



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DA SUCESSÃO
SILICICLÁSTICA-CARBONÁTICA NEO-ARQUEANA DA
REGIÃO DE SERRA PELADA, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

DANIEL LARANJEIRA TELIS

Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares (UFPA)

BELÉM – PA
2019



UNIVERSIDADE FEDERAL DO PARÁ
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS
FACULDADE DE GEOLOGIA

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

**EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DA SUCESSÃO
SILICICLÁSTICA-CARBONÁTICA NEO-ARQUEANA DA
REGIÃO DE SERRA PELADA, PROVÍNCIA CARAJÁS**

Trabalho de Conclusão de Curso apresentado por:

DANIEL LARANJEIRA TELIS

Orientador: Prof. Dr. Joelson Lima Soares (UFPA)

BELÉM – PA
2019

**Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP) de acordo com ISBD
Sistema de Bibliotecas da Universidade Federal do Pará
Gerada automaticamente pelo módulo Ficat, mediante os dados fornecidos pelo (a) autor (a)**

T272e

Telis, Daniel Laranjeira

Evolução diagenética da sucessão siliciclástica-carbonática Neo-Arqueana da região de Serra Pelada, Província Carajás / Daniel Laranjeira Telis. — 2019.
xiv, 41 f. : il. color.

Orientador (a): Prof. Dr. Joelson Lima Soares
Trabalho de Conclusão de Curso (Graduação) - Faculdade de Geologia, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, 2019.

1. Domínio Carajás. 2. Serra Pelada. 3. Rochas Metassedimentares. I. Título.

CDD 552.03



Universidade Federal do Pará

Instituto de Geociências

Faculdade de Geologia

**EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA DA SUCESSÃO
SILICICLÁSTICA-CARBONÁTICA NEO-ARQUEANA DA
REGIÃO DE SERRA PELADA, PROVÍNCIA CARAJÁS**

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO APRESENTADO POR:

DANIEL LARANJEIRA TELIS

**Trabalho de Conclusão de Curso apresentado à Faculdade de Geologia como requisito à
obtenção do Grau de Bacharel em Geologia**

Data de Aprovação: 18 /12 /2019

Banca Examinadora:

Joelson Lima Soares

Prof. Dr. Joelson Lima Soares

Orientador

José Bandeira Cavalcante da Silva Junior

Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Junior

Membro Interno

Ailton da Silva Brito

Prof. Ms. Ailton da Silva Brito

Membro Externo

*A minha mãe Lucineia, minha maior
inspiração e a razão de tudo.*

AGRADECIMENTOS

A Deus que com todo seu amor e ternura, guiou meus passos até este momento e permitiu a realização desse sonho.

A Universidade Federal do Pará – UFPA que além do excelente ensino/aprendizagem, proporcionou com suas políticas de inclusão minha entrada e permanência nessa experiência única que é estudar em uma universidade pública e de qualidade.

Ao meu orientador, Prof. Dr. Joelson Lima Soares pela aprendizagem, paciência e todas as contribuições promovidas no alcance deste trabalho.

Ao Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA e em especial ao Bruno Fernandes e Joelma Lobo, sempre tão amigos e dispostos em ajudar.

Ao Laboratório de Caracterização Mineral e em especial ao Aldemir Sotero com todos os ensinamentos proporcionados.

Ao Laboratório de Microscopia de Varredura e em especial a Gisele Marques e Renan Carvalho por toda a dedicação e auxílio na aquisição dos resultados alcançados.

Ao Laboratório de Sedimentologia e em especial ao Everaldo Cunha por todo o auxílio prestado no tratamento das amostras deste trabalho.

Ao Laboratório de Catodoluminescência em especial ao Pedro Augusto pelas riquíssimas aprendizagens e pelo trabalho realizado.

Aos professores e técnicos da nossa universidade que incansavelmente defendem o curso de Geologia e a universidade pública de qualidade.

A minha mãe, amiga, conselheira e maior inspiração Dona Lucineia que soube ser tudo quando o pai fraco nos abandonou.

Ao meu grande amor Heliodoro Emanuel por ser a solução, a visão, a coragem e aquele céu do Arizona.

Aos amigos e colegas que a UFPA me deu, em especial ao grupo “sementes” representados pelo Leonardo, Eliziane, Mário, Plácido e Wesley, sem dúvidas essa caminhada seria árdua e maçante se não fosse a presença de vocês.

A todas e todos que de alguma forma estiveram presentes no passo a passo dessa conquista. Sabemos que a vida é feita de idas e vindas, mas cada pessoa que passa é única.

“Aquele que luta com demônios deve acautelar-se para não torna-se um também. Quando se olha muito tempo para o abismo, o abismo olha para você.”

Friedrich Nietzsche

RESUMO

A região de Serra Pelada está inserida no contexto do Domínio Carajás contido na Província Carajás e apresenta complexa estruturação geológica. Os processos deformacionais, hidrotermais e de metamorfismo modificaram várias sucessões sedimentares, impedindo definições quanto correlações estratigráficas ao longo da província. Estudos devem ser realizados para a discussão das unidades sedimentares presentes na área, inclusive para facilitar as pesquisas locais de sequências diagenéticas do domínio. O presente trabalho tem como finalidade elaborar uma sequência diagenética para a sucessão carbonática – siliciclástica da região de Serra Pelada, na Província Carajás através da descrição do furo de testemunho de sondagem FD 215 e determinar a proveniência dos grãos de quartzo da localidade por meio de análises texturais obtidas através da técnica de Catodoluminescência. Além disso, foi realizado extenso levantamento bibliográfico, petrografia macro/microscópica das amostras, difração de Raios-X (DRX), microscopia eletrônica de varredura através da espectroscopia por energia dispersiva (MEV-EDS) para análise das amostras dos minerais e texturas dos constituintes diagenéticos. A descrição petrográfica classificou os litotipos em metaquartzo-arenito e metacalcário calcítico e dolomítico. As análises de DRX e MEV-EDS indicaram quartzo, dolomita e calcita sendo os principais minerais na composição do testemunho. A CL para análise de proveniência direcionou os grãos de quartzo na perspectiva metamórfica/hidrotermal. A evolução diagenética mostrou mesodiagênese com processos de cimentação calcítica, dolomítica e pontualmente oxido-hidróxido de ferro, além da indicação de fluidos por hidrotermalismo, a partir do fraturamento da rocha (presença de veios silicosos e dolomítico) e estágio de anquimetamorfismo. A adição de fluidos hidrotermais aliado ao anquimetamorfismo no sistema talvez indique mudança da disposição dos grãos de quartzo, cimentação carbonática, presença de minerais de clorita e talco e o arranjo de foliação.

Palavras-chave: Domínio Carajás. Serra Pelada. Rochas Metassedimentares.

ABSTRACT

The Serra Pelada region is in the context of the Carajás Domain in the Carajás Province and has a complex geological structure. The deformational, hydrothermal and metamorphic processes modified several sedimentary successions, preventing definitions regarding stratigraphic correlations throughout the province. Studies should be carried out to discuss the sedimentary units present in the area, including to facilitate local research on diagenetic sequences of the domain. The present work aims to elaborate a diagenetic sequence for the carbonatic – silicytic succession of the Serra Pelada region, in Carajás Province, through the description of the FD 215 drillhole and to determine the provenance of the quartz grains of the locality through texture analyzes obtained through the cathodoluminescence technique. In addition, extensive bibliographic survey, macro / microscopic petrography of samples, X-ray diffraction (XRD), scanning electron microscopy through dispersive energy spectroscopy (SEM EDS) were performed to analyze mineral samples and textures of diagenetic constituents. The petrographic description classified the lithotypes into metaquartzarenite and calcitic and dolomitic metalimestone. The XRD and SEM-EDS analyzes indicated quartz, dolomite and calcite being the main minerals in the core composition. The CL for provenance analysis directed the quartz grains in the metamorphic / hydrothermal perspective. Diagenetic evolution showed mesodiagenesis with calcitic, dolomitic and punctual iron oxide-hydroxide cementation processes, in addition to the indication of fluids by hydrothermalism, from the fracturing of the rock (presence of siliceous and dolomitic veins) and ankimetamorphism stage. The addition of hydrothermal fluids coupled with ankimetamorphism in the system may indicate a change in quartz grain arrangement, carbonate cementation, presence of chlorite and talc minerals and foliation arrangement.

Keywords: Carajás Domain. Serra Pelada. Metasedimentary rocks.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

- Figura 1 - Mapa de localização indicando a região de Serra Pelada, município de Curionópolis, sudeste do estado do Pará. Fonte: Elaborado pelo autor 3
- Figura 2 - Mapa simplificado da localização de Serra Pelada ainda destacando a região de Sereno e do Bloco de Carajás a sudeste do estado do Pará, próximo dos municípios de Curionópolis e Parauapebas. Fonte: Nogueira (no prelo)..... 3
- Figura 3 - Divisão geotectônica da América do Sul, onde tem-se o Cráton Amazônico aflorando nos escudos das Guianas e Brasil Central. Fonte: Modificado de Almeida *et al.* (1977, 1981 *apud* Vasquez *et al.* 2008)..... 7
- Figura 4 - Províncias tectônicas contidas no Cráton Amazônico. Fonte: Modificado de Almeida *et al.* (1977, 1981); e Santos (2003) *apud* Vasquez *et al.* (2008)..... 8
- Figura 5 - Perfil do testemunho de furo de sondagem FD 215 da região de Serra Pelada. A numeração ordenada pelas setas corresponde as amostras deste trabalho. Fonte: Modificado de Nogueira (no prelo). 15
- Figura 6 - Amostras do testemunho FD 215. A) Clasto alongado e orientado B) Clasto com fratura (veio) preenchida por dolomita, indicadas por (setas), ambas do FD 215-4. Fonte: Elaborado pelo autor..... 16
- Figura 7 - Diagrama ternário QFL com composição modal de três amostras do testemunho de furo de sondagem FD 215 (215-1, 215-3 e 215-4). Fonte: Elaborado pelo autor com base nas diretrizes de (Folk 1974). 17
- Figura 8 - Fotomicrografia dos constituintes mineralógicos e diagenéticos do furo de sondagem FD 215 de Serra Pelada. A) Cimento calcítico (setas) e grãos de quartzo em contato tríplice (setas + nome) (Qtz – quartzo), FD 215-3. B) Grãos de quartzo policristalino (setas) e cimento dolomítico (Dol – dolomita), FD 215-4. C) Grãos de clorita, muscovita e quartzo (Chl – clorita e Ms – muscovita), além de contato côncavo-convexo (seta), FD 215-1. D) Veio dolomítico com hábito romboédrico interceptando grãos de quartzo (setas), FD 215-4. E) Grãos de quartzo interceptados por cimento calcítico e silicoso (setas), FD 215-3. F) Veios de quartzo interceptando grãos menores do mesmo mineral (setas), FD 215-1. Fonte: Elaborado pelo autor. 21

- Figura 9 - Fotomicrografia dos constituintes mineralógicos e diagenéticos do furo de sondagem FD 215 de Serra Pelada. A) Cimento de óxido-hidróxido de ferro formando películas aos arredores dos grãos de quartzo (setas), FD 215-1. B) Cloritas esverdeadas com hábito foliado circundadas por grãos de quartzo, FD 215-1. C) Cimento calcítico com maclamento (setas), FD 215-2. D) Clorita cinza esverdeada com hábito foliado circundada por minerais de talco (Tlc – talco), FD 215-2. E) Cimento dolomítico e grãos de quartzo monocristalinos em contato pontual e reto (Qtz – quartzo), FD 215-6. F) Grão de muscovita (setas) sendo substituída por cimento dolomítico, FD 215-5. Fonte: Elaborado pelo autor.22
- Figura 10 – Difratoograma de Raios-X da amostra 215-1. Chl = clorita, Ms= muscovita, Qtz = quartzo. Fonte: Elaborado pelo autor.....23
- Figura 11 - Difratoograma de Raios-X da amostra 215-2. Cal = calcita, Tlc = talco, Chl = clorita. Fonte: Elaborada pelo autor.....23
- Figura 12 - Difratoograma de Raios-X da amostra 215-5. Dol = dolomita, Qtz = quartzo, Ms = muscovita. Fonte: Elaborada pelo autor.24
- Figura 13 - Imagens ERE e análise EDS no MEV do testemunho de furo de sondagem FD 215. A) Imagem ERE de minerais de clorita e quartzo, ampliada 1820 x; B) Imagem ERE ilustrando a cimentação calcítica e presença de clorita, ampliada 760x; C) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS em um mineral de clorita indicado na figura A. D) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS em cimento de calcita indicado na figura B. Chl = Clorita, Cal = calcita, Qtz = quartzo. Fonte: Elaborado pelo autor.25
- Figura 14 - Imagens ERE e análise EDS no MEV do testemunho de furo de sondagem FD 215. A) Imagem ERE de cimento de dolomita, quartzo, calcopirita, pirita e calcita, ampliada 445x; B) Imagem ERE mostrando minerais de quartzo e clorita, ampliada 950x; C) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS do cimento dolomítico indicado na figura A. D) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS em quartzo indicado na figura B. Cp = calcopirita, Chl = Clorita, Cal = calcita, Dol = dolomita, Pi = pirita, Qtz = quartzo. Fonte: Elaborado pelo

autor.....25

Figura 15 - Fotomicrografias do furo de testemunho de sondagem 215 dos grãos de quartzo e matriz carbonática e suas respectivas cores oriundas do método da catodoluminescência. A nicóis cruzados em A) Detalhe para a disposição do quartzo policristalino; C) quartzo bastante cominuído; E) cimento dolomítico amplamente difundido. Na catodoluminescência em B, D) os grãos de quartzo demonstram coloração azul escuro - violeta acastanhado; em F) “fantasmas” de grãos de quartzo sendo substituídos por cimentação dolomítica. Dol = dolomita, Qtz = quartzo, Qtzp = quartzo policristalino. As especificações de Kv, tempo de exposição e amperagem são as seguintes: B, D) Kv- 23,5; Texp 44,4 s-; Amp- 216 v. E) Kv- 12; Texp 20 s-; Amp- 194 v. Fonte: Elaborado pelo autor.....32

Figura 16 - Fotomicrografias do furo de testemunho de sondagem 215 dos grãos de quartzo e cimento carbonático e suas respectivas cores oriundas do método da catodoluminescência. A nicóis cruzados em A) Detalhe para a disposição do cimento de dolomita; C) quartzo bastante cominuído e cimento de dolomita; E) cimento de calcita amplamente difundido e minerais de talco. Na catodoluminescência em B) cimento de dolomita em tons vermelho escuro, talvez com a incidência de ferro D) os grãos de quartzo demonstram coloração azul escuro - violeta acastanhado e leve zoneamento; em F) cimentação de calcita em vermelho intenso e grãos sem luminescência. Cal = calcita, Dol = dolomita, Qtz = quartzo, Tlc = talco. As especificações de Kv, tempo de exposição e amperagem são as seguintes: B) Kv- 12; Texp 20 s-; Amp- 194 v. D) Kv- 23,5; Texp 44,4 s-; Amp- 216 v. E) Kv- 12; Texp 20 s-; Amp- 194 v. Fonte: Elaborado pelo autor..... 33

LISTA DE TABELAS

- Tabela 1 - Quadro evolutivo para o Domínio Carajás. Fonte: Modificado de 1 – Machado *et al.* (1991); 2 – Dall’Agnol *et al.* (2005); 3 – Mougeot *et al.* (1996); 4 – Macambira *et al.* (2001); 5 – Macambira & Tassinari (1998); 6 – Barbosa (2004); 7 – Avelar (1996); 8 – Avelar *et al.* (1999); 9 – Huhn *et al.* (1999a); 10 – Sardinha *et al.* (2001); 11 – Barros *et al.* (2001b); 12 – Barros *et al.* (2004); 13 – Reis *et al.* (2001); 14 – Pimentel *et al.* (2003); 15 – Galarza & Macambira (2002); 16 – Tallarico *et al.* (2005); 17 – Galarza (2002); 18 – Santos (2002); 19 – Trendall *et al.* (1998); 20 – Krymsky *et al.* 2002; 21 – Macambira *et al.* 1996; 22 – Lobato *et al.* (2005); 23 – Wirth *et al.* 1986; 24 – Gibbs *et al.* (1986); 25 – Pidgeon *et al.* (2000); 26 – Lafon *et al.* (2000 *apud* Vasquez *et al.* 2008)..... 13
- Tabela 2 - Processos da evolução diagenética compreendendo a mesodiagênese até o anquimetamorfismo com adição de fluidos hidrotermais ao sistema. Fonte: Elaborado pelo autor..... 28
- Tabela 3 - Classificação de grãos de quartzo na fração 180-250m em uma amostra da Formação Kuhfeld, Ottenstein (NW Alemanha) relacionando direção e o quantitativo de desvio da coloração. É sugerido o tabelamento para melhor orientação da proveniência de grãos de quartzo em CL. Note as possíveis possibilidades de luminescência do quartzo e em destaque a que foi atingida neste trabalho. Fonte: Adaptado de Richter *et al.*(2003)..... 31

SUMÁRIO

DEDICATÓRIA	iv
AGRADECIMENTOS	v
EPÍGRAFE	vi
RESUMO	vii
ABSTRACT	viii
LISTA DE ILUSTRAÇÕES	ix
LISTA DE TABELAS	xii
1 INTRODUÇÃO	1
1.1 APRESENTAÇÃO	1
1.2 OBJETIVOS	2
1.3 LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ACESSO	2
1.4 MATERIAIS E MÉTODOS	4
1.4.1 Levantamento Bibliográfico	4
1.4.2 Petrografia	4
1.4.3 A Técnica da Catodoluminescência	4
1.4.4 Difração de Raios-X (DRX)	5
1.4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura por Espectroscopia por Energia Dispersiva (MEV-EDS)	6
2 CONTEXTO GEOLÓGICO	7
2.1 PROVÍNCIA CARAJÁS	9
2.1.1 Domínio Rio Maria	9
2.1.2 Domínio Carajás	11
2.1.2.1 Grupo Rio Novo	12
3 RESULTADOS	14
3.1 PERFIL DO FURO DE SONDAÇÃO FD 215	14
3.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA	16
3.2.1 Metaquartzito arenito	16
3.2.1.1 Aspectos texturais	16
3.2.1.2 Classificação	16
3.2.1.3 Composição detrítica	17

3.2.1.4 Minerais autigênicos e outros constituintes.....	18
3.2.2 Metacalcário.....	19
3.2.2.1 Aspectos texturais.....	19
3.2.2.2 Classificação.....	19
3.2.2.3 Cimento, veios e outros constituintes.....	19
3.2.2.4 Composição detrítica.....	20
3.3 ANÁLISE DE DIFRAÇÃO DE RAIOS-X E MEV/EDS.....	22
4 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA.....	27
4.1 METAQUARTZO-ARENITO.....	27
4.2 METACALCÁRIO CALCÍTICO E DOLOMÍTICO.....	28
5 INTERPRETAÇÃO.....	29
6 CONCLUSÃO.....	34
REFERÊNCIAS.....	35
APENDICE A- IMAGENS DO TESTEMUNHO DE FURO DE SONDAGEM (FD 215). Em A) 215-1; B) 215-2; C) 215-3; D) 215-4; E) 215-5; e F) 215-6. Fonte: Elaborado pelo autor.....	39
APENDICE B- TABELA DE CONTAGEM DE PONTOS E PORCENTAGENS DOS CONSTITUINTES DO FD 215.....	40
APENDICE C- CONSTITUINTES E PORCENTAGENS DA CLASSIFICAÇÃO DE METAQUARTZO-ARENITO DO FD 215.....	41

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

Os depósitos sedimentares Pré-Cambrianos da região de Carajás já foram considerados como uma única sucessão sedimentar independente dos compartimentos estruturais (Araújo *et al.* 1988, Docegeo 1988, Pinheiro 1997). Nesse sentido o entendimento prévio da área gerou várias interpretações relacionadas à sua história deposicional, ocasionando questionamentos se os produtos são oriundos de uma única bacia sedimentar ou de bacias diferenciadas.

