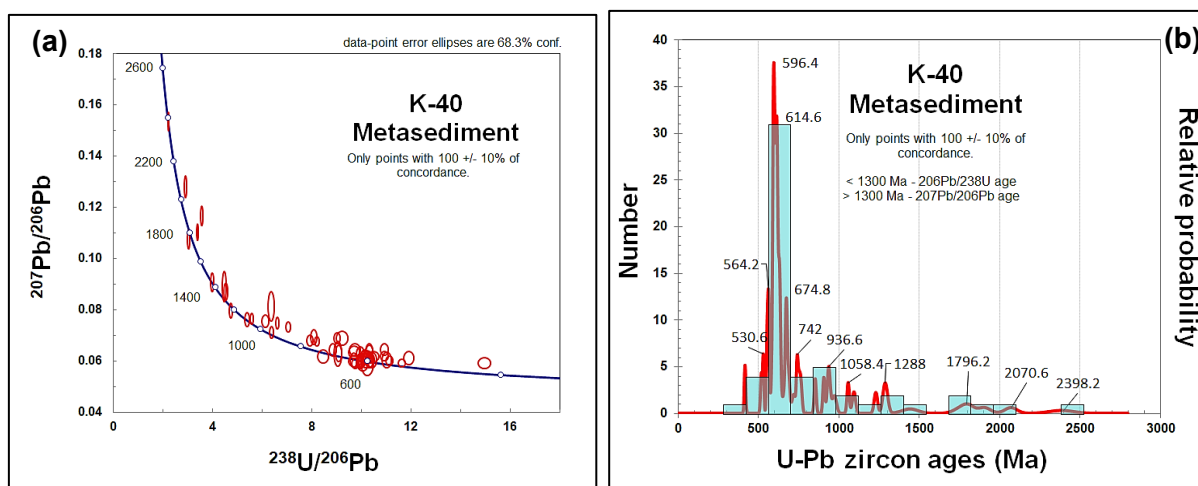


Figura 11: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-40. (b) Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-40.

Como citado anteriormente, diferente das amostras da Sequência Iguape, que puderam ser datadas em 100 *spots*, as duas amostras da Sequência Cachoeira foram datadas em uma quantidade muito menor de *spots*, devido ao fato de que a maior parte dos zircões se apresentavam muito escuros nas imagens de CL, pela alta quantidade de ^{207}Pb em seus retículos cristalinos. Este comportamento foi atribuído provavelmente a alterações hidrotermais ocorridas nestas rochas.

Na análise petrográfica, a amostra K-40 foi classificada como um paragneisse milonítico alterado, de fácies xisto verde intermediário a anfibolito. Pela dificuldade da análise dos cristais de zircão escuros e alterados, a escolha dos *spots* foi comprometida. Os zircões adequados para datação eram extremamente pequenos, praticamente do tamanho do *spot*

(diâmetro entre 25-30 μm), fator que aumenta a probabilidade de a análise englobar zonas de diferentes idades no cristal.

As razões Th/U desta amostra vão de 0,01 a 1.22, indicando zircões tanto de origem metamórfica quanto magmática.

A partir do histograma, pode-se visualizar que as contribuições mais jovens encontradas nesta amostra datam entre 520-530 Ma (*spots* 34.1 e 68.1). Idades em torno de 560 Ma foram obtidas em cristais com núcleos metamícticos (*spots* 11.1; 13.1; 24.1; 37.1). No entanto é necessário fazer uma ressalva quanto a estas idades, já que idades foram obtidas em zircões extremamente pequenos.

O maior pico de idades se situa em torno de 597 Ma. Essas idades foram obtidas tanto nas bordas dos cristais como também em zonas de manto, em áreas de possível recristalização local e homogeneização da rocha-fonte (*spots* 3.1, 14.1, 18.1, 20.1, 21.1).

Outras contribuições Neoproterozoicas importantes são de 680 Ma e 750 Ma no Criogeniano; contribuições entre 850 e 950 Ma no Toniano; de 1050 Ma e entre 1200-1400 Ma no Ectasiano; por fim, também são observadas contribuições menores do Paleoproterozoico entre 1800-2100 Ma, e somente um cristal do Sideriano em 2400 Ma.

5.2.4. Sequência Cachoeira: Amostra K-56

Na análise da amostra K-56 foram datados no total 37 *spots*, dos quais 32 foram considerados concordantes para a construção da curva concórdia (figura 12a) e do histograma de probabilidade relativa (figura 12b).

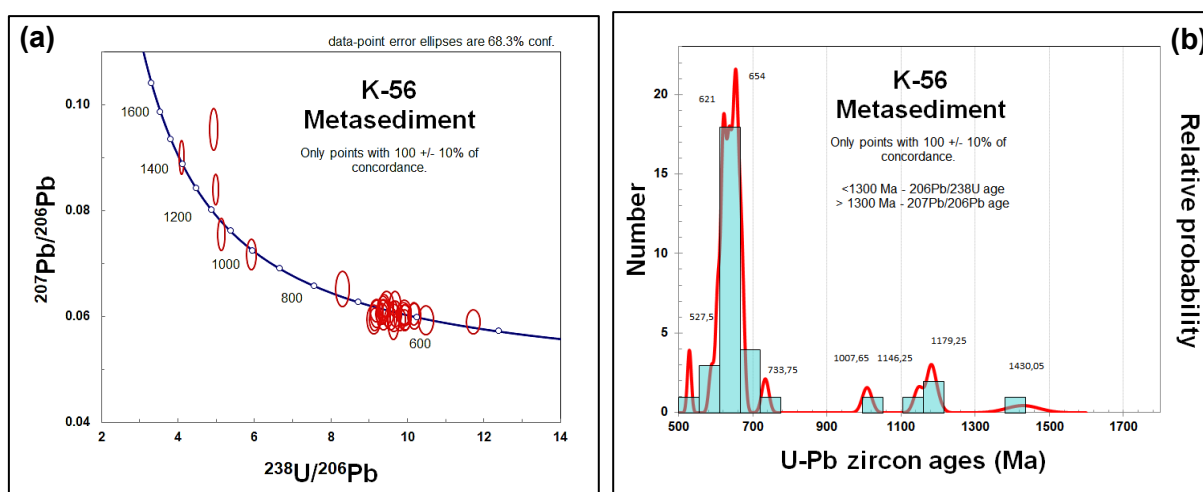


Figura 12: (a) Curva concórdia dos zircões datados na amostra K-56. (b) Histograma de probabilidade relativa de idades da amostra K-56.

A maior parte dos zircões catados para a análise desta amostra se apresentam com coloração escura, de forma similar aos da amostra K-40 e por este motivo foi datada uma

quantidade menor de *spots*. No entanto, na K-56 foi possível analisar cristais maiores, minimizando possíveis dificuldades relacionados ao diâmetro do *spot*.

Na análise petrográfica esta amostra foi classificada como um granada-sillimanita-biotita gnaiss milonítico, em condições de fácies anfibolito superior a fácies granulito. Este alto grau de metamorfismo fornece condições P-T suficientes para abertura do sistema U-Pb no zircão, possibilitando retrabalhamento e recristalização dos cristais desta amostra.

Essa característica é refletida diretamente nas razões Th/U observadas, onde 22 *spots* datados nesta amostra apresentaram razão menor que 0,07.

As idades obtidas indicam épocas de metamorfismo coincidentes com as já conhecidas para a área de estudo, razão pela qual é possível interpretar idades de evento metamórfico, idades máximas de sedimentação, e idades de proveniência.

Estatisticamente, a amostra apresenta uma maior concentração de idades no Ediacarano entre 620-650 Ma e uma escassa distribuição de idades mais antigas. Os zircões mais jovens apresentam idades entre 590 e 620 Ma, das quais foram obtidas em áreas com textura homogênea, setorial ou complexa (*spots* 5.1, 10.1, 11.1, 27.1, 28.1, 29.1, 30.1). A idade mais jovem obtida nesta amostra é de 528 Ma (*spot* 3.1), datada em núcleo metamítico.

As outras contribuições de idades estão no Criogeniano, em 730 Ma; Contribuições do Esteniano entre 1010 e 1100 Ma e um pico mais antigo, no limite Ectasiano/Calimiano em 1417 Ma, no Paleoproterozoico. Estas idades foram geralmente datadas em núcleos herdados ou em cristais de estrutura complexa, em sua maioria arredondados e quebrados.

6. DISCUSSÕES

6.1. Grau de metamorfismo

A partir dos estudos petrográficos foi possível caracterizar o grau metamórfico das rochas metassedimentares estudadas. A presença de feldspato alcalino detrítico na maioria das lâminas de ambas as sequências indica que essas rochas são metapelitos não-verdadeiros, pobres em alumínio. Por este motivo, as associações mineralógicas observadas podem ser correlacionadas com as associações típicas do metamorfismo Barroviano, dando as bases para a caracterização dos picos metamórficos destas unidades.

Na Sequência Iguape, os litotipos principais identificados foram sericita xistos finos miloníticos, metarritmitos e metamargas. as paragéneses observadas indicam condições de pico metamórfico na fácies xisto verde intermediário, em condições P-T de 0,3 a 1,1 GPa e 380 a 420 °C (Spear & Cheney, 1989; Spear et al., 1999; Winter 2010). Essas condições se relacionam com a isógrada da Zona da Biotita, caracterizada pela parágênese Kfs + Bt + Ms. A figura 13 apresenta uma grade petrogenética com o campo de estabilidade dessa parágênese e a reação metamórfica associada: $\text{Chl} + \text{Kfs} \rightarrow \text{Bt} + \text{Ms}$.

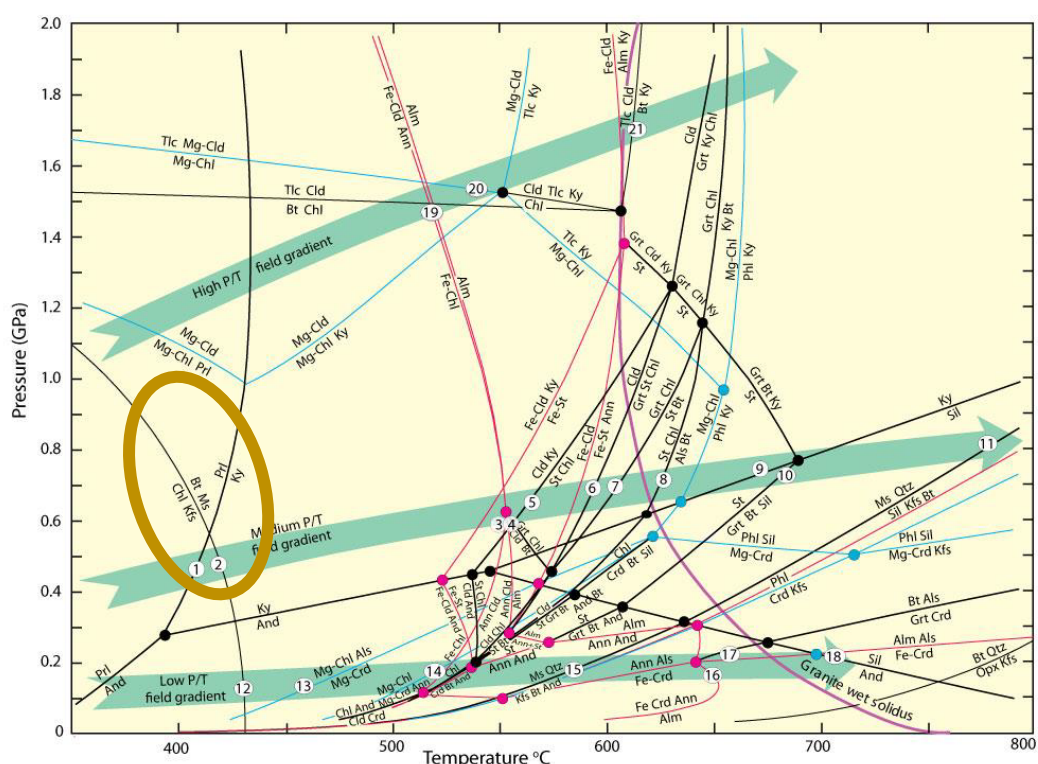
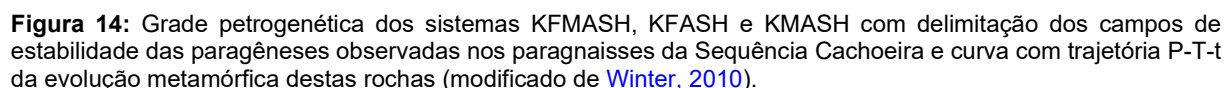


Figura 13: Grade petrogenética dos sistemas KFMASH, KFASH e KMAASH com delimitação do campo de estabilidade da parágênese identificada para as amostras da Sequência Iguape (modificado de Winter, 2010).

Esta parágênese característica só foi observada em uma das lâminas, a da amostra K-152. Outras três lâminas apresentaram parágênese similar, com a presença da biotita como mineral índice: Ser + Bt, nas lâminas K-28, K-167 (2) e K-168. Enquanto a maior parte das

As rochas da Sequência Cachoeira, por outro lado, apresentaram diferentes paragéneses, indicando metamorfismo de fácies anfibolito à granulito. Os principais litotipos identificados são granada-biotita paragnaisses miloníticos e granada-biotita-sillimanita paragnaisses miloníticos no Complexo Registro e ao longo da zona de Cisalhamento Serrinha e Itariri, além de granada-biotita paragnaisses miloníticos e ortoquartzitos no Maciço Juréia.



35

Sillimanita em condições de baixa pressão, de paragénese **(d)** Crd + Grt + Bt + Plag + Kfs (lâmina K-133), com condições P-T de fácies granulito (670-700 °C , 0,2 a 0,4 GPa) (Spear & Cheney, 1989; Spear et al., 1999; Winter 2010)..

Os paragnaisses próximos à Zona de Cisalhamento Itariri também apresentam paragéneses da segunda zona da sillimanita, de **(c)** Grt + Sil + Bt + Kfs (K-56), indicando condições de fácies granulito, com pico metamórfico entre 700 e 750 °C e pressões entre 0,4 e 0,6 GPa (Spear & Cheney, 1989; Spear et al., 1999; Winter 2010).

Nestas condições de metamorfismo, a água liberada pela reação metamórfica $Ms + Qtz \rightarrow Kfs + Sil + H_2O$ induz o início de uma fusão parcial, pois as reações da segunda zona da sillimanita ocorrem a condições P-T superiores à curva de *solidus* dos granitos.

A partir destas paragéneses é possível traçar uma trajetória P-T para a evolução metamórfica dos paragnaisses da Sequência Cachoeira (figura 14)

6.2. Análises Isotópicas

6.2.1. Idades máximas de sedimentação

Com as idades obtidas e a análise das curvas PDFs dos histogramas foi possível determinar a idade de sedimentação máxima de cada amostra.

Na Sequência Iguape, a amostra K-152 foi interpretada com idade máxima de sedimentação entre 600 e 610 Ma e idade de metamorfismo em aproximadamente 575 Ma. Esta idade de metamorfismo foi obtida em zircões com núcleos em torno de 600 Ma e borda retrabalhada em 575 Ma (*spots* 2.1-3.1; 22.1; 87.1; 92.1). As razões Th/U de 0,01 a 0,05 em *spots* datados nessa faixa de idade são fortes indicativos de que essa foi a idade do metamorfismo da sequência. Apesar do baixo grau metamórfico definido para esta amostra, Hay & Dempster (2009) discorrem sobre a susceptibilidade de alteração de zircões metamíticos e zircões fraturados em fácies xisto verde, sobretudo na presença de fluidos. Esta hipótese é corroborada tanto por esta idade ser mais jovem que as intrusões graníticas no Terreno Costeiro, bem como por épocas de metamorfismo em 575Ma estarem registradas na área (Passarelli et al., 2011). Análises mais aprofundadas da morfologia e textura dos cristais de zircão desta amostra serão interessantes para complementar essa interpretação.

A amostra K-162 por outro lado apresenta idade máxima de sedimentação em torno de 603 Ma. Sendo essa a idade mais jovem de toda a amostra, obtida na borda de um cristal com textura de zoneamento magmático típico (*spot* 38.1). A razão Th/U mais baixa obtida foi de 0,2, indicando origem magmática para os zircões desta amostra.

Na Sequência Cachoeira, a amostra K-40 foi interpretada com idade máxima de sedimentação em torno de 750 Ma, obtida em núcleos de zircões com alta razão Th/U (*spots* 8.1 e 25.1). A idade de metamorfismo foi considerada em torno de 597 Ma, com estas idades obtidas tanto nas bordas dos cristais como também em zonas de manto, em áreas de possível

recristalização local e homogeneização da rocha-fonte. Os zircões dessa idade possuem em sua maioria razões Th/U menores que 0,07, sugerindo uma abertura do sistema nesta amostra de mais alto grau de metamorfismo.

A amostra K-56 apresenta uma maior concentração de idades no Ediacarano entre 620-650 Ma e uma escassa distribuição de idades mais antigas. Os zircões mais jovens apresentam idades entre 590 e 620 Ma, das quais foram obtidas em áreas com textura homogênea, setorial ou complexa, indicando a idade de metamorfismo desta amostra. A idade máxima de sedimentação obtida foi em aproximadamente 750 Ma, em zircões de origem ígnea, à exemplo da amostra K-40. Como citado anteriormente, esta amostra apresenta alto grau de metamorfismo, de fácies anfibolito superior (condições P-T entre 0,3-1,0 GPa; 630-670 °C), condição suficiente para ocorrer recristalização do zircão. Além disso se destaca o fato de que 22 *spots* dos 32 considerados concordantes para esta amostra apresentaram razão Th/U < 0,07. Por este motivo, é plausível trabalhar com a hipótese de evento metamórfico na bacia e recristalização dos cristais de zircão, em torno de 600 Ma.

Por fim, há de se considerar a problemática enfrentada com estas amostras da Sequência Cachoeira quanto aos cristais muito escuros resultantes de alteração hidrotermal, que acabou por restringir muito o número de *spots* datados, em comparação com as amostras da Sequência Iguape. Além disso,, foi verificada uma quantidade sistemática de idades mais jovens entre 520-560 Ma nas amostras estudadas das duas sequências. Estudos no futuro podem investigar hipóteses quanto à um evento hidrotermal para esclarecer a ocorrência destas idades, já que é uma constante em todas as amostras, além de corroborar com metamorfismo de fácies xisto verde observado na amostra K-152 e na condição dos zircões escuros da Sequência Cachoeira.

6.2.2. Proveniência

Para formular hipóteses acerca da proveniência dos zircões detríticos, foram utilizadas ferramentas *macro* do *Excel* disponibilizadas pelo *Arizona LaserChron Center*. Com estas ferramentas foi realizado o teste K-S (tabela 3) para todas as amostras e foi plotado um gráfico CDF de probabilidade acumulada (figura 15).

K-S P-values using error in the CDF				
	K-152	K-162	K-40	K-56
K-152		0.000	0.037	0.002
K-162	0.000		0.000	0.000
K-40	0.037	0.000		0.212
K-56	0.002	0.000	0.212	

Tabela 3: resultados comparativos do Teste-KS para as amostras analisadas. Os valores em amarelo estão acima do nível de confiança de 95% e apresentam correlação entre si.

Com as curvas CDF da podemos visualizar os padrões de distribuição de idades das amostras mais claramente do que com os histogramas PDF. As amostras da Sequência Cachoeira apresentam curvas com probabilidade de idades mais jovens que 600 Ma muito similares.

As amostras da Sequência Iguape, no entanto, apresentam comportamento diferente entre si, com a amostra K-162 apresentando uma distribuição de idades significativamente mais antigas.

Combinando essas observações com o teste K-S, que testa a hipótese nula de as distribuições serem iguais, podemos perceber que não há nenhuma correlação (valor-P < 0,05), entre as amostras K-152 e K-162, ou seja, há menos do que 5% de chance de as amostras serem provenientes de mesma fonte.

Por outro lado, existe uma correlação entre as amostras da K-40 e K-56, com valor-P de 0.212, ou seja, 21,2% de probabilidade de os zircões detríticos destas sequências serem provenientes da mesma região.

Também é importante apontar que as duas sequências não apresentam correlação entre si pelo teste K-S, evidenciando a distinção entre as duas paleobacias.

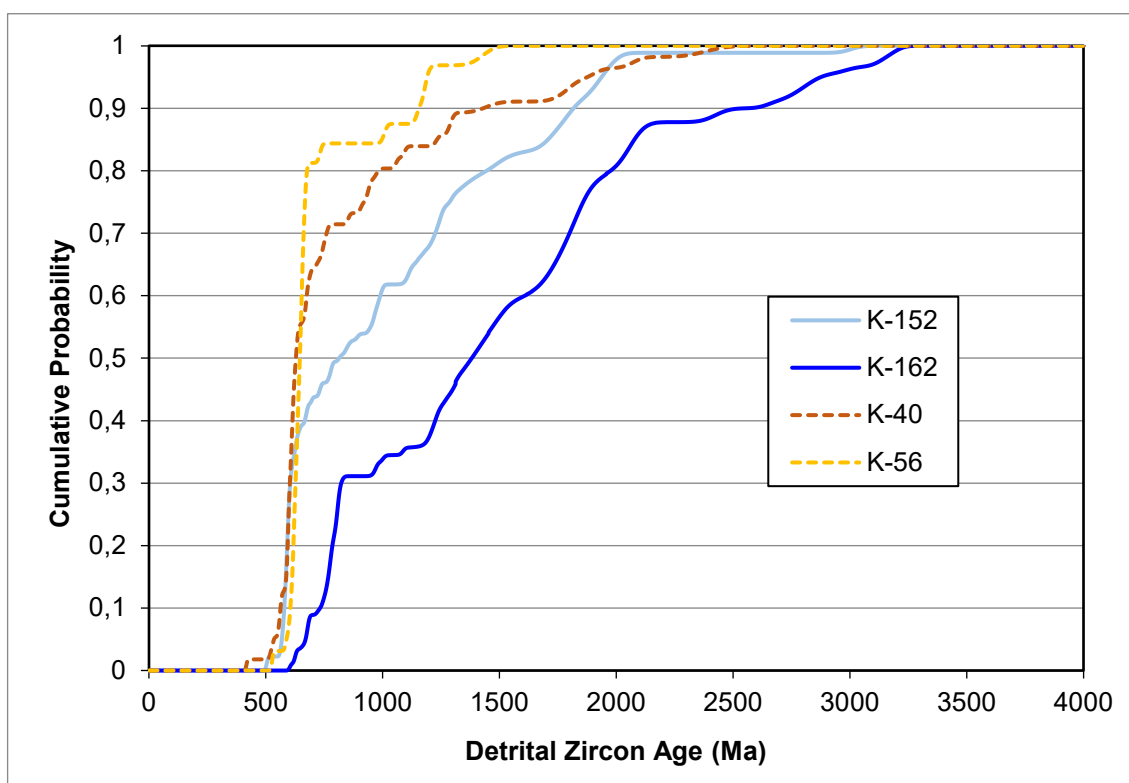


Figura 15: Curva de probabilidade acumulada mostrando as diferenças de idade das amostras estudadas.

A baixa correlação entre as amostras da Sequência Iguape é um fator a ser notado, já que as amostras possuem uma proximidade geográfica considerável entre si e idades máximas de sedimentação similares, no entanto, assinatura metamórfica (razão Th/U, por exemplo) diferente.

Integrações entre interpretações tectônicas e de campo seriam necessárias para o melhor esclarecimento destas relações de proveniência, no entanto as altas taxas de intemperismo nos afloramentos dessa região são um obstáculo significativo na obtenção de novas amostras e interpretações das relações estratigráficas.

Por outro lado, a correlação entre as amostras da Sequência Cachoeira pode ser capaz de indicar relações tectônicas e estratigráficas mais homogêneas entre a paleobacia Cachoeira, levando em consideração que a amostra K-40 se encontra próxima a ZCS, e a K-56 próxima a ZCI. A alteração hidrotermal que atingiu os cristais de zircão de ambas as amostras também pode ser um importante indicador de relações estratigráficas similares.

As hipóteses levantadas nesta discussão podem ser importantes indicadores da evolução das duas sequências metassedimentares, no entanto, é imprescindível a obtenção de dados isotópicos robustos de mais amostras, para tornar as interpretações mais precisas do ponto de vista estatístico.

Implicações quanto às fontes de proveniência serão pouco concretas, no entanto, é possível estabelecer algumas correlações com dados geocronológicos disponíveis na região estudada.

Nas amostras K-40 e K-56 da Sequência Cachoeira, as maiores contribuições de zircões detríticos são de idades do período Ediacarano, entre 620 e 590 Ma. Estas idades coincidem com a aglutinação do Ribeira Sul e a justaposição dos terrenos adjacentes aos estudados. Portanto, é possível supor um aporte sedimentar considerável de suítes graníticas resultantes das colisões entre o Cráton Paranapanema e os terrenos Curitiba e Luís Alves, nesse período, por exemplo.

Quanto ao restante da distribuição, a amostra K-56 apresenta uma distribuição restrita, com picos baixos de idades distribuídas ao longo do Neoproterozoico e poucos picos no Mesoproterozoico, sendo possível correlacionar a proveniência com unidades do Domínio Mongaguá, por exemplo. Já a K-40 possui uma distribuição mais uniforme entre o Neo e o Paleoproterozoico, com idades Criogenianas, similares à K-56, mas também idades Tonianas, Ectasianas, e uma idade Sideriana. Essas idades podem indicar fontes gnáissicas granulíticas do Terreno Luís Alves (2250-1850 Ma, [Siga Jr. et al., 1993](#)) e do Complexo Registro (2200-1900 Ma, [Passareli et al., 2008](#)).

