



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG/UNB

**DIAGÊNESE DE SEQUÊNCIAS PROTEROZÓICAS COM
BASE NA CARACTERIZAÇÃO DE ARGILOMINERAIS –
TOPO DO GRUPO PARANOÁ E BASE DO GRUPO
BAMBUÍ – NORTE DO DISTRITO FEDERAL.**

Laura Flores Brant Campos

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 308

BRASÍLIA

2012



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG/UNB

DIAGÊNESE DE SEQUÊNCIAS PROTEROZÓICAS COM BASE NA CARACTERIZAÇÃO DE ARGILOMINERAIS – TOPO DO GRUPO PARANOÁ E BASE DO GRUPO BAMBUÍ – NORTE DO DISTRITO FEDERAL.

Laura Flores Brant Campos

DISSERTAÇÃO DE MESTRADO Nº 308

BANCA EXAMINADORA:

PROF.DR. EDI MENDES GUIMARÃES (ORIENTADORA – IG/UNB)

PROF.DR. CARLOS JOSÉ SOUZA DE ALVARENGA (IG/UNB)

PROF.DR. RÔMULO SIMÕES ANGÉLICA (UFPA)

PROF. DR. JOSÉ ELÓI GUIMARÃES CAMPOS (IG/UNB – SUPLENTE)

BRASÍLIA

2012

AGRADECIMENTOS

Primeiramente agradeço à Vida, por me abençoar com a capacidade de aprender sempre e me agraciar com a chegada da Helena, meu maior incentivo de todo aprendizado.

À minha família, especialmente ao Rafael, à minha mãe Nárrima e à minha avó Mary, pelo apoio e incentivo.

À minha orientadora Edi, pela confiança, compreensão, dedicação, paciência e discussões.

Aos meus colegas da geologia, especialmente Gabriella, Lucas, Rafael e André, pelo apoio no laboratório além de fazer meu dia-a-dia mais feliz.

Aos professores do IG-UnB por tudo o que me ensinaram, especialmente Maria Emília Schutesky Della Giustina e Claudinei Gouveia de Oliveira, pelo “pontapé” inicial, e particularmente neste trabalho, Nilson Francisquini e Jérémie Garnier.

Ao Instituto de Geociências pela oportunidade.

Não posso deixar de agradecer também à Ana Luíza, companheira da graduação e amiga para a vida, por me escutar e entender sempre, e a todos os que em algum momento contribuíram com algum ensinamento.

Muito obrigada, de coração!

RESUMO

Campos, L. F. B. 2012. *Diagênese de Sequências Proterozóicas com base na caracterização de argilominerais – topo do Grupo Paranoá e base do Grupo Bambuí – norte do Distrito Federal.* Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 84 p.

As Sequências Proterozóicas no norte do Distrito Federal estão inseridas na Faixa de Dobramentos Brasília (FDB), formada por unidades sedimentares e metassedimentares, além de porções do embasamento, ambos com intensidade de deformação e grau de metamorfismo aumentando de leste para oeste.

No norte do DF, essas sequências são constituídas por carbonatos, pelitos e arenitos dos grupos Paranoá e Bambuí, além de filitos, quartzitos e quartzo-xistos do Grupo Canastra, sobrepostos tectonicamente por falha de empurrão.

Para investigar possíveis variações diagenéticas, as amostras de siltitos, arenitos, filitos e quartzo-xistos, nas quais é comum a presença da illita, foram analisadas por microscopia ótica, difração de raios-X e sonda eletrônica. Entretanto, embora esse mineral seja importante para definir as zonas de diagênese e metamorfismo de baixo grau, há dificuldade em identificá-lo sob microscopia ótica devido ao seu tamanho ($<2\mu\text{m}$) e à sua semelhança com as micas, principalmente à muscovita. Tais semelhanças também dificultam sua identificação sob difração de raios-x, pois frequentemente suas reflexões características estão sobrepostas às reflexões da muscovita. Então, realizou-se a decomposição da reflexão em $2\theta \sim 9^\circ$ com o objetivo de obter os valores de Índice de Cristalinidade da Illita, possibilitando complementar a interpretação das condições de diagênese e, possível influência da carga tectônica devido à proximidade da frente de empurrão, que sobrepõe sequências sedimentares do Grupo Canastra.

Os resultados segundo a microscopia ótica permitiram confirmar a ocorrência de pelitos e arenitos finos atribuídos à Formação Serra de Santa Helena do Grupo Bambuí na área de estudo, além de identificar feições como maior quantidade de pseudomatriz e menor quantidade de fragmentos líticos, compatíveis com condições de diagênese mais intensa no Grupo Bambuí. Complementando, os resultados da decomposição da reflexão $d(001)$ de micas e illitas dos difratogramas de raios-X indicam condições de epizona para o Grupo Canastra e de anquizona para os grupos Paranoá e Bambuí, superiores às obtidas na região de Bezerra – Cabeceiras (GO), distante aproximadamente 100 km da frente de empurrão, confirmando que há influência da carga tectônica.

PALAVRAS – CHAVE: Grupo Paranoá, Grupo Bambuí, diagênese, illita, carga tectônica.

ABSTRACT

Campos, L. F. B. 2012. *Diagênese de Sequências Proterozóicas com base na caracterização de argilominerais – topo do Grupo Paranoá e base do Grupo Bambuí – norte do Distrito Federal*. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 84 p.

The Proterozoic Sequences in the north of the Distrito Federal are located in Brasília Fold Belt (FDB), composed of sedimentary and metasedimentary units, and portions of the basement, both with intensity of deformation and metamorphic grade increasing from east to west.

In northern DF, these sequences comprise carbonates, sandstones and pelites of Paranoá and Bambuí groups, and phyllites, quartzites and quartz-schists of Canastra Group, superimposed by tectonically thrust fault.

To investigate possible diagenetic variations, samples of siltstones, sandstones, phyllites and quartz-schist, which is common in the presence of illite were analyzed by optical microscopy, X-ray diffraction and electron probe. However, although this mineral is important to define areas of diagenesis and low grade metamorphism, it is difficult to identify it by light microscopy due to their size ($<2\mu\text{m}$) and its resemblance to the upside, mainly muscovite. Such similarities also hamper their identification under x-ray diffraction, often because their reflections are superimposed features the reflections of muscovite. Then there was the decomposition of reflection in $2\theta\sim 9^\circ$ in order to obtain the values of the Illite Crystallinity Index, enabling complementary interpretations of the diagenesis conditions and possible bulk tectonic influence due to the proximity of the front push which overlaps Canastra Group sedimentary sequences.

The results according to optical microscopy allowed confirming the occurrence of pelites and fine sandstones assigned to the Serra de Santa Helena Formation, Bambuí Group, in the study area besides indentifying features as much of pseudomatrix and fewer lithic fragments, consistent with diagenesis conditions more intense in Group Bambuí. Complementing, the results of decomposition of reflection $d(001)$ of micas and illites results indicate epizone conditions for the Canastra Group and anchizone conditions for Paranoá and Bambuí groups, higher than those obtained in region of Bezerra - Cavalcante (GO), approximately 100 km distant from the front push, confirming that there is bulk tectonic influence.

KEYWORDS: Paranoá Group, Bambuí Group, diagenesis, illite, bulk tectonic.

SUMÁRIO

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

1. INTRODUÇÃO	1
1.1. JUSTIFICATIVA DO TEMA	1
1.2. OBJETIVOS	2
2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO	3
2.1. GRUPO CANASTRA	6
2.2. GRUPO PARANOÁ	6
2.3. GRUPO BAMBUÍ	8
3. MATERIAIS E MÉTODOS	10
3.1. PETROGRAFIA	13
3.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)	13
3.3. MICRO-ANÁLISES POR SONDA ELETRÔNICA (EPMA)	14
4. RESULTADOS	16
4.1. PETROGRAFIA	16
Grupo Canastra	16
Grupo Paranoá	20
Grupo Bambuí	26
4.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X (DRX)	31
Composição mineral das rochas dos grupos Canastra, Paranoá e Bambuí	32
Análises da fração menor que 0,2 µm	36
Decomposição do difratograma de Raios-X	38
4.3. MICRO-ANÁLISES POR SONDA ELETRÔNICA (EPMA)	46
5. DISCUSSÃO	51
5.1. PETROGRAFIA	51
5.2. DIFRAÇÃO DE RAIOS-X	52
6. CONSIDERAÇÕES FINAIS	66
<u>REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS</u>	<u>67</u>

<u>ANEXO I – FICHAS PETROGRÁFICAS</u>	<u>74</u>
GRUPO CANASTRA	74
GRUPO PARANOÁ.....	78
GRUPO BAMBUÍ	94
<u>ANEXO II – DIFRATOGRAMAS</u>	<u>108</u>
GRUPO CANASTRA	108
GRUPO PARANOÁ.....	111
GRUPO BAMBUÍ	122
<u>ANEXO III – DECOMPOSIÇÃO DOS DIFRATOGRAMAS DE DRX</u>	<u>125</u>
GRUPO CANASTRA	125
GRUPO PARANOÁ.....	126
GRUPO BAMBUÍ	130
<u>ANEXO IV– ANÁLISES POR MICROSSONDA ELETRÔNICA</u>	<u>131</u>

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1.1 - Largura a meia altura de uma reflexão gerada por difração de raios-X.	2
Figura 2.1- Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).	3
Figura 2.2 – Zonação tectônica sobre a borda ocidental do Cráton São Francisco (modificada de Dardenne 1978b, Araujo-Filho & Kuyumjian 1996).	4
Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado com o local de estudo em vermelho (1: 1.000.000, modificado de Alvarenga <i>et al.</i> 2011).	5
Figura 2.4 – a) Mapa de localização dos empilhamentos litoestratigráficos; Correlações litoestratigráficas: b) Grupo Paranoá nas regiões de Alto Paraíso-Distrito Federal (modificada de Campos <i>et al.</i> No prelo), Cabeceiras (Guimarães 1997) e Cristalina (Faria 1995); c) Grupo Bambuí (modificado de Dardenne, 1978a, 2000, Guimarães 1997).	9
Figura 3.1 – Localização dos pontos plotados sobre o mapa geológico simplificado (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).	10
Figura 3.2 – Esboço do perfil litológico local com a localização dos pontos.	12
Figura 3.3 - Representação esquemática da geometria do difratômetro: F: origem do feixe de raios-x; D: detector; S: fendas de Soller; fd: fenda divergente, fr: fenda receptora.	13
Figura 4.1 – Filito (LF-DF-009) cinza claro com lamelas brancas e alteração rosa.	17
Figura 4.2- Quartzo-xisto (LF-DF-011) cinza esbranquiçado com capa de alteração rosa claro.	17
Figura 4.3 – Quartzo-xisto (LF-DF-011). Grão de quartzo monocristalino no canto inferior direito e policristalino no centro. A) nicóis paralelos e B) nicóis cruzados.	18
Figura 4.4 – Quartzo-xisto (LF-DF-011). Quartzo microfraturado com óxidos/hidróxidos de Fe e argilominerais preenchendo a microfratura (nicóis cruzados). Arg: argilomineral não identificado; L: fragmento lítico; Qtz: quartzo; Op: material opaco.	18
Figura 4.5 – Quartzo-xisto (LF-DF-011). Lâminas com textura microgranular, compostas por quartzo, cortadas por microfalha (linha amarela tracejada) preenchida por quartzo (nicóis cruzados).	19
Figura 4.6 - Quartzo-xisto (LF-DF-011). Feldspato potássico sub-arredondado com maclas em xadrez, feldspato potássico muito alterado com lamelas de illita ortogonais e fragmentos líticos alterados para massas de argila não identificada (nicóis cruzados). Kfs: feldspato potássico; L: fragmento lítico; Qtz: quartzo.	19
Figura 4.7 - Arenitos: A) branco maciço (LF-DF-015); B) roxo laminado (LF-DF-021.1).	20
Figura 4.8 – A) Siltito cinza esverdeado laminado com lentes argilosas nas cores roxa e amarelo, por intemperismo (LF-DF-004.1); B) Siltito roxo, laminado (LF-DF-017.3).	20

Figura 4.9 –Siltito roxo (LF-DF-017.3). Orientação paralela das lamelas de muscovita detrítica e de materiais opacos. Notar encurvamento local das lamelas de muscovita (nicóis paralelos). Ms: muscovita; Op: material opaco.	21
Figura 4.10 –Siltito roxo (LF-DF-017.3). Feldspato potássico com macla em xadrez preservada. Pseudomatriz formada por agregados de quartzo microcristalino, lamelas de ilita orientadas perpendicularmente, e por argilominerais não-identificados (nicóis cruzados).Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Qtz: quartzo.	22
Figura 4.11 – Ritmito arenoso (LF-DF-016) – intercalação de arenito e folhelho – laminado e com capa de alteração superficial.	23
Figura 4.12 – Ritmito arenoso (LF-DF-016.1) em lâmina delgada. Lâminas de arenito muito fino intercalado com folhelho, constituindo o ritmito. Notar laminação (nicóis paralelos).	23
Figura 4.13 - Ritmito arenoso (LF-DF-016.1). Estruturas: laminação e foliação S-C, na lâmina de folhelho (nicóis paralelos). Qtz: quartzo.	24
Figura 4.14 – Rimito arenoso (LF-DF-016.4). Crescimento secundário sobre grãos de quartzo (nicóis paralelos). L: fragmento lítico; Qtz: quatzto.	24
Figura 4.15 – Ritmito arenoso (LF-DF-016.1). Lamelas finas de clorita na lâmina siltico-arenosa (nicóis paralelos). Chl: clorita; Op: material opaco.....	25
Figura 4.16 - Ritmito arenoso (LF-DF-016.1). Fragmento de argilito na lâmina siltico-arenosa (nicóis paralelos). L: fragmento lítico.	25
Figura 4.17 - Calcário cinza médio com estromatólito colunar (LF-DF-005).	26
Figura 4.18 – Afloramento de arenito muito fino e siltito alterado, com estruturas de carga (LF-DF-006).	27
Figura 4.19 –Siltito (LF-DF-006.2). Orientação preferencial destacada pelas micas detríticas (nicóis paralelos). Ms: muscovita.	27
Figura 4.20 –Siltito (LF-DF-006.1). Cimento de ilita como preenchimento parcial em volta do plagioclásio (nicóis cruzados). Il: ilita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.	28
Figura 4.21 –Siltito (LF-DF-006.1). Grãos substituídos por materiais opacos (nicóis paralelos). Chl: clorita; Op: material opaco.....	28
Figura 4.22 –Siltito (LF-DF-006.1). Feldspato potássico intensamente alterado com crescimento de ilita nos planos da macla e da clivagem do feldspato (nicóis cruzados). Il: ilita; Kfs: feldspato potássico; Qtz: quartzo; Zrn: zircão.....	29
Figura 4.23 – Siltito (LF-DF-006). Fragmento lítico com biotita cloritizada (nicóis paralelos). Bt: biotita; Chl: clorita; L: fragmento lítico; Ms: muscovita; Op: material opaco.....	30
Figura 4.24 –Siltito (LF-DF-006). Plagioclásio com macla da albita. Notar extinção ondulante, torção do grão e bordas de alteração (nicóis cruzados). Pl: plagioclásio.....	30

Figura 4.25 – Diferentes condições de abertura das fendas resultando em difratogramas com diferentes qualidades. Cond.1: 2/3 deg, 10 mm, 2/3 deg, 0,05 mm; e, Cond.2: 2/3 deg, 10 mm, 2/3 deg, 0,3 mm.	31
Figura 4.26 – Difratogramas empilhados da amostra LF DF 009, Grupo Canastra. T: amostra total, N: fração argila, G: amostra solvatada com etileno-glicol e, A: amostra aquecida.	34
Figura 4.27 - Difratogramas empilhados da amostra LF DF 016.1, Grupo Paranoá. T: amostra total, N: fração argila, G: amostra solvatada com etileno-glicol e, A: amostra aquecida. Notar a reflexão da clorita larga e mal definida na amostra aquecida.	35
Figura 4.28 - Difratogramas empilhados da amostra LF DF 006.2, Grupo Bambuí. T: amostra total, N: fração argila, G: amostra solvatada com etileno-glicol e, A: amostra aquecida.	36
Figura 4.29 - Difratogramas empilhados das amostras LF DF 009, LF DF 017.3 E LF DF 006.2 de baixo para cima, representativas dos grupos Canastra (grupo A), Paranoá (Grupo B) e Bambuí (Grupo C).	37
Figura 4.30 – Minerais constituintes da fração inferior a 0,2 µm em amostras dos grupos Canastra (LF-DF-009 e LF-DF-011), Paranoá (LF-DF-016.4 e LF-DF-017.3) e Bambuí (LF-DF-006.2 e LF-DF-010A).	37
Figura 4.31 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração mais fina da amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas à muscovita e à ilita recristalizadas.	39
Figura 4.32 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas à muscovita e à ilita recristalizadas.	41
Figura 4.33 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração mais fina da amostra LF-DF-016.4, do Grupo Paranoá, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas a dois tipos de ilita.	42
Figura 4.34 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração mais fina da amostra LF-DF-006.2, do Grupo Bambuí, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas a dois tipos de ilita.	42
Figura 4.35 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-016.4, do Grupo Paranoá, evidenciando a contribuição de três fases, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de ilita recristalizada.	43
Figura 4.36 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-006.2, do Grupo Bambuí, evidenciando a contribuição de três fases, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de ilita recristalizada.	44
Figura 4.37 - Decomposição da reflexão $d(001)$ da fração argila sob varredura de 2°/minuto (N) e 0,5°/minuto (C); amostra LF-DF-016.3, Grupo Paranoá.	45

Figura 4.38 - Decomposição da reflexão $d(001)$ da fração argila solvatada com etileno-glicol sob varredura de $2^\circ/\text{minuto}$ (G) e $0,5^\circ/\text{minuto}$ (C); amostra LF-DF-016.4, do Grupo Paranoá.....	45
Figura 4.39 – Composição total dos filossilicatos, em %, indicando natureza predominante dioctaétrica e deficiência em álcalis.....	46
Figura 4.40 – Relação dos (a) álcalis em função da soma dos octaedros, (b) álcalis em função do Si e (c) de Fe+Mg em função do Al.	48
Figura 4.41 – Relação entre a composição dos sítios tetraédricos e octaédricos. O polígono retangular em destaque indica o campo compatível com a composição da illita.....	49
Figura 4.42 – Diagrama $MR^{3+}-2R^{3+}-3R^{2+}$, cujos sítios correspondem $MR^{3+} = \text{álcalis e Al}$, $R^{3+} = \text{Al e Fe}^{3+}$, e $R^{2+} = \text{Mg e Fe}^{2+}$, destacando o campo composicional das Illitas (em amarelo).	50
Figura 5.1 - Coluna estratigráfica da área de estudo (fora de escala). Notar inclusão das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena imediatamente abaixo às rochas do Grupo Canastra, posicionadas tectonicamente.	51
Figura 5.2- Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).	55
Figura 5.3 – Mapa de localização das rochas cujas reflexões $d(001)$ dos difratogramas de raios-X foram decompostas sobre o mapa geológico simplificado (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).....	56
Figura 5.4 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração inferior a $0,2 \mu\text{m}$ (F), fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases na fração mais fina e 3 fases na fração argila e solvatada com etileno-glicol, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.....	59
Figura 5.5 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração inferior a $0,2 \mu\text{m}$ (F), fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases na fração mais fina e 3 fases na fração argila e solvatada com etileno-glicol, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.....	59
Figura 5.6 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração inferior a $0,2 \mu\text{m}$ (F), fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-006.2, do Grupo Bambuí, evidenciando a contribuição de duas fases na fração mais fina e 3 fases na fração argila e solvatada com etileno-glicol, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.....	60
Figura 5.7 – Valores de ICI plotados segundo a divisão de zonas proposta por Kübler (1967). Notar distribuição das amostras do Grupo Canastra na epizona, e grupos Paranoá e Bambuí na anquizona. N= fração argila, G= solvatada em etileno-glicol.	61
Figura 5.8 - Índice da Cristalinidade da Illita em rochas do Grupo Paranoá a) no norte do Distrito Federal; b) na região de Bezerra – Cabeceiras (Costa Neto 2006). E: epizona; A: anquizona; D: zona de diagênese.	62

ÍNDICE DE TABELAS

Tabela 3.1 – Amostras e discriminação das análises feitas. DRX: Difração de raios-x; T: amostra total; N: fração argila; F: fração inferior a 0,2µm; G: solvatada com etileno-glicol; A: aquecida; D: decomposição; EPMA: Micro-análises por sonda eletrônica.....	11
Tabela 4.1 – Siglas dos minerais modificadas de Kretz (1983).....	16
Tabela 4.2 – Minerais constituintes dos siltitos e ritmitos do Grupo Paranoá, em porcentagem. Qtz: quartzo; Kfs: feldspato potássico; Pl: plagioclásio; Ms: muscovita; Ill: illita; Bt: biotita; L: fragmentos líticos; Op: materiais opacos; PM: pseudomatriz.	21
Tabela 4.3 – Constituintes minerais interpretados da DRX.	32
Tabela 4.4 – Valores de FWHM (em $^{\circ}\Delta 2\theta$) para as curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$, posicionada em $2\theta \sim 9^{\circ}$, realizada no <i>software</i> DECOMPXR. F: fração inferior a 0,2µm; N: fração argila; G: solvatada com etileno-glicol.	40
Tabela 4.5 - Valores de FWHM obtidos a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ de difratogramas analisados sob velocidade de varredura de 05°/minuto (C). N: fração argila; G: solvatada com etileno-glicol.....	45
Tabela 4.6 – Química mineral: valores em porcentagem e por unidade de fórmula estrutural. (T) = sítio tetraédrico, (O) sítio octaédrico.	47
Tabela 5.1 – Identificação macroscópica das rochas analisadas e valores de FWHM para as curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$, posicionada em $2\theta \sim 9^{\circ}$. F: fração inferior a 0,2µm; N: fração argila seca ao ar (< 2 µm); G: solvatada com etileno-glicol (< 2 µm); Ms: muscovita; Ill: illita.	57
Tabela 5.2 - Valores de FWHM obtidos a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ de difratogramas analisados sob velocidade de varredura de 0,5°/minuto (C). N: fração argila; G: solvatada com etileno-glicol.....	60

1. INTRODUÇÃO

1.1. *Justificativa do tema*

Pelitos e arenitos além de filitos, quartzitos e quartzo-xistos de sequências proterozóicas são os litotipos constituintes da região norte do DF, compostos dentre outros minerais por filossilicatos que correspondem, predominantemente, a muscovita e illita.

A illita é um argilomineral, cuja dimensão é inferior a $2\mu\text{m}$, dificultando assim sua identificação sob microscopia ótica. Com estrutura de filossilicato 2:1, isto é, cada camada é composta por uma folha de octaedro entre duas folhas de tetraedro, a illita, assim como as micas, tem o potássio como principal cátion intercamada (Deer *et al.* 1992). Além disso, a maioria das illitas é di-octaédrica, ou seja, o alumínio é o cátion do octaedro assemelhando-se à muscovita. Outra semelhança está relacionada ao espaçamento basal: ambas têm valores muito próximos ($\sim 10\text{Å}$) resultando em reflexões nos difratogramas de raios-X também muito próximas, diferentes apenas na forma do pico. Isso é evidenciado nos difratogramas pelos picos mais largos da illita, quando comparados aos da muscovita. Tal diferença decorre do menor número de cátions intercamada, do que resultam ligações mais fracas e menor regularidade do empilhamento na illita. Contudo, em rochas sedimentares é comum a presença de mais de um tipo de illita, assim como da muscovita, mesmo em fração argila ($<2\mu\text{m}$). Assim, ao analisar uma amostra por difração de raios-x, comumente há a sobreposição das reflexões características desses minerais, dificultando a identificação.

Desde a década de 1960, argilominerais, especialmente a illita, têm sido utilizados para definir as zonas de diagênese (Dunoyer de Segonzac, 1969, Hillier 1989, Velde & Vasseur 1992, Leoni *et al.* 1996, Wang *et al.* 1996, Dudek & Srodon 2003, Srodon *et al.* 2009) e de metamorfismo de baixo grau (Frey 1987, Kisch 1983, Jahren & Aagard 1992, Árkai *et al.* 1996, Warr & Nieto 1998, Jaboyedoff *et al.* 2001, Lee & Lee 2001, Abad *et al.* 2003, Kamp 2008) em rochas sedimentares, inclusive sob influência de carga tectônica (Hoffman & Hower 1979, Eslinger & Sellars 1981, Akande & Erdtmann 1998, Poyatos *et al.* 2001). Para isso, utiliza-se o método proposto por Kübler (1964, 1967, 1984), o qual consiste em medidas de largura a meia altura (FWHM, figura 1.1) da reflexão de raios-x da illita com espaçamento basal aproximado de 10Å , de análises da fração argila orientada ($<2\mu\text{m}$), seca ao ar. Posteriormente, Guggenheim *et al.* (2002) estabeleceram essa medida como o índice de Kübler (KI), difundido na literatura como “Índice de cristalinidade de illita” (ICI). Esse valor está relacionado à organização do empilhamento da estrutura do mineral, quanto maior a organização (muscovita), mais estreita é a reflexão e quanto menor a organização (illita), mais larga é a reflexão. Outro método utilizado para determinar o metamorfismo incipiente em rochas sedimentares é o estudo do parâmetro b060 em metapelitos (Kisch *et al.* 2006).

Diante da sua importância e da dificuldade na identificação da illita, também pela comum interestratificação com a esmectita, Lanson (1990 *in* Lanson 1997) desenvolveu um *software*

denominado DECOMPXR, que consiste em um programa de decomposição das reflexões de raios-x, segundo cálculos matemáticos. Esse programa fornece informações precisas da posição, largura e intensidade dos picos associados às diferentes fases presentes em uma amostra, inclusive quando essas reflexões estão sobrepostas. Os algoritmos usados no programa e suas limitações estão descritas nos trabalhos de Lanson & Champion (1991), Lanson & Besson (1992), Lanson & Velde (1992) e Lanson (1997). Entretanto, apesar da eficiência desse método, poucos trabalhos o utilizam para estabelecer os valores de ICI, particularmente relacionado à variação da carga tectônica (Lanson *et al.* 1998).

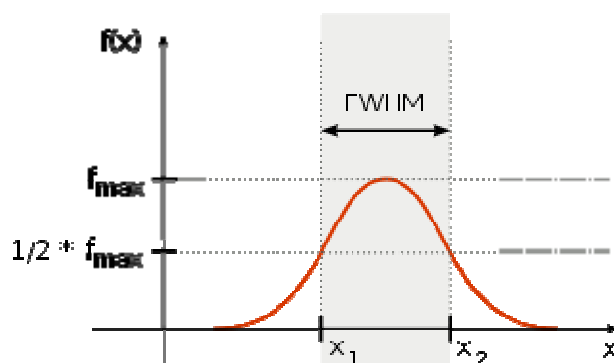


Figura 1.1 - Largura a meia altura de uma reflexão gerada por difração de raios-X.

1.2. Objetivos

Estudos de Guimarães (1997) e Costa Neto (2006) estabeleceram valores de ICI para as rochas dos grupos Bambuí e Paranoá na região de Bezerra – Cabeceiras (GO), afastada cerca de 100 quilômetros da frente de empurrão que reposiciona o Grupo Canastra sobre aquelas sequências no norte do Distrito Federal. Assim, a proposta desse trabalho é caracterizar os argilominerais, especialmente a illita do Grupo Paranoá na região da Fercal, a fim de comparar com dados obtidos anteriormente em outras regiões para identificar condições diagenéticas influenciadas pela carga tectônica.

Além disso, o laboratório está equipado com um modelo de difratômetro de raios-X mais novo, e assim, outra proposta desse trabalho é avaliar a influência das condições desde o preparo até as condições de análise.

2. LOCALIZAÇÃO E CONTEXTO GEOLÓGICO

Os locais da pesquisa estão situados no norte do Distrito Federal, na 31ª região administrativa – Fercal. A principal via de acesso é saindo de Brasília pela BR-020 em direção a Sobradinho, até o Balão do Colorado, seguindo-se pela DF-150 por aproximadamente 13km e pela DF-205 no sentido oeste por mais 17 km até o Morro da Pedreira (figura 2.1).

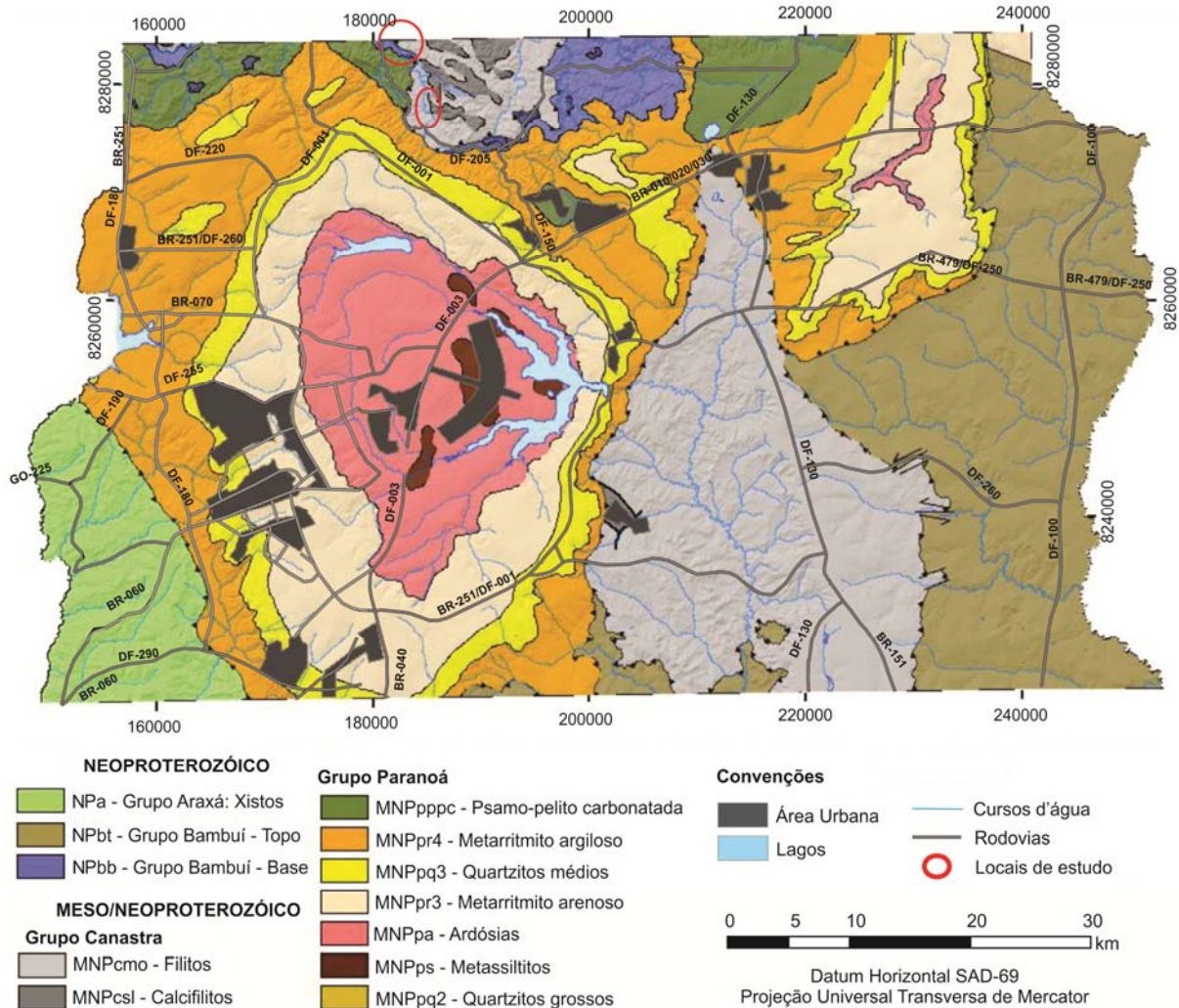


Figura 2.1- Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).

Geologicamente, essa área está inserida na Província Tocantins, definida por Almeida *et al.* 1981, mais especificamente na zona externa da Faixa de Dobramentos Brasília (FDB, Fuck *et al.* 1994, Fuck 1994), formada por unidades sedimentares e metassedimentares (grupos Paranoá, Bambuí e Canastra, formações Vazante e Ibiá).

A Província Tocantins (Almeida 1977, 1981, Almeida *et al.* 1981), estabilizada ao final do ciclo Brasileiro (*ca.* de 520 Ma), é definida como um sistema orogênico formado pela colisão dos crátons São Francisco a leste, Amazônico a oeste e, possivelmente um terceiro bloco, o Cráton Paraná ou Parapanema ao sul (atualmente encoberto pelas rochas da Bacia do Paraná), que resultou na formação de um supercontinente.

Com base na intensidade de deformação e grau de metamorfismo, que aumentam de leste para oeste, Costa *et al.* (1970) propõem uma zonação tectônica da FDB, que Dardenne (1978b) define como cinco zonas isotópicas: Zona Cratônica Estável ou Zona de Januária, Zona de Unaí, Zona de Vazante, Zona de Paracatu (Serra da Canastra – Ibiá) e Zona dos Micaxistos Araxá (figura 2.2). Posteriormente, considerando esses mesmos parâmetro – deformação e metamorfismo - Fuck *et al.* 1994 propuseram a compartimentação em zona interna e zona externa. Além desta zonação no sentido leste-oeste, a FDB apresenta também características litológicas e tectônicas distintas em seu segmento sul e norte, sendo subdividida em FDB Setentrional e Meridional. O limite destes segmentos é definido pela inflexão dos Pirineus – uma lineação de direção leste-oeste, que corta o norte do Distrito Federal (Costa & Angeiras 1971, Araujo Filho 2000).

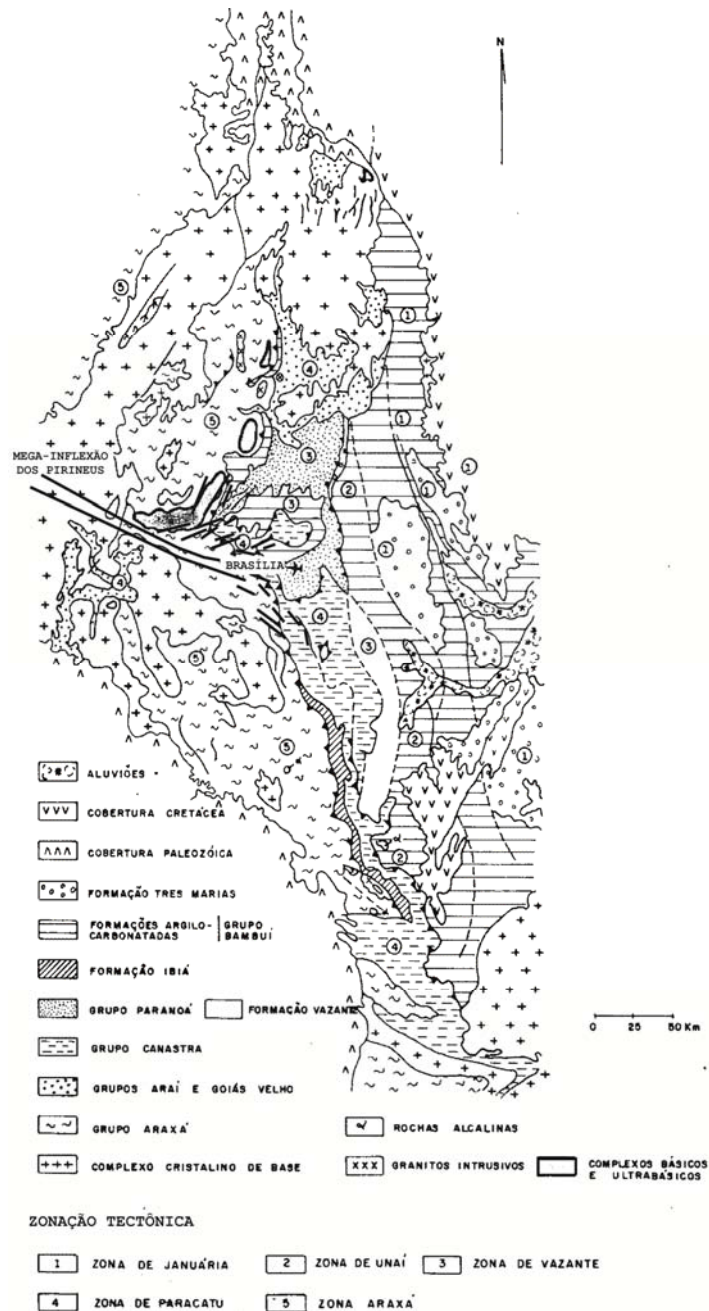


Figura 2.2 – Zonação tectônica sobre a borda ocidental do Cráton São Francisco (modificada de Dardenne 1978b, Araujo-Filho & Kuyumjian 1996).

No norte do DF afloram rochas sedimentares e metassedimentares de composição carbonática e siliciclástica, atribuídas aos grupos Paranoá e Canastra (mesoproterozóicas) e Bambuí do Neoproterozóico. Na região da Fercal, as rochas pelíticas e carbonáticas foram primeiramente consideradas pertencentes ao Grupo Bambuí (Almeida *et al.* 1971) e, posteriormente, ao Grupo Paranoá (figura 2.1; Faria *et al.* 1997).

Considerando a semelhança petrográfica entre as rochas carbonáticas do topo do Grupo Paranoá com as da base do Grupo Bambuí e a ausência de conteúdo fóssilífero significativo, Alvarenga *et al.* (1998, 2008 e 2011) utilizaram estudos de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$), além de razões $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ em calcários dessas sequencias nas regiões do Distrito Federal, São Domingos, Bezerra e Buritis, possibilitando a individualização segura desses dois carbonatos. Valores de $\delta^{13}\text{C}$ entre +0,3‰ e +3,0‰ são encontrados em calcários do Grupo Paranoá, enquanto no Grupo Bambuí, os valores variam de -5,0‰ a +12‰. Razões de $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ são também distintas, variam de 0,7056 a 0,7068 no Grupo Paranoá e 0,7074 a 0,7075 no Grupo Bambuí (Alvarenga *et al.* 2011). Esses resultados permitem o reposicionamento estratigráfico das rochas carbonáticas dessas duas sequencias, incluindo o Grupo Bambuí, na forma indivisa de Subgrupo Paraopeba, no norte do Distrito Federal (figura 2.3; Alvarenga *et al.* 1998, 2008, 2011).

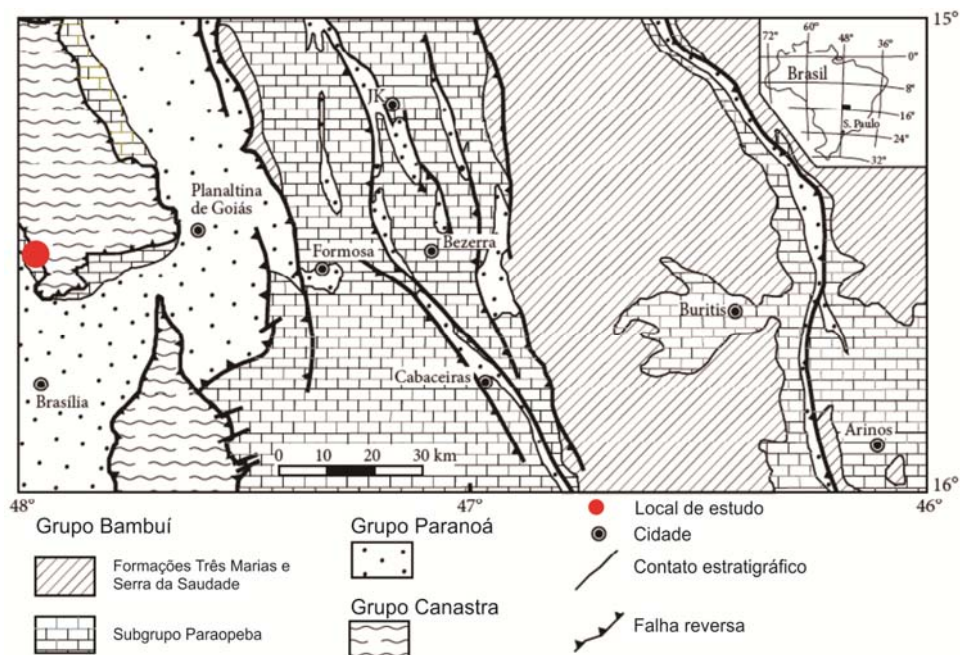


Figura 2.3 - Mapa geológico simplificado com o local de estudo em vermelho (1: 1.000.000, modificado de Alvarenga *et al.* 2011).

Regionalmente, o contato entre os grupos Paranoá – Bambuí é identificado pela discordância ou por diamictitos da Formação Jequitaiá. Entretanto, essas feições não ocorrem na área de estudo, posicionando os pelitos e carbonatos do topo do Grupo Paranoá em contato direto com os carbonatos basais do Grupo Bambuí (Alvarenga *et al.* 2008). Estas rochas são recobertas tectonicamente pelo Grupo Canastra na porção norte do DF e áreas adjacentes de Goiás (Araujo Filho & Faria 1992).

2.1. Grupo Canastra

Composto essencialmente por quartzitos e filitos, em fácies xisto verde, a unidade litoestratigráfica Canastra, foi proposta primeiramente por Barbosa (1955, *in* Freitas-Silva & Dardenne 1994) para a sequência exposta na serra homônima em Minas Gerais. Posteriormente, outros trabalhos, que ampliaram os limites de sua ocorrência para todo o Planalto Central (Barbosa *et al.* 1970, Pereira *et al.* 1994), foram feitos utilizando a definição original, e somente no trabalho de Freitas-Silva & Dardenne (1994) foi feita uma proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra, na qual foram reconhecidas 4 unidades litoestratigráficas bem caracterizadas regionalmente:

- Unidade A ou Formação Morro do Ouro: quartzo – sericita – clorita filitos carbonosos bandados alternando com níveis de meta – arenito quartzoso branco e sericita, clorita e matéria orgânica cinza a preto;

- Unidade B ou Formação Serra da Anta: sericita – quartzo – clorita filito cinza prateado com intercalações de filitos carbonosos, metassiltitos e quartzitos finos;

- Unidade C ou Formação Serra da Urucânia: quartzo – sericita – clorita filito intercalado a quartzitos finos a médios, brancos, geralmente feldspáticos, cujos estratos com estruturas do tipo *hummocky* se alternam a estratos laminados, frequentemente com estratificações cruzadas;

- Unidade D ou Formação Serra da Batalha: ortoquartzitos laminados, com estratificações cruzadas tabulares de pequeno a médio porte, comumente com intercalações de filitos.

Essa proposta foi parcialmente mantida nos trabalhos posteriores, mas com algumas modificações: inclusão da unidade basal Formação Serra do Landim, constituída basicamente por calcifilitos e definida primeiramente por Madalosso & Valle (1978 *in* Rodrigues, 2008); e, reclassificação das formações Morro do Ouro e Serra da Anta como membros da Formação Paracatu e das formações Serra da Ucrânia e Serra da Batalha como membros da Formação Chapada dos Pilões (Dardenne 2000).

Na área de estudo, o Grupo Canastra ocorre de forma indivisa e suas rochas são facilmente identificadas devido ao metamorfismo e à deformação.

2.2. Grupo Paranoá

Inicialmente o termo Paranaú (Andrade Ramos 1956) foi utilizado para designar quartzitos que ocorrem na cachoeira homônima na região de Brasília, sendo posteriormente estendido aos pelitos sotopostos até a região da Chapada dos Veadeiros (Barbosa 1965). Braun (1968) afirmou que as melhores exposições dessa unidade são encontradas na parte sul do município de Alto Paraíso de Goiás e na Serra Nerra, no município de Patrocínio, em Minas Gerais, incluindo-a como formação basal do Grupo Bambuí. Dardenne (1978) retomou a classificação de Branco & Costa (1961, *in*

Dardenne 1978) para o Grupo Bambuí, individualizando as rochas sob denominação de Grupo Paranoá. Baeta (1978) definiu a seção-tipo deste grupo na região de Alto Paraíso, subdividida posteriormente (Dardenne & Faria 1985) em nove litofácies, denominadas da base para o topo informalmente em unidades de A a H.

Faria (1995) redefiniu a seção-tipo na região de Alto Paraíso de Goiás a São João D'Aliação e detalhou sua estratigrafia, cujas unidades foram denominadas da base para o topo pelas letras-código SM (conglomerado São Miguel), R₁ ("metarritmito"), Q₁ ("quartzito" fino a médio), R₂ ("metarritmito"), Q₂ ("quartzito" microconglomerático), S ("metassiltito" argiloso a "metarritmito" argiloso), A ("ardósia"), R₃ ("metarritmito" arenoso) Q₃ ("quartzito" médio) R₄ ("metarritmito" argiloso) e PC (pelito-carbonatada). No mapa geológico atual do Distrito Federal (figura 2.1), feito pelo ZEE-DF (2012), a unidade Q₂ foi denominada MNPPq2 – Quartzitos grossos; S, MNPPs – Metassiltitos; A, MNPPa – Ardósias; R₃, MNPPr3 – Metarritmito arenoso; Q₃, MNPPq3 – Quartzitos médios; R₄, MNPPr4 – Metarritmito argiloso; e PC, MNPPpc – Psamo-pelito carbonatada.

Regionalmente, as principais feições das unidades que ocorrem na área de estudo são:

- Unidade R₃-Q₃: ritmito arenoso, constituído por "metassiltitos e ardósias" intercalados a arenitos finos, brancos, com marcas onduladas assimétricas e estratificações cruzadas tabulares, acanaladas e do tipo espinha de peixe.

- Unidade R₄: ritmito argiloso, composto por siltitos e argilitos intercalados a delgados estratos de arenitos finos rosados a avermelhados, com estruturas do tipo laminações cruzadas, laminações truncadas por ondas e *hummockys*.

- Unidade PC: predominantemente pelítica, formada por "ardósia" cinza e siltitos com lentes carbonáticas que podem conter estruturas algais do tipo estromatólitos colunares e cônicos.

Campos *et al.* (no prelo) propõe estender a seção-tipo para sul, incluindo o norte do Distrito Federal, e formalizar a estratigrafia, da base para o topo, como as formações: Ribeirão São Miguel, Córrego Cordovil, Serra da Boa Vista, Almécegas, Serra do Paranã, Ribeirão Piçarrão, Ribeirão do Torto, Serra da Meia Noite, Ribeirão Contagem, Córrego do Sansão, Córrego do Barreiro, correspondentes às unidades SM, R₁, Q₁, R₂, Q₂, S, A, R₃, Q₃, R₄ e PC, respectivamente (figura 2.4b).

Algumas particularidades são observadas nas exposições do Grupo Paranoá ao longo de sua ocorrência (figura 2.4b). Na região de Bezerra – Cabeceiras (GO), por exemplo, não afloram as unidades da base do grupo, sendo observado como unidade inferior o nível denominado Quartzito Inferior (QI), sobreposto pelo Ritmito Inferior (RI) correlacionáveis respectivamente a Q₃, e R₄. Entretanto, o Nível Arcoseano (NA), persistente sobre RI, não tem correlação com a seção-tipo. Este nível – NA – é sobreposto pelo Ritmito Superior (RS), caracterizado pela presença de níveis glauconíticos, também não registrados em Alto Paraíso, nem no DF, embora contenha estromatólitos cônicos semelhantes aos que ocorrem em PC (Guimarães 1997).

2.3. Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí – exposto nos estados de Minas Gerais, Goiás e Bahia – recebeu essa denominação de Rimann (1917, in Alvarenga & Dardenne 1978) e sua primeira divisão litoestratigráfica foi apresentada por Branco & Costa (1961, in Dardenne 1978), iniciando com um conglomerado basal sobreposto por uma espessa seqüência argilo-carbonatada e terminando com siltitos e arcóseos. Posteriormente, trabalhos de Barbosa (1965) e Braun (1968) incluíram na base a seqüência siliciclástica sotoposta ao conglomerado basal. Dardenne (1978) propôs então a retirada das camadas detríticas abaixo do conglomerado basal definindo a sequencia litoestratigráfica do Grupo Bambuí, da base para o topo, como formações Jequitaí, Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias. Entretanto, observações feitas por Oliveira (1967, in Couto & Bez 1981), confirmadas por dados de Couto & Bez (1981) baseando-se em critérios estratigráficos e paleoclimáticos indicam a Formação Jequitaí como uma unidade separada.

Assim, a divisão litoestratigráfica adotada para o Grupo Bambuí é a proposta por Dardenne (1978), embora diferentes formações, com espessura variável, sejam reconhecidas em ampla área do Brasil Central (figura 2.4c), além de variação quanto à inclusão ou não da Formação Jequitaí (Dardenne 1981, Guimarães *et al.* 1986, Guimarães & Dardenne 1990, Guimarães 1997).

Na área da pesquisa, o Grupo Bambuí é definido como Subgrupo Paraopeba (Alvarenga *et al.* 2011), que compreende de forma indivisa as formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena e Lagoa do Jacaré. Regionalmente, as principais feições dessas unidades são:

- Formação Sete Lagoas: unidade argilo-carbonatada, de coloração variável de roxa, cinza a bege ou esverdeado, formada por folhelhos, margas, dolomitos e calcários, às vezes estromatolíticos, com intraclastos lamelares e/ou oólitos;

- Formação Serra de Santa Helena: pacote predominantemente síltico, contendo arenitos finos, raramente médios. Os arenitos são bem selecionados, em geral orientados segundo o acamamento, particularmente nos níveis ricos em filossilicatos. São constituídos por cerca de 40% de quartzo, 30-40% de feldspato, 10-20% de filossilicatos, que podem atingir até 50%, taxas inferiores a 10% de material não-identificado e grãos líticos, bem como traços de minerais opacos, apresentando frequentemente cimento calcítico. Por microscopia, os filossilicatos identificados são muscovita e clorita, além da illita. As cloritas substituem preferencialmente as biotitas e raros fragmentos líticos identificáveis são constituídos por biotita, clorita, muscovita, quartzo e minerais opacos, ou representam rocha sedimentar pelítica. A deformação de fragmentos por compactação produziu a escassa pseudomatriz (Guimarães 1997 e Guimarães *et al.* 2004).

- Formação Lagoa do Jacaré: unidade predominantemente carbonática, nas cores cinza escuro a preto, é formada por calcários oolíticos e pisolíticos, geralmente fétidos, cristalinos, associados com siltitos e margas.

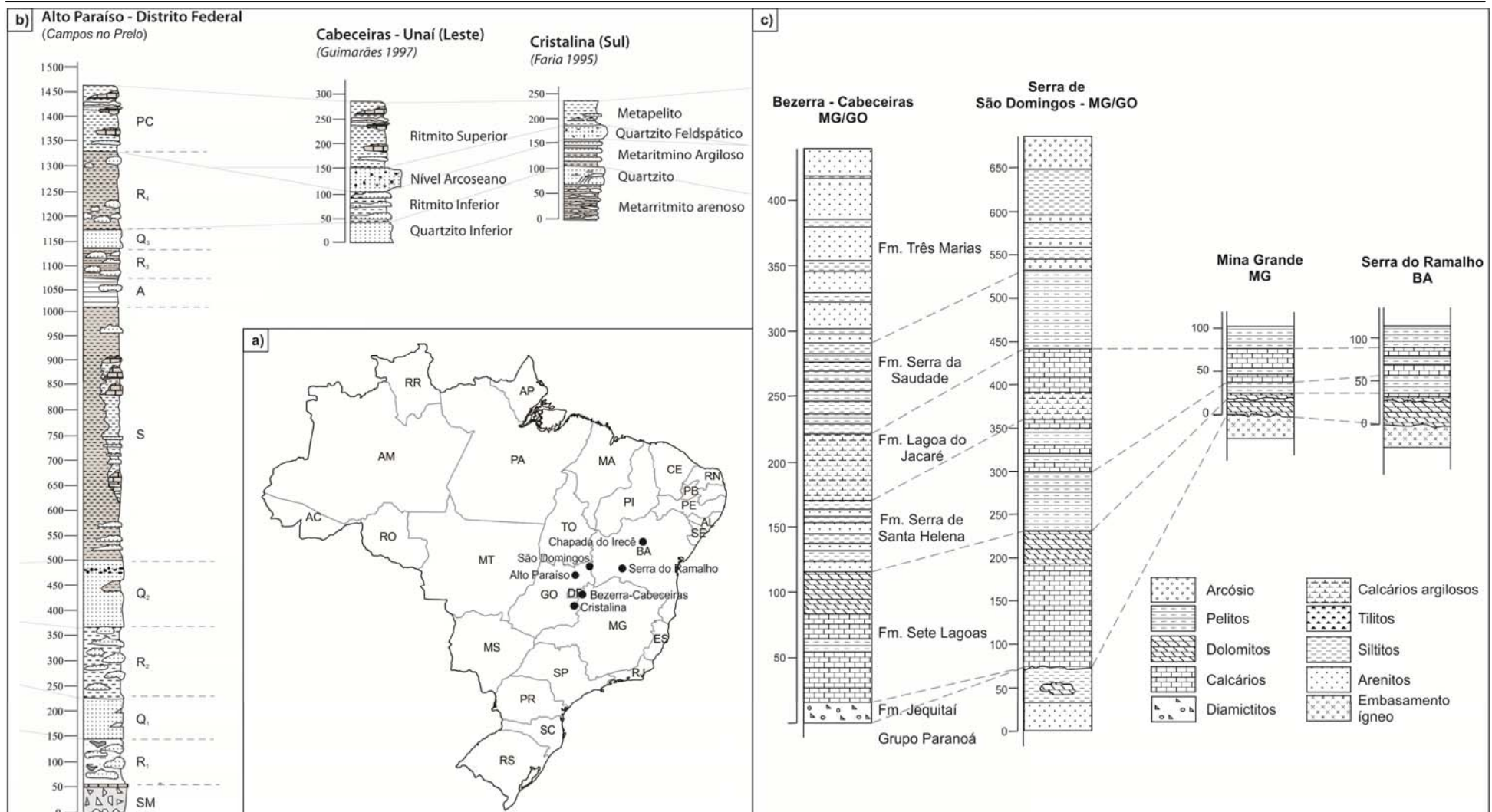


Figura 2.4 – a) Mapa de localização dos empilhamentos litoestratigráficos; Correlações litoestratigráficas: b) Grupo Paranoá nas regiões de Alto Paraíso-Distrito Federal (modificada de Campos *et al.* No prelo), Cabeceiras (Guimarães 1997) e Cristalina (Faria 1995); c) Grupo Bambuí (modificado de Dardenne, 1978a, 2000, Guimarães 1997).

3. MATERIAIS E MÉTODOS

Durante a primeira etapa da pesquisa fez-se o levantamento bibliográfico e a interpretação de fotografias aéreas para definir pontos de interesse para verificação em campo (figura 3.1).

Essa interpretação foi realizada em ambiente SIG (Sistemas de Informações Georreferenciadas), utilizando um mosaico de imagens de satélite do DF com base de referência espacial o Sistema Cartográfico do Distrito Federal – SICAD, georreferenciado para o sistema de coordenadas UTM, zona 23S e datum SAD-69.

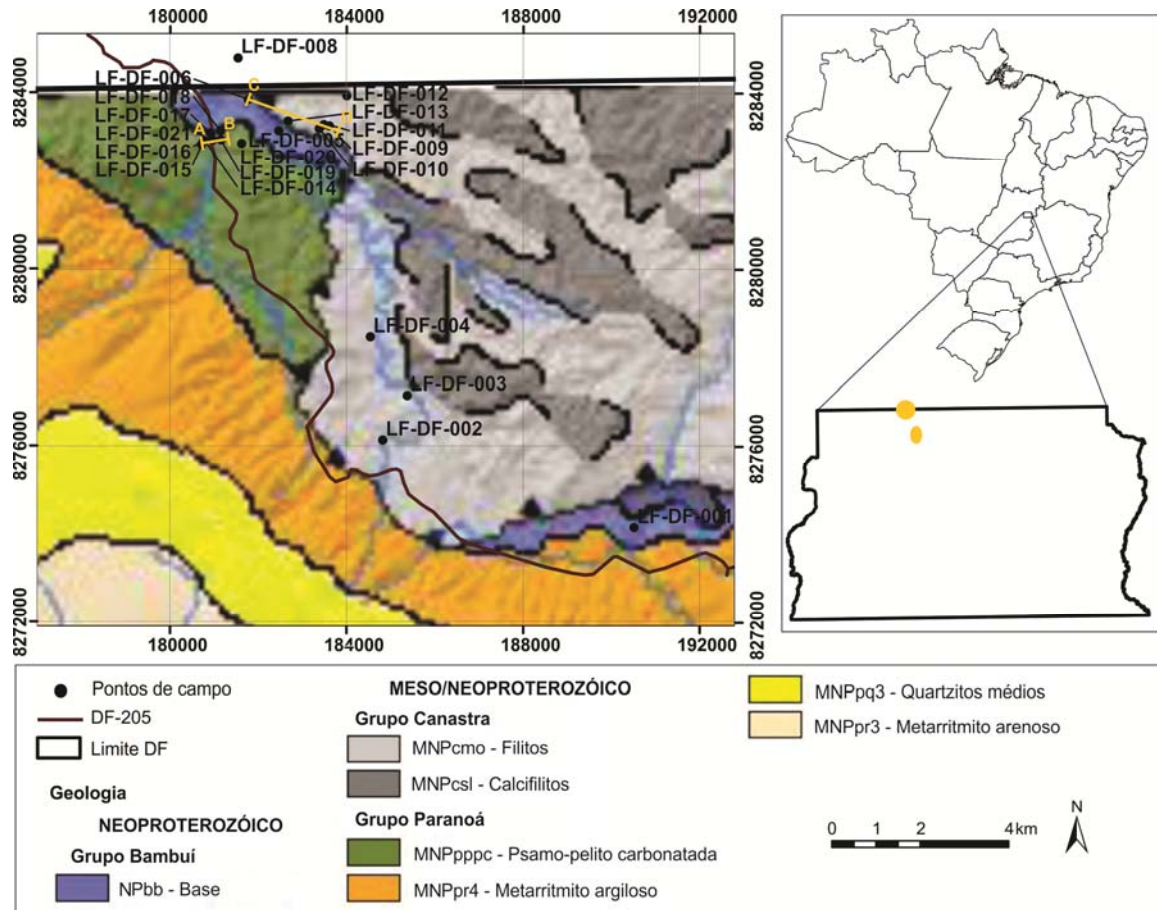


Figura 3.1 – Localização dos pontos plotados sobre o mapa geológico simplificado (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).

De acordo com as descrições dos afloramentos, as amostras foram atribuídas ao Grupo Canastra em razão da foliação metamórfica, e aos grupos Paranoá e Bambuí, conforme o mapa geológico da área, bem como a relação de proximidade com os carbonatos identificados como Subgrupo Paraopeba (figura 2.3, Alvarenga *et al.* 2011). As análises das amostras coletadas (tabela 3.1) foram realizadas nos laboratórios do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB) e correspondem a descrição petrográfica das lâminas delgadas em microscópio de luz transmitida, a análises por difração de raios-x (DRX) e a micro-análises por sonda eletrônica (EPMA).

O empilhamento local consiste, da base para o topo, em pelitos e ritmitos do Grupo Paranoá – perfil AB – (figura 3.2), rochas carbonáticas e pelitos do Grupo Bambuí e, posicionados tectonicamente, os filitos do Grupo Canastra – perfil CD – (figura 3.2).

Tabela 3.1 – Amostras e discriminação das análises feitas. DRX: Difração de raios-x; T: amostra total; N: fração argila; F: fração inferior a 0,2µm; G: solvatada com etileno-glicol; A: aquecida; D: decomposição; EPMA: Micro-análises por sonda eletrônica.

Grupos	Pontos	Coordenadas Zona 23S		Litologia	Descrição Petrográfica		DRX						EPMA	
		UTM E	UTM N		Macroscópica	Microscópica	T	N	F	G	A	D		
Canastra	LF-DF-002	184828	8276121	Calcixisto intemperizado										
	LF-DF-003	185382	8277127	Calcixisto										
	LF-DF-009	183611	8283255	Filito argiloso cinza claro com lâminas brancas	X		X	X	X	X	X			
	LF-DF-009Aclaro	183611	8283255	Filito argiloso branco	X		X	X		X	X	X		
	LF-DF-9Aescuro	183611	8283255	Filito argiloso cinza claro	X		X	X		X	X	X		
	LF-DF-9B	183611	8283255	Filito argiloso cinza claro intemperizado	X		X	X		X	X			
	LF-DF-011	183486	8283285	Quartzo-xisto cinza esbranquiçado	X	X	X	X	X	X	X		X	
	LF-DF-012	184010	8283944	Calcixisto intemperizado em contato com siltito			X	X		X	X	X		
	LF-DF-013	182681	8283363	Calcixisto intemperizado em contato com siltito										
Paranoá	LF-DF-001.1	190515	8274122	Ritmito pelítico roxo laminado	X		X							
	LF-DF-001.2	190515	8274122	Ritmito pelítico roxo intemperizado	X		X							
	LF-DF-004.1	184551	8278443	Siltito cinza esverdeado e roxo avermelhado laminado	X	X	X	X	X	X	X			
	LF-DF-004.2	184551	8278443	Siltito cinza esverdeado com lentes argilosas	X		X	X		X	X	X		
	LF-DF-004.2alt	184551	8278443	Siltito cinza esverdeado intemperizado	X		X	X		X	X			
	LF-DF-014	180720	8282829	Siltito intemperizado										
	LF-DF-015	180754	8282892	Arenito fino cinza claro	X		X	X		X	X	X		
	LF-DF-016.1	180778	8282908	Ritmito arenoso	X	X	X	X		X	X	X	X	
	LF-DF-016.2	180778	8282908	Folhelho preto	X		X	X		X	X	X		
	LF-DF-016.3	180778	8282908	Arenito muito fino cinza	X		X	X		X	X	X		
	LF-DF-016.4	180778	8282908	Ritmito arenoso	X	X	X	X	X	X	X	X	X	
	LF-DF-016.5	180778	8282908	Ritmito arenoso intemperizado	X		X	X		X	X			
	LF-DF-017.1	180925	8283091	Siltito roxo laminado	X		X	X		X	X	X		
	LF-DF-017.2	180925	8283091	Siltito roxo laminado	X		X	X		X	X	X		
LF-DF-017.3	180925	8283091	Siltito roxo laminado	X	X	X	X	X	X	X	X	X		
LF-DF-017B	180925	8283091	Siltito roxo laminado	X		X	X		X	X	X			

Grupos	Pontos	Coordenadas Zona 23S		Litologia	Descrição Petrográfica		DRX					EPMA
		UTME	UTMN		Macroscópica	Microscópica	T	N	F	G	A	
Paranoá	LF-DF-018.1	181150	8283146	Siltito roxo laminado com lentes arenosas brancas	X		X	X	X	X	X	
	LF-DF-018.2	181150	8283146	Siltito roxo laminado com lentes arenosas brancas	X		X	X	X	X	X	
	LF-DF-018B.1	181150	8283146	Lentes arenosas brancas	X		X	X	X	X	X	
	LF-DF-018B.2	181150	8283146	Lentes arenosas brancas alteradas por intemperismo	X		X	X	X	X	X	
	LF-DF-019	181159	8282936	Ritmito arenoso cinza esverdeado intemperizado			X	X	X	X	X	
	LF-DF-020	181630	8282853	Ritmito arenoso cinza esverdeado intemperizado								
	LF-DF-021.1	180975	8282931	Arenito muito fino roxo laminado	X		X	X	X	X	X	
	LF-DF-021.2	180975	8282931	Arenito muito fino roxo laminado	X		X	X	X	X	X	
Subgrupo Paraopeba	LF-DF-005	182460	8283116	Calcário cinza escuro	X		X	X	X	X		
	LF-DF-005.1	182464	8283144	Calcário cinza escuro	X							
	LF-DF-006	181773	8283864	Siltito cinza esverdeado com capa de alteração intempérica	X	X	X	X	X	X	X	X
	LF-DF-006.1	181773	8283864	Siltito roxo	X	X	X	X	X	X	X	X
	LF-DF-006.2	181773	8283864	Siltito cinza esverdeado	X	X	X	X	X	X	X	X
	LF-DF-008	181552	8284793	Calcário cinza escuro								
	LF-DF-010	183383	8283196	Siltito cinza esverdeado laminado com capa de alteração intempérica	X		X	X	X	X	X	
	LF-DF-10A	183383	8283196	Siltito cinza esverdeado laminado	X		X	X	X	X	X	X

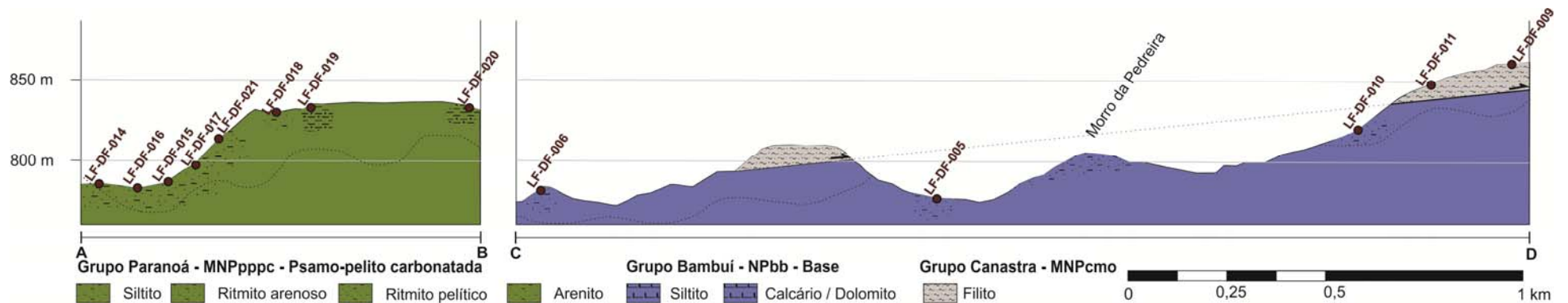


Figura 3.2 – Esboço do perfil litológico local com a localização dos pontos.

3.1. Petrografia

No norte do DF predominam as rochas siliciclásticas, embora ocorram também rochas carbonáticas. Dentre as siliciclásticas, há pelitos, e arenitos, que variam de muito fino a grosso. Por serem mais ricos em argilominerais, os pelitos foram selecionados para as análises laboratoriais, tendo em vista a finalidade do trabalho de interpretar as condições diagenéticas com base na caracterização dos argilominerais.

As lâminas delgadas foram feitas no Laboratório de Laminação do IG/UnB possibilitando a descrição microscópica da textura geral, das estruturas sedimentares e dos constituintes detríticos e neoformados.

3.2. Difração de raios-x (DRX)

Foram feitas análises por DRX de amostras de rocha total, de fração argila (<2 μm) e de fração inferior a 0,2 μm , segundo rotina de preparação do Laboratório de Difração de Raios-X (LDRX/IG/UnB). Para as análises de rocha total, a amostra foi pulverizada e compactada a seco sobre lâmina de vidro. A fração argila foi obtida a partir do sobrenadante resultante da dispersão da amostra pulverizada em água destilada seguida de centrifugação a 750 rpm por 7 minutos. Esse sobrenadante foi então centrifugado por 30 minutos a 3000 rpm para decantar a fração menor que 2 μm . As amostras da fração inferior a 0,2 μm foram obtidas a partir do sobrenadante resultante do tratamento da amostra pulverizada. Esta foi dispersada em solução de pirofosfato de sódio com concentração de 0,003g/ml e, posteriormente desagregada no ultrassom da marca HIELSHER modelo UP400S, com um ciclo e amplitude da onda de 50% durante 4 minutos. Em seguida centrifugou-se sob 2400 rpm por 35 minutos (Jackson 1969), obtendo-se o sobrenadante, que foi então submetido novamente a centrifugação sob 3500 rpm por 35 minutos para decantar a fração inferior a 0,2 μm . Após a decantação das amostras de fração argila e fração inferior a 0,2 μm , foram preparadas as lâminas orientadas pela técnica do esfregaço e secas ao ar.

As amostras foram analisadas no equipamento de marca RIGAKU modelo ULTIMA IV com o detector de alta sensibilidade (DETEX), operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob voltagem de 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto, passos de 0,05°, no intervalo de $2\theta = 3^\circ$ a 80° e configuração das fendas de Soller (S): 2/3 deg, divergente (fd): 10 mm e receptora (fr): 0,3 mm (figura 3.3).