Estudos posteriores têm indicado que estas unidades sedimentares documentam a superimposição de diferentes bacias durante o Arqueano e Mesoproterozoico (Lima & Pinheiro 2001, Nascimento & Oliveira 2015, Nogueira *et al.* 1995). Devido aos processos deformacionais, hidrotermais e de metamorfismo que modificaram várias dessas sucessões sedimentares, a correlação estratigráfica ao longo da Província Carajás torna-se problemática. As definições de unidades sedimentares baseadas apenas na litologia, o deslocamento por falhas, deformação heterogênea, alteração hidrotermal e intempérica dos litotipos são dificuldades encontradas pelos geólogos em entender a história sedimentar dessa província.

A região de Serra Pelada é a terminação em *splay* do Sistema Transcorrente Cinzento, na região de Serra Leste, o chamado “Splay Divergente de Serra Pelada” (SDSP) ou “Duplex Transpressivo Serra Pelada” (Lab & Costa 1992). Três lineamentos regionais são identificados na região, sendo eles NE-SW (Serra do Sereno), E-W (Lineamento do Cotia) e NW-SE (Lineamento Curionópolis). As unidades sedimentares presentes são dispostas em duas partes. A unidade inferior consiste em mármore impuro, mármore dolomítico, quartzito dolomítico e, secundariamente, meta-conglomerados e quartzito que representam uma sequência de arenito dolomitizado composta ainda por grãos de quartzo arredondado, matriz de dolomita granoblástica, clastos de quartzo, BIF, chert e vulcânicas, meta-siltito carbonoso e calcífero, além de rocha quartzo-carbonática (Grainger *et al.* 2002, Lab & Costa 1992, Tallarico & Dias Chula 1997, Tallarico 2000). Segundo Moroni *et al.* (2001) tem-se ainda dolomitos ferruginosos impuros, arenitos com dolomita e hidrotermalito carbonatizado. A unidade superior são siltitos laminados sem foliação com laminação cruzada cavalgante, microciclos granodecrescentes que recobrem em conformidade a unidade inferior (Lab & Costa 1992). Os siltitos ou metasiltitos vermelhos apresentam quartzo, argila, óxidos de ferro, sendo comum a presença de siltito preto carbonoso na porção inferior (Grainger *et al.* 2002, Moroni *et al.* 2001).

Uma das problemáticas sedimentares mais intrigantes da região é a presença de rochas

carbonáticas na região de Serra Pelada, em torno de 200 km a nordeste da Serra dos Carajás, sudeste do Pará. A presença de rochas com carbonato de idade arqueana na região de Serra Pelada tem levado a interpretações paleoambientais duvidosas quanto à origem da calcita e dolomita presente nestes depósitos. Entender se estes minerais tem uma natureza primária ou secundária é de suma importância na elaboração de modelos de mineralizações como, por exemplo, os depósitos de manganês da Província Carajás.

Diversos autores indicam que os óxidos de manganês estão relacionados com a precipitação da rodocrosita, um carbonato de manganês, e teria uma origem primária (Roy 2006). Outro exemplo é a possibilidade de um depósito de plataforma carbonática ainda estar preservado apesar da idade arqueana na região. Assim, se faz necessário um estudo mais detalhado dos processos que formaram estas mineralizações carbonáticas para entender como ocorreu a evolução diagenética destas rochas.

1.2 OBJETIVOS

Este trabalho tem como finalidade elaborar uma sequência diagenética para a sucessão carbonática – siliciclástica da região de Serra Pelada na Província Carajás, a partir da descrição de amostras em testemunhos de sondagem, além de discutir a proveniência dos grãos de quartzo presentes e os efeitos de processos de hidrotermalismo e Anquimetamorfismo nesta sucessão.

1.3 LOCALIZAÇÃO E ÁREA DE ACESSO

Os testemunhos do furo de sondagem FD 215 são oriundos da região de Serra pelada que é pertencente ao município de Curionópolis, inserida a sudeste do estado do Pará, região norte do Brasil. O ponto mais acessível para a área é através de uma estrada vicinal que começa na PA 275 com cerca de 35 km de distância do garimpo de extração de ouro (figuras 1 e 2).

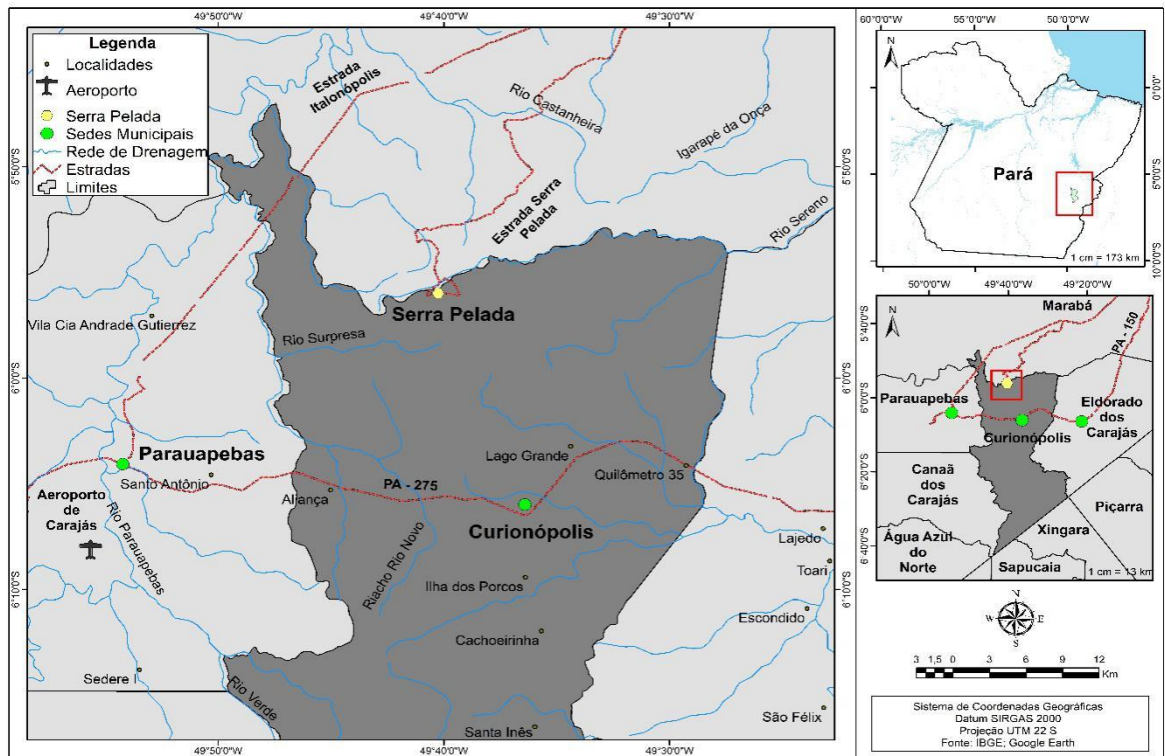


Figura 1 - Mapa de localização indicando a região de Serra Pelada, município de Curionópolis, sudeste do estado do Pará. Fonte: Elaborado pelo autor.

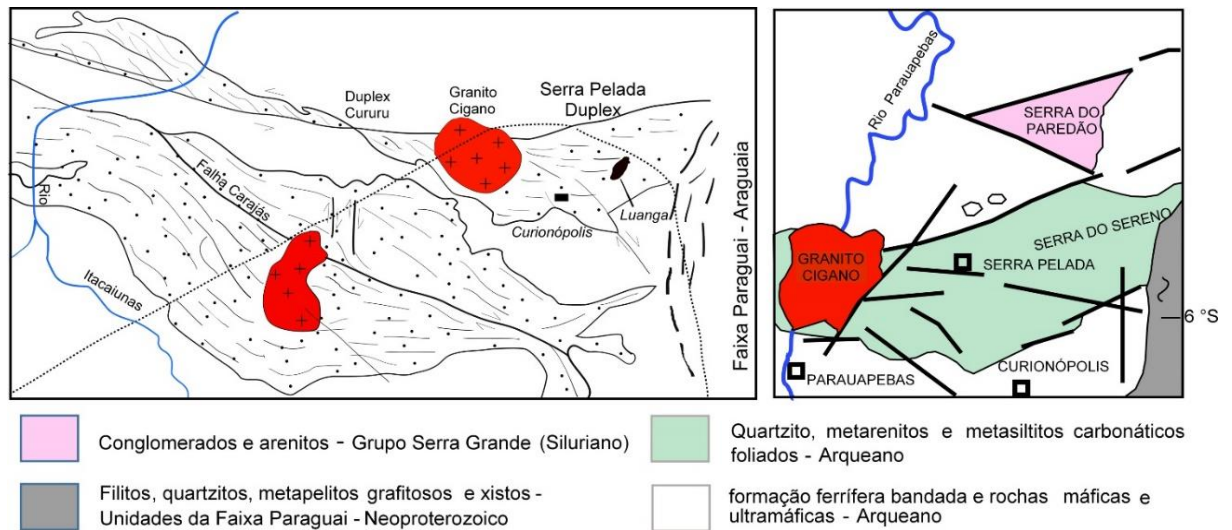


Figura 2 - Mapa simplificado da localização de Serra Pelada ainda destacando a região de Sereno e do Bloco de Carajás a sudeste do estado do Pará, próximo dos municípios de Curionópolis e Parauapebas. Fonte: Nogueira (no prelo) ¹

¹ Trabalho não publicado.

1.4 MATERIAIS E MÉTODOS

1.4.1 Levantamento Bibliográfico

A pesquisa bibliográfica foi efetuada através de artigos acadêmicos e livros científicos. Entender o Cráton Amazônico, suas províncias e domínios possibilitou a construção de extenso referencial teórico, dentre eles: Almeida *et al.* 1994; Costa (2012); Dall’Agnol *et al.* (1997, 2006); Docegeo (1988); Feio (2011); Santos *et al.* (2000); Santos (2003); Tassinari & Macambira (2004); Vasquez *et al.* (2008).

1.4.2 Petrografia

A fundamentação das descrições petrográficas macroscópicas e microscópicas são possíveis devido o testemunho do furo de sondagem FD 215 cedidos pela Empresa Vale S/A que originou seis amostras para análise com as nomenclaturas (215-1 ao 215-6).

A análise macroscópica buscou feições importantes no testemunho, como texturas, presença de estruturas deposicionais ou deformacionais e a disposição dos principais minerais, visando contribuir para a interpretação dos processos deposicionais e pós-deposicionais e para elaboração de uma sequência diagenética para a sucessão carbonática-siliciclástica da área. Os dados macroscópicos foram coletados com o auxílio de estereomicroscópio do Laboratório de Petrografia Sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED).

Na análise petrográfica, além das descrições macroscópicas foram produzidas 6 (seis) lâminas delgadas confeccionadas no Laboratório de Laminação do Instituto de Geociências da UFPA. Esse material foi analisado no microscópio petrográfico Zeiss Axiokop 40 com câmera acoplada AxioCam HRc no laboratório de Petrografia Sedimentar do GSED.

Analisou-se os constituintes primários, diagenéticos e/ou hidrotermais das amostras, classificação da rocha e o estado de seleção para a caracterização e contagem de 400 (quatrocentos) pontos em cada lâmina e no final, os dados foram quantificados (Folk 1974, Tucker 1981).

1.4.3 A Técnica da Catodoluminescência

A análise de catodoluminescência (CL) promoveu imageamento da arquitetura interna dos grãos, cimentos e forneceu informações a respeito da interpretação dos eventos diagenéticos através da análise de lâminas polidas (Krinsley *et al.* 1998).

O método da CL é caracterizado pelas emissões de luz que os minerais exibem ao serem submetidos ao bombardeamento de feixes de elétrons acelerados. A técnica é possível apenas no vácuo.

A CL do mineral é visualizada em lâminas delgadas com o auxílio de microscópio ótico que realiza a transmissão da luz. O resultado é satisfatório quando a cor e/ou intensidade luminosa dos vários comprimentos de onda (160 a 2000 nm) pertencentes a amostra são gerados (Martins *et al.* 2007).

As análises da CL foram realizadas utilizando 6 (seis) lâminas delgadas polidas (aproximadamente 30 μm) e sem lamínulas do testemunho do furo de sondagem FD 215. O trabalho foi conduzido através do microscópio ótico Leica DM4500 P LED que tem sistema de iluminação inteligente e domínio de contraste de imagens e atrelado ao microscópio, a estação ótica de CL, Cambridge Image Technology Ltd. CCL Mk5-2. O trabalho foi realizado no Laboratório de Catodoluminescência do Instituto de Geociências da UFPA.

Um processo rigoroso foi seguido na obtenção dos dados do estudo. Inicialmente houve a calibração do maquinário, e posteriormente a amostra foi inserida no porta-amostra, iniciando o sistema de vácuo. O ideal de exposição é em torno de 0,003 a 0,005 de vácuo, com a corrente em 300 μC e tensão 10-15 kV. As determinações do kV, tempo de exposição e amperagem para os grãos de quartzo ficaram em média kV- 23,5; Texp 44,4 s-; Amp- 216 v., já para os carbonatos kV- 12; Texp 20 s-; Amp- 194 v.

Anteriormente foi feita uma análise petrográfica total da amostra no intuito de escolher as melhores áreas para as análises de CL. Seguido o bombardeamento da amostra por feixe de elétrons, se originou o primeiro espectro no campo escolhido. O registro fotográfico e a observação de todo restante da amostra finalizaram o processo.

A CL auxilia estudos em carbonatos e quartzo, pois tenta relacionar as cores produzidas no processo com a composição química do mineral (Habermann *et al.* 1997; Pagel *et al.* 2000). Além do auxílio em rochas químicas, a técnica associada a microscopia ótica permite a análise do cimento dos arenitos e das particularidades de sua gênese (Boggs & Krinsley 2006, Richter *et al.* 2003).

1.4.4 Difração de Raios-X (DRX)

A DRX favorece a identificação dos minerais presentes nas amostras de testemunhos e subsidia entendimento acerca dos constituintes não identificados pela descrição petrográfica macro/microscópica. As mesmas 6 (seis) amostras do furo de sondagem FD 215 analisadas na

petrografia foram pulverizadas no Laboratório de Sedimentologia do Instituto de Geociências da UFPA e, posteriormente foram tratadas no Laboratório de Caracterização Mineral (LCM) do Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica – PPGG-UFPA. As análises foram submetidas ao método do pó em amostras totais.

As análises foram realizadas em difratômetro modelo X'Pert Pro MPD (PW 3040/60) da PANalytical, com goniômetro PW3050/60, tubos de raios X cerâmico e anodo de cobre, modelo PW3373/00 com foco fino longo (2200 W- 60 kV), filtro Kb de níquel. A aquisição de dados foi feita com o *software X'Pert Data Collector*, versão 2.1a, e o tratamento dos dados com o *software X'Pert HighScore* versão 2.1b, também da PANalytical. A identificação dos constituintes mineralógicos foi feita pela comparação do difratograma obtido com os padrões (fichas) do banco de dados do ICDD-PDF (*International Center for Diffraction Data – Powder Diffraction File*).

1.4.5 Microscopia Eletrônica de Varredura por Espectroscopia por Energia Dispersiva (MEV-EDS)

O MEV analisou as amostras de carbonatos para a definição da precisão de microestruturas e texturas dos constituintes diagenéticos do corpo rochoso. As amostras foram avaliadas no equipamento modelo LEO-1430 do Laboratório de Microscopia Eletrônica de Varredura (LABMEV) do PPGG do Instituto de Geociências da UFPA.

O MEV fornece rapidamente dados de morfologia, auxiliando na identidade de elementos químicos de amostragem sólida. Além da alta performance na delimitação dos dados, esse equipamento permite examinar pequenos aumentos com ampla profundidade de foco que serve de complemento das informações obtidas com o imageamento ótico. O aparelho ainda garante aspecto tridimensional da imagem obtida, ratificando a confiabilidade dos dados (Dedavid *et al.* 2007).