Na Sequência Iguape, a amostra K-162 apresenta uma ampla distribuição desde o Ediacarano no Neoproterozoico até o Mesoarqueano, com picos de maior contribuição em torno de 800 Ma no Criogeniano e entre 1800 e 2000 Ma, no Estateriano e no Riáciano. Nesta amostra predominam zircões de origem magmática, então é possível supor um aporte sedimentar considerável de unidades graníticas Paleoproterozoicas do Complexo Registro, e outras fontes mais distantes dos terrenos adjacentes.

A amostra K-152 apresenta distribuição similar às amostras da Sequência Cachoeira, com grandes contribuições Ediacaranas, no entanto, o que melhor diferencia as duas

sequências são contribuições Mesoarqueanas, que são ausentes na outra sequência. Essas contribuições são muito mais complicadas de serem traçadas. Mas pode-se considerar rochas Mesoarqueanas do Cráton São Francisco (3,3-3,6 e 3,2-2,9 Ga, [Teixeira et al., 2017](#)) e em porções do Cráton do Congo (2850-3480 Ma, [Takam et al., 2009](#)). Sendo o Terreno Costeiro é entendido como sendo parte do Cráton do Congo ([Passarelli et al., 2019](#)), essa associação pode ser levada em consideração.

Com o intuito de correlacionar as Sequências Iguape e Cachoeira com metassedimentos estudados em outras regiões dos terrenos Curitiba e Costeiro, serão utilizados como comparação histogramas elaborados por [Cury \(2009\)](#), de amostras da Sequência Rio das Cobras (figura 16) e Turvo-Cajati (figura 17).

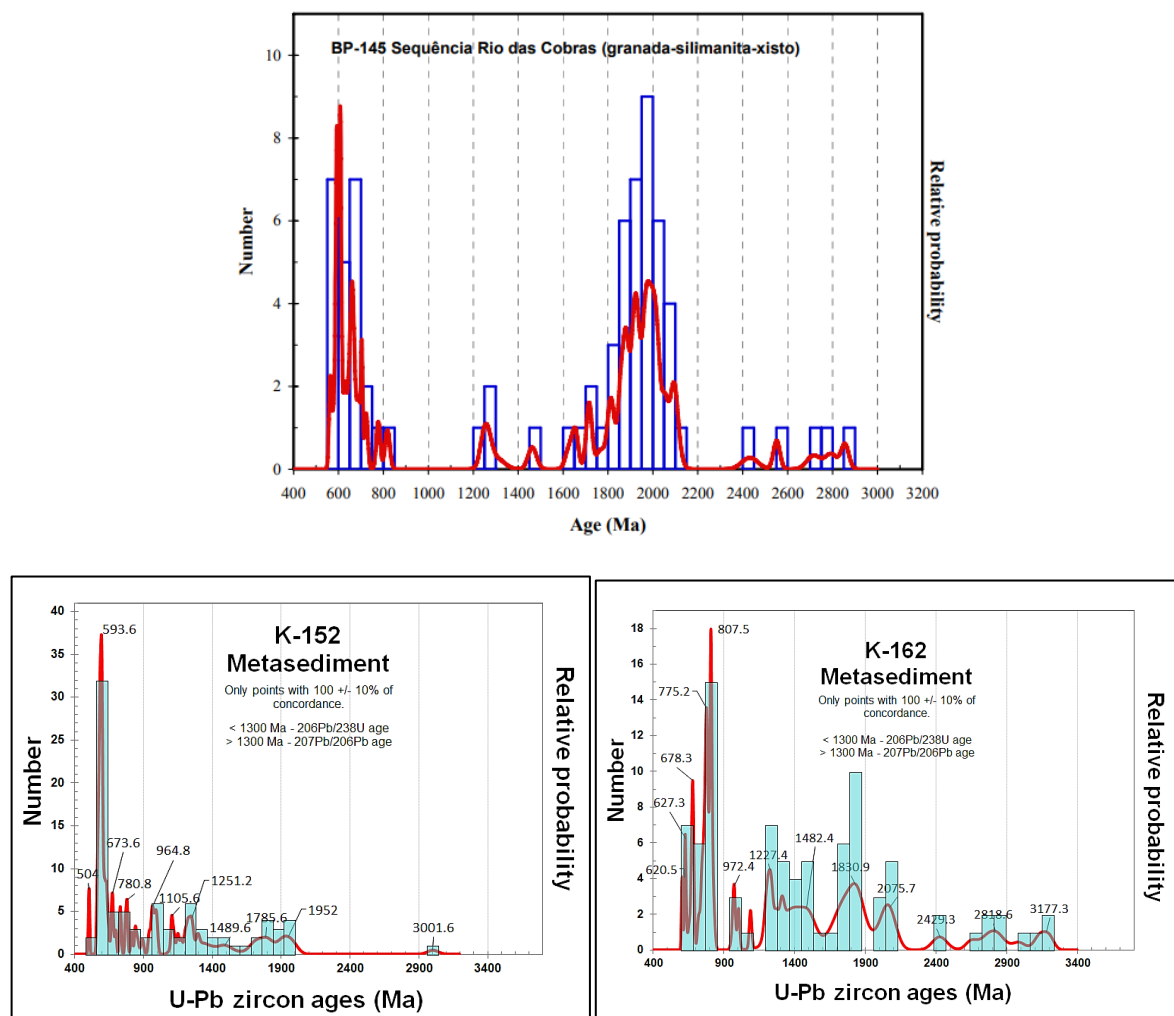


Figura 16: Comparação entre os histogramas da Sequência Iguape e histograma com as idades obtidas nos zircões do granada-sillimanita-xisto da Sequência Rio das Cobras (extraído de [Cury, 2009](#)).

Comparando os histogramas acima, a amostra K-162 apresenta distribuição de idades de certa forma similar, com contribuições significativas do Ediacarano e do Paleoproterozoico, além de contribuições Mesoarqueanas, no entanto a magnitude dos picos de idades não se comporta da mesma forma.

A amostra K-152 não apresenta comportamento semelhante à Sequência Rio das Cobras, apresentando semelhanças somente em relação aos picos de idade Ediacarana, correspondentes à época em que foi identificada a idade máxima de sedimentação, porém, com pouca correlação em idades Paleoproterozoicas e Mesoarqueanas.

Estas distribuições de idades também se diferenciam pelo grau de metamorfismo, já que a amostra da Sequência Rio das Cobras é um xisto de alto grau metamórfico, enquanto as de Iguape são classificadas como xistos de baixo grau.

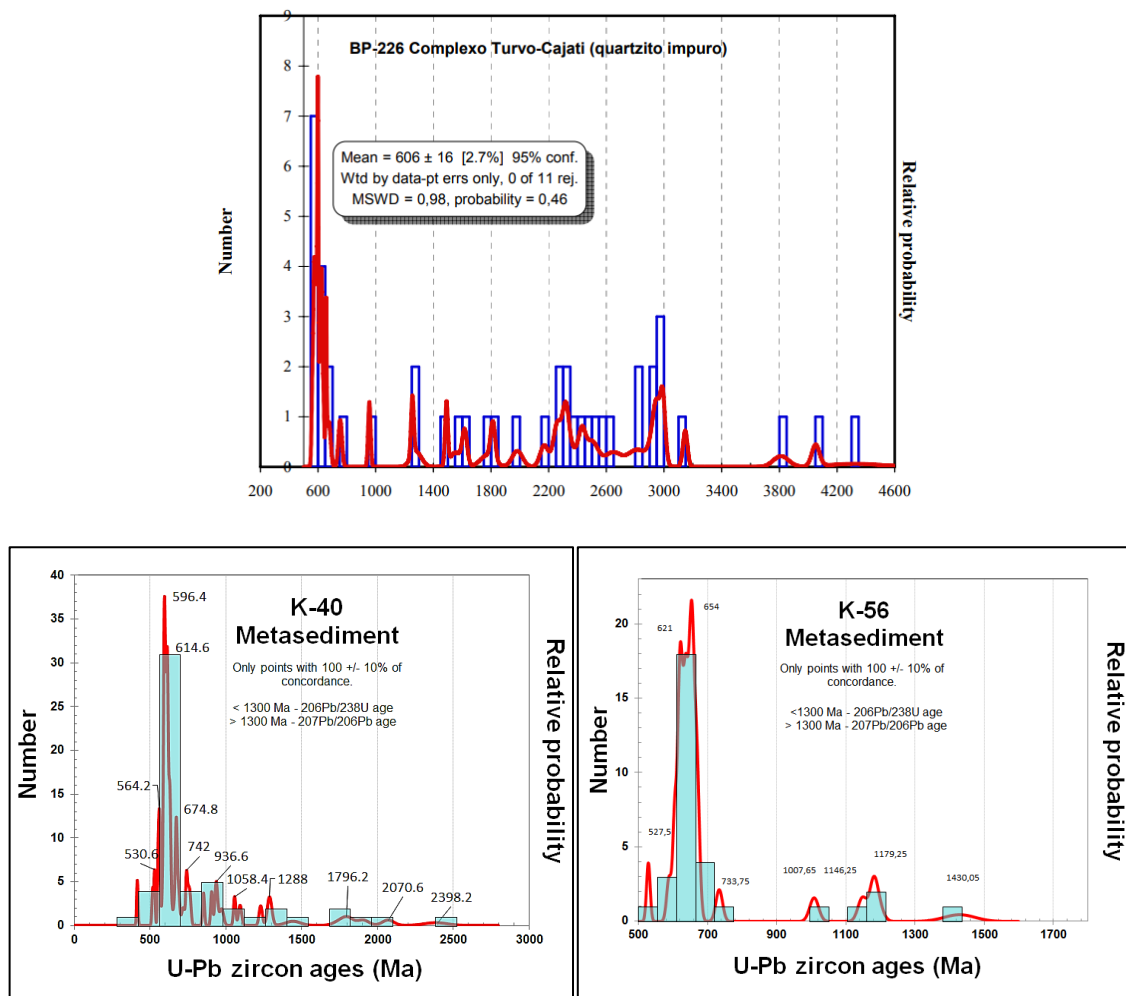


Figura 17: Comparação entre os histogramas da Sequência Cachoeira e histograma com as idades obtidas nos zircões do quartzito do Complexo Turvo-Cajati (extraído de Cury, 2009).

Comparando a Sequência Cachoeira com a Sequência Turvo-Cajati, ambas apresentam idades máximas de sedimentação similares, com grandes contribuições do Ediacarano.

Idades do Mesoproterozoico se relacionam de alguma forma, no entanto, diferente da amostra estudada por Cury, as contribuições Paleoproterozoicas na Sequência Cachoeira são escassas, ao mesmo tempo que não possuem contribuições Arqueanas.

6.3. Implicações Tectônicas

Outras relações tectônicas podem ser estudadas a partir de registros de zircão detrítico. [Cawood et al. \(2012\)](#) discute a relação entre estes registros e determinadas configurações tectônicas de bacias sedimentares. O tipo de bacia, o seu tamanho e a magnitude da atividade sedimentar são sempre relacionados ao seu ambiente tectônico.

Bacias ao longo de limites de placas (bacias de rifte, *foreland*, bacias associadas a arcos etc.), são caracterizadas por atividade tectônica sin-deposicional e resultam em variações espaciais e temporais, como também em variações na proveniência de sedimentos em seu interior. Além de mudanças laterais de litofácies e incorporação de detritos de fontes soerguidas próximas. Nessas bacias o magmatismo sin-sedimentar é provável, e as idades mais jovens de zircões detríticos serão aproximadas do tempo de acumulação sedimentar.

Em contraste, bacias em configurações intraplacas (como em margens passivas, por exemplo), são tectonicamente estáveis. Geralmente caracterizadas por continuidade espacial das suas litofácies sedimentares e são alimentadas por uma extensa província distributiva. Atividade magmática sin-sedimentar é geralmente ausente nessas configurações, e as idades de zircão detrítico mais novas indicarão idades máximas de sedimentação dezenas a centenas de milhões de anos mais velhas do que a época de acumulação de sedimentos na bacia.

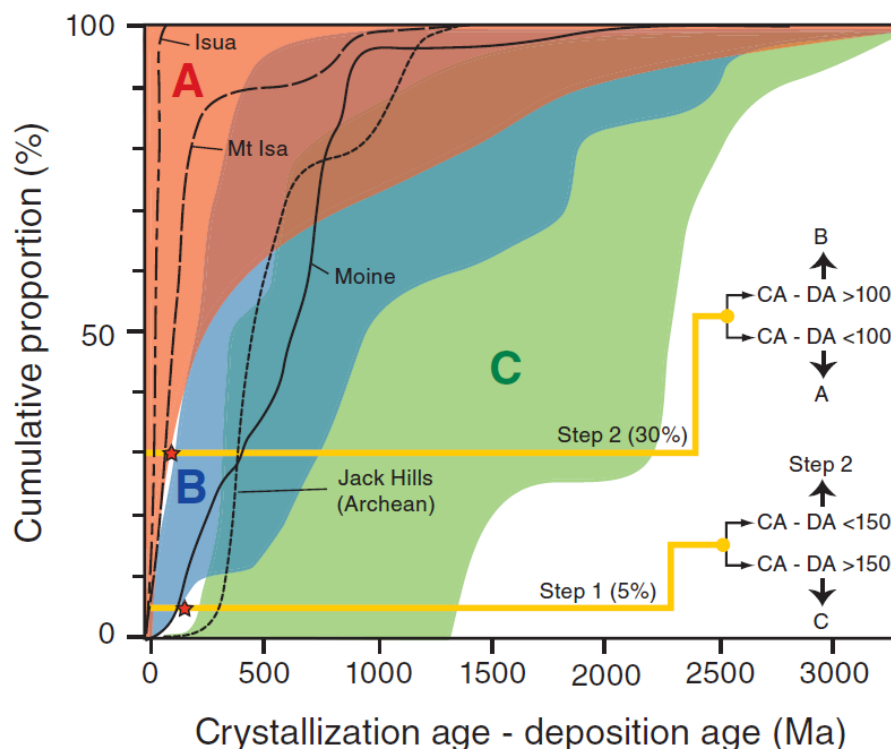


Figura 18: Modelo de diagrama CDF de Idades de cristalização/idade de deposição. Delimitações dos campos de A: limites convergentes; B: Limites colisionais e C: Limites extensionais (extraído de [Cawood et al., 2012](#)).

Para identificar o ambiente tectônico em que a paleobacia se insere (Convergente - A, Colisional - B, ou Extensional - C), são plotadas curvas de distribuição cumulativas a partir

das diferenças entre idades de cristalização dos zircões datados (*crystallization age* - CA) e idade de deposição da sequência (*deposition age* – DA) estudada (figura 18).

As zonas são delimitadas a partir de registros de zircões detríticos de bacias em ambientes tectônicos já conhecidos. Em geral, a diferenciação entre um ambiente e outro se dá pela proporção de zircões com diferença CA – DA de até 150 Ma, onde é traçada uma linha de referência no diagrama. Em ambientes convergentes, em geral, a maior parte dos zircões tem idades muito próximas à idade de deposição, com bacias de ante-arco e fossas podendo apresentar distribuições unimodais, enquanto bacias de retro-arco apresentam maior proveniência de detritos mais antigos provenientes da área cratônica. Bacias em ambientes colisionais (bacias de *foreland*, por exemplo), contém geralmente pequenas quantidades de zircões com idades próximas à época de deposição do sedimento, mas contém uma proporção significativa de grãos (entre 50% e 10%), até 150 Ma mais antigos que a idade máxima de deposição do sedimento, refletindo deposição de magmatismo sin-colisional e de arcos pré-estabelecidos durante o fechamento da bacia oceânica, como também idades mais antigas, representando outras unidades aglutinadas no cinturão orogênico, bem como no *foreland* cratônico. Por fim, em ambientes extensionais, as bacias são dominadas por idades de zircões detríticos muito mais velhas do que a acumulação do sedimento, com menos de 5% dos grãos com 150 Ma de diferença da idade de deposição, que refletem atividade vulcânica relacionada ao rifteamento, no entanto, de composição máfica, com pouquíssima quantidade de zircão.

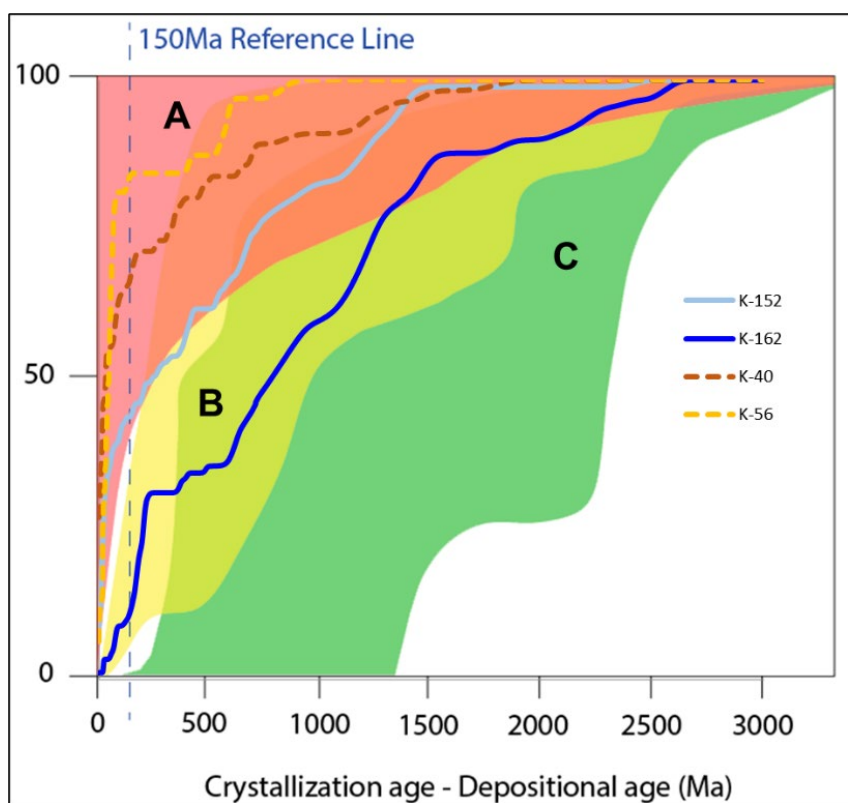


Figura 19: Curvas de distribuição cumulativa de idades de cristalização e idades de deposição plotadas sobre os campos de ambientes tectônicos do modelo de [Cawood et al., 2012](#).

As curvas de distribuição cumulativa das amostras de metassedimentos Iguape e Cachoeira foram plotadas sobre as zonas de ambientes tectônicos na figura 19. As amostras da Sequência Cachoeira recaíram sobre o **campo A**, de ambiente convergente e as amostras da Sequência Iguape sobre o **campo B**, de ambiente colisional.

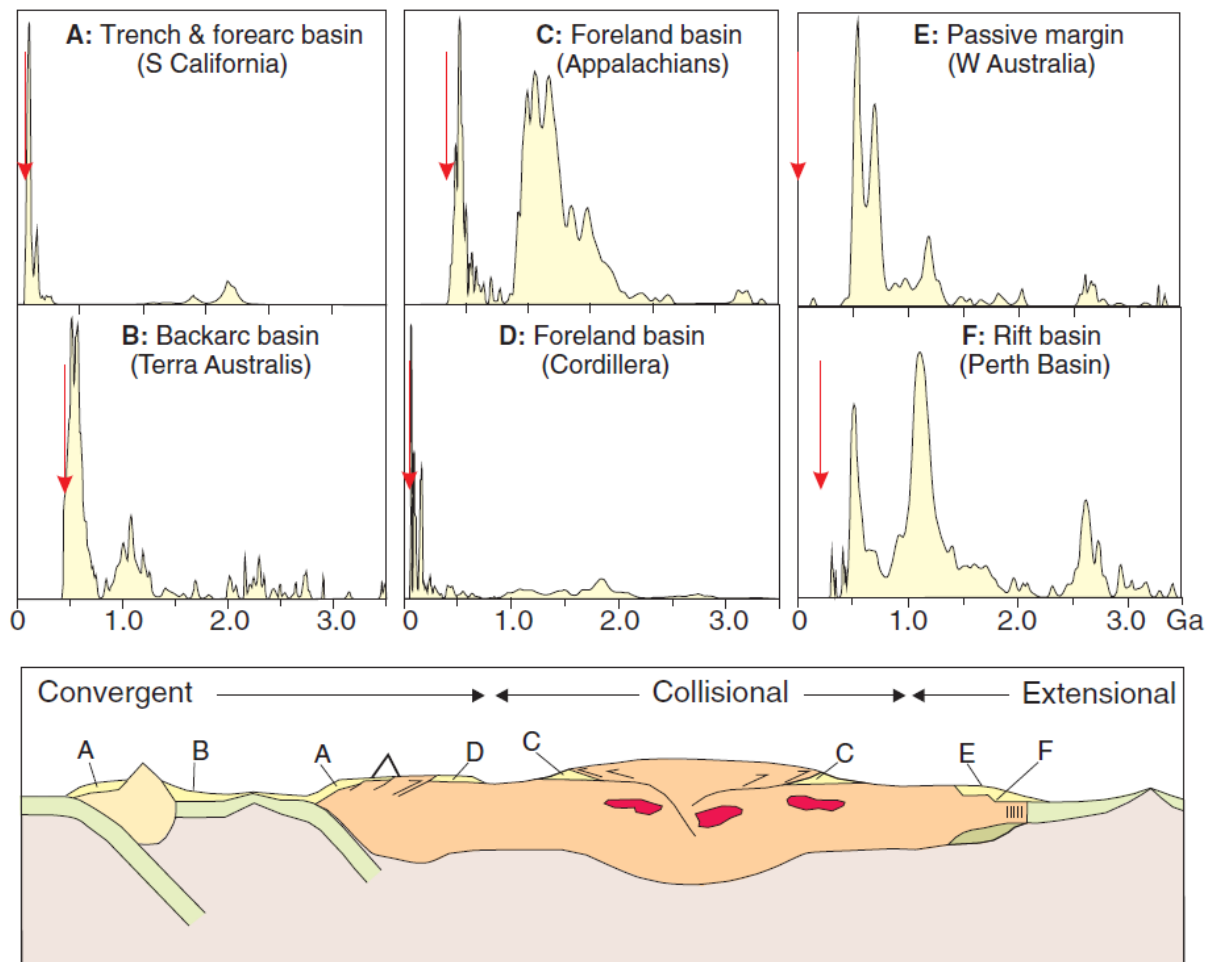


Figura 20: Modelos de distribuição de idades de zircões detríticos correlacionados a tipos de bacias em ambientes convergentes, colisionais e extensionais (extraído de [Cawood et al., 2012](#))

Definido o tipo de ambiente tectônico de deposição das paleobacias, também é possível classificar o tipo de bacia pela comparação das curvas PDFs em comparação com outro modelo pré-estabelecido por [Cawood et al. \(2012\)](#) (figura 20).

Pela comparação do modelo e dos histogramas PDFs produzidos neste trabalho, é possível classificar as amostras K-152 e K-162 como similares aos modelos de bacias de *foreland*. Já as amostras da Sequência Cachoeira se assemelham ao modelo de bacia de retroarco.

7. CONCLUSÕES

Considerando os objetivos propostos, a partir das metodologias empregadas neste trabalho foi possível caracterizar as Sequências Cachoeira e Iguape no que tange às características petrológicas e metamórficas, bem como diferenciá-las em domínios distintos.

A Sequência Cachoeira é em geral representada por granada-biotita paragneisses miloníticos, de alto grau metamórfico, em condições de fácies xisto verde superior à granulito.

A Sequência Iguape é representada por xistos finos miloníticos de baixo grau metamórfico, em condições de fácies xisto verde intermediária.

Com o auxílio das imagens de CL e datações isotópicas, foi possível identificar de forma satisfatória as idades máximas de sedimentação e metamorfismo de cada amostra: K-40: idade máxima de sedimentação em \cong **750 Ma** e idade de metamorfismo \cong **597 Ma**; K-56: idade máxima de sedimentação \cong **740 Ma** e idade de metamorfismo entre **600 e 620 Ma**; K-152: idade máxima de sedimentação entre **600-610 Ma** e idade de metamorfismo em **575 Ma**. e K-162: idade máxima de sedimentação em **603 Ma**.

As idades obtidas também foram importantes para diferenciar ainda mais as sequências entre si, com as amostras da Sequência Cachoeira apresentando distribuição de idades mais restritas entre o Neoproterozóico e Mesoproterozoico, com algumas contribuições Paleoproterozoicas; enquanto a Sequência Iguape apresentou distribuições mais amplas, entre o Neoproterozoico e o Mesoarqueano, com contribuições significativas do Paleoproterozoico.

O Teste K-S indicou que há 21,2% de chance de os zircões das amostras da Sequência Cachoeira serem provenientes das mesmas regiões. Por outro lado, o teste verificou que há baixíssima correlação entre os zircões das amostras da Sequência Iguape, com um valor-P <5%, indicando que as amostras possuem proveniência de regiões distintas. Investigações mais aprofundadas na literatura deverão ser realizadas para verificar a significância estatística deste teste no estudo de zircão detrítico.

Com todos estes dados disponíveis foi possível discutir vários tópicos em relação a proveniência das amostras em um contexto paleogeográfico bem como comparar e testar correlações com sequências metassedimentares nos terrenos adjacentes à área de estudo, sobretudo, as Sequências Rio das Cobras e Turvo-Cajati.

Também foi possível comparar os registros de zircões detríticos com modelos de ambientes tectônicos de formação de bacias sedimentares. As amostras da Sequência Cachoeira foram classificadas como bacias de ambientes convergentes (bacia de retroarco), enquanto as amostras da Sequência Iguape foram classificadas como bacias de ambientes colisionais (bacia de ante-país),

Há de se fazer ressalvas em relações as classificações tectônicas e correlações com outras sequências metassedimentares. Os resultados das análises isotópicas obtidos indicam

que não há um comportamento homogêneo entre as amostras de uma mesma sequência, mesmo se tratando de amostras coletadas em campo próximas umas das outras geograficamente.