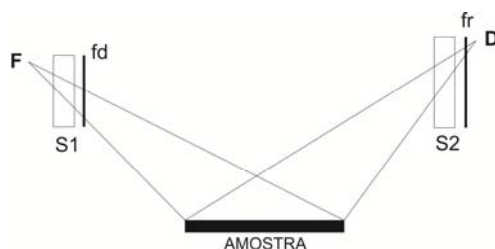


Figura 3.3 - Representação esquemática da geometria do difratômetro: F: origem do feixe de raios-x; D: detector; S: fendas de Soller; fd: fenda divergente, fr: fenda receptora.

Além dessas análises, quando necessário para auxiliar na identificação mineralógica, as lâminas de fração argila foram solvatadas com etileno-glicol e, posteriormente, aquecidas em estufa por 3 horas a 490°C. As condições de análise no equipamento de DRX foram as mesmas realizadas para as análises da amostra total, porém no intervalo de $2\theta = 3^\circ$ a 40° .

A identificação dos minerais foi feita com o auxílio do programa JADE 9.0, base WINDOWS, com banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC), produzido pelo International Center for Diffraction Data – ICDD.

Além da interpretação dos constituintes por DRX, foi determinada a largura a meia altura (FWHM) da reflexão $d(001)$, $\sim 10\text{\AA}$, posicionada em $2\theta \sim 9^\circ$, com a finalidade de obter o Índice de Cristalinidade da Ilita (ICI) nos difratogramas da fração argila. Visto que os valores de $d(001)$ das micas e da ilita se sobrepõem em $2\theta \sim 9^\circ$ e visando a comparação dos difratogramas das lâminas secas ao ar e daquelas solvatadas com etileno-glicol, utilizou-se o *software* DECOMPXR (Lanson 1990 *in* Lanson 1997; Lanson & Champion 1991; Lanson & Besson 1992; Lanson & Velde 1992) para decompor essa reflexão conforme os procedimentos descritos por Lanson (1997). Além de discriminar ilita e muscovita, esse *software* fornece os valores FWHM.

Vários estudos de ICI, resumidos em Kisch (1990), mostraram resultados variados conforme o preparo das amostras e as condições de análise. Assim, durante a reunião do Projeto 294 “Very low Grade Metamorphism” discutiu-se a necessidade de padronizar os métodos para determinar o ICI e sugerindo-se várias recomendações desde o preparo da amostra até os limites de FWHM para a anquizona (Kisch 1991).

Uma das observações foi que análises por DRX sob velocidade de $0,5^\circ/\text{minuto}$ têm as reflexões mais estreitas do que aquelas feitas em velocidades iguais ou superiores a $2^\circ/\text{minuto}$ (Kisch 1991), que é o procedimento padrão do LDRX/IG/UnB. Portanto, para avaliar a influência da velocidade da varredura sobre a largura das reflexões nos difratogramas, três amostras de fração argila e seis amostras solvatadas com etileno-glicol foram analisadas também sob velocidade de $0,5^\circ/\text{minuto}$.

3.3. Micro-Análises por Sonda Eletrônica (EPMA)

As lâminas delgadas, polidas e metalizadas com carbono, foram analisadas no equipamento JEOL modelo JXA-8230 do Laboratório de Microsonda Eletrônica (LEPMA/IG/UnB). As condições de análise foram: voltagem de 15kV e corrente de 1,5 mA; tempo de contagem de 10 a 20 segundos conforme o elemento e o foco de aproximadamente $1\ \mu\text{m}$. Foram dosados os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca, Na e K, sendo o ferro assumido como Fe^{3+} .

Os resultados das análises, dados em porcentagem de óxidos, foram recalculados, considerando o total de 44 cargas negativas, para a obtenção da fórmula estrutural de micas e ilita.

Foram aceitas como análises válidas aquelas compatíveis com as formulas ideais de micas e illitas. Por fórmula unitária, na mica, os valores de Si variam entre 6,0 e 6,4; a soma do octaedro varia de 3,8 a 4,0; e, a soma de álcalis é próxima a 2,0. Já na illita, os valores de Si são mais altos, até um limite em torno de 7,2; a soma do octaedro varia de 3,5 a 4,0, sendo que o Al é maior que 3,0; e, a soma de álcalis é inferior a 2,0, até 1,7.

A interpretação dos dados foi feita com o auxílio de diagramas binários e ternários produzidos no *software* PETROGRAPH (Petrelli *et al.* 2005).

4. RESULTADOS

Primeiramente, as amostras foram caracterizadas segundo descrições macro e microscópicas em lâmina delgada (anexo I). Posteriormente, análises de difração de raios-x possibilitaram a determinação composicional, incluindo medidas de índice de cristalinidade da illita utilizando a decomposição de DRX. Finalizando, análises de microsonda eletrônica possibilitaram estabelecer a química mineral das micas e illitas. As siglas dos minerais utilizadas ao longo do texto foram as propostas por Kretz (1983; tabela 4.1).

Tabela 4.1 – Siglas dos minerais modificadas de Kretz (1983).

Sigla	Mineral
Chl	clorita
Ill	illita
Kfs	feldspato potássico
L	fragmento lítico
Ms	muscovita
Op	material opaco
Pl	plagioclásio
Qtz	quartzo
Zrn	zircão

4.1. Petrografia

Foram identificadas nas rochas pelíticas estruturas deposicionais e pós-deposicionais, assim como a composição detrítica e transformações diagenéticas/metamórficas/tectônicas.

Todas as amostras estudadas (tabela 3.1), pertencentes aos grupos Canastra, Paranoá e Bambuí (figura 3.2), são compostas por grãos bem selecionados, com tamanho de argila a areia fina. Os espaços intersticiais contêm massas argilosas e agregados de grãos de quartzo microcristalino. Palhetas de illita orientadas ortogonalmente foram interpretadas como alteração de grãos de feldspato (Morad & Aldahan, 1987; Dickinson, 1970). As massas finas intersticiais sem forma definida foram discriminadas como pseudomatriz, segundo a classificação de Dickinson (1970). Além disso, matéria orgânica, minerais opacos e óxidos/hidróxidos de Fe foram discriminados como materiais opacos.

Grupo Canastra

Na região norte do DF, o Grupo Canastra ocorre de forma indivisa. É representado por filitos, calcixistos e quartzo-xistos, aflorantes geralmente em leitos de drenagens, ou fortemente intemperizado, associado a crostas e concreções lateríticas, nos topos planos de restos de superfície de aplanamento.

A foliação metamórfica, evidenciada em afloramentos, é comum nessas rochas. Os filitos (figura 4.1) têm coloração cinza claro, com lamelas brancas; os calcixistos são muito alterados para

uma massa argilosa branca; e, os quartzo-xistos (figura 4.2) também são cinza claro com intercalação de metapelito verde.



Figura 4.1 – Filito (LF-DF-009) cinza claro com lamelas brancas e alteração rosa.



Figura 4.2- Quartzo-xisto (LF-DF-011) cinza esbranquiçado com capa de alteração rosa claro.

Em lâmina (figuras 4.3 a 4.6), o quartzo-xisto tem extinção ondulante e é constituído por quartzo (60%), fragmentos líticos (13%), feldspato potássico (8%), plagioclásio (2%), muscovita/ilita (3%), materiais opacos (2%) e pseudomatriz (12%).

Dentre os grãos de quartzo, predominam os monocristalinos, ocorrendo também grãos policristalinos (figura 4.3). Ambos são angulosos, com extinção ondulante e, localmente ocorrem com microfaturas, comumente preenchidas por argilominerais e materiais opacos (figura 4.4). Além disso, há lâminas milimétricas, com textura microgranular, compostas por grãos de quartzo, localmente cortadas por fraturas preenchidas por quartzo (figura 4.5). Os fragmentos líticos correspondem a grãos compostos por quartzo microcristalino (5%) e grãos amarronzados compostos por argilominerais não identificados (8%; figura 4.6). Os grãos de feldspato potássico são subarredondados, têm a geminação em xadrez e, frequentemente a borda serrilhada por alteração ou estão bastante alterados com palhetas de ilita dispostas ortogonalmente, indicando provável recristalização em planos de geminação e clivagem (figura 4.6). Os de plagioclásio são angulosos a

sub-arredondados e tem a geminação da albita. A muscovita geralmente ocorre como lamelas encurvadas. A ilita ocorre localmente como cimento assim como materiais opacos, identificados por DRX como lepidocrocita e hematita.

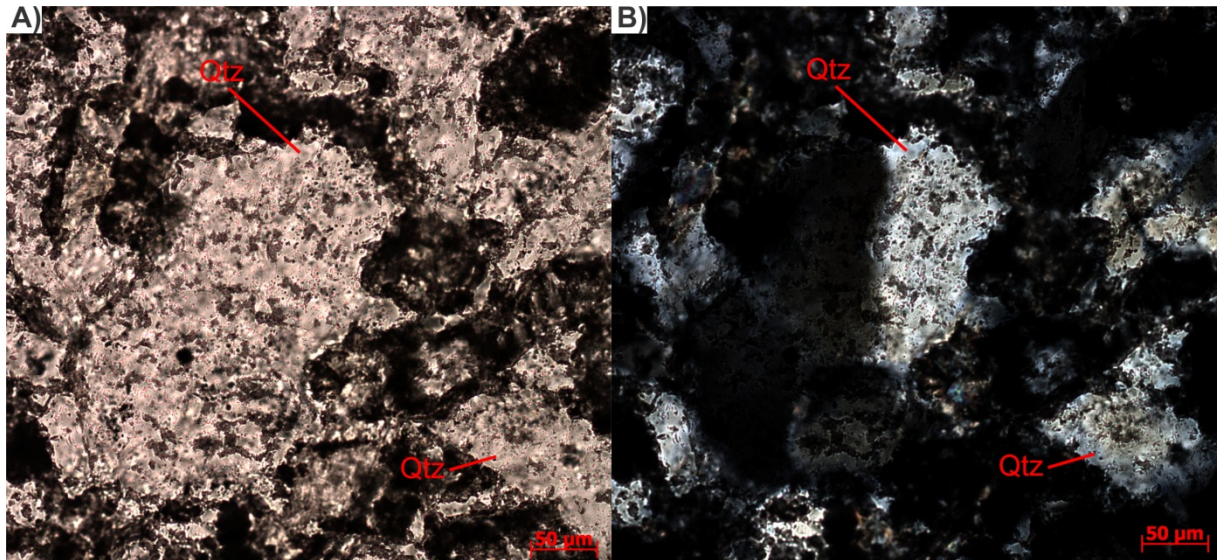


Figura 4.3 – Quartzo-xisto (LF-DF-011). Grão de quartzo monocristalino no canto inferior direito e policristalino no centro. A) nicóis paralelos e B) nicóis cruzados.

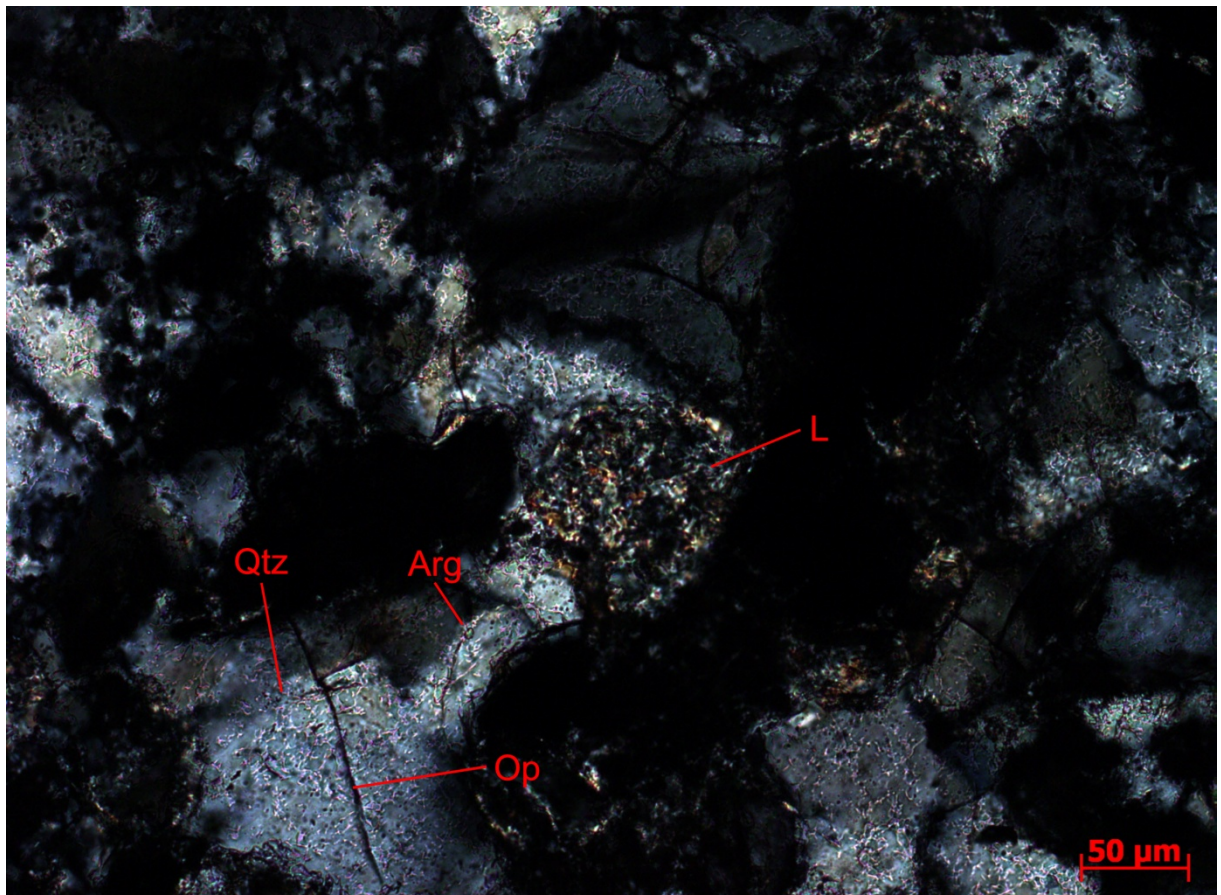


Figura 4.4 – Quartzo-xisto (LF-DF-011). Quartzo microfraturado com óxidos/hidróxidos de Fe e argilominerais preenchendo a microfratura (nicóis cruzados). Arg: argilomineral não identificado; L: fragmento lítico; Qtz: quartzo; Op: material opaco.

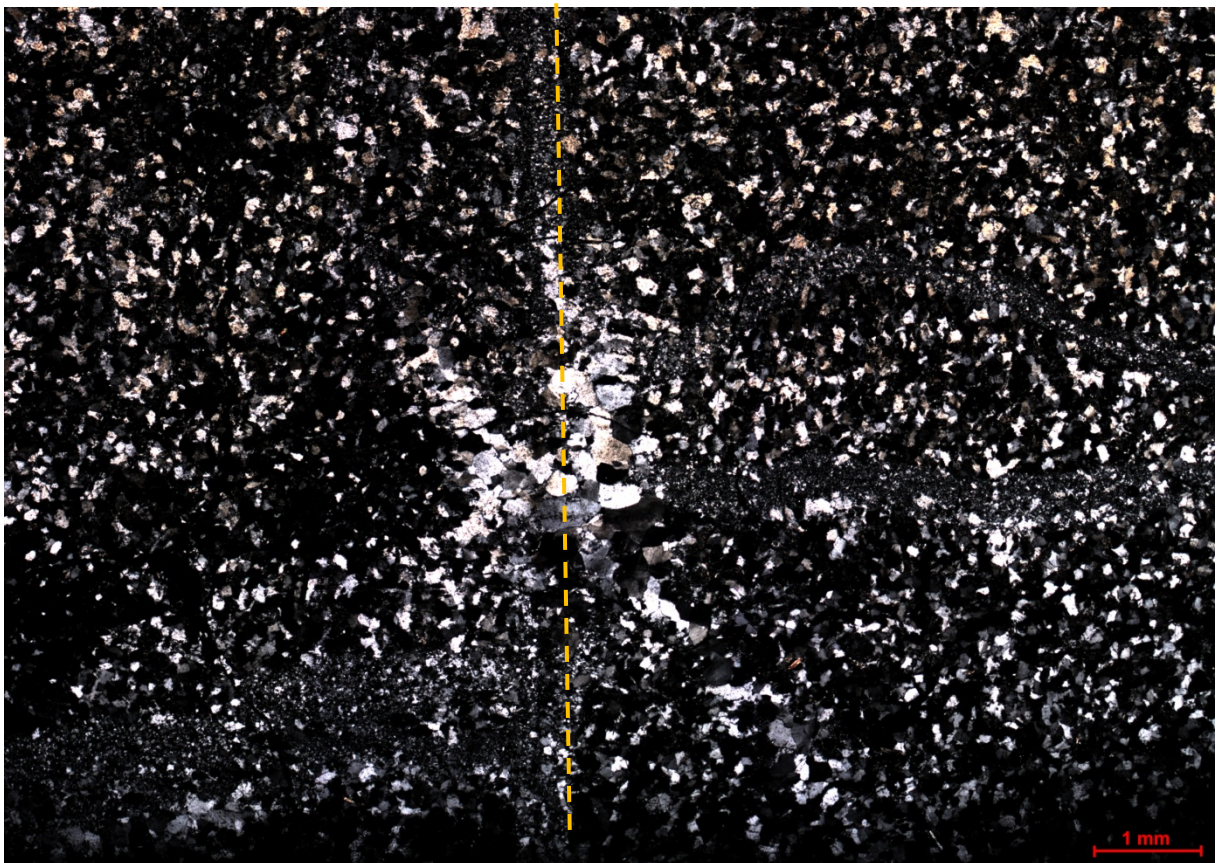


Figura 4.5 – Quartzo-xisto (LF-DF-011). Lâminas com textura microgranular, compostas por quartzo, cortadas por microfalha (linha amarela tracejada) preenchida por quartzo (nicóis cruzados).

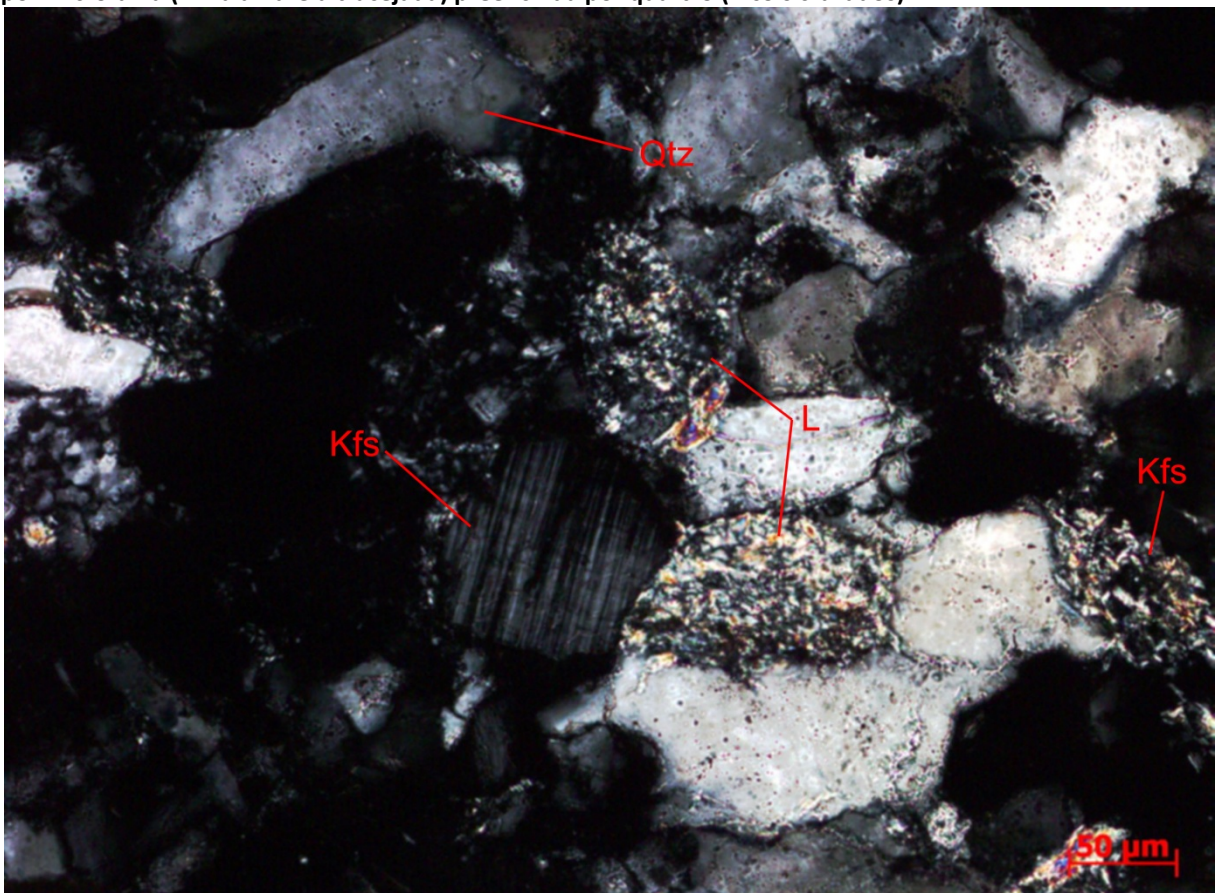


Figura 4.6 - Quartzo-xisto (LF-DF-011). Feldspato potássico sub-arredondado com maclas em xadrez, feldspato potássico muito alterado com lamelas de illita ortogonais e fragmentos líticos alterados para massas de argila não identificada (nicóis cruzados). Kfs: feldspato potássico; L: fragmento lítico; Qtz: quartzo.

Grupo Paranoá

Apenas as unidades de topo do Grupo Paranoá, correspondentes a R₄ e PC (Faria, 1995), ocorrem na região e são representadas por arenitos, siltitos e ritmitos, indefinidos quanto às unidades.

Os arenitos têm a granulação variável, de muito fino a grosso, ocorrem nas cores roxa e cinza claro, geralmente maciços (figura 4.7A), mas também laminados (figura 4.7B).

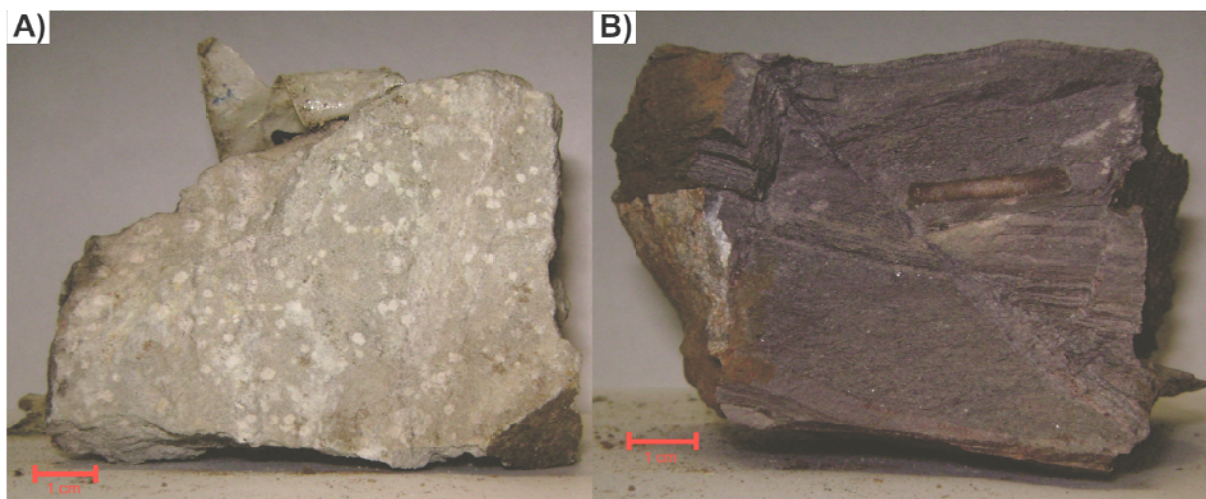


Figura 4.7 - Arenitos: A) branco maciço (LF-DF-015); B) roxo laminado (LF-DF-021.1).

Os siltitos (figura 4.8) são roxos ou cinza esverdeados, frequentemente laminados e, localmente, contém lentes arenosas ou argilosas.

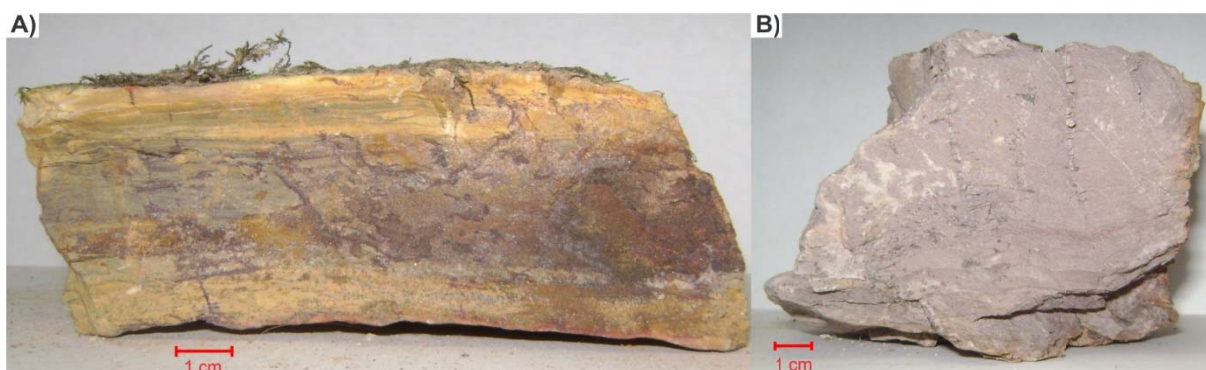


Figura 4.8 – A) Siltito cinza esverdeado laminado com lentes argilosas nas cores roxa e amarelo, por intemperismo (LF-DF-004.1); B) Siltito roxo, laminado (LF-DF-017.3).

Analisados em lâminas delgadas, os siltitos, de granulação silte e areia muito fina, contem também lentes submilimétricas argilosas. Geralmente, os grãos não têm orientação preferencial sendo a laminação definida pela orientação paralela das lamelas micáceas e lâminas de materiais opacos. Localmente, as lamelas micáceas ocorrem encurvadas (figura 4.9).

Os contatos entre os grãos são plano, côncavo-convexo e, localmente, suturado. O cimento ocorre como crescimento secundário sobre grãos de quartzo e preenchimento parcial em volta dos grãos, com recristalização de biotita, muscovita/ilita e material opaco.

Os minerais constituintes dos siltitos são quartzo, fragmentos líticos, feldspato potássico, plagioclásio, muscovita/ilita, biotita, material opaco e pseudomatriz (tabela 4.2). As lentes argilosas

são formadas predominantemente por matriz sustentando grãos (granulação silte) de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, muscovita/ilita, biotita e material opaco (tabela 4.2).

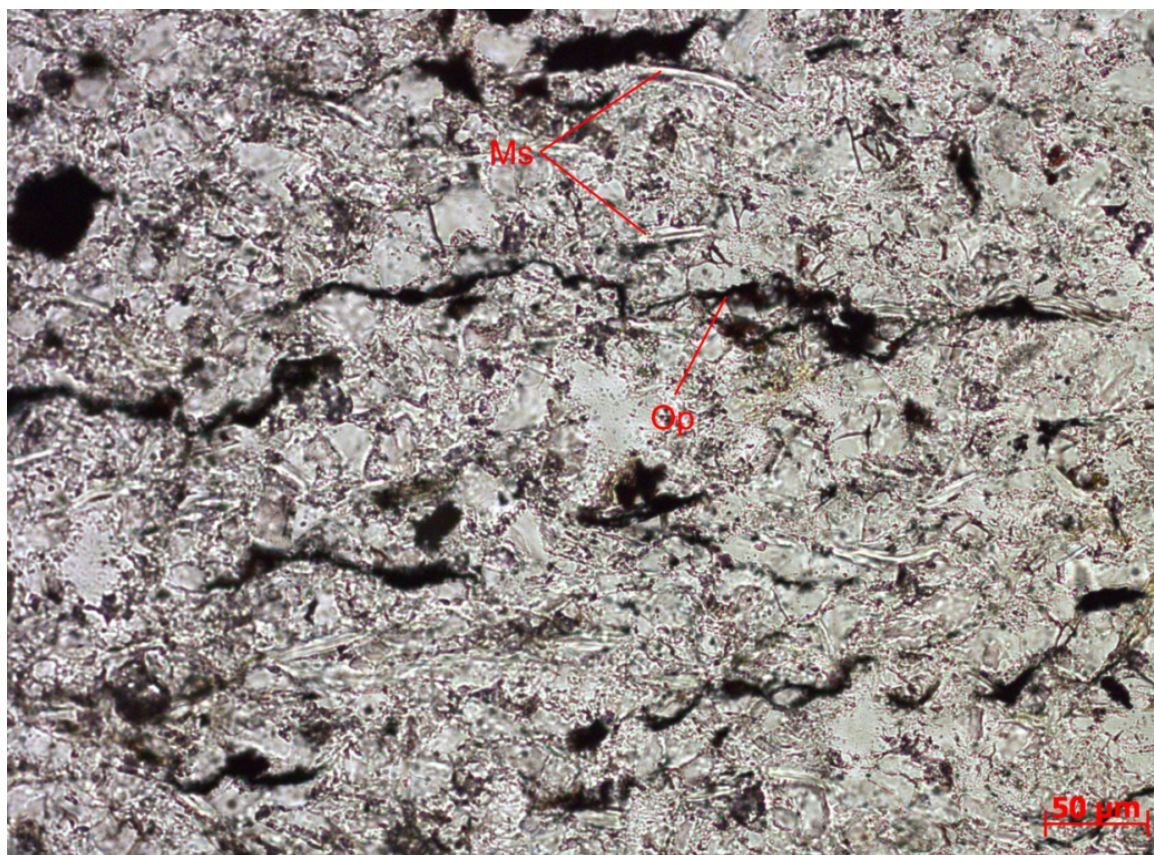


Figura 4.9 – Siltito roxo (LF-DF-017.3). Orientação paralela das lamelas de muscovita detrítica e de materiais opacos. Notar encurvamento local das lamelas de muscovita (nicóis paralelos). Ms: muscovita; Op: material opaco.

Tabela 4.2 – Minerais constituintes dos siltitos e ritmitos do Grupo Paranoá, em porcentagem. Qtz: quartzo; Kfs: feldspato potássico; Pl: plagioclásio; Ms: muscovita; Ill: ilita; Bt: biotita; L: fragmentos líticos; Op: materiais opacos; PM: pseudomatriz.

Litotipo	Qtz	Kfs	Pl	Ms/Ill	Bt	Chl	L	Op	PM
Siltito	27 - 38	17 - 18	<1	5 - 12	4 - 7	-	6 - 12	1 - 10	15 - 25
Lentes argilosas	13 - 17	<1 - 4	<1 - 2	7 - 18	2 - 3	-	-	6 - 10	±60*
Ritmito									
Lâminas siltico-arenosas	40 - 45	12 - 15	5 - 6	8 - 10	2 - 3	<1	7 - 8	±2	15 - 20
Lâminas argilosas	5 - 10	-	-	<1 - 5	<1 - 5	-	-	30 - 35	50 - 60*

*: discriminada na tabela como pseudomatriz, mas refere-se à matriz deposicional na lente argilosa.

Os grãos de quartzo detrítico são monocristalinos, sub-arredondados, com extinção levemente ondulante. Os grãos de feldspato potássico são sub-angulosos/sub-arredondados, e podem ocorrer intensamente alterados, com lamelas de ilita dispostas ortogonalmente, indicando provável recristalização em planos de geminação e clivagem (figura 4.10), mas também preservados, com a macla em xadrez. Os grãos de plagioclásio são sub-angulosos a arredondados e têm a geminação da albita. A muscovita ocorre como lamelas encurvadas e com orientação paralela ao acamamento assim como material opaco (figura 4.9) e lamelas de biotita, que geralmente estão cloritizadas ou substituídas por material opaco. A ilita pode ocorrer como cimento, preenchendo

parcialmente o espaço entre os grãos, ou associada a grãos de quartzo microgranulares, interpretados como produto de alteração do feldspato precursor e discriminada como pseudomatriz. Hematita e goethita foram identificados por DRX. Os fragmentos líticos são sub-angulosos a sub-arredondados, correspondendo a grãos compostos por quartzo microcristalino e outros compostos por argilominerais não identificados.

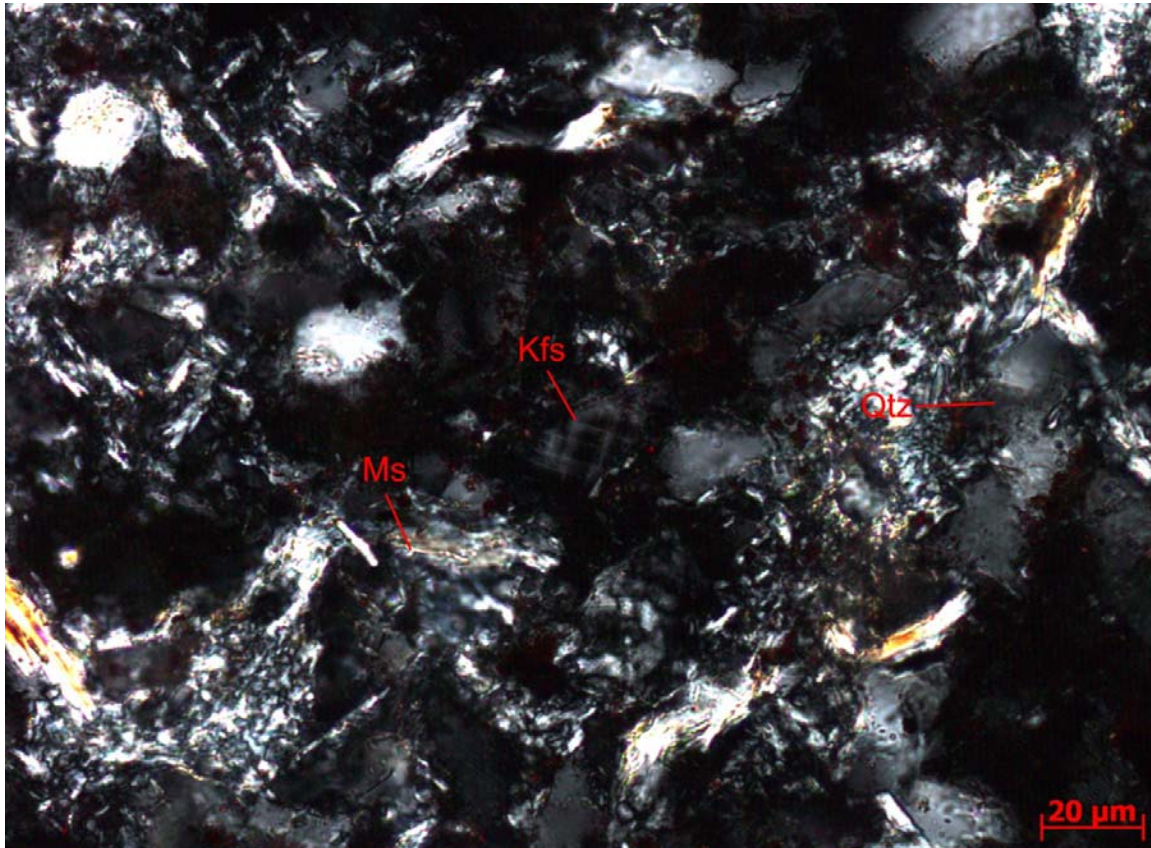


Figura 4.10 – Siltito roxo (LF-DF-017.3). Feldspato potássico com macla em xadrez preservada. Pseudomatriz formada por agregados de quartzo microcristalino, lamelas de ilita orientadas perpendicularmente, e por argilominerais não-identificados (nicóis cruzados). Kfs: feldspato potássico; Ms: muscovita; Qtz: quartzo.

No local da pesquisa são identificados 2 tipos de ritmo: ritmo pelítico e ritmo arenoso, sendo que o arenoso compreende intercalações de arenito e siltito e de arenito e folhelho (figura 4.11). As camadas de granulação mais fina variam entre as cores roxa, cinza esverdeado e preto, enquanto as camadas de granulação mais grossa geralmente são roxas ou cinza. Comumente as rochas estão alteradas, cuja capa de alteração ocorre na cor amarelo forte.

Macroscopicamente os ritmos formados por intercalação de arenito e folhelho são laminados, assim como os siltitos (figura 4.11). Em lâmina delgada a laminação é definida pelas lâminas argilosas (figura 4.12) e pela orientação paralela de filossilicatos no arenito, formado por grãos de granulação silte a areia fina definindo também acamamento microgradacional. No folhelho, os minerais das lâminas argilosas ocorrem localmente imbricados, formando a foliação S – C (figura 4.13).

Assim como os siltitos, as lâminas de arenito são compostas por quartzo, fragmentos líticos, feldspato potássico, plagioclásio, muscovita/ilita, biotita, material opaco e pseudomatriz; os contatos

dos grãos são plano, côncavo-convexo e, localmente, suturado; e o cimento ocorre como crescimento secundário sobre grãos de quartzo (figura 4.14) e preenchimento parcial em volta dos grãos, com recristalização de biotita, muscovita/ilita e material opaco. Além disso, nos ritmitos ocorrem localmente finas lamelas de clorita (tabela 4.2) com orientação caótica em relação à laminação (figura 4.15).

Os grãos de quartzo, feldspato potássico, plagioclásio, muscovita e ilita ocorrem de forma semelhante aos siltitos, mas os fragmentos líticos dos ritmitos são arredondados e correspondem geralmente a argilitos/siltitos (figura 4.16).



Figura 4.11 – Ritmito arenoso (LF-DF-016) – intercalação de arenito e folhelho – laminado e com capa de alteração superficial.

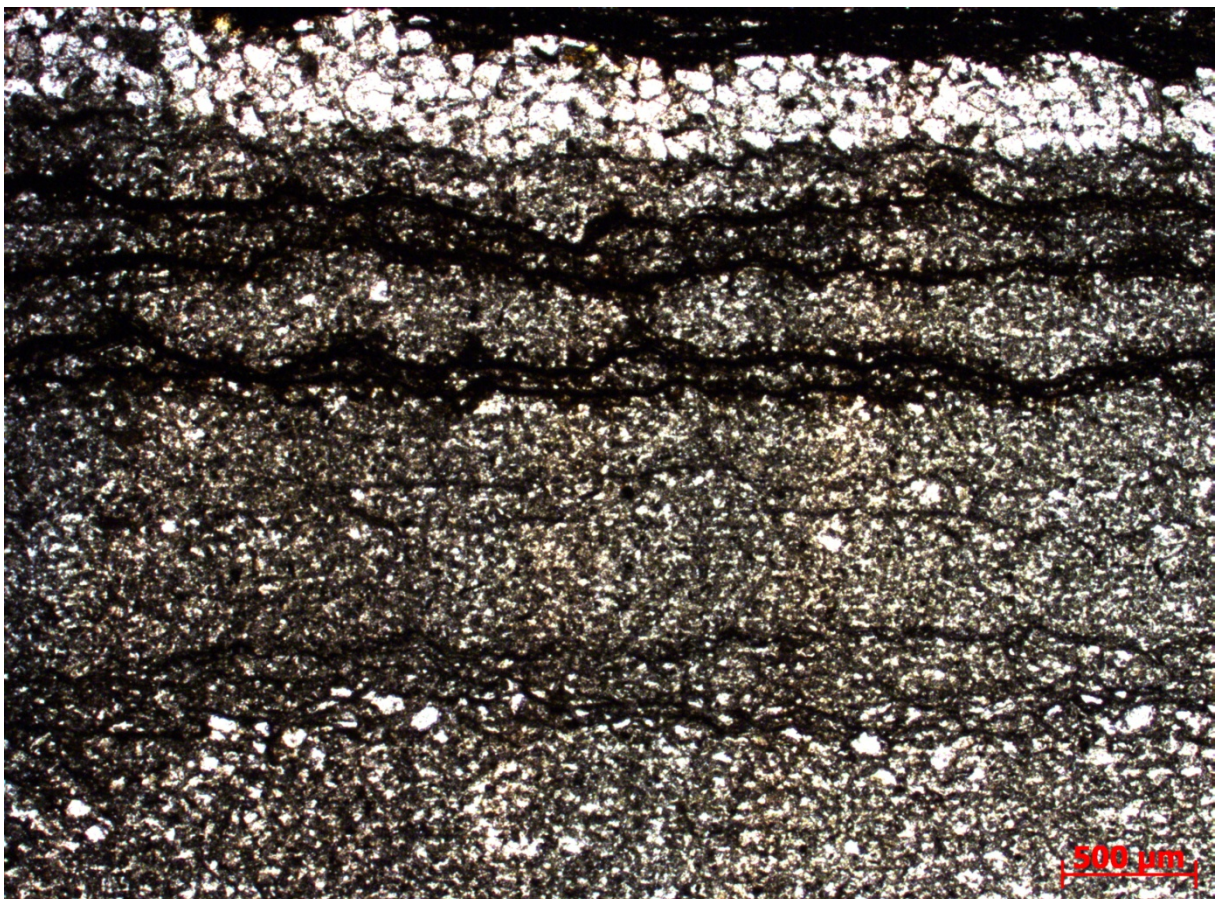


Figura 4.12 – Ritmito arenoso (LF-DF-016.1) em lâmina delgada. Lâminas de arenito muito fino intercalado com folhelho, constituindo o ritmito. Notar laminação (nicóis paralelos).

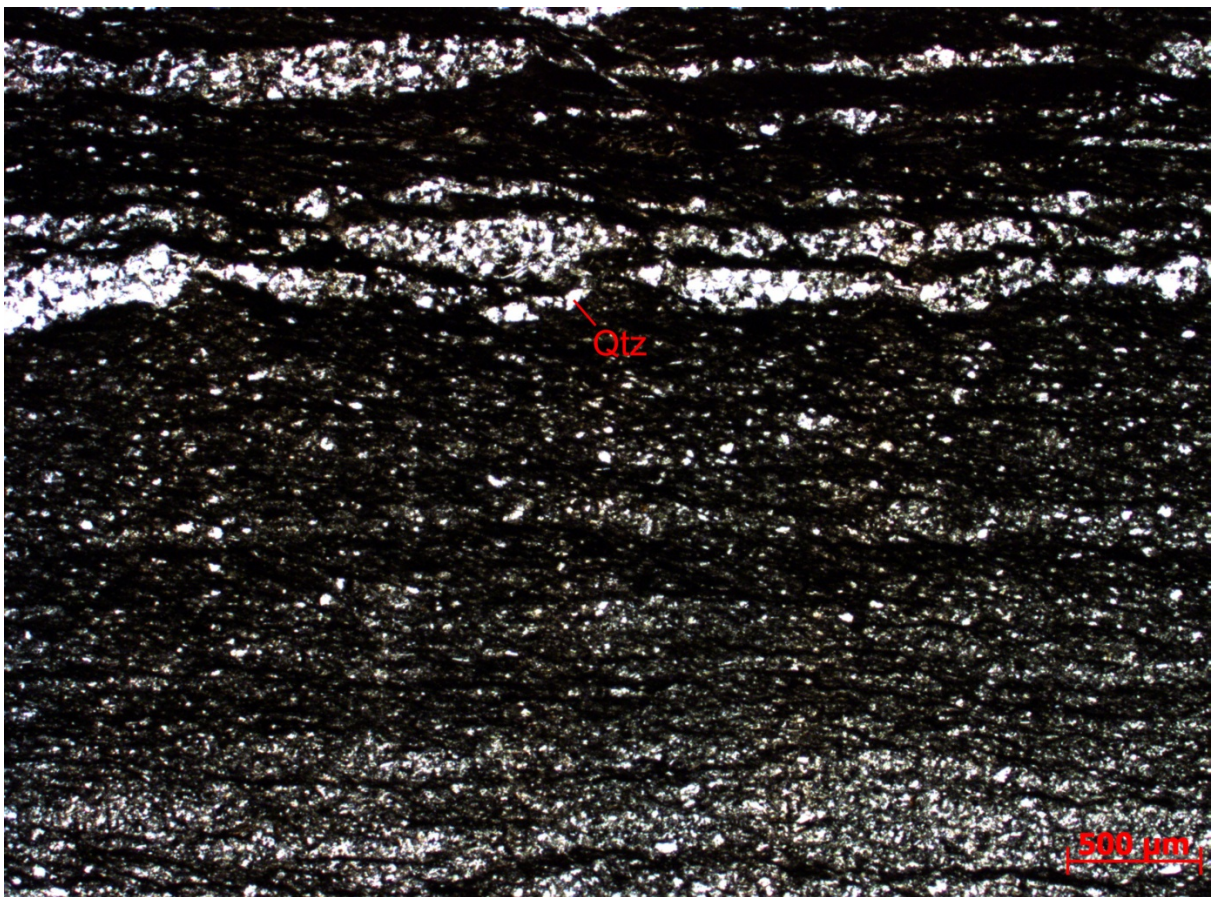


Figura 4.13 - Ritmito arenoso (LF-DF-016.1). Estruturas: laminação e foliação S-C, na lâmina de folhelho (nicóis paralelos). Qtz: quartzo.

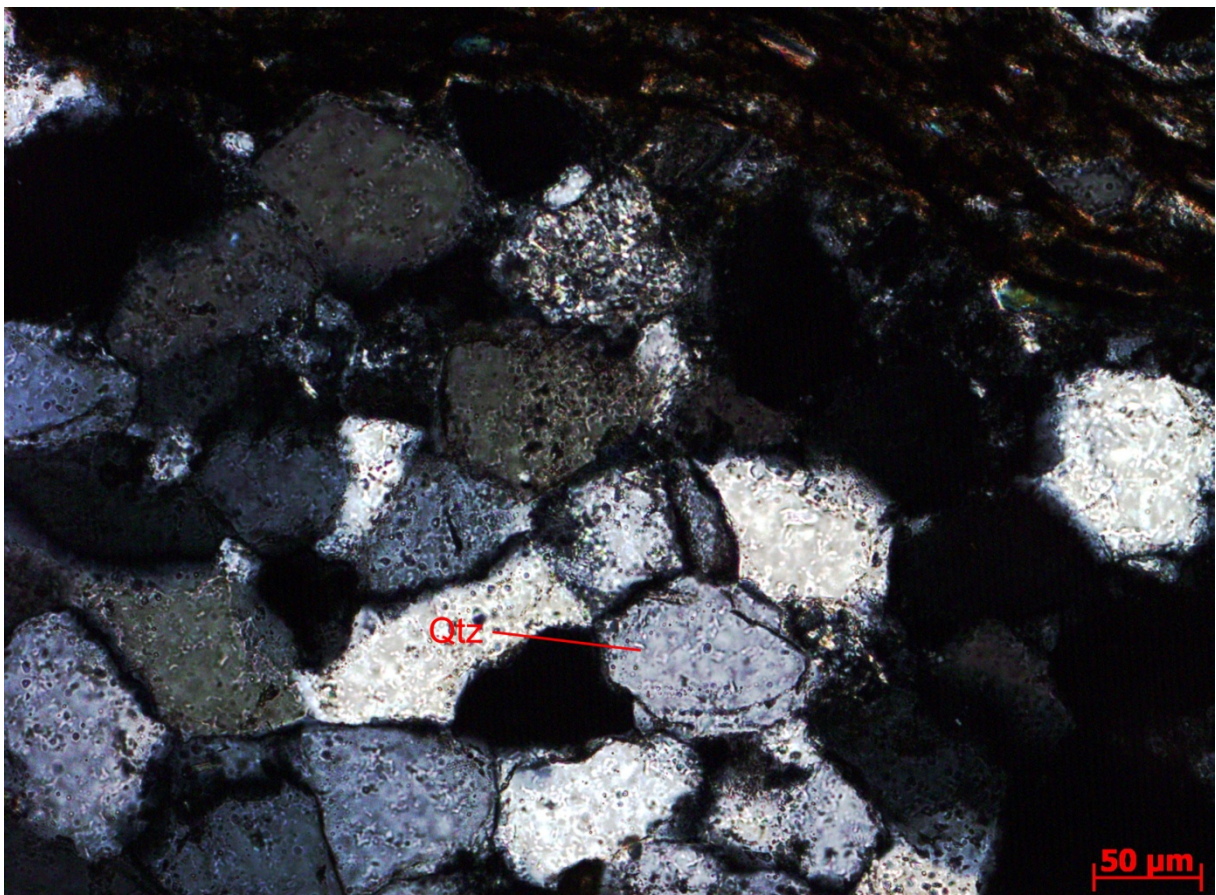


Figura 4.14 – Ritmito arenoso (LF-DF-016.4). Crescimento secundário sobre grãos de quartzo (nicóis paralelos). L: fragmento lítico; Qtz: quartzo.

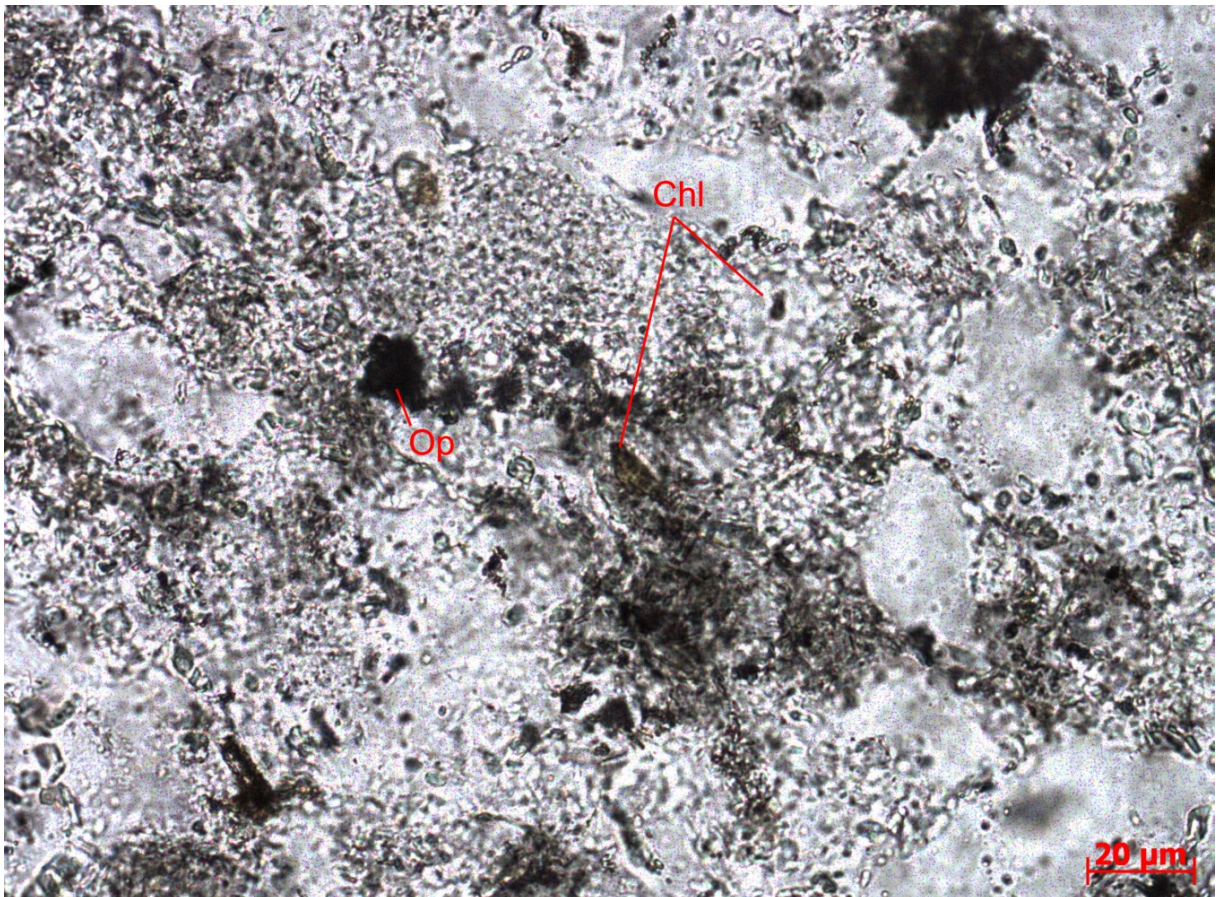


Figura 4.15 – Ritmito arenoso (LF-DF-016.1). Lamelas finas de clorita na lâmina síltico-arenosa (nicóis paralelos). Chl: clorita; Op: material opaco.

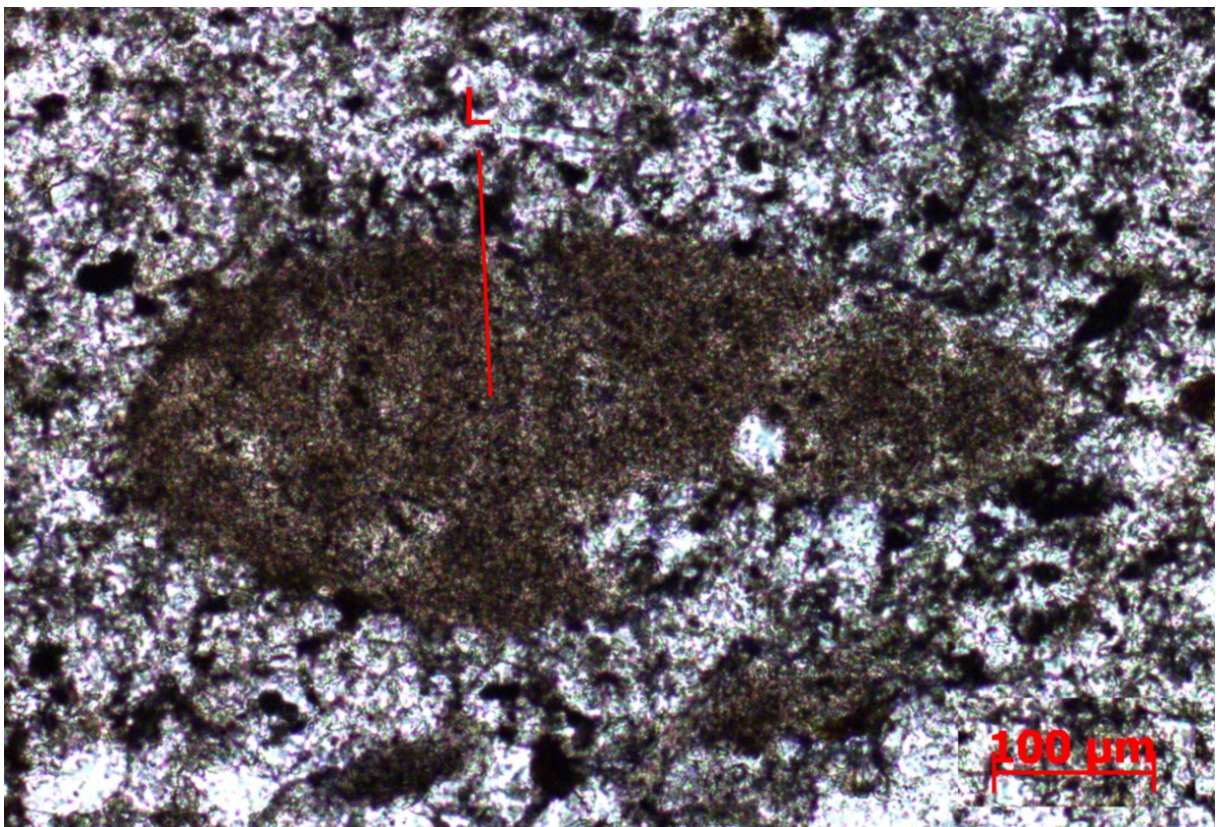


Figura 4.16 - Ritmito arenoso (LF-DF-016.1). Fragmento de argilito na lâmina síltico-arenosa (nicóis paralelos). L: fragmento lítico.

Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí, mapeado como Subgrupo Paraopeba, é identificado na área pelos calcários e dolomitos. Esses são maciços, de coloração cinza claro, enquanto os calcários, cinza médio a escuro, são também maciços, mas apresentam alguns níveis com laminação biogênica e estromatólitos colunares (figura 4.17).

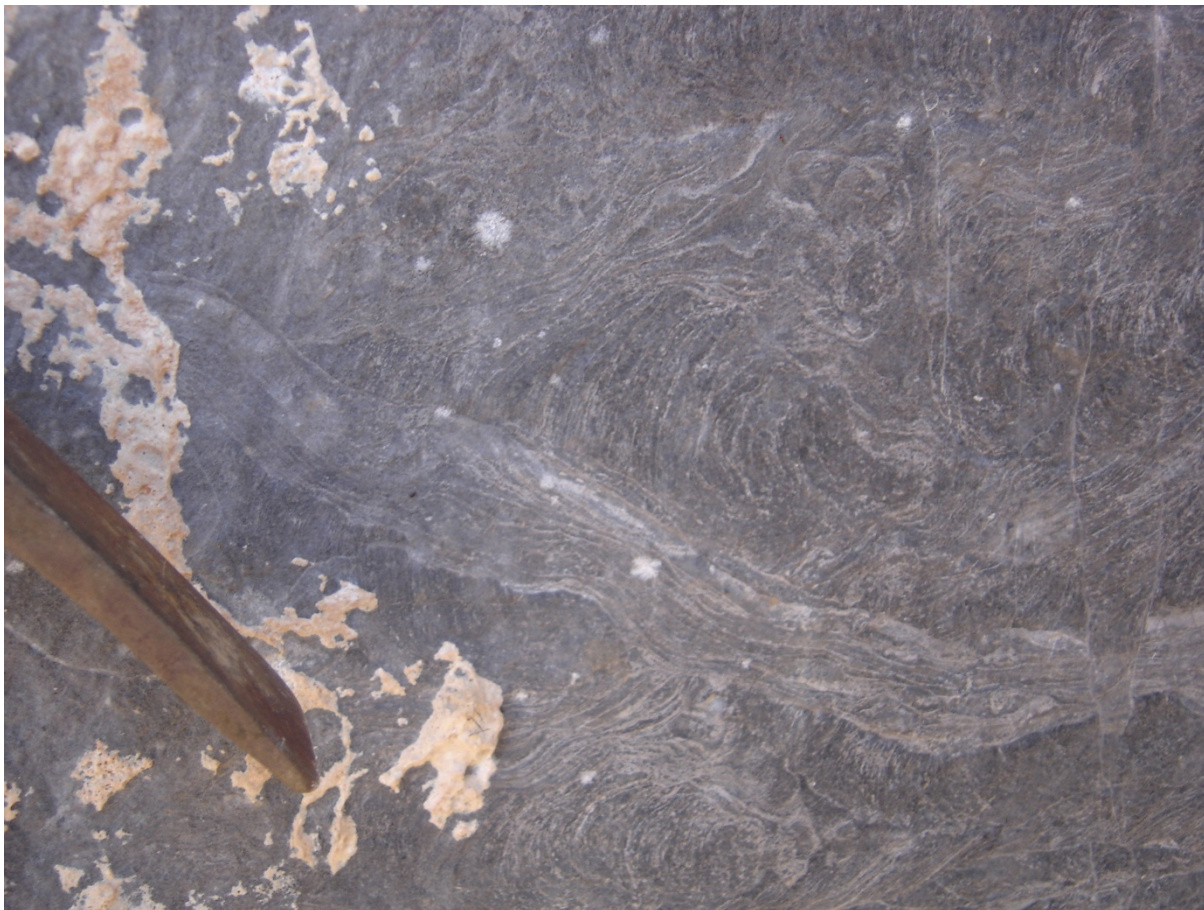


Figura 4.17 - Calcário cinza médio com estromatólito colunar (LF-DF-005).

Os siltitos e arenitos muito finos, atribuídos a este grupo, têm as cores cinza escuro a cinza esverdeado, quando frescos. Porções alteradas intempericamente ocorrem nas cores roxo e amarelo. Estruturas sedimentares como laminação, marca ondulada e estruturas de carga são observadas localmente (figura 4.18).

Em lâmina (figuras 4.19 a 4.24), os siltitos são compostos por quartzo (26 -30%), fragmentos líticos (2 – 4%), feldspato potássico (7 – 11%), plagioclásio (4 – 8%), muscovita/ilita (4 – 11%), biotita (6 – 10%), clorita (<1 – 4%), materiais opacos (4 – 6%) e pseudomatriz (20 – 35%).

Em geral, a orientação dos grãos é caótica, mas as micas dispõem-se paralelamente à laminação (figura 4.19). Os contatos são planar, côncavo – convexo e suturado. O espaço intersticial é preenchido por cimento, como crescimento secundário em grãos de quartzo, preenchimento parcial de biotita, muscovita/ilita em volta dos grãos (figura 4.20). Comumente observa-se a substituição dos grãos por materiais opacos (figura 4.21).



Figura 4.18 – Afloramento de arenito muito fino e siltito alterado, com estruturas de carga (LF-DF-006).

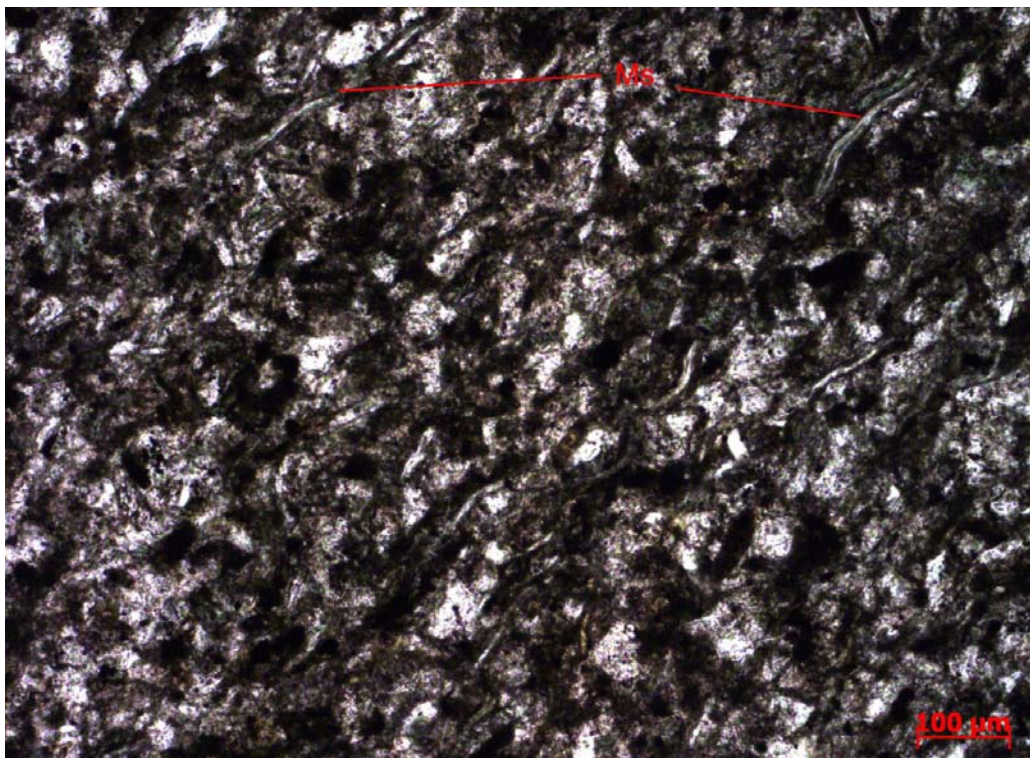


Figura 4.19 – Siltito (LF-DF-006.2). Orientação preferencial destacada pelas micas detriticas (nicóis paralelos). Ms: muscovita.

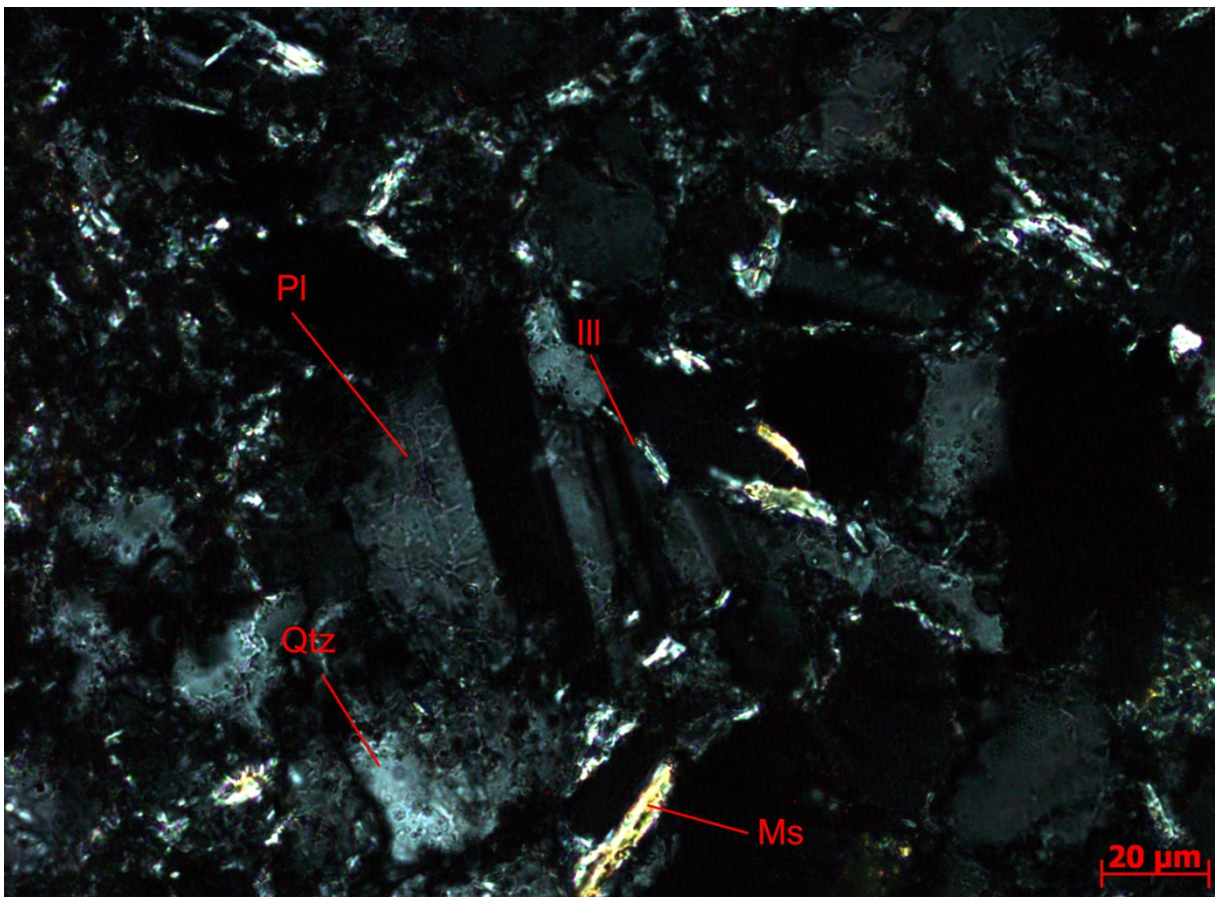


Figura 4.20 –Siltito (LF-DF-006.1). Cimento de ilita como preenchimento parcial em volta do plagioclásio (nicóis cruzados). II: ilita; Ms: muscovita; Pl: plagioclásio; Qtz: quartzo.