O equipamento ainda permite alta resolução no momento da observância dos materiais, no intervalo de 2 a 5 nanômetros e no ramo da pesquisa científica garantem alcance melhor que 1 nm (Nagatani *et al.* 1987 *apud* Dedavid *et al.* 2007).

A EDS é primordial, permitindo ao pesquisador identificar a composição da amostra numa dinâmica qualitativa, haja vista que é escolhido pontos específicos da imagem para análises, sendo necessária a escolha de superfícies com taxa de rugosidade mínima (Cruz *et al.* 2006).

2 CONTEXTO GEOLÓGICO

O Cráton Amazônico é uma importante unidade tectônica da Plataforma Sul-Americana aflorante nos escudos das Guianas e Brasil Central, separados pela faixa sedimentar das bacias intracratônicas do Amazonas e Solimões (figura 3). Localiza-se ao norte da América do Sul e ocupa uma área de 4.500.000 Km². Abrange o Brasil na porção norte e se estendendo a países como Guiana Francesa, Guiana, Suriname, Venezuela, Colômbia e Bolívia (Vasquez *et al.* 2008).

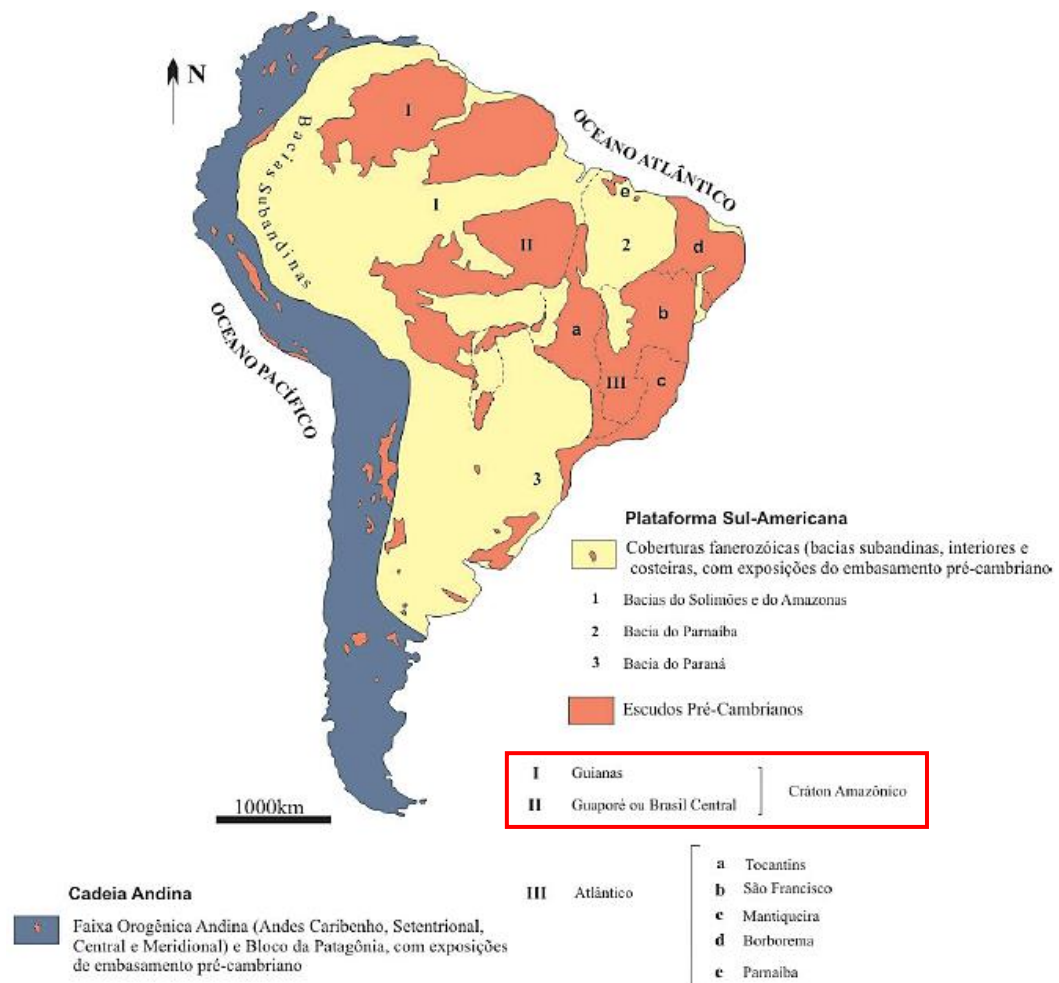


Figura 3 - Divisão geotectônica da América do Sul, onde tem-se o Cráton Amazônico aflorando nos escudos das Guianas e Brasil Central. Fonte: Modificado de Almeida *et al.* (1977, 1981 *apud* Vasquez *et al.* 2008).

Circundado por faixas orogênicas marginais do escudo atlântico (cinturões Paraguai-Araguaia-Tocantins) nas margens meridional e oriental, pela borda atlântica ao norte e Cadeia Andina (Vasquez *et al.* 2008).

O Cráton Amazônico apresenta diversas províncias crustais datadas desde o Arqueano até o Mesoproterozoico, alcançando equilíbrio tectônico em torno de 1,0 Ga. É consenso que a

unidade tectônica é resultante de acreção crustal alcançada no Paleoproterozoico e Mesoproterozoico que bordejia um núcleo mais antigo, originário de estabilização arqueana (Santos 2003, Tassinari & Macambira 1999, 2004).

Conforme Santos (2003) o Cráton Amazônico engloba sete províncias tectônicas/geocronológicas, sendo elas: Carajás (3,0 – 2,5 Ga), Transamazonas (2,26 – 1,99 Ga), Tapajós – Parima (2,03 – 1,86 Ga), Amazônia Central (1,9 – 1,86 Ga), Rondônia – Juruena (1,85 – 1,54 Ga), Rio Negro (1,82 – 1,52 Ga) e Sunsás (1,45 – 1,0 Ga) (Figura 4).

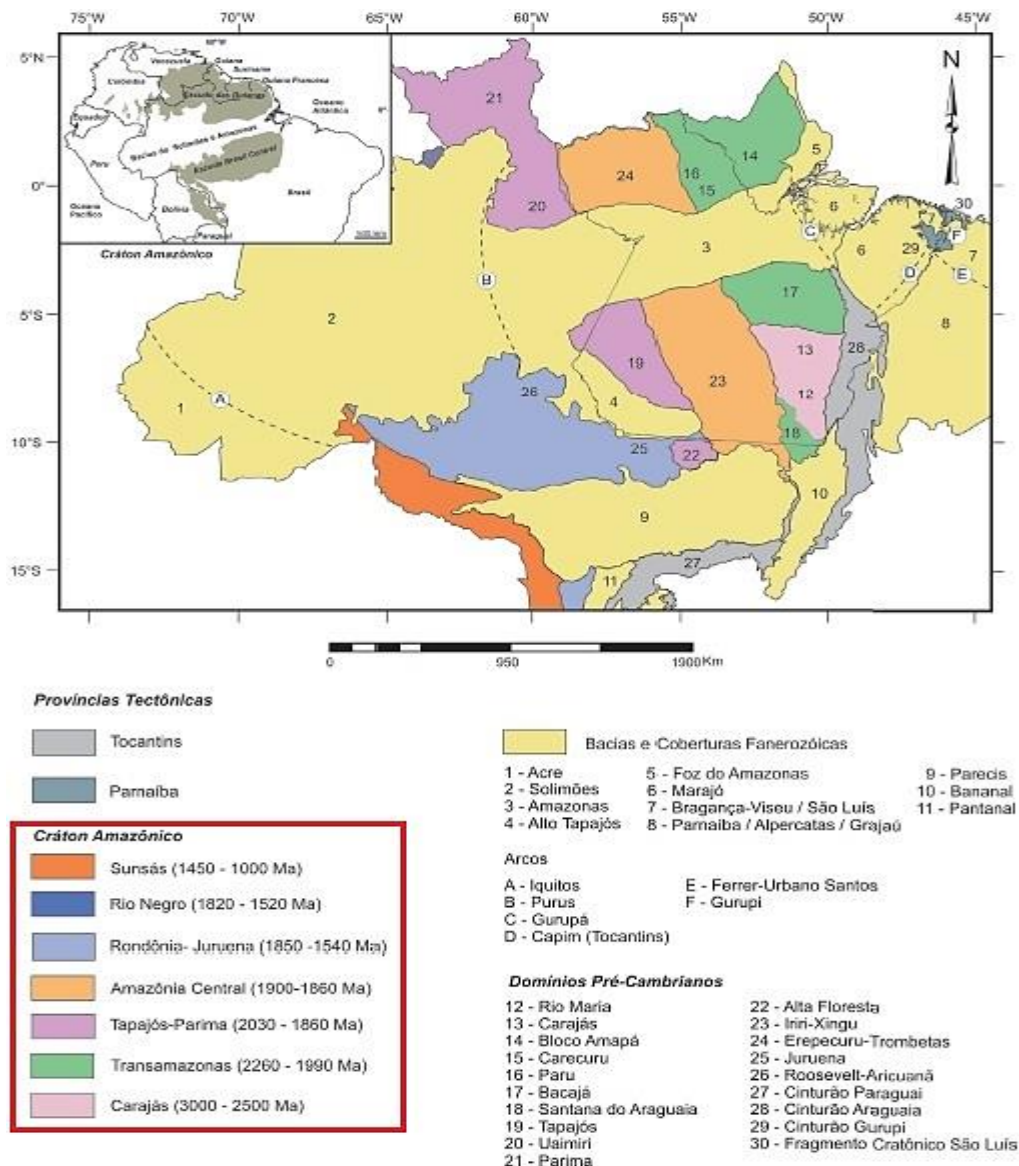


Figura 4 - Províncias tectônicas contidas no Cráton Amazônico. Fonte: Modificado de Almeida *et al.* (1977, 1981); e Santos (2003 *apud* Vasquez *et al.* 2008).

As províncias tectônicas/geocronológicas do Cráton Amazônico são divididas em domínios tectônicos alçados em critérios geofísicos, geocronológicos, *trends* estruturais, arcabouços litológicos, corroborando em evoluções geológicas particulares com diferenciação

de porções do entorno (Vasquez *et al.* 2008).

2.1 PROVÍNCIA CARAJÁS

A Província Carajás é circundada ao norte pelo Domínio Bacajá, na parte meridional com o Domínio Santana do Araguaia, a leste com a Província Tocantins, marcado pelo aparecimento do cavalgamento do cinturão Araguaia e a oeste com o arcabouço de rochas ígneas e sedimentares paleoproterozoicas referentes à Província Amazônia Central que vão recobrir e cortar o litotipo da Província Carajás (Vasquez *et al.* 2008).

Santos *et al.* (2000) assinalam que os dados geocronológicos mostram dois ciclos de evolução crustal. O primeiro é o Domínio Rio Maria datado do Mesoarqueano de idades na faixa de 2,85-3,05 Ga e com sequências metavulcano-sedimentares mais antigas cortadas por granitóides tardios e intrusivos, com idades de 2,87 Ga sendo ambos afetados pelo metamorfismo regional de 2,86 Ga. Ainda segundo o autor, o segundo ciclo começou com vulcanismo (2,75 Ga) seguido de metamorfismo (2,57 Ga) e intrusões granitóides (2,52 Ga). Trata-se do Domínio Carajás predominantemente Neoarqueano caracterizado por sequências vulcano-sedimentares e granitóides gerados principalmente no intervalo de 2,76–2,55 Ga.

Para Dall’Agnol *et al.* (1997) e Rolando & Macambira (2002, 2003) a divisão segue a nomenclatura de Terrenos Granito – *Greenstone* de Rio Maria (TGGRM) ao sul e Cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas (CCI) ao norte. Para Docegeo (1988) a Bacia de Carajás (Domínio Carajás) teve gênese acima do Domínio Rio Maria, dominada pelo Supergrupo Itacaiúnas. Dall’Agnol *et al.* (1997, 2006) assinala a presença de uma zona de transição, estando presente na área de Xinguara e na parte sul da Bacia de Carajás, alcançando a extensão do TGGRM devido os eventos magmáticos e tectônicos presentes na bacia de Carajás, não havendo definição concreta dos limites dos respectivos domínios.

2.1.1 Domínio Rio Maria

Santos (2003) mostra que as associações do tipo granitóide-*greenstone* representam dois períodos reconhecidos de adição de crosta juvenil: entre 3,05–2,96 Ga e entre 2,87–2,85 Ga. Delas a mais antiga são às faixas de *greenstone* pertencentes ao Supergrupo Andorinhas, representados pelos Grupos Babaçu e Lagoa Seca. Tem-se também os granitóides tipo TTG como os tonalitos Caracol e Arco Verde.

A segunda associação contém os *greenstones* tipo Tucumã, São Félix e Gradaús, datadas em 2,86 Ga (Avelar *et al.* 1999 *apud* Santos 2003), além de granitóides TTG tipo Mogno, Parazônia e Água Fria e granitóides calcialcalinos tipo Rio Maria, Xinguara, Mata-Surrão e Guarantã, de idade entre 2,87 e 2,85 Ga (Santos 2003).

Os *greenstone belts* presentes, segundo Sousa *et al.* (2001 *apud* Feio 2011) são oriundos de sequências vulcano-sedimentares, sendo elas: Identidade, Sapucaia, Lagoa Seca, Babaçu, Seringa e Pedra Preta, porém há outras que sofreram metamorfismo, apresentando condições de fácies xisto-verde a anfibolito pertencentes ao Supergrupo Andorinhas.

É possível, de acordo com Huhn *et al.* (1988 *apud* Feio 2011) encontrar metassedimentos terrígenos, como grauvacas e siltitos e rochas vulcano-químicas como cherts e formações ferríferas se intercalando em limites basais e intermediários, havendo dessa relação maior disponibilidade na parte superior da sequência, na localidade Lagoa Seca, por exemplo.

Além dos *greenstones* existentes, há granitóides da série tonalítica-trondhjemítica (TTG), representados pelo Tonalito Arco Verde (região de Inajá e Pau-D'Arco), Trondhjemito Mogno (do sul de Xinguara até o norte de Bannach), Complexo Tonalítico Caracol (noroeste da cidade de Xinguara), Tonalito Mariazinha e Trondhjemito Água Fria, sendo este último disposto na estratigrafia ao final da evolução do TGGRM (Feio 2011).

O *Sanukitóide* Rio Maria é caracterizado por granodioritos e por rochas secundárias como o quartzo-monzodioritos ou quartzo-dioritos, além de monzogranitos, corpos acamadados e enclaves máficos (Feio 2011). Segundo Vasquez *et al.* (2008), o Granodiorito Rio Maria alcança sua inserção na série TTG.

Outras associações estão presentes como a Suíte Guarantã e os leucogranitos potássicos que estão localizados respectivamente na região de Pau D'Arco, na delimitação sul do Domínio Rio Maria e no próprio Granito Xinguara (Leite *et al.* 1997 *apud* Feio 2011) e Mata Surrão (Althoff *et al.* 2000 *apud* Feio 2011). A suíte é caracterizada por três plútons, sendo eles Guarantã, Trairão e Azulona com idade aproximada de 2,8 Ga (Feio 2011).

Vasquez *et al.* (2008) diz que Leucogranitos mais evoluídos e de afinidade cálcio-alcalina, intrusivos em várias unidades deste domínio, fazem parte da associação Granitos de Alto K Mesoarqueanos, formada pelos granitos Rancho de Deus, Guarantã, Mata Surrão e Xinguara.

2.1.2 Domínio Carajás

Localizado na porção norte da Província Carajás e caracterizado por associações de alto grau, representando o embasamento Mesoarqueano de sequências metavulcano-sedimentares Neoarqueanas e complexos máfico-ultramáficos conexos. Associações de granitos Neoarqueanos, em geral evoluídos composicionalmente, são contemporâneos às sequências metavulcano-sedimentares. Além do exposto, há uma cobertura sedimentar de uma plataforma continental Neoarqueana que recobre os *greenstone belts* (Santos 2003, Vasquez *et al.* 2008).

O embasamento do cinturão de Cisalhamento Itacaiúnas é composto de complexos gnáissicos Xingu e granulíticos Pium na área norte com idade de 2,86 – 3,0 Ga (Avelar *et al.* 1999 *apud* Galarza & Macambira 2002). Para Dall’Agnol *et al.* (1997, 2006) os referidos grupos de rochas citadas pertencem ao Domínio de Transição que se estende ao norte do município de Xinguara, lateralmente por Tucumã e São Félix do Xingu e ao sul da borda da Bacia de Carajás.

Perfazendo o Domínio Carajás (Bacia de Carajás), o Supergrupo Itacaiúnas, classificado por Docegeo (1988), insere os Grupos Grão-Pará e as unidades supracrustais dos Grupos Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Igarapé Bahia e Rio Novo formando rochas metavulcano-sedimentares e atingindo idade arqueana em torno de 2,76 Ga (Galarza & Macambira 2002). O metamorfismo e as litologias diferenciadas garantem um formato diferente dos demonstrados no Supergrupo Andorinhas (Feio 2011).

Vasquez *et al.* (2008) assinalam que os *Greenstone Belts* Neoarqueanos compreendem as sequências metavulcano-sedimentares dos grupos Grão-Pará, Igarapé Bahia, Igarapé Salobo, Igarapé Pojuca, Rio Novo, Aquiri, São Félix e São Sebastião, que de maneira geral, são compostas de metabasaltos que variam proporcionalmente em rochas metavulcânicas e metavulcanoclásticas félsicas a intermediárias. Ainda concentram formações ferríferas bandadas e rochas metassedimentares clásticas. Ressalta-se que as sequências abordadas se diferenciam daquelas do Domínio Rio Maria por serem mais jovens (2,76–2,73 Ga), além de não possuírem komatiítos na sua assembleia.

As unidades litoestratigráficas podem ser contemporâneas no Supergrupo Itacaiúnas, onde o magmatismo máfico e intermediário são preponderantes, assumindo caráter de variados graus de deformação, metamorfismo e alteração hidrotermal (Galarza & Macambira 2002).