Hipóteses em relação à atividade hidrotermal nas sequências estudadas foram levantadas, a partir de evidências como os zircões alterados nas amostras K-40 e K-56, e que podem ser relevantes na interpretação de idades mais jovens do que as idades de metamorfismo estimadas, além da interpretação de zircões metamorfizados em fácies xisto verde. Estas hipóteses poderão ser retomadas em trabalhos futuros de forma mais aprofundada, como por exemplo, a partir da interpretação de dados de inclusões fluidas.

Por fim, conclui-se que é necessário, um maior volume de amostras datadas e uma maior variedade de tratamentos estatísticos para que seja possível fazer correlações mais concretas com as Sequências Turvo-Cajati e Rio das Cobras, realizar interpretações sobre a evolução tectônica destas sequências durante a justaposição dos terrenos do CR Sul, bem como para obter interpretações mais robustas sobre a proveniência e a tectônica das paleobacias estudadas.

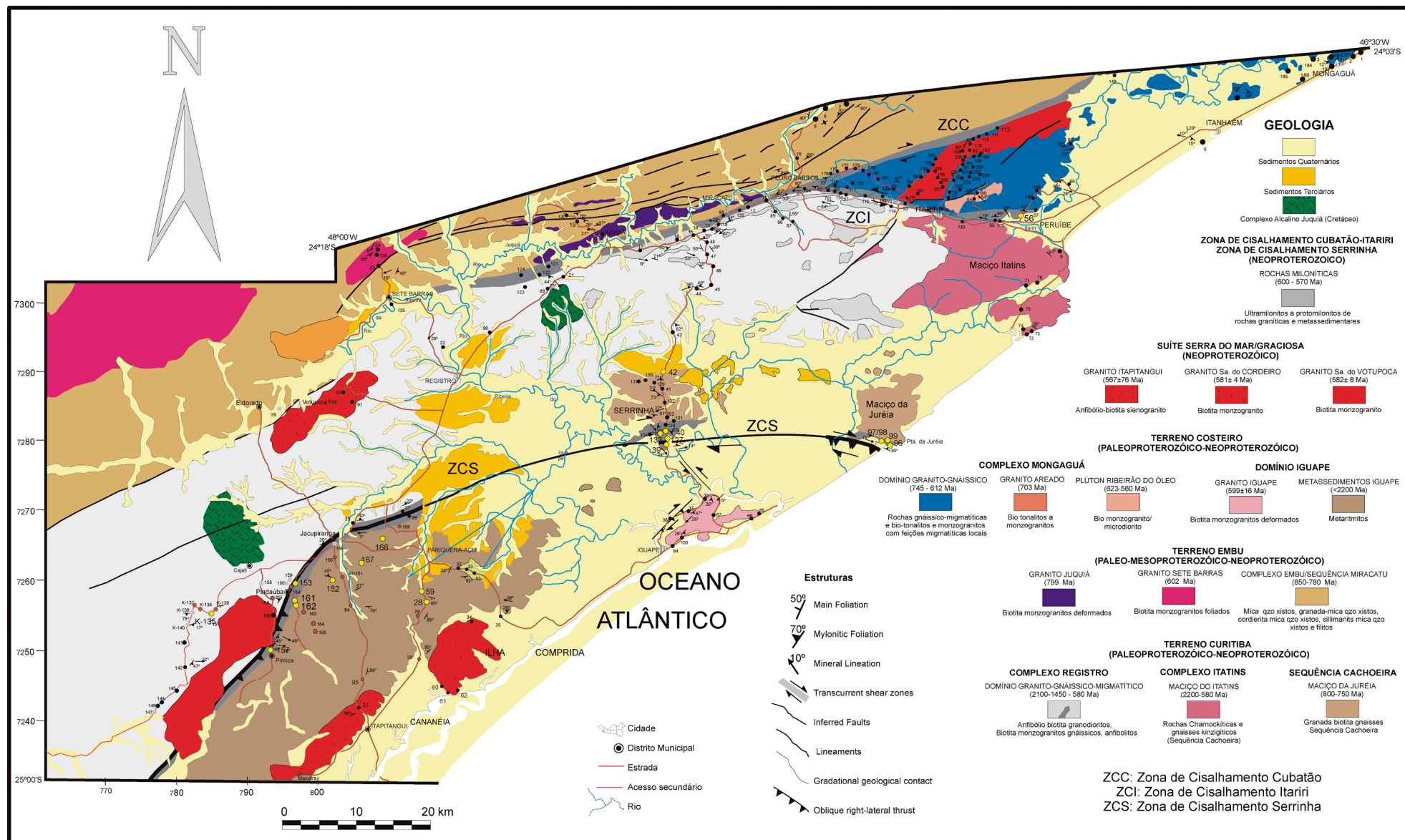
REFERÊNCIAS

- Affaton, P., Kalsbeek, F., Boudzoumou, F., Trompette, R., Thrane, K., Frei, R., 2016, The Pan-African West Congo belt in the Republic of Congo (Congo Brazzaville): Stratigraphy of the Mayombe and West Congo Supergroups studied by detrital zircon geochronology. *Precambrian Research*, 272: 185–202.
- Almeida, F.F.M., Hasui, Y., Brito Neves, B.B., Fuck, R.A., 1981, Brazilian structural provinces, an introduction. *Earth Sci Rev* 17, 1–29.
- Arizona LaserChron Center, 2020. Excel-based tools: https://drive.google.com/file/d/1ju5B_h4kHvbK7PR2WHM9DJQELByqdJP/view (acessado em novembro, 2021).
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Machiavelli, A., Mancini, F., 1992, Evolução tectônica dos terrenos entre os Cinturões Ribeira e Dom Feliciano (PR - SC). *Braz J Geol Former Rev Brasil Geociênc*, 22(2):216–221.
- Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Passarelli, C.R., Drukas, C.O., Sato, K., Sproesser, W.M., 2009. The role of the Curitiba and Luis Alves Microplates during the west Gondwana assembly. *Boletim de Resumos Expandidos Simpósio 45 Anos de Geocronologia no Brasil*, 26–31.
- Basei, M.A.S., Frimmel, H.E., Campos Neto, M.C., Araújo, C.E.G., Castro, N.A., Passarelli, C.R., 2018. The Tectonic History of the Southern Adamastor Ocean Based on a Correlation of the Kaoko and Dom Feliciano Belts. *Geology of Southwest Gondwana. Regional Geology Reviews*, Chap. 3: 63–85.
- Corfu, F., Hanchar, J.M., Hoskin P.W.O., Kinny P, 2003, Atlas of zircon textures. In: Hanchar, J.M., Hoskin P.W.O. (Eds.) *Zircon. Mineralogical Society of America Reviews in Mineralogy & Geochemistry* 53: 469–500.
- Cury, L.F., Siga Jr., O.; Harara, O.M.M., Sato K., Basei M.A.S., 2008, Geological and geochronological setting of Paranaguá Domain, Ribeira Belt - southern Brazil. *International Geological Congress, Oslo*.
- Cury, L.F., 2009, *Geologia do Terreno Paranaguá*. Tese de Doutorado. Instituto de Geociências, Universidade de São Paulo, 188 p.
- Dantas, A.S.L., Gimenez, Filho A., Teixeira A.L., Nagata N., Fernandes L.A., Albuquerque Filho, J.L., Frasca, M.H.B.O., 1987, Evolução geológica e estrutural da faixa costeira nas regiões de Jiquiá e Miracatu, Sul do Estado de São Paulo. In: *Simpósio Regional De Geologia 6, Rio Claro, SP, Brasil, SBG 1*: 173–189.
- Faleiros, F.M., 2008, Evolução de terrenos tectono-metamórficos da serra da ribeira e planalto alto turvo (SP, PR). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, University of São Paulo, 304p.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Martins, L., Vlach, S.R.F., Vasconcelos, P.M., 2011, Ediacaran high-pressure collision metamorphism and tectonics of the southern Ribeira belt (SE Brazil): evidence for terrane accretion and dispersion during Gondwana assembly. *Precambrian Research*, 189 (3-4): 263-291.
- Faleiros, F.M., Campanha, G.A.C., Pavan, M., Almeida, V.V., Rodrigues, S.W.O., Araújo, B.P., 2016, Short-lived polyphase deformation during crustal thickening and exhumation of a collisional orogen (Ribeira Belt, Brazil). *Journal of Structural Geology* 93, 106–130.
- Guynn, J., Gehrels, G.E., 2010, Comparison of detrital zircon age distributions in the K-S test: Tucson, University of Arizona, Arizona LaserChron Center, 16 p.
- Harara, O.M.M., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Campos Neto, M.C., 2004, Neoproterozoic supra subduction zone (SSZ) ophiolitic rocks from Piên (PR), southern Brazil. *Quarenta anos de geocronologia no Brasil. Boletim de Resumos*, 89.
- Hartmann L.A., Silva L. C., Orlandi Filho V., 1979, O Complexo Granulítico de Santa Catarina. Descrição e implicações genéticas. *Acta Geol Leopoldensia* 3(6):93–112.
- Hay, D.C., Dempster, T.J, 2009, Zircon behaviour during low-temperature metamorphism. *Journal v.50, n. 4*, pp. 571-589.


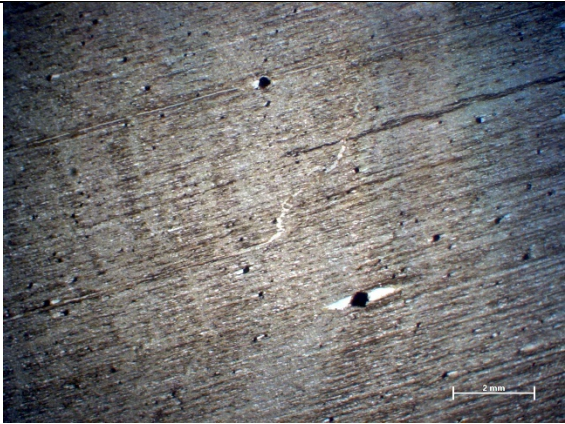
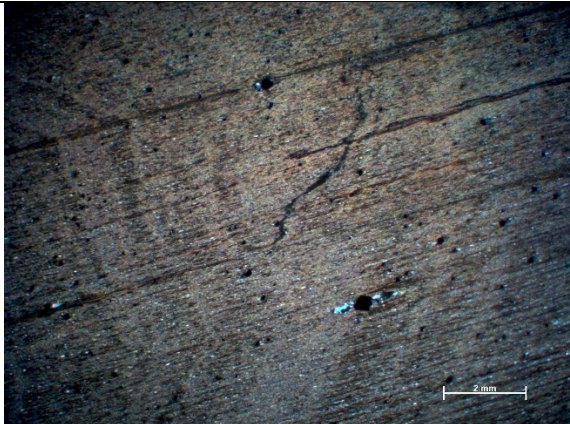
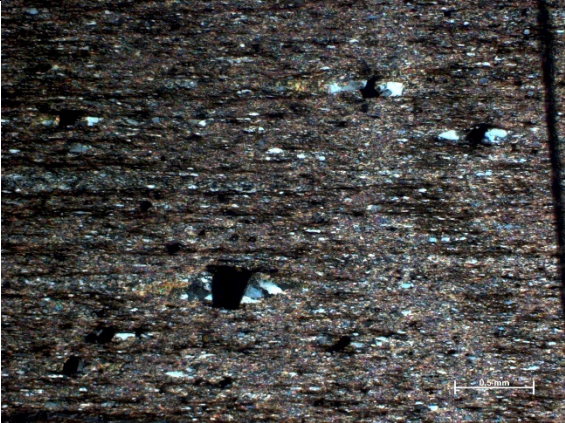
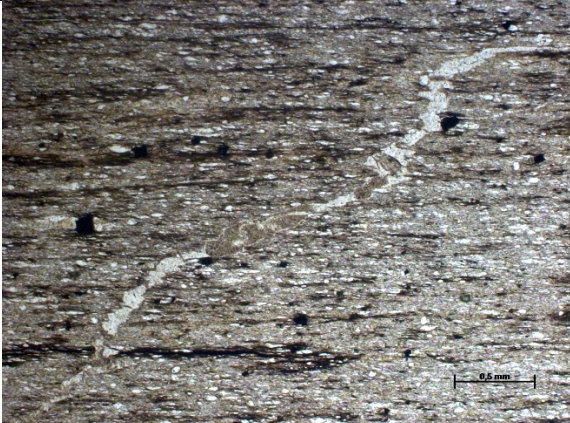
- Heilbron, M., Pedrosa-Soares, A., Campos Neto, M.C., Silva, L.C., Trouw, R., Janasi, V.A., 2004, Brasiliano Orogens in Southeast and South Brazil. In: Weinberg R, Trouw R, Fuck R, Hackspacher P (eds) The 750–550 Ma Brasiliano Event of South America, Journal of the Virtual Explorer Electronic Edition 17: Paper 4.
- Ludwig, K.R., 2012, User's manual for Isoplot 3.75: a geochronological toolkit for Microsoft Excel. Berkeley Geochronology Center Special Publication. http://www.bgc.org/isoplot_etc/isoplot/Isoplot3_75-4_15manual.pdf.
- Passarelli, C.R., 2001, Caracterização estrutural e geocronológica dos domínios tectônicos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. PhD thesis, Institute of Geosciences—University of São Paulo, 254 p.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Campos Neto, M.C., Siga Jr., O., Prazeres Filho, H.J., 2004, Geocronologia e geologia isotópica dos terrenos Pré–Cambrianos da porção sul-oriental do Estado de São Paulo. *Geologia USP* 4, 55–74.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Prazeres Filho, H.J., Siga Jr., O., Szabó, G.A.J., Marco-Neto, J., 2007, Structural and geochronological constraints on the evolution of the Juréia Massif, Registro Domain, State of São Paulo, Brazil. *An Acad Bras Cienc* 79: 441–455.
- Passarelli, C.R., Wemmer, K., Siga Jr., O., Siegesmund, S., Basei, M.A.S., 2008, Tectonothermal evolution of the SE São Paulo State Precambrian terranes. In: S Am Symp Isot Geol 6. San Carlos de Bariloche, Argentina, 2008. Book of Abstracts, pp 150.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sato K., Sproesser W.M., Loios, V.A.P., 2009, Dating minerals by ID-TIMS geochronology at times of in situ analysis: selected case studies from the CPGeo-IGc-USP laboratory. *An Acad Bras Cienc* 81:1–25.
- Passarelli, C.R., Basei M.A.S., Wemmer K., Siga Jr., O., Oyhançabal P., 2011. Major shear zones of southern Brazil and Uruguay: escape tectonics in the eastern border of Rio de la Plata and Paranapanema cratons during the Western Gondwana amalgamation. *International Journal of Earth Sciences. Geologische Rundschau* 100, 391–414.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Cavalcante da Silva, P., Shinoda, R., 2016, New U-Pb LA-ICP-MS ages from granitic and migmatitic rocks of the Costeiro Terrane, Mongaguá Domain, Southeastern Brazil: some petrogenetic implications. *South American Symposium on Isotope Geology*, 10, Puerto Vallarta, Mexico CD of Abstracts.
- Passarelli, C.R., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Harara, O.M.M., 2018, The Luis Alves and Curitiba Terranes: Continental Fragments in the Adamastor Ocean. 10.1007/978-3-319-68920-3_8.
- Passarelli, C.R., Verma, S.K., McReath, I., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., 2019, Tracing the history from Rodinia break-up to the Gondwana amalgamation in the Embu Terrane, southern Ribeira Belt, Brazil, *Lithos*, Volumes 342–343, 2019, Pages 1-17.
- Passarelli, C.R., Verma, S.K., 2020, Evidence of mingling between contrasting magmas in the Ribeirão do Óleo Pluton, Coastal Terrane and the tectonic implications on the Ribeira Belt, Brazil. *Int J Earth Sci (Geol Rundsch)* 109, 317–344.
- Patias, D., Cury L.F., Faleiros F.M., Calderón M., Siga Jr., O., Theye T., 2020, Late Neoproterozoic P-T-t paths of syn- and post-collisional metamorphism in the Paranaguá Terrane, Ribeira Belt (Brazil): implications for West Gondwana assembly. *International Geology Review*. <https://doi.org/10.1080/00206814.2020.1833372>.
- Pavan, M., Sawyer, E.W., Moraes, R., Faleiros, F.M., 2021, Partial melting of granodiorite: insights from Ediacaran granulite-facies metamorphism in Southern Brazil. *Journal of Petrology*, v. 62, n. 7.
- Ricardo, B.S., Faleiros, F.M., de Moraes, R., Siga Jr., O., Campanha, G.A.C., 2020, Tectonic implications of juxtaposed high- and low-pressure metamorphic field gradient rocks in the Turvo-Cajati Formation, Curitiba Terrane, Ribeira Belt, Brazil, *Precambrian Research*, 345, 105766.
- Rubatto, D., 2002, Zircon trace element geochemistry: partitioning with garnet and the link between U–Pb ages and metamorphism. *Chemical Geology*, v. 184, p. 123-138.
- Sato, K., Basei, M.A.S., Siga Jr., O., Sproesser, W.M., Passarelli, C.R., 2008, Novas técnicas aplicadas ao método U-Pb no CPGeo - IGc/USP: avanços na digestão química,



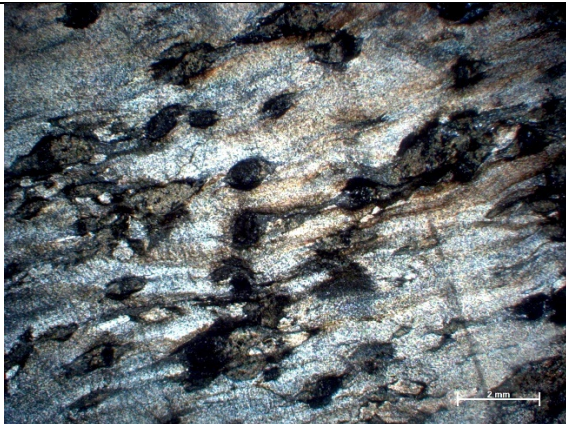
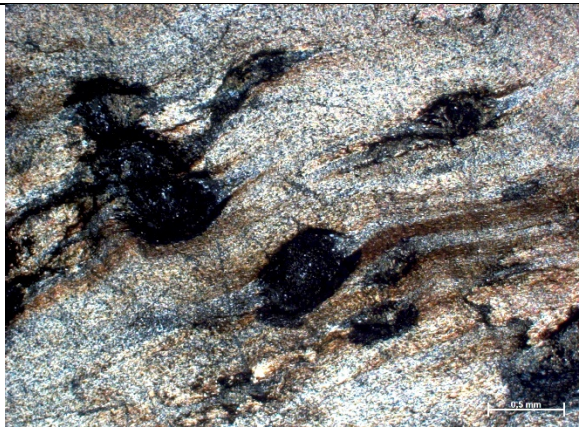
- espectrometria de massa (TIMS) e exemplos de aplicação integrada com SHRIMP. *Geologia USP. Série Científica*, 8(2), 76-99.
- Sato, K., Siga Jr., O., Silva, J.A., McReath, I., Liu, D., Iizuka, T., Rino, S., Hirata, T., Sproesser, W.M., Basei, M.A.S., 2009, In situ isotopic analyses of U and Pb in Zircon by remotely operated SHRIMP II, and Hf by LA-ICP-MS: an example of dating and genetic evolution of zircon by $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ from the Ita Quarry in the Atuba Complex, SE Brazil. *Geol USP Sér Cient* 9:61–69
- Sato, K., Basei, M.A.S., Sproesser, W.M., Siga Jr., O. 2012, The application of U–Pb geochronology to zircon and titanite by laser ablation— ICP–MS. *Geonalysis 2012: the 8th international conference on the analysis of geological and environmental materials*, abstracts, p 86.
- Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Machiavelli, A., 1993, Evolução geotectônica da porção NE de Santa Catarina e SE do Paraná, com base em interpretações geocronológicas. *Rev Bras Geociên* 23(3):215–223.
- Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Reis Neto, J.M., Machiavelli, A., Harara, O.M.M., 1995, O Complexo Atuba: Um Cinturão Paleoproterozóico Intensamente Retrabalhado no Neoproterozóico. *Geologia USP. Série Científica*, 26: 69-98.
- Siga Jr., O., Basei, M.A.S., Passarelli, C.R., Sato, K., Cury, L.F., McReath, I., 2009, Lower and Upper Neoproterozoic magmatic records in Itaiacoca Belt (Paraná–Brazil): Zircon ages and lithostratigraphy studies. *Gond. Res.* 15, 197–208.
- Silva, A.T.S.F., Chiodi Filho, C., Chiodi, D.K., Algarte, J.P., 1978, *Geologia Integrada das Folhas Cananéia e Iguape*. In: Congresso Brasileiro De Geologia 30, Recife, PE, Brasil, SBG 1: 208–221.
- Silva, D.B., Sayeg, I.J., Onoe, A.T., Silva, M., Silva, W.B., Hollanda, M.H.B.M., 2017. Protocolo de Preparação de Minerais para Análise de U-Pb in situ por Espectrometria de Massa. São Paulo, SP. II Workshop of Inorganic Mass Spectrometry.
- Souza, S.L., Basei, M.A.S., Sato, K., Silva, W.B., 2017. LA-MC-ICP-MS instrumentation and acquisition of U-Pb ages on zircon, monazite and titanite at CPGeo-USP. São Paulo, SP. II Workshop of Inorganic Mass Spectrometry.
- Spear, F. S., Cheney, J.T., 1989, A petrogenetic grid for pelitic schists in the system $\text{SiO}_2\text{-Al}_2\text{O}_3\text{-FeO-MgO-K}_2\text{O-H}_2\text{O}$. *Contrib. Mineral. Petrol.*, v. 101, pp. 149–164.
- Spear, F., Kohn, M., Cheney, J., 1999, P-T paths from anatectic pelites. *Contrib Mineral Petrol* v. 134, pp. 17–32.
- Stipp, M., Stünitz, H., Heilbronner, R., Schmid, S.M., 2002, The Eastern Tonale fault zone: a 'natural laboratory' for Crystal plastic deformation of quartz over a temperature range from 250 to 700 °C. *Journal of Structural Geology*, v. 24, p. 1861-1884.
- Takam, T., Mokoto, A., Kokonyangi, J., Dunkley, D.J., Nsifa, E.N., 2009 Paleo-Archaeancharnockite in the Ntem Complex, Congo Craton, Camroon: Insights from SHRIMP Zircon U-Pb Ages. *Journal of Mineralogical and Petrological Sciences*, 104, 1-11.
- Teixeira W., Oliveira E.P., Marques L.S., 2017, Nature and Evolution of the Archean Crust of the São Francisco Craton. In: Heilbron M., Cordani U., Alkmim F. (eds) *São Francisco Craton, Eastern Brazil: Regional Geology Reviews*. Springer, Cham. 29-56.
- Winter, J.D., 2010, Metamorphism of Pelitic Sediments. In: *Principles of Igneous and Metamorphic Petrology*, 2ª Edição. (cap. 28; 635-663). Harlow: Pearson.