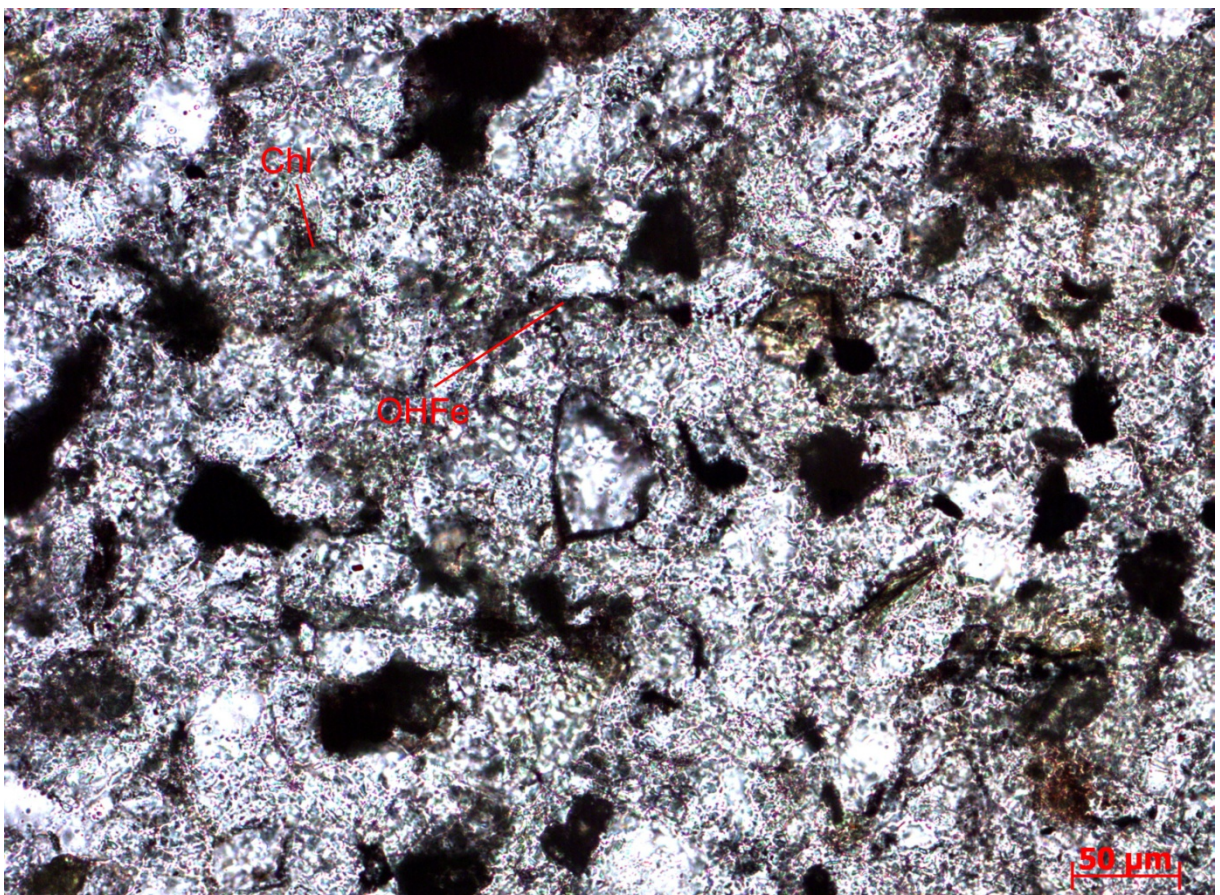


Figura 4.21 –Siltito (LF-DF-006.1). Grãos substituídos por materiais opacos (nicóis paralelos). Chl: clorita; Op: material opaco.

Os grãos de quartzo detrítico são monocristalinos, sub-angulosos, com extinção ondulante. Os fragmentos líticos são arredondados e frequentemente alterados. Os grãos de feldspato potássico são sub-arredondados, intensamente alterados (figura 4.22), mas localmente é possível visualizar a macla em xadrez. O plagioclásio é sub-arredondado, tem a geminação da albita, extinção ondulante e comumente bordas serrilhadas por alteração. A muscovita ocorre como lamelas encurvadas e com orientação paralela à laminação, assim como a biotita, que além da detrítica, ocorre recristalizada, comumente cloritizada, a partir de prováveis fragmentos líticos precursores (figura 4.23). A ilita ocorre tanto como cimento, preenchendo parcialmente o espaço entre os grãos, como associada a grãos de quartzo microgranular, como produto de alteração, discriminados como pseudomatriz (figura 4.22).

A compactação mecânica é bastante intensa, indicada pelo encurvamento da muscovita e também por quebra de grãos de plagioclásio (figura 4.24).

Assim, os siltitos descritos do Grupo Bambuí correspondem às rochas mais ricas em pseudomatriz e grãos de plagioclásio, enquanto as lâminas siltico-arenosas dos siltitos e ritmitos descritos do Grupo Paranoá se destacam pela maior quantidade de grãos de feldspato potássico e o quartzo-xisto descrito do Grupo Canastra é o mais rico em quartzo.

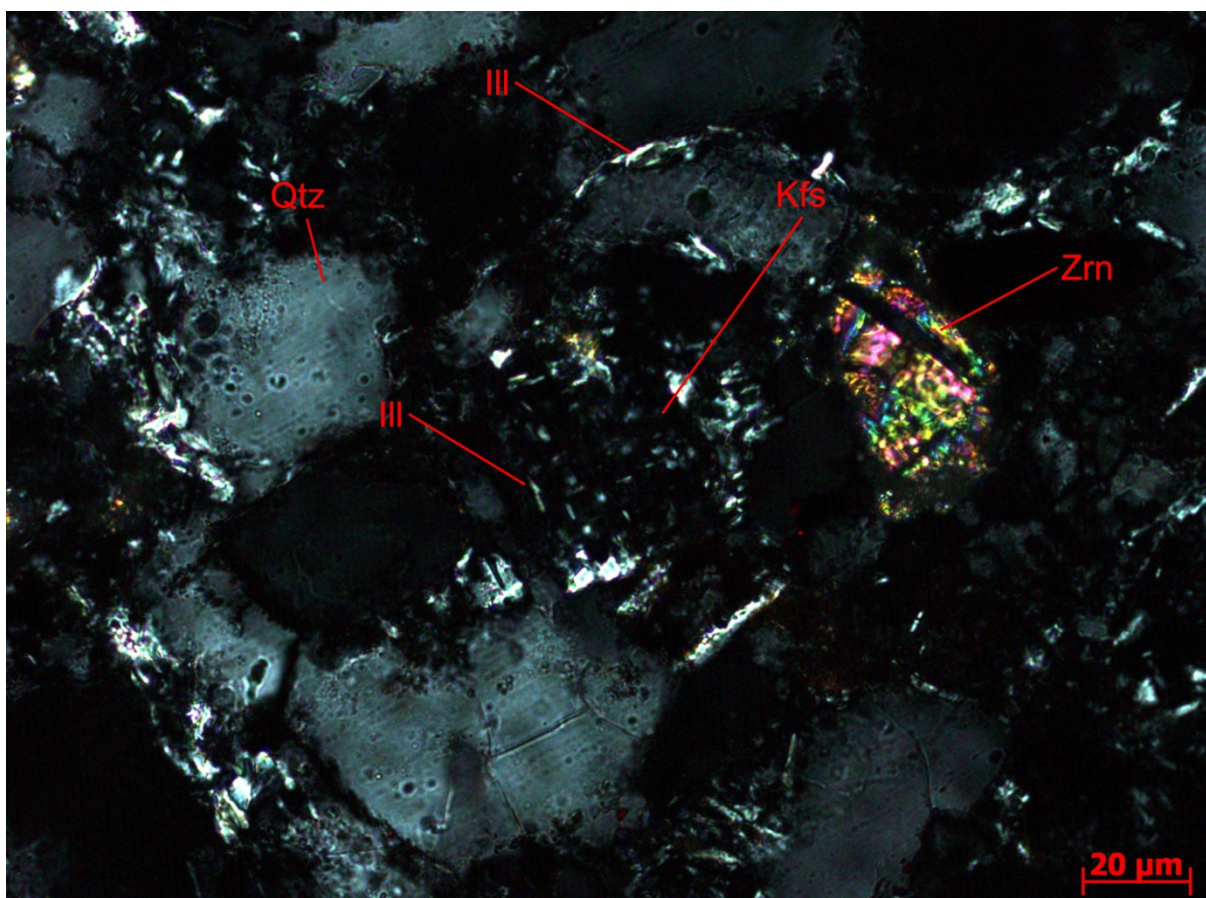


Figura 4.22 –Siltito (LF-DF-006.1). Feldspato potássico intensamente alterado com crescimento de ilita nos planos da macla e da clivagem do feldspato (nicóis cruzados). II: ilita; Kfs: feldspato potássico; Qtz: quartzo; Zrn: zircão.

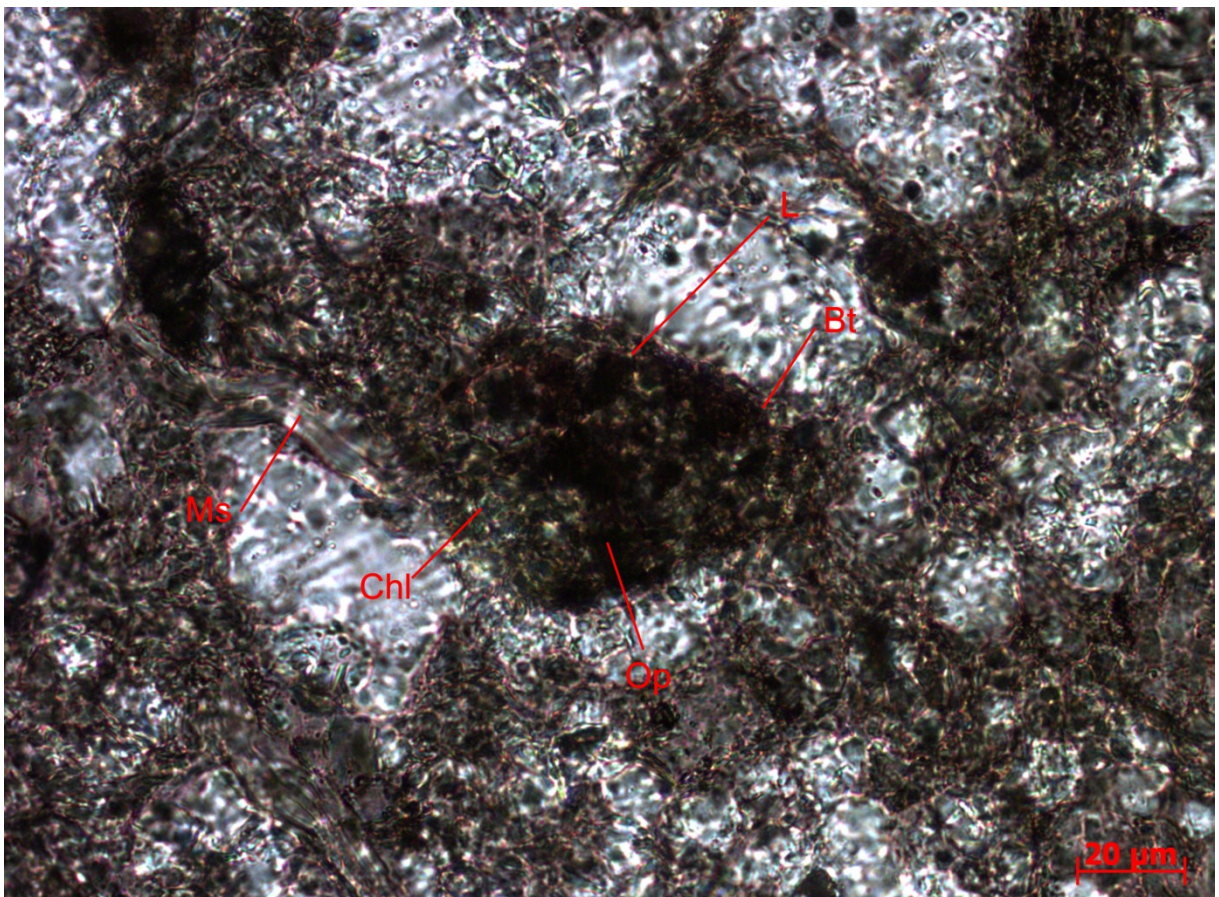


Figura 4.23 – Siltito (LF-DF-006). Fragmento lítico com biotita cloritizada (nicóis paralelos). Bt: biotita; Chl: clorita; L: fragmento lítico; Ms: muscovita; Op: material opaco.

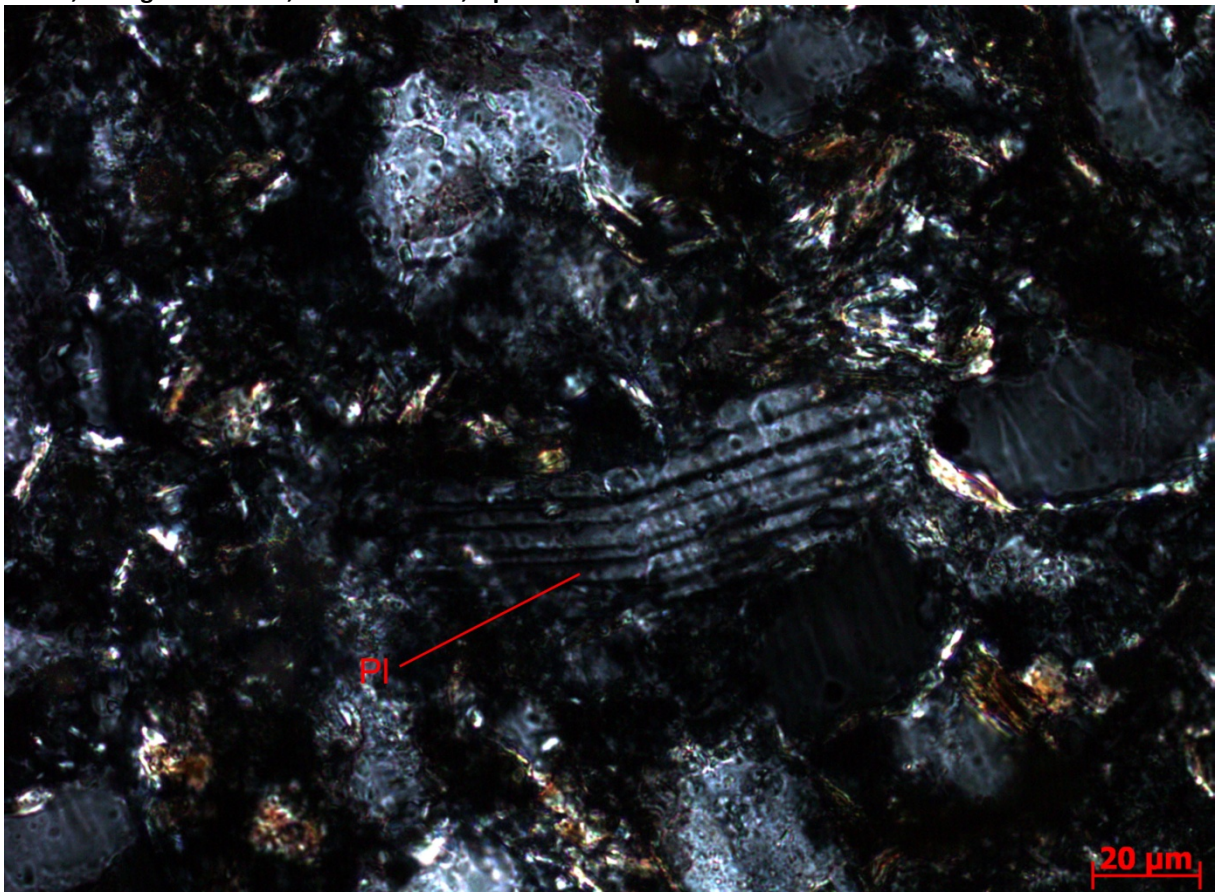


Figura 4.24 – Siltito (LF-DF-006). Plagioclásio com macla da albita. Notar extinção ondulante, torção do grão e bordas de alteração (nicóis cruzados). Pl: plagioclásio.

4.2. Difração de raios-x (DRX)

Conforme o objetivo de analisar a influência das condições analíticas sobre os resultados, diferentes aberturas das fendas foram utilizadas nas análises. O melhor resultado foi obtido com a configuração das fendas de Soller (S): 2/3 deg, divergente (fd): 10 mm e receptora (fr): 0,3 mm (figura 4.25).

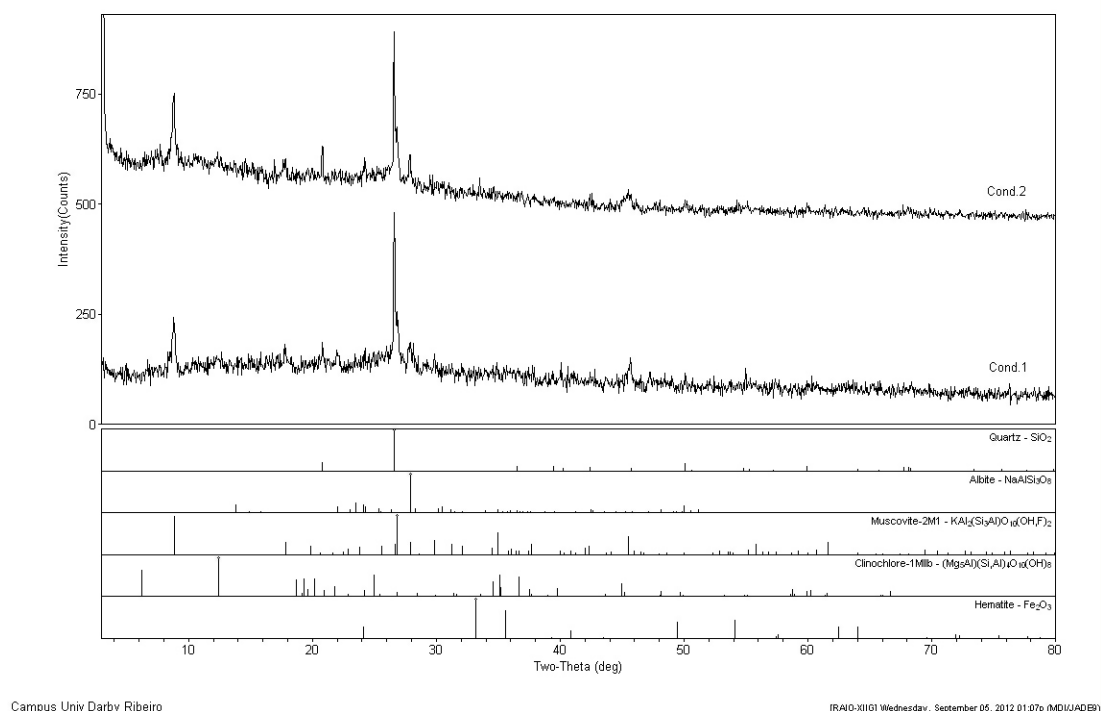


Figura 4.25 – Diferentes condições de abertura das fendas resultando em difratogramas com diferentes qualidades. Cond.1: 2/3 deg, 10 mm, 2/3 deg, 0,05 mm; e, Cond.2: 2/3 deg, 10 mm, 2/3 deg, 0,3 mm.

Foram analisadas 36 amostras por DRX e a interpretação dos difratogramas (anexo II) consistiu em identificar os minerais constituintes de cada amostra (tabela 4.3) além de comparar as intensidades de reflexões características dos constituintes como indicadores das respectivas proporções, tanto na amostra total quanto na fração argila. Por ser o constituinte mais comum nas rochas analisadas, utilizou-se a reflexão do quartzo em $d=4,24\text{\AA}$ como padrão para a análise semi-quantitativa, comparando sua intensidade com as reflexões em $d\sim 10\text{\AA}$ de mica, $d\sim 14\text{\AA}$ da clorita, além de $d\sim 3,24\text{\AA}$ e $3,19\text{\AA}$, respectivamente de feldspato potássico e plagioclásio, assim como para o controle de possíveis deslocamentos do difratograma.

As reflexões em $d\sim 10\text{\AA}$, posicionadas em $2\theta\sim 9^\circ$, foram atribuídas à muscovita à illita, de forma indivisa diante a possibilidade de sobreposição de suas reflexões características. Além disso, os difratogramas da fração argila seca ao ar e daquelas solvatadas com etileno-glicol foram comparados, visando verificar a existência de esmectitas interestratificadas com a illita.

Composição mineral das rochas dos grupos Canastra, Paranoá e Bambuí

Considerando a definição das melhores condições analíticas, foram analisadas amostras de rochas dos grupos Canastra, Paranoá e Bambuí, obtendo-se então a composição mineral de rocha total e fração argila (tabela 4.3).

Tabela 4.3 – Constituintes minerais interpretados da DRX.

T=amostra total; N= Fração argila.

M= constituinte maior; m= constituinte menor; tr= constituinte traço; - ausência das reflexões características.

Qtz: quartzo; Ms/Ill: muscovita/ilita; Chl: clorita; Kln: caulinita; Ab: albita; Kfs: feldspato potássico; Cal: calcita;

Rt: rutilo; Hem: hematita; Gt: goethita, Lp: lepidocrocita, Vrm: vermiculita.

Grupos	Amostra	Rocha	Qtz	Ms/III	Chl	Kln	Ab	Kfs	Cal	Outros
Canastra	LF-DF-009	T Filito argiloso cinza claro	M	m		tr				Rt: tr
		N com lâminas brancas	m	M		tr				-
	LF-DF-009Aclaro	T Filito argiloso branco	M	m		tr				
		N	M	M		tr				
	LF-DF-009Aescuro	T Filito argiloso cinza claro	m	M		-				Lp: tr
		N	-	M		tr				-
	LF-DF-009B	T Filito argiloso cinza claro	M	m		-				
		N intemperizado	M	M		tr				
	LF-DF-011	T Quartzo-xisto cinza	M	m		-				Rt: tr
		N esbranquiçado	m	M		tr				-
	LF-DF-012	T Lâminas argilosas cinza	M	m		tr		m		Hem: tr
		N esverdeado do calcixisto	m	M		-		m		Hem: tr
LF-DF-001.1	T Ritmito pelítico roxo laminado	M	M				m		Hem: tr, Vrm: tr	
	N									
LF-DF-001.2	T Ritmito pelítico roxo intemperizado	M	M		tr		m		Hem: tr	
	N									
LF-DF-004.1A	T Siltito cinza esverdeado e roxo avermelhado laminado	M	m	tr			m			
	N	M	M	tr			tr			
LF-DF-004.1B	T Siltito cinza esverdeado e roxo avermelhado laminado	M	m	tr			m			
	N	M	m	tr			m			
LF-DF-004.2	T Siltito cinza esverdeado com lentes argilosas	M	m	tr	tr		m		Hem: tr	
	N	M	M	tr	tr		m		-	
LF-DF-004.2alt	T Siltito cinza esverdeado intemperizado	M	m				m		Hem: tr	
	N	M	M				tr		Hem: tr	
LF-DF-015	T Arenito fino cinza claro	M	tr	-	tr		tr			
	N	M	m	tr	m		m			
LF-DF-016.1	T Ritmito arenoso	M	m	tr	m		m			
	N	m	M	tr	m		tr			
LF-DF-016.2	T Folhelho preto	M	m		-		m			
	N	tr	M		tr		tr			
LF-DF-016.3	T Arenito muito fino cinza claro	M	tr		tr		m			
	N	m	M		tr		tr			
LF-DF-016.4	T Ritmito arenoso	M	m		tr		m			
	N	m	M		tr		-			
LF-DF-016.5	T Ritmito arenoso	M	m		-		m			
	N intemperizado	-	M		tr		tr			
LF-DF-017.1	T Siltito roxo laminado	M	m		tr		m		Hem: tr	
	N	M	m		tr		m		Hem: tr	
LF-DF-017.2	T Siltito roxo laminado	M	m		tr		tr		-	
	N	M	m		m		m		Hem: tr	
LF-DF-017.3	T Siltito roxo laminado	M	m		tr		m			
	N	M	m		m		m		Hem:tr	

Grupos	Amostra	Rocha	Qtz	Ms/Ill	Chl	Kln	Ab	Kfs	Cal	Outros	
Paranoá	LF-DF-017B	T	Siltito roxo laminado	M	m	tr	tr	tr		Hem: tr	
		N		m	M	-	tr	tr			
	LF-DF-018.1	T	Siltito roxo laminado	M	tr		tr	tr			
		N	com lentes arenosas brancas	M	m		tr	m			
	LF-DF-018.2	T	Siltito roxo laminado	M	tr		-	tr			
		N	com lentes arenosas brancas	M	m		tr	tr			
	LF-DF-018B.1	T	Lentes arenosas brancas	M	tr				-		Gt: tr
		N		M	tr				tr		-
	LF-DF-018B.2	T	Lentes arenosas brancas	M	-				-		
		N	alteradas por intemperismo	M	tr				tr		
	LF-DF-019	T	Ritmito pelítico cinza	M	m	tr	m		m		Hem: tr
		N	esverdeado intemperizado	M	M	tr	m		m		Hem: tr
	LF-DF-021.1claro	T	Arenito muito fino roxo	M	m	-	-		m		Hem: tr
		N	claro	m	M	tr	tr		m		-
LF-DF-021.1escuro	T	Arenito muito fino roxo	M	m	-	-		m		Hem: tr	
	N	escuro	tr	M	tr	tr		m		-	
LF-DF-021.2	T	Arenito muito fino roxo	M	m	-	tr		m		Hem: tr	
	N	laminado	tr	M	tr	tr		tr		-	
Bambuú	LF-DF-005	T	Calcário cinza escuro	M	tr	tr	tr	m		M	
		N		M	tr	-	tr	m		M	
	LF-DF-006	T	Siltito cinza esverdeado	M	tr	tr	tr	m	-		
		N	com capa de alteração por intemperismo	M	m	tr	m	m	tr		
	LF-DF-006.1	T	Siltito roxo	M	tr	tr		m	-		
		N		M	m	tr		m	tr		
	LF-DF-006.2	T	Siltito cinza esverdeado	M	m	m	tr	m	tr		
		N		tr	M	M	tr	m	tr		
	LF-DF-010	T	Siltito cinza esverdeado	M	tr		tr	m			
		N	laminado com capa de alteração por intemperismo	M	m		tr	m	tr		
	LF-DF-010A	T	Siltito cinza esverdeado	M	tr	tr		m			
		N	laminado	m	m	tr		m	tr		

No Grupo Canastra (tabela 4.3 e figura 4.26), o quartzo é o constituinte maior na maioria das amostras totais. Apenas em uma porção bastante argilosa, LF-DF-009Aescuro, o constituinte maior é a muscovita/ilita, que geralmente ocorre como constituinte menor nas demais amostras. Como constituintes traço podem ocorrer caulinita, rutilo e, nas amostras mais alteradas, a lepidocrocita.

As frações argila (figura 4.26) têm uma redução relativamente intensa das reflexões características do quartzo, que se torna um constituinte menor. Em contrapartida, há o aumento relativo das reflexões características da muscovita/ilita, que se torna o constituinte maior. Reflexões características da caulinita, que na amostra total são indicadas como constituinte traço ou não aparecem, são evidentes como constituinte menor ou traço nas respectivas frações argila.

Nas amostras solvatadas com etileno-glicol (figura 4.26) observa-se um alargamento discreto das reflexões de $d \sim 10 \text{ \AA}$ ($2\theta \sim 9^\circ$), e nas amostras aquecidas há o desaparecimento da reflexão de $d \sim 7 \text{ \AA}$ ($2\theta \sim 12^\circ$), consequência do colapso da caulinita.

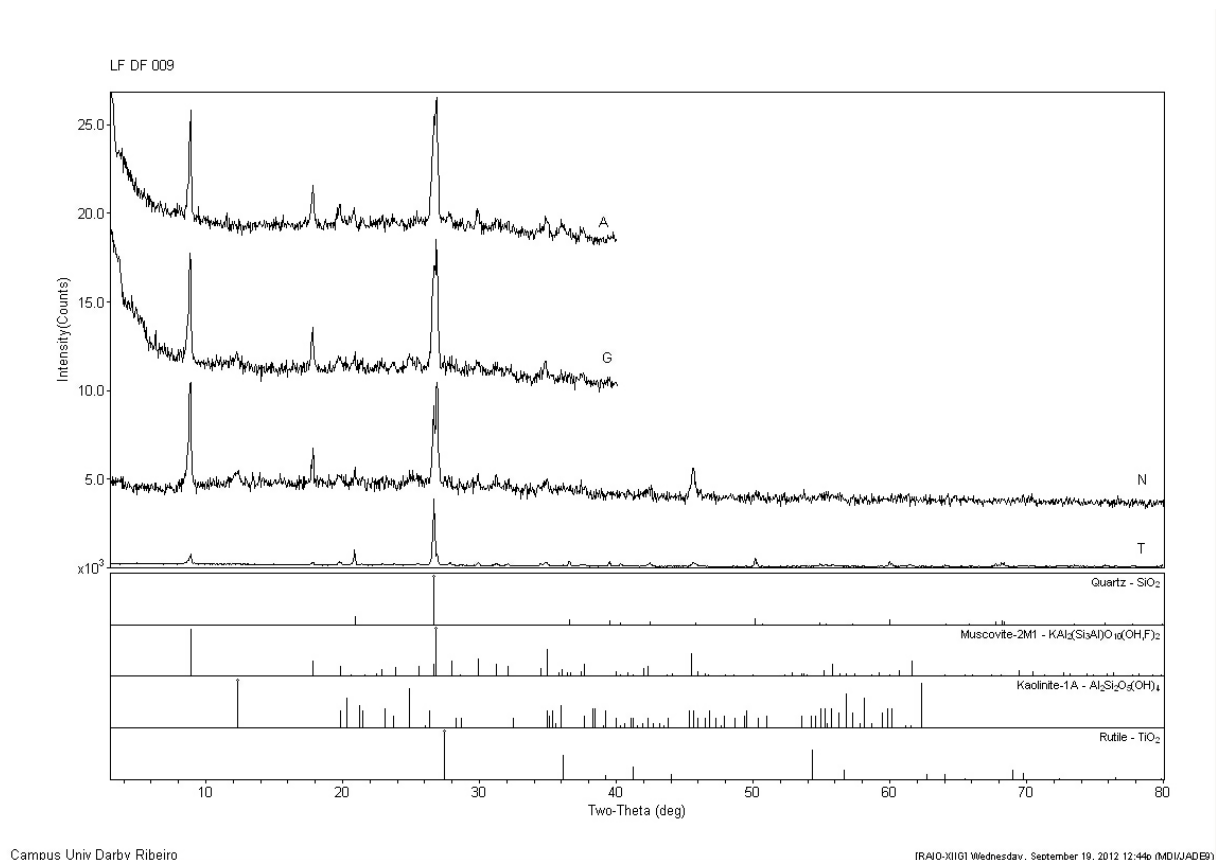


Figura 4.26 – Difractogramas empilhados da amostra LF DF 009, Grupo Canastra. T: amostra total, N: fração argila, G: amostra solvatada com etileno-glicol e, A: amostra aquecida.

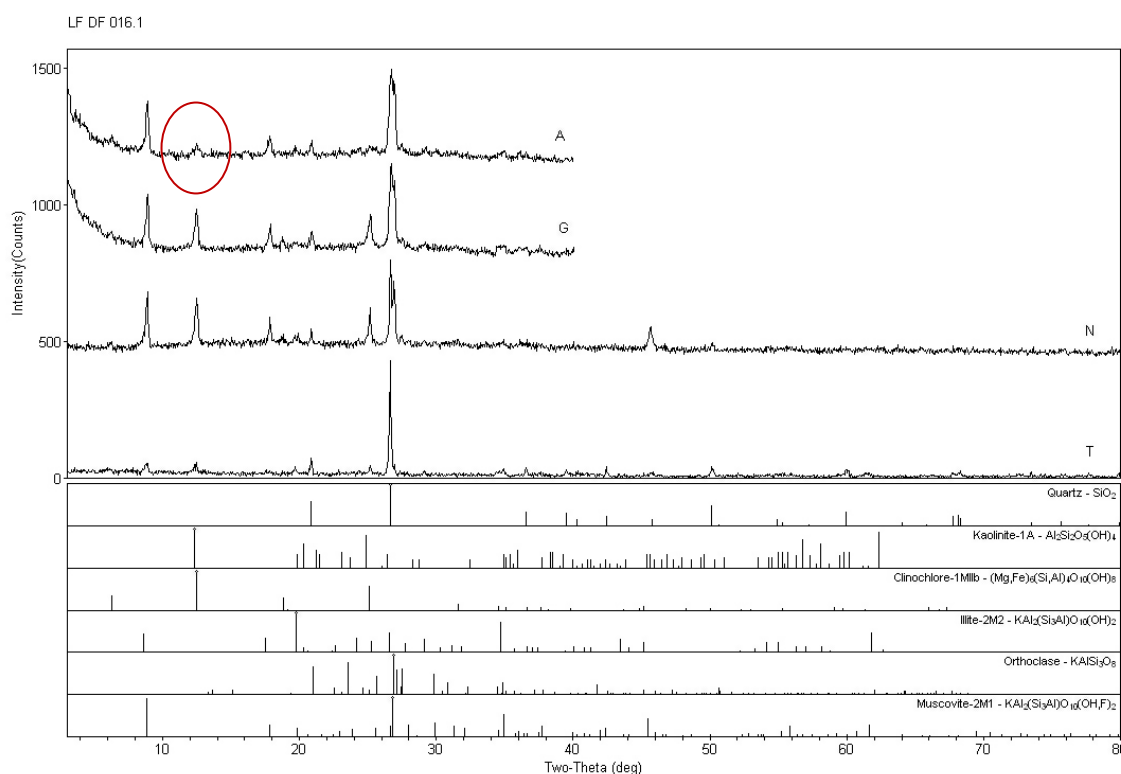
No Grupo Paranoá (tabela 4.3 e figura 4.27), ocorrem o quartzo como constituinte maior e a muscovita/ilita geralmente como constituinte menor, embora em algumas amostras ocorra apenas como constituinte traço (LF-DF-015, LF-DF-016.3, LF-DF-018.1 e LF-DF-018.2 e LF-DF-018B.1) e não é identificado na amostra LF-DF-018B.2. O feldspato potássico também ocorre como constituinte menor na maioria das amostras, apenas em algumas amostras ocorre como traço (LF-DF-015, LF-DF-017.2, LF-DF-017B, LF-DF-018.1 e LF-DF-018.2). Caulinita, clorita, hematita e goethita ocorrem ocasionalmente como constituintes traço.

Na fração argila, há a redução das intensidades das reflexões do quartzo, que, entretanto, permanece como um constituinte maior, exceto nas amostras LF-DF-016.3, LF-DF-016.4, LF-DF-016.5, LF-DF-017B, LF-DF-021.1claro, LF-DF-021.1escuro, LF-DF-021.2, em que ocorre como constituinte menor ou traço ou até mesmo não sendo perceptível na amostra LF-DF-016.5.

Ao contrário do quartzo, as intensidades das reflexões da muscovita/ilita geralmente aumentam, indicando-a como constituinte maior e menor da fração argila, em cujas amostras totais é constituinte menor e traço, respectivamente. Entretanto, nas amostras LF-DF-004B, LF-DF-017.1,

LF-DF-017.2, LF-DF-017.3, LF-DF-18B.1, a muscovita é indicada como constituinte menor, tanto na amostra total, como na fração argila, já que não é significativa a variação na intensidade das reflexões. Na fração argila, o feldspato potássico e a caulinita são constituintes menores ou traço, e a clorita ocorre apenas como constituinte traço, enquanto hematita e goethita geralmente não são perceptíveis.

As amostras solvatadas com etileno-glicol geralmente alargam e, ao aquecê-las, devido ao colapso da caulinita, há uma redução da quantidade relativa da reflexão em $d \sim 7\text{\AA}$, possibilitando visualizar a forma larga e mal definida da reflexão da clorita (figura 4.27).



Campus Univ Darby Ribeiro

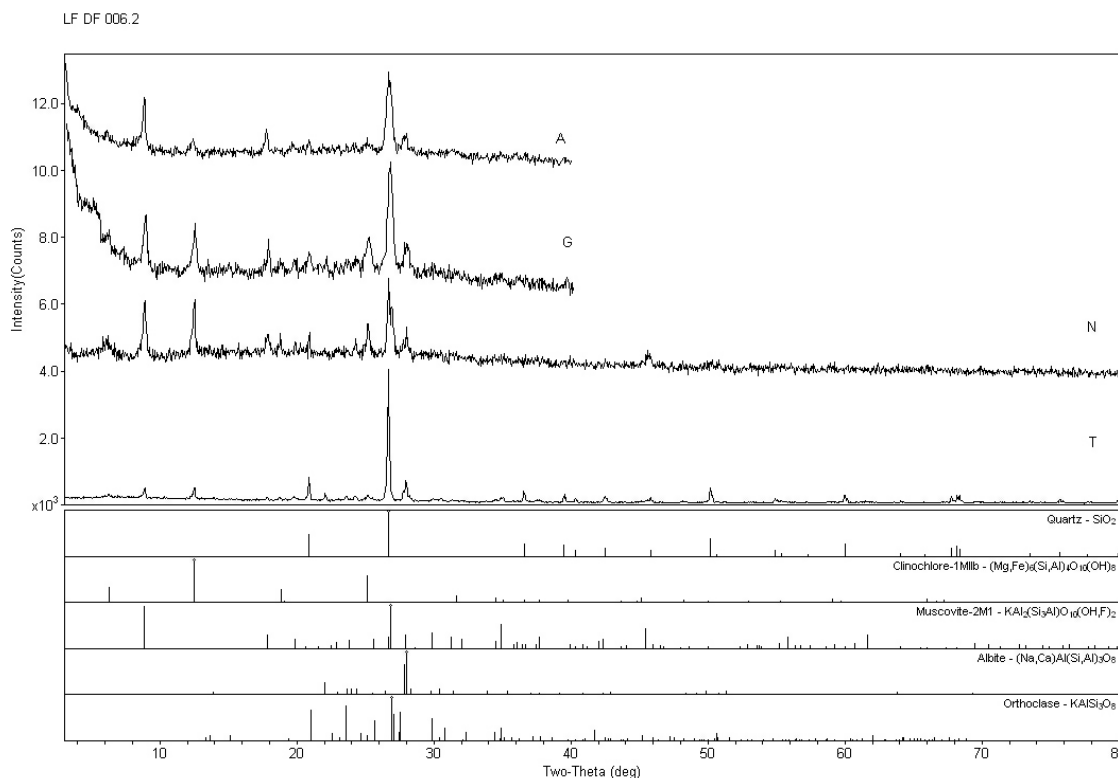
[RAIO-X] [G] Thursday, September 06, 2012 08:43a (MDI/JADEB)

Figura 4.27 - Difratomogramas empilhados da amostra LF DF 016.1, Grupo Paranoá. T: amostra total, N: fração argila, G: amostra solvatada com etileno-glicol e, A: amostra aquecida. Notar a reflexão da clorita larga e mal definida na amostra aquecida.

Nas amostras do Grupo Bambuí (tabela 4.3 e figura 4.28), o quartzo é o constituinte maior e o constituinte menor corresponde à albita, tanto nas amostras totais quanto nas frações argila. Muscovita/ilita, clorita, caulinita e feldspato potássico podem ocorrer como constituintes traço, embora na amostra LF-DF-006.2 tanto a muscovita/ilita quanto a clorita ocorram como constituintes menores e esmectita como traço. Nas frações argila, a quantidade relativa desses minerais aumenta, podendo ocorrer como constituintes menores. Na amostra LF-DF-006.2, a muscovita/ilita e a clorita ocorrem como constituintes maiores na fração argila.

As amostras solvatadas com etileno-glicol têm as reflexões em $d \sim 10\text{\AA}$ mais largas do que as de fração argila secas ao ar. As reflexões em $d \sim 7\text{\AA}$ das amostras aquecidas desaparecem

completamente quando ocorre apenas caulinita, ou parcialmente, se além da caulinita houver clorita.



Campus Univ Darby Ribeiro

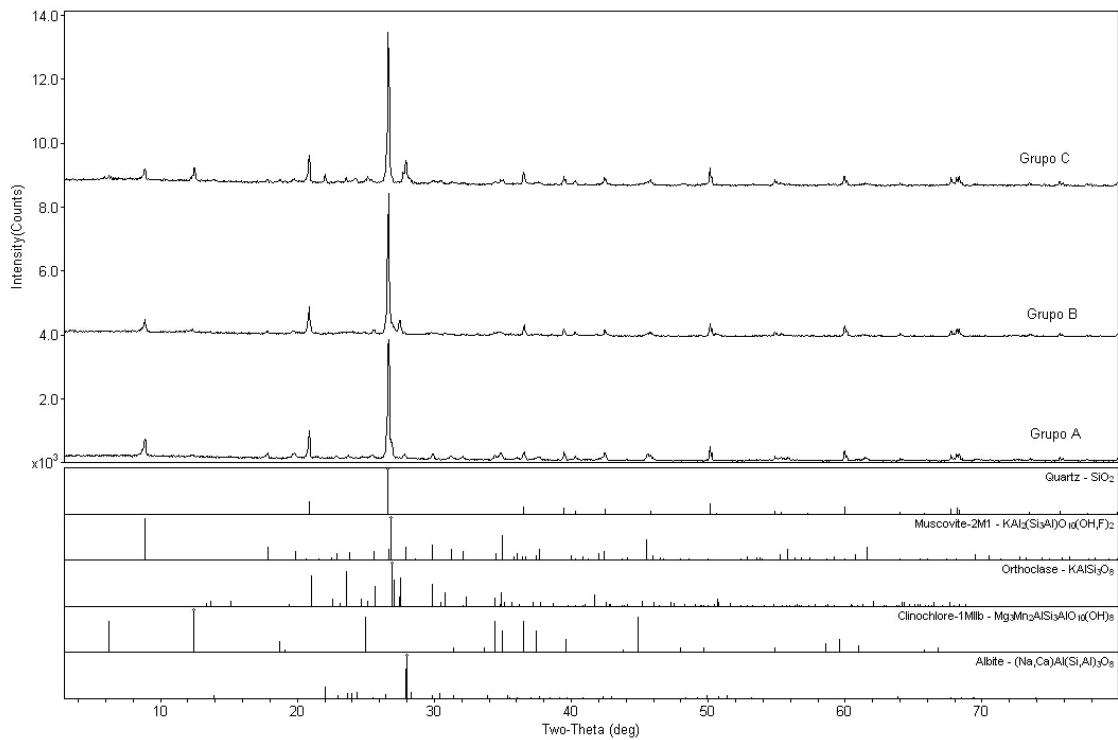
[RAID-XII] Wednesday, September 19, 2012 12:41p (MDI/JADB)

Figura 4.28 - Difrátogramas empilhados da amostra LF DF 006.2, Grupo Bambuí. T: amostra total, N: fração argila, G: amostra solvatada com etileno-glicol e, A: amostra aquecida.

As amostras do Grupo Canastra se destacam pela menor razão das quantidades relativas entre o quartzo e a muscovita/ilita, indicando a maior contribuição da muscovita nesse grupo do que nos grupos Paranoá e Bambuí (figura 4.29). O feldspato potássico predomina como constituinte menor nas amostras do Grupo Paranoá, enquanto o plagioclásio, nas amostras do Grupo Bambuí. Outra diferença é identificada nas reflexões características da clorita: mais largas e mal definidas nas amostras do Grupo Paranoá do que nas do Grupo Bambuí. Nos difratogramas após a solvatação com etileno-glicol, observa-se que o alargamento é maior nas amostras dos grupos Paranoá e Bambuí do que nas do Canastra.

Análises da fração menor que 0,2 µm

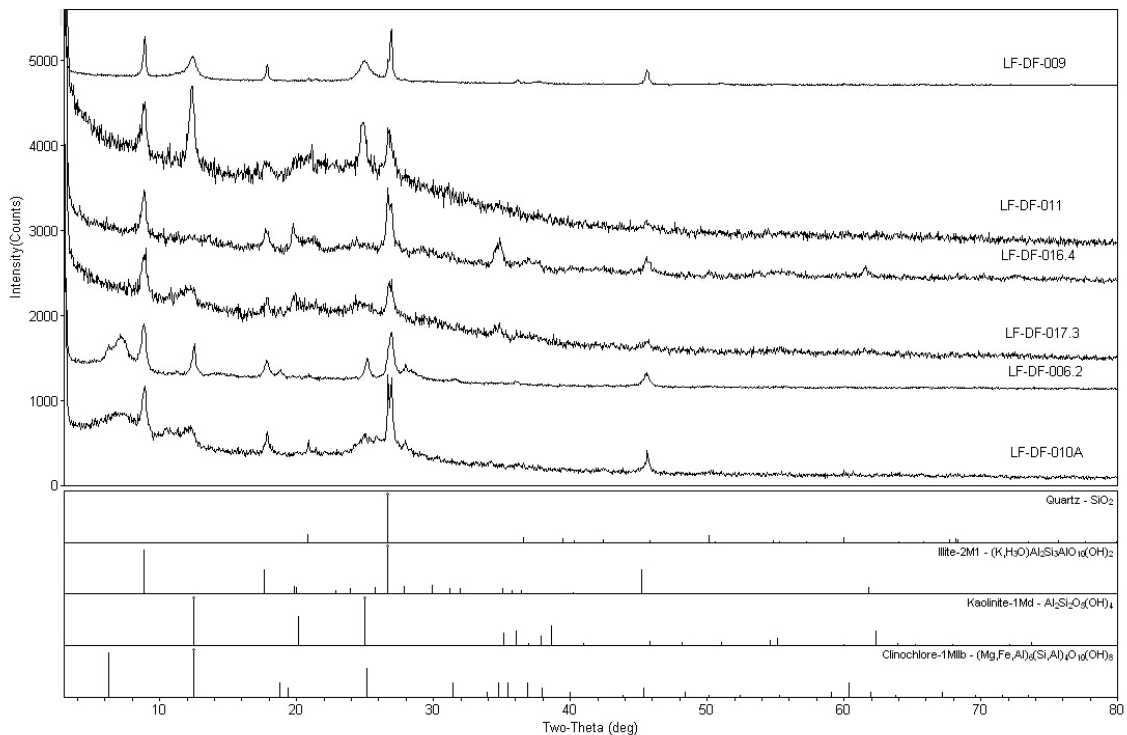
Análises de DRX da fração mais fina (< 0,2 µm; figura 4.30) possibilitaram a identificação dos constituintes de seis amostras, sendo duas de cada grupo. No Grupo Canastra são identificados quartzo, ilita e caulinita. No Grupo Paranoá os constituintes da fração mais fina são quartzo e ilita. No Grupo Bambuí, além quartzo e ilita, é identificado também a clorita.



Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XIG] Wednesday, September 05, 2012 12:35p (MDI/JADEB)

Figura 4.29 - Difractogramas empilhados das amostras LF DF 009, LF DF 017.3 E LF DF 006.2 de baixo para cima, representativas dos grupos Canastra (grupo A), Paranoá (Grupo B) e Bambuí (Grupo C).



Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XIG] Tuesday, October 30, 2012 04:35p (MDI/JADEB)

Figura 4.30 – Minerais constituintes da fração inferior a 0,2 μm em amostras dos grupos Canastra (LF-DF-009 e LF-DF-011), Paranoá (LF-DF-016.4 e LF-DF-017.3) e Bambuí (LF-DF-006.2 e LF-DF-010A).

Decomposição do difratograma de Raios-X

Com o objetivo de diferenciar a illita da muscovita, as reflexões de $d(001)$ dos difratogramas de fração argila, solvatada com etileno-glicol e da fração fina ($<0,2 \mu\text{m}$), posicionadas em $2\theta \sim 9^\circ$, foram decompostas (anexo III) considerando-se a contribuição de 2 ou 3 fases, conforme cada amostra (tabela 4.3).

A decomposição dos difratogramas das frações mais finas ($<0,2\mu\text{m}$) permite interpretar os constituintes recristalizados durante e após a diagênese. No entanto, na maioria das amostras a decomposição foi efetuada nos difratogramas da fração argila ($<2\mu\text{m}$), utilizando-se as frações mais finas como parâmetro para a interpretação.

No Grupo Canastra, as decomposições nas frações mais finas das amostras LF-DF-009 e LF-DF-011, resultam em duas curvas com valores FWHM de $0,12$ e $0,28^\circ\Delta 2\theta$ e $0,32$ e $0,52^\circ\Delta 2\theta$. Nas amostras de fração argila do Grupo Canastra (tabela 4.4), os valores FWHM obtidos a partir da decomposição variam entre $0,09$ e $0,12^\circ\Delta 2\theta$ e entre $0,28$ e $0,37^\circ\Delta 2\theta$. Nos difratogramas após a solvatação com etileno-glicol, esses valores são de $0,12$ a $0,37^\circ\Delta 2\theta$ e de $0,28$ a $0,37^\circ\Delta 2\theta$. Assim, observa-se que os valores FWHM obtidos para a fração mais fina da amostra LF-DF-011 não são compatíveis com os outros resultados, atribuindo-se tal alargamento à pouca espessura da lâmina.

No Grupo Paranoá, a decomposição dos difratogramas das frações mais finas ($<0,2\mu\text{m}$) da amostra LF-DF-017.3 (tabela 4.4) resulta em duas curvas com valores FWHM de $0,35$ e $0,43^\circ\Delta 2\theta$, enquanto na amostra LF-DF-016.4, esses valores são de $0,33$ e $0,35^\circ\Delta 2\theta$. Entretanto, ao decompor as reflexões das frações argila, identificam-se, geralmente, três curvas para cada amostra, com valores FWHM de $0,10$ a $0,15^\circ\Delta 2\theta$, $0,32$ a $0,39^\circ\Delta 2\theta$ e $0,35$ a $0,44^\circ\Delta 2\theta$. E, nos difratogramas das solvatadas com etileno-glicol, esses valores são de $0,09$ a $0,15^\circ\Delta 2\theta$, $0,31$ a $0,41^\circ\Delta 2\theta$ e $0,37$ a $0,55^\circ\Delta 2\theta$.

Ao decompor a reflexão $d(001)$, posicionada em $2\theta \sim 9^\circ$, nas frações inferiores a $0,2 \mu\text{m}$ do Grupo Bambuí (tabela 4.4), obteve-se duas curvas com valores FWHM de $0,32$ e $0,36^\circ\Delta 2\theta$ para a amostra LF-DF-006.2 e uma curva com valor FWHM $0,36^\circ\Delta 2\theta$ para a amostra LF-DF-010A. Assim como o Grupo Paranoá, ao decompor os difratogramas de fração argila, também se obteve geralmente 3 curvas, com valores FWHM de $0,12$ a $0,13^\circ\Delta 2\theta$, de $0,32$ a $0,36^\circ\Delta 2\theta$ e de $0,36$ a $0,39^\circ\Delta 2\theta$. E nas solvatadas com etileno-glicol esses valores são de $0,10$ a $0,13^\circ\Delta 2\theta$, de $0,32$ a $0,36^\circ\Delta 2\theta$, e de $0,36$ a $0,48^\circ\Delta 2\theta$.

Nas amostras do Grupo Canastra, os contribuintes da fração mais fina (figura 4.31) são os mesmos das amostras de fração argila e solvatada com etileno-glicol (figura 4.32), atribuindo-se à muscovita as curvas mais estreitas, enquanto as mais largas correspondem à illita, ambas recristalizadas. Já nos grupos Paranoá e Bambuí, as curvas mais estreitas não ocorrem nas frações mais finas (figuras 4.33 e 4.34), ocorrem apenas nas frações argila e solvatada com etileno-glicol (figuras 4.35 e 4.36), e, portanto atribuídas à muscovita detrítica, possivelmente fragmentada durante a preparação das amostras. As curvas mais largas, presentes tanto nas amostras de fração

argila e solvatada com etileno-glicol quanto nas frações mais finas são atribuídas a dois tipos de illita recristalizada.

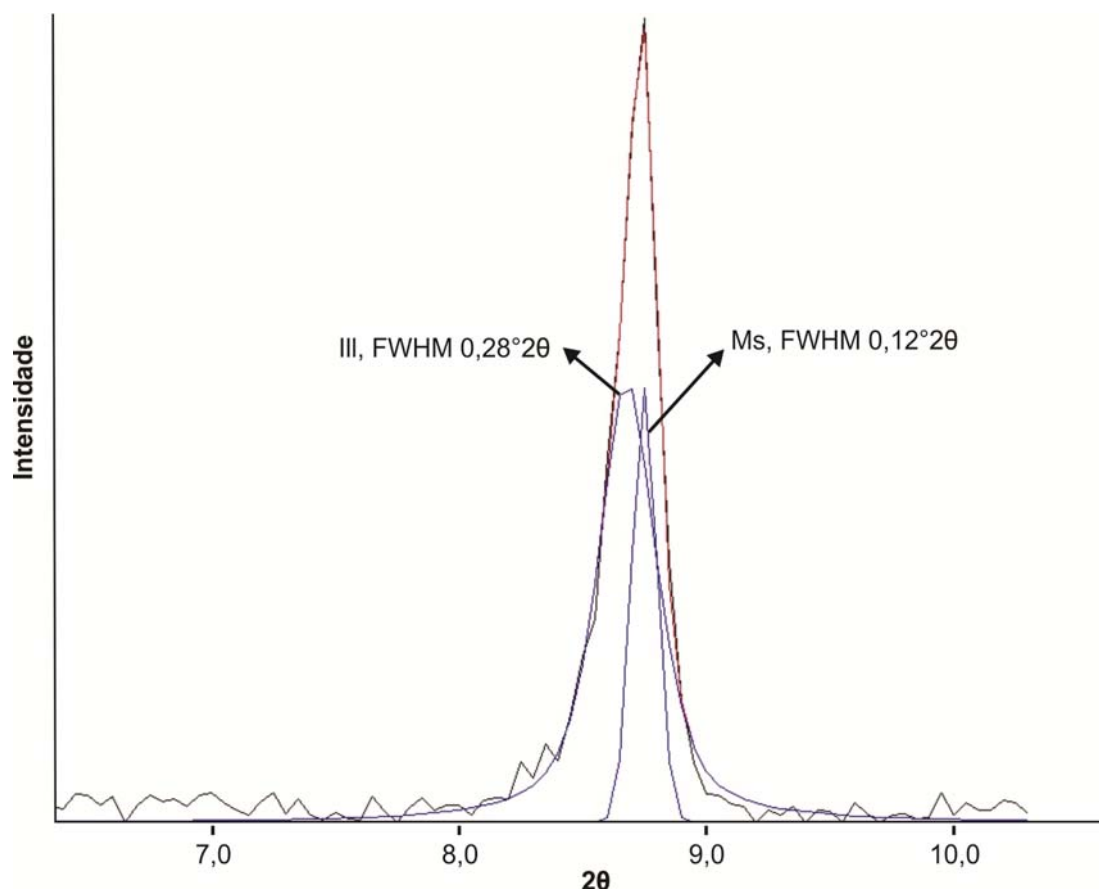


Figura 4.31 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração mais fina da amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas à muscovita e à illita recristalizadas.

A variação das larguras das curvas nas decomposições realizadas nos difratogramas após a solvatação com etileno-glicol está relacionada com teor de esmectita interestratificada com a illita. Quando não há interestratificação, não há variação da forma nem da intensidade da reflexão, portanto as medidas de FWHM são as mesmas tanto para as amostras de fração argila quanto para as solvatadas com etileno-glicol, de forma que a razão das intensidades (fórmula 4.1, Srodon & Eberl 1984) é igual a 1. No entanto, quando há alguma interestratificação, as intensidades das reflexões variam, resultando na razão maior que 1 além de reflexões mais estreitas quando a quantidade de esmectita interestratificada é pouca (Warr & Rice 1994, Warr 1996, Abad *et al.* 2003) e mais largas quando a quantidade de esmectita interestratificada é maior, também atribuído à perda da orientação preferencial durante a solvatação (Warr 1996). Entretanto, nas análises observa-se a variação de valores FWHM também em curvas atribuídas à muscovita. Nesse caso, essa variação é considerada dentro da margem de erro do *software*, já que para o cálculo da decomposição, é necessário remover o *background* de cada difratograma.

$$\frac{I(001)+I(003) \text{ fração argila seca ao ar}}{I(001)+I(003) \text{ solvatada com etileno-glicol}}$$

onde I =intensidade, N =fração argila, G =solvatada em etileno-glicol (4.1)

Tabela 4.4 – Valores de FWHM (em $^{\circ}\Delta 2\theta$) para as curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$, posicionada em $2\theta \sim 9^{\circ}$, realizada no *software* DECOMPXR. F: fração inferior a $0,2\mu\text{m}$; N: fração argila; G: solvatada com etileno-glicol.

Grupo	Litotipo	Amostra	FWHM F		FWHM N			FWHM G			
Canastra	Filito argiloso branco e cinza claro	LF-DF-009	0,12	0,28	0,14	0,28	0,14	0,28			
	Filito argiloso branco	LF-DF-009Aclaro			0,09	0,31	0,12	0,28			
	Filito argiloso cinza	LF-DF-9Aescuro			0,12	0,30	0,12	0,31			
	Lâminas micáceas do quarto-xisto	LF-DF-011	0,32	0,52	0,11	0,31	0,13	0,34			
	Lâminas argilosas do calcixisto	LF-DF-012			0,12	0,37	0,12	0,37			
Paranoá	Folhelho preto	LF-DF-016.2			0,12	0,37	0,39	0,14	0,41	0,42	
	Siltito roxo avermelhado	LF-DF-004A			0,15	0,36		0,13	0,36		
	Siltito roxo avermelhado	LF-DF-004B			0,13	0,37		0,13	0,40		
	Siltito cinza esverdeado	LF-DF-004.2			0,15		0,40	0,15		0,55	
	Siltito roxo laminado	LF-DF-017.1			0,10	0,34	0,40	0,11	0,34	0,40	
	Siltito roxo laminado	LF-DF-017.2			0,10	0,39	0,43	0,13	0,40	0,44	
	Siltito roxo laminado	LF-DF-017.3		0,35	0,43	0,12	0,36	0,40	0,12	0,37	0,58
	Siltito roxo laminado	LF-DF-017B			0,13	0,36		0,13	0,34		
	Siltito laminado com lentes arenosas	LF-DF-018.1			0,15	0,36	0,42	0,15	0,38	0,42	
	Siltito laminado com lentes arenosas	LF-DF-018.2			0,13	0,33	0,40	0,13	0,33	0,37	
	Arenito muito fino roxo claro	LF-DF-021.1claro			0,12	0,37	0,42	0,13	0,36	0,45	
	Arenito muito fino roxo escuro	LF-DF-021.1escuro			0,11	0,35	0,32	0,11	0,31	0,40	
	Arenito muito fino laminado	LF-DF-021.2			0,12	0,35	0,44	0,13	0,33	0,45	
	Ritmito arenoso	LF-DF-016.1			0,12	0,33	0,35	0,10	0,33	0,35	
	Ritmito arenoso	LF-DF-016.4		0,33	0,35	0,10	0,34	0,45	0,10	0,33	0,45
	Ritmito arenoso	LF-DF-019			0,13	0,32		0,13	0,32		
	Arenito fino cinza claro	LF-DF-015			0,13	0,38		0,13	0,38		
Arenito muito fino cinza claro laminado	LF-DF-016.3			0,10	0,33	0,36	0,09	0,34	0,36		
Bambuí	Siltito cinza esverdeado com capa de alteração	LF-DF-006			0,12	0,36		0,12	0,36	0,40	
	Siltito roxo	LF-DF-006.1			0,13	0,37	0,39	0,13	0,32	0,48	
	Siltito cinza esverdeado	LF-DF-006.2		0,32	0,36	0,13	0,34	0,39	0,13	0,34	0,44
	Siltito cinza esverdeado laminado com capa de alteração	LF-DF-010				0,32	0,36	0,10	0,32	0,36	
	Siltito cinza esverdeado laminado	LF-DF-10A		0,36		0,12	0,34	0,13	0,32	0,40	

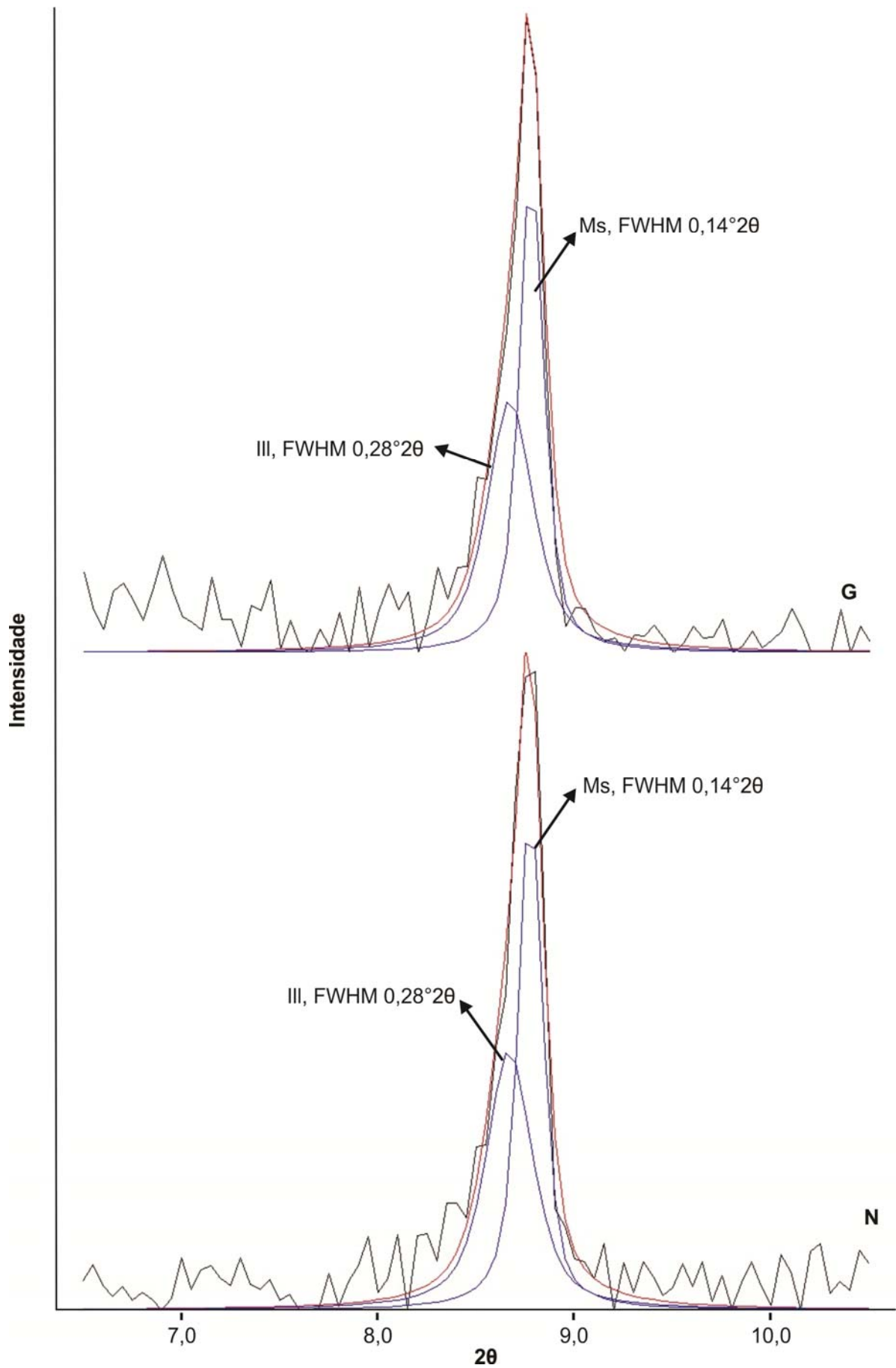


Figura 4.32 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas à muscovita e à illita recristalizadas.

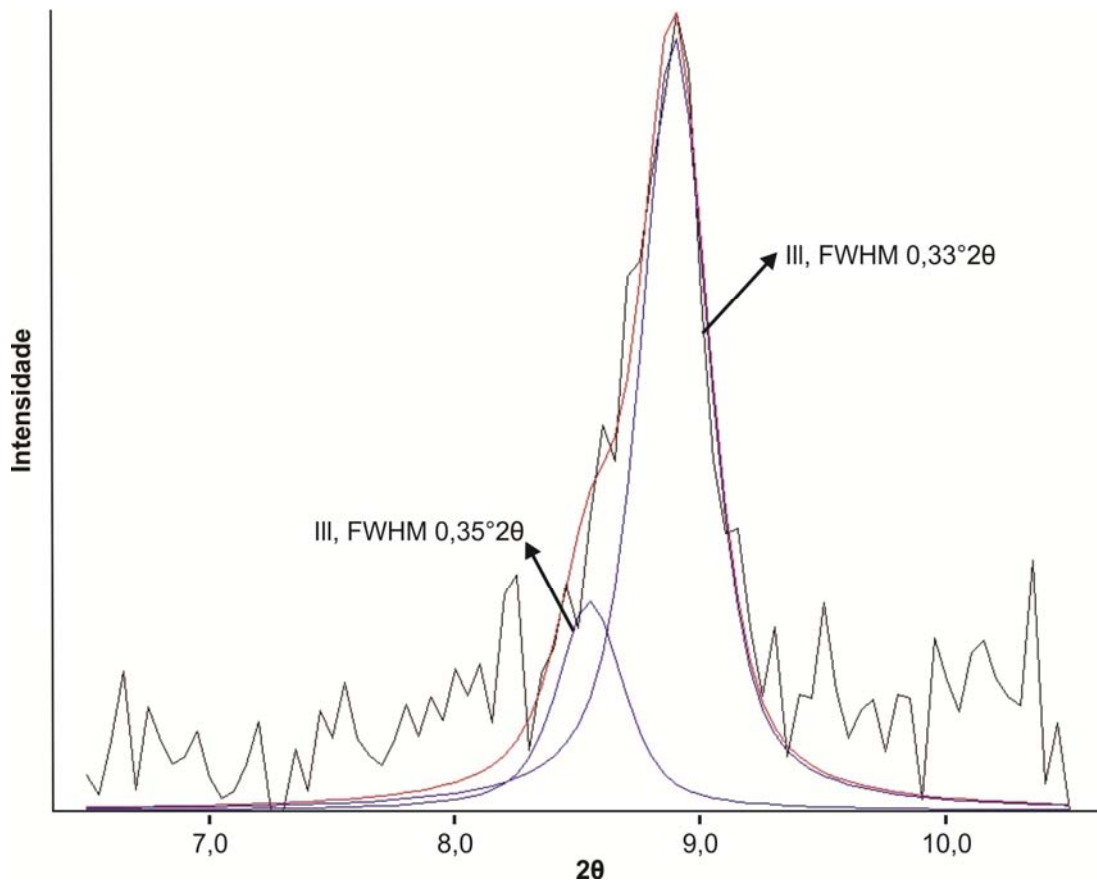


Figura 4.33 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração mais fina da amostra LF-DF-016.4, do Grupo Paranoá, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas a dois tipos de illita.

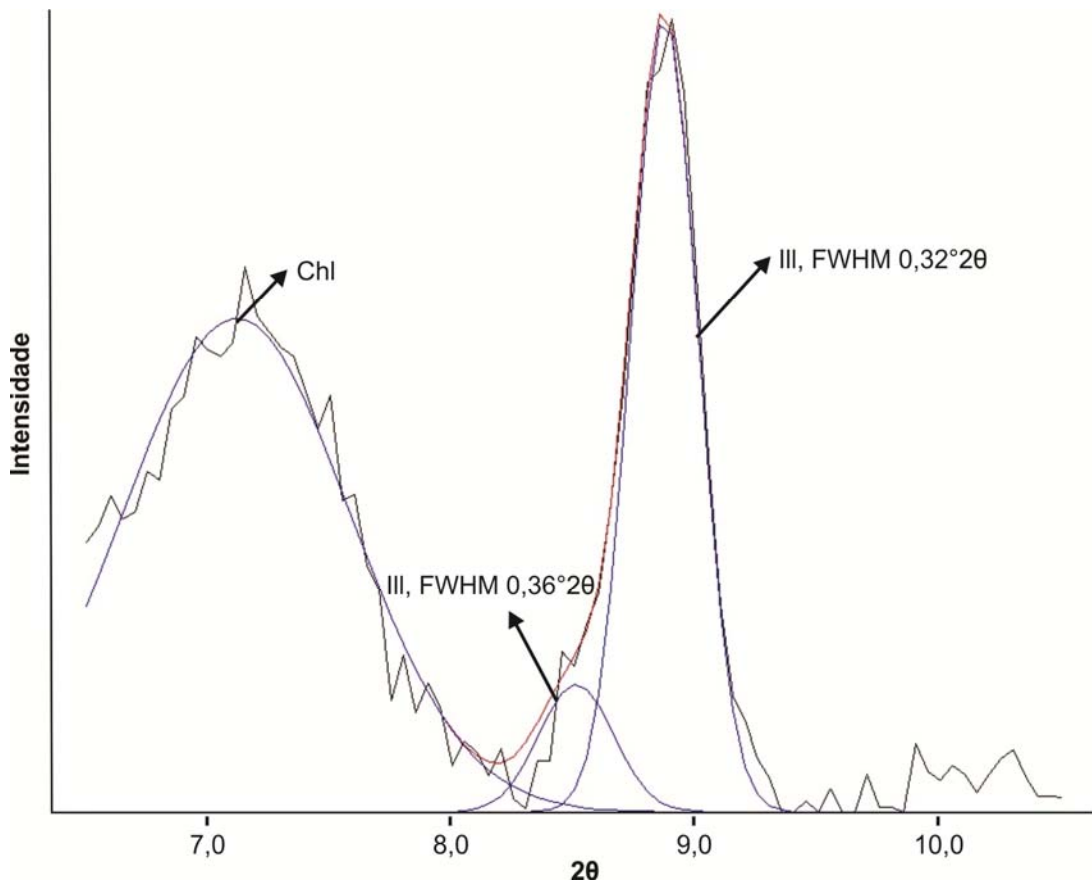


Figura 4.34 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração mais fina da amostra LF-DF-006.2, do Grupo Bambuí, evidenciando a contribuição de duas fases, atribuídas a dois tipos de illita.