O Grupo Igarapé Salobo apresenta em sua composição paragneisses presentes na Formação Gnaiss Cascade, com alternância de anfibolitos e metapelitos na porção basal, xistos

ferruginosos mineralizados em cobre na porção intermediária, na Formação Três Alfa, e gnaisses andesíticos, quartzitos, metarcóseos e xistos da Formação Cinzento, na porção superior (Costa 2012, Vasquez *et al.* 2008).

O Grupo Igarapé Pojuca é caracterizado por anfibolitos, metarenitos, metasiltitos, formações ferríferas, metacherts, que são cortados por diques de metagabros e metadiabásios (Docegeo 1988).

O Grupo Grão-Pará é representado por metabasaltos e riolitos da Formação Parauapebas e jaspelitos da Formação Carajás (Hirata *et al.* 1982 *apud* Costa 2012). O grupo é formado por significativa sequência vulcânica, sendo diferenciados dois estratos, um superior e outro inferior (Formação Parauapebas – 2,7 Ga com rochas vulcânicas félsicas) e os jaspilitos com minério de ferro coligado (Formação Carajás). O Grupo Grão-Pará preenche boa parte da Bacia de Carajás (Feio 2011).

O Grupo Igarapé Bahia (2,7 Ga) corresponde às rochas vulcanosedimentares de baixo grau metamórfico (fácies xisto verde) das Formações Grota do Vizinho e Sumidouro (Costa 2012, Feio 2011).

2.1.2.1 Grupo Rio Novo

É caracterizado por uma sequência metavulcano-sedimentar que aflora na região de Serra Pelada, extremo nordeste do Domínio Carajás correlacionadas com as sequências tipo *greenstone belt* da região de Rio Maria (Hirata *et al.* 1982). O grupo abrange também litotipos dos arredores, pertencentes ao Grupo Igarapé Pojuca, as rochas metassedimentares presentes na serra do Sereno (Oliveira *et al.* 1994, Vasquez *et al.* 2008). Ainda nesse contexto se fazem necessários estudos mais acurados para melhor definição da unidade (Vasquez *et al.* 2008).

Uma sequência de rochas metavulcânicas máficas e ultramáficas, sedimentos químicos com sedimentos clásticos secundariamente prolongados para sul e sudeste da Sequência Rio Novo, além de metaarenitos e metaconglomerados representantes metassedimentares da sequência (Araújo & Maia 1991; Oliveira *et al.* 1994).

Oliveira *et al.* (1994) destaca que as principais rochas presentes contidas no Grupo Rio Novo são metaarenitos, quartzitos, filitos ferruginosos, manganésíferos e grafitosos, talco-clorita xisto, quartzo-clorita xistos, anfibolitos, metabasaltos, formações ferríferas, noritos, gabros e basaltos.

A idade arqueana do Grupo Rio Novo é baseada nas datações pelo método U/Pb do Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga que indica idade de 2.763 ± 6 Ma (Machado *et al.* 1988),

pelo método Pb/Pb obtido pelo método de evaporação de zircão do Complexo Granítico Estrela que indica idade de 2.763 ± 7 Ma (Barros *et al.* 2004) e pelo método Pb-Pb em rocha total de rochas metamáficas no depósito de sulfeto maciço de Serra Verde que sugere uma idade em torno de 2.658 ± 213 Ma (tabela 1) (Reis *et al.* 2001).

Tabela 1 - Quadro evolutivo para o Domínio Carajás. Fonte: Modificado de 1 – Machado *et al.* (1991); 2 – Dall’Agnol *et al.* (2005); 3 – Mougéot *et al.* (1996); 4 – Macambira *et al.* (2001); 5 – Macambira & Tassinari (1998); 6 – Barbosa (2004); 7 – Avelar (1996); 8 – Avelar *et al.* (1999); 9 – Huhn *et al.* (1999a); 10 – Sardinha *et al.* (2001); 11 – Barros *et al.* (2001b); 12 – Barros *et al.* (2004); 13 – Reis *et al.* (2001); 14 – Pimentel *et al.* (2003); 15 – Galarza & Macambira (2002); 16 – Tallarico *et al.* (2005); 17 – Galarza (2002); 18 – Santos (2002); 19 – Trendall *et al.* (1998); 20 – Krymsky *et al.* (2002); 21 – Macambira *et al.* (1996); 22 – Lobato *et al.* (2005); 23 – Wirth *et al.* (1986); 24 – Gibbs *et al.* (1986); 25 – Pidgeon *et al.* (2000); 26 – Lafon *et al.* (2000) apud Vasquez *et al.* (2008).

Associação	Unidade Litoestratigráfica		Idade de Formação/ Fontes Detriticas (Ma)	Método
Magmatismo Félsico Intracontinental	Suíte Intrusiva Serra dos Carajás	Granito Pojuca	1874 ± 2 ¹	U-Pb T zr
		Granito Serra dos Carajás	1880 ± 2 ¹	U-Pb T zr
		Granito Cigano	1883 ± 2 ¹	U-Pb T zr
Cobertura Sedimentar	Formação Águas Claras		2778 a 3020 ³ 2871 ± 3 a 3048 ± 2 ⁴	U-Pb T zrd
Magmatismo Máfico-Ultramáfico	Suíte Intrusiva Cateté		2378 ± 55 ⁵	Sm-Nd rt
	Complexo Máfico-Ultramáfico Luanga		2766 ± 6 ²⁶	U-Pb S zr
Granitos de Alto K	Granito Velho Salobo		2763 ± 6 ¹	U-Pb T zr
	Granito Igarapé Gelado		2573 ± 2 ¹	U-Pb T zr
	Granito Plaquê		2731 ± 26 ⁶	Pb-Pb zr
	Diorito Cristalino		2727 ± 29 ⁷ 2736 ± 24 ⁸	Pb-Pb zr Pb-Pb zr
	Granito Serra do Rabo		2738 ± 6 ⁹	Pb-Pb zr
	Granito Planalto		$2743 \pm 1,6$ ¹⁰	U-Pb T zr
	Complexo Granítico Estrela		2747 ± 2 ⁹	Pb-Pb zr
	Grupo Rio Novo		2763 ± 7 ¹¹	Pb-Pb zr
	Grupo Rio Novo		2658 ± 213 ¹³	Sm-Nd rt
Greenstone Belts	Grupo Igarapé Pojuca		2732 ± 3 ¹ $2757 \pm 81, 2719 \pm 80$ ¹⁴	U-Pb T zr Sm-Nd rt
	Grupo Igarapé Bahia		2748 ± 34 ¹⁶ $2747 \pm 1, 2745 \pm 1$ ¹⁷ $2776 \pm 12, 2758 \pm 36$ ¹⁷ 2765 ± 36 ¹⁷ , 2751 ± 81 ¹⁸ 2758 ± 75 ¹⁷ , 2759 ± 24 ¹⁸	U-Pb S zr Pb-Pb zr Pb-Pb rt Pb-Pb rt Sm-Nd rt
	Grupo Grão-Pará	Formação Carajás	$2740 \pm 8, 2743 \pm 11$ ¹⁹ 2751 ± 4 ²⁰ 2757 ± 18 ²¹ 2593 ± 260 ²²	U-Pb S zr U-Pb T zr Pb-Pb zr Sm-Nd rt
		Formação Parauapebas	2759 ± 2 ¹ 2758 ± 39 ²³ $2760 \pm 11, 2757 \pm 7$ ¹⁹	U-Pb T zr U-Pb T zr U-Pb S zr
	Grupo Igarapé Salobo			
Assembléia de Embasamento	Complexo Xingu		2974 ± 15 ⁸	Pb-Pb zr
	Ortogramulito Chicrím-Cateté		3002 ± 14 ²⁵	U-Pb S zr

3 RESULTADOS

3.1 PERFIL DO FURO DE SONDAGEM FD 215

O furo de sondagem FD 215 está localizado na região de Serra Pelada, município de Curionópolis. As rochas neste furo de sondagem pertencem ao Grupo Rio Novo e nele ocorrem predominantemente metaquartzo-arenitos e metacalcários na coloração cinza escuro a esbranquiçado (figura 5).

A espessura do Grupo Rio Novo no furo FD 215 alcança noventa metros. Na porção basal ocorre um diorito foliado com veios de calcita que exibe uma espessura de dezenove metros. Logo acima, em contato brusco, ocorrem camadas de metaarenitos com estratificação cruzada seguidos de espessa camada de metaarenitos grossos maciços. Estruturas de deformação convoluta ocorrem localmente. Em direção ao topo as camadas de metaarenitos grossos maciços se tornam mais frequentes e surge entre estes depósitos uma espessa camada de metacalcário calcítico (amostra 2015-2). Delgadas camadas de arenitos com estratificação cruzada ocorrem intercaladas localmente.

A base destas camadas de metaarenitos grossos é geralmente escavada e exibem clastos arredondados e alongados, geralmente orientados subparalelos ao acamamento (figura 6.a). Estes clastos, por sua vez, são cortados por veios preenchidos por dolomita (figura 6.b). Estilólitos verticalizados, laminações convolutas, dolomita em sela (*saddle dolomite*) e cristais de pirita também são observados associados a estes depósitos. Estes são seguidos por uma sequência de intercalações de metaarenitos médios maciços e metaarenitos finos com laminação plano paralela que alcançam cerca de quinze metros de espessura. Dois níveis de metacalcário dolomítico maciço são observados nesta sequência (2015-5 e 2015-6). Os metaarenitos finos com laminação plano paralela exibem localmente laminação cruzada cavalgante. Os últimos vinte e sete metros do perfil são compostos predominantemente por metaarenito fino com laminação plano paralela.

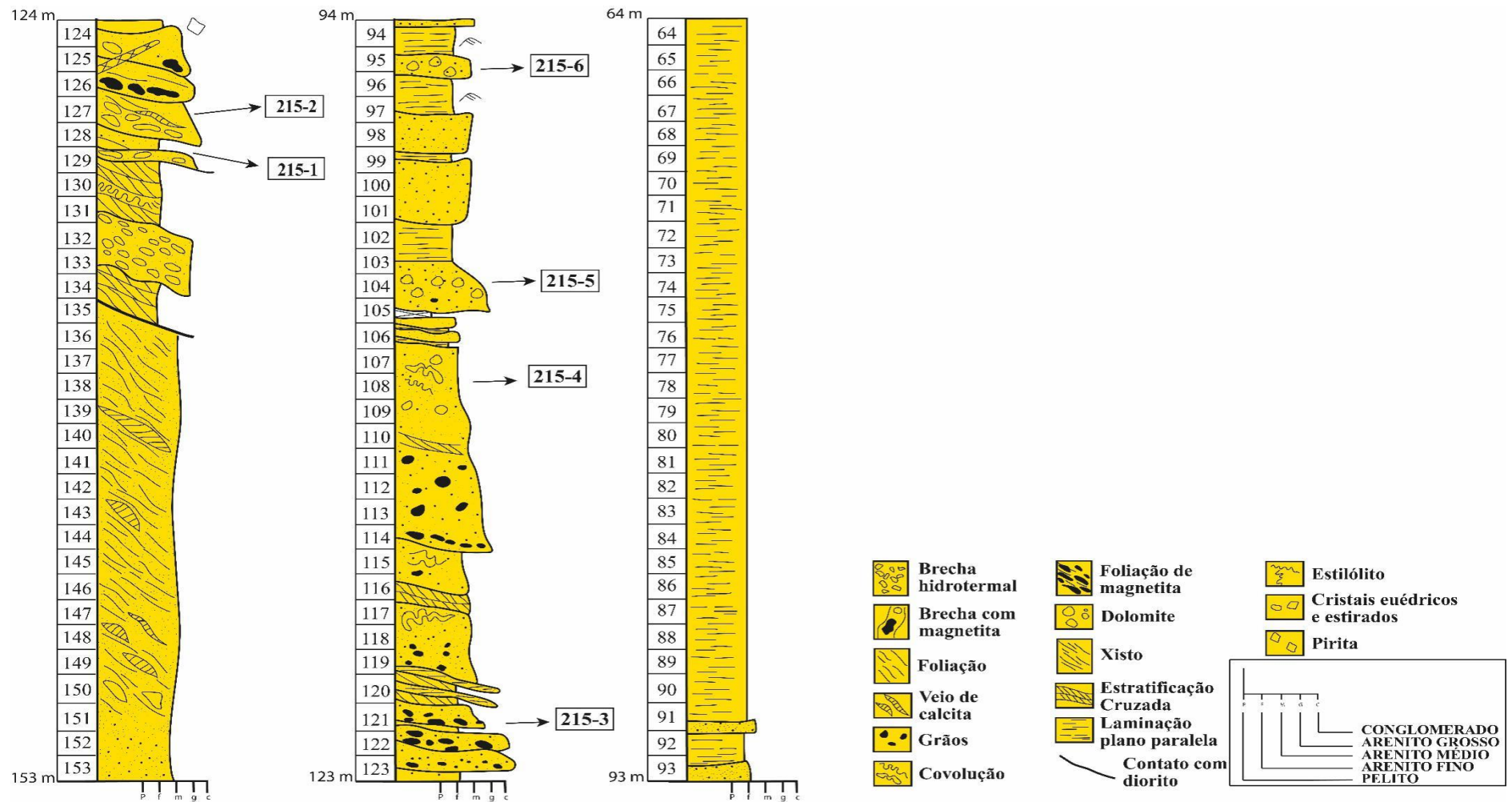


Figura 5 - Perfil do testemunho de furo de sondagem FD 215 da região de Serra Pelada. A numeração ordenada pelas setas corresponde as amostras deste trabalho. Fonte: Modificado de Nogueira (no prelo)²

² Trabalho não publicado.

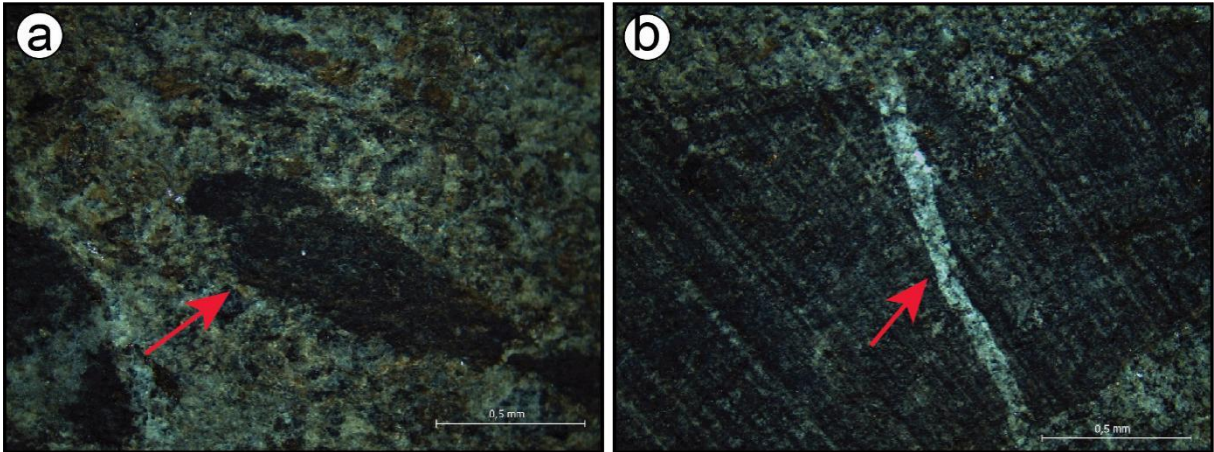


Figura 6 - Amostras do testemunho FD 215. A) Clasto alongado e orientado B) Clasto com fratura (veio) preenchida por dolomita, indicadas por (setas), ambas do FD 215-4. Fonte: Elaborado pelo autor.

3.2 ANÁLISE PETROGRÁFICA

3.2.1 Metaquartzo-arenito

3.2.1.1 Aspectos texturais

Os metaarenitos maciços com quase ausência de estratificação foram classificados como metaquartzo-arenitos. Estas rochas são caracterizadas por apresentarem granulometria de areia média a grossa, bem a moderadamente selecionado e grãos subangulosos a subarredondados. Os metaarenitos possuem ainda cimento de calcita espática, dolomítico, óxido-hidróxido de ferro (hematita) e sílica, preenchendo poros e em veios. Os principais contatos grão-grão são do tipo planar, côncavo-convexo e suturado, e onde ocorre grande quantidade de cimento de carbonato há o predomínio de contatos pontuais e retos. Localmente, são observados contatos tríplexes que sugerem contatos de compromisso entre cimentos de quartzo. Assim, o arcabouço da rocha é sustentado por grãos e, localmente por cimento.

3.2.1.2 Classificação

A classificação desse conjunto de amostras (215-1, 215-3 e 215-4) considerou os parâmetros de Folk (1974), alcançando taxas entre 95,89 – 100% de grãos de quartzo, se caracterizando em metaquartzo-arenito (figura 7).