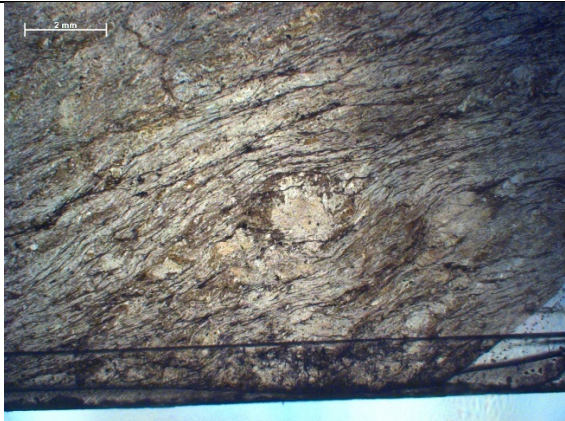
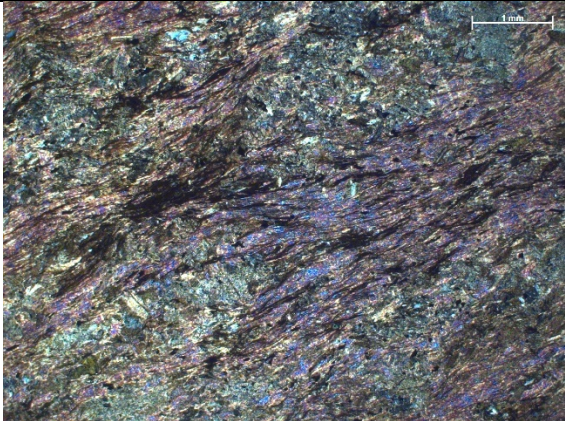
ANEXO I – MAPA GEOLÓGICO AMPLIADO DA REGIÃO ESTUDA



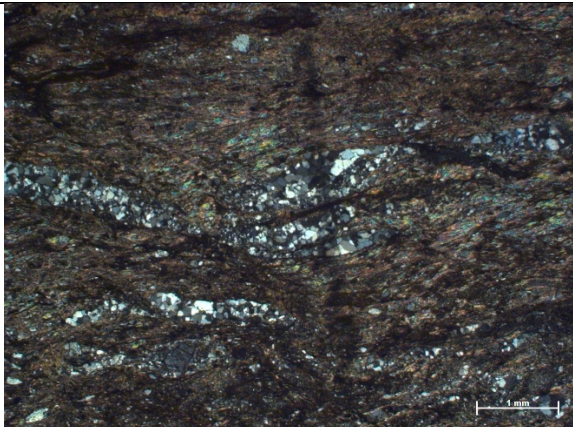
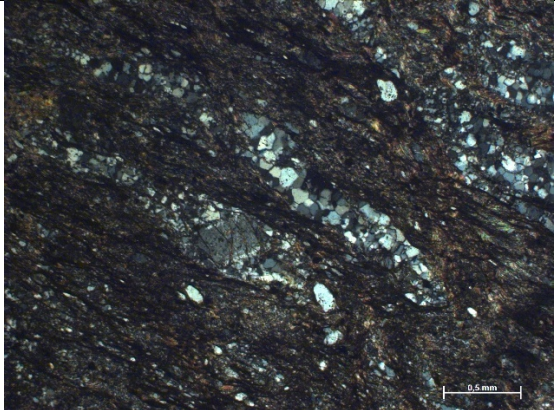




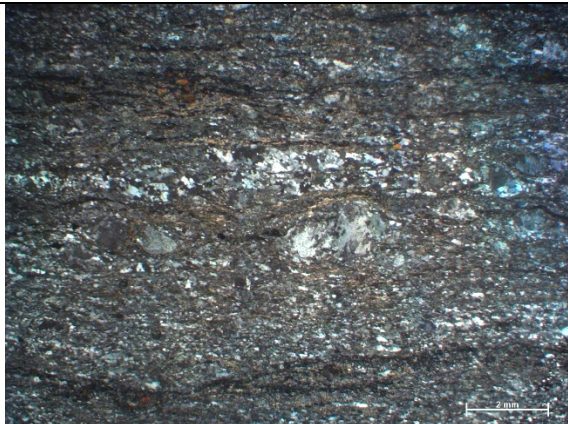
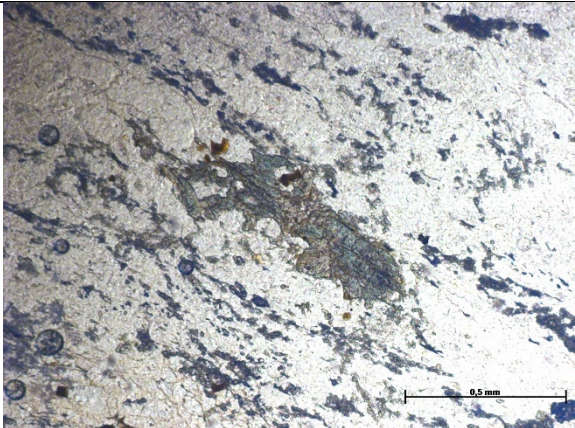
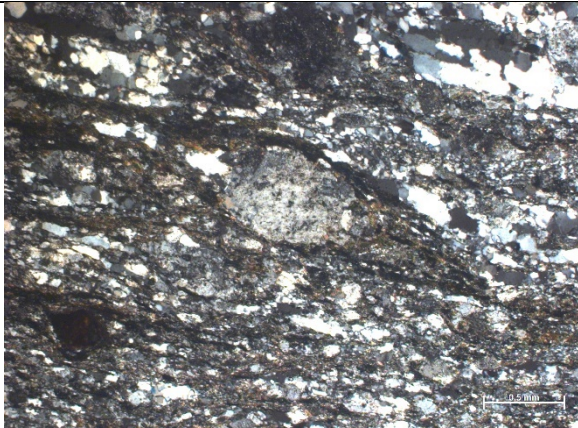
ANEXO II – FICHAS DE DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA


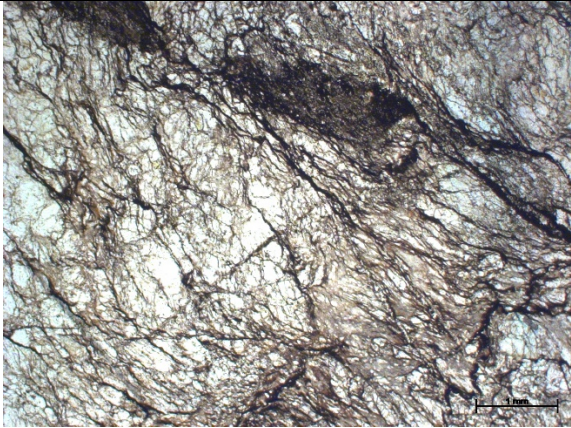
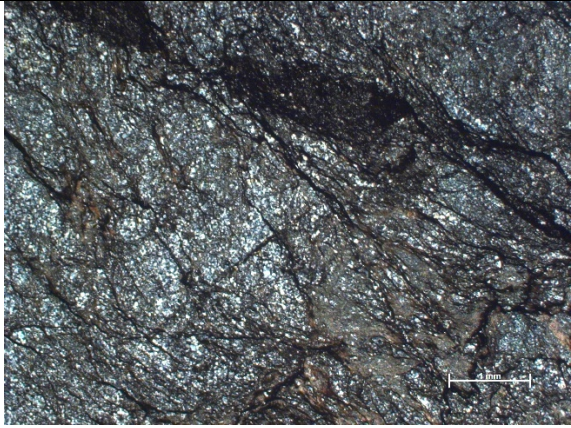
Lâmina K-28		
Unidade: Sequência Iguape		Compartimento tectônico: Domínio Iguape
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e textura: xistosidade fina, matriz grano-lepidoblástica, definida por Ser, Bt e Qtz, com porfiroblastos de minerais opacos e alguns veios de Qtz e de minerais opacos. Foliação levemente crenulada.</p> <p>Granulação: matriz muito fina (Qtz de 0,05 mm – 0,1 mm; Ser e Bt <0,05mm) porfiroblastos opacos finos (0,1 a 0,25 mm)</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Sericita (45%): extremamente fina (0,01 mm), constitui a matriz da rocha e marca sua foliação principal; hábito tabular.</p> <p>Quartzo (35%): granulação muito fina (até 0,1 mm, porém em sobras de pressão nos porfiroblastos até 0,2 mm); Grãos alongados acompanhando a foliação e intercalando com a sericita e a biotita. Ocorre também um veio descontinuo com ~0,6mm de espessura que corta obliquamente uma porção da foliação.</p> <p>Biotita (15%): granulação muito fina (aprox. 0,05 mm), hábito tabular, orientada segundo a foliação principal; aparece com textura <i>mica fishes</i> nas sombras de pressão dos porfiroblastos.</p> <p>Opacos (5%): Porfiroblastos (0,1 a 0,3 mm), hábitos prismáticos, formato de quadrados subangulosos. Apresentam sombra de pressão de quartzo e biotita e são contornados pela foliação, orientados oblíquos a ela. Opacos finos como minerais acessórios, até 0,05 mm.</p> <p>Alteração: Média; óxidos de alteração.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Ser + Qtz + Bt</p> <p>Fácies metamórfica: Xisto verde intermediário</p> <p>Nome: Biotita-Sericita xisto fino</p>		
 <p>Textura geral da lâmina – Nicóis descruzados</p>	 <p>Textura geral da lâmina – Nicóis cruzados</p>	
 <p>Detalhe de porfiroblasto de mineral opaco – Nicóis cruzados</p>	 <p>Detalhe de veio de quartzo cortando a foliação – Nicóis descruzados</p>	



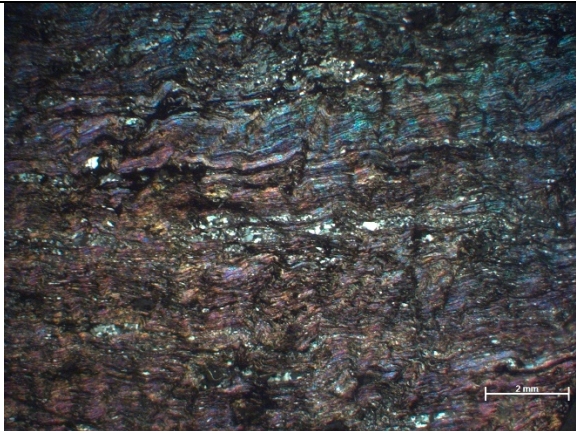
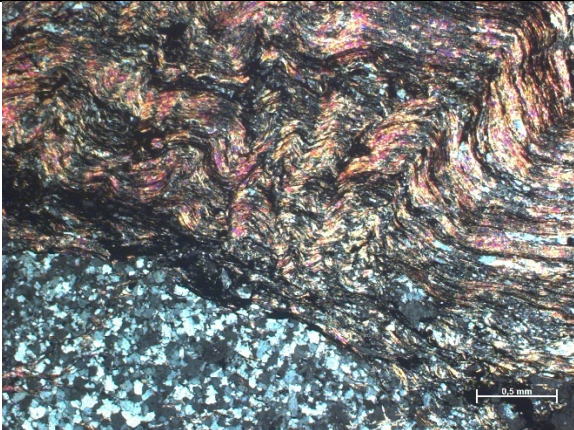
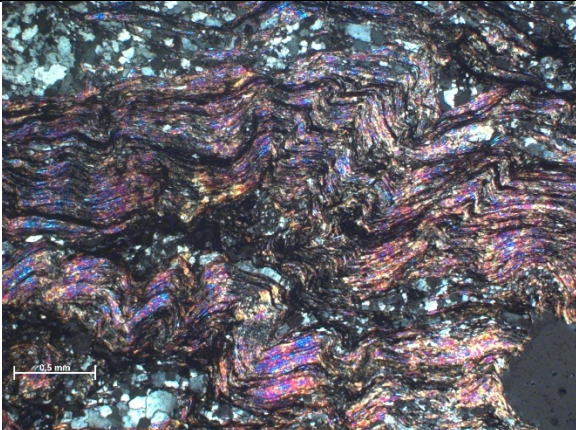
Lâmina K-59		
Unidade: Sequência Iguaçu		Compartimento tectônico: Domínio Iguaçu
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e textura: Foliada, xistosidade muito fina. Foliação geral S1 crenulada por uma S2 perpendicular/oblíqua. Textura com matriz lepidoblástica envolvendo pseudomorfos porfiroblásticos alterados.</p> <p>Granulação: Inequigranular bimodal. Matriz extremamente fina <0.01 mm, pseudomorfos de 1 mm a 1,5 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Sericita (75%): extremamente fina, hábito tabular, define a foliação principal da rocha e a sua crenulação;</p> <p>Quartzo (10%): Ocorre na matriz entre os cristais tabulares de sericita na foliação principal. Cristais alongados (extremamente finos, ~0,05 mm); ocorre substituindo os pseudomorfos (0,05 – 0,1 mm) e apresenta texturas de recristalização. Nas sombras de pressão são parecidos com os quartzos que substituem os pseudomorfos, com cristais subarredondados, de até 0,1 mm em média.</p> <p>Microclínio (5%): ocorre associado ao quartzo, intercalados na foliação principal, na forma de grãos mais grossos, e nas sombras de pressão dos pseudomorfos. Hábito arredondado a levemente estirado.</p> <p>Acessórios: Opacos distribuídos na matriz (2%); óxidos de alteração (8%) na matriz e nos pseudomorfos.</p> <p>Alteração: Proeminente, alto grau de alteração em toda a lâmina.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Ser + Qtz + Kfs</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Não é possível determinar pela paragênese</p> <p align="center">Nome: Sericita xisto fino com pseudomorfos alterados</p>		
 <p align="center">Textura geral da lâmina – Nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Textura geral da lâmina – Nicóis cruzados</p>	
 <p align="center">Detalhe de sombras de pressão em pseudomorfos – nicóis cruzados</p>		

Lâmina K-152		
Unidade: Sequência Iguape		Compartimento tectônico: Domínio Iguape
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e textura: Foliada, xistosidade fina a média. Foliação S1 crenulada por uma S2 oblíqua bem definida. A textura é lepidoblástica definida por Ms, Bt e Ser. Porfiroclastos provavelmente feldspáticos estão presentes. Na rocha também se apresentam pseudomorfos muito alterados e outros com inclusões de qtz, em estruturas sigmoides (rotacionados com figuras de pressão de Bt).</p> <p>Granulação: matriz lepidoblastica muito fina a fina. Ser <0.05 mm; Ms e Bt 0.2 mm a 0,5 mm; Qtz 0,05 a 0.2 mm. litoclastos 2,5 mm. Feldspatos 0,5 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Muscovita (35%): Grãos lenticulares e tabulares finos marcam a foliação S1 e a crenulação S2 em charneiras de dobras muito fechadas. Estruturas SC nas muscovitas, ocorrem em truncamentos nas charneiras das dobras.</p> <p>Sericita (25%): Também define a foliação principal e ocorre em bolsões substituindo os pseudomorfos.</p> <p>Biotita (25%): marca a foliação, mas aparece mais nos truncamentos entre S1 e S2. Grãos lenticulares crenulados e grãos em <i>fish</i>. Aparece nas bordas de pseudomorfos sigmoides.</p> <p>Quartzo (5%): Cristais muito finos, lentes curtas concordantes com a foliação, alguns com extinções ondulantes.</p> <p>Feldspato (5%): Ocorre em litoclastos angulosos. Os materiais sericitizados podem ser outros litoclastos.</p> <p>Opacos (<1%)</p> <p>Óxidos (5%): percolando fraturas e foliação.</p> <p>Alteração: Proeminente em toda a lâmina.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Ms + Ser + Bt + Qtz + Kfs</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Xisto verde intermediário</p> <p align="center">Nome: Biotita-muscovita xisto</p>		
 <p align="center">Aspecto geral da foliação micácea com detalhe para pseudomorfo – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da foliação micácea com detalhe para pseudomorfo – nicóis cruzados</p>	
 <p align="center">Detalhe de truncamento entre foliação S1 e S2 – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Detalhe de litoclasto qtz-kfs – nicóis cruzados</p>	

Lâmina K-153	
Unidade: Sequência Iguaçu	Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e textura: Foliada, xistosidade fina; Foliação S1 deformada com estruturas SC. A textura apresenta matriz grano-lepidoblástica (definida por sericita) com lentes granoblásticas descontínuas de Qtz e kfs.</p> <p>Granulação: Inequigranular bimodal. Matriz muito fina (sericita 0.05 mm); cristais de Qtz e kfs 0,1 a 0,3 mm na matriz. E porfiroclastos de kfs até 0,6 mm nas lentes granoblásticas.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Sericita (40%): hábito tabular, define a foliação principal cisalhada, em estruturas SC.</p> <p>Quartzo (40%): anédrico, aparece como cristais sub-arredondados dispersos na matriz; em lentes granoblásticas descontínuas o Qtz aparece alongado. Algumas lentes aparecem em formato sigmoidal. Extinções ondulantes em cristais grandes (0,3 mm). Ocorre também um veio de quartzo paralelo a foliação.</p> <p>Feldspato (10%): cristais porfiroclastos simétricos e alguns arredondados, outros alongados na matriz. Sausaritizados. Rotacionados nas estruturas SC tanto na matriz, quanto associados às lentes de quartzo.</p> <p>Opacos prismáticos (2%): geralmente rotacionados na matriz. Cristais muito finos <0,05 a finos 0,3mm.</p> <p>Óxidos (5%): produtos de alteração na foliação e percolados em fraturas.</p> <p>Epidoto (3%): produto de alteração nos interstícios das lentes de quartzo</p> <p>Alteração: Proeminente, alto grau de alteração em toda a lâmina.</p>	
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Ser + Qtz + Kfs</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Não é possível determinar pela paragênese</p> <p align="center">Nome: Sericita xisto fino milonítico</p>	
<p align="center">Foto da lâmina</p> 	
 <p>Aspecto geral da lâmina, com detalhe para lentes de Qtz deformadas em sigmóides – nicóis descruzados</p>	 <p>Aspecto geral da lâmina, com detalhe para lentes de Qtz deformadas em sigmóides – nicóis cruzados</p>
 <p>Detalhe de porfiroclasto de Kfs rotacionado – nicóis cruzados</p>	

Lâmina K-157	
Unidade: Sequência Iguaçu	Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e textura: Foliada, foliação milonítica, bandamento marcado pela alternância de bandas de quartzo fino e mica (em menor quantidade definindo a foliação S1) e bandas de quartzo médio. Bandas geralmente descontínuas, algumas sigmoidais, ocorrem porfiroclastos de feldspato e alguns ribbons de quartzo. A textura é porfiroclástica (Kfs), com matriz bandada em lentes lepido-granoblástica (qtz fino + mica) e granoblásticas (Qtz médio).</p> <p>Granulação: Inequigranular bimodal. Qtz: 0,1 a 0,6 mm nas bandas médias; até 0,05mm nas bandas finas; Kfs: porfiroclastos de 0,5 a 1,2mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada: Quartzo (60%): alongado segundo a foliação, cristais mais grossos com extinção ondulante. Feldspato (10%): microclínio, porfiroclastos sericitizados. alguns cristais com pertitas Plagioclásio (7%): aparecem nas bandas de quartzo médio, também sericitizados. Hornblenda (5%): Prismática, ~0,5mm alterada, em bandas máficas descontínuas. Muscovita (5%): muito fina, define a foliação S1, ocorre tabular na matriz alternando com qtz fino. Biotita (2%): muito fina, associada a Ms, definida também pela foliação. Clorita (2%): Associada à Hbl? Epidoto (2%): cristais subédricos sem orientação definida, até 0,5mm aparecem em lentes de alteração de argilominerais. (pode estar correlacionado ao cisalhamento?) Argilominerais (7%): Aparecem em lentes de alteração em algumas porções da rocha, sem orientação definida; também circundando sigmóides de feldspato e porfiroclastos. Alteram feldspatos (coloração turva). Alteração: Proeminente, alto grau de alteração em toda a lâmina.</p>	
<p align="center">Classificação Paragênese: Qtz + Plg + Kfs + Bt + Hbl + Chl Fácies metamórfica: Xisto verde intermediário Nome: Clorita-biotita metagranito milonítico</p>	
<p align="center">Foto da lâmina</p> 	
 <p align="center">Aspecto geral da foliação milonítica – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da foliação milonítica – nicóis cruzados</p>
 <p align="center">Cristal de hornblenda – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Porfiroclasto de Kfs sericitizado – nicóis cruzados</p>

Lâmina K-161	
Unidade: Sequência Iguape	Compartimento tectônico: Limite Domínio Iguape/ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e textura: matriz quartzosa altamente fraturada e alterada. Algumas lentes descontínuas de qtz fino se destacam na matriz. Fraturas com tendência direcional, sugerindo uma foliação. Apresenta textura granoblástica. Matriz de Qtz com sericita associada.</p> <p>Granulação: Qtz: matriz muito fina (até 0.05 mm); algumas lentes finas de até 0,1 mm. Sericita muito fina, menor que 0.05 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (85%): muito fino, a maioria com bordas arredondas, alguns com contatos lobados. Matriz sem nenhuma estrutura foliada, mas diferencia-se pela granulometria em algumas lentes finas descontínuas intercaladas com lentes muito finas.</p> <p>Sericita (14%): muito fina, placoide, cristais orientados, mas sem marcar uma foliação principal. Em algumas porções se orienta segundo as fraturas em outras aparece em microdobras, intercalada na matriz quartzosa.</p> <p>Zr (<1%)</p> <p>Mnz (<1%)</p> <p>Opacos (<1%)</p> <p>Óxidos de alteração: ocorrem nas fraturas.</p> <p>Alteração: Proeminente em toda a lâmina.</p>	<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Ser</p> <p>Fácies metamórfica: Não é possível determinar pela paragênese</p> <p>Nome: Sericita quartzito fino</p>	
 <p align="center">Aspecto geral – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral – nicóis cruzados</p>

Lâmina K-162	
Unidade: Sequência Iguape	Compartimento tectônico: Domínio Iguape
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: foliada, xistosidade fina, altamente crenulada e dobrada. Ms define foliação S1, crenulada por uma S2. Dobras assimétricas. Textura lepidoblástica composta por muscovita com lentes granoblásticas de quartzo descontínuas alongadas segundo a foliação S1.</p> <p>Granulação: matriz muito fina, Ms < 0.05 mm. Qtz 0,5 a 0,2 mm. Lentes de qtz de 0,3 a 1 mm de espessura com até 1 cm de comprimento.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Muscovita (65%): tabular, muito fina, marca a foliação S1, crenulada por S2, marcada nas charneiras das microdobras. Apresenta indicadores cinemáticos.</p> <p>Quartzo (30%): cristais angulosos a arredondados; Contatos poligonais com trechos lobados, feições de recristalização <i>bulging</i> e transição <i>bulging</i>-subgrão. Extinção ondulante.</p> <p>Opacos (2%)</p> <p>Oxidos de alteração (3%): percolando fraturas e a foliação em alguns pontos.</p> <p>Alteração: média a alta.</p>	
	<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Ms + Qtz</p> <p>Fácies metamórfica: Não é possível determinar pela paragênese</p> <p>Nome: Muscovita xisto fino</p>	
 <p align="center">Aspecto geral da foliação crenulada – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da foliação crenulada – nicóis cruzados</p>
 <p align="center">Contraste entre foliação micácea e lentes quartzosas – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Detalhe da foliação dobrada – nicóis cruzados</p>

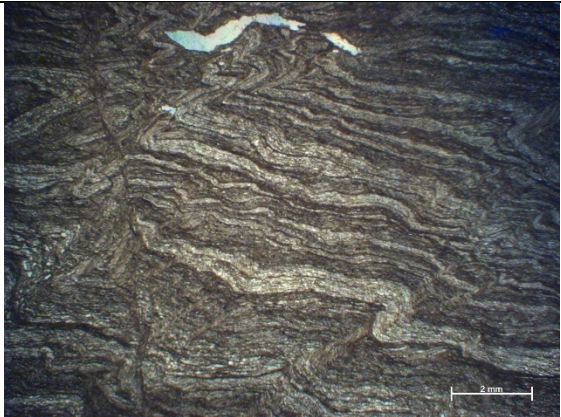
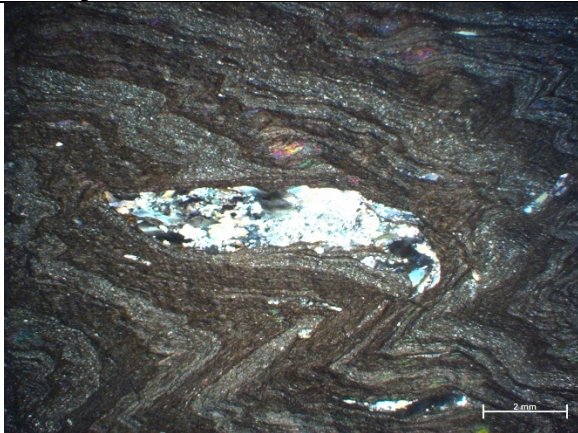
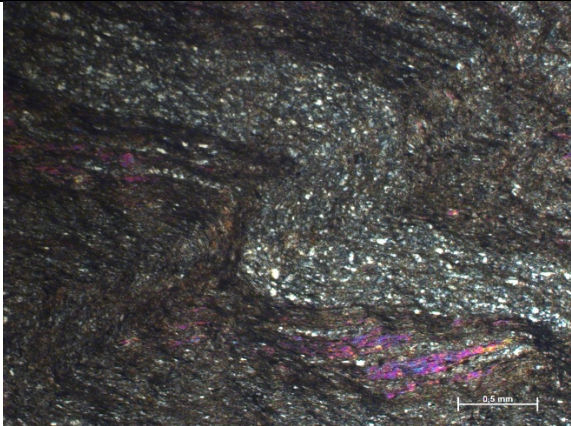

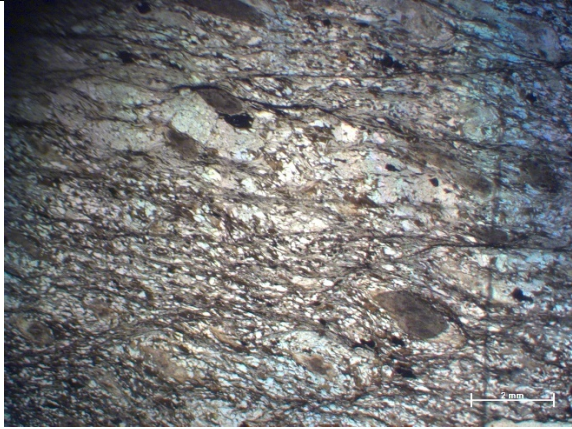
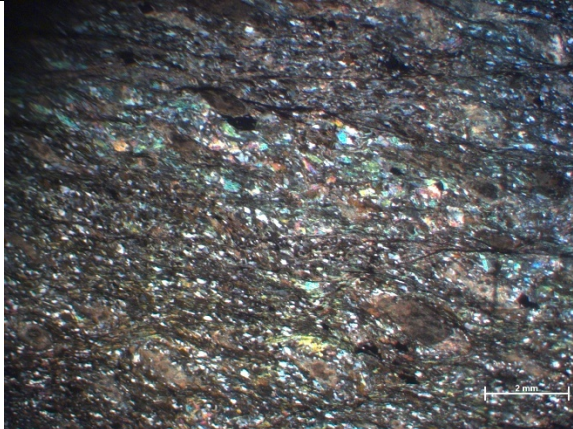
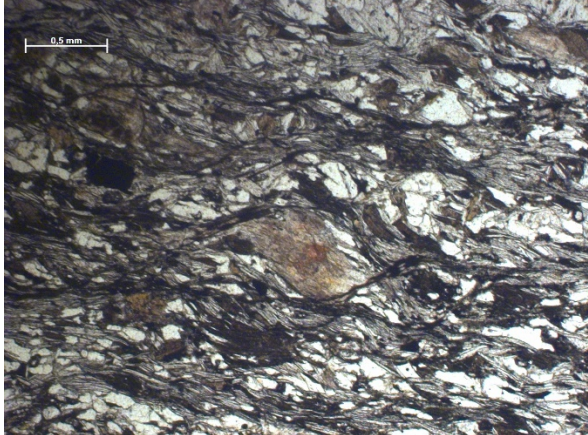