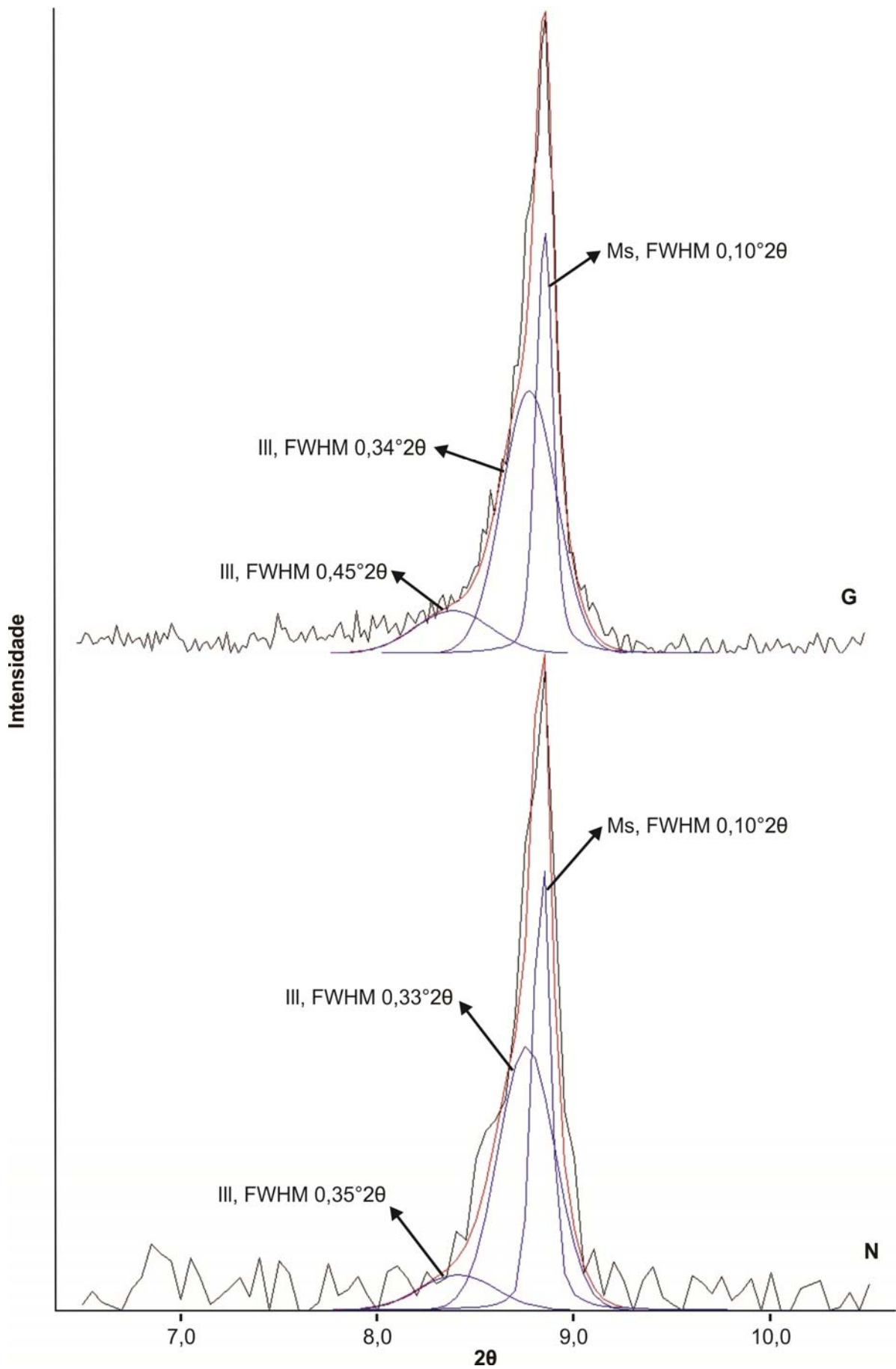


Figura 4.35 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-016.4, do Grupo Paranoá, evidenciando a contribuição de três fases, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.

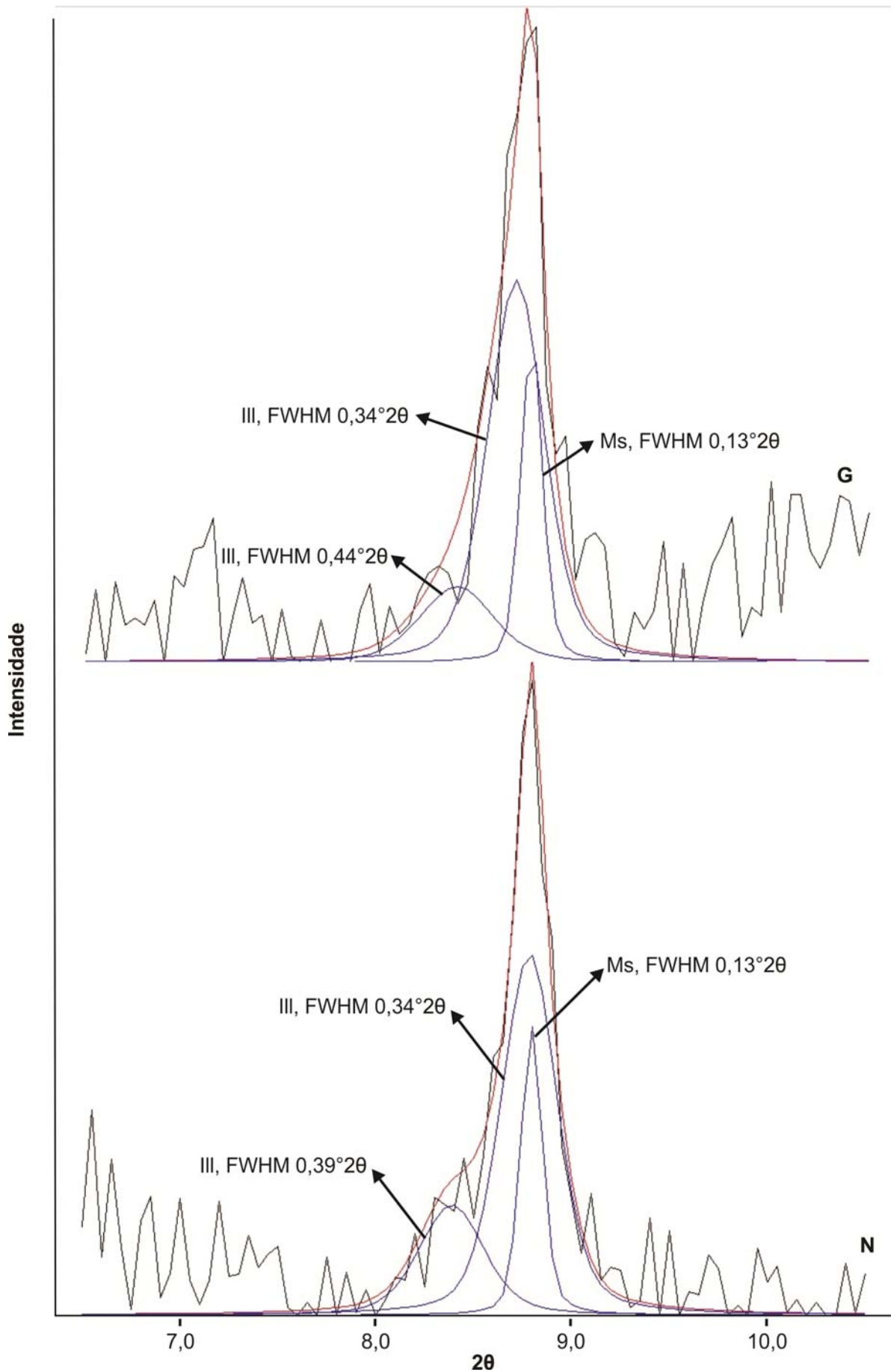


Figura 4.36 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-006.2, do Grupo Bambuí, evidenciando a contribuição de três fases, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.

Além das análises já descritas, outras foram realizadas com o objetivo de verificar a influência da velocidade de varredura nos valores FWHM (Kisch 1980a *in* Kisch 1990) e seguir as recomendações do grupo de trabalho IGCP 294 (Kisch 1991). Foi feita então a decomposição de reflexões de difratogramas cuja varredura ocorreu sob velocidade de 0,5°/min (Tabela 4.5). Entretanto, os valores FWHM não variam significativamente, observando-se que a influência maior é na diminuição do ruído (*background*), resultando em decomposições com melhor qualidade se comparadas às decomposições de difratogramas sob velocidade de 2°/minuto, tanto para as amostras em fração argila (figura 4.37) quanto para as solvatadas com etileno-glicol (figura 4.38).

Tabela 4.5 - Valores de FWHM obtidos a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ de difratogramas analisados sob velocidade de varredura de 05°/minuto (C). N: fração argila; G: solvatada com etileno-glicol.

Grupo	Amostra		FWHM			FWHM C		
	LF-DF-004B	G	0,13	0,40		0,13	0,40	
	LF-DF-004.2	N	0,15		0,40	0,17	0,41	
Paranoá	LF-DF-021.1escuro	G	0,11	0,31	0,40	0,11	0,31	0,40
	LF-DF-016.4	G	0,10	0,34	0,45	0,10	0,33	0,45
	LF-DF-016.3	N	0,10	0,33	0,36	0,09	0,32	0,35

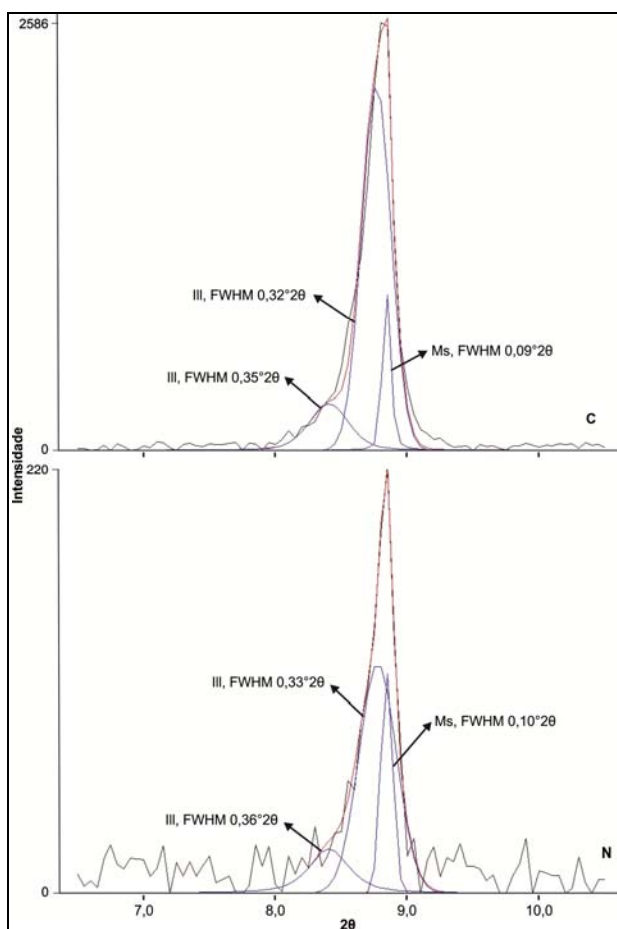


Figura 4.37 - Decomposição da reflexão $d(001)$ da fração argila sob varredura de 2°/minuto (N) e 0,5°/minuto (C); amostra LF-DF-016.3, Grupo Paranoá.

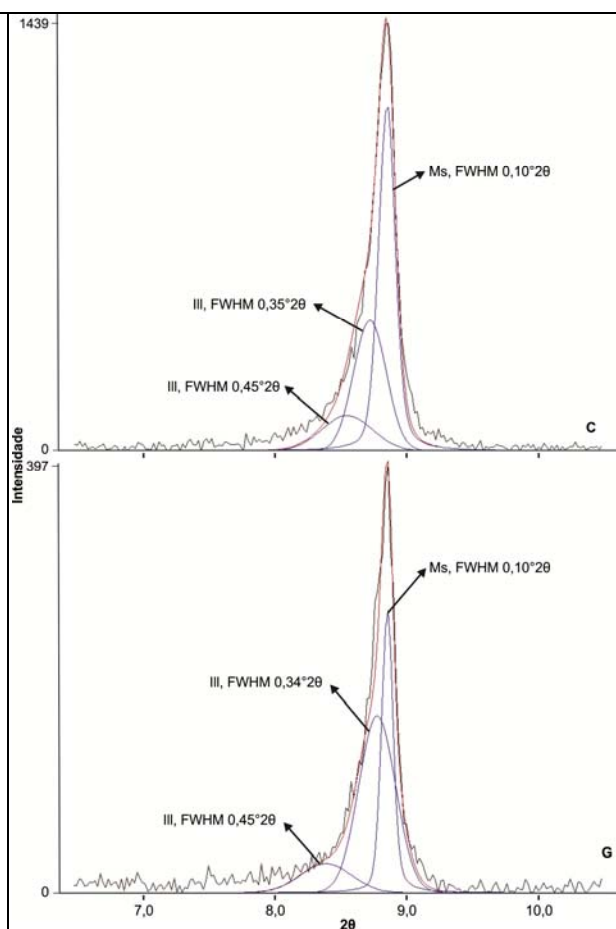


Figura 4.38 - Decomposição da reflexão $d(001)$ da fração argila solvatada com etileno-glicol sob varredura de 2°/minuto (G) e 0,5°/minuto (C); amostra LF-DF-016.4, do Grupo Paranoá.

Tabela 4.6 – Química mineral: valores em percentagem e por unidade de fórmula estrutural. (T) = sítio tetraédrico, (O) sítio octaédrico.

Grupos	Amostra	SiO ₂	Al ₂ O ₃	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total	Si	Al	(T)	Al	Ti	Fe	Mn	Mg	(O)	Ca	Na	K	Canak	
P a r a n o á	Canastra LF DF 011	40,434	27,429	0,059	2,422	0,034	1,173	0,009	0,100	6,183	93,843	6,477	1,523	8,00	3,655	0,010	0,287	0,000	0,279	4,23	0,000	0,038	1,270	1,31	
		40,969	22,977	0,038	9,864	0,032	4,984	0,088	0,144	5,399	84,495	6,355	1,645	8,00	2,548	0,000	1,132	0,000	1,155	4,84	0,019	0,037	1,062	1,12	
		49,898	29,632	0,030	3,503	0,000	1,353	0,058	0,122	9,860	94,456	6,703	1,297	8,00	3,403	0,000	0,353	0,000	0,275	4,03	0,008	0,032	1,696	1,74	
		50,558	25,807	0,268	3,899	0,000	2,990	0,000	0,018	10,614	94,154	6,884	1,116	8,00	3,026	0,025	0,390	0,000	0,606	4,05	0,000	0,000	1,850	1,85	
		50,046	24,466	0,181	2,909	0,000	2,785	0,042	0,109	9,523	90,061	7,041	0,959	8,00	3,098	0,017	0,303	0,000	0,583	4,00	0,008	0,034	1,707	1,75	
		LF DF 16.1	46,833	30,226	0,303	4,676	0,072	1,130	0,011	0,213	10,261	93,725	6,443	1,557	8,00	3,339	0,033	0,476	0,008	0,232	4,09	0,000	0,050	1,803	1,85
			51,872	29,376	0,273	2,595	0,005	2,667	0,009	0,206	10,064	97,067	6,762	1,238	8,00	3,275	0,024	0,250	0,000	0,517	4,07	0,000	0,047	1,677	1,72
			45,952	24,380	0,059	7,160	0,087	2,614	0,022	0,122	6,829	87,225	6,762	1,238	8,00	2,987	0,009	0,784	0,009	0,575	4,36	0,000	0,035	1,273	1,31
			45,862	25,442	0,081	2,843	0,044	2,629	0,092	0,109	7,780	84,882	6,793	1,207	8,00	3,245	0,009	0,319	0,009	0,579	4,16	0,018	0,036	1,478	1,53
			49,142	21,609	0,078	4,043	0,000	2,037	0,088	0,224	9,326	86,547	7,239	0,761	8,00	2,991	0,009	0,439	0,000	0,451	3,89	0,018	0,071	1,752	1,84
			45,466	36,099	0,176	1,300	0,000	0,623	0,015	0,518	6,472	90,669	6,191	1,809	8,00	3,981	0,016	0,131	0,000	0,123	4,25	0,000	0,131	1,129	1,26
			45,533	31,451	0,222	5,038	0,034	1,471	0,052	0,267	8,416	92,484	6,302	1,698	8,00	3,423	0,025	0,527	0,000	0,299	4,27	0,008	0,067	1,480	1,56
			41,767	31,585	0,158	1,941	0,054	0,924	0,072	0,855	7,346	84,702	6,195	1,805	8,00	3,722	0,018	0,213	0,009	0,205	4,17	0,009	0,250	1,391	1,65
			53,625	20,400	0,071	5,767	0,020	5,034	0,121	0,023	7,523	92,584	7,341	0,659	8,00	2,633	0,008	0,586	0,000	1,029	4,26	0,016	0,000	1,317	1,33
			48,459	28,443	0,283	4,099	0,000	2,581	0,058	0,486	8,023	92,432	6,639	1,361	8,00	3,230	0,033	0,424	0,000	0,527	4,21	0,008	0,132	1,399	1,54
			47,999	31,559	0,274	1,410	0,025	2,044	0,036	0,258	9,333	92,938	6,489	1,511	8,00	3,524	0,024	0,146	0,000	0,414	4,11	0,008	0,065	1,608	1,68
		LF DF 17.3	45,533	32,696	0,255	2,905	0,073	1,149	0,050	0,578	8,116	91,355	6,291	1,709	8,00	3,619	0,025	0,297	0,008	0,241	4,19	0,008	0,149	1,427	1,58
			45,915	35,585	0,710	0,853	0,000	0,622	0,000	0,309	8,599	92,593	6,188	1,812	8,00	3,842	0,073	0,081	0,000	0,122	4,12	0,000	0,081	1,474	1,56
			49,502	19,618	1,658	8,214	0,000	4,378	0,078	0,072	7,144	90,664	7,062	0,938	8,00	2,353	0,180	0,861	0,000	0,934	4,33	0,009	0,017	1,303	1,33
			49,222	34,388	0,158	1,474	0,001	1,199	0,007	1,086	7,777	95,312	6,423	1,577	8,00	3,709	0,016	0,141	0,000	0,235	4,10	0,000	0,282	1,302	1,58
			46,136	29,140	0,439	5,369	0,143	1,728	0,005	0,189	9,668	92,817	6,424	1,576	8,00	3,209	0,042	0,563	0,017	0,360	4,19	0,000	0,050	1,723	1,77
			45,555	33,878	0,660	2,554	0,033	0,647	0,054	0,251	7,002	90,634	6,272	1,728	8,00	3,766	0,066	0,264	0,000	0,132	4,23	0,008	0,066	1,225	1,30
			47,739	26,556	0,070	5,724	0,099	2,742	0,076	0,149	8,700	91,855	6,686	1,314	8,00	3,059	0,008	0,599	0,008	0,572	4,25	0,008	0,034	1,547	1,59
			47,070	32,225	0,262	2,842	0,030	1,481	0,032	0,544	10,323	94,809	6,340	1,660	8,00	3,457	0,024	0,290	0,000	0,300	4,07	0,008	0,146	1,781	1,94
		LF DF 006	48,838	28,223	0,145	3,739	0,050	2,135	0,058	0,180	8,574	91,942	6,719	1,281	8,00	3,297	0,017	0,378	0,008	0,438	4,14	0,008	0,050	1,504	1,56
		46,621	32,013	0,240	2,632	0,000	1,433	0,036	0,540	8,931	92,446	6,375	1,625	8,00	3,534	0,025	0,262	0,000	0,296	4,12	0,008	0,148	1,561	1,72	
		45,608	27,533	0,126	5,183	0,144	1,268	0,077	0,175	9,163	89,277	6,579	1,421	8,00	3,260	0,017	0,550	0,017	0,269	4,11	0,009	0,052	1,682	1,74	
		48,201	27,102	0,355	4,161	0,039	2,476	0,021	0,136	9,724	92,215	6,696	1,304	8,00	3,138	0,033	0,431	0,008	0,509	4,12	0,000	0,033	1,720	1,75	
		43,836	27,091	0,130	3,506	0,117	2,154	0,062	1,187	7,367	85,450	6,518	1,482	8,00	3,268	0,018	0,390	0,018	0,473	4,17	0,009	0,339	1,393	1,74	
		44,314	23,109	0,119	8,931	0,244	6,281	0,073	0,037	7,700	90,808	6,427	1,573	8,00	2,381	0,009	0,959	0,026	1,359	4,73	0,009	0,017	1,428	1,45	
		46,178	33,210	0,618	3,254	0,001	0,689	0,020	0,629	10,256	94,855	6,236	1,764	8,00	3,523	0,065	0,323	0,000	0,138	4,05	0,000	0,162	1,768	1,93	
		50,188	24,910	0,387	3,041	0,053	2,626	0,082	1,109	8,524	90,920	6,987	1,013	8,00	3,071	0,042	0,316	0,008	0,544	3,98	0,008	0,301	1,506	1,82	
		52,553	24,395	0,072	5,347	0,000	3,125	0,067	0,593	9,242	95,394	7,052	0,948	8,00	2,904	0,008	0,527	0,000	0,629	4,07	0,008	0,161	1,580	1,75	
		46,597	23,125	0,056	4,625	0,070	3,539	0,049	0,058	9,466	87,585	6,856	1,144	8,00	2,867	0,009	0,508	0,009	0,777	4,17	0,009	0,018	1,767	1,79	
	LF DF 006.1	39,917	20,052	1,542	20,877	0,062	2,397	0,081	0,177	7,360	92,465	6,112	1,888	8,00	1,739	0,175	2,313	0,009	0,543	4,78	0,009	0,055	1,436	1,50	
		49,144	30,211	0,340	2,352	0,036	1,831	0,020	0,505	8,927	93,366	6,631	1,369	8,00	3,430	0,032	0,242	0,008	0,365	4,08	0,000	0,130	1,540	1,67	
		51,449	22,809	0,047	3,401	0,061	3,949	0,126	0,123	9,210	91,175	7,149	0,851	8,00	2,891	0,008	0,349	0,008	0,818	4,07	0,017	0,033	1,637	1,69	
		45,827	33,725	0,345	1,397	0,009	1,259	0,002	1,308	7,840	91,712	6,261	1,739	8,00	3,693	0,033	0,147	0,000	0,254	4,13	0,000	0,345	1,362	1,71	
		46,143	30,437	0,377	4,065	0,000	1,601	0,038	0,499	9,270	92,430	6,383	1,617	8,00	3,353	0,042	0,413	0,000	0,332	4,14	0,008	0,133	1,629	1,77	
		47,168	30,636	0,094	5,678	0,072	3,126	0,052	0,235	7,294	94,355	6,368	1,632	8,00	3,235	0,008	0,578	0,008	0,633	4,46	0,008	0,065	1,249	1,32	
		47,772	33,706	0,131	2,054	0,038	1,214	0,044	0,343	9,963	95,265	6,337	1,663	8,00	3,614	0,016	0,206	0,008	0,239	4,08	0,008	0,096	1,690	1,79	
		48,034	32,697	0,120	2,288	0,021	1,413	0,024	0,227	9,591	94,415	6,420	1,580	8,00	3,578	0,016	0,224	0,000	0,281	4,10	0,000	0,064	1,639	1,70	
	LF DF 006.2	47,258	30,675	0,206	3,292	0,000	1,530	0,092	0,665	9,592	93,310	6,456	1,544	8,00	3,394	0,025	0,342	0,000	0,312	4,07	0,016	0,180	1,673	1,87	
		44,943	25,195	0,311	7,630	0,076	3,966	0,033	0,099	7,733	89,986	6,492	1,508	8,00	2,779	0,035	0,821	0,009	0,851	4,50	0,009	0,035	1,423	1,47	
																									

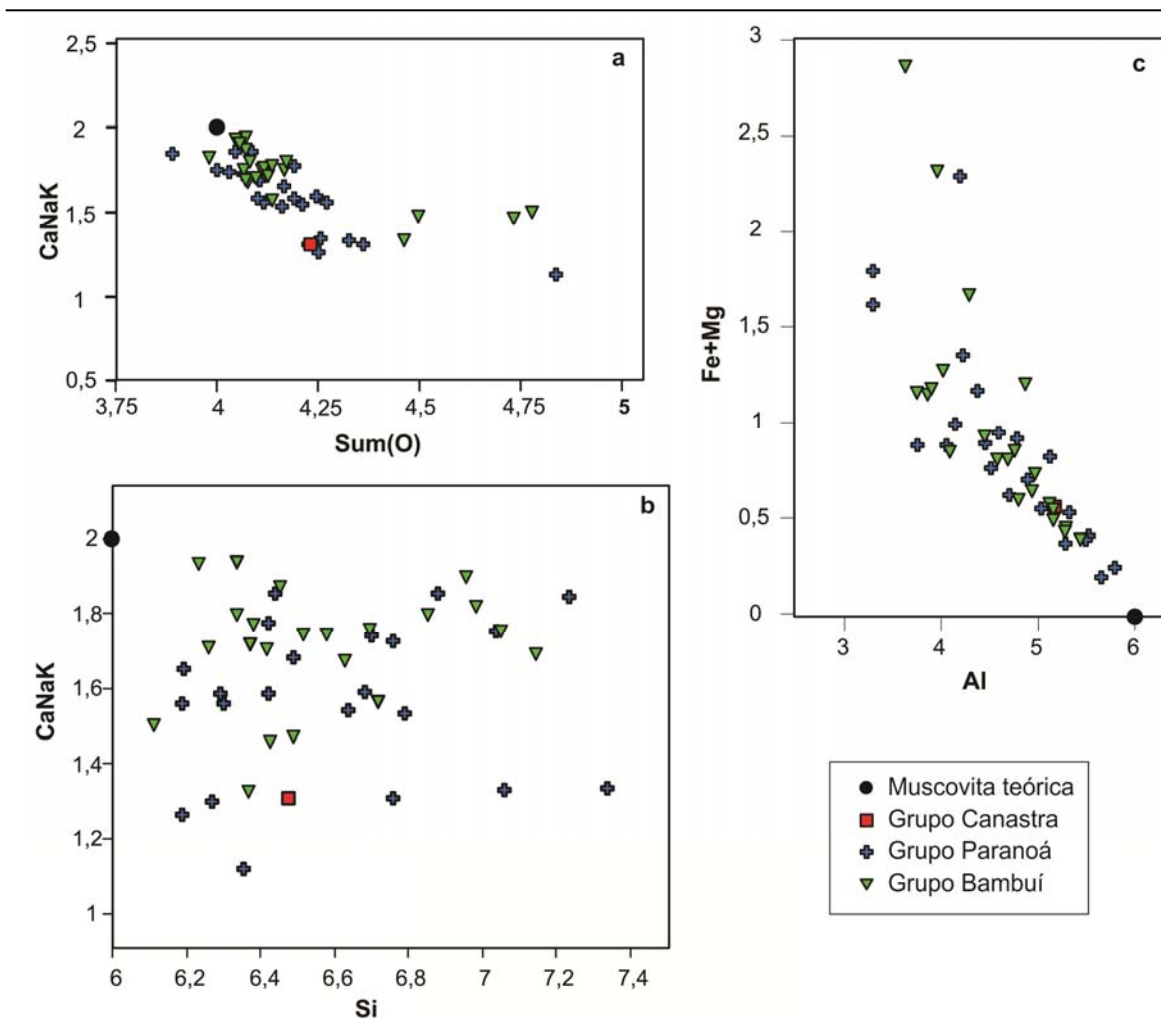


Figura 4.40 – Relação dos (a) álcalis em função da soma dos octaedros, (b) álcalis em função do Si e (c) de Fe+Mg em função do Al.

A soma dos octaedros (próxima a 4,0) é característica de minerais dioctaédricos. Os valores abaixo de 4,0 correspondem à vacância, enquanto os valores excessivos podem estar relacionados, inclusões de cristalitos de Fe nos filossilicatos, interestratificação com minerais trioctaédricos e/ou presença de misturas de fase contendo clorita.

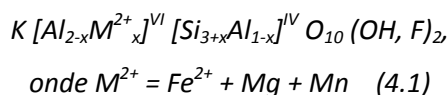
Várias análises foram feitas na lâmina do Grupo Canastra, porém os valores obtidos não são compatíveis com as micas. Isso ocorreu provavelmente por interferência de minerais vizinhos, considerando-se que a lâmina é formada por grãos de granulação muito fina. Assim, apenas uma análise é válida, com deficiência em cátions intercamada (figuras 4.40a e 4.40b) e substituição do Al por Fe+Mg (figura 4.40c). As micas analisadas do Grupo Paranoá tem composições bastante variáveis. Geralmente tem deficiência em cátions intercamada (figura 4.40a e 4.40b) e valores baixos de Al total com substituição parcial por Fe+Mg no octaedro (figura 4.40c). Assim como neste, as micas do Grupo Bambuí também têm diferentes composições, com valores menos deficientes em cátions intercamadas se comparado aos do Grupo Paranoá (figura 4.40a e 4.40b), ou seja, valores que se aproximam mais aos da muscovita teórica. Entretanto, há amostras que apresentam maior empobrecimento em Al com respectivo enriquecimento em Fe+Mg.

As análises das amostras do Grupo Paranoá estão dispersas em um campo mais amplo se comparadas às análises do Grupo Bambuí, apresentando mais amostras com excesso nos octaedros (figura 4.40a) e Fe+Mg (figura 4.40c), compatível com a presença de cloritas diagenéticas vistas em microscópio ou à presença de minerais trioctaédricos interestratificados identificados na decomposição de raios-X.

Na muscovita ideal, a composição do tetraedro (Si_6Al_2) condiciona o total de álcalis com carga 2,0, ou seja, um valor de 0,75 para a razão $Si/(Si+Al^{IV})$. Já no octaedro, a razão $Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe+Mg)$ igual a 1,0 não produz carga. Nas ilitas, há perda de Al e ganho em Si no sítio tetraédrico, e Fe+Mg no sítio octaédrico, resultando em razões que variam de 0,81 a 0,88 e 0,70 a 0,97, respectivamente para as razões $Si/(Si+Al^{IV})$ e $Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe+Mg)$, o que condiciona o total de álcalis para valores inferiores aos da muscovita.

A análise do Grupo Canastra tem valores de 0,81 e 0,86 para as razões de $Si/(Si+Al^{IV})$ e $Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe+Mg)$, respectivamente. Já as do Grupo Paranoá tem valores entre 0,77 e 0,92 para a razão $Si/(Si+Al^{IV})$ e entre 0,53 e 0,95 para $Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe+Mg)$. Os valores de Grupo Bambuí variam entre 0,76 e 0,89 para a razão $Si/(Si+Al^{IV})$ e entre 0,38 e 0,90 para $Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe+Mg)$. Portanto, do ponto de vista composicional, a amostra do Grupo Canastra está no campo da ilita, assim como a maioria das amostras dos grupos Paranoá e Bambuí (figura 4.41).

A entrada de Mg, Fe^{2+} , às vezes Mn, no lugar do Al no sítio octaédrico, em valor idêntico ao aumento de Si no tetraedro, é chamada de substituição de Tschermark, com formação da fengita, cuja fórmula teórica é $K[(Fe, Mg)_{0,5}Al_{1,5}]^{VI}[Si_{3,5}Al_{0,5}]^{IV}O_{10}(OH,F)_2$ (Guidotti 1984). Considerando a fórmula ideal da muscovita $K[Al_2]^{VI}[Si_3Al]^{IV}O_{10}(OH,F)_2$, tal substituição pode ser resumida pela fórmula (4.1):



e expressa no diagrama da figura 4.41, que mostra razões $Si/(Si+Al^{IV})$ e $Al^{VI}/(Al^{VI}+Fe+Mg)$ variáveis, confirmando o estágio diagenético dessas amostras, já que quando atingem a epizona, espera-se a homogeneização do sítio octaédrico, com composições compatíveis com a substituição de Tschermark, o que pode ser observado apenas em algumas análises.

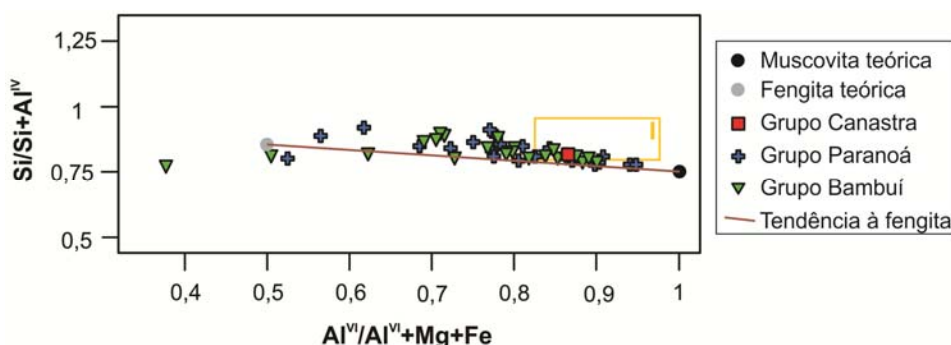


Figura 4.41 – Relação entre a composição dos sítios tetraédricos e octaédricos. O polígono retangular em destaque indica o campo compatível com a composição da ilita.

No diagrama $MR^{3+}-2R^{3+}-3R^{2+}$ (figura 4.42), no qual MR^{3+} = álcalis e Al, R^{3+} = Al e Fe^{3+} , e R^{2+} = Mg, a muscovita teórica estaria plotada a aproximadamente 50% dos sítios MR^{3+} e $2R^{3+}$. Assim, a maioria das amostras coincide com o campo composicional das illitas, embora algumas estejam próximas à composição da muscovita teórica. Além disso, há amostras com teores em torno de 10% no sítio $3R^{2+}$, que pode ser devido à presença de minerais trioctaédricos, como clorita e esmectita, interestratificados com a illita.

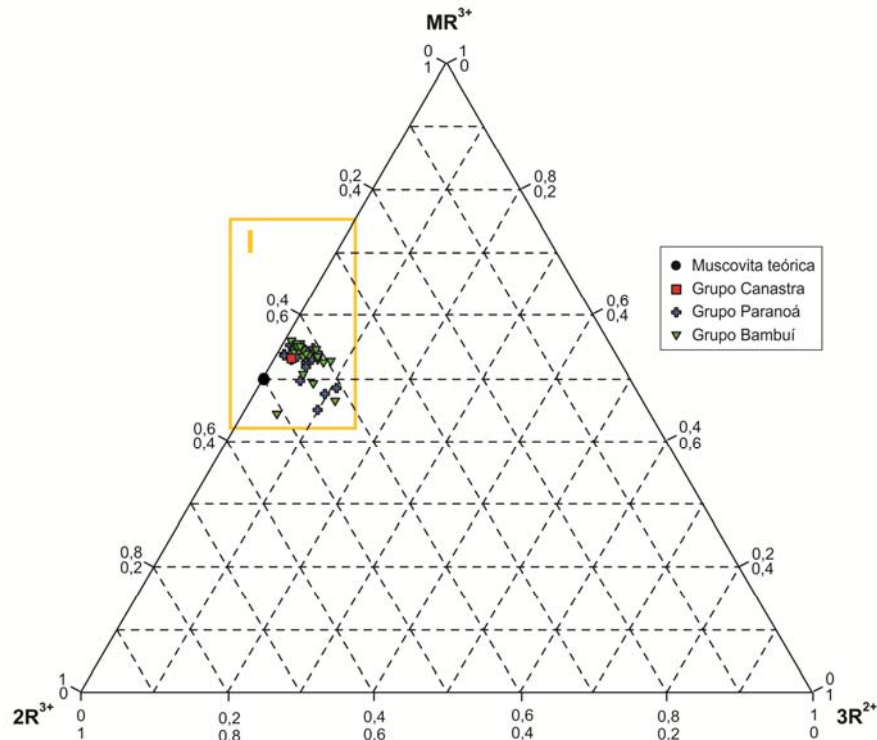


Figura 4.42 – Diagrama $MR^{3+}-2R^{3+}-3R^{2+}$, cujos sítios correspondem MR^{3+} = álcalis e Al, R^{3+} = Al e Fe^{3+} , e R^{2+} = Mg e Fe^{2+} , destacando o campo composicional das Illitas (em amarelo).

Os dados obtidos por sonda eletrônica são muito variáveis por consequência da impossibilidade de discriminar separadamente micas di e trioctaédricas, dificultando assim, interpretações mais precisas.

5. DISCUSSÃO

Os dados obtidos ao longo do trabalho são utilizados para a interpretação de efeitos da diagênese além de comparar com dados encontrados em trabalhos anteriores, possibilitando a interpretação em um contexto regional.

5.1. Petrografia

Na região da Fercal, os siltitos e ritmitos arenosos do Grupo Paranoá são constituídos por mais fragmentos líticos e menos pseudomatriz do que os siltitos atribuídos ao Subgrupo Paraopeba. Além disso, observa-se a semelhança desses siltitos aos termos terrígenos da Formação Serra de Santa Helena descritos na região de Bezerra – Cabeceiras (GO; Guimarães 1997 e Guimarães *et al.* 2004), confirmando a ocorrência do Grupo Bambuí no norte do Distrito Federal (figura 5.1). Entretanto, apesar da semelhança, as rochas da região de Bezerra – Cabeceiras são constituídas por mais fragmentos líticos e menos pseudomatriz, se comparadas aos siltitos no norte do Distrito Federal.

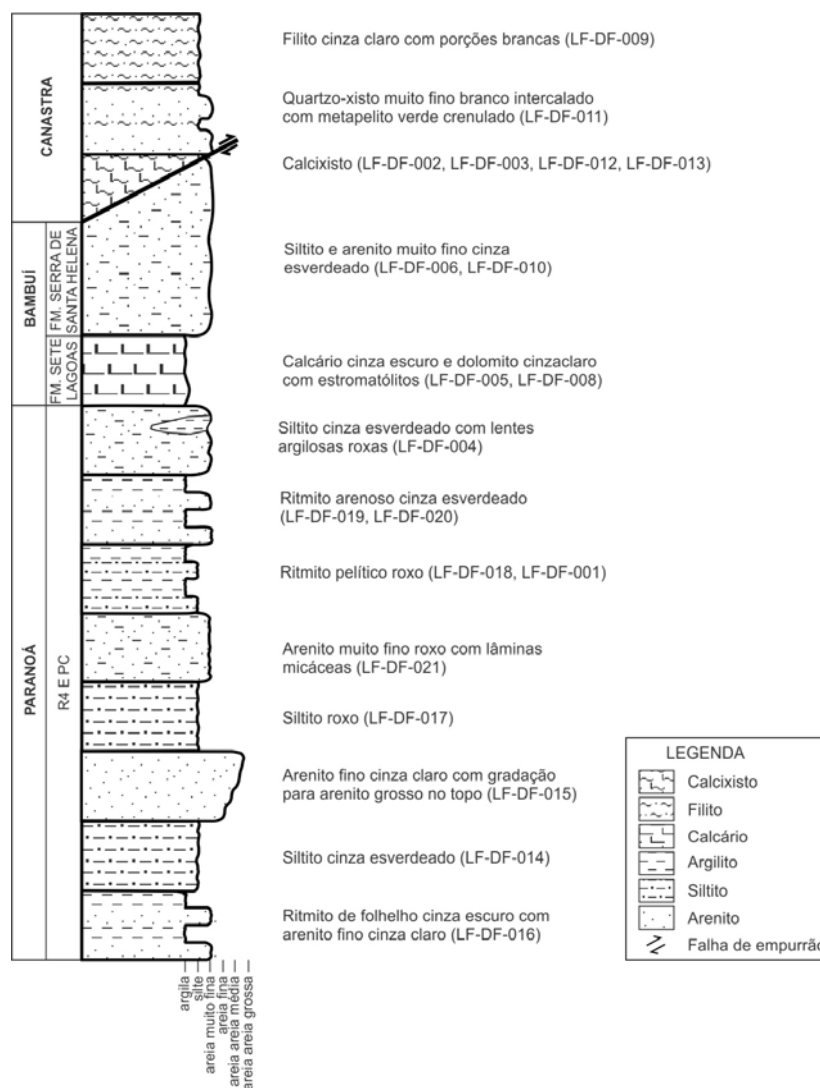


Figura 5.1 - Coluna estratigráfica da área de estudo (fora de escala). Notar inclusão das formações Sete Lagoas e Serra de Santa Helena imediatamente abaixo às rochas do Grupo Canastra, posicionadas tectonicamente.

Essa variação composicional pode ser devido a diferentes fontes, mas também pode estar relacionado à proximidade da zona de atrito com a lasca de empurrão, já que o Grupo Bambuí no norte do DF ocupa o topo da estratigrafia local (figura 5.1), em uma região próxima à falha tectônica, enquanto a região de Bezerra – Cabeceiras dista aproximadamente 100 km. Dessa forma, a carga tectônica é maior nas rochas do Grupo Bambuí na região da Fercal do que nas da de Bezerra – Cabeceiras e nas do Grupo Paranoá, provocando o esmagamento do grão precursor por compactação mecânica, sendo discriminado então como pseudomatriz. Esse efeito também observado nos siltitos do Grupo Bambuí pela torção de grãos de plagioclásio.

5.2. Difração de raios-X

ÍNDICE DE CRISTALINIDADE DA ILITA POR DECOMPOSIÇÃO DE DIFRAÇÃO DE RAIOS-X COMO TÉCNICA COMPLEMENTAR PARA DEFINIR A DIAGÊNESE EM SEQUÊNCIAS PROTEROZÓICAS, NORTE DO DISTRITO FEDERAL

L. F. B. Campos¹, E. M. Guimarães²

(1) Pós-graduação, Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, laurafbrant@gmail.com

(2) Instituto de Geociências – Universidade de Brasília, rxedi@unb.br

Resumo As Sequências Proterozóicas no norte do DF são constituídas por carbonatos, pelitos e arenitos além de filitos, quartzitos e quartzo-xistos, correspondentes aos grupos Bambuí, Paranoá e Canastra. As amostras psamo-pelíticas, nas quais é comum a presença da ilita, foram analisadas por difração de raios-X. Porém, embora esse mineral seja importante para definir as zonas de diagênese e metamorfismo de baixo grau, há dificuldade em identificá-lo sob microscopia ótica devido ao seu tamanho ($<2\mu\text{m}$) e à sua semelhança com as micas, principalmente à muscovita. Tais semelhanças também dificultam sua identificação sob difração de raios-x, pois frequentemente suas reflexões características estão sobrepostas às reflexões da muscovita. Então, realizou-se a decomposição da reflexão em $2\theta\sim 9^\circ$ com o objetivo de obter valores de Índice de Cristalinidade da Ilita, possibilitando complementar a interpretação da diagênese local e, possível influência da carga tectônica devido à proximidade da frente de empurrão que sobrepõe sequências sedimentares do Grupo Canastra. Os resultados da decomposição de raios-X indicam condições de anquizona para os grupos Bambuí e Paranoá, superiores às obtidas na região de Bezerra – Cabeceiras (GO), distante aproximadamente 100 km da frente de empurrão, atribuindo-se à influência da maior carga tectônica.

Palavras-chave: Grupo Paranoá, Grupo Bambuí, decomposição, diagênese-anquizona, ilita.

Abstract *ILLITE INDEX BY DECOMPOSITION OF X-RAY DIFFRACTION LIKE ADDITIONAL TECHNIQUE TO DEFINE DIAGENESIS IN PROTEROZOIC SEQUENCES IN NORTHERN DISTRICT FEDERAL* The Proterozoic Sequences in the north of the DF comprise carbonates, pelites and sandstones, in addition of phyllites, quartzites and quartz-schists from Bambui, Paranoá and Canastra groups. The psamo-pelitic samples, which is common in the presence of illite were analyzed by X-ray diffraction. However, although this mineral is important to define areas of diagenesis and low grade metamorphism, it is difficult to identify it by light microscopy due to their size ($<2\mu\text{m}$) and its resemblance to another phyllosilicates, mainly muscovite. Such similarities also hamper their identification under x-ray diffraction, often because their reflections are superimposed features the reflections of muscovite. Then there was the decomposition of reflection in $2\theta\sim 9^\circ$ in order to obtain the values of the Illite Crystallinity Index, enabling complementary interpretations of the local diagenesis and possible bulk tectonic influence due to the proximity of the front push which overlaps sedimentary sequences of the Canasta Group. The results according to X-ray diffraction decomposition indicate anchizone conditions for Bambuí and Paranoa groups, higher than those obtained in the

region of Bezerra - Cabeceiras (GO), distant approximately 100 km from the thrust front, attributed to greater bulk tectonic.

Keywords: Paranoá Group, Bambuí Group, decomposition, diagenesis-anchizone, illite.

INTRODUÇÃO Pelitos e arenitos além de filitos, quartzitos e quartzo-xistos de Sequências Proterozóicas ocorrem no norte do Distrito Federal. Os filossilicatos constituintes correspondem predominantemente a muscovita e illita, entre outros minerais.

Argilominerais, incluindo-se a illita, cuja dimensão é $<2\mu\text{m}$ são de difícil identificação sob microscopia ótica. Com estrutura de filossilicato 2:1, isto é, cada camada é composta por uma folha de octaedro entre duas folhas de tetraedro, a illita, assim como as micas, tem o potássio como principal cátion intercamada (Deer *et al.* 1992). Além disso, a maioria das illitas é di-octaédrica, ou seja, o alumínio é o cátion do octaedro assemelhando-se à muscovita. Outra semelhança está relacionada ao espaçamento basal: ambas têm valores muito próximos ($\sim 10\text{Å}$) resultando em reflexões nos difratogramas de raios-X também muito próximas, diferentes apenas na forma do pico. Isso é evidenciado nos difratogramas pelos picos mais largos da illita, quando comparados aos da muscovita. Tal diferença decorre do menor número de cátions intercamada, do que resultam ligações mais fracas e menor regularidade do empilhamento. Contudo, em rochas sedimentares é comum a presença tanto da illita quanto da muscovita, mesmo em fração argila ($<2\mu\text{m}$). Assim, ao analisar uma amostra por difração de raios-x, comumente há a sobreposição das reflexões características desses minerais, dificultando a identificação.

Desde a década de 1960, argilominerais, especialmente a illita, têm sido utilizados para definir as zonas de diagênese (Dunoyer de Segonzac, 1969, Hillier 1989, Velde & Vasseur 1992, Leoni *et al.* 1996, Wang *et al.* 1996, Dudek & Srodon 2003, Srodon *et al.* 2009) em rochas sedimentares e de metamorfismo de baixo grau (Frey 1987, Kisch 1983, Jahren & Aagard 1992, Árkai *et al.* 1996, Warr & Nieto 1998, Jaboyedoff *et al.* 2001, Lee & Lee 2001, Abad *et al.* 2003, Kamp 2008) em rochas sedimentares, inclusive sob influência de carga tectônica (Hoffman & Hower 1979, Eslinger & Sellars 1981, Akande & Erdtmann 1998, Poyatos *et al.* 2001). Para isso, utiliza-se o método proposto por Kübler (1964, 1967, 1984), o qual consiste em medidas de largura a meia altura (FWHM) da reflexão de raios-x da illita em análises da fração argila ($<2\mu\text{m}$) secas ao ar. Posteriormente, Guggenheim *et al.* (2002) estabeleceram essa medida como o Índice de Kübler (KI), difundido na literatura como “Índice de cristalinidade de Illita” (ICI).

Diante da sua importância e da dificuldade na identificação da illita, também pela comum interstratificação com a esmectita, Lanson (1990 *in* Lanson 1997) desenvolveu um *software* denominado DECOMPXR, que consiste em um programa de decomposição das reflexões de raios-x, segundo cálculos matemáticos. Esse programa fornece informações precisas da posição, largura e intensidade dos picos associados às diferentes fases presentes em uma amostra, inclusive quando essas reflexões estão sobrepostas. Os algoritmos usados no programa e suas limitações estão descritas nos trabalhos de Lanson & Champion (1991), Lanson & Besson (1992), Lanson & Velde (1992) e Lanson

(1997). Entretanto, apesar da eficiência desse método, poucos trabalhos o utilizam para estabelecer os valores de ICI, particularmente relacionado à variação da carga tectônica (Lanson *et al.* 1998).

Estudos de Guimarães (1997) e Costa Neto (2006) estabeleceram o ICI para as rochas dos grupos Bambuí e Paranoá na região de Bezerra – Cabeceiras (GO), afastada cerca de 100 quilômetros da frente de empurrão, que sobrepõe sequências sedimentares do Grupo Canastra no norte do Distrito Federal. Assim, o objetivo desse trabalho é caracterizar os argilominerais, especialmente a ilita, utilizando a decomposição de difratogramas de raios-X, em rochas do Grupo Paranoá na região da Fercal, a fim de comparar com dados obtidos anteriormente em outras regiões possibilitando o entendimento da diagênese local, possivelmente influenciada pela carga tectônica.

CONTEXTO GEOLÓGICO A Fercal, área de estudo localizada no norte do Distrito Federal, é geologicamente inserida na porção leste da Faixa de Dobramentos Brasília (Fuck *et al.* 1994). Filitos, calcixistos, quartzo-xistos e quartzitos do Grupo Canastra (Freitas- Silva & Dardenne 1994) ocorrem tectonicamente sobrepostos (Araujo Filho & Faria 1992) aos pelitos, arenitos, ritmitos e rochas carbonáticas, atribuídos aos grupos Bambuí (Almeida *et al.* 1971) e Paranoá (Faria *et al.* 1997).

Na área de estudo (figura 5.2), ocorrem calcixistos, filitos e quartzo-xistos do Grupo Canastra e são facilmente identificadas devido ao metamorfismo. O Grupo Paranoá se restringe às unidades R₄, representada por ritmitos argilosos intercalados a arenitos finos, e PC, representada por argilitos e siltitos com lentes carbonáticas, correspondentes respectivamente às formações Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro segundo a proposta de formalização da estratigrafia de Campos *et al.* (No prelo). Análises isotópicas de calcários da região justificam sua inclusão do Grupo Bambuí de forma indivisa sob denominação de Subgrupo Paraopeba (Alvarenga *et al.* 1998, Alvarenga *et al.* 2008, Alvarenga *et al.* 2011).

Regionalmente, o contato dos grupos Paranoá e Bambuí é identificado pela discordância ou por diamictitos da Formação Jequitaiá. Entretanto, essas feições não ocorrem na área de estudo, posicionando os pelitos e carbonatos do topo do Grupo Paranoá em contato direto com os pelitos e carbonatos basais do Grupo Bambuí.

MATERIAIS E MÉTODOS As amostras coletadas em campo (tabela 5.1, figura 5.3), correspondentes aos grupos Canastra, Paranoá e Bambuí, foram analisadas por difração de raios-X (DRX) no Laboratório de Difractometria de Raios-X (LDRX) do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB). Posteriormente, as reflexões $d(001)$ das micas e ilitas foram decompostas, utilizando-se o *software* DECOMPXR.

Difração de raios-X Foram feitas análises por DRX de amostras de rocha total, da fração argila (<2 μm) e da fração inferior a 0,2 μm , segundo rotina de preparação do Laboratório de Difração de Raios-X (LDRX/IG/UnB).

As amostras foram analisadas no equipamento de marca RIGAKU modelo ULTIMA IV, operando com tubo de cobre e filtro de níquel, sob voltagem de 35 kV e corrente de 15 mA, velocidade da varredura de 2°/minuto, passos de 0,05° e configuração das fendas de Soller (S): 2/3

deg, divergente (fd): 10 mm e receptora (fr): 0,3 mm. As análises foram realizadas no intervalo 20 de 3° a 80° para rocha total e para a fração argila.

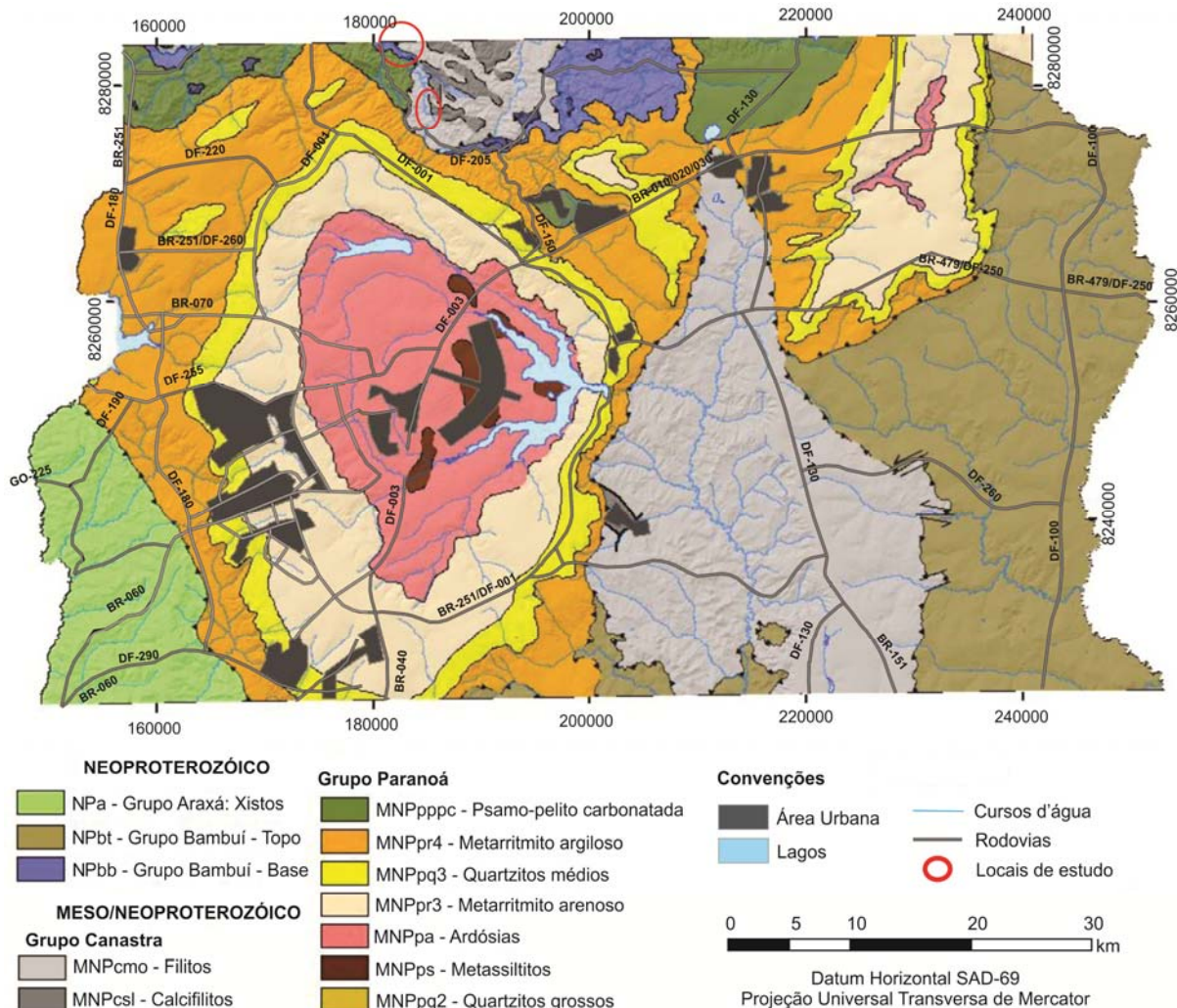


Figura 5.2- Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).

A rocha total foi analisada a partir da amostra pulverizada e compactada a seco sobre lâmina de vidro.

A fração argila foi obtida a partir do sobrenadante resultante da dispersão da amostra pulverizada em água destilada seguida de centrifugação a 750 rpm por 7 minutos. Esse sobrenadante foi então centrifugado por 30 minutos a 3000 rpm para decantar a fração argila (<2 µm), que constitui a pasta a ser analisada. Esta pasta disposta sobre lâmina de vidro pela técnica do esfregaço facilita a orientação dos minerais planares, sendo analisada após secagem ao ar (N). Para auxiliar na identificação mineralógica, as lâminas de fração argila foram solvatadas com etileno-glicol (G) e, algumas delas, aquecidas em estufa por 3 horas a 490°C (A).

As amostras da fração inferior a 0,2 µm foram obtidas a partir do sobrenadante resultante do tratamento da amostra pulverizada. Esta foi dispersa em solução de pirofosfato de sódio com concentração de 0,003g/ml e, posteriormente desagregada no ultrassom da marca HIELSHER modelo UP400S, com um ciclo e amplitude da onda de 50% durante 4 minutos. Em seguida centrifugou-se sob

2400 rpm por 35 minutos (Jackson 1969), obtendo-se o sobrenadante, que foi então submetido novamente a centrifugação sob 3500 rpm por 35 minutos para decantar a fração inferior a 0,2 μm . Após a decantação, a fração inferior a 0,2 μm foi utilizada para a preparação das lâminas orientadas pela técnica do esfregaço e secas ao ar.

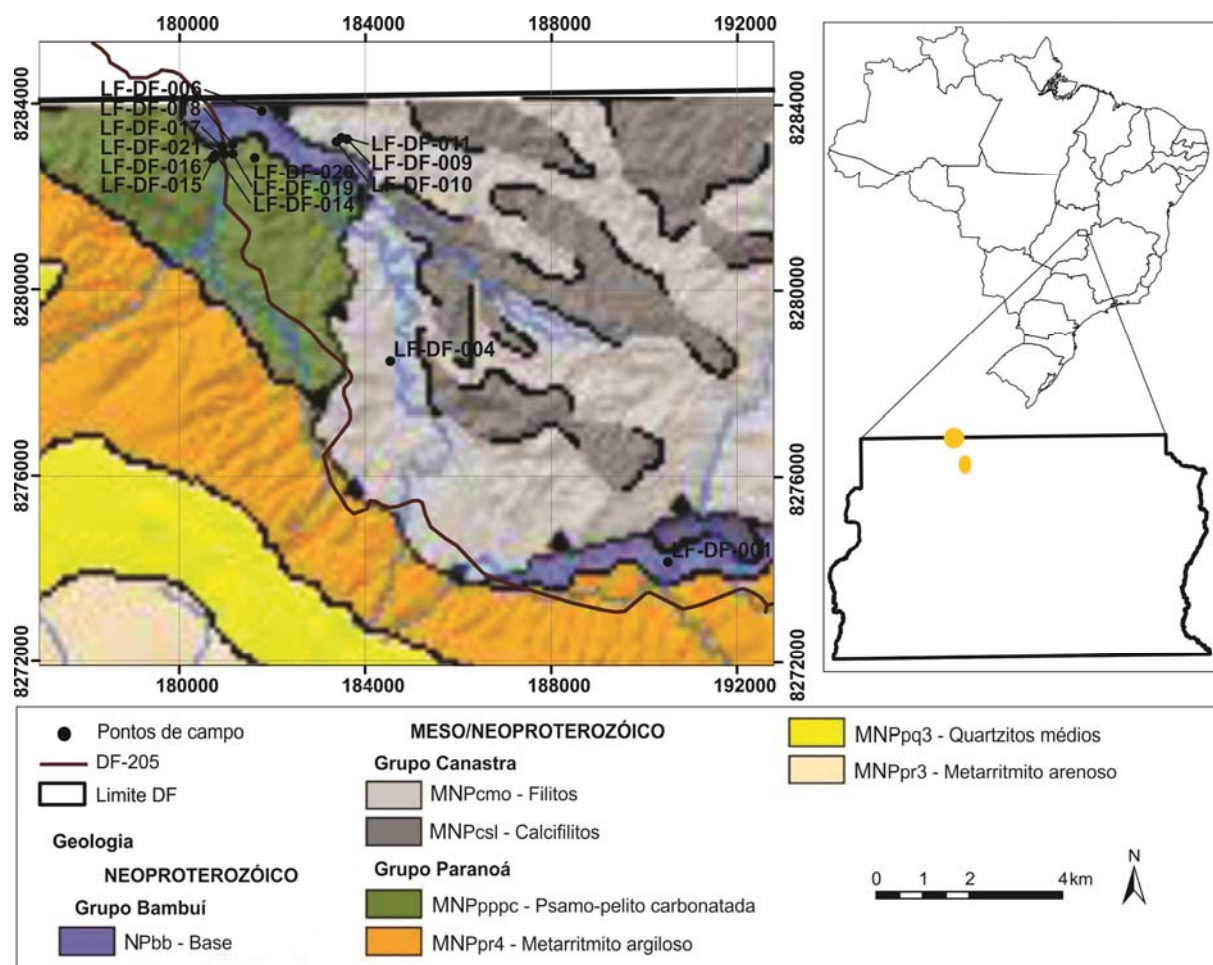


Figura 5.3 – Mapa de localização das rochas cujas reflexões $d(001)$ dos difratogramas de raios-X foram decompostas sobre o mapa geológico simplificado (1: 100.000, atualizado de Freitas-Silva & Campos 1998, modificado de ZEE-DF 2012).

A identificação dos minerais foi feita com o auxílio do programa JADE 9.0, base WINDOWS, com banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC), produzido pelo International Center for Diffraction Data – ICDD.

Após a interpretação dos constituintes por DRX, foi determinada a largura a meia altura (FWHM) da reflexão $d(001)$, $\sim 10\text{\AA}$, posicionada em $2\theta \sim 9^\circ$, com a finalidade de obter o Índice de Cristalinidade da Ilita (ICI) nos difratogramas da fração argila. Visto que os valores de $d(001)$ das micas e da ilita se sobrepõem em $2\theta \sim 9^\circ$ e visando a comparação dos difratogramas das lâminas secas ao ar e daquelas solvatadas com etileno-glicol, utilizou-se o *software* DECOMPXR (Lanson 1990 in Lanson 1997; Lanson & Champion 1991; Lanson & Besson 1992; Lanson & Velde 1992) para decompor essa reflexão conforme os procedimentos descritos por Lanson (1997). Além de discriminar ilita e muscovita, esse *software* fornece os valores FWHM.

Tabela 5.1 – Identificação macroscópica das rochas analisadas e valores de FWHM para as curvas obtidas a partir da decomposição da reflexão $d(001)$, posicionada em 20–9°. F: fração inferior a 0,2µm; N: fração argila seca ao ar (< 2 µm); G: solvatada com etileno-glicol (< 2 µm); Ms: muscovita; Ill: illita.

Grupo	Amostra	Lítotipo	FWHM F			FWHM N			FWHM G		
			Ms	Ill1	Ill2	Ms	Ill1	Ill2	Ms	Ill1	Ill2
Canastra	LF-DF-009	Filito argiloso branco e cinza claro	0,12	0,28		0,14	0,28		0,14	0,28	
	LF-DF-009Aclaro	Filito argiloso branco				0,09	0,31		0,12	0,28	
	LF-DF-9Aescuro	Filito argiloso cinza				0,12	0,30		0,12	0,31	
	LF-DF-011	Lâminas micáceas do quarto-xisto	0,32	0,52		0,11	0,31		0,13	0,34	
	LF-DF-012	Lâminas argilosas do calcixisto				0,12	0,37		0,12	0,37	
Paranoá	LF-DF-016.2	Folhelho preto				0,12	0,37	0,39	0,14	0,41	0,42
	LF-DF-004A	Siltito roxo avermelhado				0,15	0,36		0,13	0,36	
	LF-DF-004B	Siltito roxo avermelhado				0,13	0,37		0,13	0,40	
	LF-DF-004.2	Siltito cinza esverdeado				0,15		0,40	0,15		0,55
	LF-DF-017.1	Siltito roxo laminado				0,10	0,34	0,40	0,11	0,34	0,40
	LF-DF-017.2	Siltito roxo laminado				0,10	0,39	0,43	0,13	0,40	0,44
	LF-DF-017.3	Siltito roxo laminado		0,35	0,43	0,12	0,36	0,40	0,12	0,37	0,58
	LF-DF-017B	Siltito roxo laminado				0,13	0,36		0,13	0,34	
	LF-DF-018.1	Siltito laminado com lentes arenosas				0,15	0,36	0,42	0,15	0,38	0,42
	LF-DF-018.2	Siltito laminado com lentes arenosas				0,13	0,33	0,40	0,13	0,33	0,37
	LF-DF-021.1claro	Arenito muito fino roxo claro				0,12	0,37	0,42	0,13	0,36	0,45
	LF-DF-021.1escuro	Arenito muito fino roxo escuro				0,11	0,35	0,32	0,11	0,31	0,40
	LF-DF-021.2	Arenito muito fino laminado				0,12	0,35	0,44	0,13	0,33	0,45
	LF-DF-016.1	Ritmito arenoso				0,12	0,33	0,35	0,10	0,33	0,35
	LF-DF-016.4	Ritmito arenoso		0,33	0,35	0,10	0,34	0,45	0,10	0,33	0,45
	LF-DF-019	Ritmito arenoso				0,13	0,32		0,13	0,32	
	LF-DF-015	Arenito fino cinza claro				0,13	0,38		0,13	0,38	
LF-DF-016.3	Arenito muito fino cinza claro laminado				0,10	0,33	0,36	0,09	0,34	0,36	
Bambuú	LF-DF-006	Siltito cinza esverdeado com capa de alteração				0,12	0,36		0,12	0,36	0,40
	LF-DF-006.1	Siltito fino roxo				0,13	0,37	0,39	0,13	0,32	0,48
	LF-DF-006.2	Siltito cinza esverdeado		0,32	0,36	0,13	0,34	0,39	0,13	0,34	0,44
	LF-DF-010	Siltito cinza esverdeado laminado com capa de alteração					0,32	0,36	0,10	0,32	0,36
	LF-DF-10A	Siltito cinza esverdeado laminado		0,36		0,12	0,34		0,13	0,32	0,40

Vários estudos de ICI, resumidos em Kisch (1990), mostraram resultados variados conforme o preparo das amostras e as condições de análise. Assim, durante a reunião do Projeto 294 “Very low Grade Metamorphism” discutiu-se a necessidade de padronizar os métodos para determinar o ICI e sugerindo-se várias recomendações desde o preparo da amostra até os limites de FWHM para a anquizona (Kisch 1991).

Estudos feitos por Kisch (1980a *in* Kisch 1990) mostram que análises por DRX sob velocidades de 0,5°/minuto têm as reflexões mais estreitas do que aquelas feitas em velocidades iguais ou superiores a 2°/minuto, que é o procedimento padrão do LDRX/IG/UnB. Portanto, para seguir as recomendações do grupo de trabalho IGCP 294 (Kisch 1991) e para avaliar a influência da velocidade da varredura sobre a largura das reflexões nos difratogramas produzidos no LDRX/IG/UnB, três amostras de fração argila e seis amostras solvatadas com etileno-glicol foram analisadas sob velocidade de 0,5°/minuto.

RESULTADOS Foram feitas análises macro e microscópicas das rochas além de medidas de ICI, utilizando a decomposição a partir do difratograma de DRX para definir as condições de diagênese.

Valores FWHM Com o objetivo de diferenciar a illita da muscovita, as reflexões de $d(001)$ dos difratogramas de fração argila seca ao ar (N), solvatada com etileno-glicol (G) e da fração fina ($<0,2 \mu\text{m}$ - F), posicionadas em $2\theta \sim 9^\circ$, foram decompostas considerando-se a contribuição de 2 ou 3 fases, conforme cada amostra (tabela 5.1).