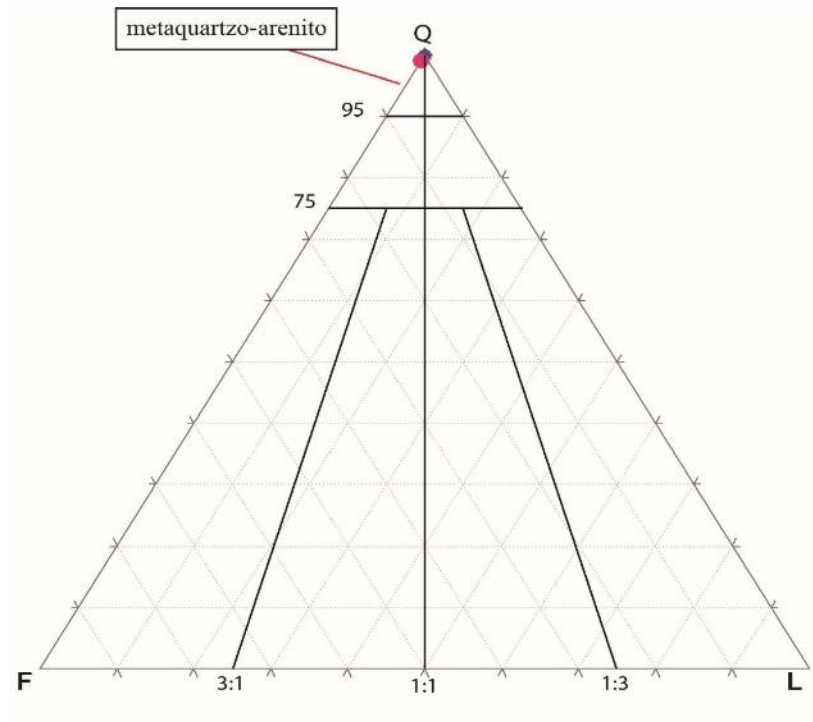


Figura 7 - Diagrama ternário QFL com composição modal de três amostras do testemunho de furo de sondagem FD 215 (215-1, 215-3 e 215-4). Fonte: Elaborado pelo autor com base nas diretrizes de (Folk 1974).

3.2.1.3 Composição detrítica

Os grãos de quartzo monocristalino são os componentes mais abundantes nos metaquartzo-arenitos (32,06 – 95,03%). Estes grãos exibem extinção ondulante fraca, formas subangulosas a subarredondadas e localmente sobrecrescimento de quartzo evidenciado por contatos tríplices (figura 8.a). Na CL estes exibem luminescências entre azul escuro e violeta acastanhado. Grãos de quartzo policristalinos ocorrem em quantitativo menor (0,49 – 1,19%), estes grãos são do tamanho areia grossa a média, subangulosos a subarredondados, com extinção ondulante fraca dos subcristais e o contato interno entre os cristais é suturado (figura 8.b). Na CL os grãos policristalinos exibem luminescência entre azul escuro e violeta.

O quantitativo de feldspato é quase nulo (1,42%), representado pela microclina que exhibe maclamento xadrez, porém alguns grãos são de difícil visualização devido sua alteração para argilominerais.

Outros constituintes detríticos ainda incluem grãos de muscovita pontuais, incolores e com hábito lamelar (7,19 – 7,36%), em dimensões menores que 0,1 a 0,4mm, cor de interferência intensa (figura 8.c); e biotita de coloração marrom, hábito lamelar e dimensão menor que 0,1 até 0,5mm (2,15%).

3.2.1.4 Minerais autigênicos e outros constituintes

Os principais minerais autigênicos em ordem de abundância nos litotipos estudados são dolomita, calcita, quartzo, hematita e argilominerais que ocorrem como cimento, substituindo os constituintes detríticos ou preenchendo veios. A dolomita ocorre como cimento e preenchendo veio na amostra 215-4, caracterizada por cristais de hábito granular, de formas anédricas a subédricas. Os cristais de veios dolomíticos que interceptam os grãos de quartzo (figura 8.d), exibem hábito romboédrico e formas subedrais. Em ambas ocorrências a luminescência da dolomita é vermelho forte.

Nas amostras 215-1 e 215-3 a cimentação é calcítica com hábito granular, faces anédricas e ocorrendo pontualmente preenchendo poros intergranulares. Além da distribuição na rocha através de cimento, a calcita preenche veios, estando associadas a quartzo autigênico. Na amostra 215-3 os veios de calcita interceptam grãos de quartzo (figura 8.e) também com hábito granular, faces anédricas em cristais pequenos, cruzando todo o litotipo. A luminescência alcança tons amarelado-alaranjado.

O quartzo autigênico ocorre na forma de sobrecrescimento ou preenchendo veios. Os sobrecrescimentos de quartzo são identificados somente pelos contatos tríplexes entre os grãos. Os veios de quartzo (figura 8.f), foram observados somente nas amostras 215-1 e 215-3 e são caracterizados por cristais subedrais grossos a muito grossos e extinção ondulante. Em proporção abarcam 11,53%. A luminescência é azul escuro com alguns tons de violeta acastanhado.

A cimentação de óxido-hidróxido de ferro (hematita) é pontual e acontece de forma localizada na amostra 215-1. Acontecem formando películas (*coatings*) na superfície dos grãos de quartzo e/ou preenchendo os poros móldicos (figura 9.a).

Ainda se tem a clorita esverdeada, difundidas de forma pontual no litotipo (2,49 – 7,67%) exibindo hábito foliado, faces anédricas e dimensões menores que 0,1 a 0,4mm (figura 9.b), ocorrendo também associadas a veios de quartzo com tamanho menor que 1mm. Na CL não apresenta luminescência.

3.2.2 Metacalcário

3.2.2.1 Aspectos texturais

Os metacalcários correspondem a rochas intensamente calcitizadas ou dolomitizadas. A abundância de cristais carbonáticos caracterizam o arcabouço da rocha como sustentado por cimento-cimento e cimento-grão. Os cimentos calcíticos e dolomíticos também ocorrem em veios pontuais. Além disso existem grãos de quartzo tamanho areia média a grossa, subangulosos a subarredondados (215-5 e 215-6), que raramente se tocam, mas quando ocorrem são contatos pontuais e retos.

3.2.2.2 Classificação

A definição desse conjunto de amostras (215-2, 215-5 e 215-6) considerou a porcentagem de constituintes de calcita e dolomita presente na rocha. A amostra 215-2 é definida como metacalcário calcífero por obter taxa de calcita em torno de 41,74%. As amostras 215-5 e 215-6 são metacalcários dolomíticos que mesmo com a presença de material detrítico, alcançam quantitativo elevado de material dolomítico, em torno de 60,75 e 75,12% respectivamente.

3.2.2.3 Cimento, veios e outros constituintes

Na amostra 215-2 a cimentação de calcita preenche os espaços porosos da rocha (48,72%), apresentando hábito granular com faces anedrais e aspecto sujo em alguns pontos da amostra. Ocorrem ainda uma extensão de veios desse material na amostra (8,85%) com cristais de hábito romboédrico, formas anédricas a subédricas e dimensões na média de 0,2mm, ainda sendo perceptível o maclamento desse material (figura 9.c). A CL desse cimento é alaranjada a vermelho, incluindo localmente pontos amarelados de luminescência.

Nas amostras 215-5 e 215-6 a cimentação que preenche os espaços porosos é de dolomita (60,75 – 75,12%). Os cristais são predominantemente de hábito granular, as faces são anédricas com dimensão variando entre menores que 0,1 a 0,3mm em média. Os cristais de veios aparecem no litotipo 215-6 e mesmo não contabilizados devido sua reduzida presença, mostram hábito romboédrico, faces anédricas a subédricas e dimensões variando entre 0,3 a 0,4mm. A CL dessa cimentação é vermelha claro a vermelho escuro.

Outros constituintes do litotipo 215-2 incluem clorita esverdeada (0,69%) com hábito foliado e faces totalmente anédricas, ainda apresentando dimensões na média de 0,1mm. O mineral de talco (41,74%) é incolor com hábito aparentemente foliado, birrefringência alta e com faces anédricas ocorrendo disseminado na rocha em proporções menores que 0,1 até 0,2mm (figura 9.d). Os minerais citados submetidos a CL não apresentam luminescência.

3.2.2.4 Composição detrítica

Os grãos de quartzo monocristalino estão presentes somente nas amostras 215-5 e 215-6 (21,83 – 35,99%). Estes grãos exibem extinção ondulante fraca, formas subangulosas a subarredondadas e granulometria média a grossa em dimensões entre 0,4 até 0,9mm (figura 9.e). Ainda apresentam predominantemente contatos do tipo pontual e reto, mas é possível encontrar do tipo côncavo-convexo. Na perspectiva da CL estes exibem luminescências entre azul escuro e violeta acastanhado.

Outros constituintes detríticos ainda incluem poucos grãos de feldspatos na amostra (0,46%) representado pela microclina com maclamento xadrez; grãos de muscovita (2,57% – 3,05%) incolores que ocorrem de forma pontual na rocha exibindo forte cor de interferência, hábito lamelar e tamanhos menores que 0,1 até 0,4mm em média. Alguns grãos estão deformados e/ou substituídos por cimento dolomítico (figura 9.f).

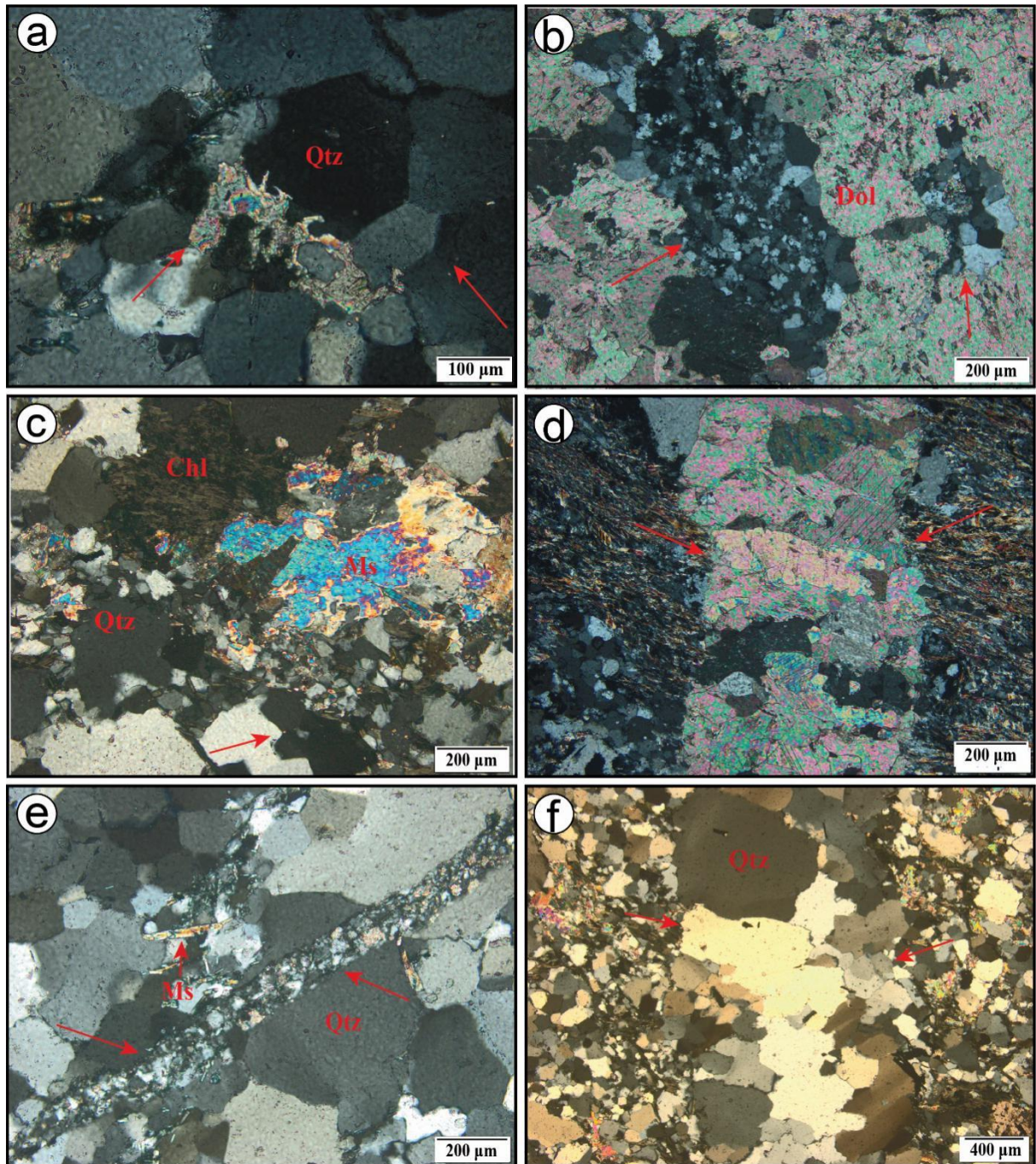


Figura 8 - Fotomicrografia dos constituintes mineralógicos e diagenéticos do furo de sondagem FD 215 de Serra Pelada. A) Cimento calcítico (setas) e grãos de quartzo em contato tríplice (setas + nome) (Qtz – quartzo), FD 215-3. B) Grãos de quartzo policristalino (setas) e cimento dolomítico (Dol – dolomita), FD 215-4. C) Clorita, muscovita e grãos de quartzo (Chl – clorita e Ms – muscovita), além de contato côncavo-convexo (seta), FD 215-1. D) Veio dolomítico com hábito romboédrico interceptando grãos de quartzo (setas), FD 215-4. E) Grãos de quartzo interceptados por cimento calcítico e silicoso (setas), FD 215-3. F) Veios de quartzo interceptando grãos menores do mesmo mineral (setas), FD 215-1. Fonte: Elaborado pelo autor.

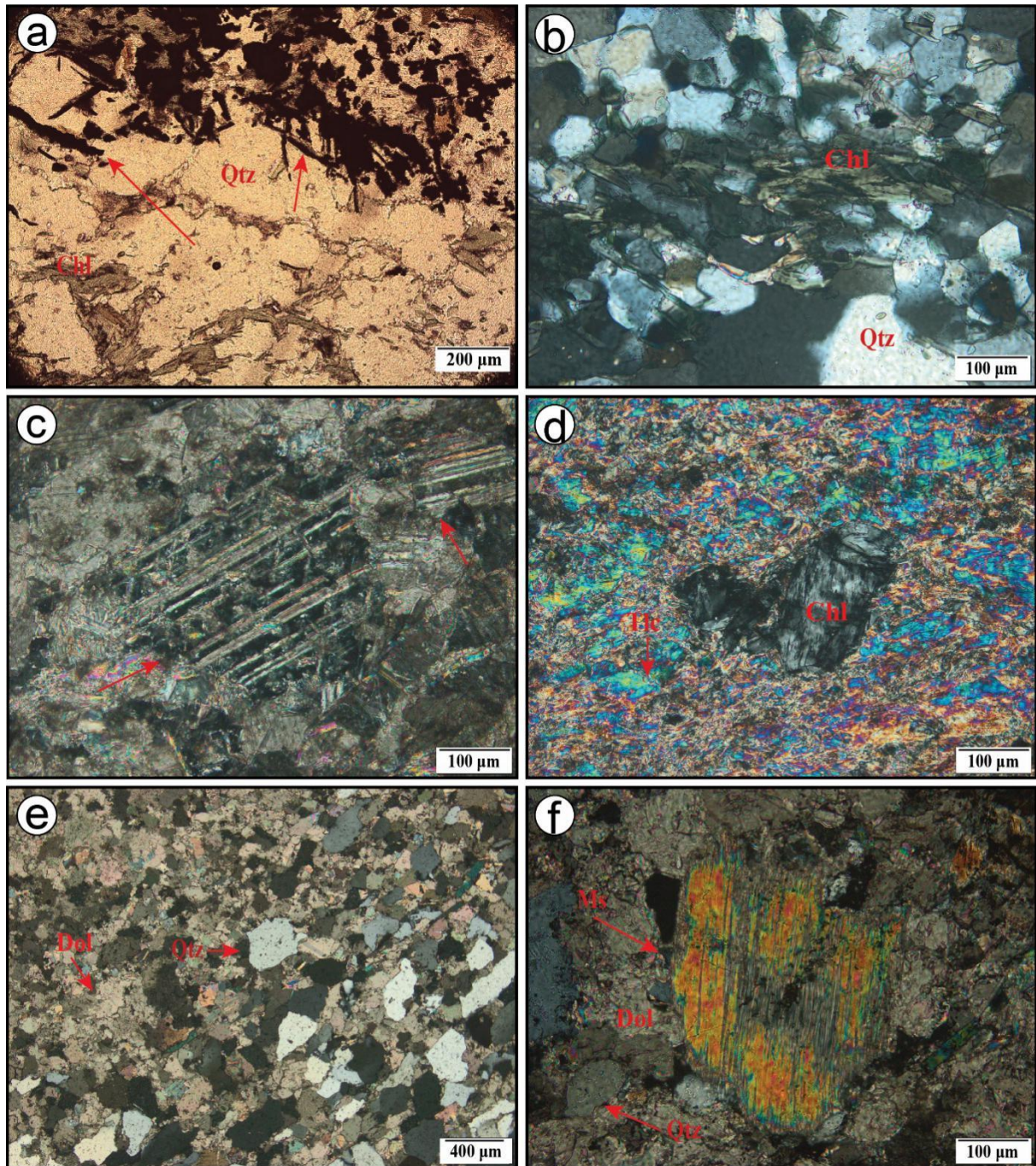


Figura 9 - Fotomicrografia dos constituintes mineralógicos e diagenéticos do furo de sondagem FD 215 de Serra Pelada. A) Cimento de oxido-hidróxido de ferro formando películas aos arredores dos grãos de quartzo (setas), FD 215-1. B) Cloritas esverdeadas com hábito foliado circundadas por grãos de quartzo, FD 215-1. C) Cimento calcítico com maclamento (setas), FD 215-2. D) Clorita cinza esverdeada com hábito foliado circundada por minerais de talco (Tlc – talco), FD 215-2. E) Cimento dolomítico e grãos de quartzo monocristalinos em contato pontual e reto (Qtz – quartzo), FD 215-6. F) Grão de muscovita (setas) sendo substituída por cimento dolomítico, FD 215-5. Fonte: Elaborado pelo autor.

3.3 ANÁLISE DE DIFRAÇÃO DE RAIOS-X E MEV/EDS

As análises realizadas via DRX confirmaram a existência do arcabouço mineralógico

encontrado na descrição petrográfica macro/microscópica. Utilizou-se três amostras representativas (215-1, 215-2 e 215-5) para demonstrar o mineral mais difundido em cada uma delas.

Em 215-1 o quartzo (figura 10) é o mineral com maior pico (0,333 nm) e está em consonância com os picos de intensidades restantes (0,424 nm) e (0,181 nm) atribuídos para este material. O arcabouço mineralógico restante inclui ainda clorita (0,705 nm) e muscovita (0,993 nm).