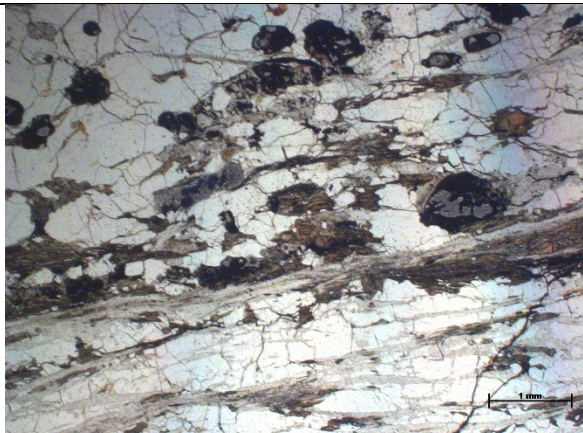
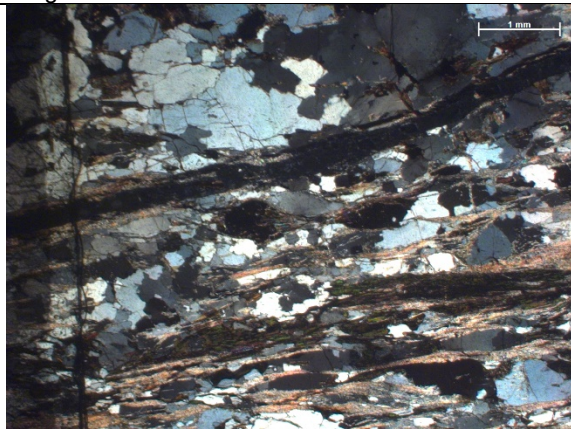
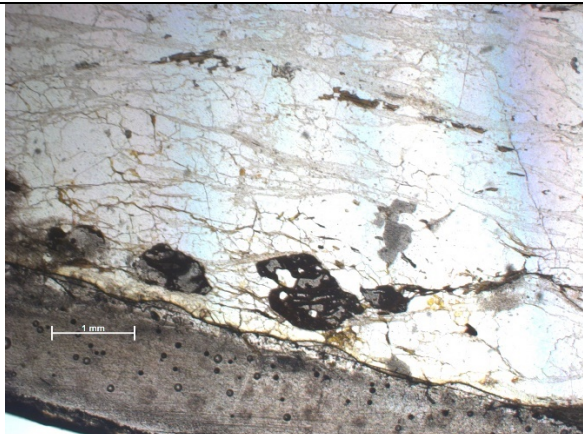
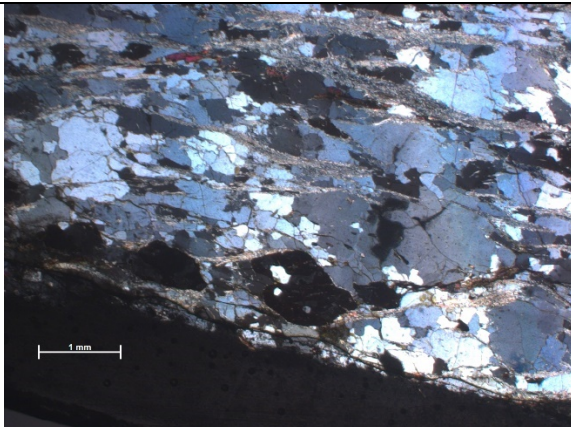

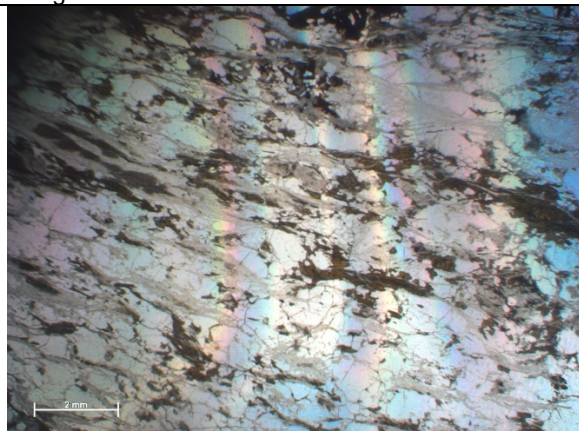
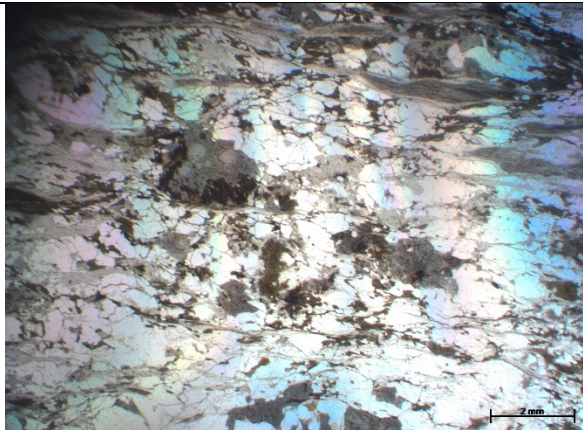
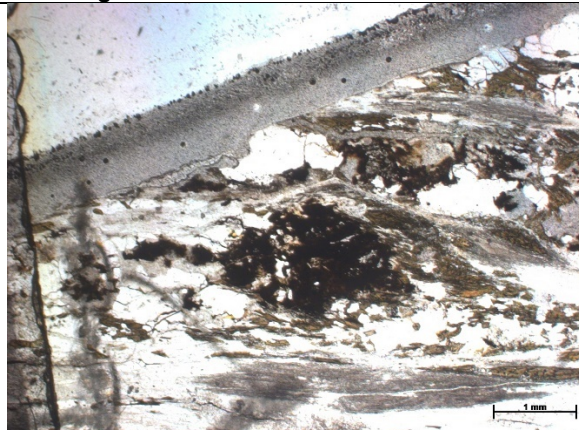
Lâmina K-167 (2)	
Unidade: Sequência Iguape	Compartimento tectônico: Domínio Iguape
<p style="text-align: center;">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Xistosidade fina, bandada, com bandas de Bt e Ms, intercalada com bandas de Qtz e Ser – (bandamento diferenciado). A estrutura está totalmente dobrada em dobras fechadas assimétricas. Textura grano-lepidoblástica. Com lentes de quartzo descontinuas deformadas com feições de recristalização.</p> <p>Granulação: Quartzo 0,05 – 0,1 mm no bandamento e 0,2-0,7mm nas lentes grossas. Bt e Ms 0,02 – 0,2mm na foliação e até >1mm nas seções alongadas.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (33%): Nos bandamentos de quartzo, ocorre em grãos finos estirados concordantes com a foliação e associado a sericita. Apresenta extinção ondulante. Já as lentes de quartzo mais grosso apresentam-se descontinuas e dobradas conjuntamente com a foliação. Apresenta também feições como contatos lobados e rotação de subgrão.</p> <p>Sericita (30%): Ocorre intercalada ao quartzo nos bandamentos e associada a biotita em menor quantidade.</p> <p>Biotita (25%): Marca a foliação principal crenulada conjuntamente à Ms. Hábito tabular.</p> <p>Muscovita (10%): Em conjunto com a Bt, mas em algumas porções da foliação apresenta cristais maiores. Alguns em textura sigmóide.</p> <p>Opacos (2%)</p> <p>Alteração: média a alta.</p>	
<p style="text-align: center;">Classificação</p> <p style="text-align: center;">Paragênese: Qtz + Ser + Bt + Ms</p> <p style="text-align: center;">Fácies metamórfica: Xisto verde intermediário</p> <p style="text-align: center;">Nome: Biotita metamarga</p>	
 <p>Aspecto geral da rocha – bandamento diferenciado – Nicóis descruzados</p>	 <p>Detalhe de lente de Qtz dobrada – nicóis cruzados</p>
 <p>Detalhe da composição das bandas – nicóis cruzados</p>	


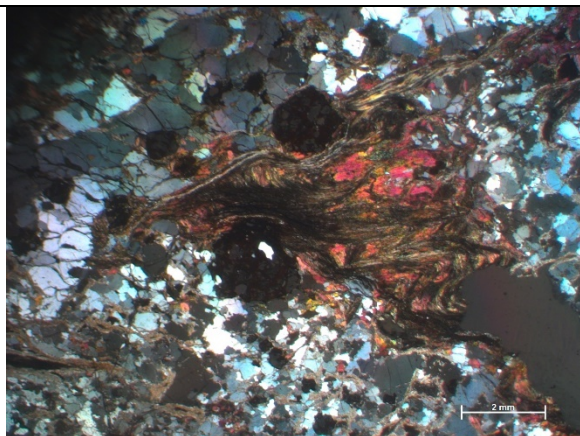
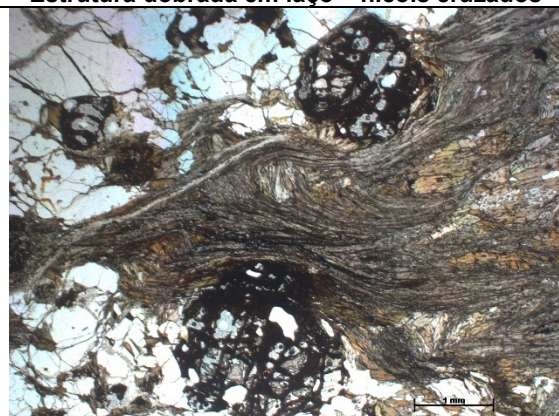
Foto da lâmina


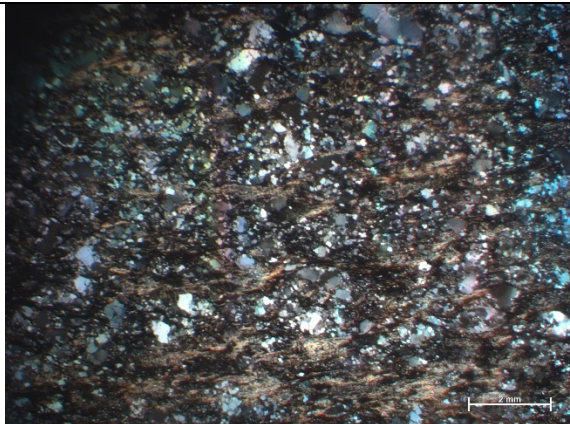
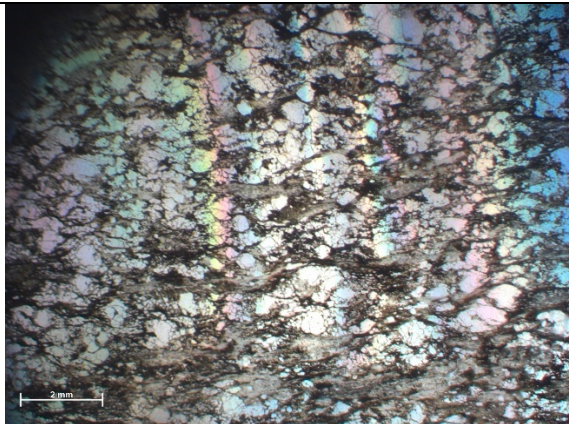
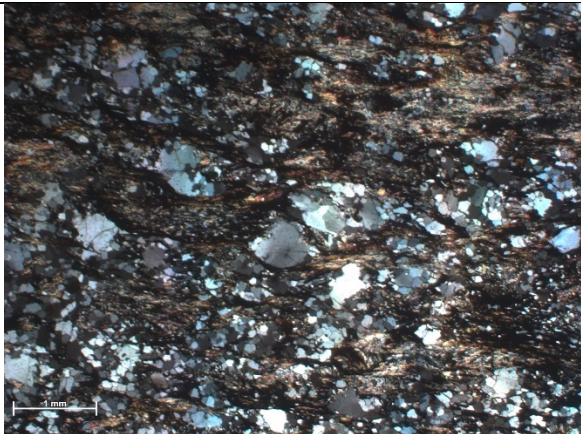




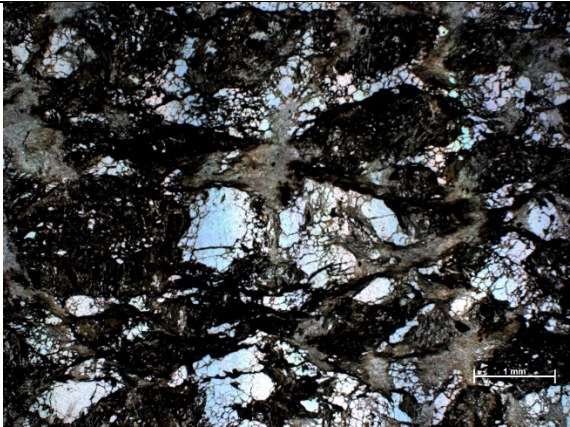
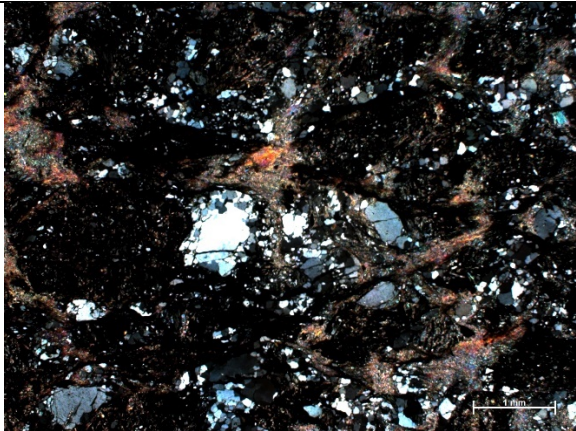
Lâmina K-168	
Unidade: Sequência Iguape	Compartimento tectônico: Domínio Iguape
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Xistosidade fina/média, bandada. Bandas SC de Ms e Bt intercaladas com lentes de Qtz descontínuas. <i>Mica fishes</i> bem formados. Matriz grano-lepidoblástica que contorna pseudomórfos assimétricos de porfiroclastos totalmente alterados por argilominerais – impossível identificar o mineral original.</p> <p>Granulação: Micas 0,05 a 0,5 mm. Qtz 0,05 a 0,2 mm. Turmalina basal 0,08 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (40%): Grão arredondados, outros estirados conforme a foliação, contatos polygonizados, extinção ondulante.</p> <p>Muscovita (25%): Define a foliação principal junto com a Bt; hábito tabular, grãos rotacionados em <i>fish</i>. Contratos entre grãos truncados.</p> <p>Biotita (25%): Tabular como a Ms, grãos também rotacionados e com contatos truncados. Têm inclusões de muscovita e opacos e cresce sobre as muscovitas.</p> <p>Turmalina (2%): Detrítica e acessória. Bastante cortes basais.</p> <p>Pseudomorfos (5%): Totalmente alterados para argilominerais. <1 mm.</p> <p>Opacos (3%): tabular concordante com a foliação e outros polygonais.</p> <p>Alteração: Proeminente em toda a lâmina.</p>	
	<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Ms + Bt + Ser</p> <p>Fácies metamórfica: Xisto verde intermediário</p> <p>Nome: Biotita-muscovita xisto</p>	
 <p>Aspecto geral da lâmina – pseudomorfos e bandas descontínuas de Qtz – nicóis descruzados</p>	 <p>Aspecto geral da lâmina – pseudomorfos e bandas descontínuas de Qtz – nicóis descruzados</p>
 <p>Pseudomorfo rotacionado – nicóis descruzados</p>	 <p>Porfiroblasto opaco oblíquo a foliação – nicóis descruzados</p>


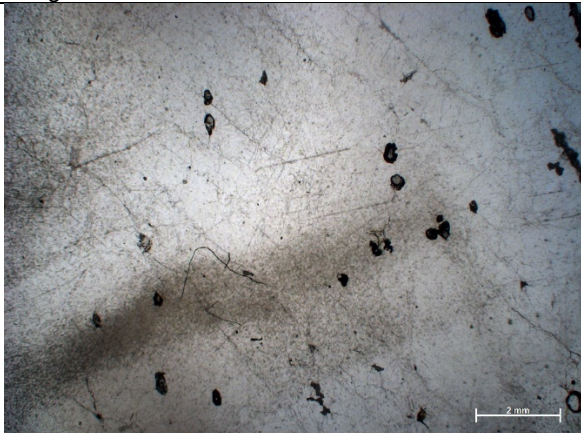
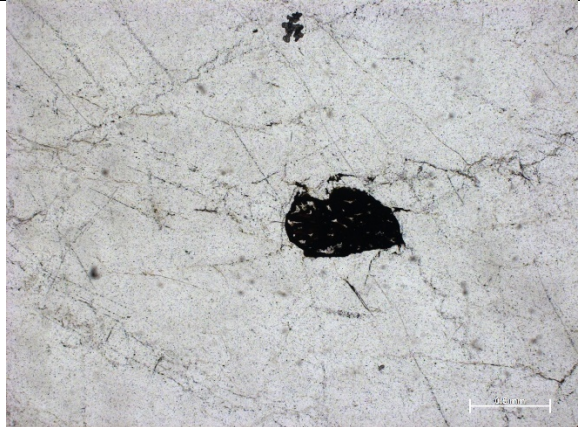
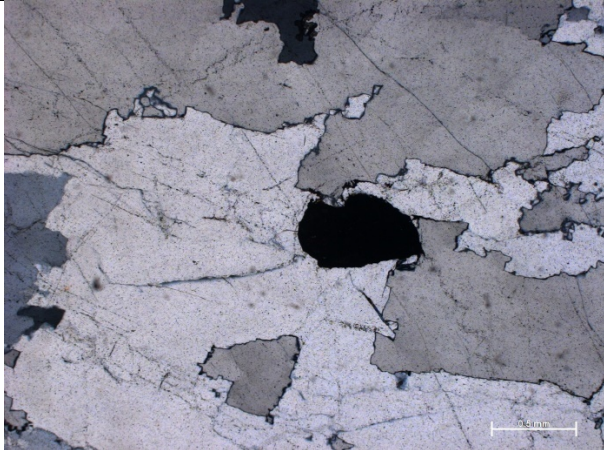
Lâmina K-39 XZ (1)		
Unidade: Sequência Cachoeira		Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Estrutura bandada, gnáissica, forte segregação mineral (diferenciação metamórfica). Textura em bandas granoblasticas ricas em quartzo (mais espessas) de vários tamanhos e bandas lepidoblasticas de biotita/sericita, finas, placoides. com sillimanita acicular</p> <p>Granulação: Inequigranular seriada. Bandas de qtz 2,5 mm de espessura; bandas de mica até 1 mm. Qtz: 0,2-2 mm. Mica < 0,5 mm. Porfiroblastos de Grt 0,1-1 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (45%): Cristais finos a médio/grossos, extinção zonada. Alongados segundo a S1.</p> <p>Biotita (15%): marca a foliação principal, cristais bem desenvolvidos. Ocorrem alguns cristais rotacionados e <i>mica fishes</i>.</p> <p>Sericita (20%): mais fina e marca a foliação principal. Mais associada a bandas com Sill. Nas bandas quartzosas aparece em volta de cristais mais finos como alteração, e também em volta das granadas.</p> <p>Muscovita (3%): Aparece mais dispersa na rocha. Acompanha cristais de biotita rotacionados, alguns nas bordas das granadas e outros aparecem em meio as bandas quartzosas. Geralmente rotacionados a partir da S1. Finos.</p> <p>Granada (3%): Bordas envoltas por Ser. Rotacionadas com sombra de pressão.</p> <p>Sillimanita (10%): acicular, fibrolita. Entrelaçada com as bandas micáceas.</p> <p>Opacos (1%): prismáticos</p> <p>Alteração: Alto grau de alteração (2%). Sericita e óxidos.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Qtz + Ser + Bt + Sil (fibrolita) + Grt</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Anfibolito superior</p> <p align="center">Nome: Granada-sillimanita-biotita gnaiss milonítico</p>		
 <p align="center">Textura geral da rocha – bandamento e porfiroblastos – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Textura geral da rocha – bandamento e porfiroblastos – nicóis paralelos</p>	
 <p align="center">Granada rotacionada – nicóis paralelos</p>	 <p align="center">Granada rotacionada – nicóis cruzados</p>	

Lâmina K-39 XZ (2)		
Unidade: Sequência		Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Estrutura bandada, foliação gnáissica, forte segregação mineral (diferenciação metamórfica). Textura em bandas granoblasticas ricas em quartzo (mais espessas) e bandas lepidoblasticas de biotita/sericita, finas, placoides com sillimanita acicular.</p> <p>Granulação: Inequigranular seriada. Bandas de qtz 2,5 mm de espessura; bandas de mica até 1 mm. Qtz: 0,2-2 mm. Mica < 0,5 mm. Porfiroblastos de Grt 0,1-1 mm. Sillimanita <0.2 mm</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (50%): Cristais finos a médio/grossos, extinção zonada. Alongados segundo a S1.</p> <p>Biotita (10%): marca a foliação principal, cristais bem desenvolvidos. Ocorrem alguns cristais rotacionados e <i>mica fishes</i>.</p> <p>Sericita (15%): mais fina e marca a foliação principal. Mais associada a bandas com Sill. Nas bandas quartzosas aparece em volta de cristais mais finos como alteração, e também em volta das granadas.</p> <p>Muscovita (3%): Aparece mais dispersa na rocha. Acompanha cristais de biotita rotacionados, alguns nas bordas das granadas e outros aparecem em meio as bandas quartzosas. Geralmente rotacionados a partir da S1. Finos.</p> <p>Granada (3%): Mais alteradas que K-39XZ1. Pseudomorfos oxidados</p> <p>Sillimanita (5%): acicular, fibrolita. Entrelaçada com as bandas micáceas de Ser.</p> <p>Opacos (1%): prismáticos</p> <p>Alteração: Alto grau de alteração (2%) Sericita e óxidos.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Qtz + Ser + Bt + Sil (fibrolita) + Grt</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Anfibolito superior</p> <p align="center">Nome: Granada-sillimanita-biotita gnaiss milonítico</p>		
		
<p align="center">Textura geral do bandamento – nicóis cruzados</p>		<p align="center">Textura geral do bandamento – nicóis descruzados</p>
		
<p align="center">Alteração nos porfiroblastos de Grt – nicóis descruzados</p>		<p align="center">Alteração nos porfiroblastos de Grt – nicóis descruzados</p>

Lâmina K-39 YZ		
Unidade: Sequência		Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Estrutura bandada, bandamento gnáissico, forte segregação mineral (diferenciação metamórfica) – banda de biotita/micas com porção bastante dobrada – estruturas em laço. Textura em bandas granoblasticas ricas em quartzo (mais espessas) e bandas lepidoblasticas de biotita/sericita, finas, placoides com silimanita acicular.</p> <p>Granulação: Inequigranular seriada. Bandas de qtz 2,5 mm de espessura; bandas de mica até 1mm. Qtz: 0,2-2 mm. Mica < 0,5 mm. Porfiroblastos de Grt 0,1-1 mm. Silimanita <0.2 mm</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (50%): Cristais finos a médio/grossos, extinção zonada. Alongados segundo a S1.</p> <p>Biotita (10%): marca a foliação principal, cristais bem desenvolvidos. Ocorrem alguns cristais rotacionados e mica fishes.</p> <p>Sericita (15%): mais fina e marca a foliação principal. Mais associada a bandas com Sill. Nas bandas quartzosas aparece em volta de cristais mais finos como alteração, e também em volta das granadas.</p> <p>Muscovita (5%): Aparece mais dispersa na rocha. Acompanha cristais de biotita rotacionados, alguns nas bordas das granadas e outros aparecem em meio as bandas quartzosas. Geralmente rotacionados a partir da S1. Finos.</p> <p>Granada (5%): Mais alteradas que K39XZ1. Pseudomorfos oxidados.</p> <p>Sillimanita (5%): acicular, fibrolita. Entrelaçada com as bandas micáceas de Ser.</p> <p>Opacos (1%): prismáticos</p> <p>Alteração: Alto grau de alteração (2%). Sericita e óxidos.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Qtz + Ser + Bt + Sil (fibrolita) + Grt</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Anfibolito superior</p> <p align="center">Nome: Granada-silimanita-biotita gnaiss milonítico</p>		
 <p align="center">Estrutura dobrada em laço – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Estrutura dobrada em laço – nicóis descruzados</p>	
 <p align="center">Detalhe para inclusões na Grt – nicóis descruzados</p>		

Lâmina K-40 XZ	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Bandamento gnáissico. Segregação mineral menor que a K-39. Bandas maficas e félsicas são ambas descontínuas e formam lentes sigmoidais. Estruturas de cisalhamento. Textura bandada: bandas granoblasticas de quartzo e bandas lepidoblásticas de sericita.</p> <p>Granulação: Inequigranular seriada. Quartzo 0,05 – 1,5 mm. Sericita <0.05 mm, Ms e Chl 0,1 – 0,3 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (65%): alta variação granulométrica. Extinção ondulante. Bulging a rotação de subgrão; inclusões de sericita. Não forma lentes alongadas segundo a foliação.</p> <p>Sericita (25%): Marca a foliação principal. Se intercala às bandas de Qtz. Forma estruturas SC.</p> <p>Clorita (5%): ocorre oblíqua a foliação em algumas porções, em outras concordante.</p> <p>Muscovita (3%): Forma <i>fishes</i> na foliação SC, mais grossa que a sericita. Alguns cristais oblíquos a foliação também.</p> <p>Opacos (2%)</p> <p>Alteração: Óxidos nas bandas de foliação, rocha com alta alteração.</p>	
	<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Ser + Kfs + Chl</p> <p>Fácies metamórfica: Xisto verde intermediário a anfibolito</p> <p>Nome: Gnaiss milonítico alterado</p>	
 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis descruzados</p>
 <p align="center">Detalhe de estruturas SC – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Detalhe de estruturas SC – nicóis descruzados</p>