Para todas as amostras a decomposição foi efetuada nos difratogramas da fração argila ($<2\mu\text{m}$), enquanto a decomposição dos difratogramas das frações mais finas ($<0,2\mu\text{m}$), assumidas como constituintes diagenéticos, foram realizadas em duas amostras de cada unidade e utilizadas como parâmetro para a interpretação.

Nas amostras de fração argila do Grupo Canastra foram obtidos valores FWHM para duas curvas a partir da decomposição, que variam entre 0,09 e $0,12^\circ\Delta 2\theta$ e entre 0,28 e $0,37^\circ\Delta 2\theta$ (tabela 5.1). Nos difratogramas após a solvatação com etileno-glicol, esses valores são de 0,12 a $0,37^\circ\Delta 2\theta$ e de 0,28 a $0,37^\circ\Delta 2\theta$. No Grupo Canastra, as decomposições nas frações mais finas das amostras LF-DF-009 e LF-DF-011, resultam também em duas curvas, com valores FWHM de 0,12 e $0,28^\circ\Delta 2\theta$ e de 0,32 e $0,52^\circ\Delta 2\theta$. Assim, observa-se que os valores FWHM obtidos para a fração mais fina da amostra LF-DF-011 não são compatíveis com os outros resultados, atribuindo-se tal alargamento à pouca espessura da lâmina.

No Grupo Paranoá, a decomposição dos difratogramas das frações mais finas ($<0,2\mu\text{m}$) da amostra LF-DF-017.3 (tabela 5.1) resulta em duas curvas com valores FWHM de 0,35 e $0,43^\circ\Delta 2\theta$, enquanto na amostra LF-DF-016.4, esses valores são de 0,33 e $0,35^\circ\Delta 2\theta$. Entretanto, ao decompor as reflexões das frações argila, identificam-se, geralmente, três curvas para cada amostra, com valores FWHM de 0,10 a $0,15^\circ\Delta 2\theta$, 0,32 a $0,39^\circ\Delta 2\theta$ e 0,35 a $0,44^\circ\Delta 2\theta$. E, nos difratogramas das solvatadas com etileno-glicol, esses valores são de 0,09 a $0,15^\circ\Delta 2\theta$, 0,31 a $0,41^\circ\Delta 2\theta$ e 0,37 a $0,55^\circ\Delta 2\theta$.

Ao decompor a reflexão $d(001)$, posicionada em $2\theta \sim 9^\circ$, nas frações inferiores a $0,2 \mu\text{m}$ do Grupo Bambuí (tabela 5.1), obteve-se duas curvas com valores FWHM de 0,32 e $0,36^\circ\Delta 2\theta$ para a

amostra LF-DF-006.2 e uma curva com valor FWHM $0,36^\circ\Delta 2\theta$ para a amostra LF-DF-010A. Assim como o Grupo Paranoá, ao decompor os difratogramas de fração argila, também se obteve geralmente 3 curvas, com valores FWHM de $0,12$ a $0,13^\circ\Delta 2\theta$, de $0,32$ a $0,36^\circ\Delta 2\theta$ e de $0,36$ a $0,39^\circ\Delta 2\theta$. E nas solvatadas com etileno-glicol esses valores são de $0,10$ a $0,13^\circ\Delta 2\theta$, de $0,32$ a $0,36^\circ\Delta 2\theta$, e de $0,36$ a $0,48^\circ\Delta 2\theta$.

Nas amostras do Grupo Canastra, não há variação entre os valores FWHM obtidos para as curvas dos constituintes das frações mais fina (F) e argila (N), mesmo após a solvatação com etileno-glicol (G; figura 5.4), atribuindo-se à muscovita as curvas mais estreitas, enquanto as mais largas correspondem à illita. Já nos grupos Paranoá e Bambuí, as curvas mais estreitas não ocorrem nas frações mais finas (F; figuras 5.5 e 5.6), apenas nas frações argila (N e G), sendo, portanto atribuídas à muscovita detrítica, possivelmente fragmentada durante a preparação das amostras. As curvas mais largas, presentes tanto nas amostras de fração argila (N e G) quanto nas frações mais finas (F) são atribuídas a dois tipos de illita.

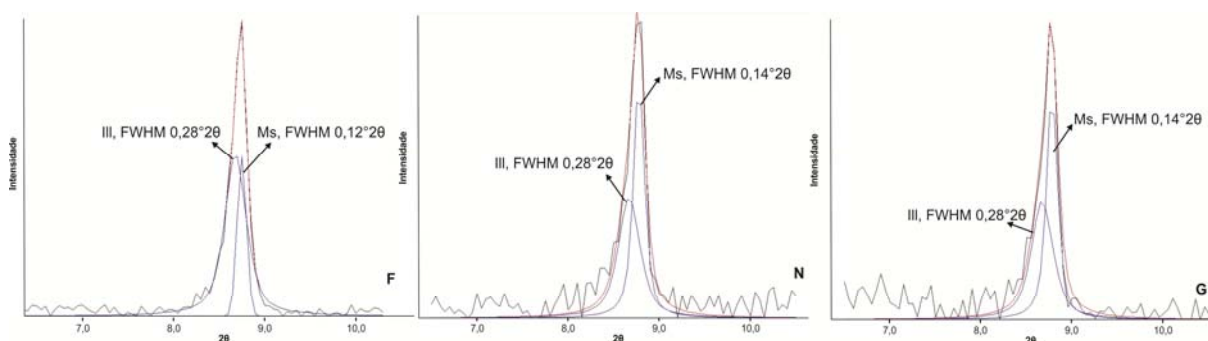


Figura 5.4 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração inferior a $0,2 \mu\text{m}$ (F), fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases na fração mais fina e 3 fases na fração argila e solvatada com etileno-glicol, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.

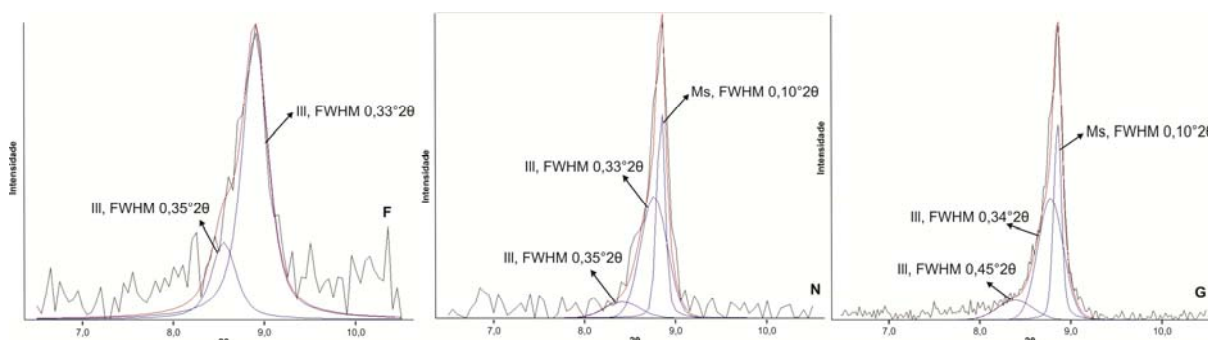


Figura 5.5 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração inferior a $0,2 \mu\text{m}$ (F), fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases na fração mais fina e 3 fases na fração argila e solvatada com etileno-glicol, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.

A variação das larguras das curvas nas decomposições realizadas nos difratogramas após a solvatação com etileno-glicol está relacionada com teor de esmectita interestratificada com a illita. Quando não há interestratificação, não há variação da forma nem da intensidade da reflexão, portanto as medidas de FWHM são as mesmas tanto para as amostras de fração argila quanto para as solvatadas com etileno-glicol, de forma que a razão das intensidades (fórmula 5.1, Srodon & Eberl 1984) é igual

a 1. No entanto, quando há alguma interestratificação, as intensidades das reflexões variam, resultando na razão maior que 1 além de reflexões mais estreitas quando a quantidade de esmectita interestratificada é pouca (Warr & Rice 1994, Warr 1996, Abad *et al.* 2003) e mais largas quando a quantidade de esmectita interestratificada é maior, também atribuído à perda da orientação preferencial durante a solvatação (Warr 1996). Entretanto, nas análises observa-se a variação de valores FWHM também em curvas atribuídas à muscovita. Nesse caso, essa variação é considerada dentro da margem de erro do *software*, já que para o cálculo da decomposição, é necessário remover o *background* de cada difratograma.

$$\frac{I(001)+I(003) \text{ fração argila seca ao ar}}{I(001)+I(003) \text{ solvatada com etileno-glicol}}$$

$$\text{onde } I = \text{intensidade, } N = \text{fração argila, } G = \text{solvatada em etileno-glicol} \quad (5.1)$$

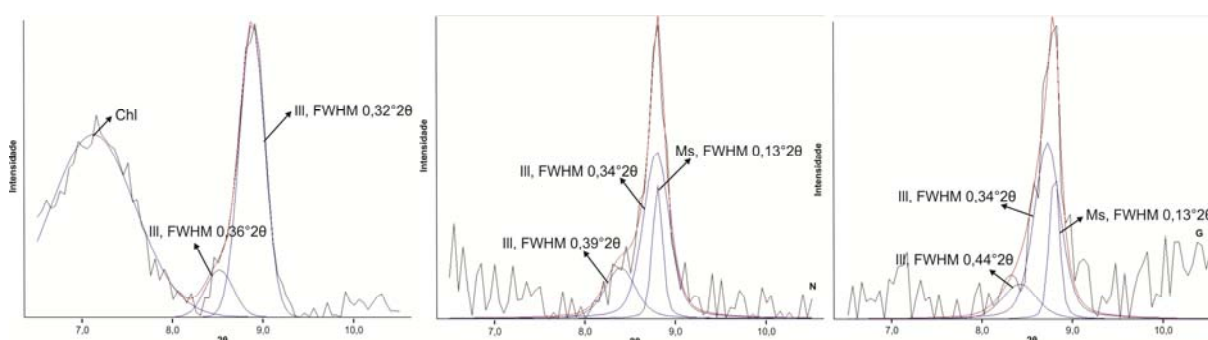


Figura 5.6 - Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração inferior a 0,2 μm (F), fração argila (N) e solvatada com etileno-glicol (G) na amostra LF-DF-006.2, do Grupo Bambuí, evidenciando a contribuição de duas fases na fração mais fina e 3 fases na fração argila e solvatada com etileno-glicol, atribuídas à muscovita detrítica e a dois tipos de illita recristalizada.

Além das análises já descritas, outras foram realizadas com o objetivo de verificar a influência da velocidade de varredura nos valores FWHM (Kisch 1980a *in* Kisch 1990) e seguir as recomendações do grupo de trabalho IGCP 294 (Kisch 1991). Foi feita então a decomposição de reflexões de difratogramas cuja varredura ocorreu sob velocidade de 0,5°/min (Tabela 5.2). Entretanto, os valores FWHM não variam significativamente, observando-se que a influência maior é na diminuição do ruído (*background*), resultando em decomposições com melhor qualidade se comparadas às decomposições de difratogramas sob velocidade de 2°/minuto, tanto para as amostras em fração argila quanto para as solvatadas com etileno-glicol.

Tabela 5.2 - Valores de FWHM obtidos a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ de difratogramas analisados sob velocidade de varredura de 0,5°/minuto (C). N: fração argila; G: solvatada com etileno-glicol.

Grupo	Amostra	FWHM			FWHM C			
		Ms	III1	III2	Ms	III1	III2	
	LF-DF-004B	G	0,13	0,40		0,13	0,40	
	LF-DF-004.2	N	0,15		0,40	0,17	0,41	
Paranoá	LF-DF-021.1escuro	G	0,11	0,31	0,40	0,11	0,31	0,40
	LF-DF-016.4	G	0,10	0,34	0,45	0,10	0,33	0,45
	LF-DF-016.3	N	0,10	0,33	0,36	0,09	0,32	0,35

DISCUSSÃO Foram analisados filitos e quartzo-xistos do Grupo Canastra, pelitos/arenitos do Grupo Paranoá e pelitos/arenitos atribuídos ao Grupo Bambuí.

Diagênese x Metamorfismo A illita ocorre tanto como cimento quanto por alteração de feldspato detrítico. Para a interpretação da diagênese – metamorfismo, considerou-se os limites da evolução $0,25^\circ - 0,42^\circ \Delta 2\theta$. Acima de $0,42^\circ$ corresponde à zona diagenética, entre $0,25^\circ$ e $0,42^\circ$, à anquizona e inferior a $0,25^\circ$, à epizona (Kübler 1967 *in* Kisch 1991).

Os ICI's utilizados para a interpretação foram os menores valores obtidos a partir da decomposição nas frações mais finas ($<0,2 \mu\text{m}$). Assim, para as rochas do Grupo Canastra, foram utilizados os valores da primeira coluna, interpretados como muscovita e, para as rochas dos grupos Paranoá e Bambuí, os da segunda coluna, atribuídos à illita melhor recristalizada.

Dessa forma, ao plotar no diagrama da figura 5.7, observa-se claramente que as rochas do Grupo Canastra estão situadas no campo da epizona, enquanto as do Grupo Paranoá ocorrem dispersas na anquizona, assim como as do Grupo Bambuí.

Além disso, dentro da anquizona, as amostras do Grupo Bambuí têm valores de ICI menores do que as rochas do Grupo Paranoá (figura 5.7), possivelmente devido à variação composicional. Porém, diante a comparação dos ICI's dos siltitos (tabela 5.1), essa variação ocorre mais provavelmente porque as rochas daquele grupo estão mais próximas da zona de atrito com a lasca de empurrão, região em que a carga tectônica é maior, além de ter temperaturas mais elevadas, favorecendo a recristalização de illita melhor cristalinizada.

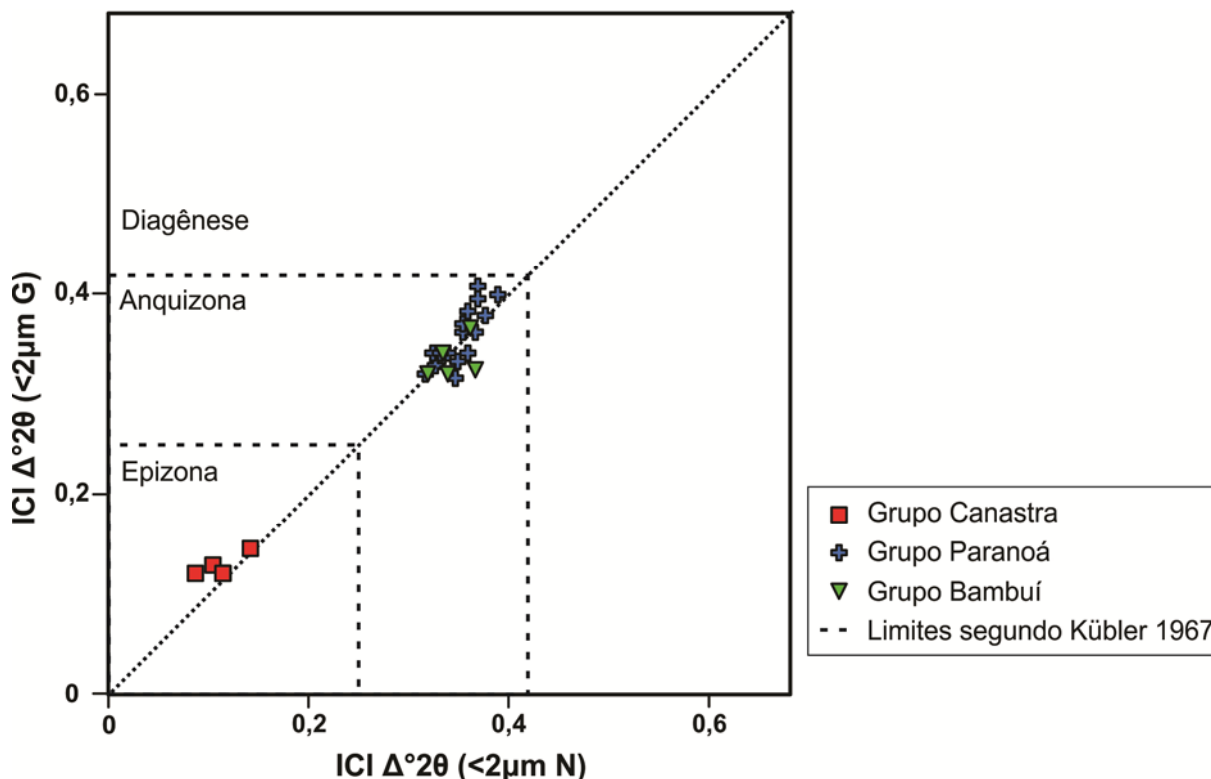


Figura 5.7 – Valores de ICI plotados segundo a divisão de zonas proposta por Kübler (1967). Notar distribuição das amostras do Grupo Canastra na epizona, e grupos Paranoá e Bambuí na anquizona. N= fração argila, G= solvatada em etileno-glicol.

Valores de ICI obtidos por decomposição da reflexão em $2\theta \sim 9^\circ$ ($d001$ da muscovita e da illita), em rochas do Ritmito Superior na região de Bezerra – Cabeceiras (Costa Neto 2006) estão entre 0,3 e 0,7, indicando que algumas rochas alcançaram a anquizona mas outras situam-se no campo da diagênese. Dessa forma, ao comparar com os ICI's em siltios e ritmitos do Grupo Paranoá no norte do DF (figura 5.8), observa-se que nessas os valores de ICI atingem a anquizona de forma discretamente mais intensa, assim como não há rochas no campo da diagênese, indicando que na região da Fercal (próxima à falha de empurrão), a diagênese/metamorfismo é mais intensa do que na região de Bezerra – Cabeceiras (distante aproximadamente 100 km da falha de empurrão), sugerindo assim que há influência da carga tectônica na diagênese.

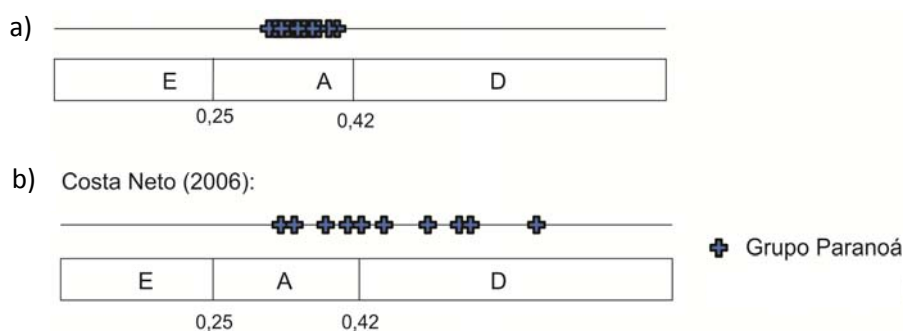


Figura 5.8 - Índice da Cristalinidade da Ilita em rochas do Grupo Paranoá a) no norte do Distrito Federal; b) na região de Bezerra – Cabeceiras (Costa Neto 2006). E: epizona; A: anquizona; D: zona de diagênese.

CONCLUSÕES A técnica da decomposição dos difratogramas de raios-X é eficiente para complementar informações a respeito da diagênese local. Ao utilizar essa técnica nas análises das rochas dos grupos Paranoá e Bambuí no norte do Distrito Federal, foi possível estabelecer valores precisos de ICI.

Ao comparar esses valores com os obtidos para as rochas do Grupo Paranoá na região de Bezerra – Cabeceiras, os ICI's das rochas da região da Fercal são menores, indicando que nessa região a diagênese foi mais intensa, provavelmente devido à maior carga tectônica diante da proximidade com a frente de empurrão, que reposiciona o Grupo Canastra imediatamente acima.

Agradecimentos os autores agradecem ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pela infra-estrutura oferecida: laboratórios de difração de raios-x e de laminação, e à CAPES pelo apoio financeiro fornecendo bolsa de mestrado à primeira autora.

Referências

- Abad, I., Nieto, F., Peacor, D.R., Velilla, N. 2003. Prograde and retrograde diagenetic and metamorphic evolution in metapelitic rocks of Sierra Espuña (Spain). *Clay Minerals*, **38**: 1 – 23.
- Akande, S. O. & Erdtmann, B. D. 1998. Burial Metamorphism (Thermal Maturation) in Cretaceous Sediments of the Southern Benue Trough and Anambra Basin, Nigeria. *AAPG Bulletin*, **82**(6): 1191 – 1206.
- Almeida, J. P., Barros, J.G.C., Bez, L., Danni, J.C., Dardenne, M.A., Faria, A., Fuck, R.A., Glaser, I., Ladeira, E.A., Ribeiro, M.J., Rippel, C., Salomão, E.P., 1971. Geologia do Distrito Federal, Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. Boletim especial*, **1**:59.
- Alvarenga, C. J. S., Santos, R. V., Cadamuro, A. L. M., Cunha Filho, E. M., 1998. Aplicação de isótopos estáveis ($\delta^{13}C$ e $\delta^{18}O$) nas correlações estratigráficas entre os grupos Paranoá e Bambuí. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais*. **1**: 4.
- Alvarenga, C. J., Dardenne, M. A., Santos, R. V., 2008. Os grupos Bambuí e Paranoá: critérios para a individualização de seus carbonatos. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais*. **1**: 101.

- Alvarenga, C.S., Dardenne, M.A., Guimarães, E.M., Santos, R.V., Vieira, L.C, Martinho, C.T., 2011. Using C-Sr-isotope values to understand the stratigraphy from the Proterozoic São Francisco Basin, Brazil. *In: International Conference of Neoproterozoic Sedimentary Basins – Stratigraphy, Geodynamics and Petroleum Potential*, p.: 6 – 7.
- Araújo Filho, J. O. & Faria, A., 1992. Características estruturais da propagação do empurrão Canastra sobre o Paranoá no evento Brasileiro no Distrito Federal. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Boletim de Resumos Expandidos, 2:* 319 – 320.
- Árkai, P., Merriman, R.J., Roberts, B., Peacor, D.R., Toth, M. 1996. Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: Comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. *European Journal of Mineralogy, 8:* 1119 – 1137.
- Baeta Jr., J. D. A., Martins E. G., Leite, E. A., Ramos J. B., Sá, J. A. G., Ribeiro, M. B., Pires, P. R. O. 1978. Projeto Manganês no Centro Sul de Goiás. DNPM/CPRM, Goiânia. Rel. Final, 7 vol.
- Barbosa, O. 1965. Série Bambuí. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 19,* 12p.
- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R., 1970. *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 136, 140 p.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Martins-Ferreira, M.A.C., Freitas-Silva, F.L. (no prelo). Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências (Aceito sem data de publicação)*.
- Costa – Neto S. F. 2006. Ritmito Superior do Grupo Paranoá e o Fim da Deposição na Margem Passiva. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 109 p.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais.* p. 597 – 610.
- Dardenne, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In: SBG, Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais, 2. Anais,* p. 140 – 155.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. International Geology Congress, 31,* p.:231 – 264.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (Eds.) 1992. *Minerais constituintes das rochas – Uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian (editora). Carlos Antônio Regêncio Macedo (tradução), Lisboa, 727 p.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of sedimentary petrology, 40(2):* 695-707.
- Dudek, T. & Srodon, J. 2003. Thickness distribution of illite crystals in shales. II: origin of the distribution and the mechanism of smectite illitization in shales. *Clays and Clay Minerals, 51(5):* 529 – 542.
- Dunoyer de Segonzag, G. 1969. Les minéraux argileux dans La diagenèse passage au métamorphisme. Strasbourg. Mémoires Du Service de La Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, n1 29, 320p.
- Eslinger, E. & Sellars, B. 1981. Evidence for the formation of illite from smectite during burial metamorphism in the belt Supergroup, Clark Fork, Idaho. *Journal of Sedimentary Petrology, 51(1):* 203 – 216.
- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança – Alto Paraíso – GO. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 199 p.
- Faria, A., Guimarães, D. M., Figueiredo, A. N., 1997. Mapa Geológico do Distrito Federal. Brasília, Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica - DNPM/UnB. Escala 1:100.000.
- Freitas – Silva, F.H. & Dardenne, M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Anais,* p.: 161 – 163.
- Frey, M. (Eds). 1987. *Low temperature metamorphism*. Blackweel. New York.
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Anais,* p. 184 – 187.
- Guggenheim, S., Bain, D.C., Bergaya, F., Brigatti, M.F., Drits, V., Eberl, D.D., Formoso, M.L.L., Galán, E., Merriman, R.J., Peacor, D.R., Stanjek, H., Watanabe, T. 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (aipea) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the “crystallinity index”. *Clays and Clay Minerals, 50(3):* 406 – 409.
- Guidotti, C. V. 1984. Micas in Metamorphic Rocks. *Reviews in Mineralogy, 13:* 357 – 456.
- Guimarães, E.M., 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra – Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 270 p.
- Guimarães, E. M. & Dardenne, M. A. 1990. Características do Grupo Paranoá na região Cabeceiras, GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Anais,* p.: 17 – 22.
- Guimarães, E. M., Dardenne, M. A., Faria, A., Coelho, A. E. S., Piaulino, P. O. V., 1986. Relações do Grupo Paranoá, Formação Jequitai e Grupo Bambuí na região de Bezerra – GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Anais, 2:* 853 – 860.
- Guimarães, E.M.; Dardenne, M.A.; Tonietto, S.N. 2004. Primeiros registros da emersão do Orógeno da FDB em Goiás: Formação Serra de Santa Helena. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Resumos...*

- Hillier, S. 1989. Clay mineral diagenesis and organic maturity indicators in Devonian lacustrine mudrocks from the Orcadian Basin, northern Scotland. PhD thesis, University of Southampton, UK.
- Hoffman, J & Hower, J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faults disturbed belt of Montana, USA. *SEPM Special Publication*, 26, p.: 55 – 79.
- Jaboyedoff, M. Bussy, F. Kübler, B., Thelin PH. 2001. Illite “crystallinity” revisited. *Clays and Clay Minerals*, **49** (2): 156 – 167.
- Jackson, M. L. (Eds.) 1969. *Soil Chemical Analysis*. Advanced course. Parallel Press, Madison, Wisconsin, 933 p.
- Jahren, J.S. & Aagaard, P. 1992. Diagenetic illite-chlorite assemblages in arenites. I. Chemical evolution. *Clay and Clay Minerals*, **40**: 540 – 546.
- Kamp, P.C. 2008. Smectite-illite-muscovite transformations, quartz dissolution, and silica release in shales. *Clays and Clay Minerals*, 56(1): 66 – 81.
- Kisch, H. J. 1983. Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (Burial Metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: G. Larsen & G.V. Chilingar (Eds.) Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2. Developments in Sedimentology, 25B. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. Oxford. New York. 572 p.
- Kisch, H. J., 1990. Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Journal metamorphic Geology*, **9**: 665 - 670.
- Kisch, H. J., 1991. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite ‘crystallinity’ scales used for definition. *Journal metamorphic Geology*, **8**: 31 – 46.
- Kübler, B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, **19** : 1093 – 1112.
- Kübler, B. 1967. La cristallinité de l’illite et les zones tout a fait superieures du métamorphisme : Colloque sur les ‘Etages tectoniques’. Neuchatel, Festschrift, p. : 105 – 122.
- Kübler, B. 1984. Les indicateurs de transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, temperature et calorimétrie. In : Lagache, M. (Eds.), Thermométrie et barométrie géologiques. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. Paris, p. : 489 – 596.
- Lanson, B. 1997. Decomposition of X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, **45**: 132 – 146.
- Lanson, B. & Besson, G. 1992. Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: decomposition of x-ray patterns. *Clays and Clay Minerals*, **40**(1): 40 – 52.
- Lanson, B. & Champion, D. 1991. The I/S to illite reaction in the late stage diagenesis. *American Journal of Science*, **291**: 473 – 506.
- Lanson, B. & Velde, B. 1992. Decomposition of X-ray diffraction patterns: A convenient way to describe complex I/S diagenetic evolution. *Clays and Clay Minerals*, **40**: 629–643.
- Lanson, B., Velde, B., Meunier, A. 1998. Late-stage diagenesis of illitic clay minerals as seen by decomposition of x-ray diffraction patterns: contrasted behaviors of sedimentary basins with different burial histories. *Clay and Clay Minerals*, **46**(1): 69 – 78.
- Lee, J.I. & Lee, Y.I. 2001. Kübler illite “crystallinity” index of the cretaceous gyeongsang basin, korea: implications for basin evolution. *Clays and Clay Minerals*, **49**(1): 36 – 43.
- Leoni, L., Marroni, M. Sartori, F., Tamponi, M. 1996. Metamorphic grade in metapelites of the Internal Liguride Units (Northern Apennines, Italy). *Eur. Jr. Mineral*, **8**: 35 – 50.
- Morad, S. & Aldahan A.A., 1987. Diagenetic replacement of feldspars by quartz in sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**(3): 488 – 493.
- Pereira, L.F., Dardene, M.A., Rosière, C.A., Pedrosa-Soares, A.C., 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, **2**(1): 22 – 32.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005. Petrograph : a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**: Q07011. DOI 10.1029/2005GC000932.
- Pinto – Coelho, C. V., Vasconcellos, E. M. G., Ferreira, C. H. N. 2007. Química mineral de micas do maciço granítico Serra Branca, Goiás: processos de alteração hidrotermal como modificadores do reequilíbrio cristalocímico. *Revista Brasileira de Geociências*, **37**(3): 579 – 594.
- Poyatos, D. M., Nieto, F., Azor, A., Simancas, J. F. 2001. Relationships between very low-grade metamorphism and tectonic deformation: examples from southern Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Journal of the Geological Society*, **158**: 953 – 968.
- Srodon, J. 1984. X-ray diffraction of illitic minerals. *Clays and Clay Minerals*, **17**: 23 – 29.
- Srodon, J. & Eberl, D. D. 1984. Illite. *Reviews in Mineralogy*, **13**: 495 – 544.
- Srodon, J., Zeelmaekers, E., Derkowski, A. 2009. The charge of component layers of illite-smectite in bentonites and the nature of end-member illite. *Clays and Clay Minerals*, **57**(5): 649 – 671.
- Velde, B. & Vasseur, G. 1992. Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. *American Mineralogist*, **77**: 967 – 976.

- Wang, H., Frey, M., Stern, W. B. 1996. Diagenesis and metamorphism of clay minerals in Helvetic Alps of eastern Switzerland. *Clay and Clay Minerals*, **44**: 96 – 112.
- Warr, L. N. 1996. Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *Eur. J. Mineral.*, **8**: 115 – 127.
- Warr, L. N. & Rice, A. H. N. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic Geol.*, **12**: 141 – 152.
- Warr, L.N. & Nieto, F. 1998. Crystallite thickness and defect density of phyllosilicates in low-temperature metamorphic pelites: a TEM and XRD study of clay- mineral crystallinity-index standards. *The Canadian Mineralogist*, **36**: 1453 – 1474.

6. CONSIDERAÇÕES FINAIS

A partir da caracterização mineralógica realizada neste trabalho, confirma-se a ocorrência de rochas siliciclásticas da Formação Serra de Santa Helena do Grupo Bambuí no norte do Distrito Federal, fazendo-se necessário um mapeamento de detalhe da área, utilizando novas técnicas, com o objetivo individualizar as formações dentro do Subgrupo Paraopeba.

A granulação fina das amostras dificulta a interpretação da diagênese sob microscopia ótica e sonda eletrônica, assim, a decomposição das reflexões em $2\theta \sim 9^\circ$ é uma ferramenta bastante eficiente para o cálculo dos valores ICI, complementando a interpretação da diagênese local das rochas analisadas. Entretanto, observa-se que esses dados são influenciados pela preparação das amostras, além das condições de análise, recomendando-se então que sejam decompostos os difratogramas de raios-X de frações inferiores a $0,2 \mu\text{m}$, obtidos a partir de varredura sob velocidade de $2^\circ/\text{minuto}$ e com a configuração das fendas de Soller (S): $2/3 \text{ deg}$, divergente (fd): 10 mm e receptora (fr): $0,3 \text{ mm}$.

Com a finalidade de melhorar os resultados por sonda eletrônica, mais pontos devem ser analisados, possibilitando que seja feita a discriminação das micas di e trioctaédricas.

As rochas dos grupos Paranoá e Bambuí têm valores de ICI e feições composicionais compatíveis com maiores condições de diagênese/metamorfismo ao comparar com dados de outras regiões mais distantes da frente de empurrão, indicando que há influência da carga tectônica. Porém, para aprimorar o entendimento da variação da diagênese nas bacias, um estudo sistemático, incluindo a decomposição das reflexões $d(001)$ das micas, deve ser feito em escala regional.

REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Abad, I., Nieto, F., Peacor, D.R., Velilla, N. 2003. Prograde and retrograde diagenetic and metamorphic evolution in metapelitic rocks of Sierra Espuña (Spain). *Clay Minerals*, **38**:1 – 23.
- Akande, S. O. & Erdtmann, B. D. 1998. Burial Metamorphism (Thermal Maturation) in Cretaceous Sediments of the Southern Benue Trough and Anambra Basin, Nigeria. *AAPG Bulletin*, **82**(6): 1191 – 1206.
- Almeida, F. F. .M. 1977. O cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, **7**(4): 349 – 364.
- Almeida, F. F. .M. 1981. O cráton do paramirim e suas relações com o do São Francisco. *In: Simpósio sobre o Cráton do São Francisco e suas faixas marginais, Anais*, p.: 1 – 10.
- Almeida, J. P., Barros, J.G.C., Bez, L., Danni, J.C., Dardenne, M.A., Faria, A., Fuck, R.A., Glaser, I., Ladeira, E.A., Ribeiro, M.J., Rippel, C., Salomão, E.P., 1971. Geologia do Distrito Federal, Brasil. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 25. Boletim especial*, **1**:59.
- Almeida, F. F. M., Hasui, Y., Neves, B. B. B., Fuck, R. A. 1981. Brazilian structural provinces: an introduction. *Earth Sciences Reviews*, **17**:1-29.
- Alvarenga, C. J. S., Dardenne, A. 1978. Geologia dos grupos Bambuí e Paranoá, na Serra de São Domingos, MG. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais*, **2**: 546 – 556.
- Alvarenga, C. J. S., Santos, R. V., Cadamuro, A. L. M., Cunha Filho, E. M., 1998. Aplicação de isótopos estáveis ($\delta^{13}\text{C}$ e $\delta^{18}\text{O}$) nas correlações estratigráficas entre os grupos Paranoá e Bambuí. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 40, Anais*. **1**: 4.
- Alvarenga, C. J., Dardenne, M. A., Santos, R. V., 2008. Os grupos Bambuí e Paranoá: critérios para a individualização de seus carbonatos. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 44, Anais*, **1**: 101.
- Alvarenga, C.S., Dardenne, M.A., Guimarães, E.M., Santos, R.V., Vieira, L.C, Martinho, C.T., 2011. Using C-Sr-isotope values to understand the stratigraphy from the Proterozoic São Francisco Basin, Brazil. *In: International Conference of Neoproterozoic Sedimentary Basins – Stratigraphy, Geodynamics and Petroleum Potential*, p.: 6 – 7.
- Andrade Ramos, J.R. 1956. Folha Geológica da Nova Capital. Rio de Janeiro. DNPM/DGM. p.: 55 – 58 (Relatório Anual do Diretor, ano de 1956).
- Araújo Filho, J. O. 2000. The Pireneus Syntaxis: an example of the intersection of two Brasiliano fold-thrust belts in central Brazil and its implications for the tectonic evolution of western Gondwana. *Revista Brasileira de Geociências*, **30**(1): 144 – 148.

-
- Araújo Filho, J. O. & Faria, A. 1992. Características estruturais da propagação do empurrão Canastra sobre o Paranoá no evento Brasileiro no Distrito Federal. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 37, Boletim de Resumos Expandidos, 2*: 319 – 320.
- Araújo Filho, J. O. & Kuyumjian, R. M. 1996. Regional distribution and structural control of the gold occurrences/deposits in the Goiás Massif and Brasília Belt. *Revista Brasileira de Geociências, 26(2)*: 109 – 112.
- Árkai, P., Merriman, R.J., Roberts, B., Peacor, D.R., Toth, M. 1996. Crystallinity, crystallite size and lattice strain of illite-muscovite and chlorite: Comparison of XRD and TEM data for diagenetic to epizonal pelites. *European Journal of Mineralogy, 8*: 1119 – 1137.
- Baeta Jr., J. D. A., Martins E. G., Leite, E. A., Ramos J. B., Sá, J. A. G., Ribeiro, M. B., Pires, P. R. O. 1978. Projeto Manganês no Centro Sul de Goiás. DNPM/CPRM, Goiânia. Rel. Final, 7 vol.
- Barbosa, O. 1965. Série Bambuí. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 19, 12p.*
- Barbosa, O.; Braun, O.P.G.; Dyer, R.C.; Cunha, C.A.B.R., 1970. *Geologia da região do Triângulo Mineiro*. Rio de Janeiro, DNPM/DFPM, Boletim 136, 140 p.
- Braun, O. P. G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 22, Anais, p.*: 155 – 166.
- Campos, J.E.G., Dardenne, M.A., Martins-Ferreira, M.A.C., Freitas-Silva, F.L. (no prelo). Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Revista Brasileira de Geociências (Aceito sem data de publicação)*.
- Costa – Neto S. F. 2006. Ritmito Superior do Grupo Paranoá e o Fim da Deposição na Margem Passiva. Dissertação de Mestrado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 109 p.
- Costa, L. A. M., Angeiras, A. G. 1971. Geosynclinal Evolution in the Epi-Bakalian Platform of Central Brazil. *Geologische Rundschau, 60*: 1024 – 1050.
- Costa, L. A. M., Angeiras, A. G., Valença, J. G., Stevenazzi, V. 1970. Novos conceitos sobre o Grupo Bambuí e sua divisão em tectonogrupos. *Bol. Geol. Inst. Geociências, 5*: 3 – 34.
- Couto, J. G., Parenti, e Bez, L. 1981. A Glaciação Jequitaí: Um guia estratigráfico para o Pré-Cambriano Superior no Brasil. *Revista Brasileira de Geociências, 11(1)*: 17 – 21.
- Dardenne, M.A. 1978a. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, 2*: 597 – 610.
- Dardenne, M. A., 1978b. Zonação tectônica na borda ocidental do Cráton São Francisco. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 30, Anais, 1*: 299 – 308.
-

-
- Dardenne, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. *In: SBG, Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais, 2. Anais*, p. 140 – 155.
- Dardenne, M.A. 2000. The Brasília Fold Belt. *In: Cordani U.G.; Milani, E.J.; Thomaz Filho A.; Campos D.A. (eds.). Tectonic Evolution of South America. International Geology Congress, 31, p.:231 – 264.*
- Dardenne, M. A., Faria, A. 1985. Estratigrafia do Grupo Paranoá na região de Alto Paraíso, GO. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 2, Atas*, p.: 65 – 71.
- Deer, W.A., Howie, R.A., Zussman, J. (Eds.) 1992. *Minerais constituintes das rochas – Uma introdução*. Fundação Calouste Gulbenkian (editora). Carlos António Regêncio Macedo (tradução), Lisboa, 727 p.
- Dickinson, W.R., 1970. Interpreting detrital modes of graywacke and arkose. *Journal of sedimentary petrology*, **40**(2): 695-707.
- Dudek, T. & Srodon, J. 2003. Thickness distribution of illite crystals in shales. II: origin of the distribution and the mechanism of smectite illitization in shales. *Clays and Clay Minerals*, **51**(5): 529 – 542.
- Dunoyer de Segonzag, G. 1969. Les minéraux argileux dans La diagenèse passage au métamorphisme. Strasbourg. Mémoires Du Service de La Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, n1 29, 320p.
- Eslinger, E. & Sellars, B. 1981. Evidence for the formation of illite from smectite during burial metamorphism in the belt Supergroup, Clark Fork, Idaho. *Journal of Sedimentary Petrology*, **51**(1): 203 – 216.
- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança – Alto Paraíso – GO. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 199 p.
- Faria, A., Guimarães, D. M., Figueiredo, A. N., 1997. Mapa Geológico do Distrito Federal. Brasília, Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica - DNPM/UnB. Escala 1:100.000.
- Freitas – Silva, F.H. & Dardenne, M.A. 1994. Proposta de subdivisão estratigráfica formal para o Grupo Canastra no oeste de Minas Gerais e leste de Goiás. *In: Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4, Anais*, p.: 161 – 163.
- Frey, M. (Eds). 1987. *Low temperature metamorphisme*. Blackweel. New York.
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasília e a compartimentação tectônica da Província Tocantins. *In: SBG, Simpósio de Geologia do Centro-Oeste, 4. Anais*, p. 184 – 187.
-

-
- Fuck, R. A., Pimentel, M. M., Silva, L. J. H. D. 1994. Compartimentação tectônica na porção oriental da Província Tocantins. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 38, Resumos expandidos, p.: 215 – 216.*
- Guggenheim, S., Bain, D.C., Bergaya, F., Brigatti, M.F., Drits, V., Eberl, D.D., Formoso, M.L.L., Galán, E., Merriman, R.J., Peacor, D.R., Stanjek, H., Watanabe, T. 2002. Report of the association internationale pour l'étude des argiles (AIPEA) nomenclature committee for 2001: order, disorder and crystallinity in phyllosilicates and the use of the "crystallinity index". *Clays and Clay Minerals, 50(3): 406 – 409.*
- Guidotti, C. V. 1984. Micas in Metamorphic Rocks. *Reviews in Mineralogy, 13: 357 – 456.*
- Guimarães, E.M., 1997. Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí, na região de Bezerra – Cabeceiras (GO). Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 270 p.
- Guimarães, E. M. & Dardenne, M. A. 1990. Características do Grupo Paranoá na região Cabeceiras, GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 36. Anais, p.: 17 – 22.*
- Guimarães, E. M., Dardenne, M. A., Faria, A., Coelho, A. E. S., Piaulino, P. O. V., 1986. Relações do Grupo Paranoá, Formação Jequitá e Grupo Bambuí na região de Bezerra – GO. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 34. Anais, 2: 853 – 860.*
- Guimarães, E.M.; Dardenne, M.A.; Tonietto, S.N. 2004. Primeiros registros da emersão do Orógeno da FDB em Goiás: Formação Serra de Santa Helena. *In: Congresso Brasileiro de Geologia, 42, Resumos...*
- Hillier, S. 1989. Clay mineral diagenesis and organic maturity indicators in Devonian lacustrine mudrocks from the Orcadian Basin, northern Scotland. PhD thesis, University of Southampton, UK.
- Hoffman, J & Hower, J. 1979. Clay mineral assemblages as low grade metamorphic geothermometers: application to the thrust faulted disturbed belt of Montana, USA. *SEPM Special Publication, 26, p.: 55 – 79.*
- Jaboyedoff, M. Bussy, F. Kübler, B., Thelin PH. 2001. Illite "crystallinity" revisited. *Clays and Clay Minerals, 49 (2): 156 – 167.*
- Jackson, M. L. (Eds.) 1969. *Soil Chemical Analysis*. Advanced course. Parallel Press, Madison, Wisconsin, 933 p.
- Jahren, J.S. & Aagaard, P. 1992. Diagenetic illite-chlorite assemblages in arenites. I. Chemical evolution. *Clay and Clay Minerals, 40: 540 – 546.*

-
- Kamp, P.C. 2008. Smectite-illite-muscovite transformations, quartz dissolution, and silica release in shales. *Clays and Clay Minerals*, 56(1): 66 – 81.
- Kisch, H. J. 1983. Mineralogy and Petrology of burial diagenesis (Burial Metamorphism) and incipient metamorphism in clastic rocks. In: G. Larsen & G.V. Chilingar (Eds.) *Diagenesis in sediments and sedimentary rocks*, 2. Developments in Sedimentology, 25B. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. Oxford. New York. 572 p.
- Kisch, H. J., 1990. Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Journal metamorphic Geology*, 9: 665 - 670.
- Kisch, H. J., 1991. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. *Journal metamorphic Geology*, 8: 31 – 46.
- Kisch H. J., Sassi, R., Sassi, F. 2006. The *b*₀ lattice parameter and chemistry of phengites from HP/LT metapelites. *Eur. J. Mineral*, 18: 207 – 222.
- Kretz, R., 1983. Symbols for rock-forming minerals. *American Mineralogist*, 68: 277 – 279.
- Kübler, B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 19 : 1093 – 1112.
- Kübler, B. 1967. La cristallinité de l'illite et les zones tout a fait supérieures du métamorphisme : Colloque sur les 'Étages tectoniques'. Neuchâtel, Festschrift, p. : 105 – 122.
- Kübler, B. 1984. Les indicateurs de transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, température et calorimétrie. In : Lagache, M. (Eds.), *Thermométrie et barométrie géologiques*. Soc. fr. Mineral. Cristallogr. Paris, p. : 489 – 596.
- Lanson, B. 1997. Decomposition of X-ray diffraction patterns (profile fitting): A convenient way to study clay minerals. *Clays and Clay Minerals*, 45: 132 – 146.
- Lanson, B. & Besson, G. 1992. Characterization of the end of smectite-to-illite transformation: decomposition of x-ray patterns. *Clays and Clay Minerals*, 40(1): 40 – 52.
- Lanson, B. & Champion, D. 1991. The I/S to illite reaction in the late stage diagenesis. *American Journal of Science*, 291: 473 – 506.
- Lanson, B. & Velde, B. 1992. Decomposition of X-ray diffraction patterns: A convenient way to describe complex I/S diagenetic evolution. *Clays and Clay Minerals*, 40: 629–643.
- Lanson, B., Velde, B., Meunier, A. 1998. Late-stage diagenesis of illitic clay minerals as seen by decomposition of x-ray diffraction patterns: contrasted behaviors of sedimentary basins with different burial histories. *Clays and Clay Minerals*, 46(1): 69 – 78.

-
- Lee, J.I. & Lee, Y.I. 2001. Kübler illite “crystallinity” index of the cretaceous gyeongsang basin, korea: implications for basin evolution. *Clays and Clay Minerals*, **49**(1): 36 – 43.
- Leoni, L., Marroni, M. Sartori, F., Tamponi, M. 1996. Metamorphic grade in metapelites of the Internal Liguride Units (Northern Apennines, Italy). *Eur. Jr. Mineral*, **8**: 35 – 50.
- Morad, S. & AlDahan A.A., 1987. Diagenetic replacement of feldspars by quartz in sandstones. *Journal of Sedimentary Petrology*, **57**(3): 488 – 493.
- Pereira, L.F., Dardene, M.A., Rosière, C.A., Pedrosa-Soares, A.C., 1994. Evolução geológica dos grupos Canastra e Ibiá na região entre Coromandel e Guarda-Mor, MG. *Geonomos*, **2**(1): 22 – 32.
- Petrelli, M., Poli, G., Perugini, D., Peccerillo, A., 2005. Petrograph : a New Software to Visualize, Model, and Present Geochemical Data in Igneous Petrology. *Geochem. Geophys. Geosyst.*, **6**: Q07011. DOI 10.1029/2005GC000932.
- Poyatos, D. M., Nieto, F., Azor, A., Simancas, J. F. 2001. Relationships between very low-grade metamorphism and tectonic deformation: examples from southern Central Iberian Zone (Iberian Massif, Variscan Belt). *Journal of the Geological Society*, **158**: 953 – 968.
- Rodrigues, J. B. 2008. Proveniência de sedimentos dos grupos Canastra, Ibiá, Vazante e Bambuí – Um estudo de zircões detriticos e Idades Modelo Sm-Nd. Tese de Doutorado, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília, 128 p.
- Srodon, J. & Eberl, D. D. 1984. Illite. *Reviews in Mineralogy*, **13**: 495 – 544.
- Srodon, J., Zeelmaekers, E., Derkowski, A. 2009. The charge of component layers of illite-smectite in bentonites and the nature of end-member illite. *Clays and Clay Minerals*, **57**(5): 649 – 671.
- Velde, B. & Vasseur, G. 1992. Estimation of the diagenetic smectite to illite transformation in time-temperature space. *American Mineralogist*, **77**: 967 – 976.
- Wang, H., Frey, M., Stern, W. B. 1996. Diagenesis and metamorphism of clay minerals in Helvetic Alps os eastern Switzerland. *Clay and Clay Minerals*, **44**: 96 – 112.
- Warr, L. N. 1996. Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *Eur. J. Mineral.*, **8**: 115 – 127.
- Warr, L. N. & Rice, A. H. N. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *J. Metamorphic Geol*, **12**: 141 – 152.
- Warr, L.N. & Nieto, F. 1998. Crystallite thickness and defect density of phyllosilicates in low-temperature metamorphic pelites: a TEM and XRD study of clay- mineral crystallinity-index standards. *The Canadian Mineralogist*, **36**: 1453 – 1474.
-

ZEE-DF – ZONEAMENTO ECOLÓGICO-ECONÔMICO DO DISTRITO FEDERAL 2012. Subproduto 3.1 –
Relatório do Meio Físico e Biótico. Disponível em <http://www.zee-df.com.br/produtos.html>.
Acessado em 11 dez 2012.


ANEXO I – Fichas Petrográficas

Siglas dos constituintes das amostras

Chl	clorita
Ill	ilita
Kfs	feldspato potássico
L	fragmento lítico
Ms	muscovita
Op	material opaco
Pl	plagioclásio
Qtz	quartzo
Zrn	zircão

Grupo Canastra

 UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA	
Identificação da amostra: LF-DF-009	Grupo: Canastra
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Cor/Coloração: amostra de filito cinza claro com porções brancas e alteração rosada.	
Estruturas: foliação.	
Textura: granulação argila a silte, bem selecionada.	
Descrição: Filito cinza claro com foliação.	
Fotos:	
	

 UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA	
Identificação da amostra: LF-DF-011	Grupo: Canastra
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Cor/Coloração: branco rosado.	
Estruturas: crenulação nas lâminas de pelito.	
Textura: granulação areia muito fina, bem selecionada, grão-suportada.	
Descrição: quartzo-xisto muito fino branco com camadas decimétricas intercalado por lâminas de pelito verde, crenulado.	

Fotos:**DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA**

Estruturas: maciça.

Arranjo das partículas: caótica, ligeiramente paralela.

Segregação granular: concentração dos grãos de quartzo microcristalino ao longo de um veio e quartzo fração areia em outro veio.

Suporte: grão-suportada.

Textura: granulação silte a areia fina (0,05 a 0,2 mm); muito bem selecionada.

Forma: sub-anguloso a sub-anguloso, localmente sub-arredondado.

Contatos: Côncavo – convexo, planar, suturado.

Material intersticial: pseudo-matriz intersticial: 12%, formada principalmente por quartzo microcristalino e illita; cimento: do tipo preenchimento parcial, formado por óxidos/hidróxidos de Fe e argilominerais, e crescimento secundário em grãos de quartzo.

Composição:

Minerais	%
Quartzo	60
Fragmento lítico	13
K-feldspato	8
Plagioclásio	2
Muscovita/Illita	3
Opacos	2
Total	88

Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, anguloso, com extinção ondulante, localmente microfraturado com argilominerais e óxidos de Fe preenchendo as fraturas;
- Fragmento lítico: grãos compostos por quartzo microcristalino e grãos amarronzados compostos por argilominerais não identificados;
- K-feldspato: detrítico, geminação em xadrez, borda serrilhada;
- Plagioclásio: detrítico, geminação albita.
- Muscovita: detrítica, lamelas encurvadas;
- Illita: formada provavelmente a partir da alteração do k-feldspato, ocorre como finas lamelas orientadas ao longo dos planos da geminação e da clivagem;
- Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos, matéria orgânica.

Maturidade: matura texturalmente, sub-matura mineralogicamente e pouco retrabalhada.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), a amostra é uma Grauvaca Arcoseana.



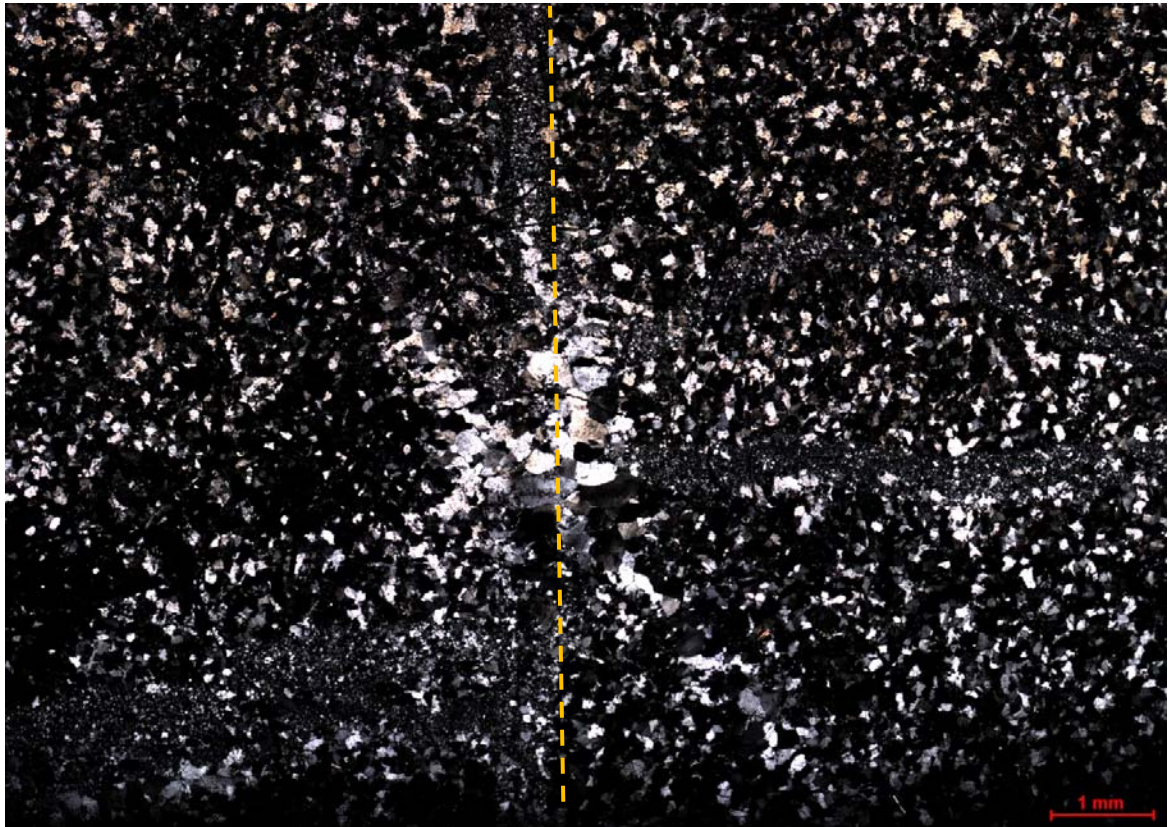
Diagênese:

Compactação: química intensa e mecânica evidenciada pelo encurvamento local das micas e orientação incipiente dos grãos.

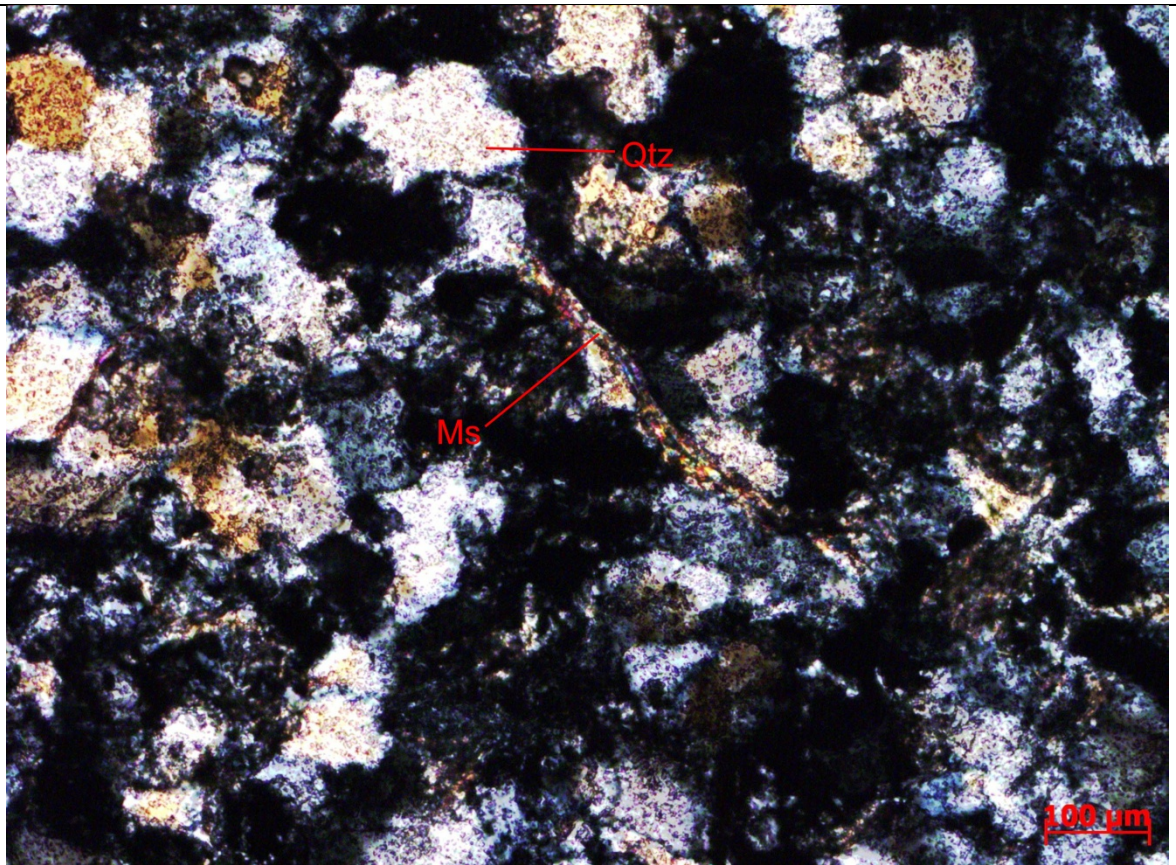
Substituições: alteração de k-feldspatos para quartzo microcristalino e argilominerais.

Transformações pós-diagênicas: microfraturamento.

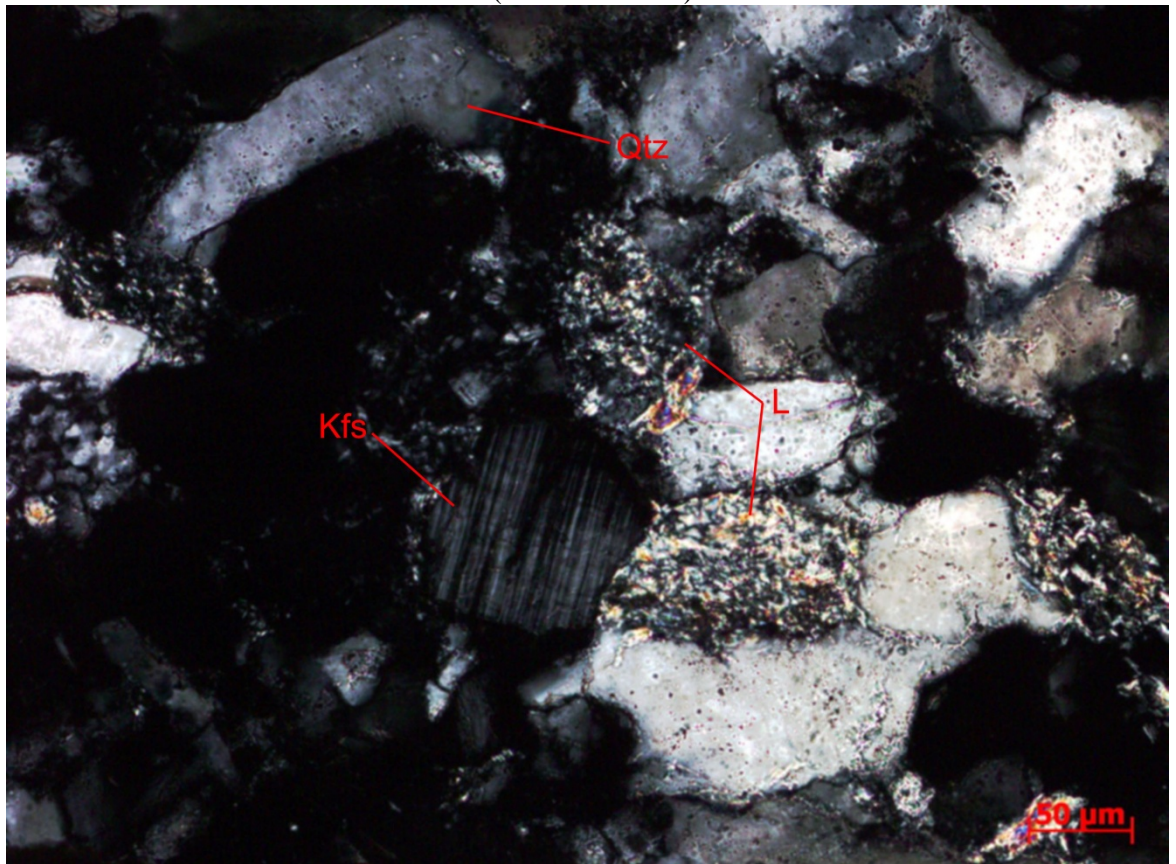
Fotos:



Lâminas com textura microgranular, compostas por quartzo, cortadas por microfalha (linha amarela tracejada) preenchida por quartzo



Lamela encurvada da muscovita detrítica (nicóis cruzados).



Feldspato potássico com macla em xadrez e fragmentos líticos argilosos (nicóis cruzados).

Grupo Paranoá

 UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA	
Identificação da amostra: LF-DF-001	Grupo: Paranoá
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Cor/Coloração: rosa com porções esbranquiçadas.	
Estruturas: laminação plano-paralela, crenulação.	
Textura: granulação areia muito fina a silte, bem selecionada, orientação paralela ao acamamento, grão-suportada.	
Descrição: Siltito roxo laminado	
Fotos:	
	
Siltito roxo laminado	

 UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA	
Identificação da amostra: LF-DF-004.1a	Grupo: Paranoá
DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	
Cor/Coloração: amostra heterogênea. Siltito cinza esverdeado com lentes argilosas de cor roxa avermelhado. Superficialmente, a capa de alteração é amarela.	
Estruturas: laminação plano-paralela, marcas onduladas.	
Textura: granulação argila a areia muito fina, bem selecionada, orientação paralela ao acamamento.	
Descrição: Siltito cinza esverdeado.	
Fotos:	
	
Siltito cinza esverdeado a roxo laminado e porções alteradas em amarelo e vermelho escuro.	
Marcas onduladas no siltito.	

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: maciça;

Arranjo das partículas: no siltito, o arranjo é caótico; nas lentes argilosas, é paralelo.

Segregação granular: por tamanho e composição. O siltito é predominantemente síltico-arenoso e as lentes, argilosas.

Suporte: o siltito é grão-suportado e as lentes argilosas, Material intersticial-suportado.

Textura: a granulação do siltito varia de silte a areia muito fina (0,03 a 0,1 mm), bem selecionado, e as lentes são predominantemente argilosas mas contém grãos de tamanho silte, bem selecionado.

Forma: anguloso a sub-arredondado.

Contatos: no siltito, os contatos dos grãos são suturado, plano-paralelo, e côncavo – convexo, nas lentes argilosas predominam os contatos tangencial e flutuante.

Material intersticial:

Siltito: pseudo-matriz intersticial, formada por quartzo microcristalino, ilta outras argilas não identificadas, totalizando cerca de 25%; cimento: do tipo preenchimento parcial, formado por biotita, muscovita/ilita e óxidos de Fe; crescimento secundário, principalmente em grãos de quartzo.

Lentes argilosas: Material intersticial argilosa com composição não identificada, totalizando cerca de 60% do domínio.

Composição (%):

Minerais	I	II
Quartzo	27	13
Fragmento lítico	6	
K-feldspato	18	
Plagioclásio	<1	
Muscovita/Ilita	12	18
Biotita	7	3
Material opaco	4	6
Zircão	<1	<1
Total	75	40

Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, com extinção levemente ondulante, e frequentemente borda serrilhada;
- Fragmento lítico: com forma arredondada, corresponde a um aglomerado de minerais muito finos de cor escura;
- K-feldspato: detrítico, macla em xadrez, frequentemente muito alterado;
- Plagioclásio: detrítico, sub-anguloso, às vezes com borda serrilhada, geminação da albita, composicionalmente corresponde à andesina;
- Muscovita: detrítica, localmente com lamelas encurvadas;
- Ilita: formada a partir da alteração do K-feldspato, orientada segundo os planos da clivagem e da geminação, e como cimento, contornando os grãos de quartzo;
- Biotita: lamelar.
- Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos, matéria orgânica.

Maturidade: Considerando a pseudo-matriz intersticial, os dois domínios são imaturos textural e mineralogicamente, assim como pouco a moderadamente retrabalhadas.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), o siltito é uma Grauvaca Arcoseana.

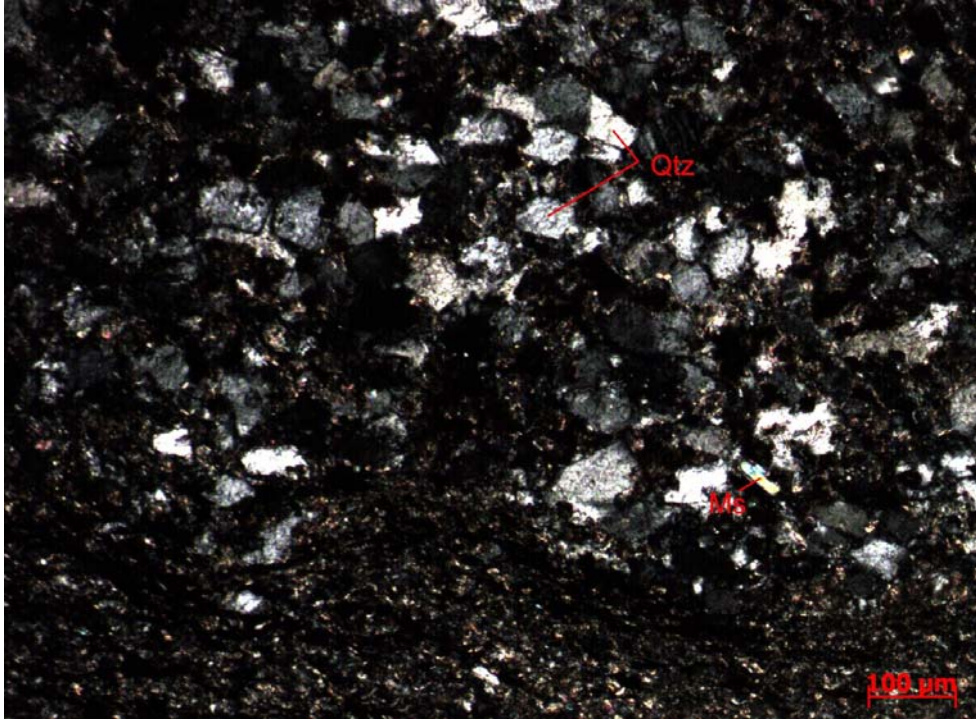


Diagênese:

Compactação: no siltito, a compactação é predominantemente química, indicada pelo contato dos grãos, e mecânica associada indicada pelas micas encurvadas. Nas lentes argilosas a compactação química não pode ser observada e a compactação mecânica é indicada pelo encurvamento das micas.

Substituições: dissolução de quartzo e plagioclásio, indicada pelas bordas de corrosão, alteração de k-feldspatos para quartzo microcristalino e argilominerais, substituição da muscovita por massa argilosa, por intemperismo.

Fotos:



Textura geral da amostra. Siltito ocorre na porção superior e direita da foto, enquanto parte da lente argilosa ocorre na porção inferior (nicóis cruzados).



Feldspato potássico alterado com ilitas orientadas conforme sua clivagem e plagioclásio com borda de corrosão (nicóis cruzados).



Identificação da amostra: LF-DF- 004.1b/
LF-DF- 004.1c (cortes ortogonais da amostra
LF-DF-004.1)

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

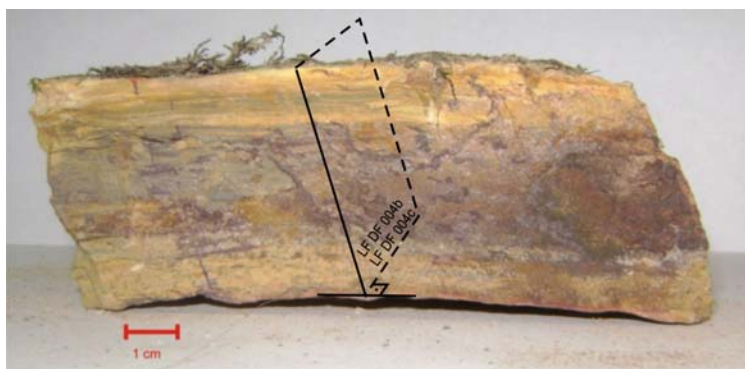
Cor/Coloração: Cor/Coloração: amostra heterogênea, cuja porção mais fresca é cinza levemente esverdeado associada à porção de cor roxo avermelhado. Superficialmente, a capa de alteração é amarela.