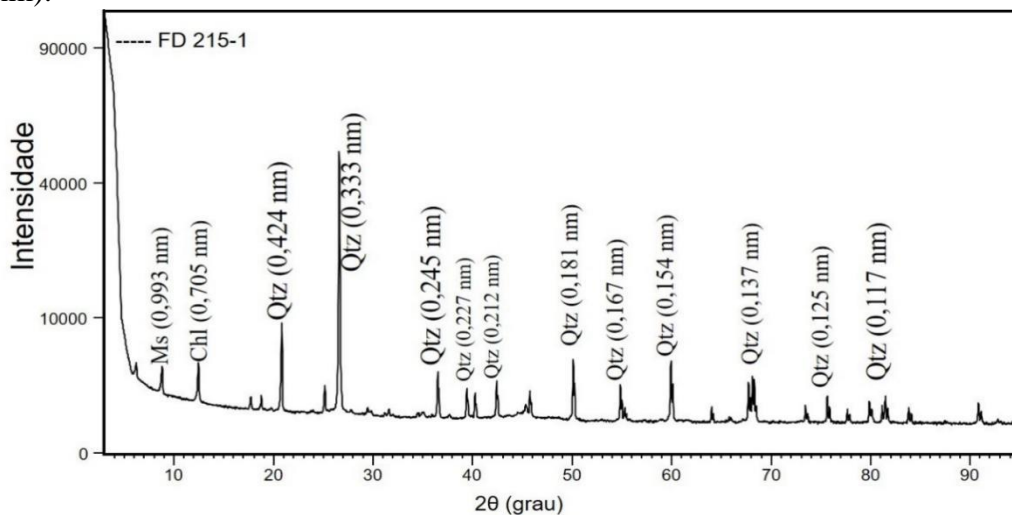


Figura 10 – Difratograma de Raios-X da amostra 215-1. Chl = clorita, Ms= muscovita, Qtz = quartzo. Fonte: Elaborado pelo autor.

Na amostra 215-2 o cimento de calcita (figura 11) é o mineral com maior pico (0,302 nm) dentro dos parâmetros de intensidade propostos para esse material. Outros picos de representatividade ainda incluem (0,228 nm) e (0,209 nm). O arcabouço mineralógico restante é talco (0,927 nm e 0,465 nm) e clorita (0,704 nm).

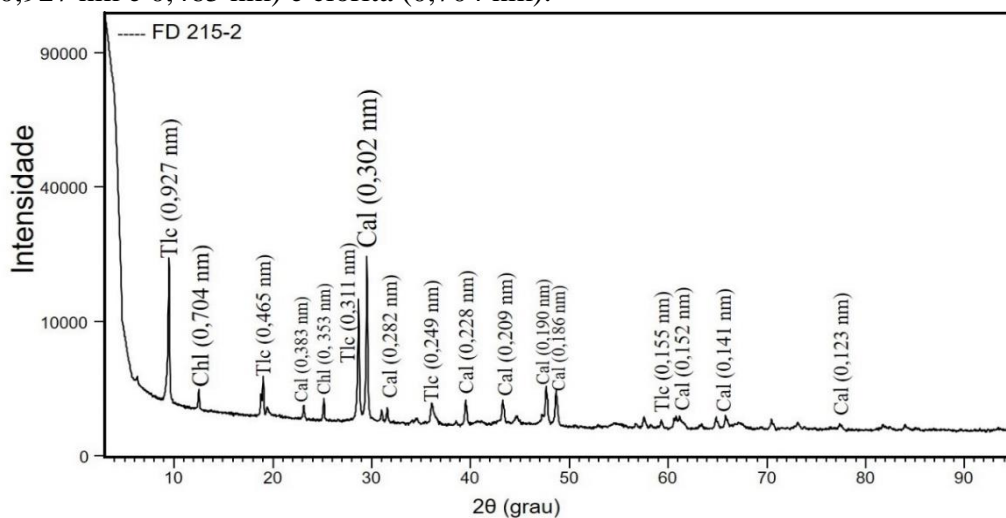


Figura 11 - Difratograma de Raios-X da amostra 215-2. Cal = calcita, Tlc = talco, Chl = clorita. Fonte: Elaborada pelo autor.

Na amostra 215-5 o cimento dolomítico (figura 12) é o mineral com maior pico (0,288 nm) dentro dos parâmetros de intensidade inerentes a esse mineral. Outros picos de representatividade incluem também (0,219 nm) e (0,180 nm). O arcabouço mineralógico restante são quartzo (0,334 nm, 0,424 nm e 0,181 nm) e muscovita (0,995 nm e 0,497 nm).

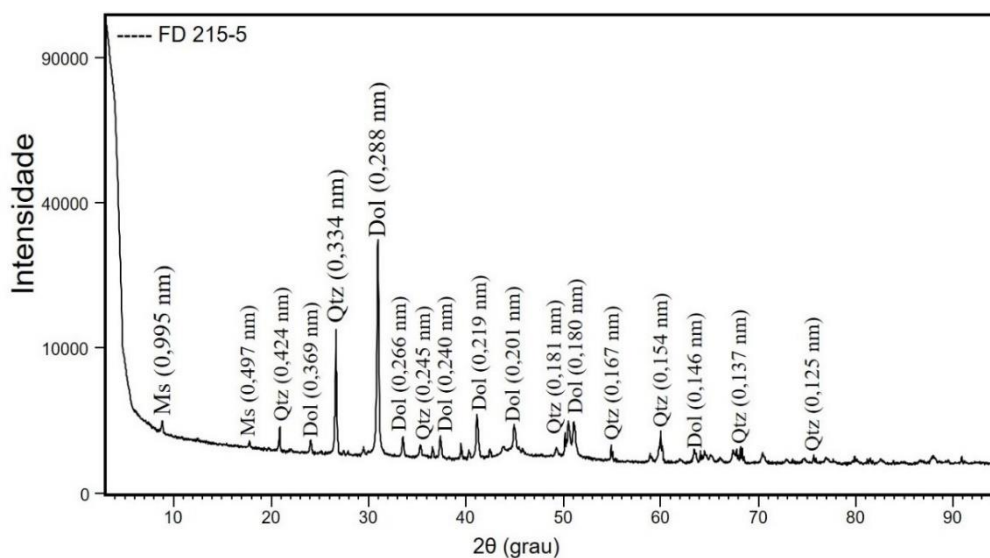


Figura 12 - Difratograma de Raios-X da amostra 215-5. Dol = dolomita, Qtz = quartzo, Ms = muscovita. Fonte: Elaborada pelo autor.

As imagens de elétron retroespalhado (ERE) e as análises de EDS no MEV confirmaram a presença dos minerais encontrados na petrografia e DRX. Nesse contexto, buscou-se nessa análise a identificação dos principais elementos químicos e aspectos texturais não observáveis em microscópio óptico convencional. Na amostra 215-1 destaca-se a clorita com hábito foliado e o cimento de calcita (figuras 13.a; b).

Na perspectiva do espectrograma e porcentagem elementar (figura 13.c) tem-se os parâmetros de Fe (53,99%), Si (19,28%), Al (10,76%), Mg (6,22%) e O (9,75%) determinados por EDS para o cristal de clorita e de C (6,87%), O (60,47%) e Ca (32,65%) (figura 13.d) para o cimento de calcita (Klein & Dutrow 2012).

Na amostra 215-4 (figura 14.a) destaca-se o cimento de dolomita com hábito romboédrico e ainda os minerais de quartzo, calcopirita, pirita e o cimento de calcita. Na amostragem 215-3 o quartzo é preponderante (figura 14.b). Destaca-se nesta amostra a identificação de calcopirita e pirita que não foram detectados pela difração de Raios-X. Os cristais de calcopirita exibem hábito granular e formas anedrais, enquanto que a pirita é caracterizada por cristais anedrais que ocorrem formando aglomerados disformes ou de hábito granular.

O espectrograma e a porcentagem elementar pontual (figura 14.c) para o cimento de dolomita alcança Ca (22,99%), Mg (14,04%), O (56,43%) e C (6,54%). Os grãos de quartzo (Figura 14.d) obtiveram os índices determinados por EDS com teores de Si (53,29%) e O (46,71), ambos seguindo as diretrizes de (Klein & Dutrow 2012).

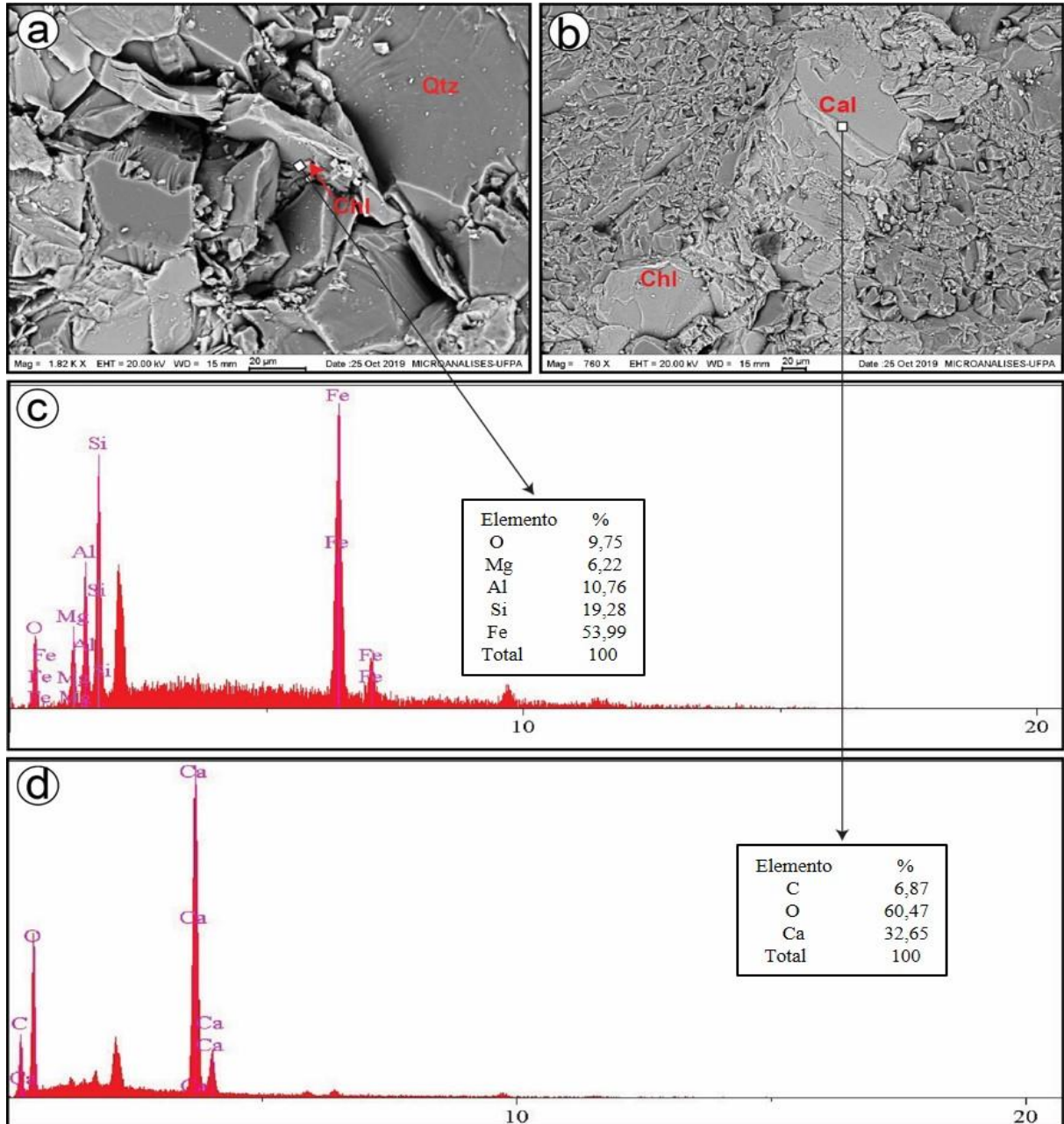


Figura 13 - Imagens ERE e análise EDS no MEV do testemunho de furo de sondagem FD 215. A) Imagem ERE de minerais de clorita e quartzo, ampliada 1820 x; B) Imagem ERE ilustrando a cimento calcítico e presença de clorita, ampliada 760x; C) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS em um mineral de clorita indicado na figura A. D) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS em cimento de calcita indicado na figura B. Chl = Clorita, Cal = calcita, Qtz = quartzo. Fonte: Elaborado pelo autor.

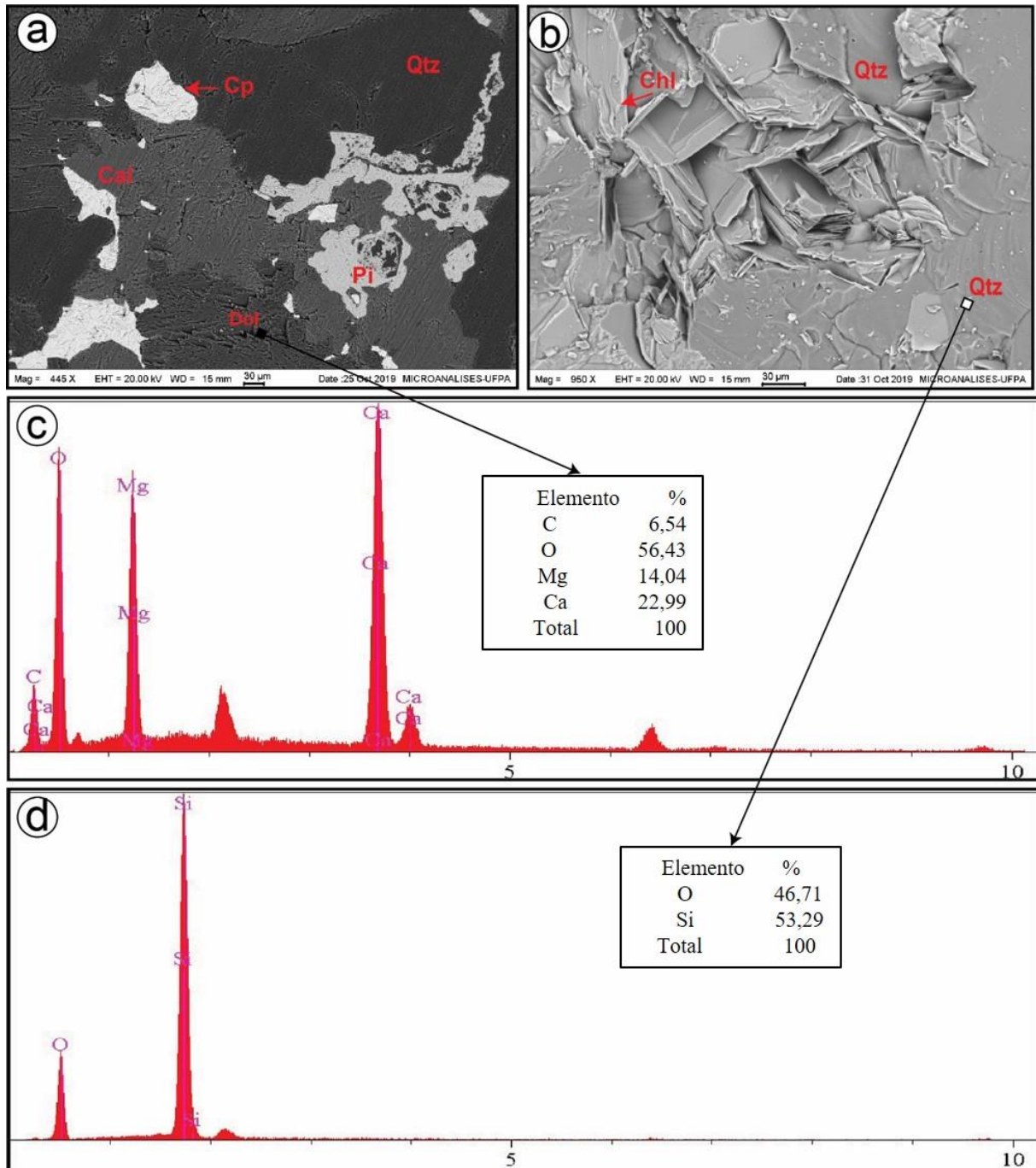


Figura 14 - Imagens ERE e análise EDS no MEV do testemunho de furo de sondagem FD 215. A) Imagem ERE de cimento de dolomita, quartzo, calcopirita, pirita e calcita, ampliada 445x; B) Imagem ERE mostrando minerais de quartzo e clorita, ampliada 950x; C) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS do cimento dolomítico indicado na figura A. D) Espectrograma e % elementar de uma análise pontual de EDS em quartzo indicado na figura B. Cp = calcopirita, Chl = Clorita, Cal = calcita, Dol = dolomita, Pi = pirita, Qtz = quartzo. Fonte: Elaborado pelo autor.

4 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

De acordo com Boggs (2009) o momento diagenético demonstra os eventos pós deposicionais que podem influenciar na textura e composição da rocha. Nas amostras do furo FD 215 os indicadores diagenéticos foram identificados para os litotipos metaquartzo-arenito e metacalcário calcítico e dolomítico.

4.1 METAQUARTZO-ARENITO

Com o avanço do processo de soterramento e conseqüentemente a elevação da temperatura e pressão, os eventos perceptíveis perpassados por esse litotipo são identificados a partir da mesodiagênese, sendo eles a compactação química (alteração e dissolução de grãos), sobrecrecimento de sílica, cloritização e cimento de oxido-hidróxido de ferro e de calcita e dolomita.

A compactação química em grãos de quartzo e, possivelmente feldspatos deve ter gerado material para a formação de sobrecrecimento de sílica (Tucker 1991). A indicação da compactação por pressão na rocha é notada pelos contatos côncavo-convexo e suturados presentes. A inferência do cimento de sílica é possível devido os contatos tríplexes encontrados entre os grãos da rocha.