Lâmina K-40 YZ		
Unidade: Sequência		Compartimento tectônico:
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Bandamento gnáissico. Segregação mineral menor que a da K-39. Bandas maficas e félsicas são ambas descontínuas e formam lentes sigmoidais. Estruturas de cisalhamento. Textura em bandas granoblasticas de quartzo; Bandas lepidoblásticas de sericita.</p> <p>Granulação: Inequigranular seriada. Quartzo 0,05 – 1,5 mm. Sericita <0,05 mm, Ms e Chl 0,1 – 0,3 mm</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (65%): alta variação granulométrica. Extinção ondulante. Bulging a rotação de subgrão; inclusões de sericita. Não forma lentes alongadas segundo a foliação.</p> <p>Sericita (25%): Marca a foliação principal. Se intercala às bandas de qtz. Forma estruturas SC.</p> <p>Clorita (5%): ocorre oblíqua a foliação em algumas porções, em outras concordante.</p> <p>Muscovita (3%): Forma <i>fishes</i> na foliação SC, mais grossa que a sericita. Alguns cristais oblíquos a foliação também.</p> <p>Opacos (2%)</p> <p>Alteração: Óxidos nas bandas de foliação, rocha com alta alteração.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Qtz + Ser + Kfs + Chl</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Xisto verde intermediário a anfibolito</p> <p align="center">Nome: Gnaiss milonítico alterado</p>		
 <p align="center">Textura geral da lâmina – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Textura geral da lâmina – nicóis cruzados</p>	

Lâmina K-42	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Maciça. Sem bandamento, foliação ou lentes. Textura granoblástica e de recristalização de quartzo</p> <p>Granulação: Inequigranular seriada – grãos de qtz de 0,5 a 4 mm. Acessórios (granada) 0.5 a 0,8 mm</p> <p>Mineralogia e composição estimada: Quartzo (95%): Grãos irregulares, extinção zonada em malha xadrez – Feição de migração de borda de grão: contatos lobados; Não exatamente foliada, mas eixo de maior alongação dos cristais parecem estar orientados na a mesma direção.</p> <p>Granada (3%): Arredondadas. Algumas inclusas no Qtz.</p> <p>Muscovita (1%): Acessória. Alguns cristais tabulares</p> <p>Alteração: Alteração nas granadas (oxidação) – argilominerais de alteração na muscovita. Rocha pouco alterada no geral.</p>	<p align="center">Foto da lâmina</p> 
Classificação Paragênese: Qtz + Grt Fácies metamórfica: Anfibolito inferior Nome: Quartzito com granada	
 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis descruzados</p>
 <p align="center">Detalhe de granada - nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Detalhe de granada - nicóis cruzados</p>

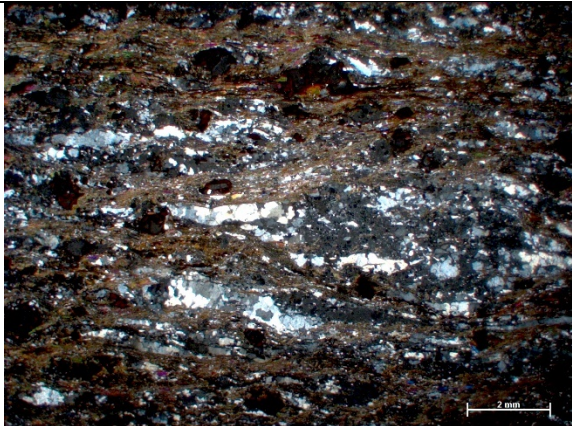
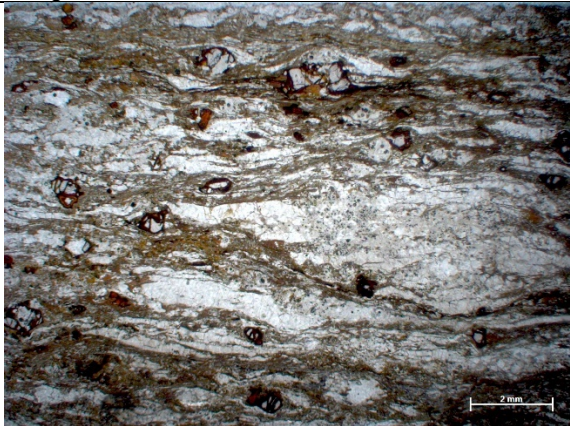

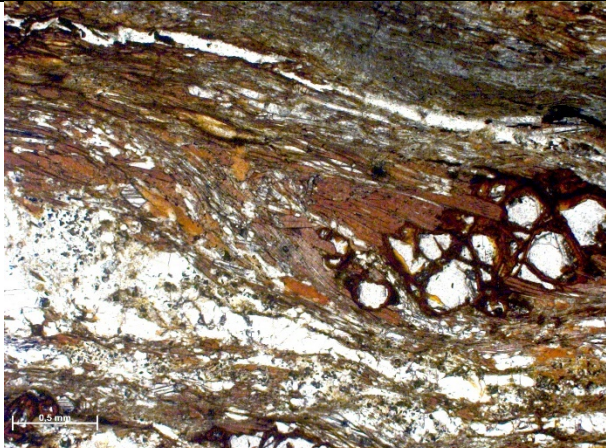
Lâmina K-56	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: ZCI
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Estrutura bandada. Bandas nemato-lepidoblastica e lentes descontínuas granoblásticas. Textura Porfiroblástica (Grt); Matriz bandada, com lentes granoblásticas de Qtz. 0,5 a 1 mm de espessura; e bandamento/matriz nemato-lepidoblástica de biotita e sillimanita 1-3 mm de espessura.</p> <p>Granulação: Qtz de 0,01 a 0,4 mm; Biotita de 0,05 a 0,5 mm; sillimanita 0,1 a 0,8 mm; granadas de 0,2 a 1 mm</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (40%): Cristais pequenos polygonizados, com extinção ondulante; cristais maiores com contatos lobados, possível migração de borda de grão. Formam ribbons.</p> <p>Biotita (32%): Marca a foliação principal S1; contorna as granadas; hábito tabular; marcam estruturas SC; <i>mica fishes</i>.</p> <p>Sillimanita (17%): Prismática, prismas longos; alongada segundo S1; associada as bandas de biotita; algumas seções basais características.</p> <p>Granada (10%): Porfiroblástica, alteração de óxidos nas bordas e circundada por biotitas; Inclusões de quartzo; Cristais rotacionados com sombra de pressão.</p> <p>Opacos (1%)</p> <p>Alteração: Óxidos de alteração na granada – rocha bastante alterada</p>	
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Qtz + Bt + Sil + Grt</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Anfibolito superior</p> <p align="center">Nome: Granada-sillimanita-biotita gnaiss milonítico</p>	
 <p align="center">Aspecto geral da rocha – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da rocha – nicóis descruzados</p>
 <p align="center">Detalhe da textura nemato-lepidoblástica e granadas alteradas – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Detalhe da textura nemato-lepidoblástica e granadas alteradas – nicóis descruzados</p>

Foto da lâmina




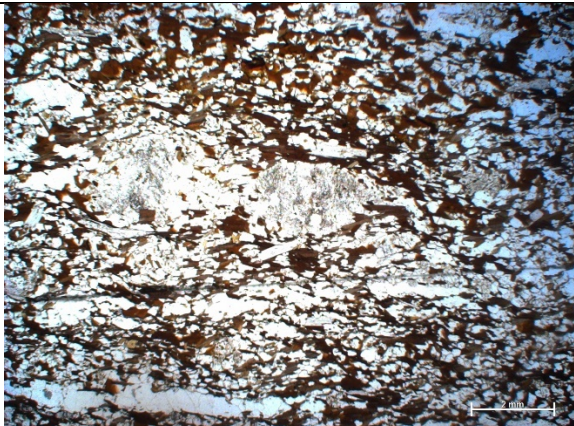
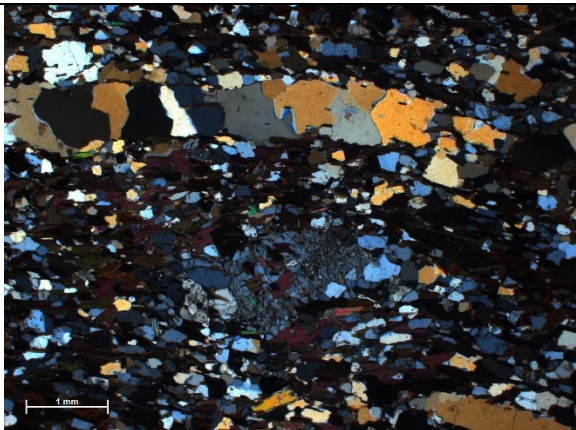
Lâmina K-96	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartmento tectônico: Limite Maciço da Juréia/ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Estrutura bandada; pouca segregação mineral; crenulada - S2 oblíqua. Textura Porfiroclástica (Kfs); Matriz bandada: bandas granoblásticas de Qtz, Plg e Kfs; bandas lepidoblásticas de Bt e Ms.</p> <p>Granulação: inequigranular seriada; Bt e Ms de 0,1 a 0,8 mm, alguns cristais de Ms de 1 a 1,5 mm; Qtz: 0,1 a 1,1 mm; Plag: 0,2 a 0,5 mm; porfiroclastos de Kfs: 0,6 a 3,0 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (60%): grãos menores com contatos poligonais; grãos maiores com contatos lobados (textura de migração de borda de grão); Grãos maiores formam <i>ribbons</i> descontínuos estirados em S1.</p> <p>Biotita (20%): Marca a foliação principal e a crenulação S2; tabular.</p> <p>Muscovita (3%): tabular, euédrica; acompanha a Bt na matriz.</p> <p>Feldspato Alcalino (10%): Porfiroclástico; rotacionado e contornado pela S1. Com inclusões de Bt, Ms e Qtz. Textura peritítica.</p> <p>Plagioclásio (5%): Subédricos; ocorrem em maclas; ocorrem próximos aos porfiroclastos ou dispersos na matriz.</p> <p>Acessórios (1%): Zircão, monazita, apatita acessórios.</p> <p>Alteração: Rocha pouco alterada.</p>	
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Qtz + Bt + Plg + Ms</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Xisto verde superior a anfibolito inferior</p> <p align="center">Nome: Granada-biotita gnaiss milonítico</p>	
 <p>Aspecto geral da foliação e porfiroclasto de Kfs – nicóis cruzados</p>	 <p>Aspecto geral da foliação e porfiroclasto de Kfs – nicóis descruzados</p>
 <p>Detalhe de <i>ribbon</i> de quartzo – nicóis cruzados</p>	

Foto da lâmina



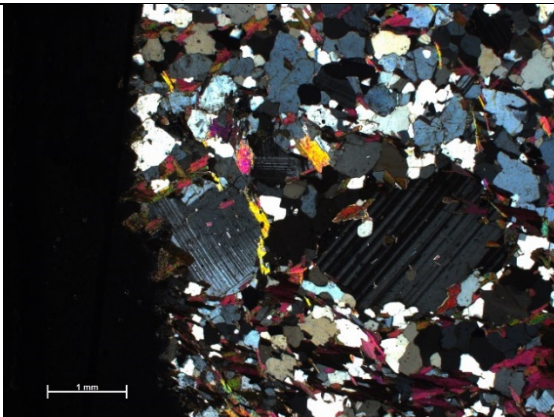
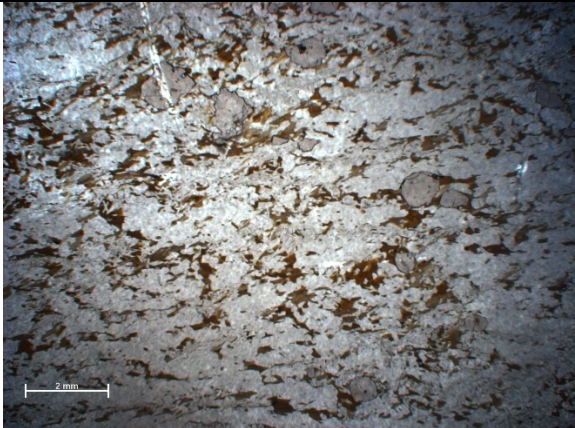

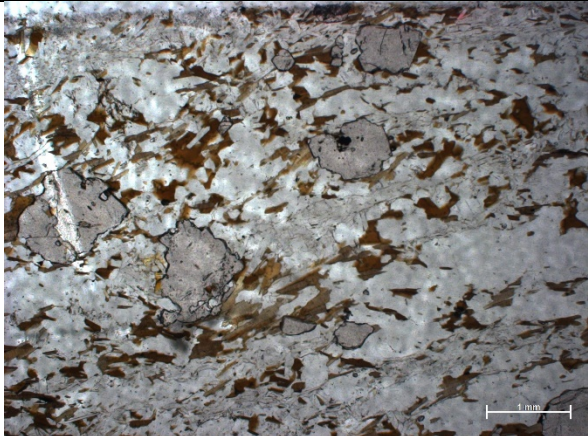
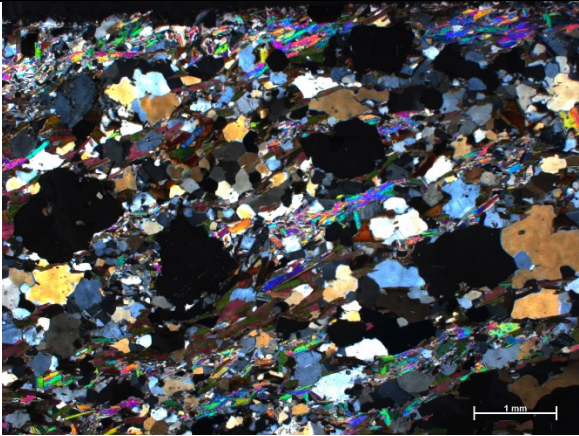
Lâmina K-97 (1)	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: Limite Maciço da Juréia/ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Bandamento gnáissico. Bandas espessas granoblasticas (Qtz-Kfs) e bandas de menor espessura lepidoblasticas (Bt e Ms) que marcam a foliação principal e um truncamento oblíquo. Textura Porfiroclástica (Kfs)</p> <p>Granulação: Qtz, Kfs e Plag de 0,1 a 0,9 mm, porfiroclastos de 1,5 a 3 mm. Micas menores que 0,1 mm de espessura e até 0,7 mm de comprimento. Granadas de 0,5 a 1,2 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (50%): Em bandas mais espessas aparece em maior granulação. Possui extinção ondulante, contatos lobados e possível textura de migração de borda de grão. Em outras bandas, menos espessas que intercalam com bandas de biotita, se apresenta em menor granulometria e com contatos polygonizados.</p> <p>Feldspato Alcalino (20%): Porfiroclastos com bordas semi-arredondadas; com pertitas e inclusões de Bt, Qtz e Ms oblíquas a S1.</p> <p>Plagioclásio (10%): Geminação lei da albita, sericitizados, inclusões de Bt.</p> <p>Biotita (10%): Hábito tabular, define a foliação principal, circunda as bordas das granadas e ocorre como inclusões sin-tectônicas.</p> <p>Muscovita (3%): Hábito tabular, acompanha a foliação de Bt; intersticial entre os plagioclásos.</p> <p>Granada (2%): Porfiroblasticas, engloba cristais de Qtz, Ms e Bt, alongados na direção de S1.</p> <p>Clorita (1%): Ocorre associado às bandas de biotita. Concentram-se nas bordas de biotita, possivelmente produto de reação retrometamófica.</p> <p>Acessórios (<1%): Zircão e monazita; zircões com halos pleocróicos. Menores que 0.05 mm</p> <p>Opacos (<1%)</p> <p>Alteração: Baixa alteração</p>	
<p align="center">Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Kfs + Plg + Bt + Ms + Grt</p> <p>Fácies metamórfica: Anfibolito inferior</p> <p>Nome: Granada-biotita gnaiss milonítico</p>	
 <p>Aspecto geral da textura da rocha e do truncamento das foliações – nicóis descruzados</p>	 <p>Aspecto geral da textura da rocha e do truncamento das foliações – nicóis cruzados</p>
 <p>Muscovitas intersticiais entre cristais de plagioclásio – nicóis cruzados</p>	

Foto da lâmina

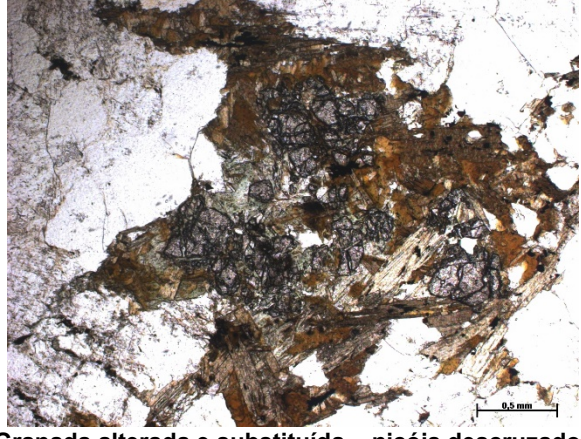



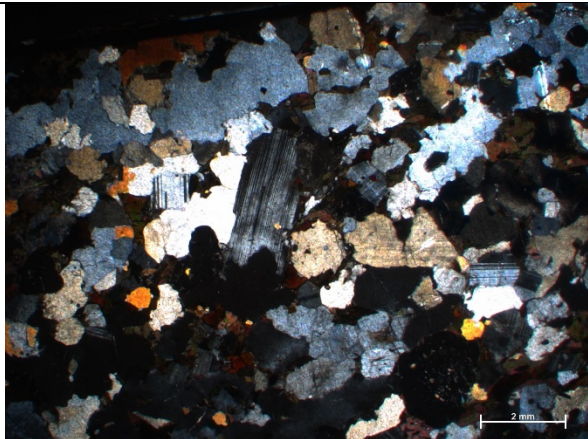
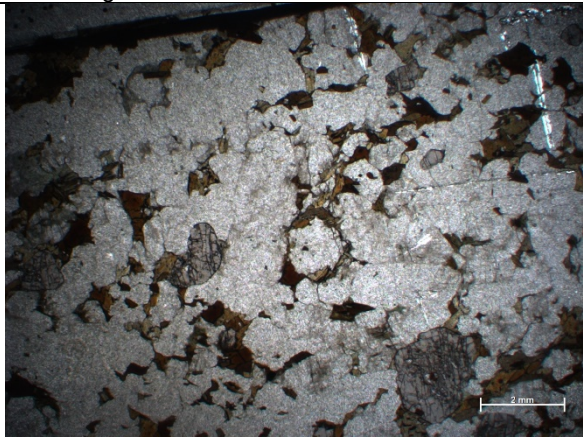
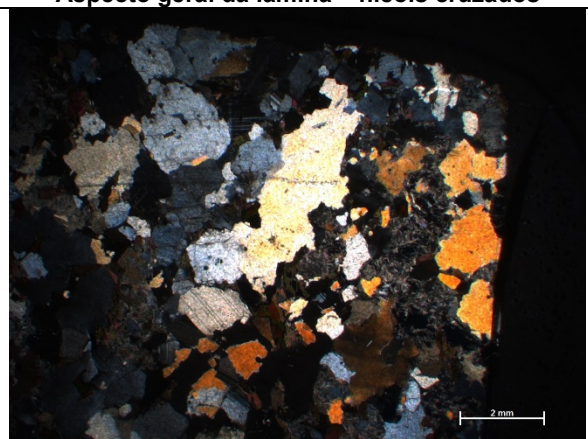
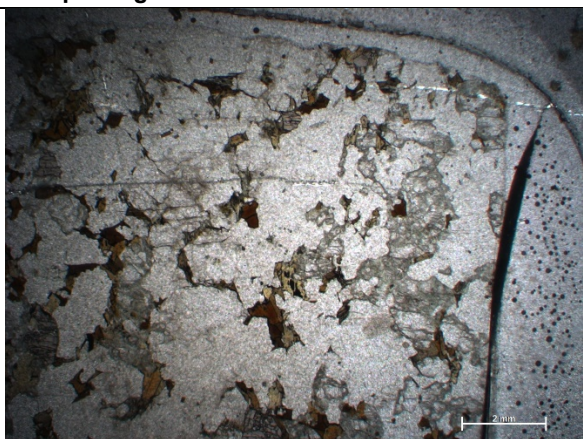
Lâmina K-97 (XZ)	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: Limite Maciço da Juréia/ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Bandamento Gnaissico; alta segregação mineral. Bandas granoblásticas e <i>ribbons</i> de Qtz intercalados com bandas micáceas. Foliação exibe o mesmo truncamento da K-97 (1). Textura porfiroclástica (Kfs). Bandas granoblasticas de Qtz e Feldspato e Bandas lepidoblasticas de biotita e muscovita.</p> <p>Granulação: Quartzo e feldspato de 0,1 a 0,9 mm, porfiroclastos de 1,5 a 3 mm. Micas menores que 0,1 mm de espessura e até 0,7 mm de comprimento.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (60%): Aparece em bandas granoblasticas mais espessas e forma <i>ribbons</i>. Possível textura de recristalização de migração de borda de grão; extinção ondulante, contatos lobados em cristais maiores, contatos polygonizados em cristais menores.</p> <p>Feldspato Alcalino (5%): Porfiroclastos. Com perititas, inclusões de Bt, Qtz, Ms oblíquas a S1.</p> <p>Plagioclásio (10%): Geminação Albita, sericitizados, com inclusões de Bt.</p> <p>Biotita (10%): Define a foliação principal e o truncamento. Tabular.</p> <p>Muscovita (10%): tabular, acompanha a foliação de Bt.</p> <p>Granada (3%): porfiroblastica, engloba cristais de Qtz, Ms e Bt, alongados na direção de S1.</p> <p>Acessórios (<1%): Zircão e monazita; zircões com halos pleocróicos. Menores que 0.05 mm</p> <p>Opacos (<1%)</p> <p>Alteração: Baixa alteração</p>	
<p align="center">Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Kfs + Plg + Bt + Ms + Grt</p> <p>Fácies metamórfica: Anfibolito inferior</p> <p>Nome: Granada-biotita gnaiss milonítico</p>	
 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis cruzados</p>
 <p align="center">Detalhe de porfiroblastos de Granada – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Detalhe de porfiroblastos de Granada – nicóis cruzados</p>


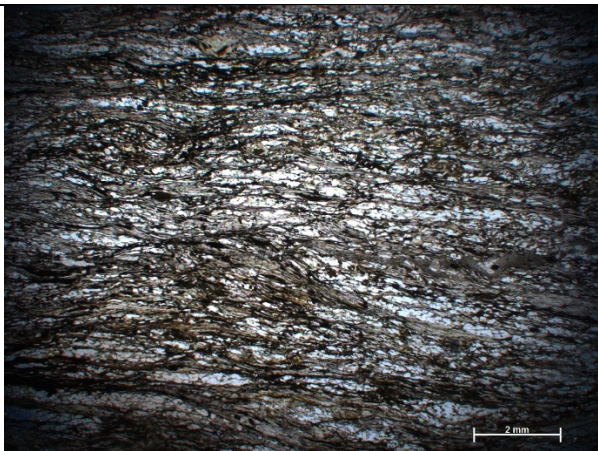
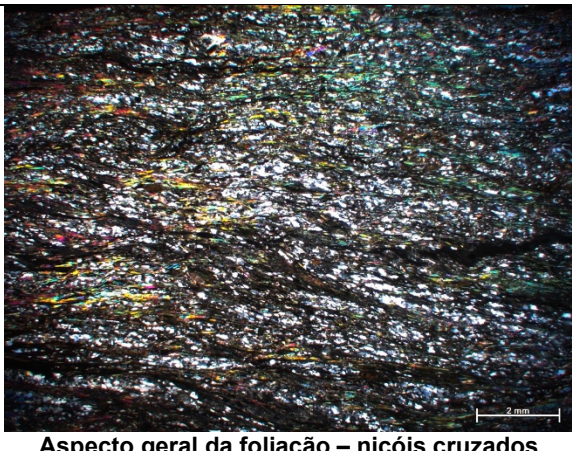
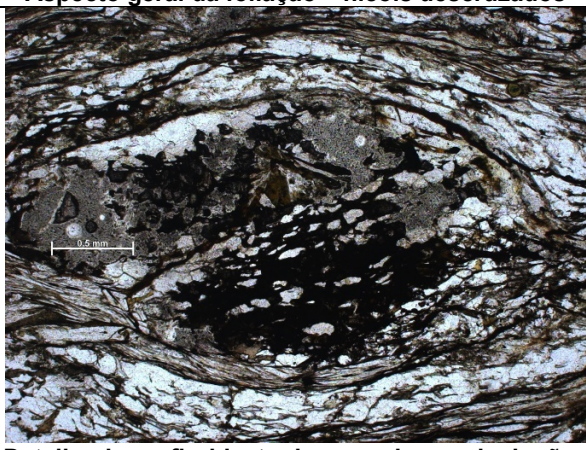
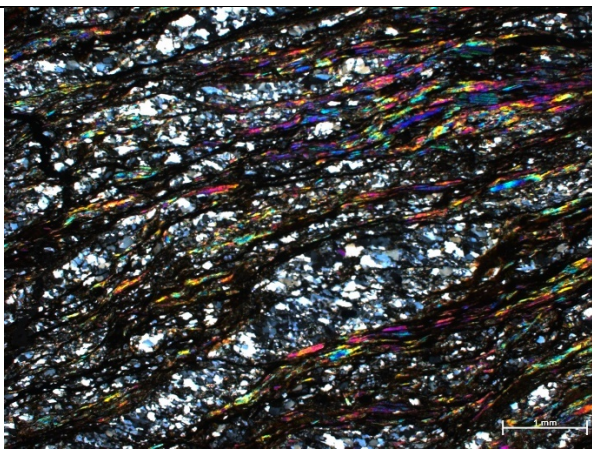