Estruturas: laminação plano-paralela, marcas onduladas.

Textura: granulação argila a areia muito fina, bem selecionada, orientação paralela ao acamamento, grão-suportada.

Descrição: intercalação de siltito e marga.

Fotos:



DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: maciça;

Arranjo das partículas: paralela no siltito e discretamente imbricada na lente argilosa.

Segregação granular: por tamanho e composição; O siltito é predominantemente síltico-arenoso e a lente, argilosa.

Suporte: o siltito é grão-suportado e as lentes argilosas, Material intersticial-suportado.

Textura: a granulação do siltito varia de silte a areia muito fina (0,03 a 0,1 mm), bem selecionado, e a lente é predominantemente argilosa mas contém grãos de tamanho silte, bem selecionado.

Forma (muito anguloso a bem arredondado): anguloso a sub-arredondado.

Contatos (flutuante a suturado): no siltito, os contatos dos grãos são suturado, plano-paralelo, e côncavo – convexo, na lente argilosa, predominam os contatos tangencial e flutuante entre os grãos.

Material intersticial:

Siltito: pseudo-matriz, formada por quartzo microcristalino, ilita e massa argilosa não identificada, totalizando cerca de 15%, e cimento do tipo preenchimento parcial, formado por biotita, muscovita/ilita e óxidos de Fe; crescimento secundáriosobre grãos de quartzo.

Lente argilosa: matriz, formada por uma massa argilosa não identificada, totalizando cerca de 60%.

Composição (%):

Minerais	I	II
Quartzo	38	17

Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, com extinção levemente ondulante, e frequentemente borda serrilhada;
- Fragmento lítico: com forma arredondada, corresponde a um aglomerado de minerais muito finos de cor escura;

Fragmento lítico	12	-	<ul style="list-style-type: none"> - K-feldspato: detrítico, macla em xadrez, frequentemente muito alterado; - Plagioclásio: detrítico, sub-anguloso, às vezes com borda de corrosão, geminação da albita, composicionalmente corresponde à andesina; - Muscovita: detrítica, euédrica, localmente encurvada ; - Ilita: formada a partir da alteração do K-feldspato, orientada segundo os planos da clivagem e da geminação, e como cimento, contornando os grãos de quartzo; - Biotita: lamelas amarronzadas; - Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos e matéria orgânica.
K-feldspato	17	4	
Plagioclásio	<1	-	
Muscovita	5	7	
Biotita	4	2	
Material opaco	10	10	
Total	85	40	

Maturidade: o siltito é maturo texturalmente e sub-maturo mineralogicamente, a lente argilosa é imatura textural e mineralogicamente. Ambos são pouco retrabalhados.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), o siltito é uma Grauvaca Arcoseana.



Diagênese:

Compactação: química e mecânica intensas no siltito, e no siltitoI predomina a mecânica.

Substituições: dissolução de quartzo e Plagioclásio, indicado pelas bordas de corrosão, alteração de k-feldspatos para quartzo microcristalino e argilominerais, substituição da muscovita por massa argilosa devido ao intemperismo.

Fotos:



Laminação e orientação discretamente imbricada na lente argilosa (nícois paralelos).



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF-015

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: cinza claro com pontos brancos.

Estruturas: maciço.

Textura: granulação areia fina a média, moderadamente selecionada, orientação caótica, grão-suportada.

Descrição: Arenito claro na base da encosta.

Fotos:



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF- 016.1

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: cinza escuro, preto e cinza claro.

Estruturas: laminação plano-paralela.

Textura: granulação argila a areia fina, bem selecionada, orientação paralela, grão-suportada.

Estruturas: laminação plano-paralela.

Descrição: Lâminas milimétricas de folhelho cinza escuro, preto intercalado a lâminas mais espessas de arenito fino cinza claro. A porção alterada tem a coloração amarelada e na superfície ainda há película de óxido na cor vermelho escuro.

Fotos:



Folhelho preto intercalado a arenito muito fino cinza claro.



Alteração amarelada do ritmito arenoso com película de óxido.

DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: laminação, acamamento microgradacional cíclica, foliação s – c nas camadas pelíticas.

Arranjo das partículas: paralelo, localmente imbricado.

Segregação granular: por tamanho e composição; lâminas predominantemente síltico-arenosas e lâminas argilosas.

Suporte: grão-suportada nas lâminas síltico-arenosas e matriz-suportada nas lâminas argilosas.

Textura: heterogênea com lâminas síltico-arenosas com grãos de granulação silte a arenito fino (0,01 a 0,13 mm), bem selecionada e lâminas pelíticas de granulação argila a silte.

Forma: anguloso a sub-arredondado.

Contato: côncavo – convexo e planar nas lâminas síltico-arenosas e flutuante nas lâminas pelíticas.

Material intersticial:

Lâminas síltico-arenosas: pseudo-matriz, representando cerca de 15%; cimento tipo crescimento secundário sobre grãos de quartzo e preenchimento parcial por micas e óxidos/hidróxidos de Fe

Lâminas argilosas: matriz, representa aproximadamente 60% da amostra, formada por quartzo microgranular, biotita e argilominerais.

Composição (%):

Minerais	I	II
Quartzo	45	5
Fragmento lítico	8	
K-feldspato	15	
Plagioclásio	5	
Muscovita/Ilita	8	
Biotita	2	5
Clorita	<1	
Material opaco	2	30
Total	85	40

Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, anguloso, com extinção ondulante, e microcristalino formado provavelmente a partir de alteração do k-feldspato;
- Fragmento lítico: detrítico, arredondados, formados por minerais muito finos;
- K-feldspato: detrítico, geminação em xadrez, sub-arredondado, muito alterado;
- Plagioclásio: detrítico, corresponde à composição da andesina, geminação lei da albita, sub-arredondado;
- Muscovita: detrítica, euédrica, localmente encurvada;
- Ilita: ocorre e provavelmente como alteração do k-feldspato, em finas lamelas orientadas ao longo dos planos da geminação e da clivagem do mineral pré-existente, e também como cimento, contornando os grãos de quartzo e feldspatos;
- Biotita: detrítica, comumente cloritizada ou oxidada;
- Clorita: formada a partir de alterações da biotita e como finas lamelas perpendiculares ao acamamento;
- Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos e matéria orgânica.

Maturidade: O siltito é imaturo textural e composicionalmente e o siltito I é imaturo. Ambos são pouco a moderadamente retrabalhados.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), a amostra é uma Grauvaca Arcoseana.



Diagênese:

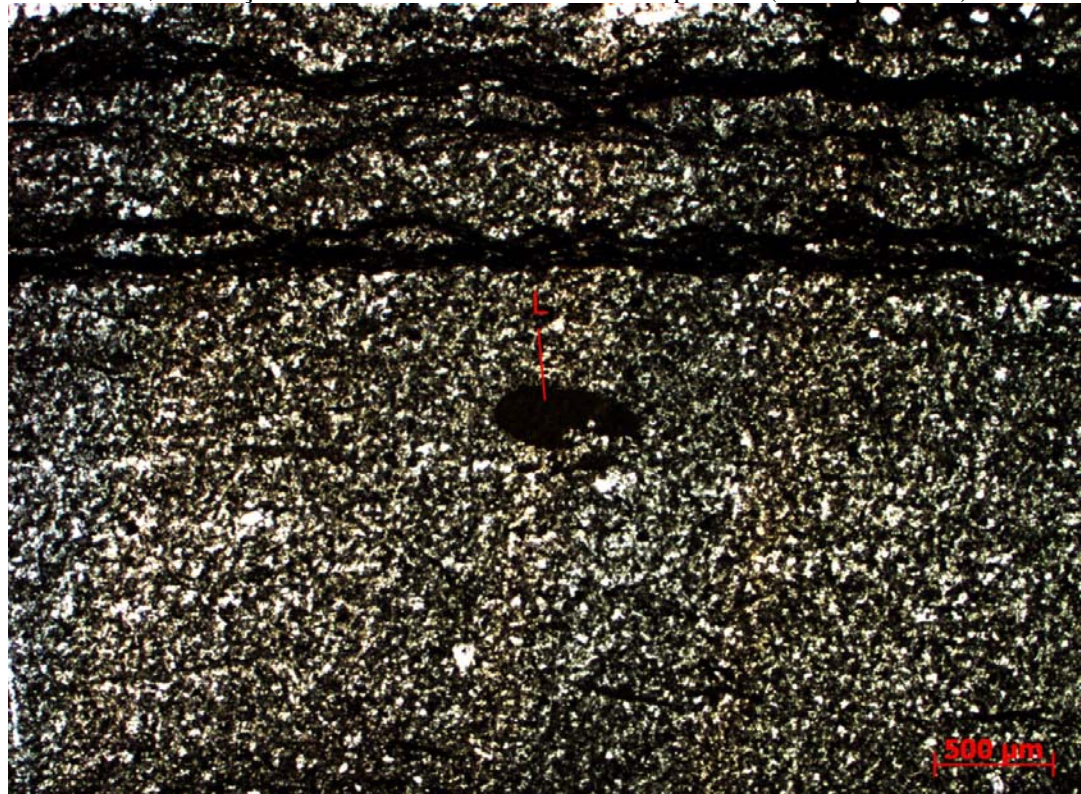
Compactação: química mas predominantemente mecânica, indicada pelo encurvamento das micas no siltito e foliação das micas no siltitoI.

Substituições: alteração de k-feldspatos para quartzo microcristalino e argilominerais no siltito e substituição da smicas por óxidos/hidróxidos de Fe no siltitoI.

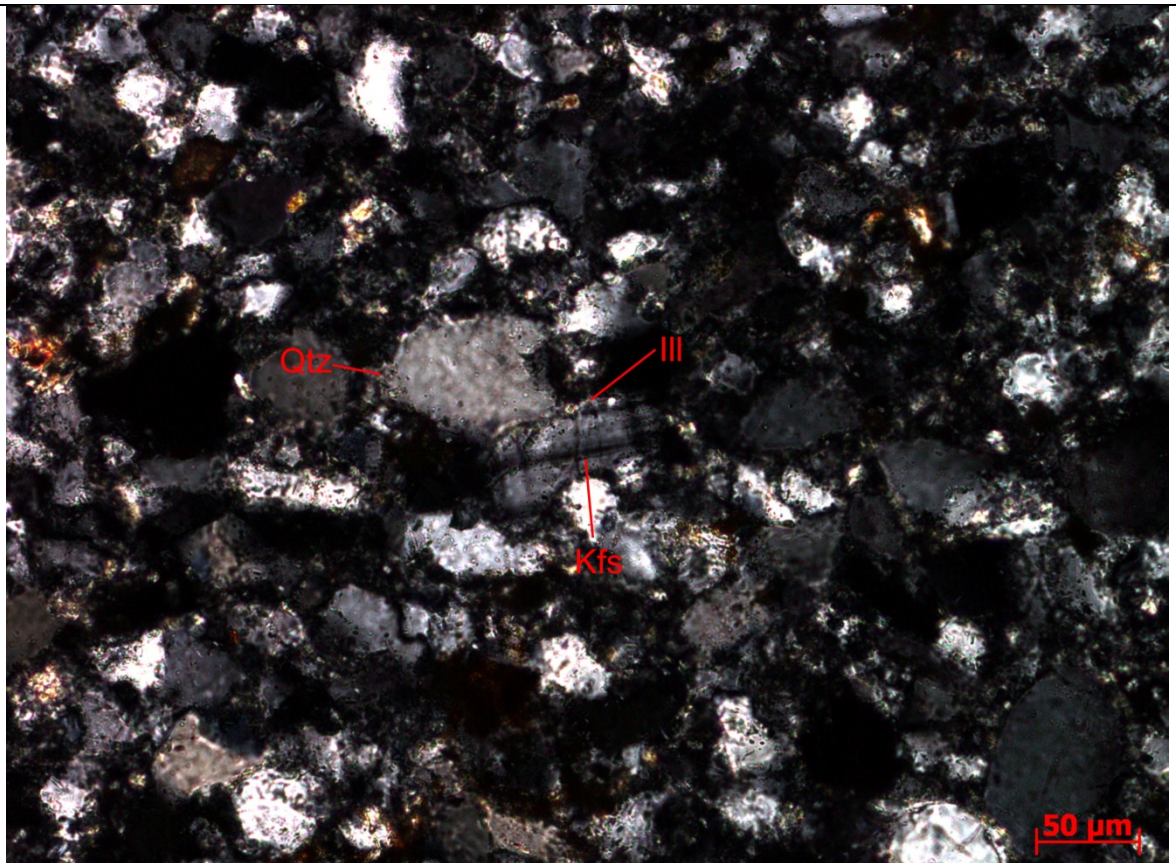
Desenhos/Fotos:



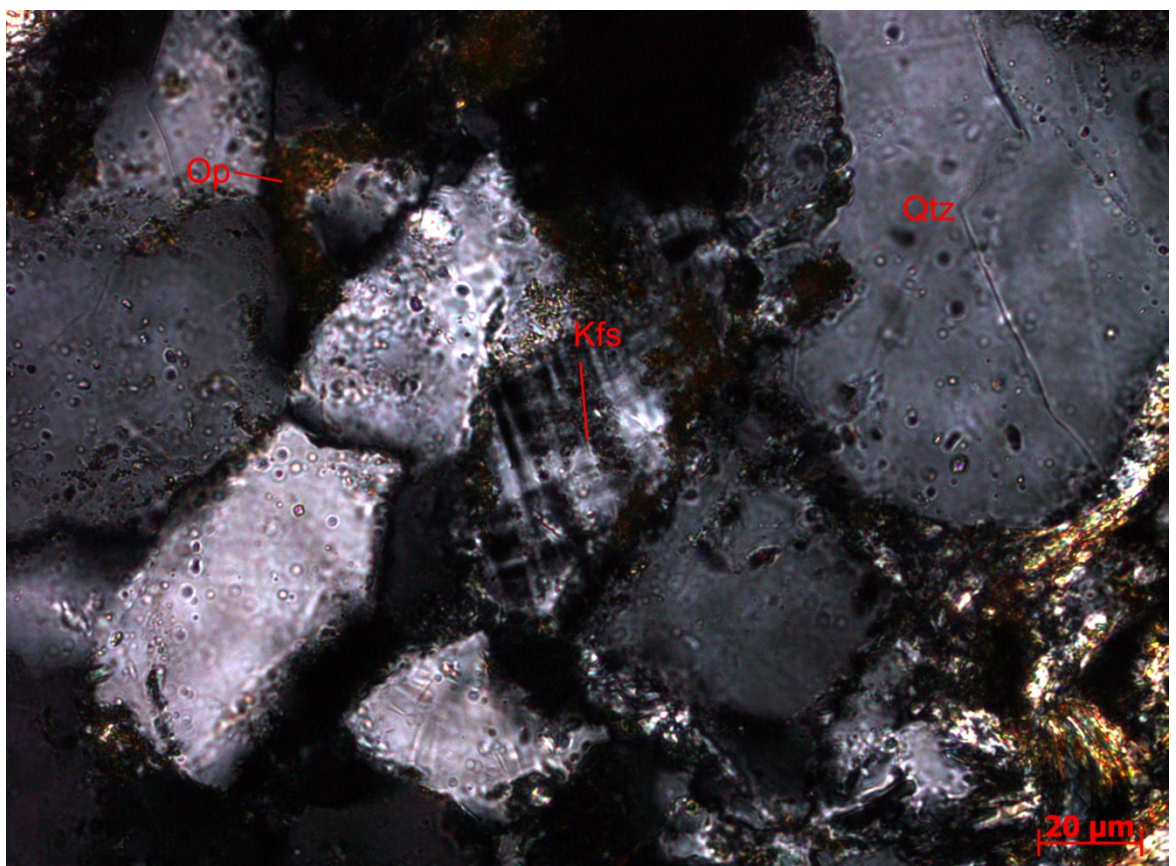
Lentes arenosas, laminação e estruturas S-C em uma lâmina pelítica (nicóis paralelos).



Fragmento lítico argiloso fração areia grossa na lâmina siltico-arenosa (nicóis paralelos).



Recristalização de ilita em volta do feldspato potássico (nicóis cruzados).



Bordas serrilhadas no feldspato potássico com recristalização de óxidos/hidróxidos de Fe (nicóis cruzados).



Identificação da amostra: LF-DF-016.4 (corte ortogonal da amostra LF-DF-016.1)

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

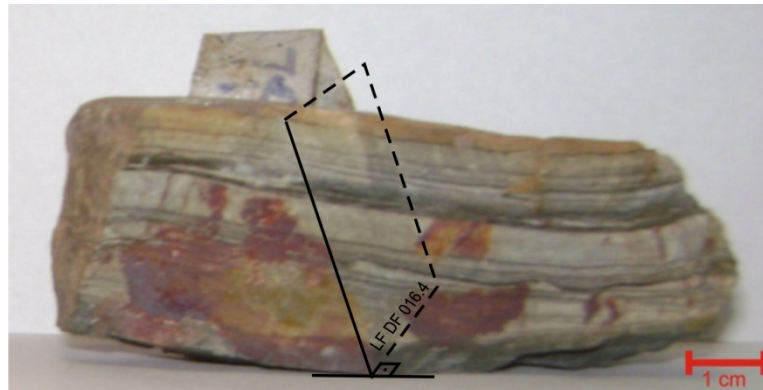
Cor/Coloração: cinza escuro, preto e cinza claro.

Estruturas: laminação plano-paralela.

Textura: granulação argila a areia fina, bem selecionada, orientação paralela e grão-suportada.

Descrição: Camadas milimétricas a centimétricas de folhelho cinza escuro, preto intercalado a camadas mais espessas de arenito fino cinza claro. A porção alterada tem a coloração amarelada e na superfície ainda há película de óxido na cor vermelho escuro.

Fotos:



DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: laminação, acamamento microgradacional cíclica, foliação s – c nas camadas pelíticas.

Arranjo das partículas: paralelo, localmente imbricado.

Segregação granular: por tamanho e composição; lâminas predominantemente síltico-arenosas e lâminas argilosas.

Suporte: grão-suportada nas lâminas síltico-arenosas e matriz-suportada nas lâminas argilosas.

Textura: heterogênea com lâminas síltico-arenosas com grãos de granulação silte a arenito fino (0,01 a 0,13 mm), bem selecionada e lâminas pelíticas de granulação argila a silte.

Forma: anguloso a sub-arredondado.

Contato: côncavo – convexo e planar nas lâminas síltico-arenosas e flutuante nas lâminas pelíticas.

Material intersticial:

Lâminas síltico-arenosas: pseudo-matriz, representando cerca de 20%; cimento tipo crescimento secundário sobre grãos de quartzo e preenchimento parcial por micas e óxidos/hidróxidos de Fe

Lâminas argilosas: matriz, representa aproximadamente 50% da amostra, formada por quartzo microgranular, biotita e argilominerais.

Composição (%):

Minerais	I	II
Quartzo	40	10
Fragmento lítico	7	
K-feldspato	12	
Plagioclásio	6	

Descrição dos minerais

- Quartzo: detrítico, monocristalino, anguloso, com extinção ondulante, frequentemente com borda serrilhada, microfaturado e, localmente contatos poligonais devido ao crescimento secundário. Além disso, ocorre também como microcristalino formado provavelmente a partir de alteração do k-feldspato;
- Fragmento lítico: detrítico, sub-arredondado, formados por minerais muito finos, localmente estirado;
- K-feldspato: detrítico, geminação em xadrez, sub-

Muscovita/Ilita	10	5	arredondado, com borda alterada para massa argilosa; - Plagioclásio: detrítico, geminação lei da albita, sub-arredondado; - Muscovita: detrítica, euédrica, encurvada e orientada paralelamente ao acamamento; - Ilita: ocorre e provavelmente como alteração do k-feldspato, nas bordas do mineral pré-existente; - Biotita: detrítica, comumente cloritizada ou oxidada; - Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos e matéria orgânica.
Biotita	3		
Material opaco	2	35	
Total	80	50	

Maturidade: considerando a pseudo-matriz intersticial, tanto o siltito quanto o siltitoI são imaturos textural e composicionalmente. Ambos são pouco a moderadamente retrabalhados.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), a amostra é uma Grauvaca Arcoseana.



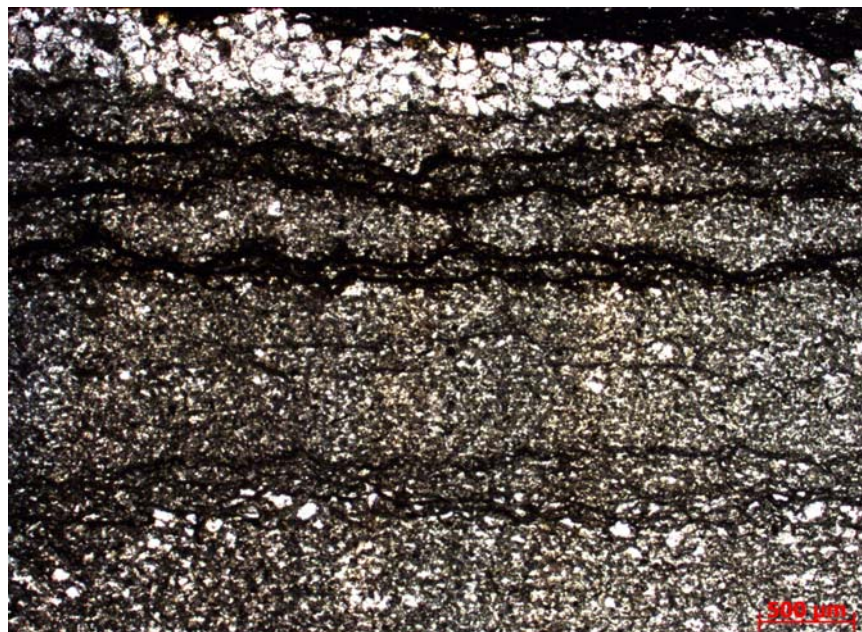
Diagênese:

Compactação: química e mecânica intensas.

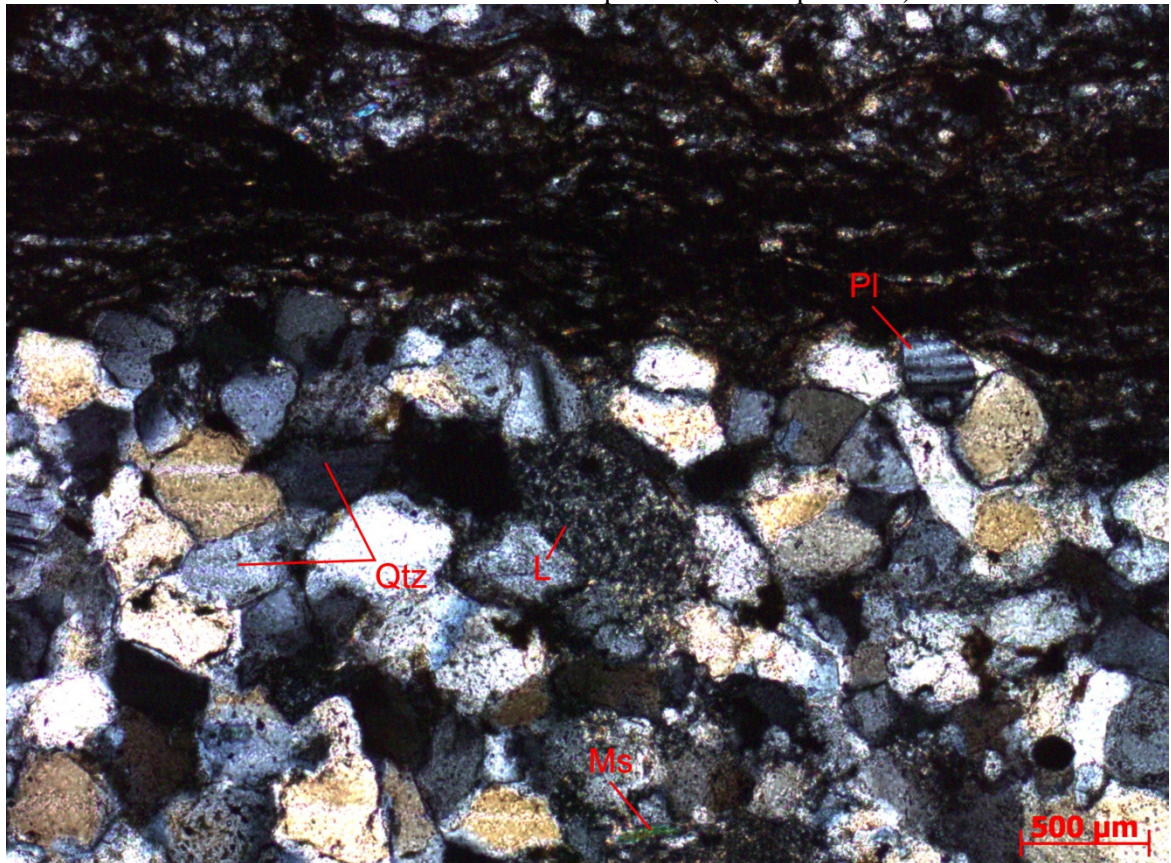
Substituições: alteração de k-feldspatos para quartzo microcristalino e argilominerais, alteração da massa argilosa por óxidos de Fe.

Transformações pós-diagénéticas: microfraturamento preenchido por óxidos de Fe.

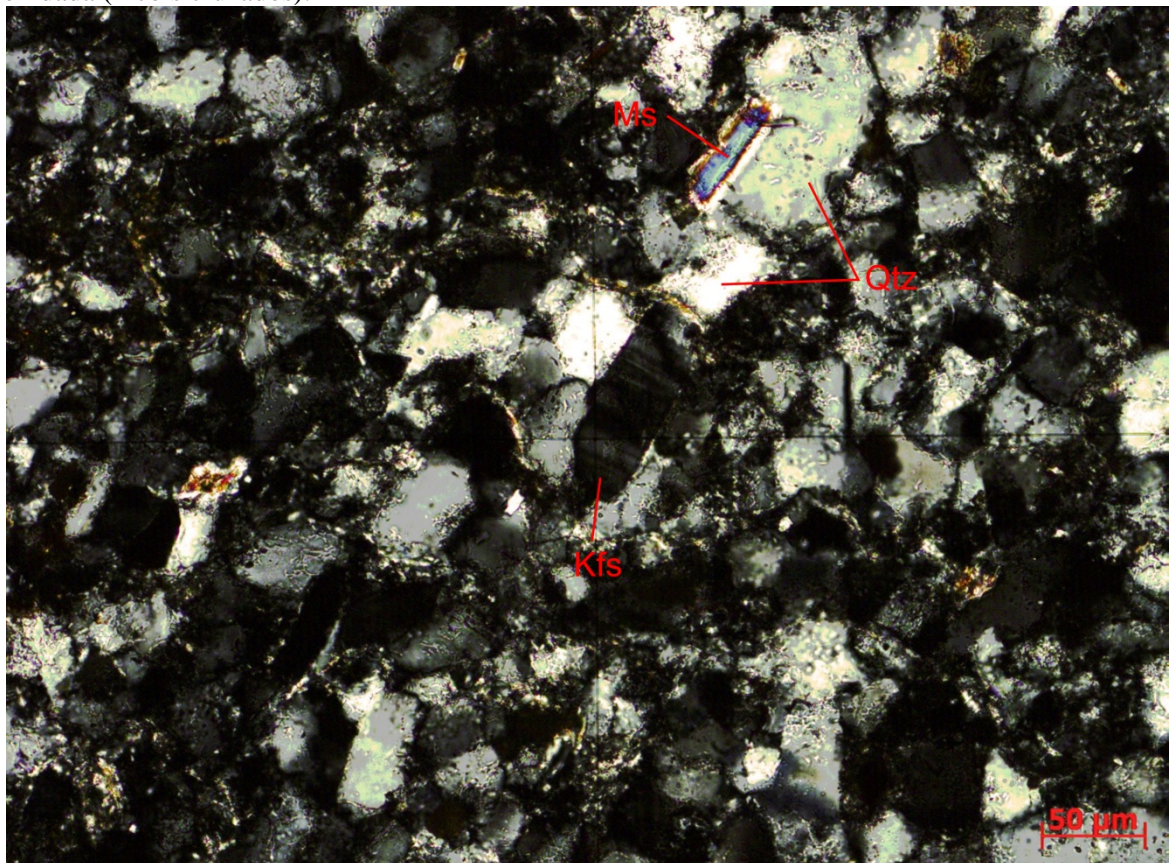
Fotos:



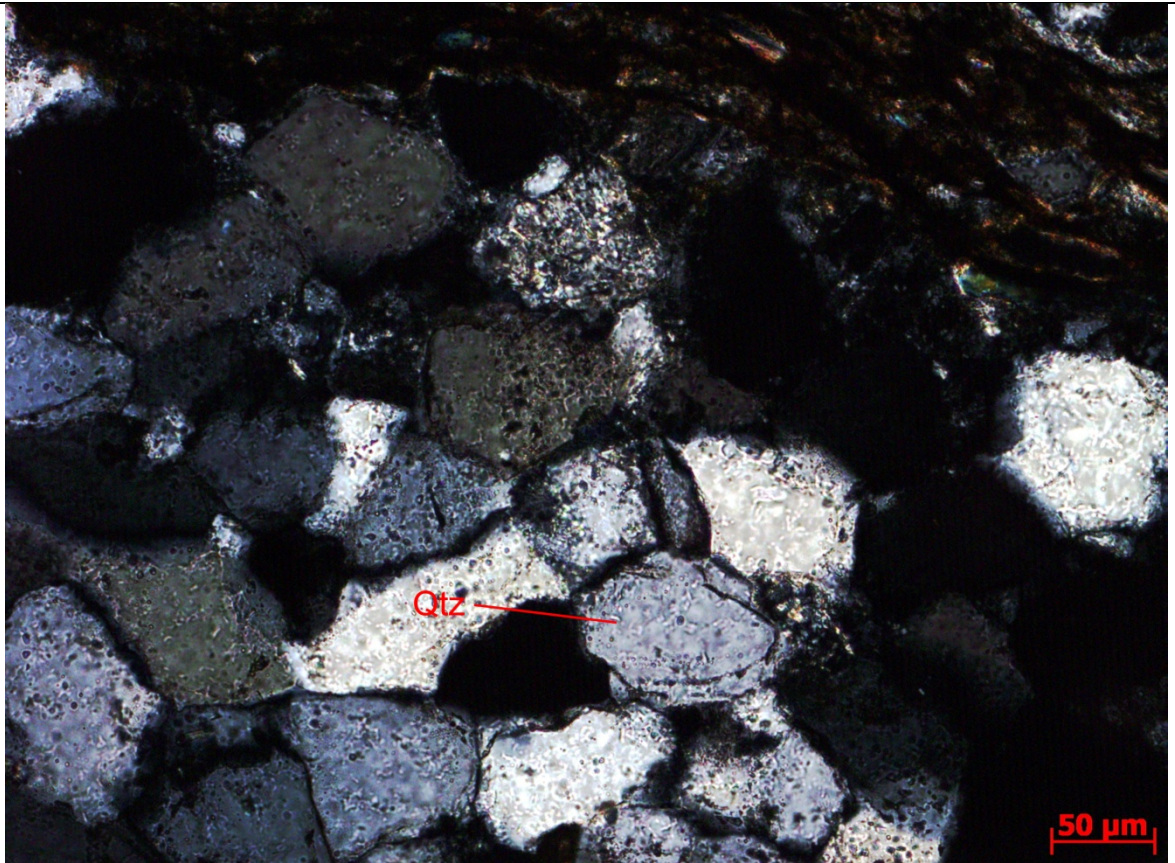
Lâminas siltico-arenosas intercaladas com lâminas pelíticas (nicóis paralelos).



Fragmento lítico e plagioclásio arredondados na lâmina siltico-arenosa. Lâmina pelítica bastante oxidada (nicóis cruzados).



Orientação paralela dos grãos de muscovita, feldspato potássico e quartzo. Notar o arredondamento do grão de feldspato potássico e o cimento formado por ilita (nicóis cruzados)



Crescimento secundário nos grãos de quartzo (nicóis cruzados).



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
 INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF- 017.3

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

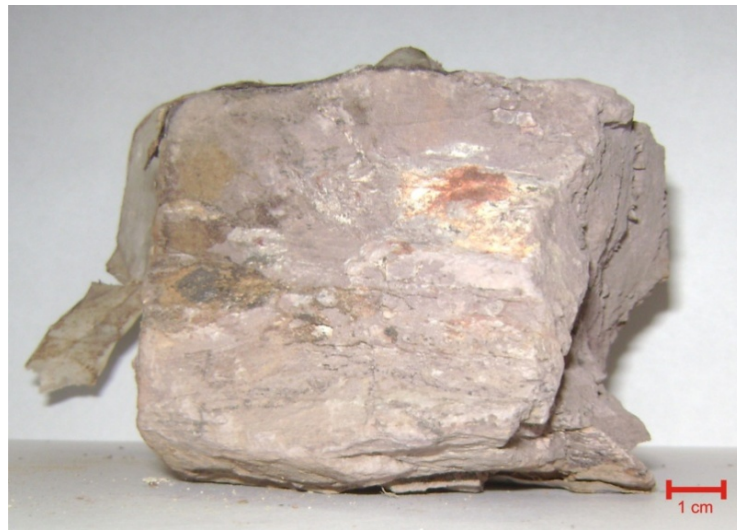
Cor/Coloração: lilás.

Estruturas: laminação.

Textura: granulação argila a silte, bem selecionada, orientação caótica.

Descrição: Siltito laminado, camadas com espessura inferior a 5 cm.

Fotos:



DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: laminação plano – paralela.

Arranjo das partículas: paralelo, imbricado.

Segregação granular: por tamanho e composição nos veios.

Suporte: matriz-suportado. Grãos de quartzo recristalizado nas frações silte a areia muito fina (0,03 a 0,13 mm) se concentram nos veios.

Textura : granulação silte (0,01 a 0,05 mm), muito bem selecionada.

Forma: anguloso a sub-arredondado.

Contatos: suturado, côncavo – convexo, e localmente tangencial.

Material intersticial: pseudo-matriz, constituída por quartzo microcristalino, argilominerais e óxidos de Fe, corresponde a 60%.

Composição:

Minerais	%
Quartzo	15
Fragmento lítico	1
K-feldspato	3
Plagioclásio	2
Muscovita/Ilita	7
Biotita	3
Material opaco	8
Total	40

Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, anguloso, com extinção ondulante e borda serrilhada, microfraturado, e às vezes com o crescimento de micas nas microfraturas; microcristalino formado provavelmente a partir de alteração do k-feldspato;
- Fragmento lítico:
- K-feldspato: detrítico, geminação em xadrez, sub-arredondado, com borda serrilhada;
- Plagioclásio: detrítico, arredondado.
- Muscovita: detrítica, euédrica, encurvada e orientada paralelamente ao acamamento;
- Ilita: ocorre e provavelmente como alteração do k-feldspato, nas bordas do mineral pré-existente;
- Biotita: detrítica, comumente cloritizada ou oxidada;
- Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos e matéria orgânica. ocorre como cimento;

Maturidade: imatura textural e composicionalmente e moderadamente a pouco retrabalhada.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), a amostra é uma Grauvaca Arcoseana.



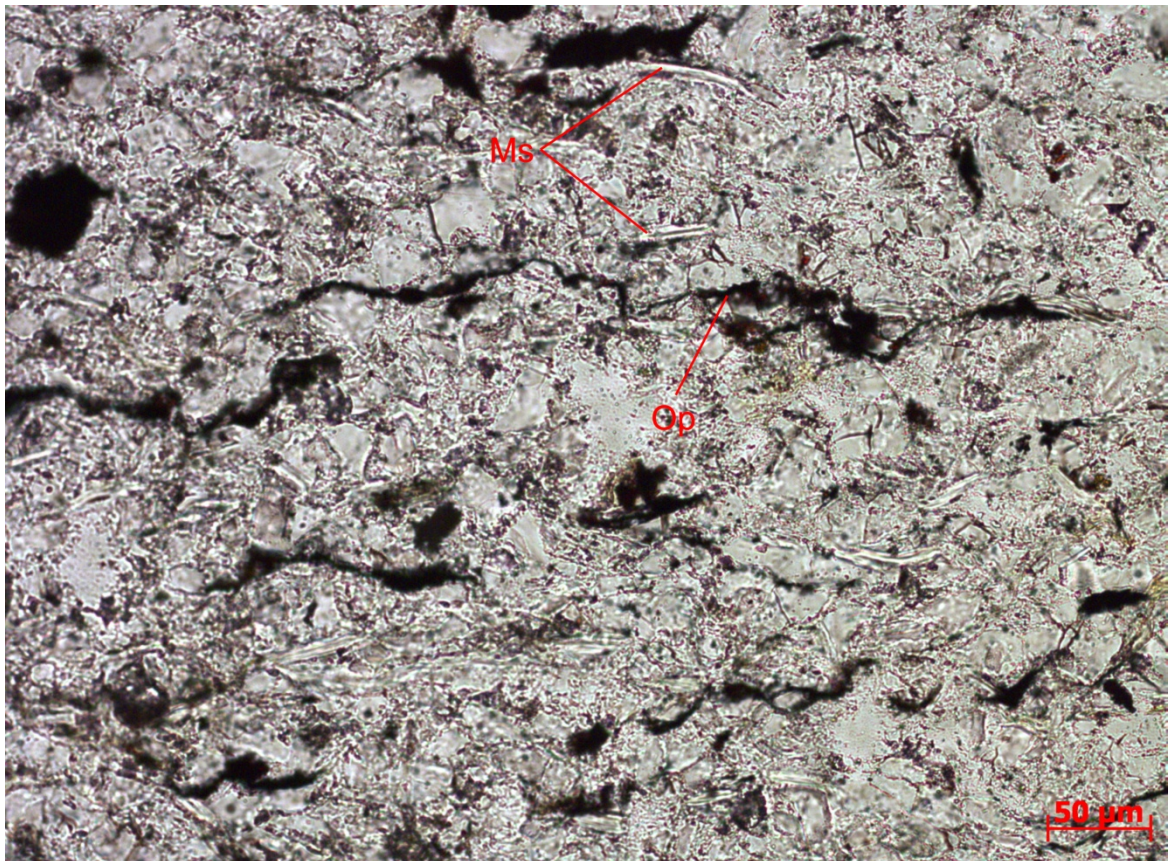
Diagênese:

Compactação: química intensa e mecânica.

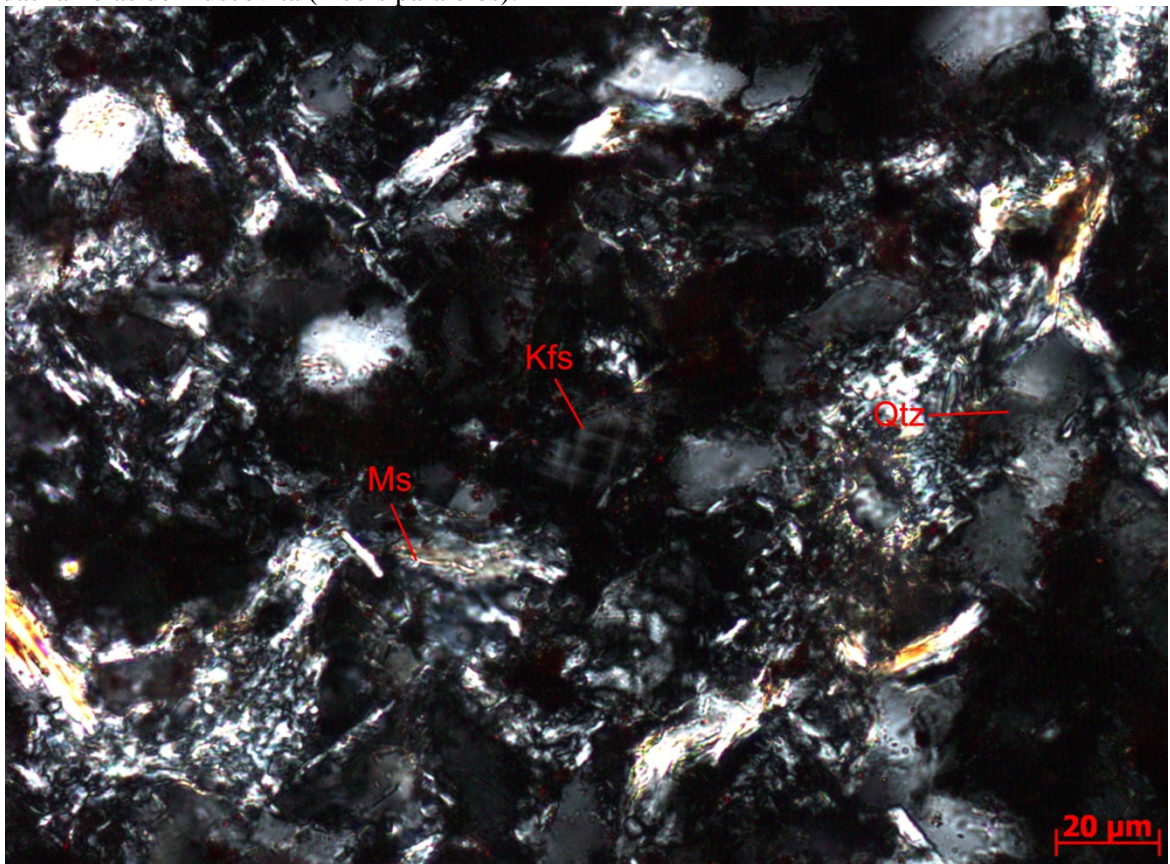
Substituições: alteração de k-feldspatos com recristalização de quartzo microcristalino e argilominerais, alteração da massa argilosa por óxidos de Fe.

Transformações pós-diagnéticas: microfraturamento preenchido por óxidos de Fe.

Fotos:



Orientação evidenciada pelas lamelas de material opaco e muscovita. Notar encurvamento local das lamelas de muscovita (nicóis paralelos).



Feldspato potássico alterado e muscovita localmente encurvada (nicóis cruzados).



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF-018

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: roxo.

Estruturas: laminação.

Textura: granulação argila a silte, bem selecionada, orientação caótica, matriz-suportada.

Descrição: Siltito roxo laminado.

Fotos:



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF-019

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: arenito muito fino cinza esverdeado intercalado com lâminas pelíticas roxas.

Estruturas: laminação.

Textura: granulação argila a areia fina, bem selecionada, orientação caótica, ligeiramente paralela e matriz-suportada.

Descrição: Ritmito arenoso de arenito intercalado com pelito.

Fotos:





UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF-021

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: roxo avermelhado

Estruturas: laminação plano-paralela.

Textura: granulação areia muito fina, bem selecionada, orientação caótica ligeiramente paralela e Material intersticial-suportada.

Descrição: Arenito fino roxo com lâminas micáceas.

Fotos:



Grupo Bambuí



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF- 005

Grupo: Bambuí

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: cinza escuro esverdeado.

Estruturas: maciço.

Descrição: Carbonato maciço cinza escuro levemente esverdeado.

Fotos:





UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF-005.1

Grupo: Paranoá

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: cinza escuro.

Estruturas: maciço

Descrição: Calcário cinza escuro com estromatólitos colunares ramificados de colunas retas horizontalizadas, situados geograficamente na base do morro.

Fotos:



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF- 006

Grupo: Bambuí

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: amostra heterogênea, cuja porção fresca é cinza esverdeada com capa de alteração superficial amarela.

Estruturas: estrutura de carga.

Textura: granulação silte a areia fina, bem selecionada, orientação caótica e grão-suportada.

Descrição: Siltito cinza esverdeado quando fresco e amarelo quando alterado.

Fotos:



DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: maciça;

Arranjo das partículas: caótica, ligeiramente paralela.

Segregação granular: ligeiramente composicional, com porções mais frescas e outras alteradas, evidenciada pela presença de mais óxidos de Fe.

Suporte: grão-suportado.

Textura: granulação silte a areia fina (0,04 a 0,15 mm); bem a muito bem selecionada; a porção mais alterada tem a cor mais amarela-avermelhada.

Forma: sub-anguloso a sub-arredondado.

Contatos: suturado, planar, côncavo-convexo.

Material intersticial: corresponde a aproximadamente 20% da amostra; pseudo-matriz, formada por quartzo microcristalino, illita e biotita; cimento tipo crescimento secundário em grãos de quartzo e preenchimento parcial constituído predominantemente por biotita, óxidos de Fe, e raramente muscovita/illita.

Composição:

Minerais	%
Quartzo	35
Fragmento lítico	2
K-feldspato	10
Plagioclásio	8
Muscovita / Illita	11
Biotita	10
Opacos	4
Zircão	<1
Total	80

Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, sub-anguloso, com extinção ondulante, e microcristalino, formado por alteração;
- Fragmento lítico: com forma arredondada, corresponde a um aglomerado de minerais muito finos, provavelmente argilito, alterado para biotita cloritizada;
- K-feldspato: detrítico, macla em xadrez, bastante alterado;
- Plagioclásio: detrítico, geminação da albita, sub-arredondado, com extinção ondulante;
- Muscovita: detrítica, com lamelas localmente encurvadas;
- Illita: formada a partir da alteração do K-feldspato, orientada segundo os planos da clivagem, e como cimento, contornando os grãos de quartzo;
- Biotita: detrítica, lamelar, localmente orientada e, como constituinte de fragmento lítico, muito fina e frequentemente cloritizada;
- Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos e matéria orgânica. hematita;
- Zircão:locamente zoneado.

Maturidade: Imatura textural e composicionalmente e pouco retrabalhada.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), a amostra é uma Grauvaca Feldspática.



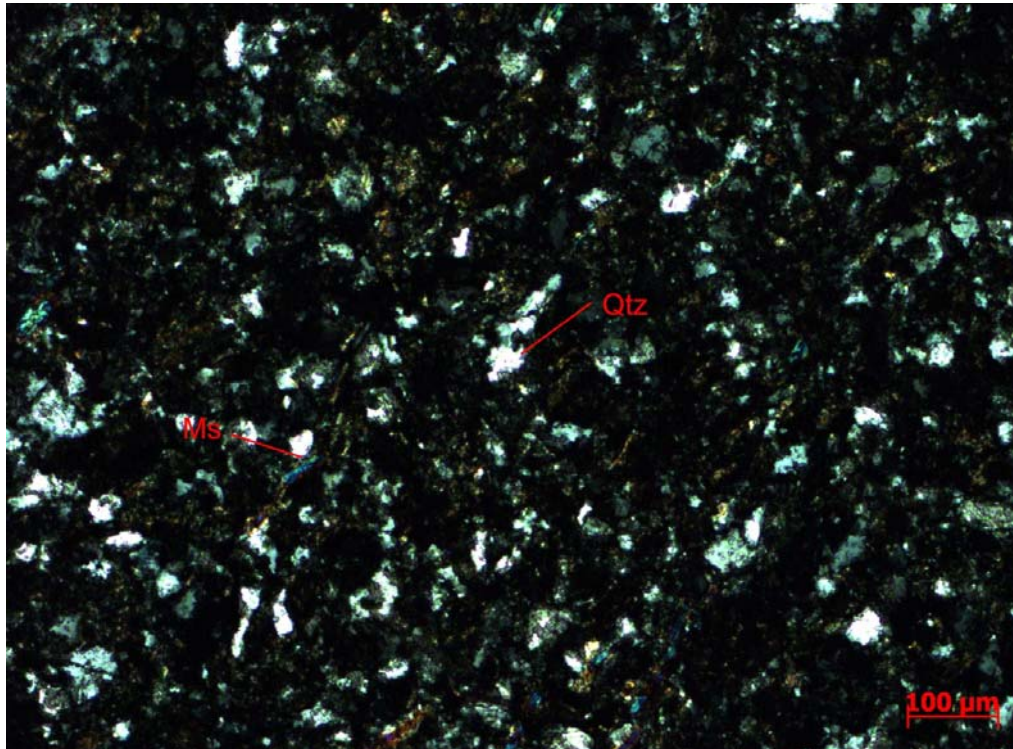
Diagênese:

Compactação: predominante química, mas também mecânica, indicada pelo encurvamento das micas e orientação incipiente dos grãos.

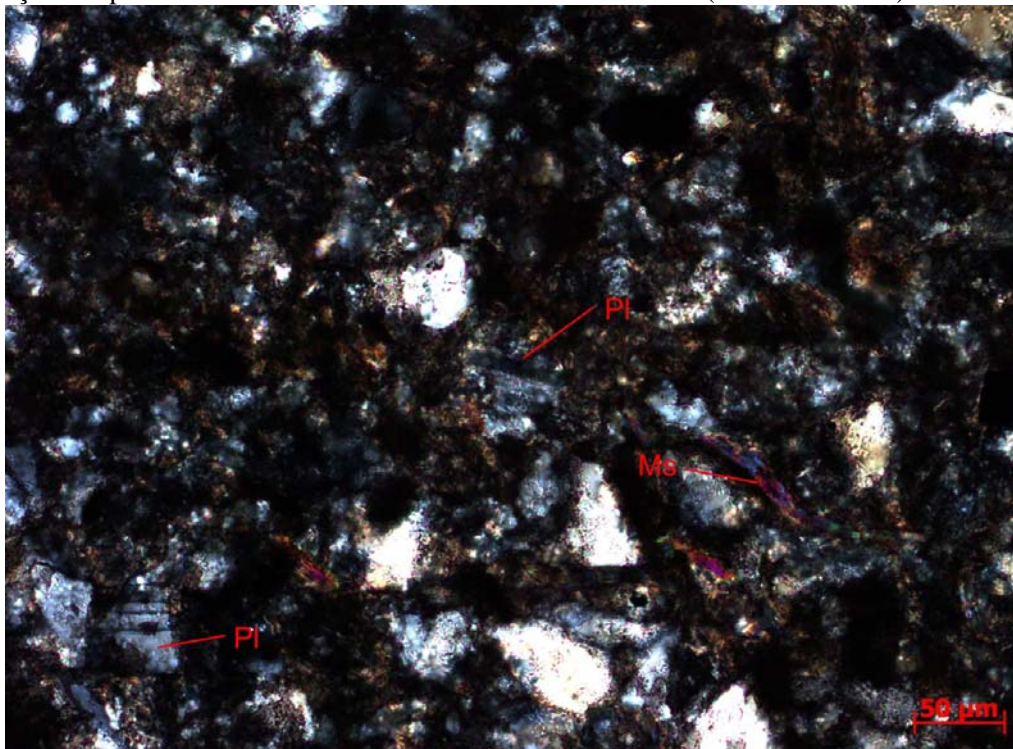
Substituições: dissolução de quartzo, alteração de k-feldspatos e fragmentos líticos e recristalização de quartzo microcristalino, illita e óxidos de Fe.

Transformações pós-diagenéticas: alteração intempérica aumentando a quantidade de óxidos de Fe na Material intersticial, principalmente nas bordas alteradas.

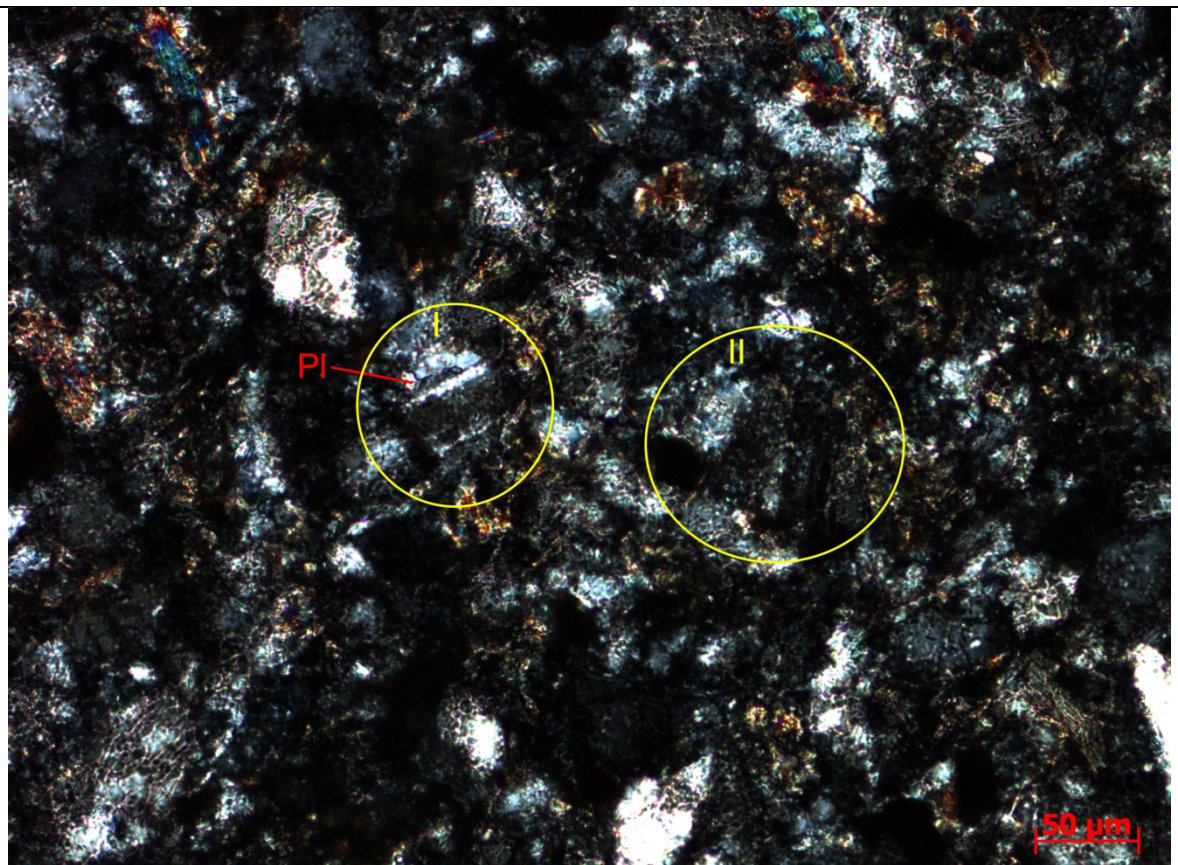
Fotos:



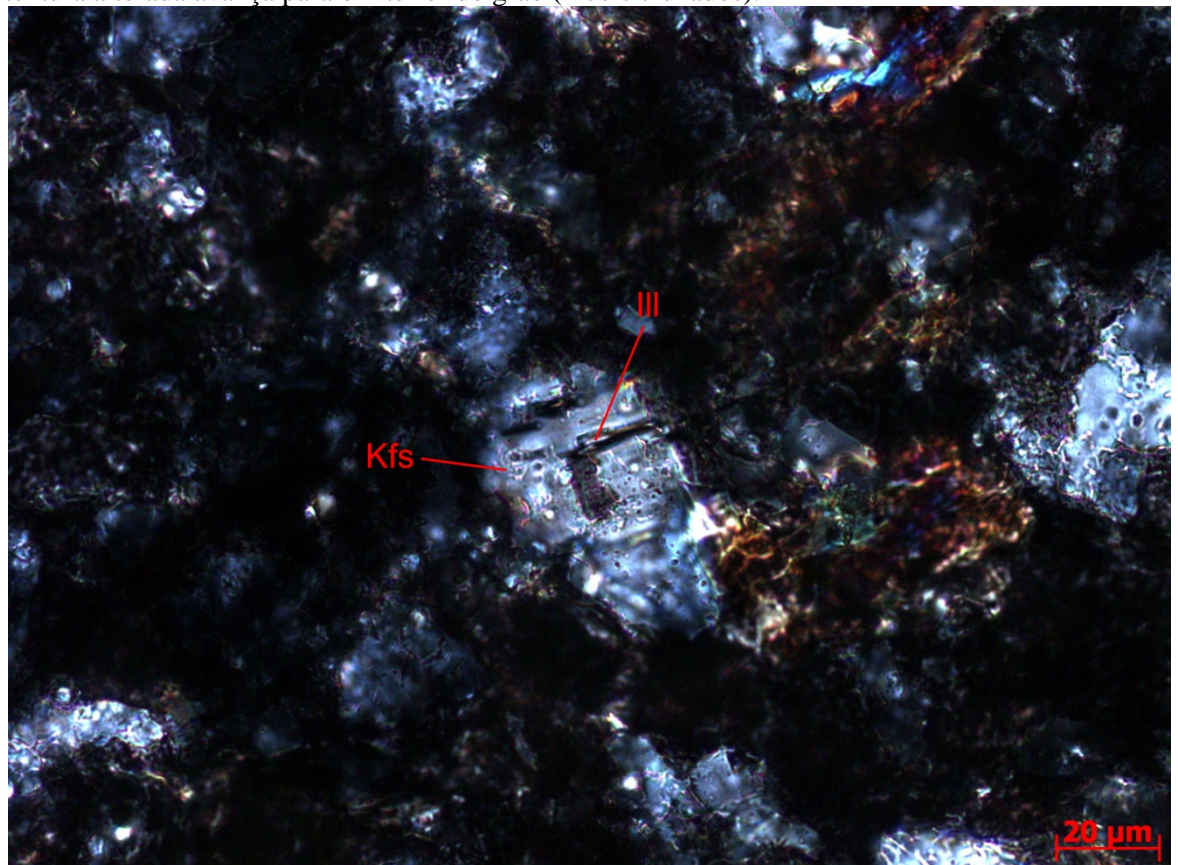
Orientação incipiente e encurvamento local das lamelas micáceas (nicóis cruzados).



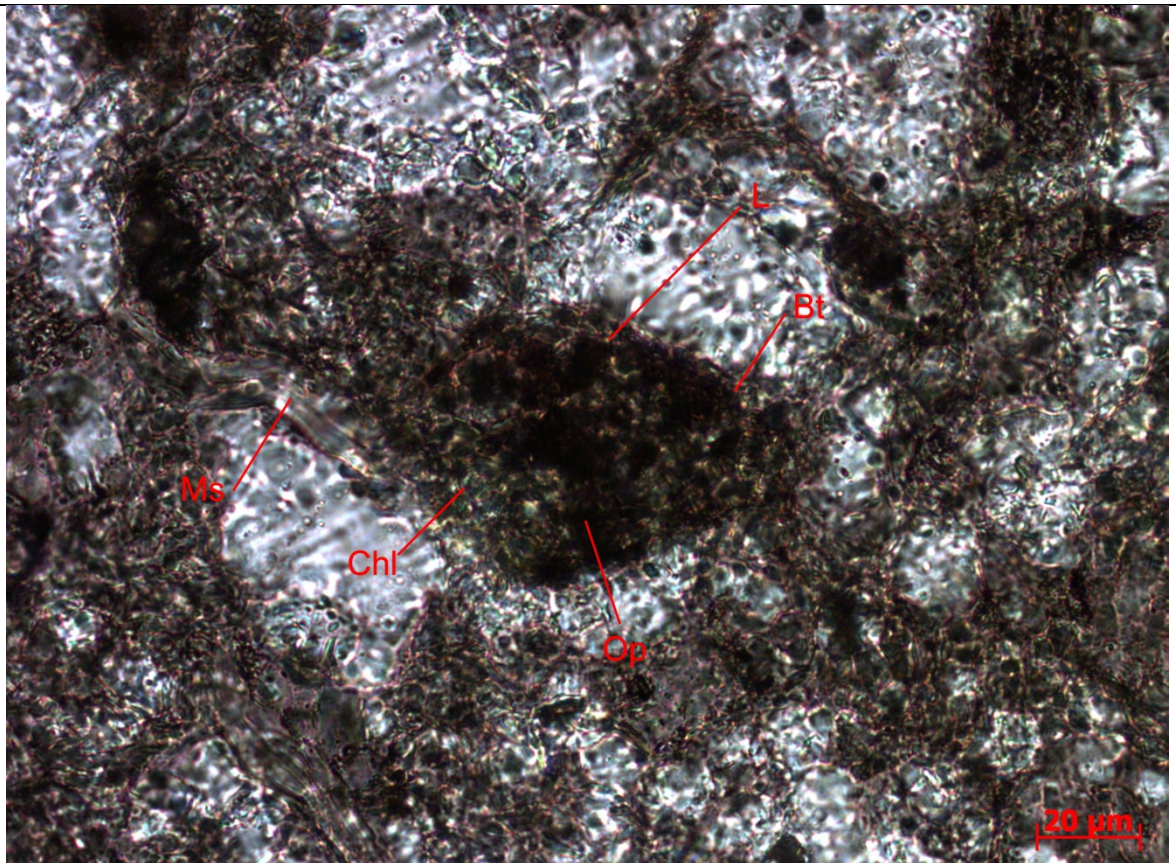
Plagioclásio maclado e muscovita encurvada . Notar bordas serrilhadas nos grãos de plagioclásio. (nicóis cruzados).



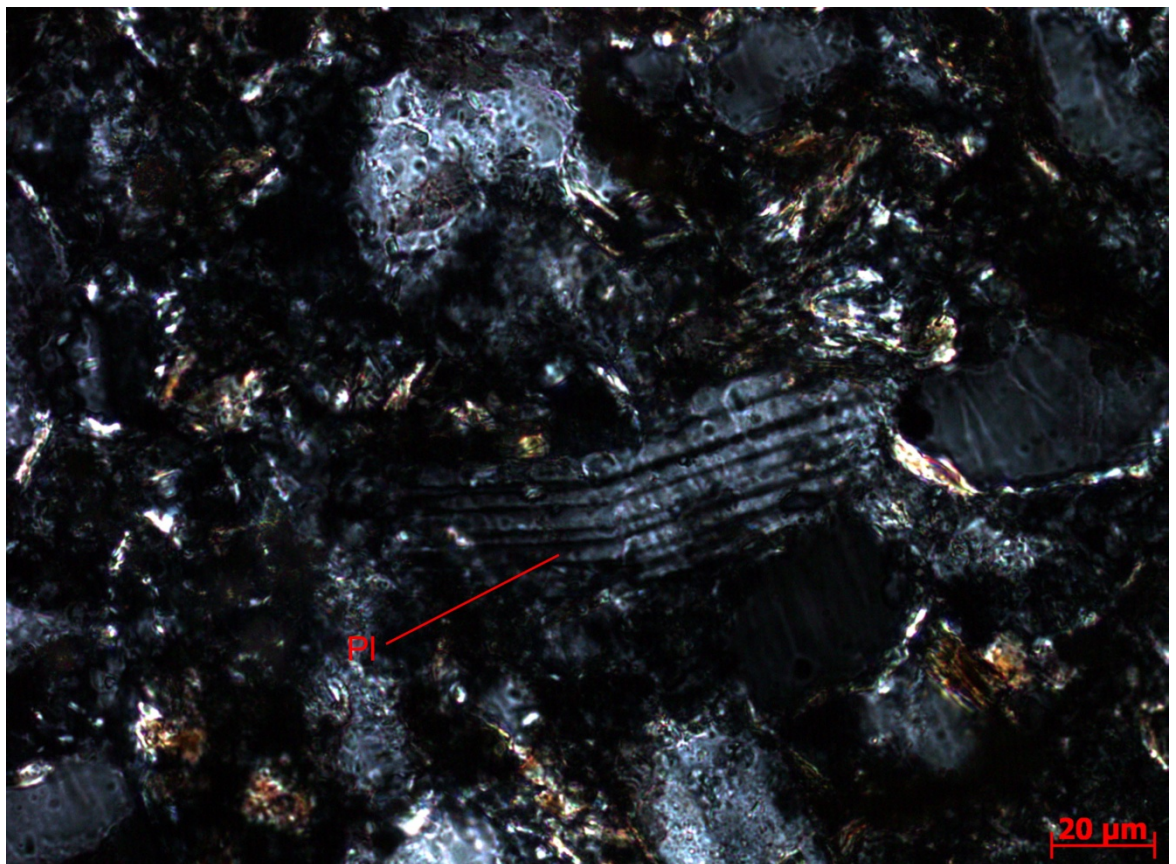
Diferentes estágios de alteração do plagioclásio. Em I, a macla é mais preservada e a textura alterada se restringe à borda do grão; em II, a macla praticamente não pode mais ser observada e a textura alterada avança para o interior do grão (nicóis cruzados).



Recristalização de ilita no interior de feldspato potássico. Notar orientação segundo os planos da macla e da clivagem (nicóis cruzados).



Fragmento lítico constituído por biotitacloritizada (nicóis paralelos).



Plagioclásio com macla da albita. Notar extinção ondulante, torção do grão e bordas com textura de alteração (nicóis cruzados).



Identificação da amostra: LF-DF- 006.1

Grupo: Bambuí

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: roxo amarronzado.

Estruturas: maciço.

Textura: granulação silte a areia fina, bem selecionada, orientação caótica, grão-suportada.

Descrição: Siltito roxo

Fotos:



DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: maciça;

Arranjo das partículas: caótica, localmente paralela.

Segregação granular: não há.

Suporte: grão-suportado.

Textura: granulação silte a areia fina (0,025 a 0,2 mm); bem a muito bem selecionada.

Forma: anguloso a sub-arredondado.

Contatos: suturado, planar, côncavo-convexo.


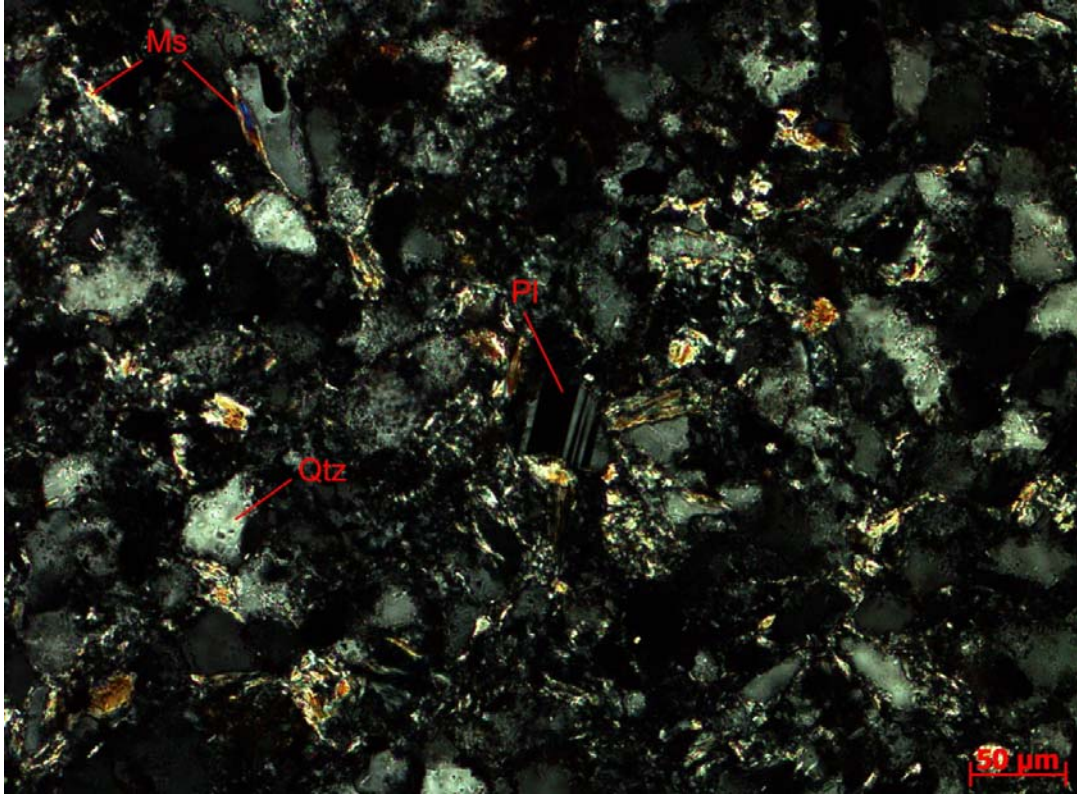
Material intersticial: pseudo-matriz, formada por quartzo microcristalino, illita, biotita, e às vezes, clorita; cimento tipo preenchimento parcial em volta dos grãos, formado principalmente por biotita, além de óxidos/hidróxidos de Fe e mica.