Ocorreu também a cimento de oxido-hidróxido de ferro com a formação de películas (*coatings*) aos arredores dos grãos de quartzo. As possíveis fontes de íons de Fe e Mg, necessários para a produção desse tipo de cimento presente, pode ter sido transportada por material hidrotermal até o sistema (Boggs Jr. 2009).

O processo de cloritização atrelado com o aumento da temperatura e pressão originou clorita levemente foliada. Argilominerais podem ter alterado e originado a clorita primária das rochas, e com a adição dos fluidos ao processo, estas adquiriram a disposição do anquimetamorfismo.

O fraturamento da rocha além de favorecer a formação de veios calcíticos em menores proporções, originou veios dolomíticos e silicosos. Este último é perceptível devido suas dimensões maiores em comparação ao arcabouço.

4.2 METACALCÁRIO CALCÍTICO E DOLOMÍTICO

Ainda no contexto da intensificação do soterramento do metaquartzo-arenito é notada a presença de cimento de calcita e dolomita, porém estes cimentos autigênicos subsidiam um processo transitório, que estará mais difundido a partir dos metacalcários.

No metacalcário calcítico o cimento que sustenta o arcabouço da rocha é possivelmente herdado da substituição de feldspatos outrora presentes. A difusão de veios também se intensifica, diferente nos metaquartzo-arenitos que interceptam a rocha em menor quantidade. Os fluidos hidrotermais inserem os veios que notavelmente tem dimensões maiores que o cimento que sustenta a rocha. Possivelmente a origem do material dos veios é da própria rocha que submetida nas condições de temperatura e pressão dos fluidos, mudaram sua textura e possivelmente a mineralogia. Diferente do litotipo anterior, neste aparecem minerais com características mais visíveis de anquimetamorfismo, representado pela clorita mais foliada e “estirada” e o talco com as mesmas características.

Com o avanço dos estágios de temperatura e pressão o espaço de porosidade secundária foi drasticamente reduzido subsidiando a precipitação de dolomita que sustenta o arcabouço do metacalcário dolomítico. Os veios também estão presentes no litotipo, possivelmente originados também do hidrotermalismo que modifica a estrutura e fornece o material para compor a rocha.

	Processos	Mesodiagênese	Anquimet./Hidrotermalismo
Metaquartzo-arenito	Compactação química	-----	-----
	Sobrecrescimento de sílica	-----	-----
	Geração de porosidade secundária	-----	-----
	Precipitação de óxido-hidróxido de Fe	-----	-----
	Precipitação de cimento de calcita	-----	-----
	Precipitação de cimento de dolomita	-----	-----
	Fluidos fraturando o litotipo	-----	-----
	Veio de calcita	-----	-----
	Veios de quartzo e dolomita	-----	-----
	Metacalcário Dol/ Calc.		

Tabela 2 - Processos da evolução diagenética compreendendo a mesodiagênese até o anquimetamorfismo com adição de fluidos hidrotermais ao sistema. Fonte: Elaborado pelo autor.

5 INTERPRETAÇÃO

A rocha definida como metaquartzo-arenito é textualmente submatura e composicionalmente supermatura. O litotipo subsidia o momento da mesodiagênese mostrando a incidência inicial dos fluidos hidrotermais que afetam a textura e a composição do litotipo.

Os principais acontecimentos desse litotipo é a ocorrência de cimento de sílica proveniente da dissolução de grãos de quartzo e de feldspatos que fazem o arcabouço da rocha ser bastante compacto e ter maior tenacidade. Esse material autigênico é pouco visível, principalmente na CL que uniformiza as colorações, mas os contatos tríplexes de grãos de quartzo sugerem a presença da cimentação

O cimento de óxido-hidróxido de ferro forma películas (*coatings*) aos arredores dos grãos de quartzo e preenchendo os poros móldicos possivelmente deixados por feldspatos que foram dissolvidos.

Nos metaquartzo-arenitos a clorita adquire o formato mais parecido com grão o que sugere que a rocha passou por processos de cloritização que podem ter ocorrido durante o anquimetamorfismo ou hidrotermalismo. No metacalcários a clorita ocorre de forma foliada e estirada o que indica uma maior influência de processos de anquimetamorfismo ou metamorfismo de baixo grau.

Nos metacalcários o espaço poroso que dá lugar a cimentação possivelmente era composto de grãos de quartzo e feldspato, além de outros componentes detríticos intensamente cominuídos.

No âmbito da CL, existem diversos trabalhos pioneiros que abordam a luminescência de quartzo (Boggs 2006, Gotze *et al* 2001, Mclemore & Barker 1987). Nessa perspectiva é possível a identificação das variações composicionais, zonas de substituição, zoneamento, proveniência e estudos diagenéticos dos grãos presentes nos litotipos.

Assim, a técnica da CL é amplamente utilizada afim de identificar a proveniência dos minerais presentes. Em seu trabalho pioneiro Zinkernagel (*apud* Boggs & Krinsley 2006) indica a luminescência do quartzo em diferentes tipos de ambiente. Nas rochas vulcânicas, plutônicas e com metamorfismo de contato a luminescência é azul a violeta; nas ígneas com metamorfismo, metassedimentares e algumas rochas originadas através do metamorfismo de contato e regional a luminescência é marrom; e os quartzos autigênicos não mostram luminescência. Augustsson & Reker (2012) assinalam que o quartzo hidrotermal e pegmatítico

tem cores geralmente esverdeadas a azuladas com curta duração logo mudando para tons marron.

Gotze & Zimmerle (2000 *apud* Boggs & Krinsley 2006) também estudaram a luminescência do quartzo em diferentes ambientes. A luminescência azul a violeta indica quartzo plutônico, bem como em fenocristais de quartzo em rocha vulcânica e quartzo metamórfico de alto grau; a luminescência vermelha demonstra quartzo em rochas vulcânicas; luminescência marron ocorrem em litotipos originados por metamorfismo regional; com luminescência ou fracamente luminescente o quartzo autigênico; e o verde ou azul o quartzo hidrotermal ou pegmatítico.

Existem problemas na identificação de grãos de quartzo devido as mudanças na coloração da CL com o aumento da radiação de uma amostra, geralmente na transição do azul para vermelho, prejudicando a interpretação da proveniência (Boggs & Krinsley 2006).

Nessa perspectiva que Gotze *et al.* (2001) usaram análises de imagem digital para quantificar a modificação de cor nos grãos de quartzo e determinar a direção e o quantitativo de mudança. É possível observar na tabela 3 proveniente do trabalho de Richter *et al.* (2003) as várias colorações que o quartzo assume e a possível interpretação genética atribuída ao mineral, onde o quartzo ígneo pode ser violeta azulado-azul claro, o quartzo metamórfico e hidrotermal marron-azulado, além deste último podendo apresentar-se marron-verde escuro. Este autor ainda assinala que a presença de manganês e ferro pode ser um ativador e inibidor, respectivamente da coloração desses minerais na CL. Este autor discorre que a calcita atinge do amarelo ao alaranjado e a dolomita do amarelo ao vermelho em calcários.

As rochas estudadas ficam impossibilitadas de uma discussão ampla na ótica da proveniência, pois elas indicam um metamorfismo na escala do anquimetamorfismo. Na amostra 215-4 por exemplo, o processo de metamorfismo/hidrotermalismo direciona a interpretação dos grãos de quartzo apenas numa perspectiva, haja vista não haver grande modificação na luminescência desse mineral (figuras 15.b/ 15.d), estando entre o azul escuro-violeta acastanhado que conforme os autores acima citados indicam somente o último processo de alteração a qual estas rochas passaram, neste caso o anquimetamorfismo/hidrotermalismo.

Os cristais de clorita e talco mostram ausência de luminescência, porém são um forte indicativo de metamorfismo/ hidrotermalismo. Além destes, os veios hidrotermais preenchidos por quartzo, calcita e dolomita também corroboram nessa perspectiva, indicando ter acontecido forte interceptação desse material tardio na composição da rocha.

Nos metacalcários dolomíticos os minerais de dolomita mostram forte coloração avermelhada com zoneamento não-luminescentes e “fantasmas” da herança quartzosa (figura 15.f). Estes zoneamentos marcados por zonas luminescentes e não-luminescentes indicam mudança na composição química dos fluídos que percolaram pelos veios. Zonas mais luminescentes indicam fluidos mais ricos em magnésio, enquanto zonas não-luminescentes indicam fluidos mais ricos em ferro em ambiente mais redutor.

Tabela 3 - Classificação de grãos de quartzo na fração 180-250m em uma amostra da Formação Kuhfeld, Ottenstein (NW Alemanha) relacionando direção e o quantitativo de desvio da coloração. Sugere-se o tabelamento para melhor orientação da proveniência de grãos de quartzo em CL. Note as possíveis possibilidades de luminescência do quartzo e em destaque a que foi atingida neste trabalho. Fonte: Adaptado de Richter *et al.* (2003).

Mudança de coloração	Partícula %	Interpretação Genética
azul claro → violeta azulado	7,9	ígnea
azul claro → azul	2,4	magmática
azul claro → violeta	4,3	magmática
azul claro → violeta acastanhado	0,6	hidrotermal
azul → violeta azulado	6,7	ígnea
azul → violeta	16,5	magmática/ hidrotermal
azul → violeta acastanhado	4,3	metamórfica/ hidrotermal
azul → marrom	0,6	metamórfica/ hidrotermal
azul escuro → azul escuro	0,6	magmática/ metamórfica
azul escuro → violeta	3,1	metamórfica/ magmática
azul escuro → violeta acastanhado	26,8	metamórfica/ hidrotermal
azul escuro → marrom	5,5	metamórfica/ hidrotermal
azul escuro → marrom escuro	18,3	metamórfica/ magmática
violeta acastanhado → violeta	0,6	ígnea/ hidrotermal
verde escuro → marrom	1,2	hidrotermal
marrom escuro → violeta acastanhado	0,6	hidrotermal

Outras disposições de cimento dolomítico com coloração vermelho escuro talvez com proporções maiores de ferro são encontradas na CL da amostra 215-6 (figura 16.b). Na amostra 215-5 os grãos de quartzo exibem leve zoneamento em azul escuro-violeta acastanhado com cimento dolomítico avermelhado e “fantasmas” da herança silicosa antes presente na rocha

(figura 16.d). Na amostra 215-2 é notada a quase inexistência de grãos de quartzo e apenas o cimento calcítico vermelho na rocha, notando-se uma parte sem luminescência composta de minerais de talco e clorita (figura 16.f).

Em resumo, é perceptível nas rochas do testemunho FD 215 a indicação da saída do estágio da diagênese representada pela mesodiagênese até o início do metamorfismo de baixo grau mostrado pelo anquimetamorfismo e influências de hidrotermalismo.

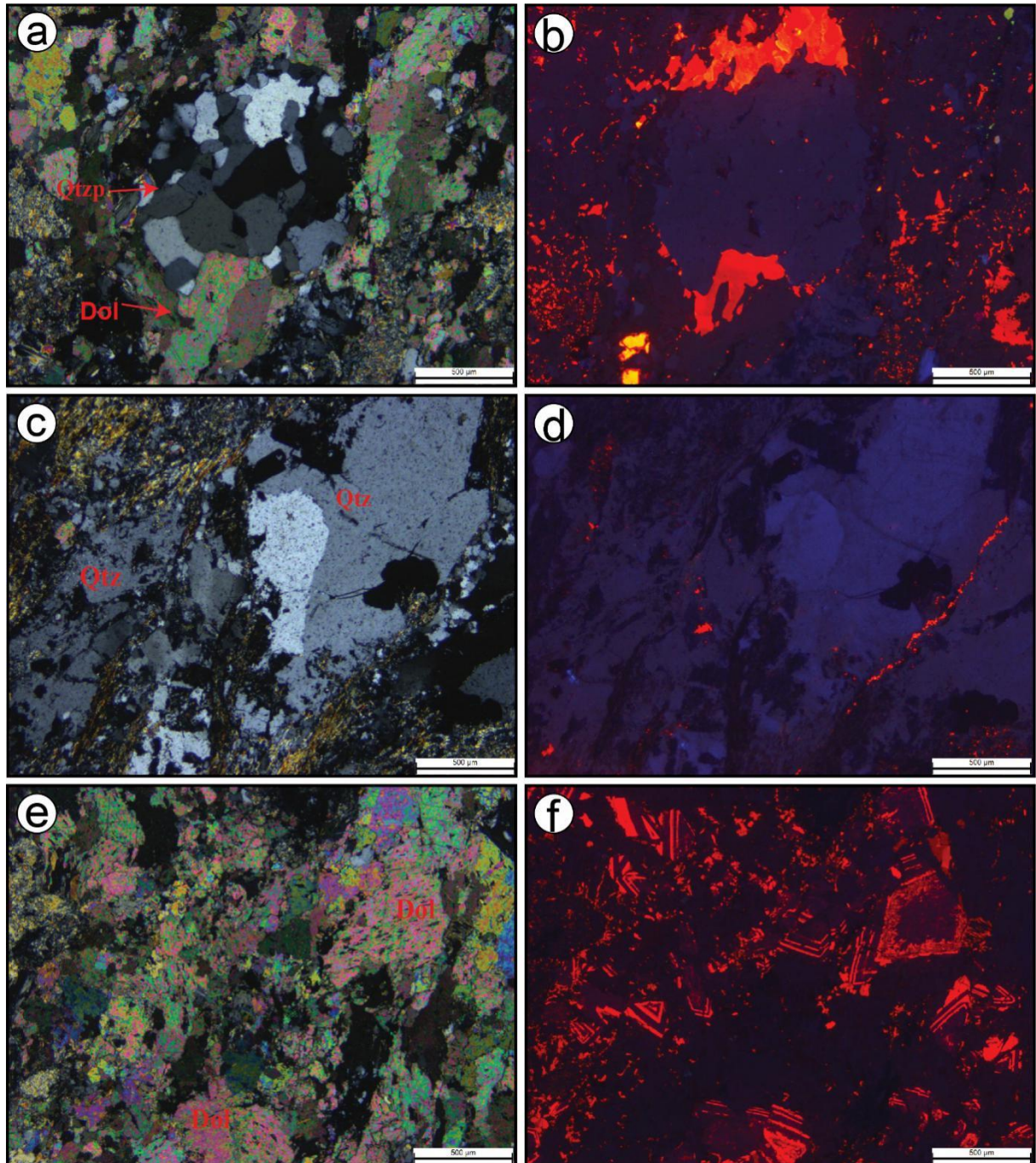


Figura 15 - Fotomicrografias do furo de testemunho de sondagem 215 dos grãos de quartzo e matriz carbonática e suas respectivas cores oriundas do método da catodoluminescência. A) nicóis cruzados em A) Detalhe para a disposição do quartzo policristalino; C) quartzo bastante cominuído; E) cimento dolomítico amplamente

difundido. Na catodoluminescência em B, D) os grãos de quartzo demonstram coloração azul escuro - violeta acastanhado; em F) “fantasmas” de grãos de quartzo sendo substituídos por cimentação dolomítica. Dol = dolomita, Qtz = quartzo, Qtzp = quartzo policristalino. As especificações de Kv, tempo de exposição e amperagem são as seguintes: B, D) Kv- 23,5; Texp 44,4 s-; Amp- 216 v. E) Kv- 12; Texp 20 s-; Amp- 194 v. Fonte: Elaborado pelo autor.

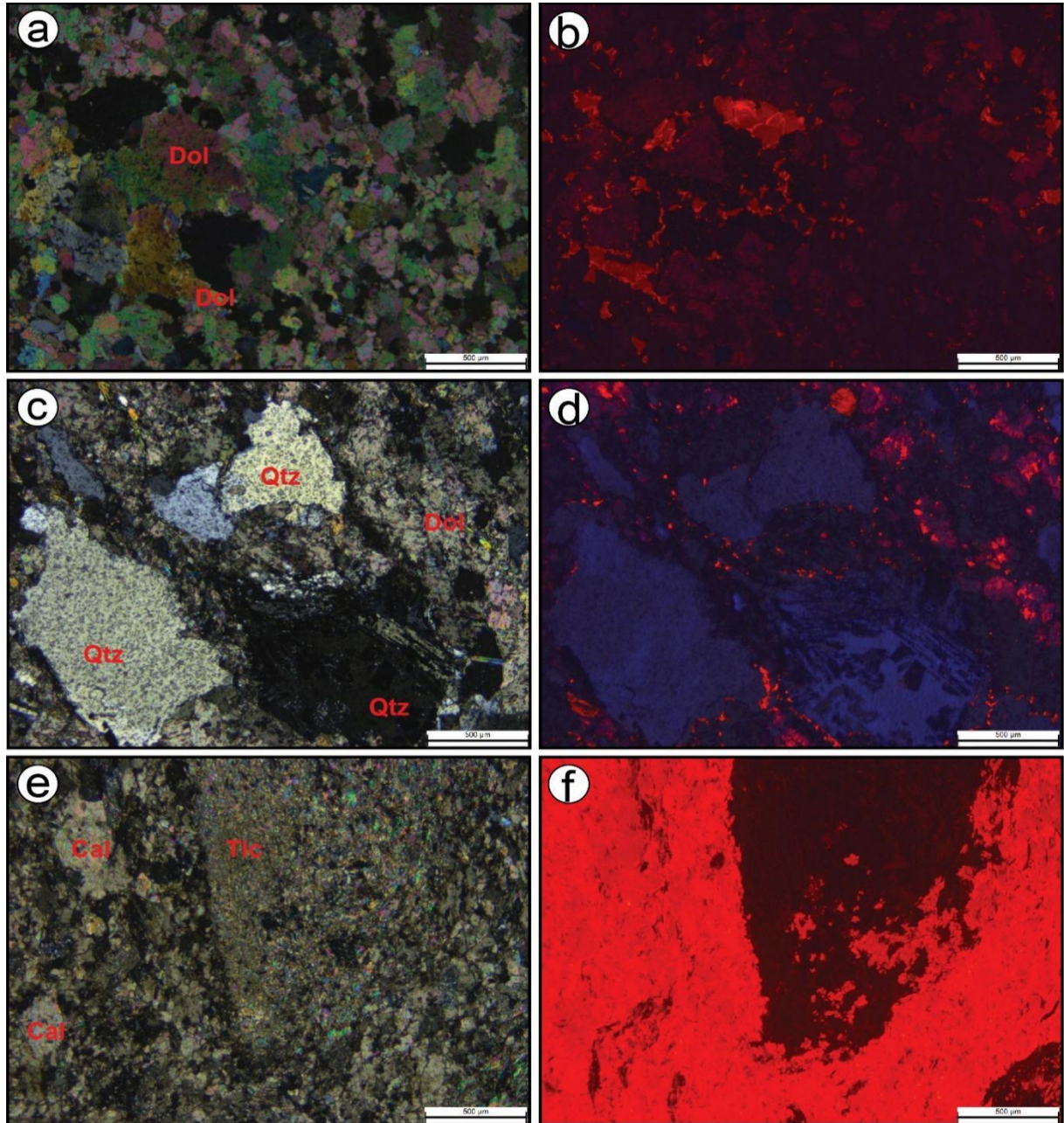


Figura 16 - Fotomicrografias do furo de testemunho de sondagem 215 dos grãos de quartzo e cimento carbonático e suas respectivas cores oriundas do método da catodoluminescência. A) Detalhe para a disposição do cimento de dolomita; C) quartzo bastante cominuído e cimento de dolomita; E) cimento de calcita amplamente difundido e minerais de talco. Na catodoluminescência em B) cimento de dolomita em tons vermelho escuro, talvez com a incidência de ferro D) os grãos de quartzo demonstram coloração azul escuro - violeta acastanhado e leve zoneamento; em F) cimentação de calcita em vermelho intenso e grãos sem luminescência. Cal = calcita, Dol = dolomita, Qtz = quartzo, Tlc = talco. As especificações de Kv, tempo de exposição e amperagem são as seguintes: B) Kv- 12; Texp 20 s-; Amp- 194 v. D) Kv- 23,5; Texp 44,4 s-; Amp- 216 v. E) Kv- 12; Texp 20 s-; Amp- 194 v. Fonte: Elaborado pelo autor.