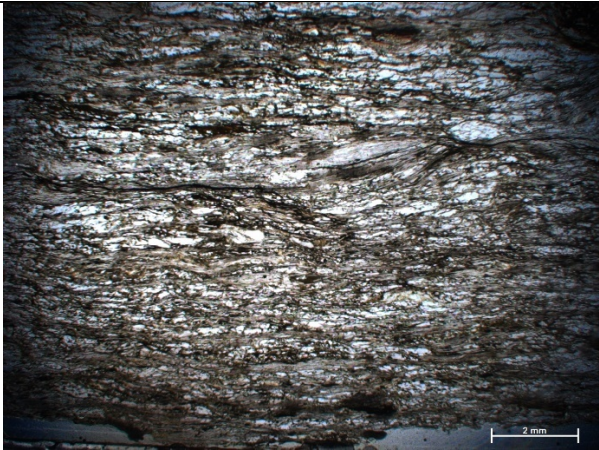
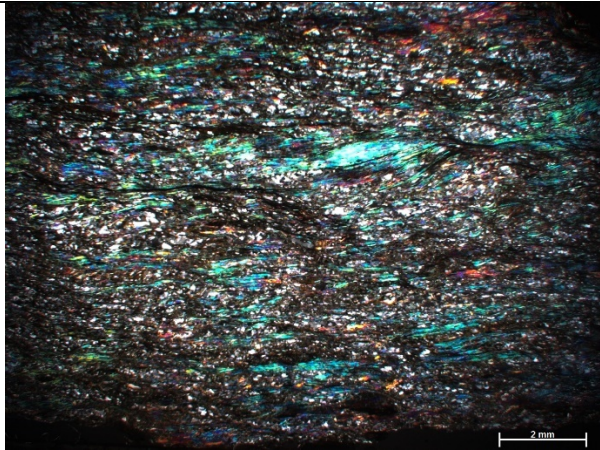

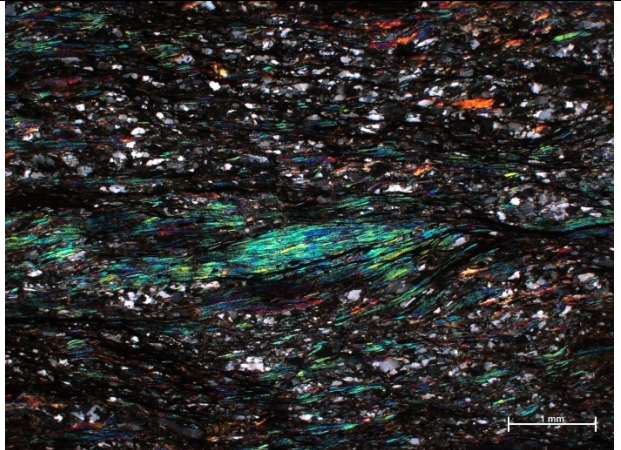
Lâmina K-99 YZ	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: Limite Maciço da Juréia/ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Estrutura bandada; lentes de Qtz bimodal (cristais de granulação fina intercalados com cristais mais grossos); e lentes lepidoblásticas de Ms e Bt. Textura formada por lentes granoblásticas de Qtz e Plg intercaladas com lentes lepidoblásticas de Bt e Ms.</p> <p>Granulação: Muscovita e biotita de 0,1 a 1,0 mm, quartzo de 0,05 a 1,7 mm e feldspato de 0,1 a 1,2 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (70%): Aparece em duas populações diferentes. Lentes com granulação mais fina possuem contatos polygonizados e sem extinção ondulante; lentes de granulação mais grossa tem extinção zonada forte e feições de recristalização entre rotação de subgrão e migração de borda de grão.</p> <p>Plagioclásio (10%): Associado as bandas de Qtz mais fino. Com inclusões de Qtz e Ms; cristais arredondados.</p> <p>Muscovita (13%): Hábito tabular, ocorre em lentes dobradas perpendiculares as lentes de Qtz. Também em porções difusas sem foliação aparente.</p> <p>Biotita (7%): Associadas às moscovitas. Porções basais de cristais.</p> <p>Acessórios (<1%): Monazita, Zircão, Turmalina, Clorita e Opacos.</p> <p>Alteração: Baixa alteração</p>	
<p align="center">Classificação</p> <p align="center">Paragênese: Qtz + Plg + Ms + Bt</p> <p align="center">Fácies metamórfica: Anfibolito inferior</p> <p align="center">Nome: Biotita gnaiss</p>	
 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis descruzados</p>
 <p align="center">Dobras abertas de cristais de muscovita – nicóis cruzados</p>	

Lâmina K-127 (1)	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Bandada. Lentes granoblásticas de granulometria bimodal e lentes lepidoblásticas.</p> <p>Textura formada por lentes granoblásticas de Qtz e feldspato grossos (1-5 mm de espessura) = Banda Félsica; alternam com lentes granoblásticas de Qtz e feldspato mais finos (1 a 2 mm de espessura); intercaladas com lentes lepidoblásticas de Bt e Ms = Banda máfica.</p> <p>Granulação: Inequigranular. Lentes grossas: Qtz e feldspato de 0,7 a 2 mm; Lentes finas: 0,3 a 0,7 mm; Lentes lepidoblásticas: 0,1 a 1 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (50%): Anédrico; na banda félsica se apresenta em grãos grossos com extinção zonada e textura <i>bulging</i> nas bordas. Na banda máfica se apresenta em grãos médios.</p> <p>Feldspato Alcalino (7%): Microclínio (geminção polissintética) e ortoclásio (geminção <i>carlsbad</i>); Cristais poligonais; com inclusões e pertitas.</p> <p>Plagioclásio (20%): Geminção albita <i>carlsbad</i>; orientados segundo S1; Cristais grossos, euédricos; ocorrência de cristais sericitizados.</p> <p>Biotita (15%): Hábito tabular, marca a direção principal da foliação. Ocorre também como borda de alteração nas granadas. Inclusão de opacos e halos pleocróicos (Zircão).</p> <p>Muscovita (3%): Associada a Bt.</p> <p>Granada (2%): Bastante fragmentada e alterada para biotita; estirada na direção de S1.</p> <p>Clorita (2%): bordas retrometamórficas de Bt.</p> <p>Opacos (<1%)</p> <p>Zircão (<1%) halos pleocróicos</p> <p>Alteração: Alteração média</p>	<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Plg + Bt + Kfs + Ms + Grt + Chl</p> <p>Fácies metamórfica: Anfibolito inferior</p> <p>Nome: Granada-biotita gnaiss milonítico</p>	
 <p align="center">Aspecto geral da textura bandada – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da textura bandada – nicóis cruzados</p>
 <p align="center">Detalhe de Grt substituída. Bt com halo pleocróico – nicóis descruzados</p>	

Lâmina K-127 (2)	
Unidade: Sequência Cachoeira	Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Bandamento Gnaissico; mesma estruturação da lamina K-127(1); Lentes granoblásticas de granulometria bimodal e lentes lepidoblásticas. Porém nessa se destaca uma banda felsica mais espessa, granoblástica de granulometria grossa com 1 cm de espessura. Textura formada por lentes granoblásticas de Qtz e feldspato grossos (1-5 mm de espessura) = Banda Félsica; alternam com lentes granoblásticas de Qtz e feldspato mais finos (1 a 2 mm de espessura); intercaladas com lentes lepidoblásticas de Bt e Ms = Banda máfica.</p> <p>Granulação: Inequigranular. Lentes grossas: Qtz de 1 a 8 mm, feldspato ~3 mm; lentes granoblásticas finas: 0,3 a 0,7 mm; lentes lepidoblásticas: 0,1 a 1 mm.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (60%): Anédrico; na banda félsica se apresenta em grãos grossos com extinção zonada e textura <i>bulging</i> nas bordas. Na banda máfica se apresenta em grãos médios.</p> <p>Feldspato Alcalino (10%): Microclínio (geminção polissintética) e ortoclasio (geminção <i>carlsbad</i>); Cristais poligonais; com inclusões e pertitas.</p> <p>Plagioclásio (10%): Geminção albita <i>carlsbad</i>; orientados segundo S1; Cristais grossos, euédricos; ocorrência de cristais sericitizado.</p> <p>Biotita (15%): Hábito tabular, marca a direção principal da foliação. Ocorre também como borda de alteração nas granadas. Inclusão de opacos e halos pleocróicos (Zircão).</p> <p>Muscovita (2%): Associada a Bt.</p> <p>Granada (2%): Bastante fragmentada e alterada para biotita; estirada na direção de S1.</p> <p>Clorita (1%): bordas retrometamórficas de Bt.</p> <p>Opacos (<1%)</p> <p>Zircão (<1%) halos pleocróicos</p> <p>Alteração: Alteração média.</p>	<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Plg + Bt + Kfs + Ms + Grt + Chl</p> <p>Fácies metamórfica: Anfibolito inferior</p> <p>Nome: Granada-biotita gnaiss milonítico</p>	
 <p align="center">Aspecto geral da transição entre as bandas félsicas e máficas - nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da transição entre as bandas félsicas e máficas - nicóis descruzados</p>
 <p align="center">Granada alterada e substituída – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Granada alterada e substituída – nicóis descruzados</p>

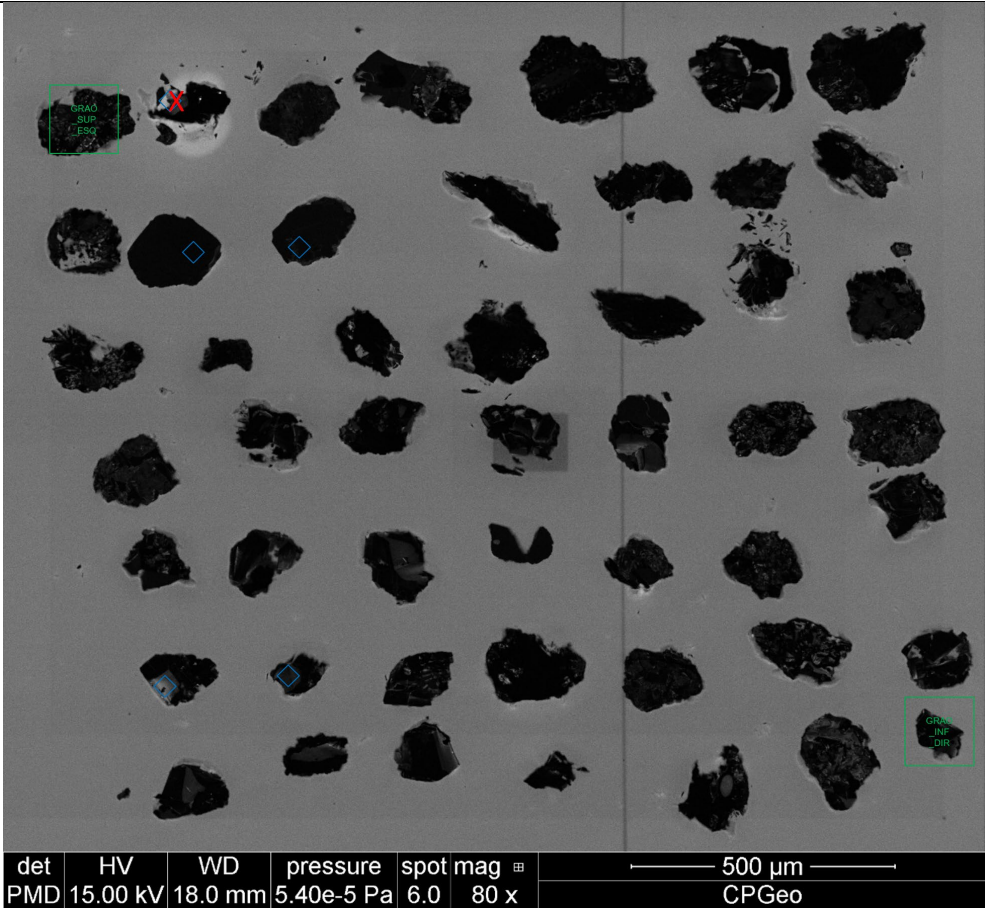
Lâmina K-133		
Unidade: Sequência Cachoeira		Compartimento tectônico: ZCS
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Estrutura gnáissica (com pouca segregação mineral); corte da lâmina não favorece visualização de estruturas (bandamento, dobras etc.). Textura em porções aos granoblásticas (Qtz-Kfs) e porções mais grano-lepidoblásticas (Bt, Grt, Crd).</p> <p>Granulação: Inequigranular seriada; Qtz até 2 mm; Kfs e Plag 0,2-0,7 mm, mas alguns cristais >1 mm; Bt até 0,5 mm; Crd até 1 mm; Grt 0,5 a 1 mm;</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (50%): Cristais grossos, anédricos, com extinção ondulante, contatos lobados, possível migração de borda de grão.</p> <p>Feldspato Alcalino (5%): Microclínio geminação polissintética.</p> <p>Plagioclásio (20%): geminação lei da albita, sericitizados.</p> <p>Cordierita (5%): Muito parecida com Plag quando apresenta padrão de geminação; possui inclusões de Bt e Bt nas bordas; sem geminação diferencia-se do Qtz pela alta alteração sericítica.</p> <p>Biotita (10%): Concetra-se envolvendo cristais de Grt e Crd; apresenta clorita retrometamórfica em suas bordas; define a orientação da foliação.</p> <p>Granada (5%): Arredondadas, com inclusões de Qtz e Bt; bordas de reação de Bt e Chl.</p> <p>Clorita (3%): associada a Bt – retrometamórfica.</p> <p>Zircão (<1%): com halos pleocróicos; inclusos em Biotitas e cordieritas.</p> <p>Opacos (2%): inclusos em Bt.</p> <p>Alteração: Baixa alteração.</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p align="center">Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Plg + Bt + Crd + Kfs + Grt</p> <p>Fácies metamórfica: Anfibolito superior a granulito</p> <p>Nome: Cordierita-granada-biotita gnaiss</p>		
 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da lâmina – nicóis descruzados</p>	
 <p align="center">Cordieritas alteradas – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Cordieritas alteradas – nicóis descruzados</p>	

Lâmina K-135 (1)		
Unidade: Sequência Cachoeira		Compartimento tectônico: Complexo Registro – Domínio Gnáissico
<p align="center">Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: Foliada, xistosidade fina com segregação mineral; Estruturas SC nas micas; Foliação cisalhada. Textura porfiroblástica (grt); Matriz bandada: Bandas granoblásticas de Qtz alternadas com bandas lepidoblásticas de Ms e Bt.</p> <p>Granulação: Inequigranular bimodal; Qtz <0,01 a 0,1mm; Micas até 0,1 mm; Porfiroblastos de granada alterados de 2mm de diâmetro.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (45%): Extinção ondulante, contatos lobados, textura de migração de borda de grão. Inclusos na Granada (inclusões oblíquas a foliação); em algumas bandas o qtz está estirado segundo S1.</p> <p>Muscovita (45%): Define a foliação principal; marca também uma superfície de crenulação (fishes de mica).</p> <p>Biotita (5%): Associada as bandas de Ms.</p> <p>Feldspato Alcalino (3%): presente nas bandas granoblásticas</p> <p>Granada (2%): Rotacionada, arredondada com sombra de pressão de Qtz recristalizado; Inclusões oblíquas à foliação principal.</p> <p>Turmalina (<1%): detrítica, acessório</p> <p>Opacos (<1%): acessórios</p> <p>Alteração: forte alteração nas granadas (óxidos) e em fraturas. Epidoto de alteração nas bandas lepidoblásticas</p>		<p align="center">Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Ms + Bt + Kfs + Grt</p> <p>Fácies metamórfica: Xisto verde superior a anfibolito inferior</p> <p>Nome: Granada-biotita muscovita xisto</p>		
 <p align="center">Aspecto geral da foliação – nicóis descruzados</p>	 <p align="center">Aspecto geral da foliação – nicóis cruzados</p>	
 <p align="center">Detalhe de porfiroblasto de granada com inclusões oblíquas – nicóis cruzados</p>	 <p align="center">Detalhe de lente de quartzo – nicóis cruzados</p>	

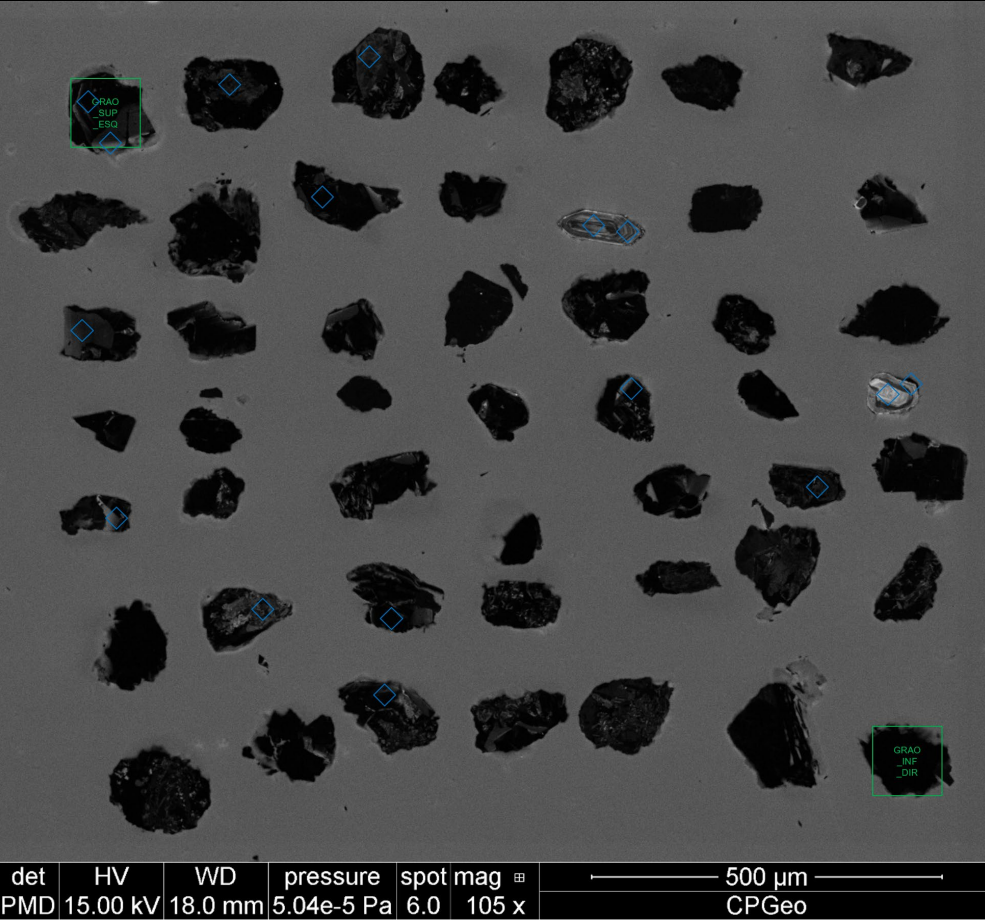
Lâmina K-135 (2)	
<p>Unidade: Sequência Cachoeira</p> <p>Descrição Petrográfica</p> <p>Estrutura e Textura: estrutura foliada, xistosidade fina com segregação mineral; Estruturas SC nas micas; Foliação cisalhada. Textura porfiroblástica (Grt); Matriz bandada: Bandas granoblásticas de Qtz alternadas com bandas lepidoblásticas de Ms e Bt.</p> <p>Granulação: Inequigranular bimodal; Qtz <0,01 a 0,1 mm; Micas até 0,1 mm; Porfiroblastos de Grt alterados de 2 a 4 mm de diâmetro.</p> <p>Mineralogia e composição estimada:</p> <p>Quartzo (50%): Extinção ondulante, contatos lobados, textura de migração de borda de grão. Inclusos na Granada (inclusões oblíquas à foliação); em algumas bandas o Qtz está estirado segundo S1.</p> <p>Muscovita (40%): Define a foliação principal e a superfície de crenulação; estruturas de cisalhamento (SC, mica fishes).</p> <p>Biotita (5%): Associada as bandas de Ms.</p> <p>Feldspato Alcalino (1%): presente nas bandas granoblásticas.</p> <p>Granada (3%): Rotacionada, arredondada com sombra de pressão de Qtz recristalizado; Inclusões oblíquas à foliação principal. Concentrada em uma única porção da lâmina.</p> <p>Turmalina (<1%): detritica, acessório.</p> <p>Opacos (<1%): acessórios.</p> <p>Alteração: Forte alteração nas granadas (óxidos) e em fraturas. Epidoto de alteração nas bandas lepidoblásticas.</p>	<p>Unidade: Sequência Cachoeira</p> <p>Foto da lâmina</p> 
<p>Classificação</p> <p>Paragênese: Qtz + Ms + Bt + Kfs + Grt</p> <p>Fácies metamórfica: Xisto verde superior a anfibolito inferior</p> <p>Nome: Granada-biotita muscovita xisto</p>	
 <p>Textura geral da lâmina com nicóis descruzados</p>	 <p>Textura geral da lâmina com nicóis cruzados</p>
 <p>Porfiroblastos de Grt rotacionados com inclusões de Qtz.</p>	 <p>Textura de <i>mica fish</i> em muscovita.</p>