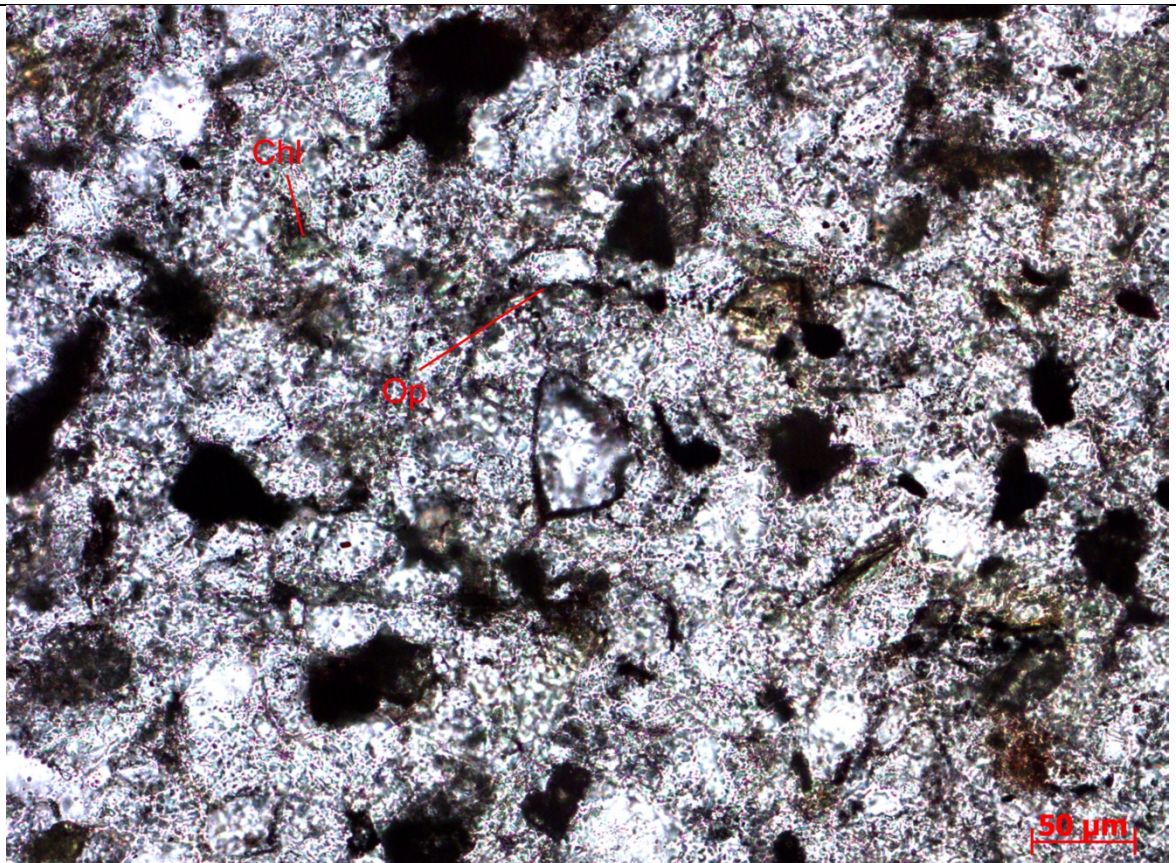
Composição:

Minerais	%
Quartzo	30
Fragmento lítico	4
K-feldspato	7
Plagioclásio	4
Muscovita / Illita	4
Biotita	6
Clorita	4
Opacos	6
Zircão	<1

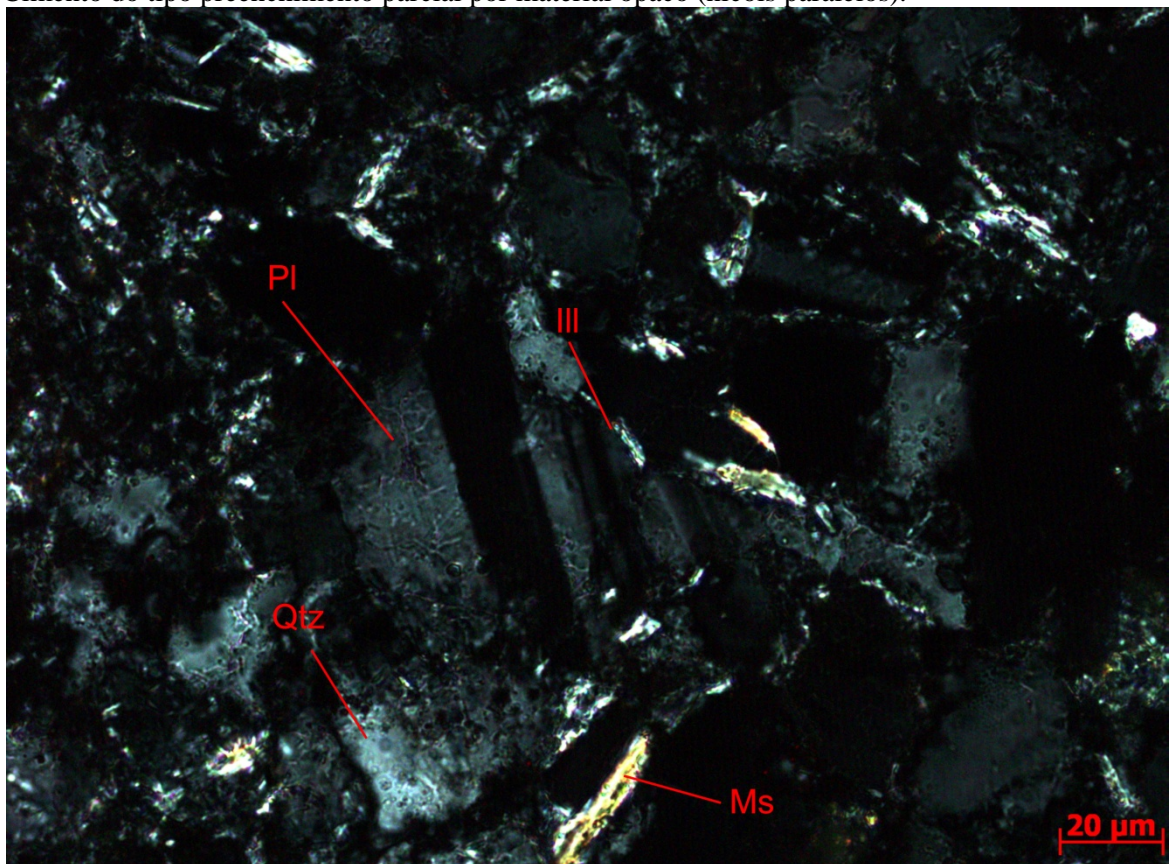
Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, sub-anguloso a arredondado, com extinção ondulante, e frequentemente borda de corrosão;
- Fragmento lítico: com forma arredondada, corresponde a um aglomerado de minerais muito finos, provavelmente argilito;
- K-feldspato: detrítico, sub-arredondado, macla em xadrez, bastante alterado;
- Plagioclásio: detrítico, sub-anguloso, às vezes com borda de corrosão, geminação da albita, extinção reta;
- Muscovita: detrítica, com lamelas localmente encurvadas;
- Illita: formada a partir da alteração do K-feldspato, orientada segundo os planos da clivagem e da geminação, e como cimento, contornando os grãos de quartzo;
- Biotita: detrítica, com lamelas localmente orientadas e como constituinte de fragmento lítico, muito fina e frequentemente

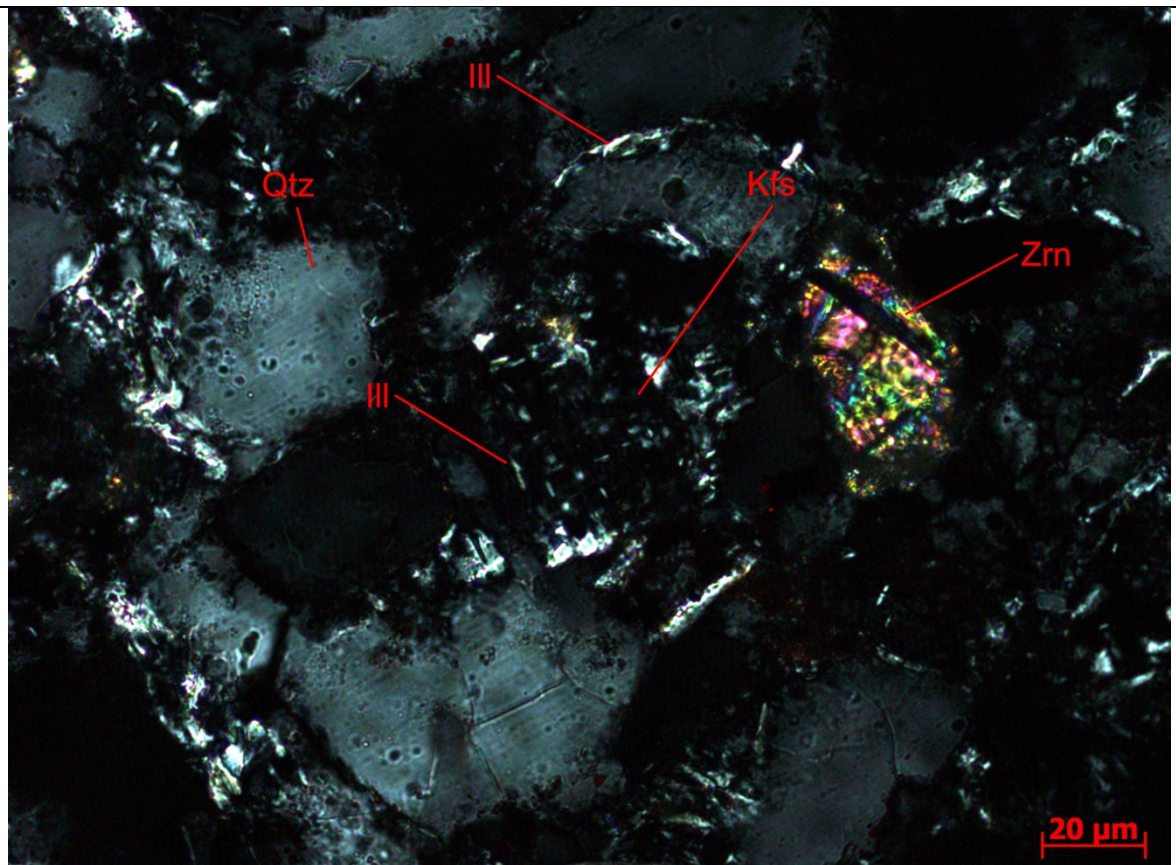
Total	65	<p>cloritizada;</p> <ul style="list-style-type: none"> - Clorita: ocorre como alteração da biotita detrítica, frequentemente com cor de interferência anômala em azul e encurvada; - Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos e matéria orgânica. - Zircão: euédrico, locamente zoneado.
<p>Maturidade: considerando a pseudo-matriz intersticial, a amostra é imatura textural e composicionalmente, além de ser pouco a moderadamente retrabalhada.</p>		
<p>Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), a amostra é uma Grauvaca Feldspática.</p>		
<div style="text-align: center;">  </div>		
<p>Diagênese: Compactação: química intensa e mecânica, indicada pelo encurvamento das micas. Substituições: dissolução de quartzo e Plagioclásio, indicado pelas bordas de corrosão, alteração de k-feldspatos para quartzo microcristalino e argilominerais, substituição da biotita pela clorita.</p>		
<p>Fotos:</p> <div style="text-align: center;">  </div> <p>Feição geral da amostra. Notar orientação local das micas e de alguns grãos de quartzo (nicóis cruzados).</p>		



Cimento do tipo preenchimento parcial por material opaco (nicóis paralelos).



Ilita como cimento do tipo preenchimento parcial em volta do plagioclásio (nicóis cruzados).



Ilita como cimento do tipo preenchimento parcial e em planos paralelos e perpendiculares da macla e da clivagem do feldspato potássico (nicóis cruzados).



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
 INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
 PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF- 006.2
 (corte ortogonal da amostra LF-DF-006)

Grupo: Bambuí

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

Cor/Coloração: cinza esverdeado.

Estruturas: marca ondulada, estrutura de carga, pseudonódulos.

Textura: granulação silte a areia fina, bem selecionada, orientação caótica, grão-suportado.

Descrição: Siltito cinza esverdeado

Fotos:



DESCRIÇÃO MICROSCÓPICA

Estruturas: maciça.

Arranjo das partículas: caótica, ligeiramente paralela.

Segregação granular: amostra homogênea.

Suporte: grão-suportado.

Textura: granulação silte a areia muito fina (0,03 a 0,08 mm); muito bem selecionada.

Forma: anguloso a sub-anguloso, localmente sub-arredondado.

Contatos: planar, côncavo-convexo.

Material intersticial: representam aproximadamente 30%, constituído por pseudo-matriz, formada por quartzo microcristalino e ilita e cimento do tipo preenchimento parcial, formado por argilominerais e material opaco.

Composição:

Minerais	%
Quartzo	26
Fragmento lítico	4
K-feldspato	11
Plagioclásio	5
Muscovita	8
Biotita	8
Clorita	3
Opacos	5
Total	70

Descrição dos minerais:

- Quartzo: detrítico, monocristalino, sub-anguloso a arredondado, com extinção ondulante, e frequentemente borda de corrosão;
- Fragmento lítico: com forma arredondada, corresponde a um aglomerado de minerais muito finos, provavelmente argilito;
- K-feldspato: detrítico, sub-arredondado, macla em xadrez, bastante alterado;
- Plagioclásio: detrítico, sub-anguloso, às vezes com borda de corrosão, geminação da albita, extinção reta;
- Muscovita: detrítica, com lamelas localmente encurvadaa;
- Ilita: formada a partir da alteração do K-feldspato, orientada segundo os planos da clivagem e da geminação, e como cimento, contornando os grãos de quartzo;
- Biotita: detrítica, com lamelas localmente orientadas e, formada por alteração, muito fina e frequentemente cloritizada;
- Clorita: ocorre como alteração da biotita, frequentemente com cor de interferência anômala em azul e encurvada;
- Material opaco: óxidos/hidróxidos de Fe, minerais opacos e matéria orgânica.
- Zircão: locamente zoneado.

Maturidade: Considerando a pseudo-matriz intersticial, a amostra é imatura textural e composicionalmente, além de pouco a moderadamente retrabalhada.

Classificação petrográfica: Segundo a classificação de arenitos terrígenos (modificada de Dott, 1964, em Pettijohn et al. 1973), a amostra é uma Grauvaca Feldspática.



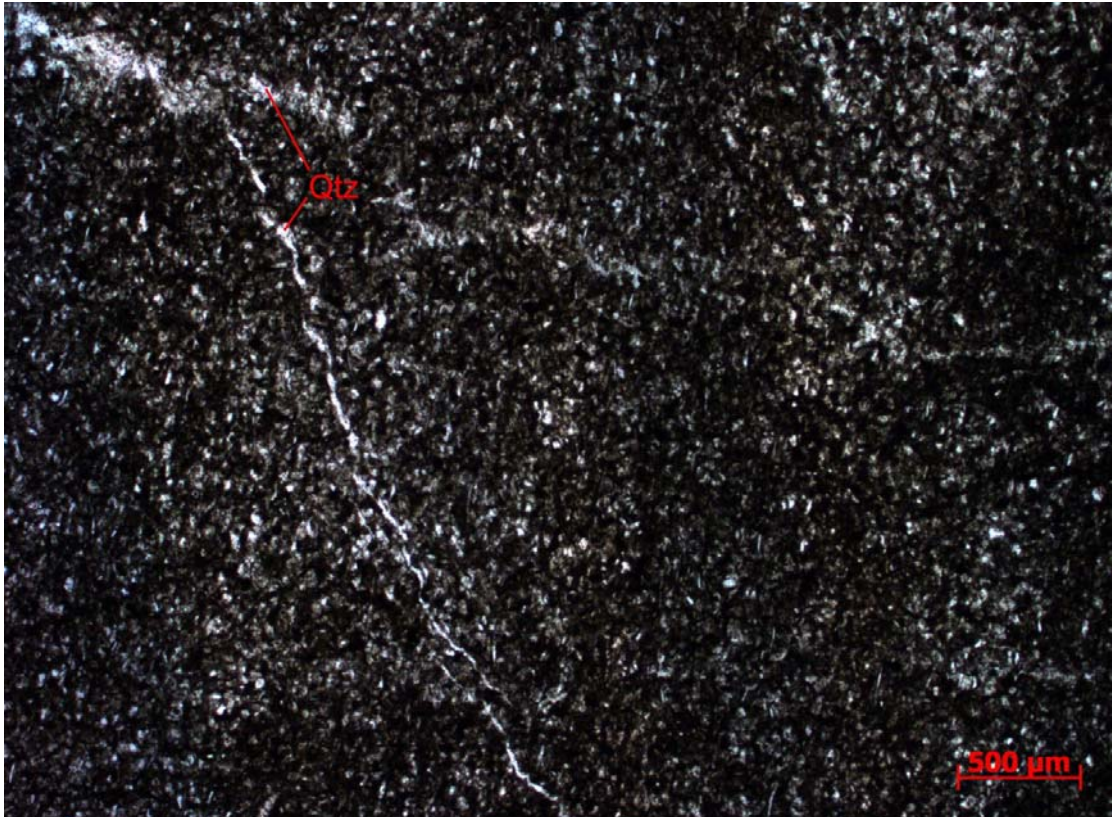
Diagênese:

Compactação: química e mecânica intensas.

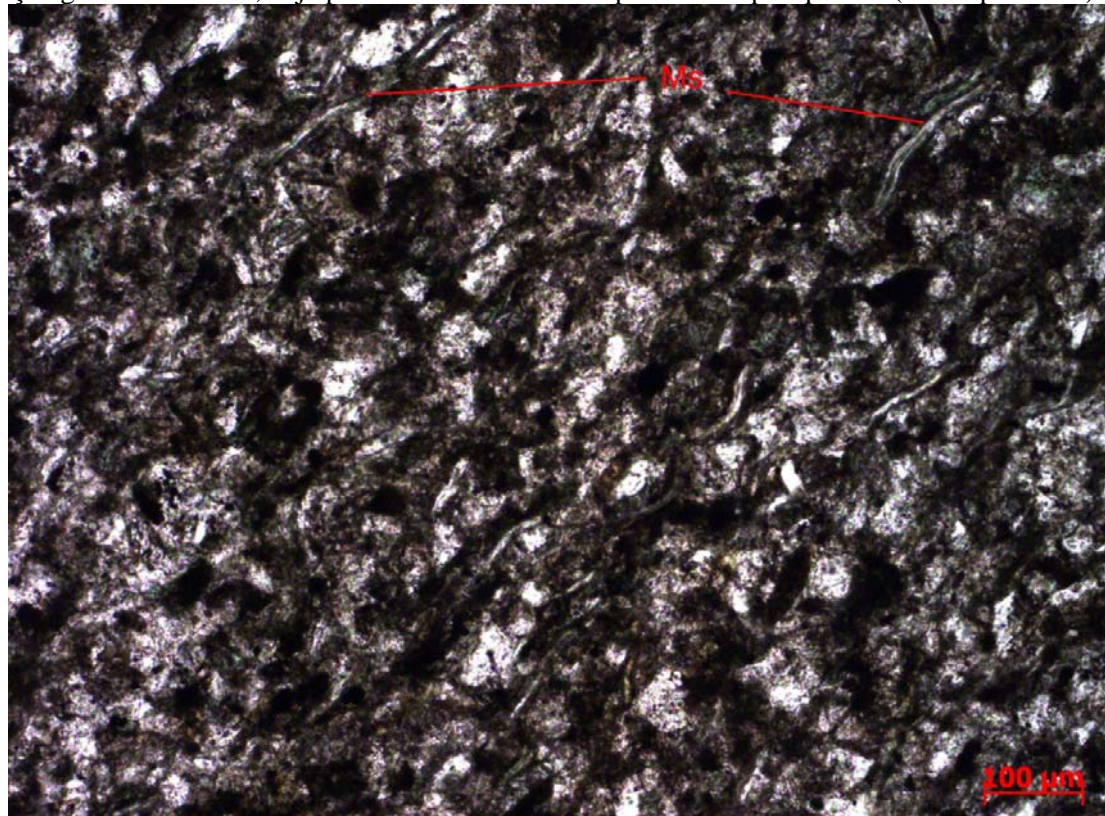
Substituições: dissolução de quartzo e Plagioclásio, indicado pelas bordas de corrosão, alteração de k-feldspatos para quartzo microcristalino e argilominerais, substituição da biotita pela clorita.

Transformações pós-diagenéticas: microfraturamento com recristalização de quartzo.

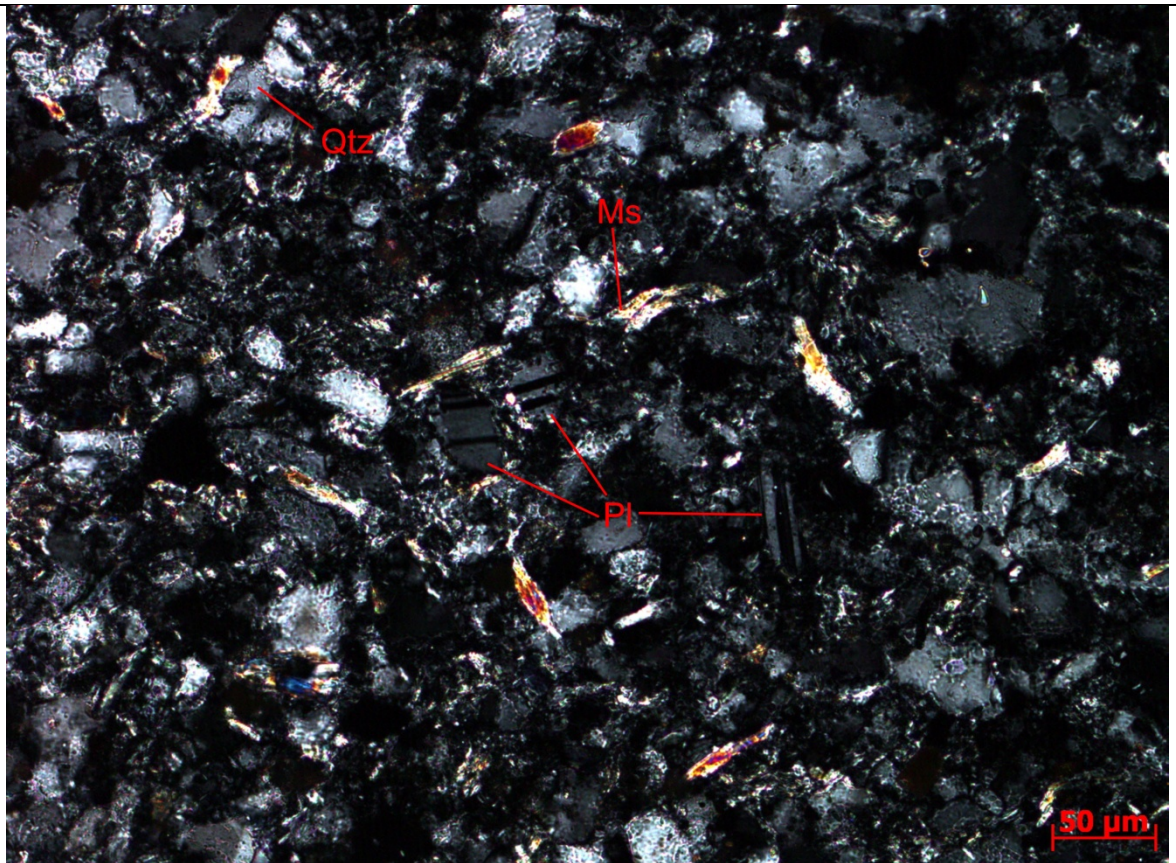
Fotos:



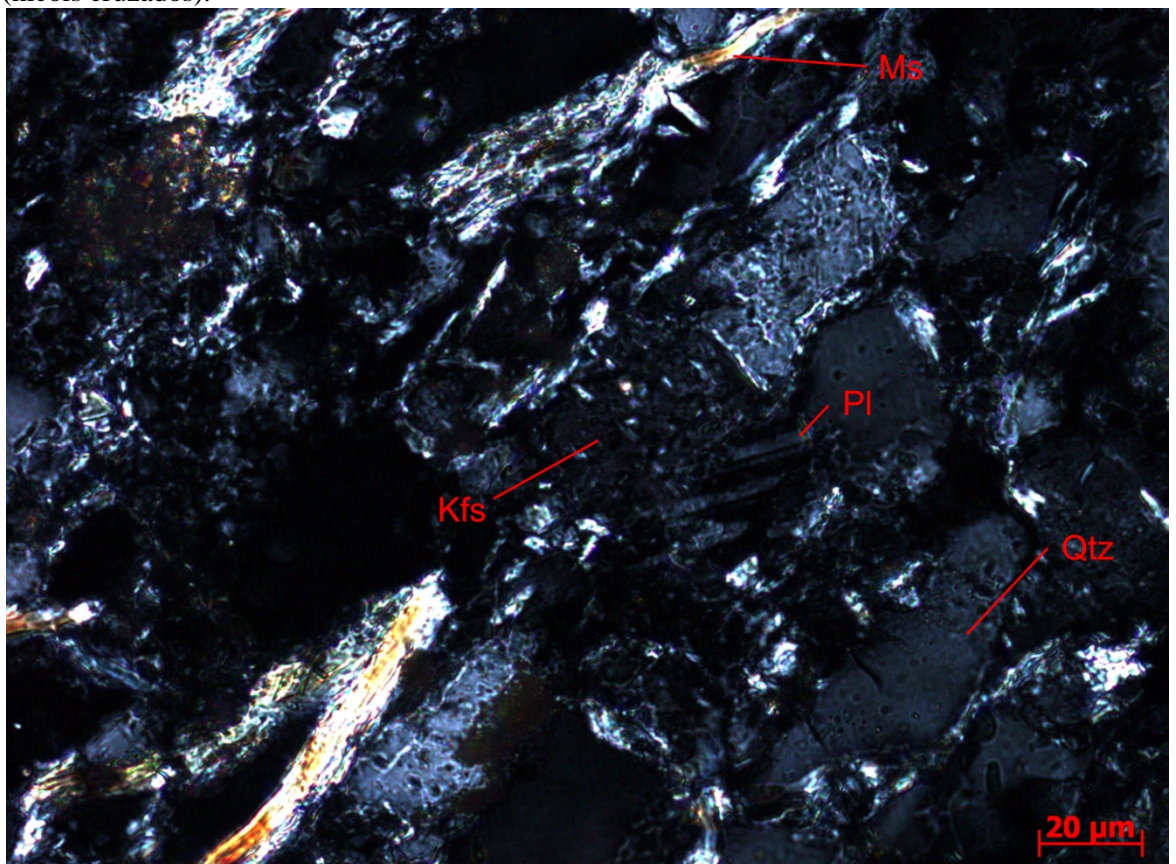
Feição geral da amostra, cuja porosidade secundária é preenchida por quartzo (nicóis paralelos).



Encurvamento das lamelas de muscovita orientadas (nicóis paralelos).



Feição geral da amostra. Notar orientação local das muscovitas e macla da albita no plagioclásio (nicóis cruzados).



Crescimento de illita em planos paralelos, indicando provável recrystalização a partir de um feldspato potássico (nicóis cruzados).



UNIVERSIDADE DE BRASÍLIA – UNB
INSTITUTO DE GEOCIÊNCIAS – IG
PROGRAMA DE PÓS-GRADUAÇÃO EM GEOLOGIA

Identificação da amostra: LF-DF- 010a

Grupo: Bambuí

DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA

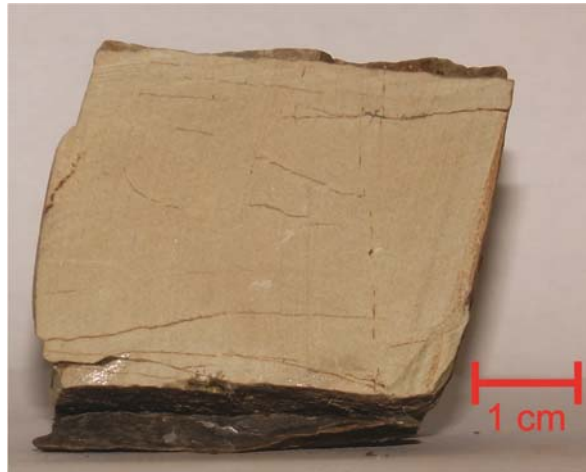
Cor/Coloração: cinza esverdeado.

Estruturas: laminação plano-paralela.

Textura: granulação areia muito fina, bem selecionada, orientação caótica e grão-suportada.

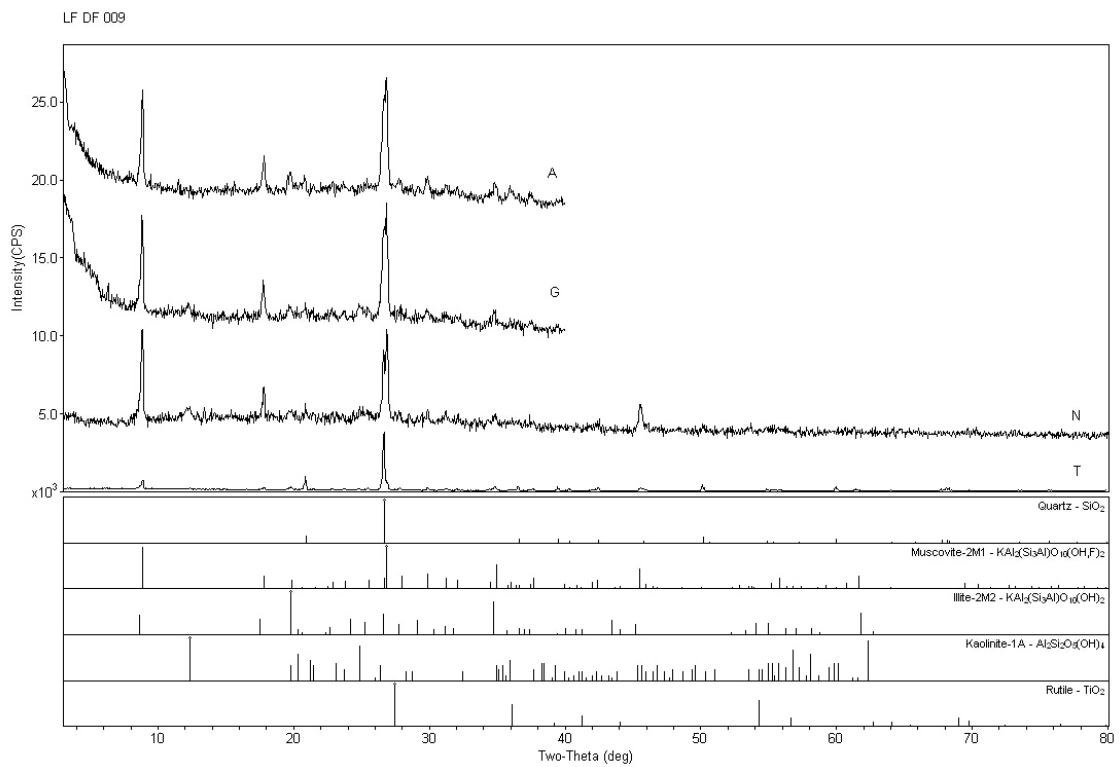
Descrição: Siltito cinza esverdeado laminado e capa de alteração amarelada devido a alterações intempéicas.

Fotos:



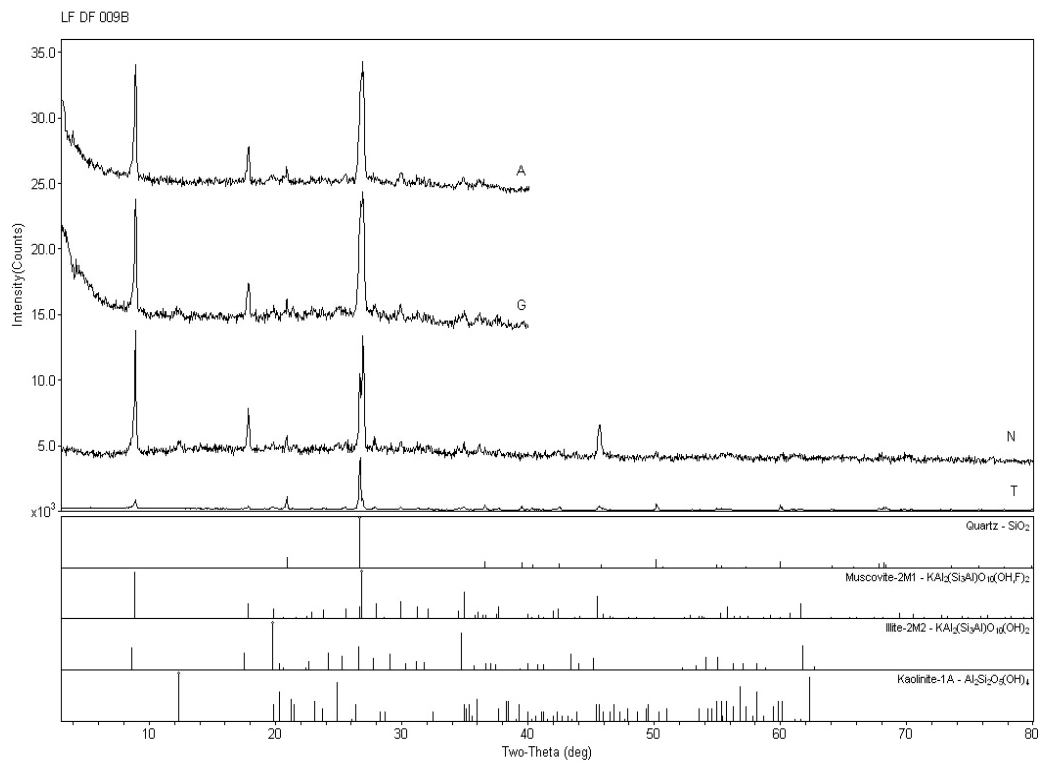
ANEXO II – Difractogramas

Grupo Canastra



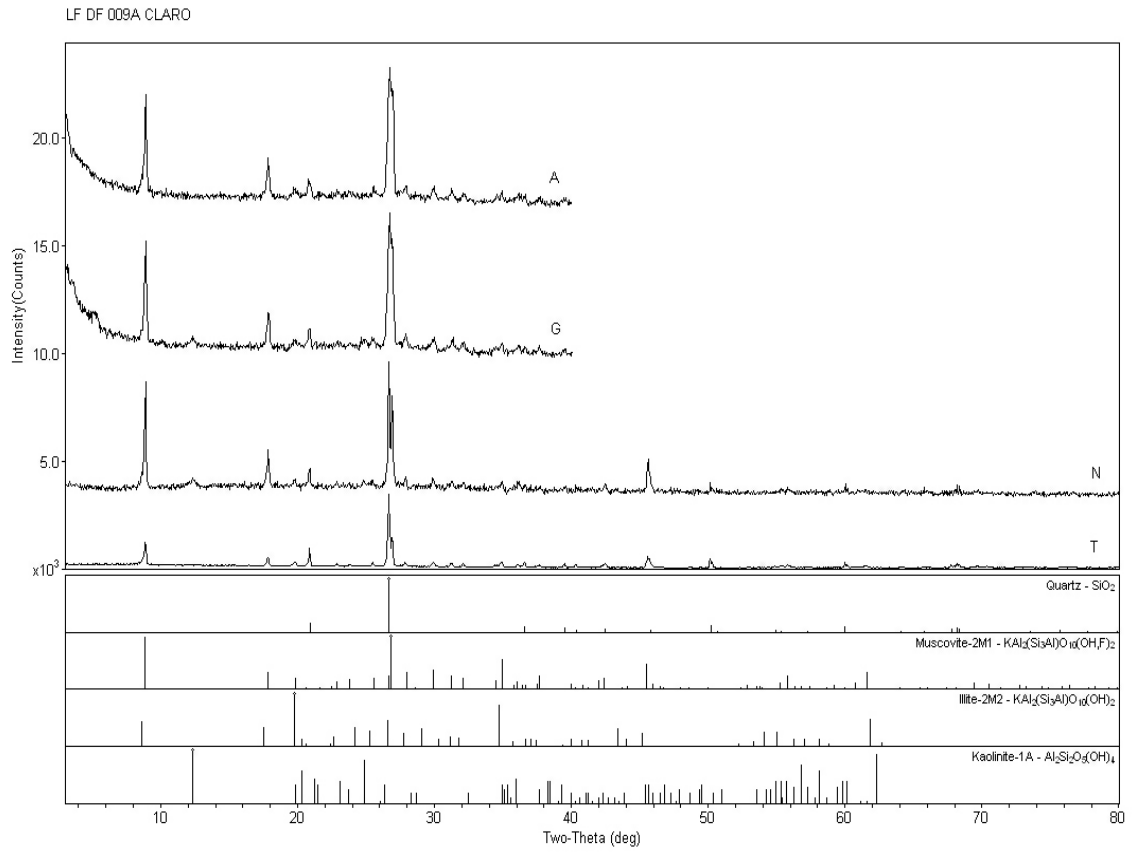
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XIG] Monday, December 10, 2012 08:46a (MDI/JADEB)



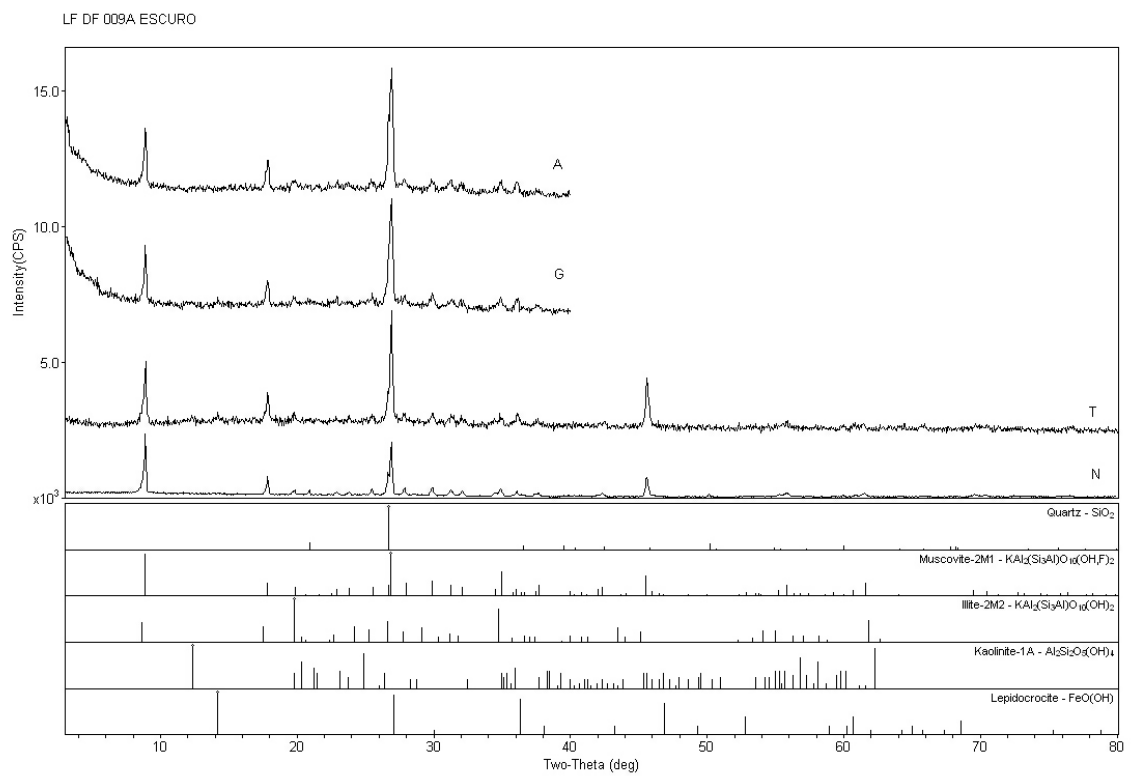
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XIG] Thursday, September 06, 2012 08:41a (MDI/JADEB)



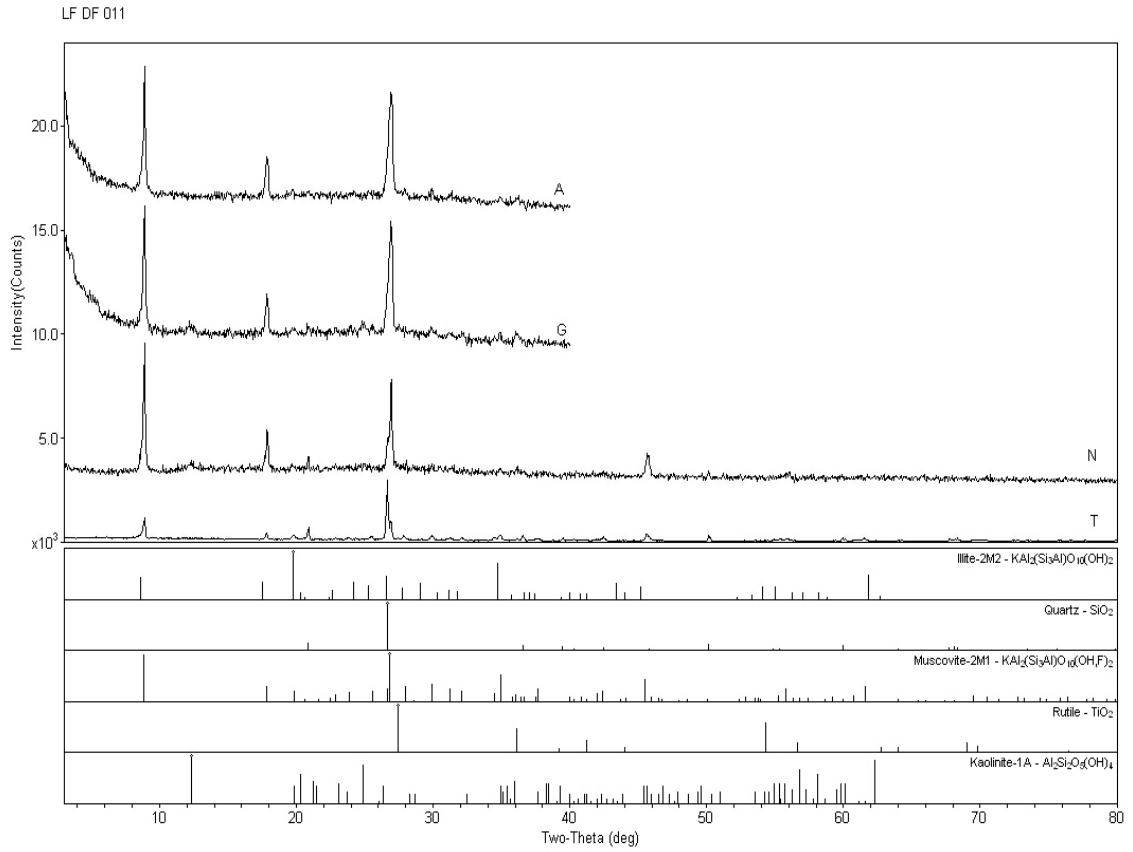
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-X]G Thursday, September 06, 2012 08:40a (MDI/JADB)



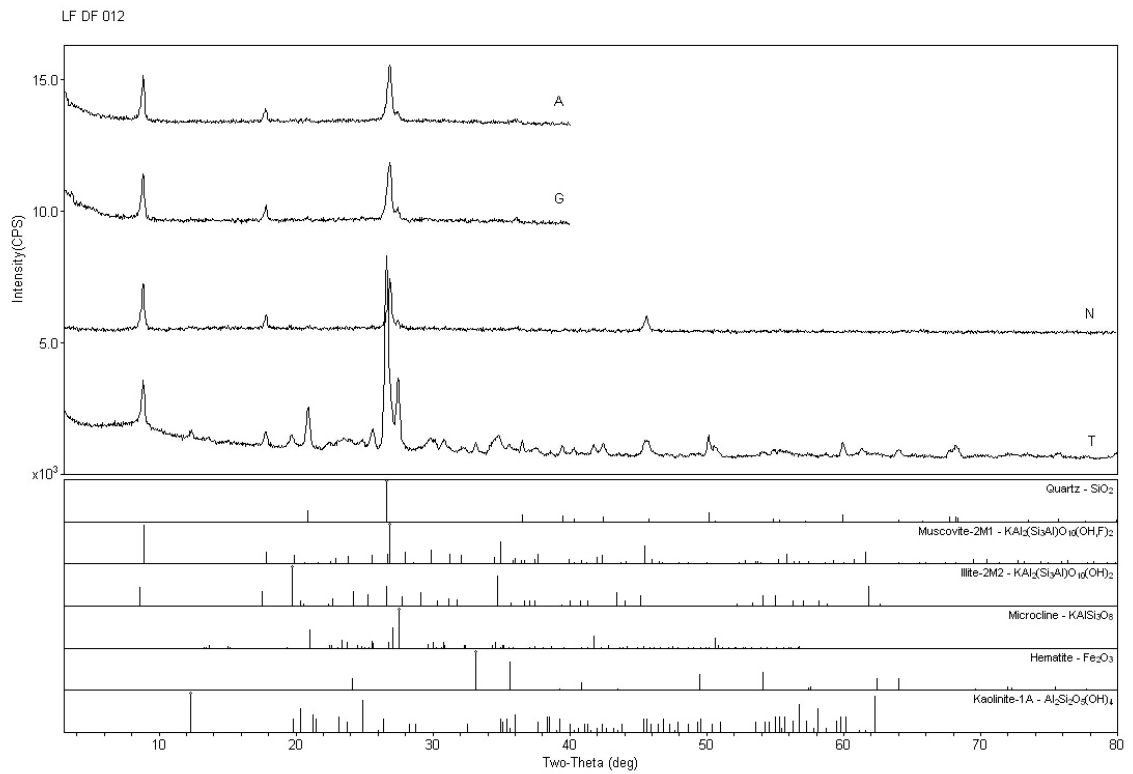
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-X]G Monday, December 10, 2012 08:48a (MDI/JADB)



Campus Univ Darby Ribeiro

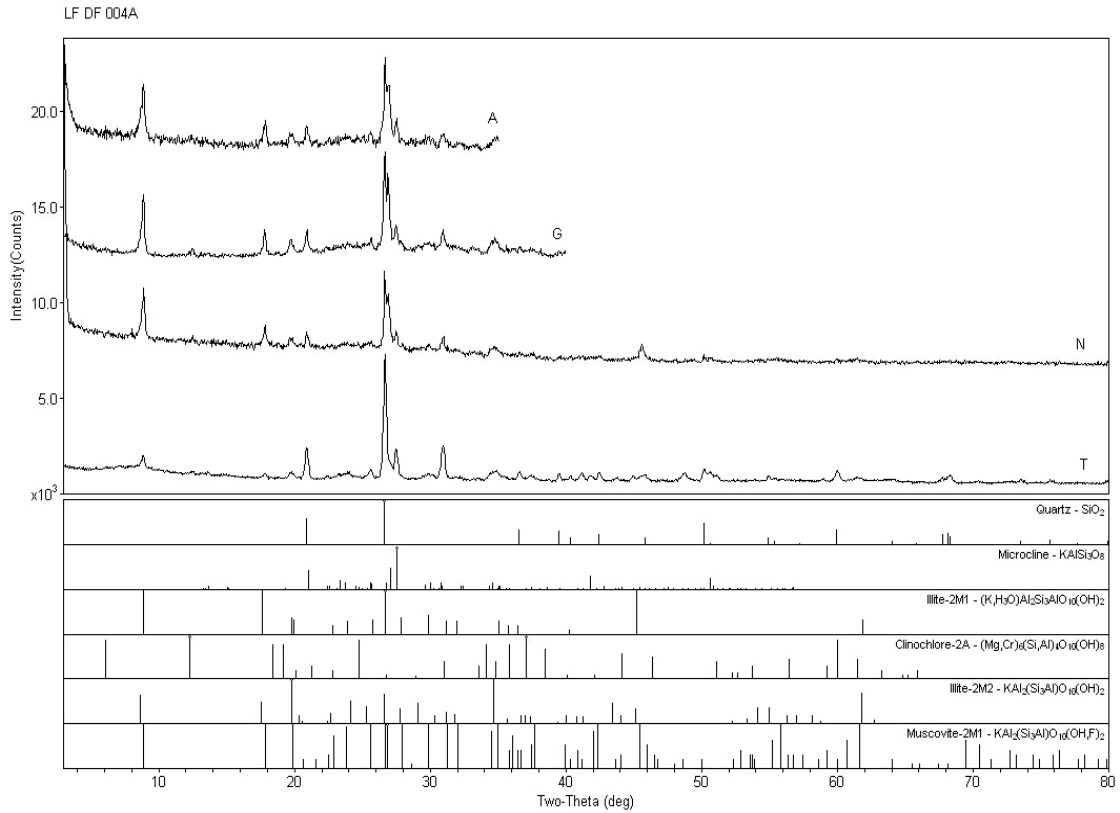
[RAIO-XI]G Thursday, September 06, 2012 08:42a (MDI/JADEB)



Campus Univ Darby Ribeiro

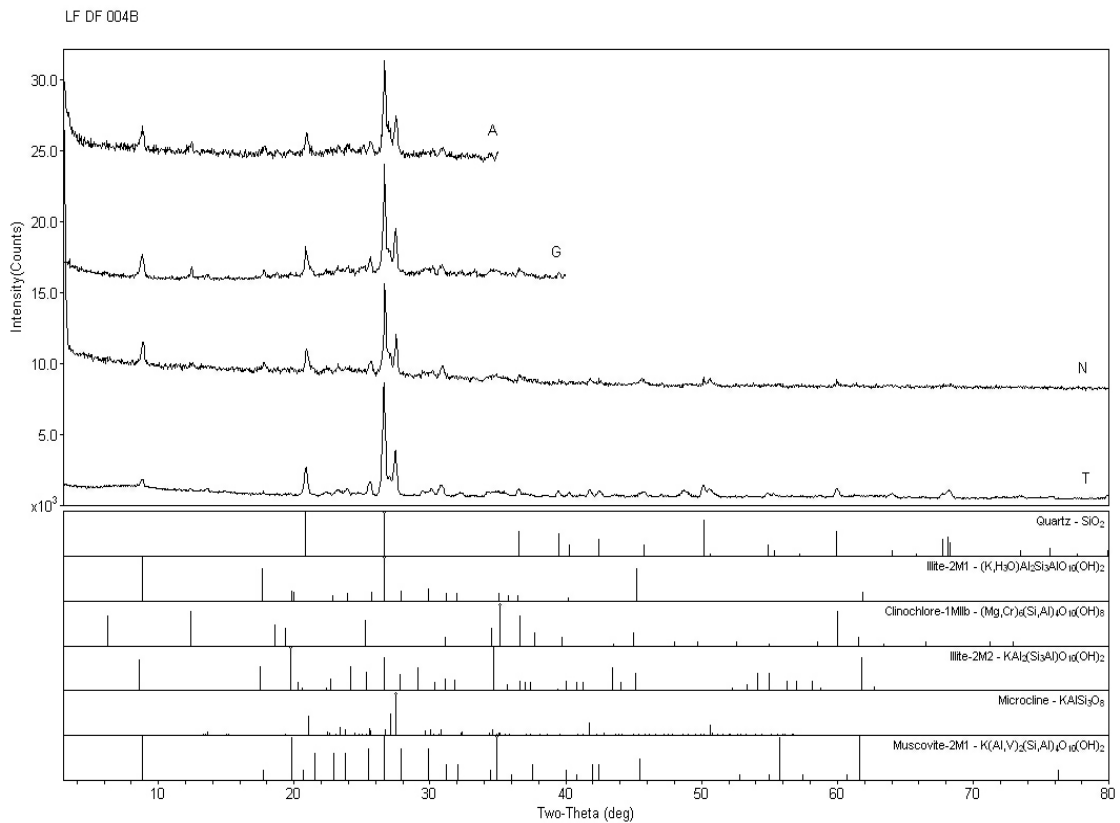
[RAIO-XI]G Monday, December 10, 2012 08:49a (MDI/JADEB)

Grupo Paranoá



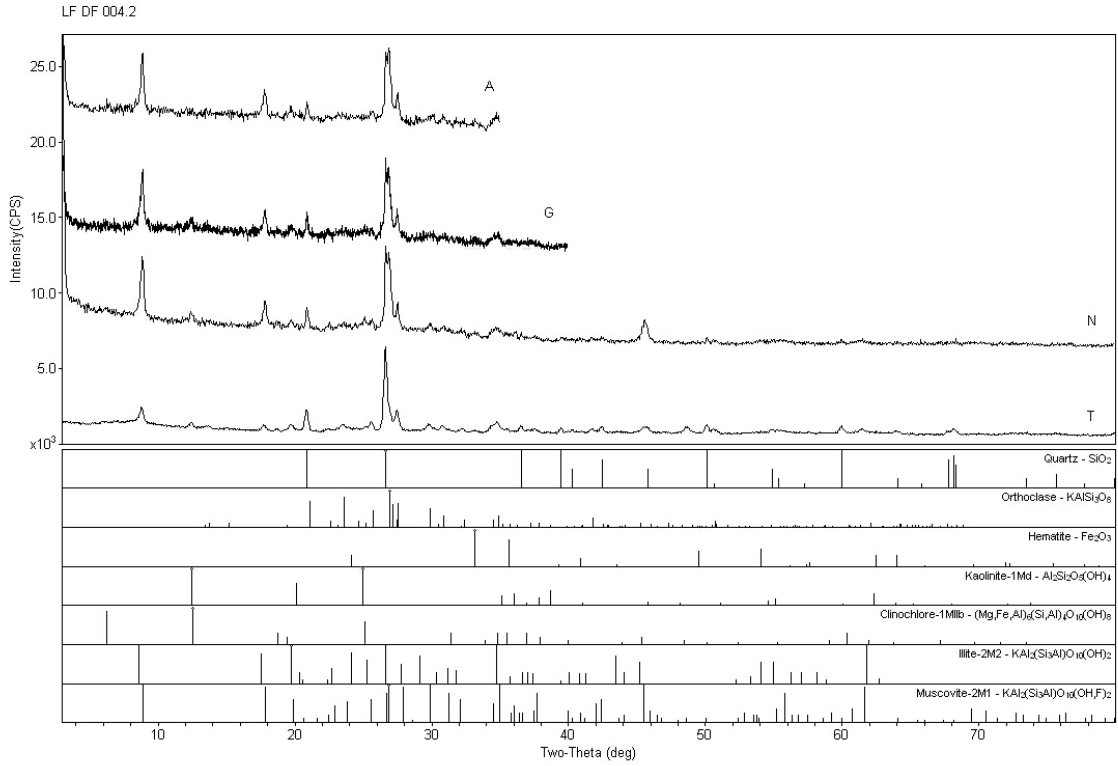
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XII]G Friday, September 14, 2012 12:27p (MDI/JADER)



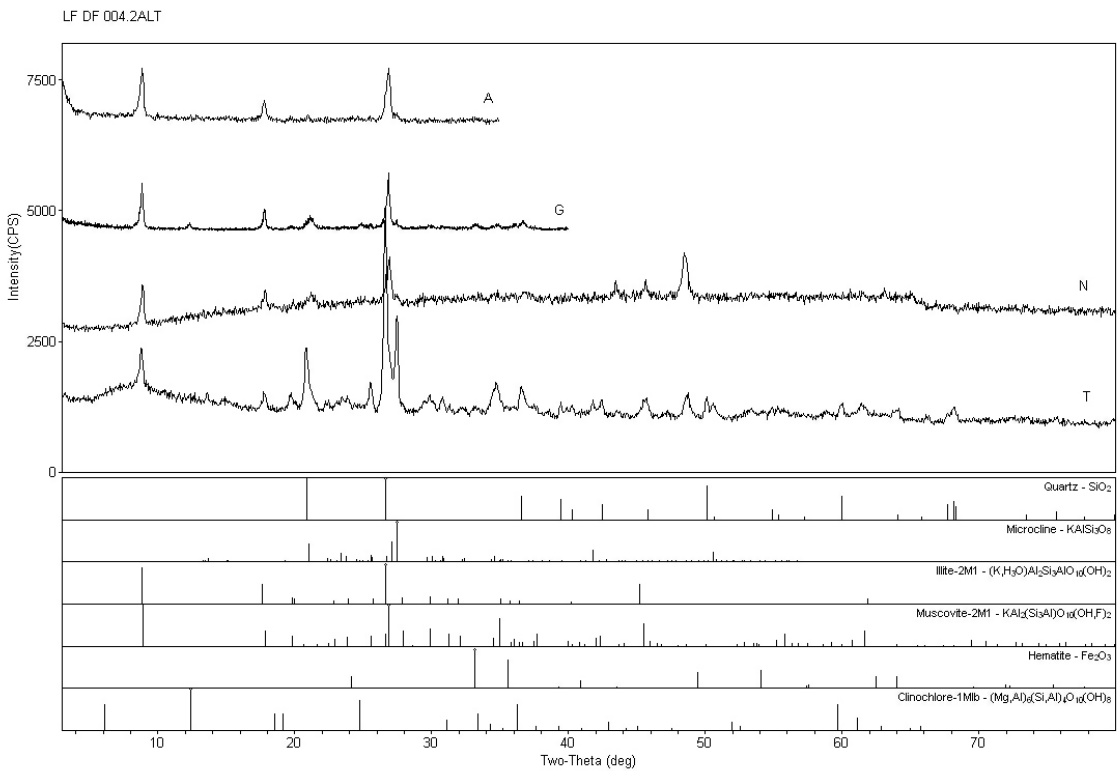
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XII]G Friday, September 14, 2012 12:28p (MDI/JADER)



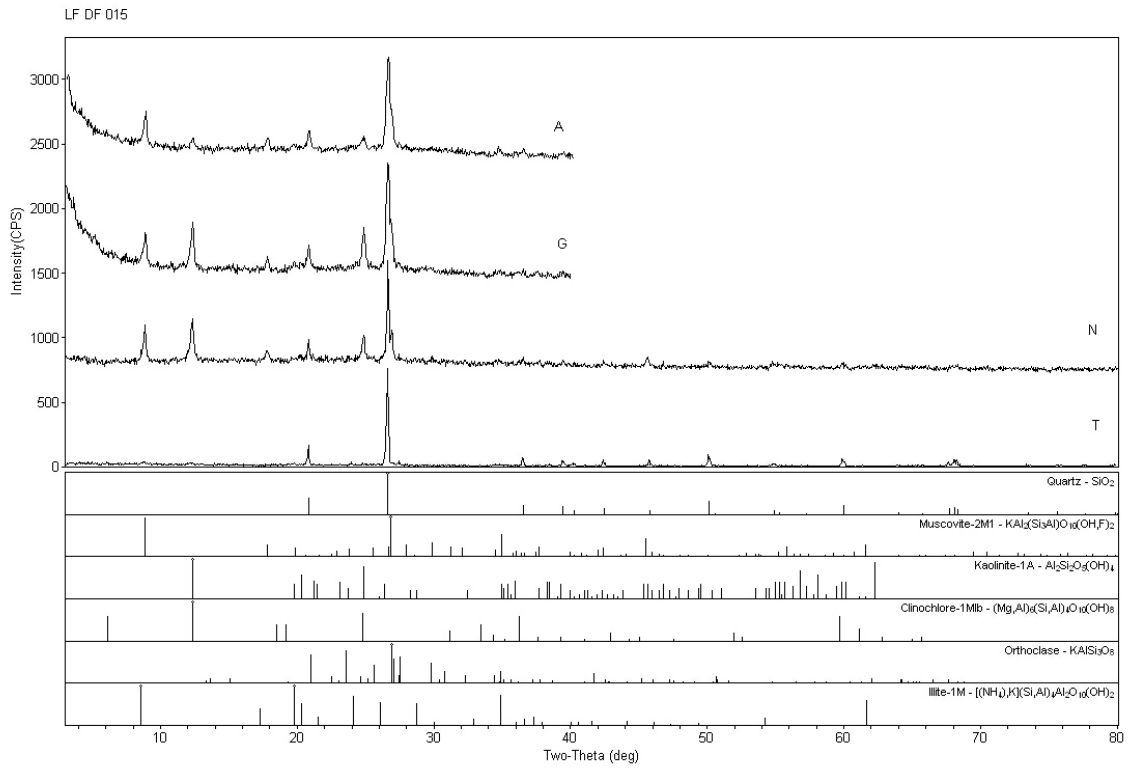
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO:XII] Monday, December 10, 2012 09:00a (MDI/JABE9)



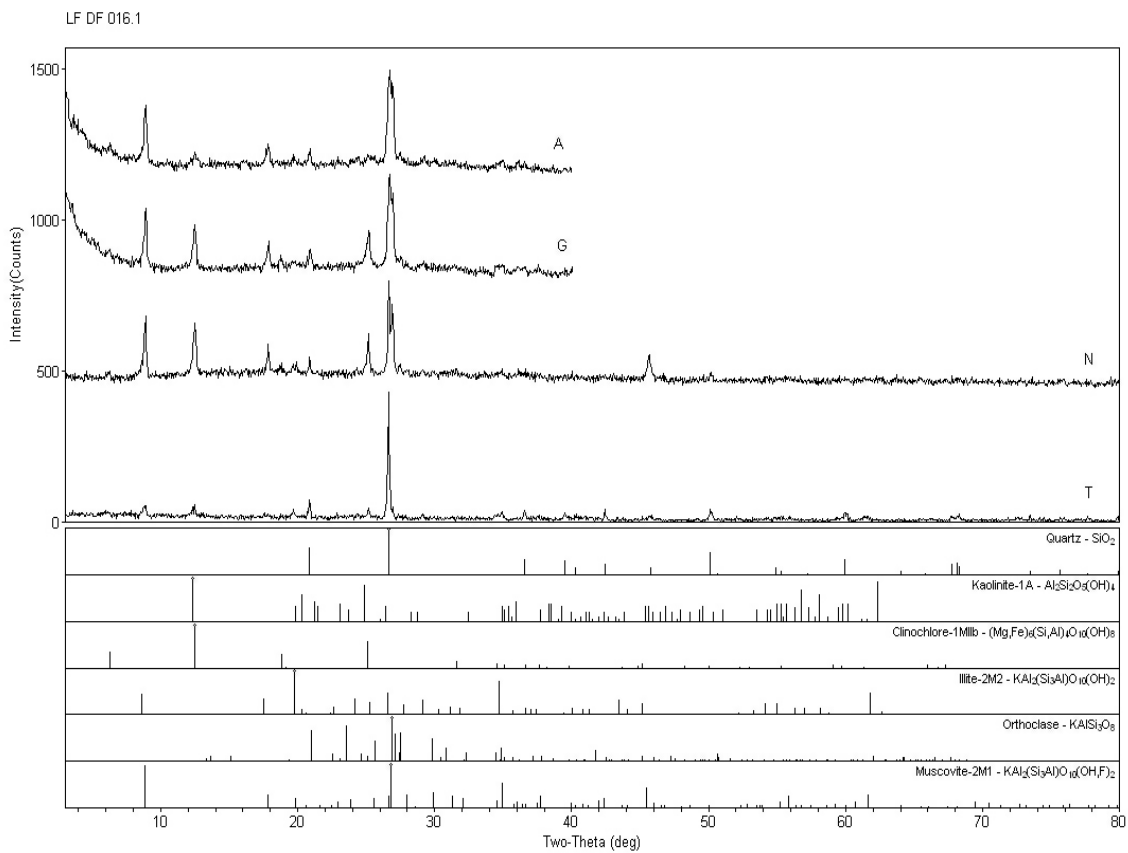
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO:XII] Monday, December 10, 2012 08:49a (MDI/JABE9)



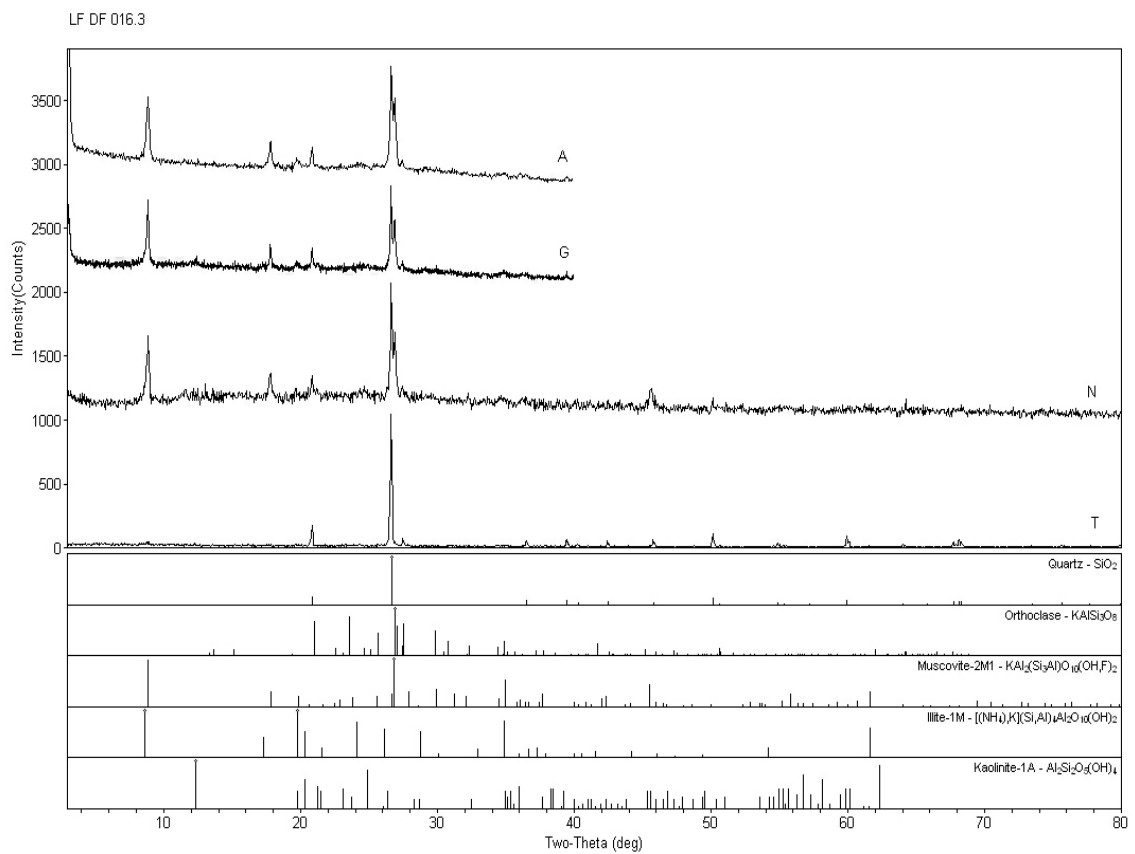
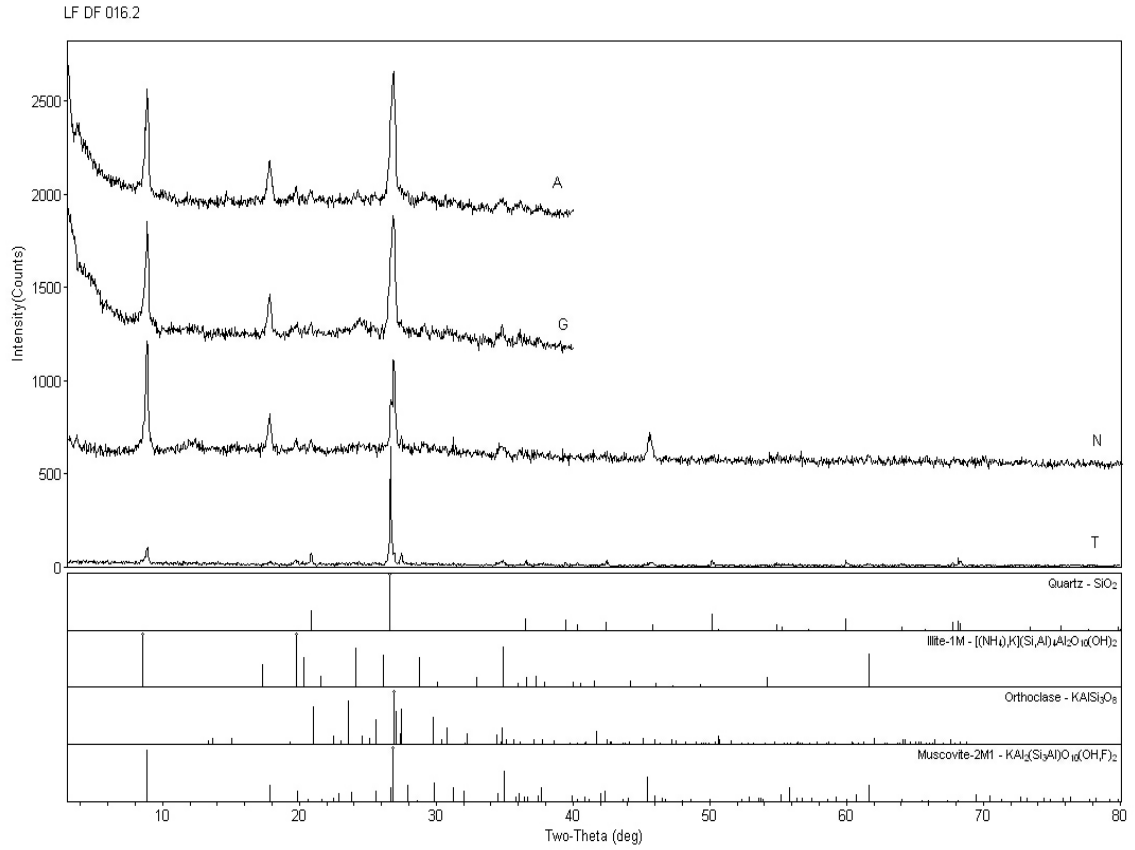
Campus Univ Darby Ribeiro