6 CONCLUSÃO

As rochas descritas no testemunho de furo de sondagem FD 215 da região de Serra Pelada foram classificadas como metaquartzo-arenito e metacalcário fornecendo satisfatório indicativo para a evolução diagenética da área. As análises de DRX e MEV-EDS indicaram a forte presença do quartzo, seguido dos cimentos dolomíticos e calcíticos e minerais como o talco, clorita, calcopirita, pirita e muscovita que indicam a atuação de processos de anquimetamorfismo/hidrotermalismo.

No contexto da proveniência não foi possível determinar a rocha fonte do material terrígeno quartzoso, pois a análise de CL direcionou os grãos de quartzo numa perspectiva metamórfica/hidrotermal que foi o último processo pelo qual estas rochas passaram em sua história geológica.

Ainda se tem o cimento dolomítico mostrando forte coloração avermelhada e a presença de zoneamento e “fantasmas” da herança silicosa antes presentes no corpo rochoso que indicam variações geoquímicas nos fluidos que percolaram a rocha durante o processo de soterramento e hidrotermalismo.

A evolução diagenética demonstra que mesmo após passar por processos de metamorfismo/hidrotermalismo ainda é possível identificar evidências de eventos da mesodiagênese como os processos de compactação, cimentação calcítica, dolomítica e silicosa, geração de porosidade secundária e pontualmente precipitação de minerais de oxido-hidróxido de ferro, além de substituição de grãos detríticos por calcita, dolomita e argilominerais.

REFERÊNCIAS

- Araújo O. J. B., Maia R. G. N., Jorge João X. S., Costa J. B. S. 1988. A mega estruturação Arqueana da Folha Serra dos Carajás. *In: 1º Congresso Latino-americano de Geologia, Belém. Anais....* Belém, p. 324-338.
- Araújo O. J. B., Maia R. G. N. 1991. *Serra dos Carajás SB.22-Z-A-Estado do Pará*. Programa PLGB, CPRM/ Serviço Geológico do Brasil, Brasília, DF. 136p.
- Augustsson C. & Reker A. 2012. Cathodoluminescence spectra of quartz as provenance indicators revisited. *Journal of Sedimentary Research*, v 82, p. 559-570. (Society for Sedimentary Geology).
- Barros C. E. M., Macambira M. J. B., Barbey B., Scheller T. 2004. Dados isotrópicos Pb-Pb em zircão (evaporação) e Sm-Nd do Complexo Granítico Estrela, Província Carajás, Brasil: implicações petrológicas e tectônicas. *Revista Brasileira de Geociências*, v. 34, n.4, p. 351-358.
- Boggs S. & Krinsley D. 2006. *Application of Cathodoluminescence. Imaging to the Study of Sedimentary Rocks*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Boggs S. Jr. 2009. *Petrology of sedimentary rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 2nd Edition, 600p.
- Costa M. A. M. 2012. *Proveniência dos arenitos da Formação Águas Claras, Província Mineral de Carajás, SE do Cráton Amazônico*. MS Dissertation, Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica, Instituto de Geociências, Universidade Federal do Pará, Belém, xii, 70p.
- Cruz H., Gonzalez C., Juárez A., Herrera M., Juarez J. 2006. Quantification of the microconstituents formed during solidification by the Newton thermal analysis 60 method. *Journal of Materials Processing Technology*, v 178, n 1-3, p. 128-134.
- Dall'Agnol R., Souza F. J., Althoff C. E. M., Barros A. A. S., Leite & X. S. Jorge João. 1997. General aspects of the granitogenesis of the Carajás metallogenic province. *In: 2º Intern. Symp. on Gran. and Associated Mineralization, Salvador, Excursions Guide*, p. 135-161. (Superintendência de Geologia e Recursos Minerais-SGRM).
- Dall'Agnol R., Oliveira M. A., Almeida J. A. C., Althoff F. J., Leite A. A. S., Oliveira D. C., Barros C. E. M. 2006. Archean and paleoproterozoic granitoids of the Carajás metallogenic province, Eastern Amazonian Craton. *In: Dall'Agnol R., Rosa-Costa L. T., Klein E. L. (eds.), Symposium on magmatism, crustal evolution, and metallogenesis of the Amazonian Craton. Abstracts Volume and Field Trip Guide*. PRONEXUFPA- SBGNO, Belém, p. 99–150.
- Dedavid B. A., Gomes C. I. & Machado G. 2007. *Microscopia eletrônica de varredura: aplicações e preparação de amostras: materiais poliméricos, metálicos e semicondutores [recurso eletrônico]*. Porto Alegre, EDIPUCRS. 60p.
- Docegeo 1988. Revisão litoestratigráfica da Província Mineral de Carajás. *In: 35º SBG, Congresso Brasileiro de Geologia, Belém, PA. Anexo dos Anais...*, 165p. (Província Mineral de Carajás - Litoestratigrafia e principais depósitos minerais).

Feio G.R.L. 2011. *Magmatismo granitóide arqueano da área de Canaã dos Carajás: implicações para a evolução crustal da Província Carajás*. PhD Thesis, Instituto de geociências, Universidade Federal do Pará, 190p.

Folk R. L. 1974. *Petrology of sedimentary rocks*. Austin, TX, Hemphill, 107p.

Galarza M. A. & Macambira M. J. B. 2002. Petrologia e geocronologia das rochas encaixantes do depósito de Cu-Au Igarapé Bahia, Província Mineral de Carajás, Pará, Brasil. *In: Klein E. L., Vasquez, M. L., Rosa Costa L. T. (eds.) Contribuições à geologia da Amazônia*. Belém, SBG-Norte. v. 3, p. 153-168.

Gotze J., Plotze M., Habermann D. 2001. Origin, spectral characteristics and practical applications of the cathodoluminescence of quartz – a review. *Min Pet* **71**(3-4):225–250.

Graingner C. J., Groves D. I., Costa C. H. C. 2002. The epigenetic sediment hosted Serra Pelada Au-PGE deposits and its potential genetic association with Fe-oxide Cu-Au mineralisation, Amazon Craton, Brazil. *In: Porter T.M. (ed.) Hydrothermal iron oxide copper-gold & related deposits: a global perspective, Volume 2; PGC Publishing, Adelaide, p. 227-245.*

Habermann D., Gotze J., Neuser R. D., Richter D. K. 1997. *The phenomenon of intrinsic cathodoluminescence: case studies of quartz, calcite and apatite*. Zbl. Geol. Paläont. Teil I, v. 10, n. 12, p. 1275-1284.

Hirata W. K., Rigon J. C., Kadokaru K. 1982. Geologia da Província Mineral de Carajás. *In: 1º SBG, Simp. Geol. Amazônia, Belém, Anais...*, p. 100-108.

Klein C. & Dutrow B. 2012. *Manual de ciências dos minerais*. Porto Alegre, RS, Bookman, 716p.

Krinsley D. H., Pye K., Boggs S. & Tovey N. K. 1998. *Backscattered scanning electron microscopy and image analysis of sediments and sedimentary rocks*. Cambridge, Cambridge University Press, 193p.

Lab K. O. & Costa J. B. S. 1992. Evolução lito-estrutural do duplex Serra Pelada. *In: 37th Congr. Brasil. Geologia, São Paulo, Abstract ...* p.350-351.

Lima F. D. & Pinheiro R. V. L. 2001. As rochas sedimentares clásticas (Formação Gorotire) da terminação Leste da Falha Carajás, Serra dos Carajás – PA. *In: Reis N.J. & Monteiro M.A.S. (ed.) Contribuições à geologia da Amazônia*. Manaus, SBG-NO. v.2, p. 201-224.

Machado N., Lindenmayer Z. G., Krogh T.E. 1991. U-Pb Geochronology of archean magmatism and basement reactivation in the Carajás area, Amazon Shield, Brazil. *Precambrian Research*, **49**: 329-354.

Marshall D. J. 1988. Cathodoluminescence of geological materials. *Geological Journal*, **26**(4): p. 1-146.

Martins T., Castro N., Vieira R., Noronha F. 2007. A catodoluminescência como ferramenta complementar aos estudos petrográficos. *In: 15º Semana de Geoquímica e 6º Congresso Ibérico, Departamento de Geologia FCUP. p. 258-261. Disponível em:*

https://www.socgeol.org/documents/type_3/Martins_et_al_1.pdf. Acesso em: 18 nov. 2019.

Moroni M., Girardi V. A.V., Ferrario A. 2001. The Serra Pelada Au-PGE deposit, Serra dos Carajás (Pará State, Brazil): geological and geochemical indications for a composite mineralising process. *Mineralium Deposita*, **36**(8):768-785.

Nascimento M. S. & Oliveira A. 2015. Ambiente deposicional e proveniência da Formação Gorotire, Província Carajás, sudeste do Cráton Amazônico. In: Gorayeb P. S. & Lima A. M. (ed.). *Contribuições à geologia da Amazônia*, Belém, SBGeo-Norte, v. 9, p. 1-14.

Nogueira A. C. R., Trunckenbrodt W., Pinheiro R. L. V. 1995. *Formação Águas Claras, Pré-cambriano da Serra dos Carajás*: redescoberta e redefinição litoestratigráfica. Boletim Museum Paraense Emílio Goeldi, v. 7, p. 177-197.

Oliveira C. E. S., Pe-Piper G., Piper D. J. W., Zhang Y., Corney R. 2017. Integrated methodology for determining provenance of detrital quartz using optical petrographic microscopy and cathodoluminescence (CL) properties. *Marine and Petroleum Geology*, v88, p. 41-53.

Oliveira J. R., Silva Neto C. S., Costa E. J. S. 1994. *Serra Pelada; folha SB.22.X.C*. Estado do Pará, escala 1:250.000. Brasília, DF, CPRM, 220 p., (Programa Levantamentos Geológicos Básicos do Brasil-PLGB).

Pagel M., Barbin V., Blanc P., Ohnenstetter D. (eds.). 2000. *Cathodoluminescence in Geosciences*. Berlin, Springer-Verlag.

Pinheiro R. V. L. 1997. *Reactivation history of the Carajás and Cinzento strike slip systems, Amazon, Brazil*. PhD Thesis, Durham, Inglaterra, 408p.

Reis F. N., Macambira M. J. B., Villas R. N., Krymsky R. 2001. Estudo isotópico do depósito Cupro – Aurífero de Serra Verde, Província Mineral de Carajás, Pará. In: Simpósio de Geologia da Amazônia, 7., 2001, Belém. *Resumos expandidos...* Belém: SBG. 1 CD-ROM.

Richter D. K., Götze T., Götze J., Neuser R. D. 2003. Progress in application of cathodoluminescence (CL) in sedimentary petrology. *Mineralogy and Petrology* **79**(3-4): 127–166.

Rolando A. P. & Macambira M. J. B. 2003. Archean crust formation in Inajá range area, SSE of Amazonian Craton, Brazil, based on zircon ages and Nd isotopes. In: South American Symposium on Isotope Geology, 4, Salvador. *Expanded Abstracts*. Salvador: CD-ROM.

Rolando A. P., Macambira M. J. B. 2002. Geocronologia dos granitóides arqueanos da região da Serra do Inajá, novas evidências sobre a formação da crosta continental no sudeste do Cráton Amazônico, SSE Pará. In: SBGeo 41º Congresso Brasileiro de Geologia, João Pessoa. *Boletim de Resumos Expandidos*. João Pessoa, 525p.

Roy S. 2006. Late Archean initiation of manganese and metallogenesis: its significance and environmental controls. *Ore Geology Reviews* **17**(2000): 179–198.

Santos J. O. S. 2003. Geotectônica dos Escudos das Guianas e Brasil Central. In: Bizzi L. A., Schobbenhaus C., Vidotti R. M., Gonçalves J. H. (ed.). *Geologia, tectônica e recursos minerais do Brasil: texto, mapas & SIG*. Geology, tectonics and mineral resources of Brazil: text, maps & GIS. Brasília, DF, Companhia de Recursos Minerais-CPRM, p. 169-226.

Santos J. O. S., Hartmann L. A., Gaudette H. E., Groves D. I., McNaughton N. J., Fletcher I. R., 2000. A new understanding of the provinces of the Amazon Craton based on integration of field mapping and U–Pb and Sm–Nd geochronology. *Gondwana Research*, **3**(4): 453–488.

Tallarico F. H. B., Coimbra C. R., Costa C. H. C. 2000. The Serra Leste sediment – hosted Au – (Pd-Pt) mineralization, Carajás Province. *Rev. Bras. Geoc.* **30**:226-229.

Tallarico F. H. B. & Dias Chula A. M. 1997. *Projeto Ouro Serra Leste: Estudo petrográficos do Furo 75A*. Relatório Junho CVRD.

Tassinari C. C. G. & Macambira M. J. B. 1999. Geochronological provinces of the Amazonian Craton. *Episodes*, **22**(3): 174-182.

Tassinari C. C. G. & Macambira M. 2004. A evolução tectônica do Cráton Amazônico. In: Mantesso-Neto V., Bartorelli A., Carneiro C. D. R., Brito Neves B. B. (eds.). *Geologia do Continente Sul Americano: evolução da obra de Fernando Flávio Marques Almeida*. São Paulo, p. 471–486.

Tucker M. E. 1981. *Sedimentary petrology: an introduction*. Halsted Press.

Tucker M. E. 1991. *Sedimentary petrology: an introduction the origin of sedimentary rocks*. 2. ed. Oxford, Blackwell Science. 260p.

Vasquez M. L. & Rosa-Costa L. T. (org.). 2008. *Geologia e recursos minerais do estado do Pará: texto explicativo do mapa geológico e de recursos minerais do estado do Pará: escala 1:1.000.000*. Belém, CPRM, 328 p. (Programa Geologia do Brasil; Companhia de Pesquisa de Recursos Minerais).

APENDICE A- IMAGENS DO TESTEMUNHO DE FURO DE SONDAGEM (FD 215).
Em A) 215-1; B) 215-2; C) 215-3; D) 215-4; E) 215-5; e F) 215-6. Fonte: Elaborado pelo autor.



APENDICE B- TABELA DE CONTAGEM DE PONTOS E PORCENTAGENS DOS CONSTITUINTES DO FD 215

Fonte: Elaborado pelo autor.

Constituintes	FD 215-1	%	FD 215-2	%	FD 215-3	%	FD 215-4	%	FD 215-5	%	FD 215-6	%
Quartzo monocristalino	289	69,32	0	0	381	95,03	135	32,06	93	21,83	154	35,99
Quartzo policristalino	0	0	0	0	02	0,49	05	1,19	0	0	0	0
Microclina	0	0	0	0	0	0	06	1,42	0	0	02	0,46
Cimento de calcita	05	1,19	209	48,72	08	1,99	0	0	0	0	0	0
Cimento de dolomita	0	0	0	0	0	0	0	0	320	75,12	260	60,75
Biotita	09	2,15	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Muscovita	30	7,19	0	0	0	0	31	7,36	13	3,05	11	2,57
Mineral opaco	04	0,95	0	0	0	0	10	2,37	0	0	01	0,23
Talco	0	0	179	41,74	0	0	0	0	0	0	0	0
Clorita	32	7,67	03	0,69	10	2,49	12	2,86	0	0	0	0
Veio de cimento de calcita espática ou dolomita	0	0	38	8,85	0	0	158	37,54	0	0	0	0
Veios de quartzo	48	11,53	0	0	0	0	60	14,25	0	0	0	0
Total	417	100	429	100	401	100	421	100	426	100	428	100

APENDICE C- CONSTITUINTES E PORCENTAGENS DA CLASSIFICAÇÃO DE METAQUARTZO-ARENITO DO FD 215.

Constituintes	FD 215-1	%	FD 215-3	%	FD 215-4	%
Quartzo	289	100	383	100	140	95,89
Feldspato	0	0	0	0	06	4,11
Fragmento de rocha	0	0	0	0	0	0
Total	289	100	383	100	146	100

Fonte: Segundo Folk (1974) e elaborado pelo autor.