ANEXO III – IMAGENS DE CATODOLUMINESCÊNCIA COM *SPOTS* DATADOS

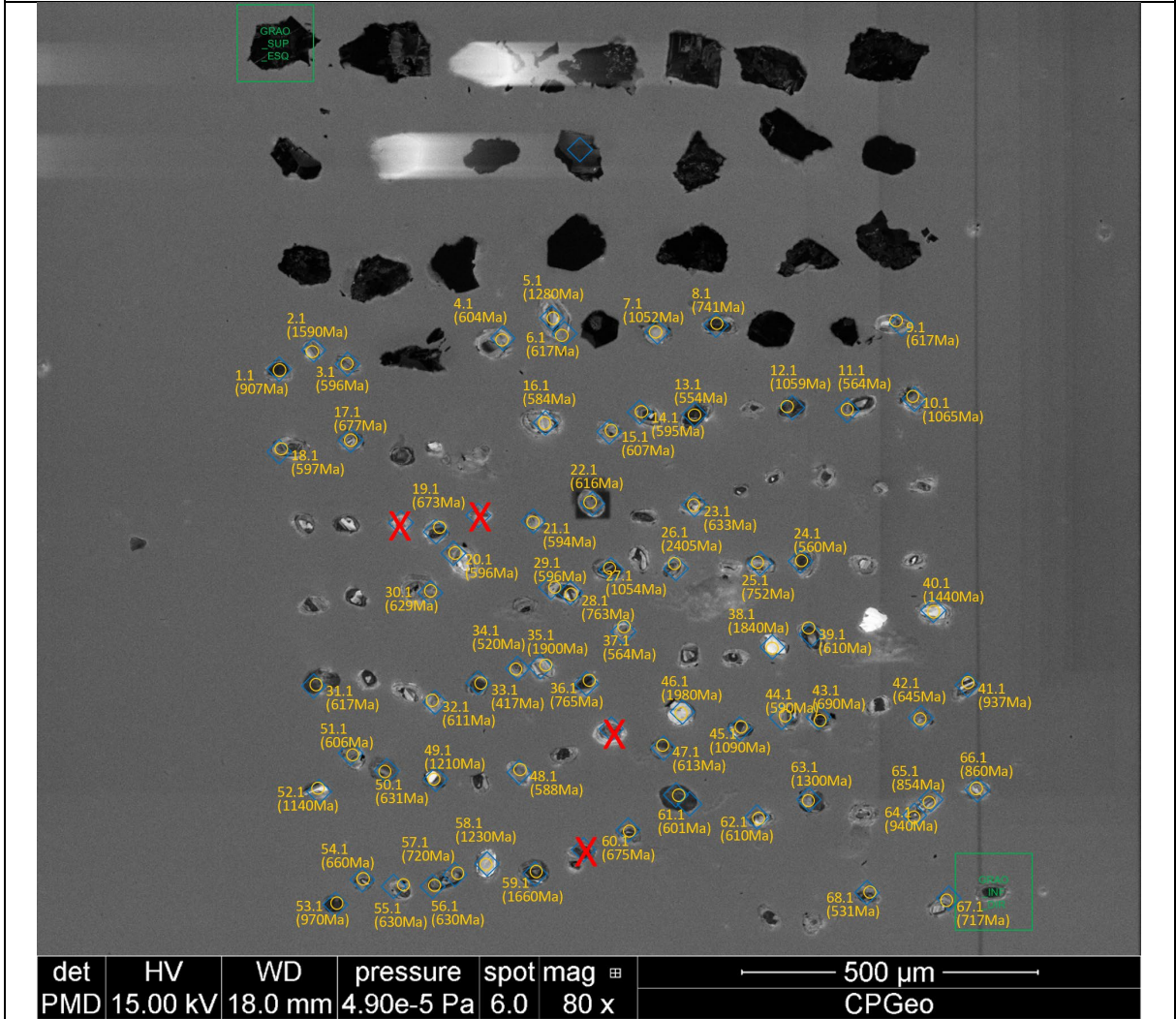
K-40 - Quadrante I



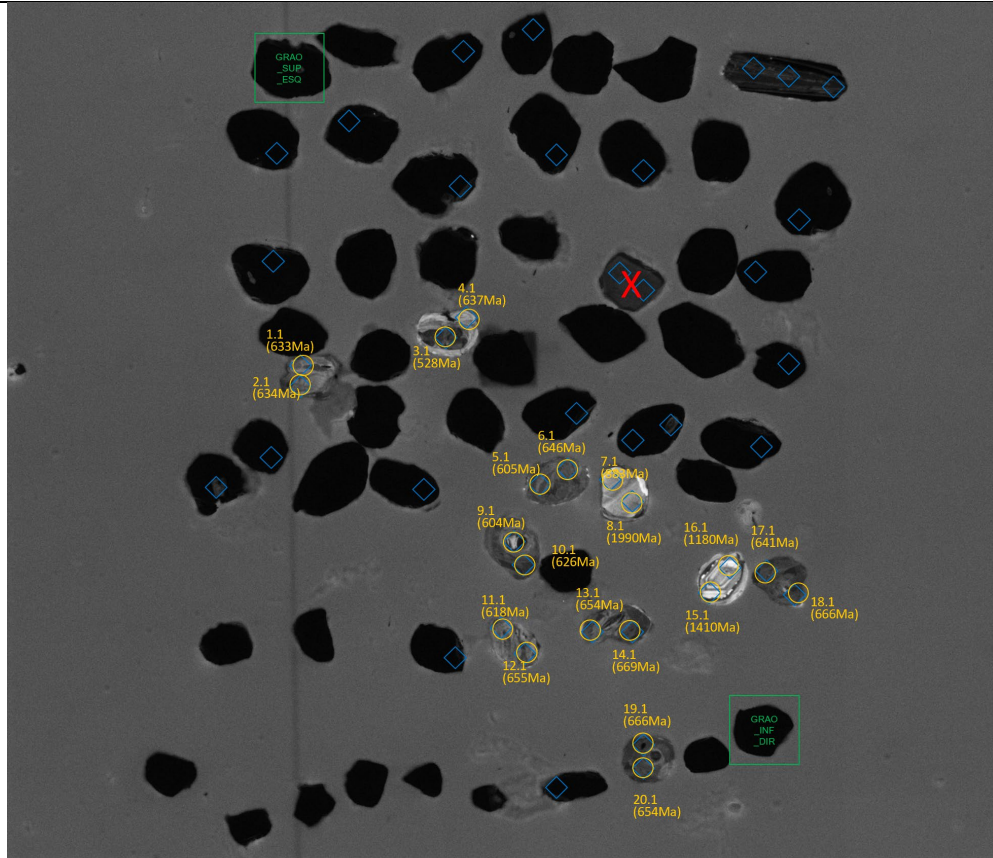
K-40 - Quadrante II



K-40 - Quadrante III

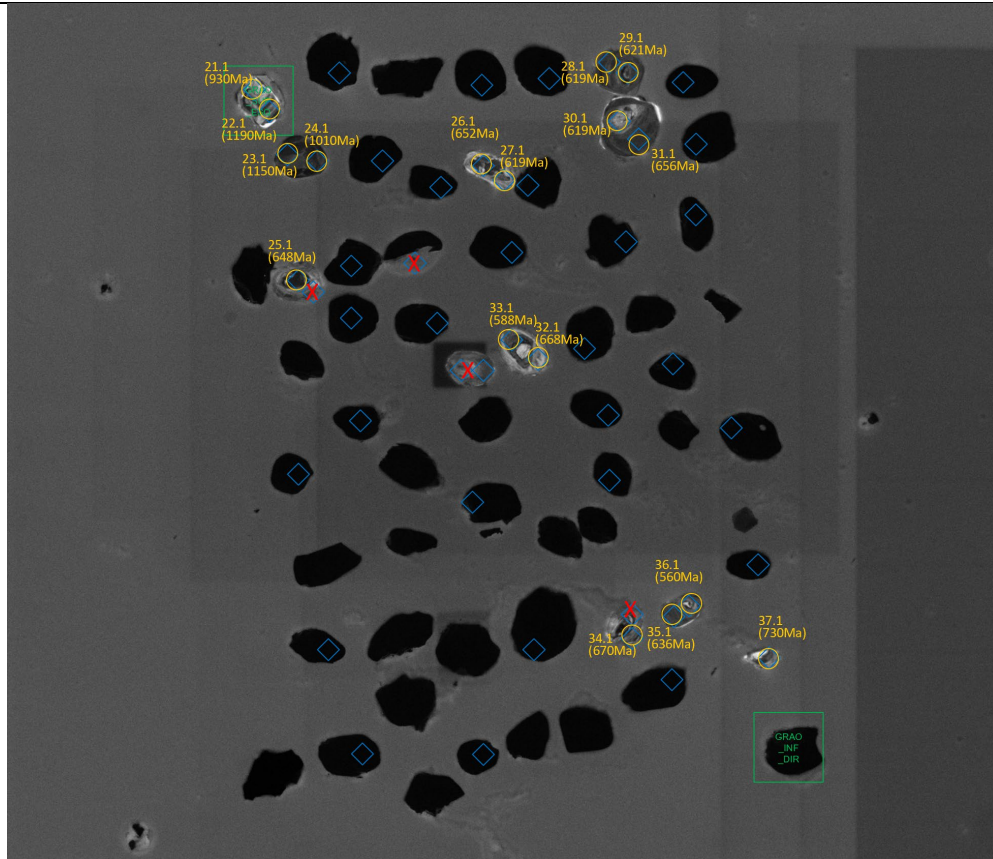


K-56 - Quadrante I



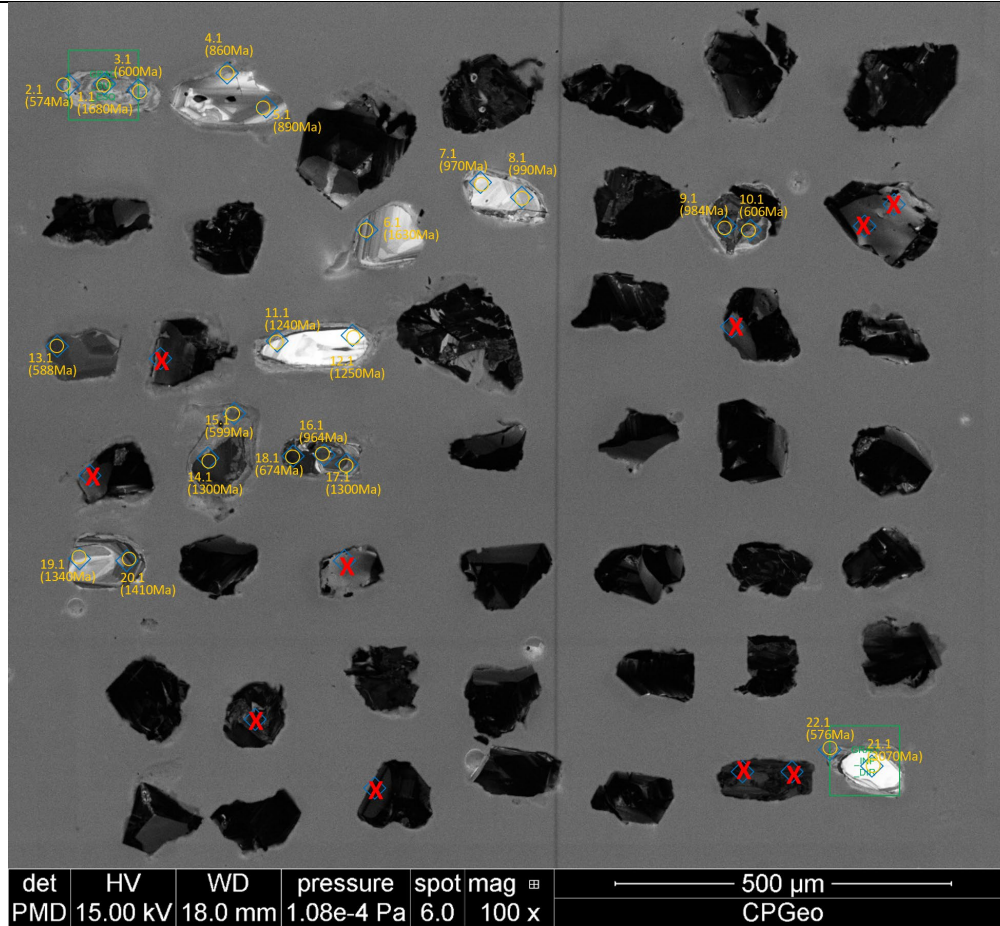
det	HV	WD	pressure	spot	mag	
PMD	15.00 kV	18.0 mm	7.09e-5 Pa	6.0	150 x	
						400 μm
						CPGeo

K-56 - Quadrante II

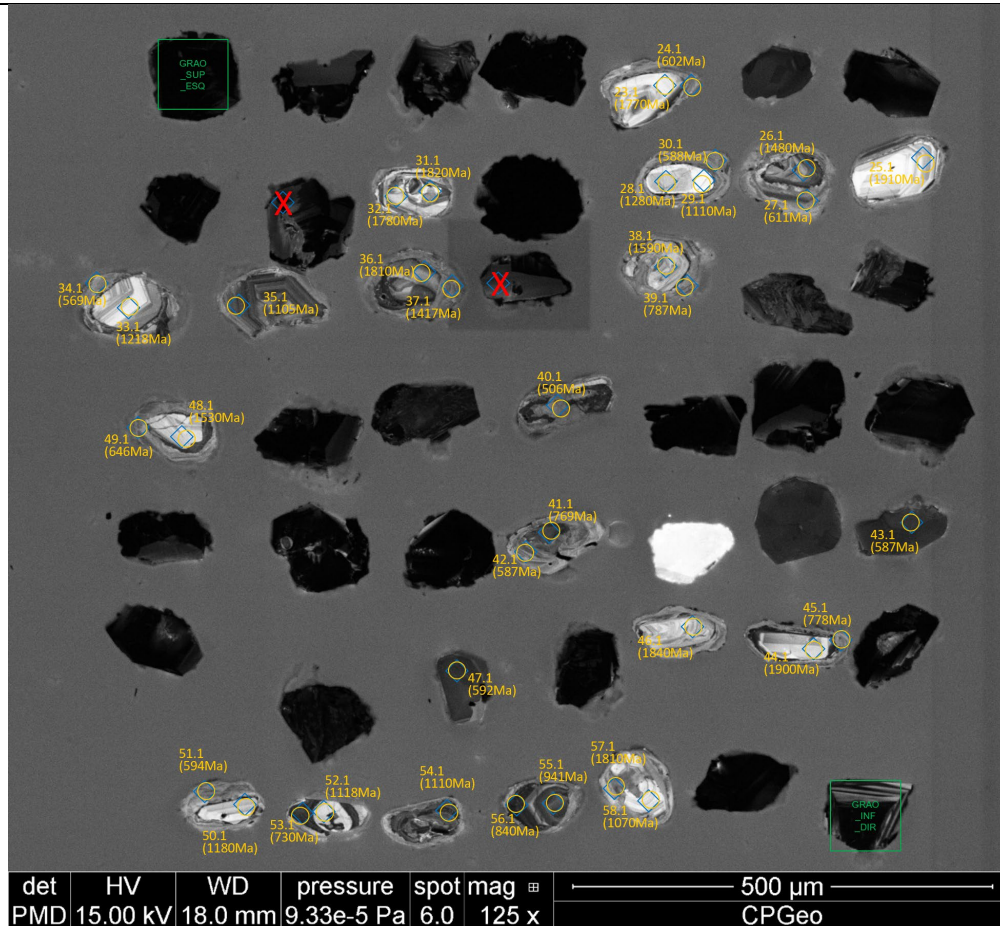


det	HV	WD	pressure	spot	mag	
PMD	15.00 kV	18.0 mm	6.56e-5 Pa	6.0	150 x	
						400 μm
						CPGeo

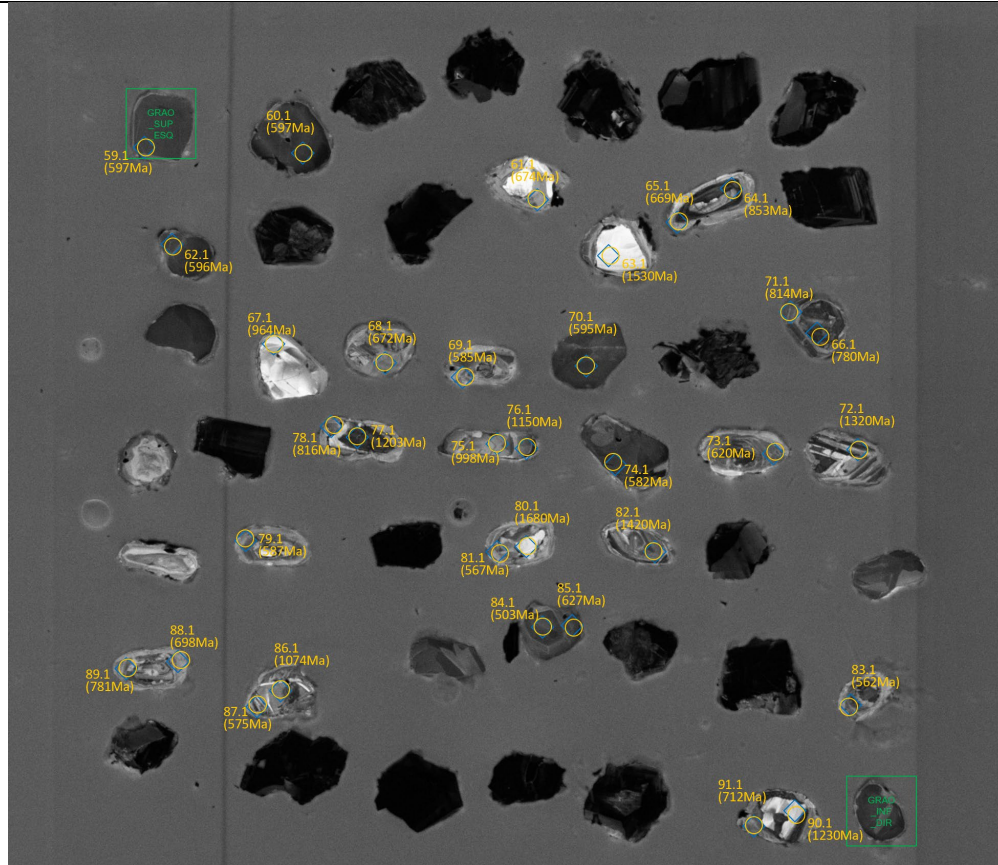
K-152 - Quadrante I



K-152 - Quadrante II

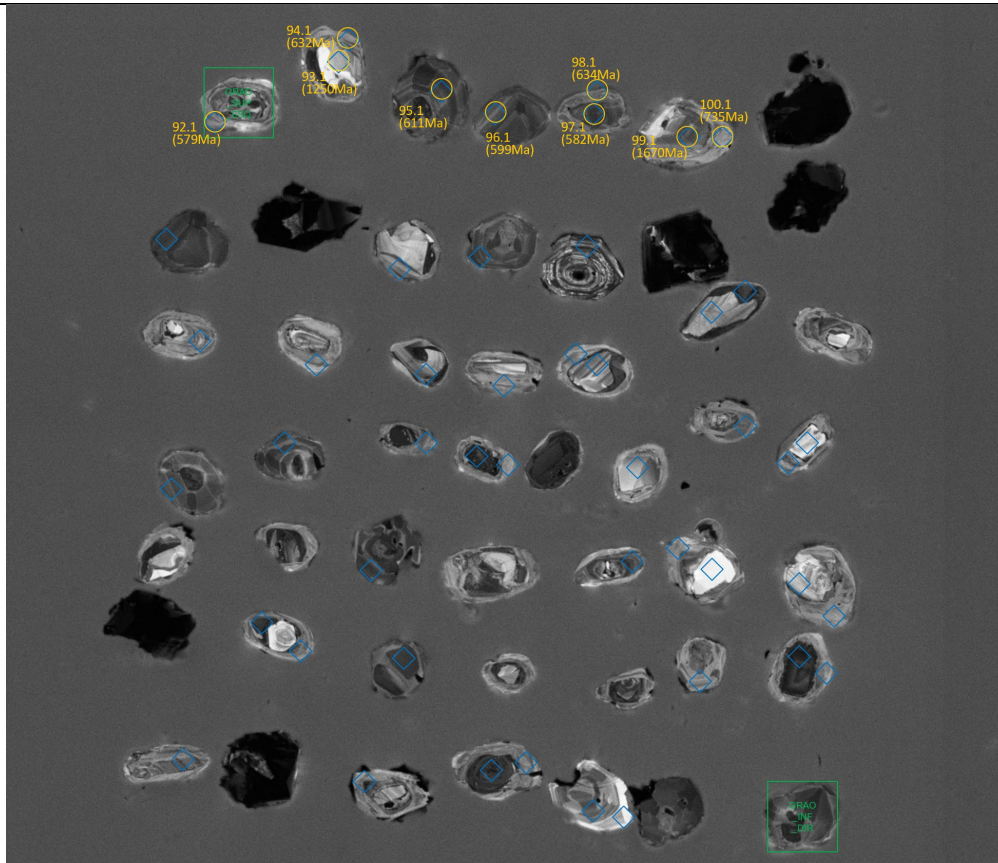


K-152 - Quadrante III



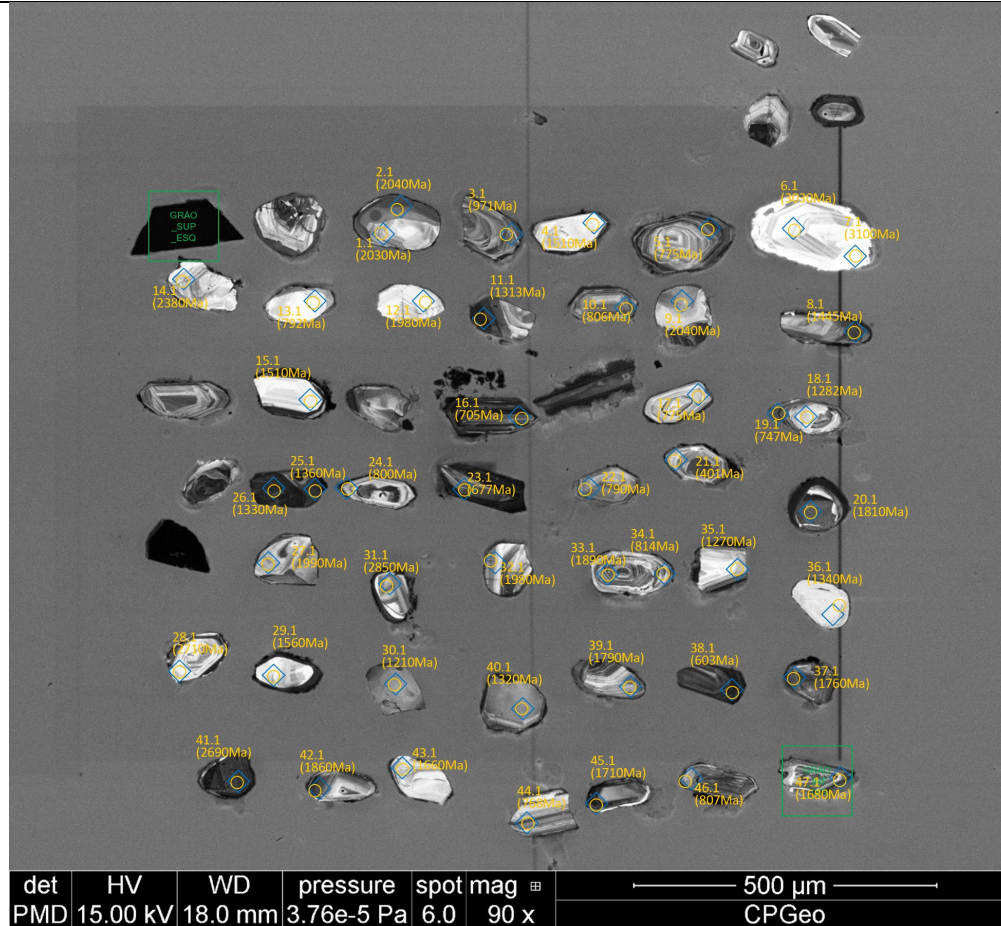
det	HV	WD	pressure	spot	mag	500 μ m
PMD	15.00 kV	18.0 mm	8.90e-5 Pa	6.0	125 x	CPGeo

K-152 - Quadrante IV

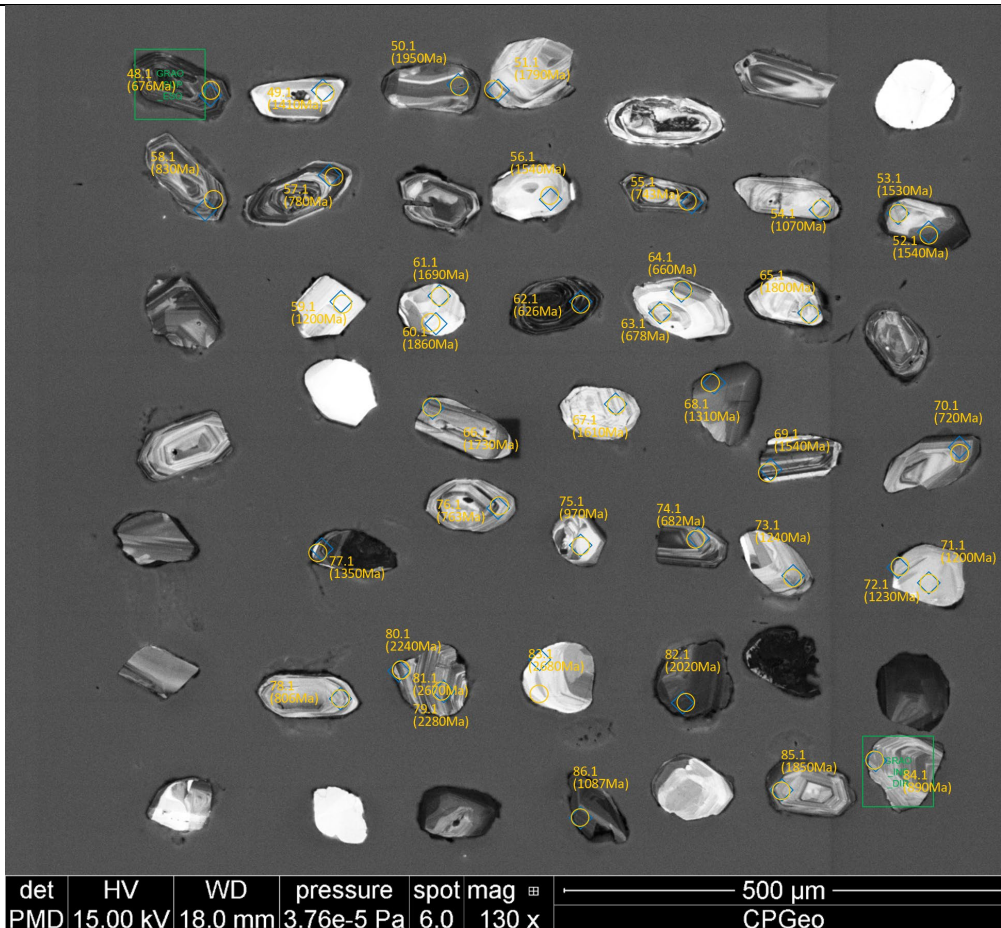


det	HV	WD	pressure	spot	mag	400 μ m
PMD	15.00 kV	18.0 mm	8.15e-5 Pa	6.0	150 x	CPGeo

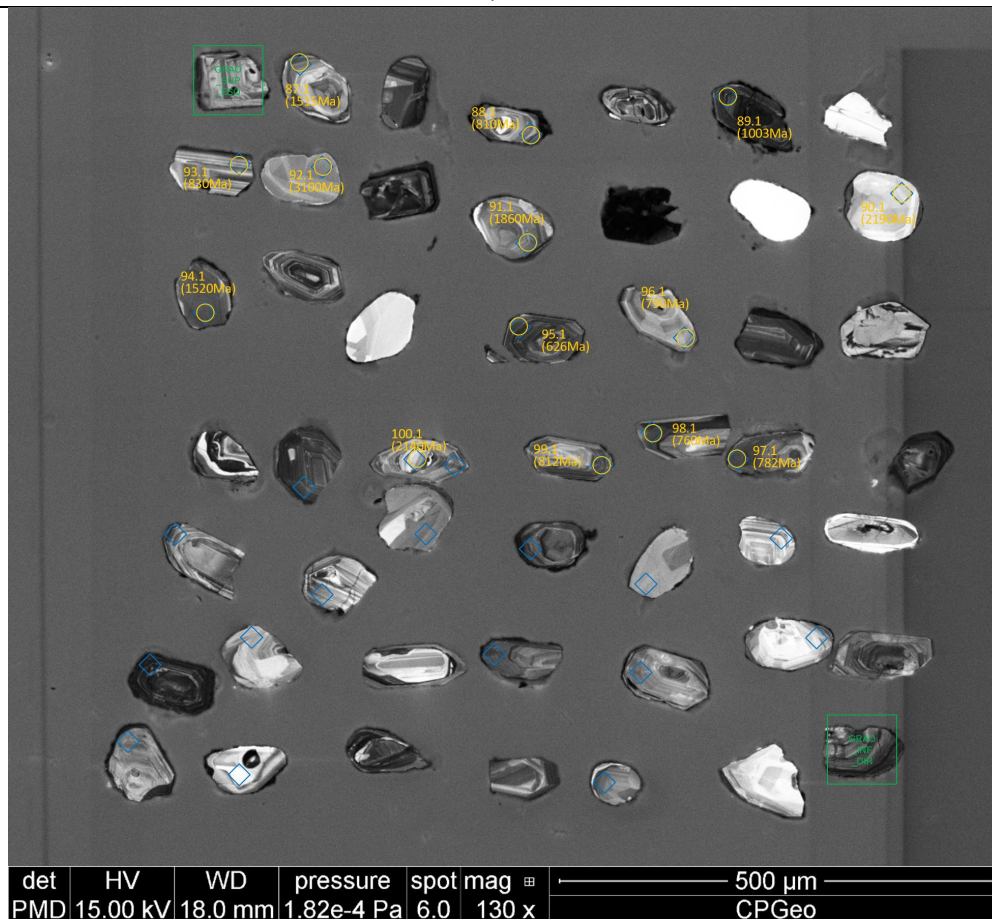
K-162 - Quadrante I



K-162 - Quadrante II



K-162 - Quadrante III



K-162 - Quadrante IV