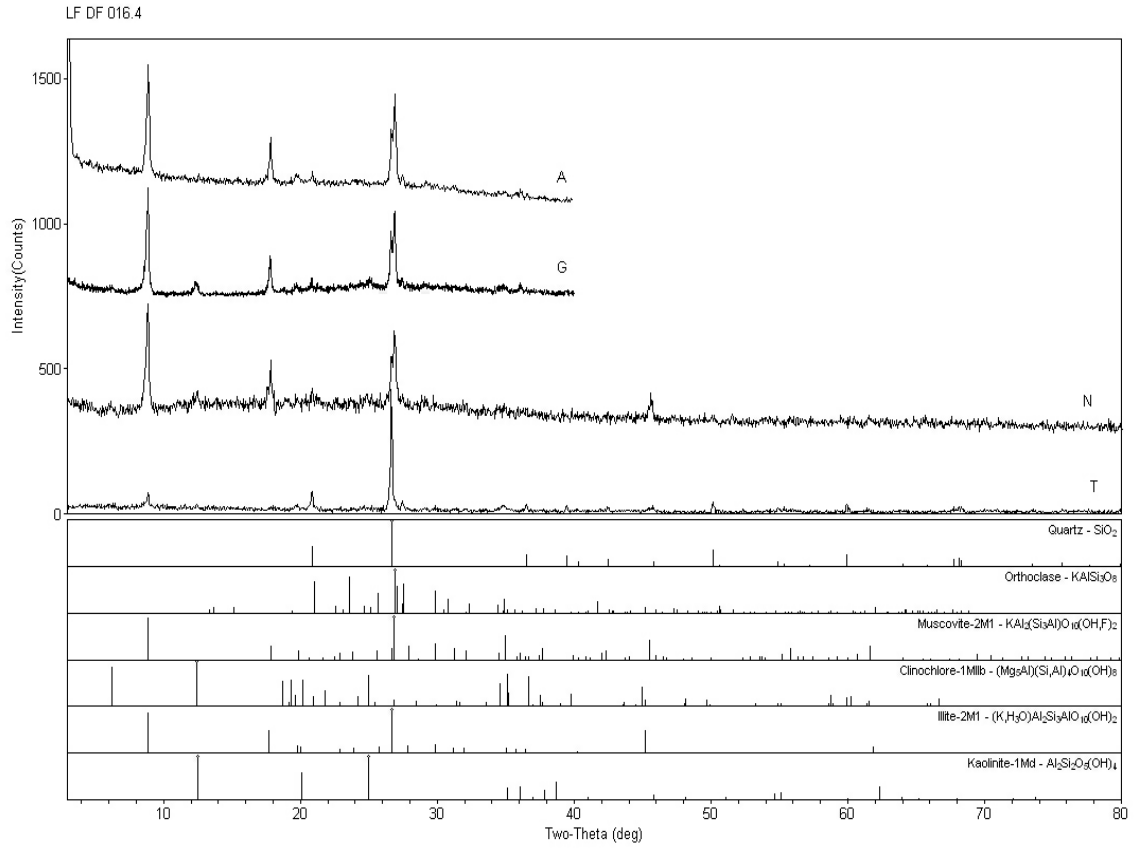
[RAIO-XI16] Monday, December 10, 2012 08:50a (MDI/WAD9)



Campus Univ Darby Ribeiro

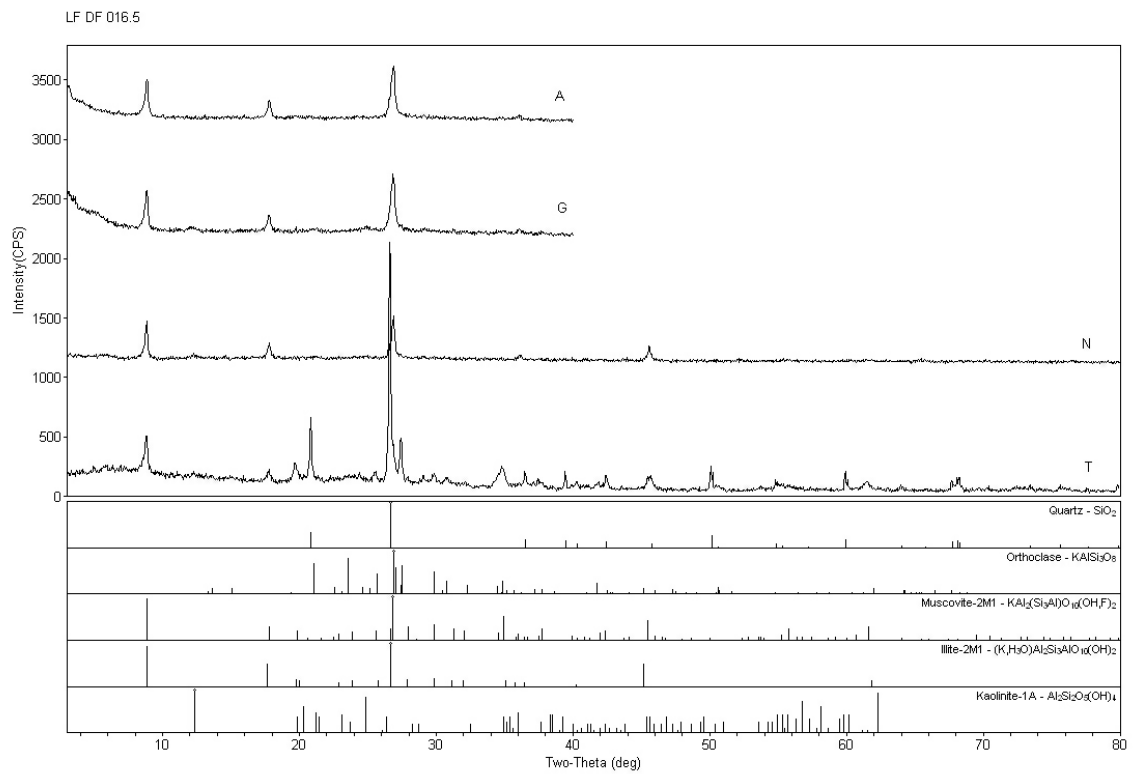
[RAIO-XI16] Thursday, September 06, 2012 08:43a (MDI/WAD9)





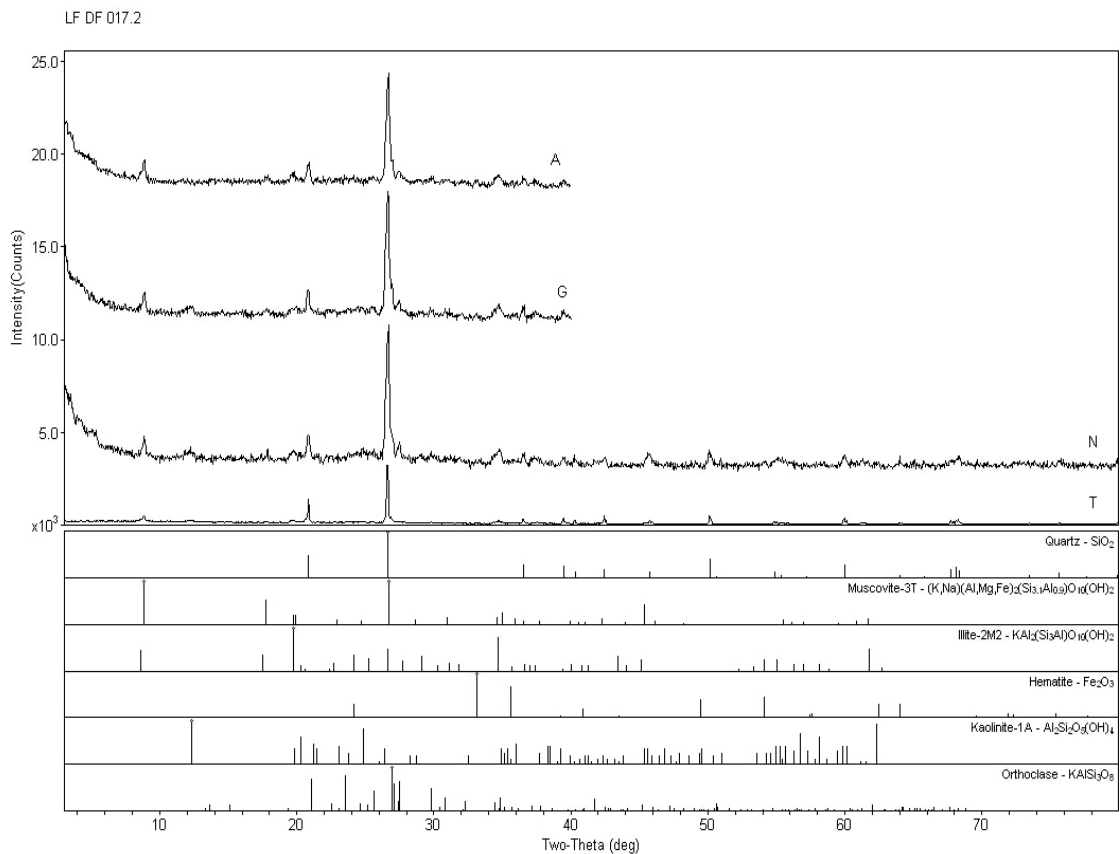
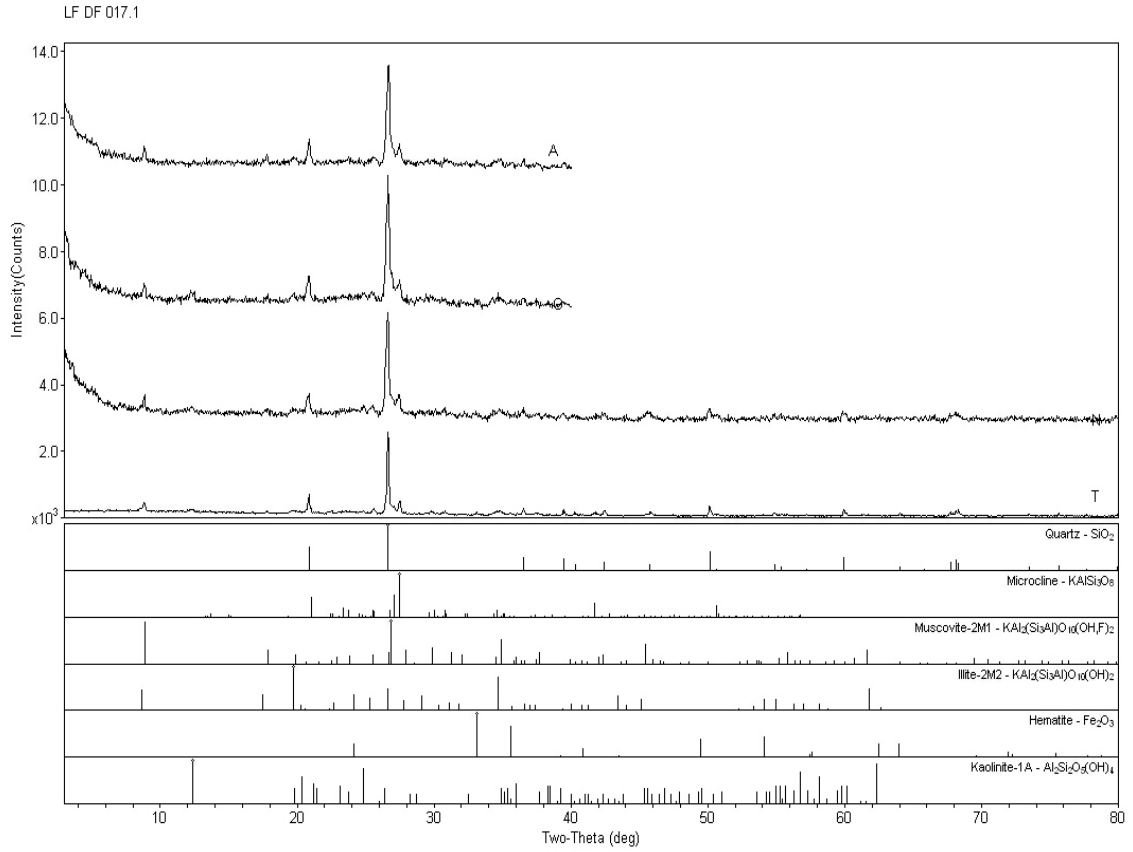
Campus Univ Darby Ribeiro

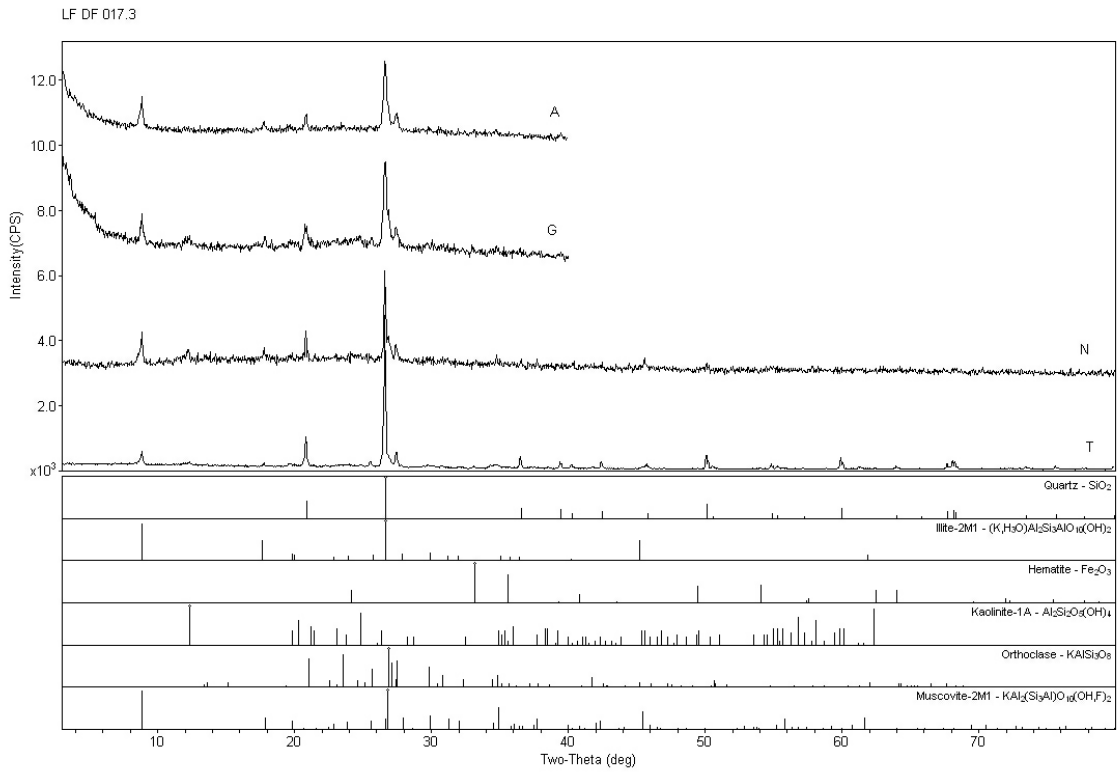
[RAIO-XII] Friday, September 14, 2012 12:10p (MDI/JADB)



Campus Univ Darby Ribeiro

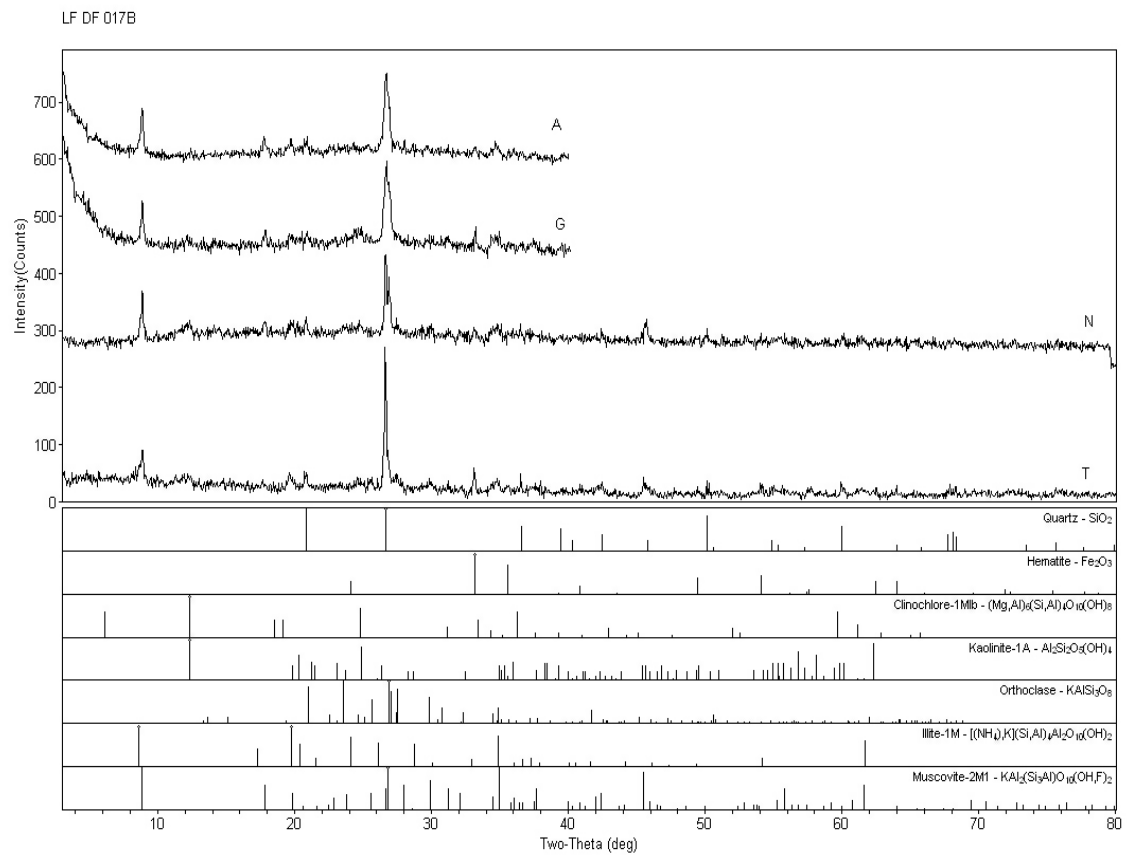
[RAIO-XII] Monday, December 10, 2012 08:53a (MDI/JADB)





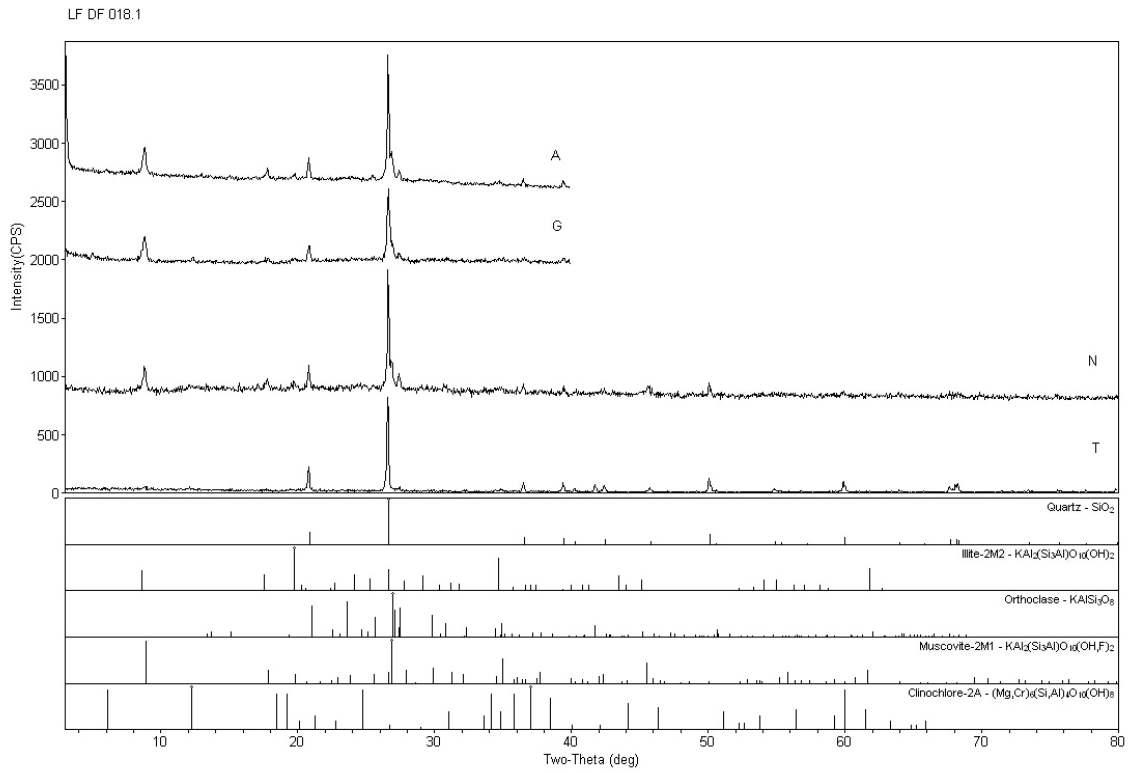
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XIG] Monday, December 10, 2012 08:53a (MDI\JADE9)



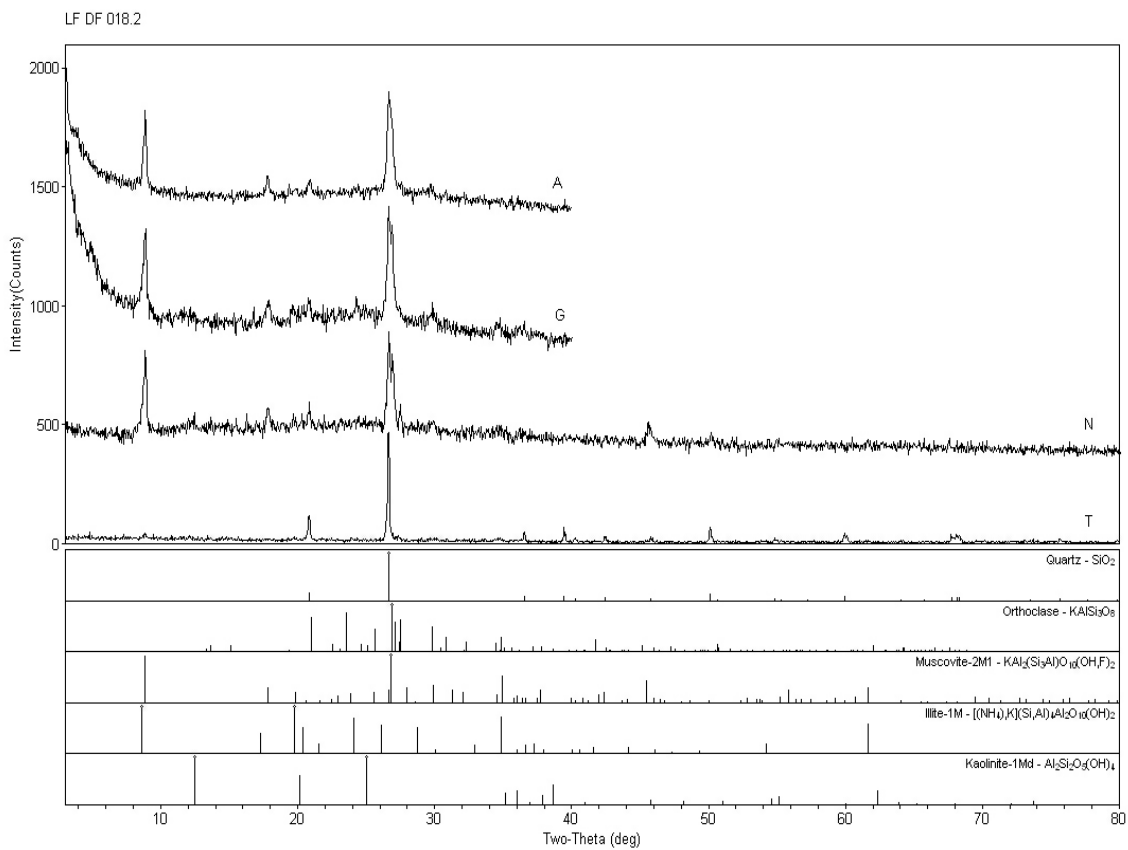
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XIG] Thursday, September 06, 2012 08:46a (MDI\JADE9)



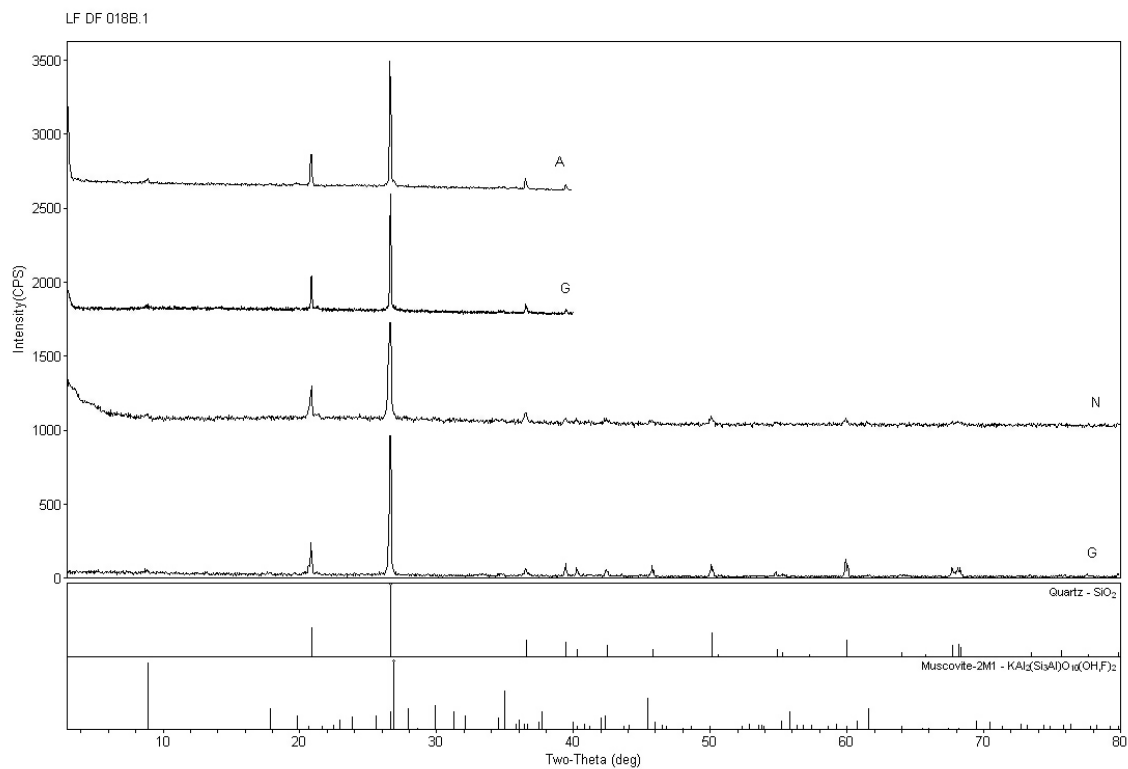
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-X116] Monday, December 10, 2012 08:54a (MDI/WAD9)



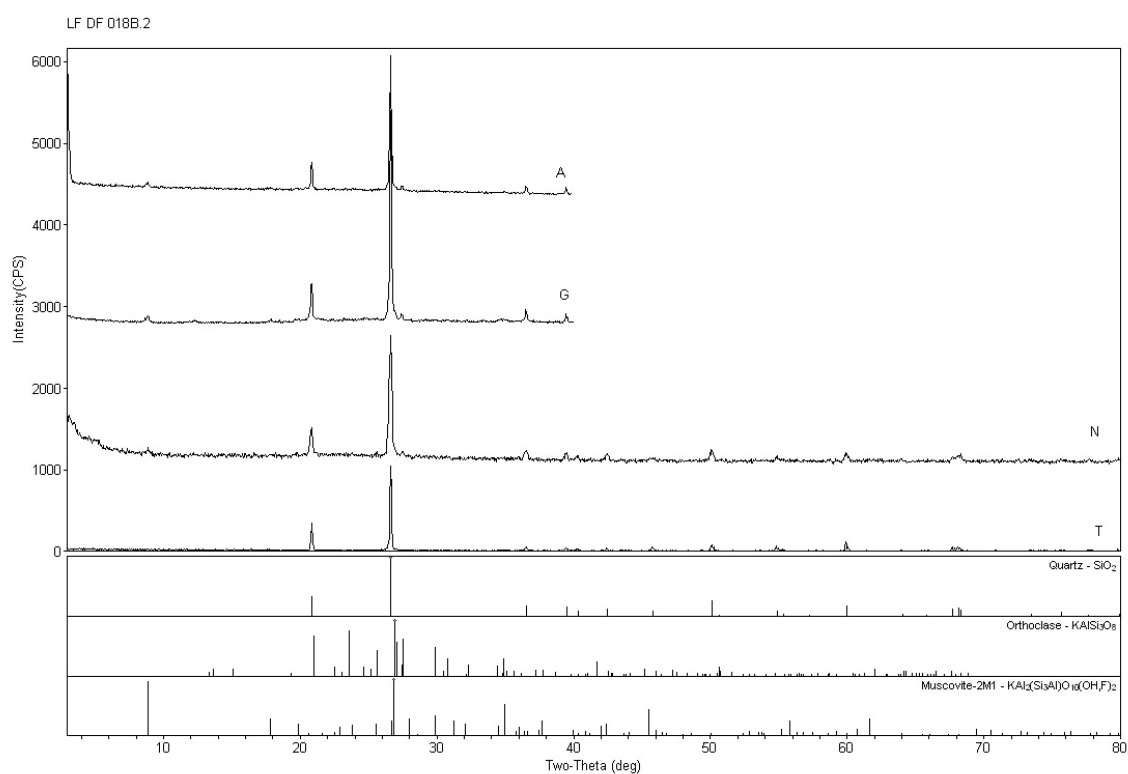
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-X116] Thursday, September 06, 2012 08:46a (MDI/WAD9)



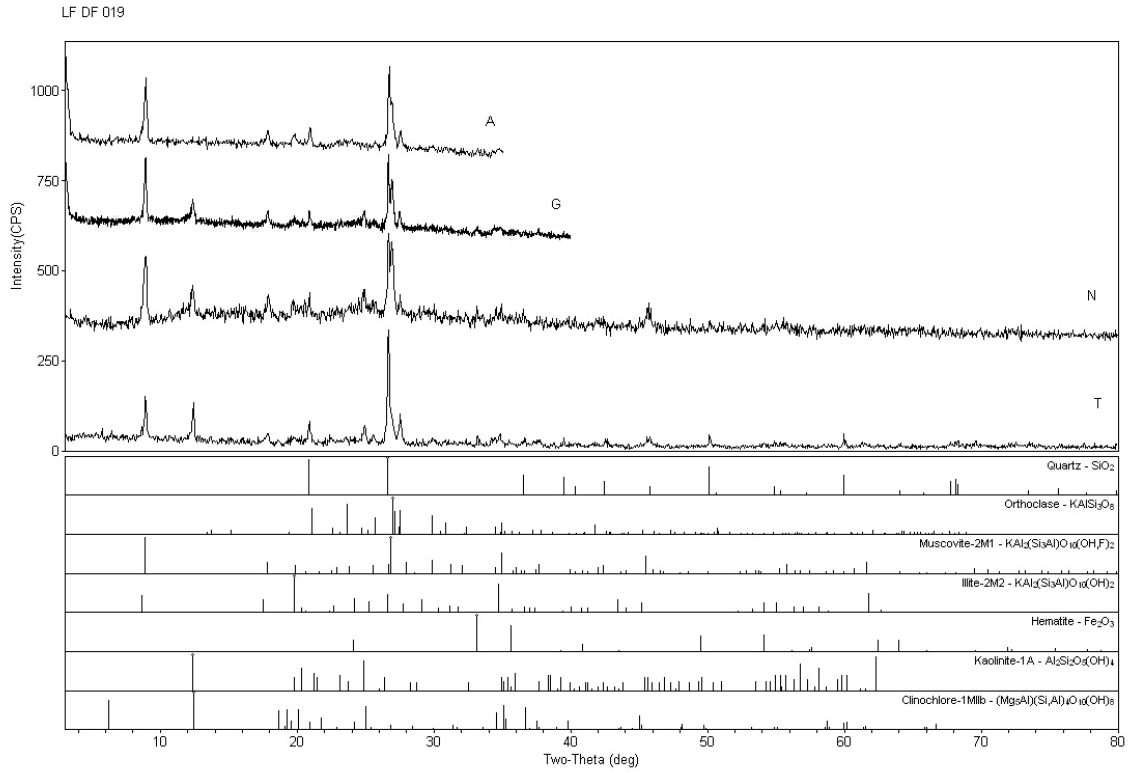
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO:XII] Monday, December 10, 2012 08:56a (MDI/JADE9)



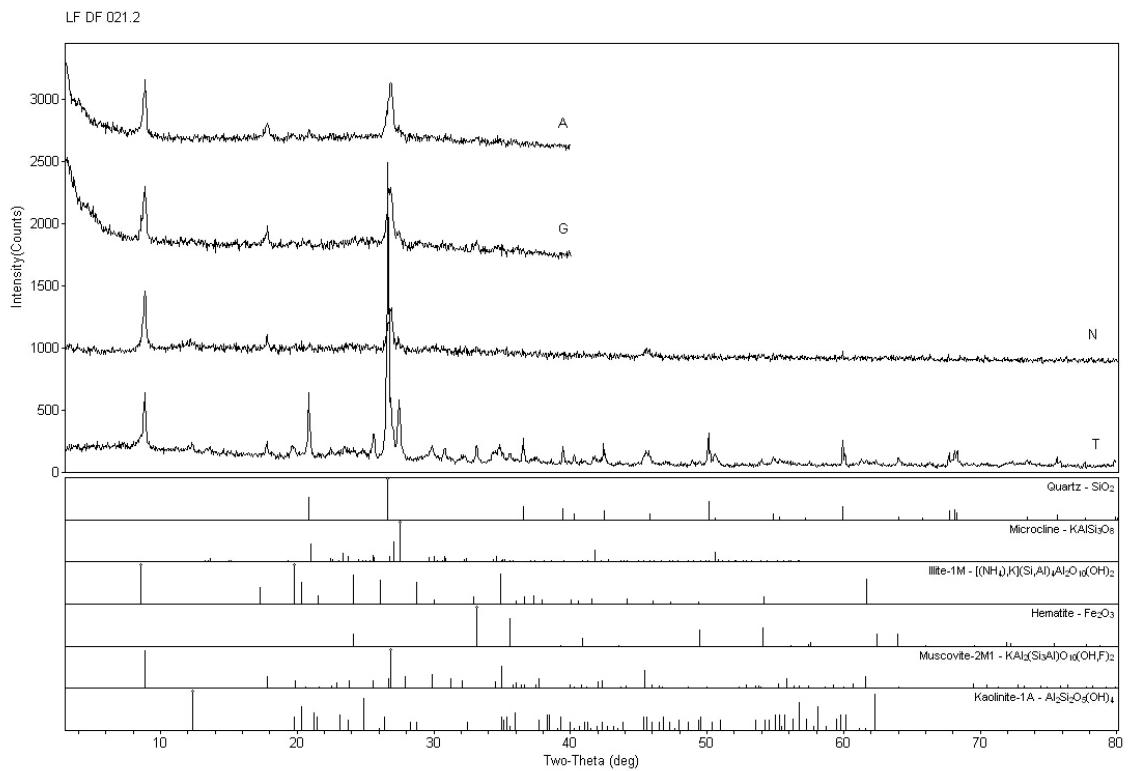
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO:XII] Monday, December 10, 2012 08:57a (MDI/JADE9)



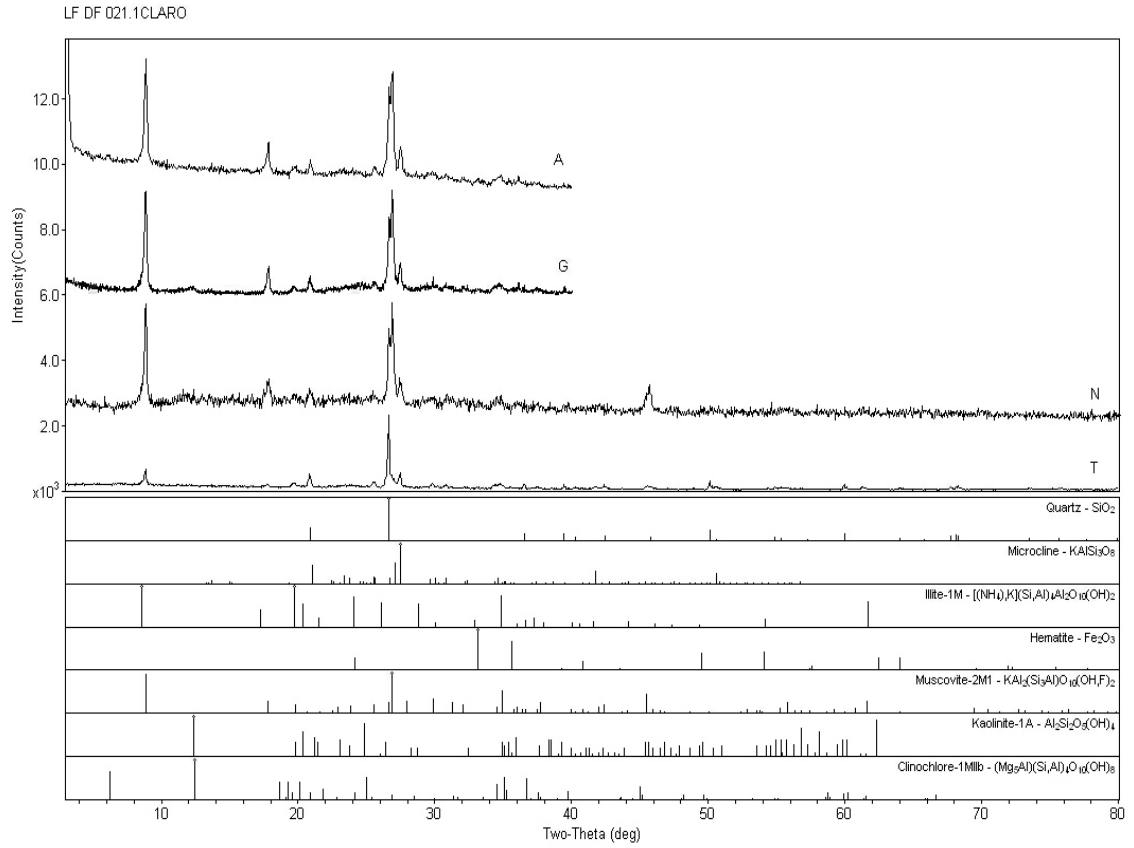
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO:XII] Monday, December 10, 2012 08:59a (MDI\JADE9)



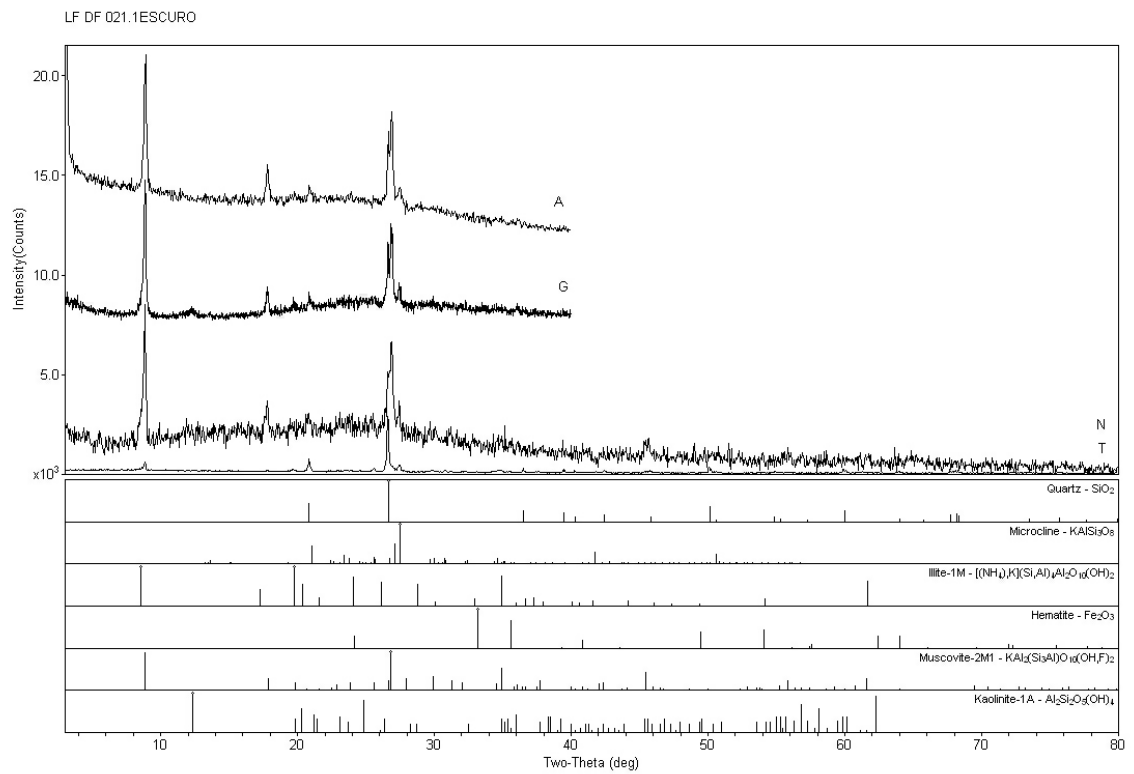
Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO:XII] Monday, December 10, 2012 08:33a (MDI\JADE9)



Campus Univ Darby Ribeiro

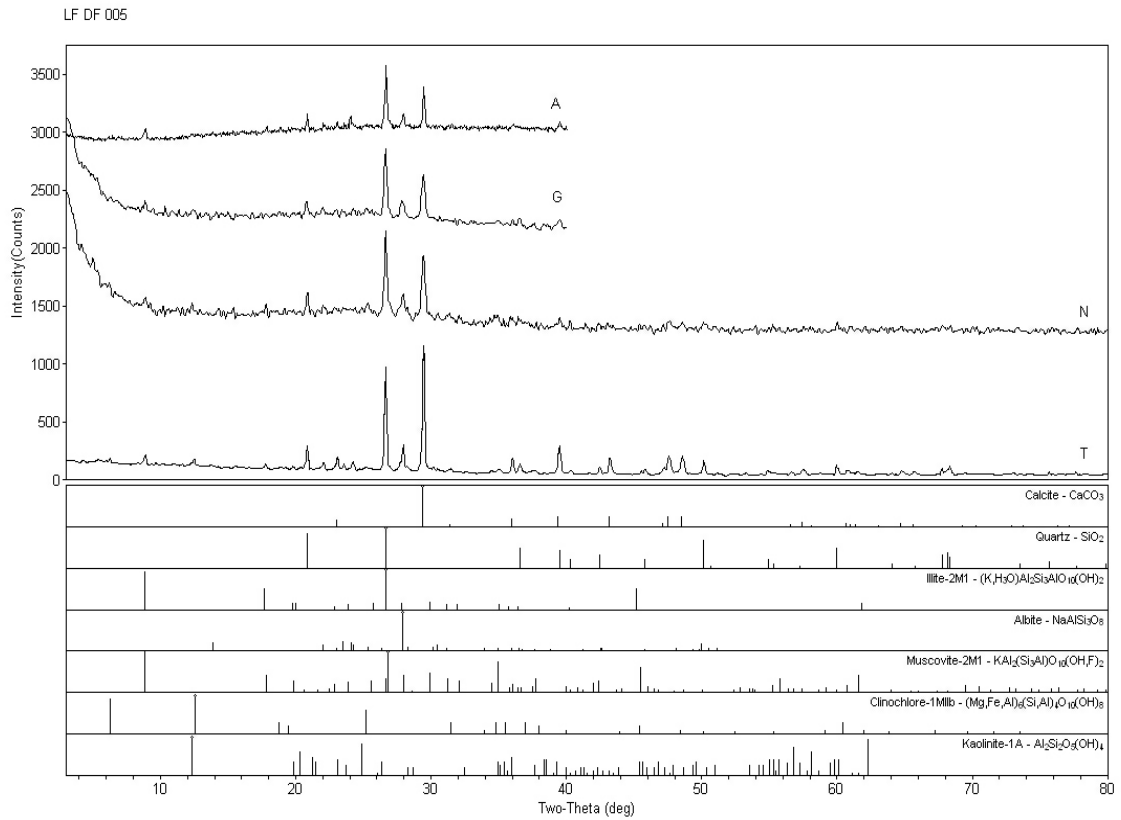
[RAIO-XII]G Friday, September 14, 2012 12:20p (MDI/JADB)



Campus Univ Darby Ribeiro

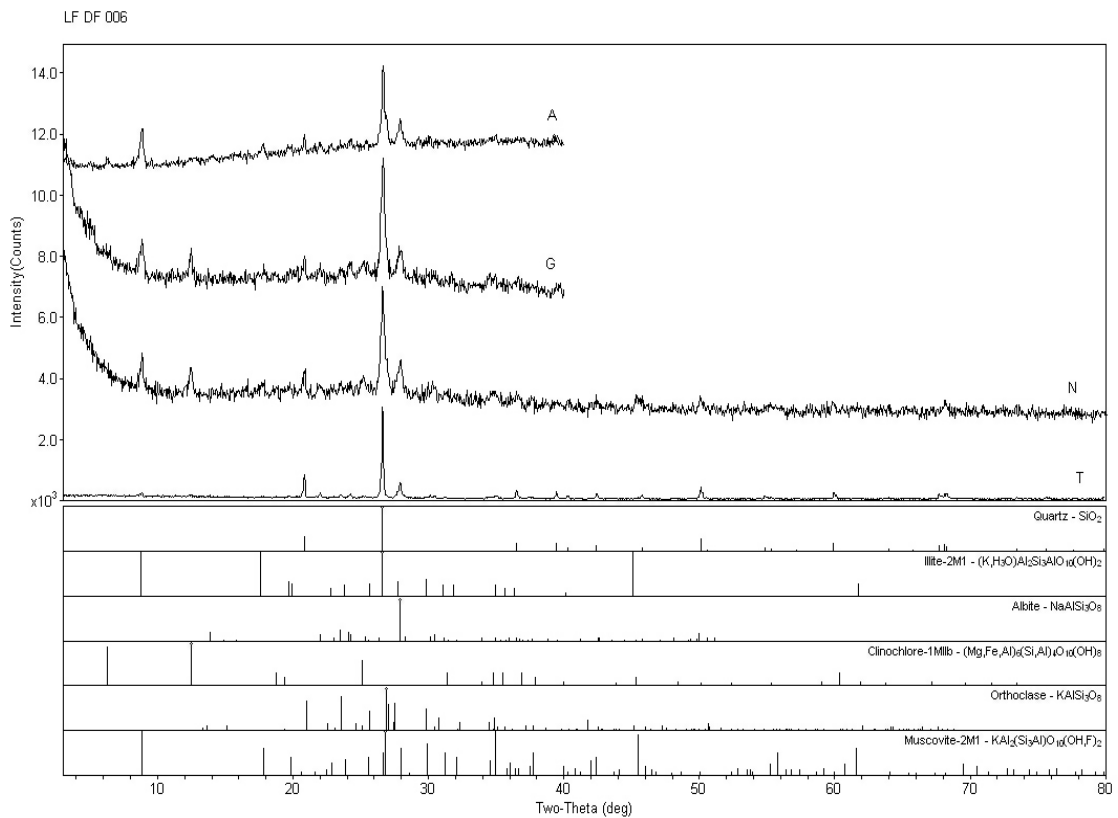
[RAIO-XII]G Monday, December 10, 2012 08:37a (MDI/JADB)

Grupo Bambuí



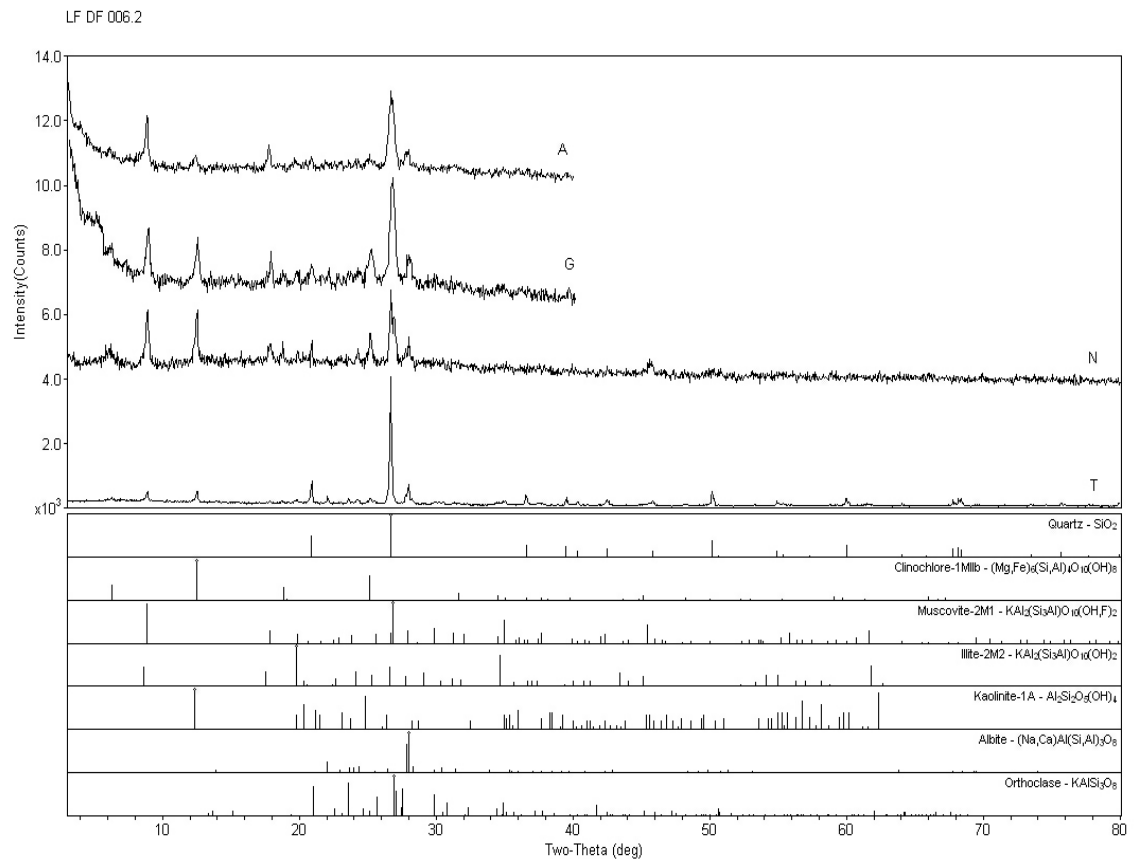
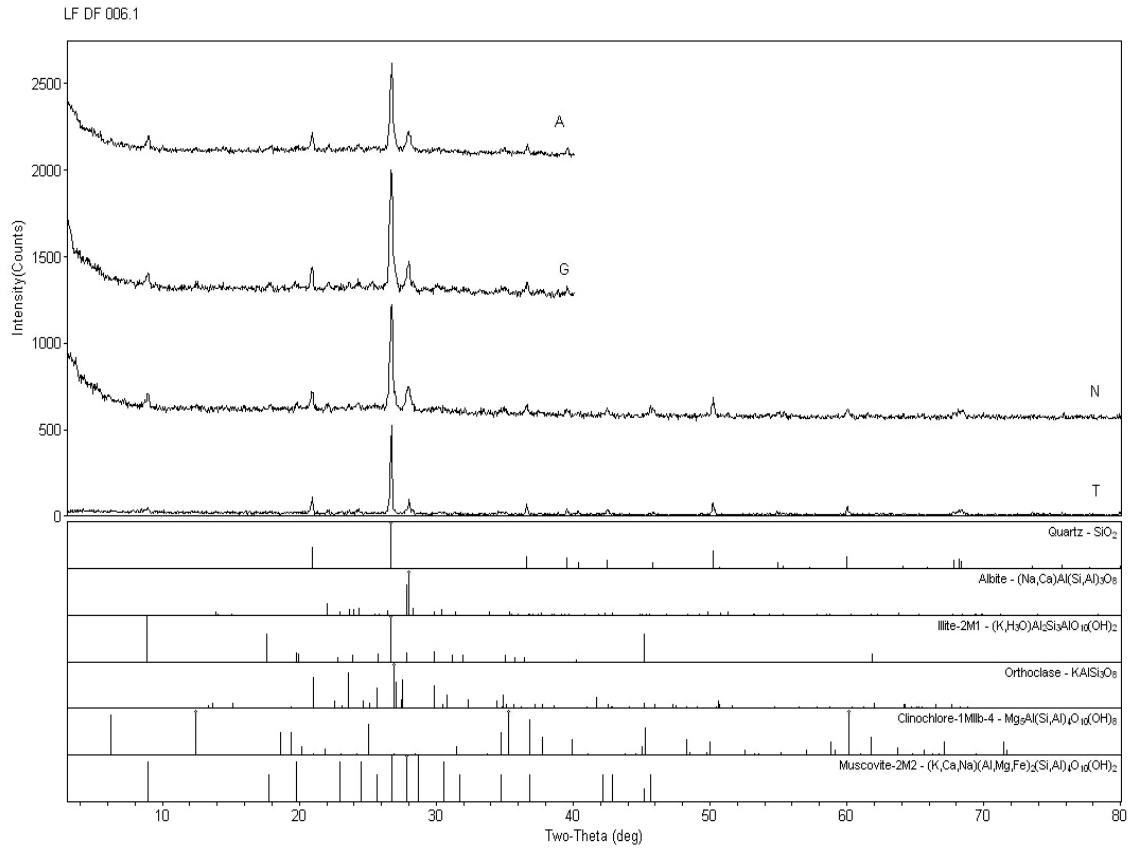
Campus Univ Darby Ribeiro

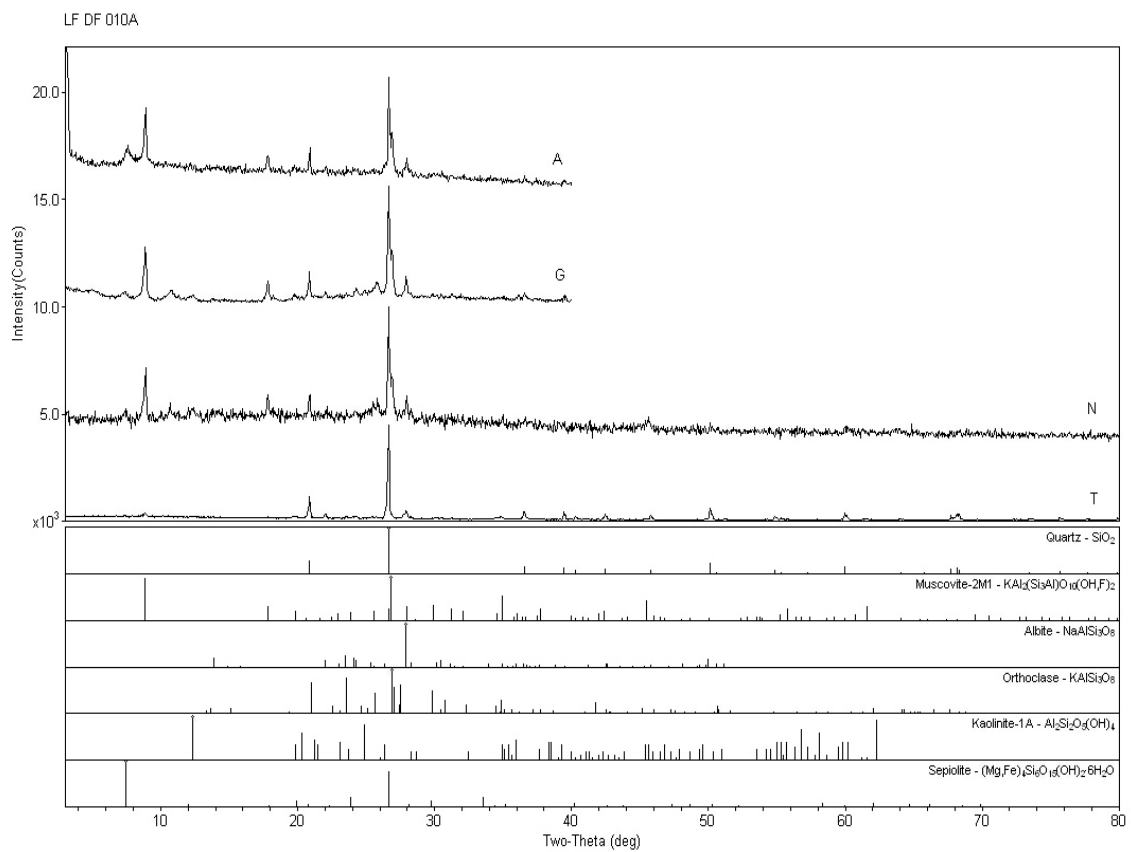
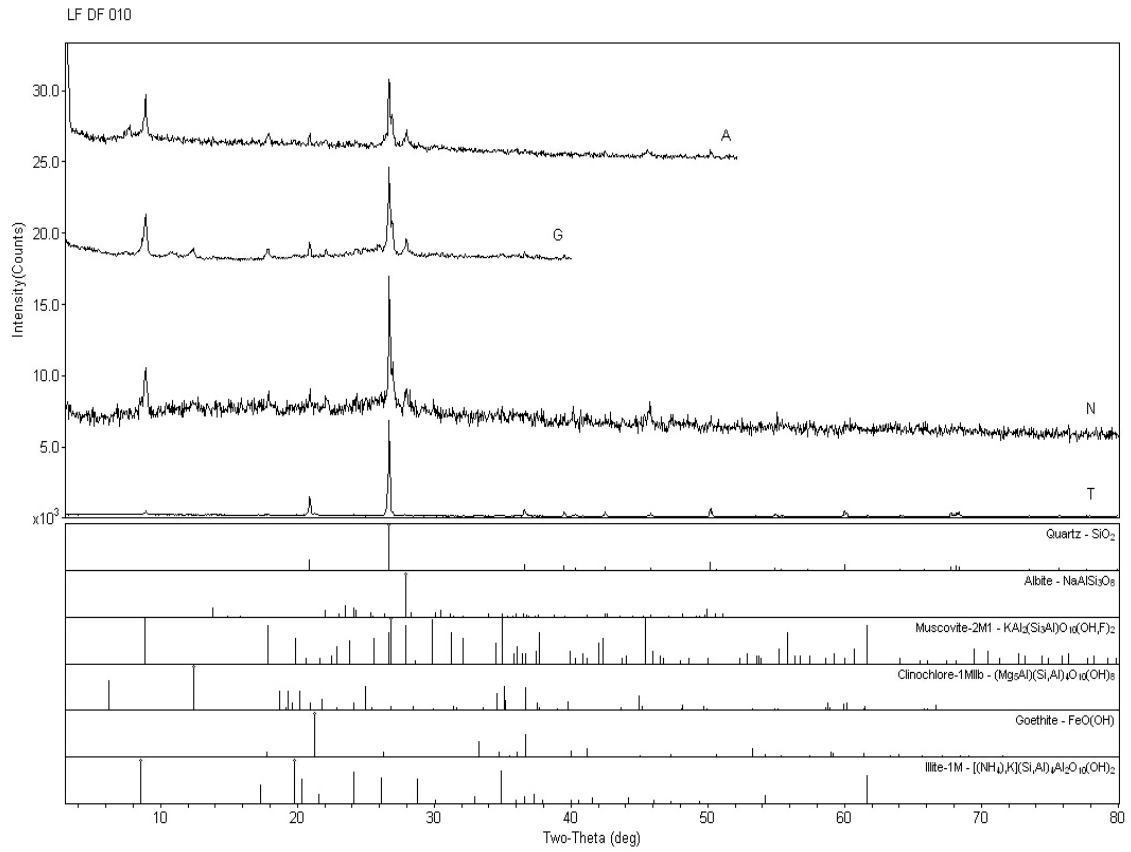
[RAIO-XII]G Thursday, September 06, 2012 08:39a (MDI/JADB)



Campus Univ Darby Ribeiro

[RAIO-XII]G Thursday, September 06, 2012 08:40a (MDI/JADB)





ANEXO III – Decomposição dos difratogramas de DRX

Siglas utilizadas nas figuras:

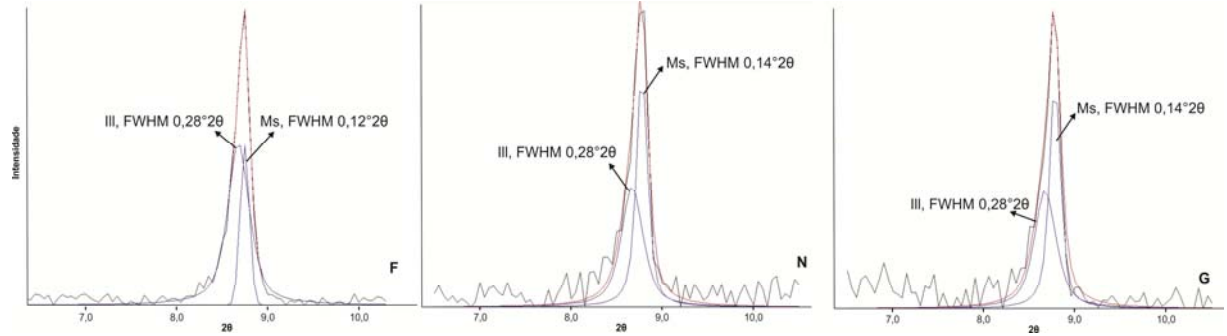
T=amostra total; N=fração argila; G=Solvatada com etileno-glicol; A=Aquecida; F=fração muito fina (<0,2 μ m); c=difratograma obtido sob velocidade de 0,5°/minuto

Ms=muscovita; Ill=ilita

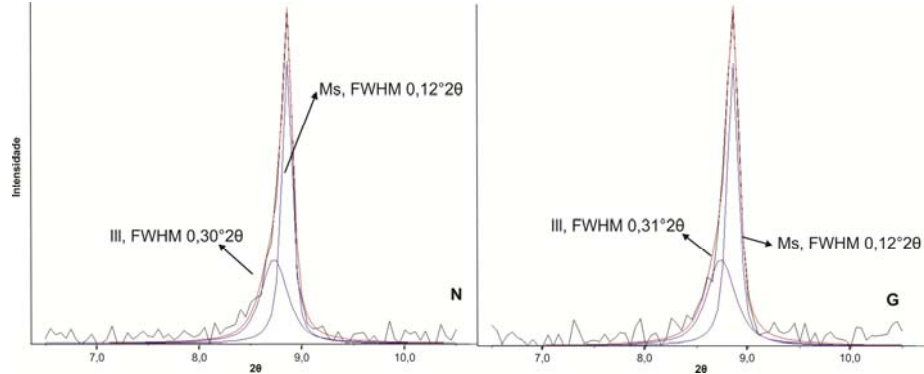
FWHM: largura a meia altura

Grupo Canastra

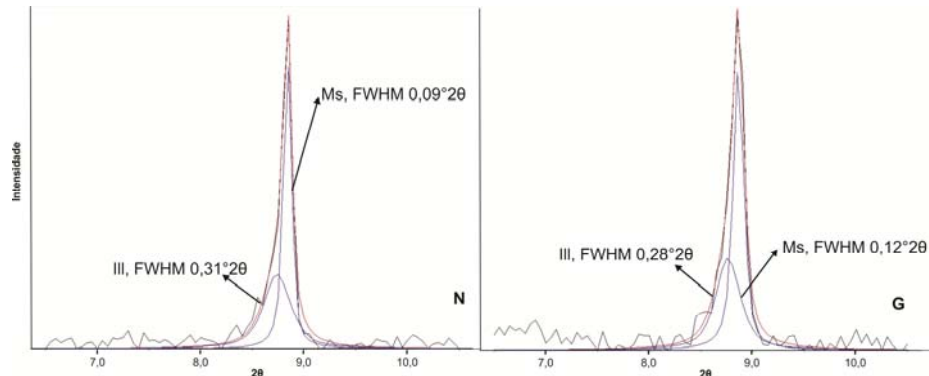
LF-DF-009



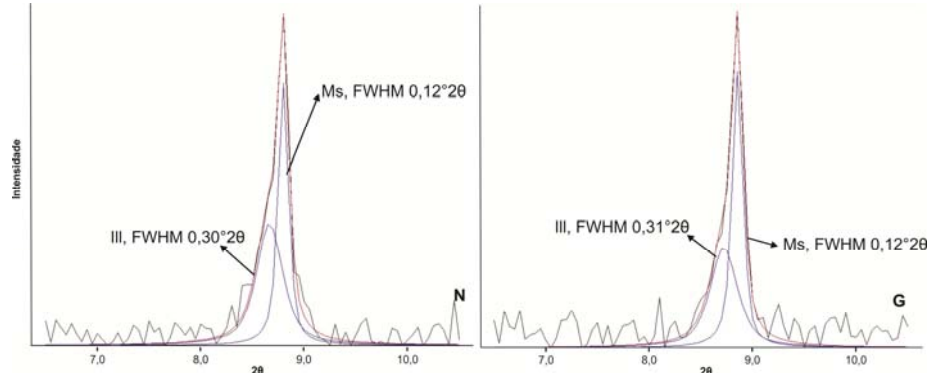
LF-DF-009B



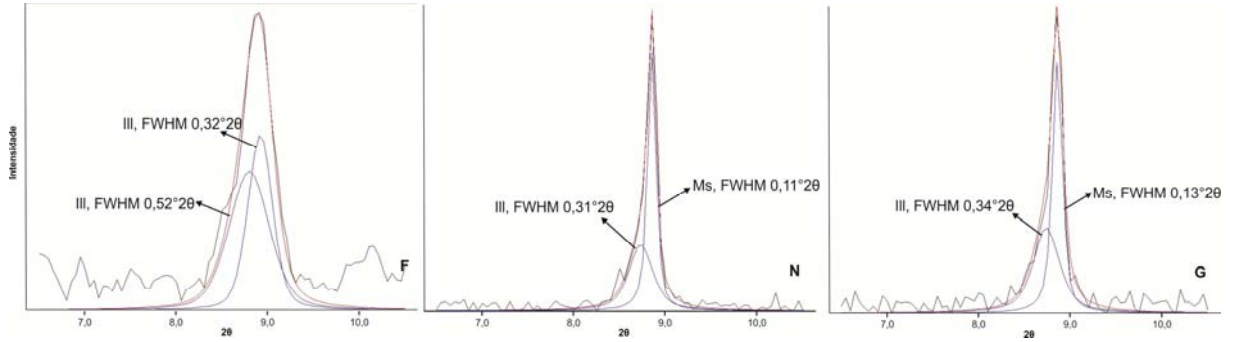
LF-DF-009Aclaro



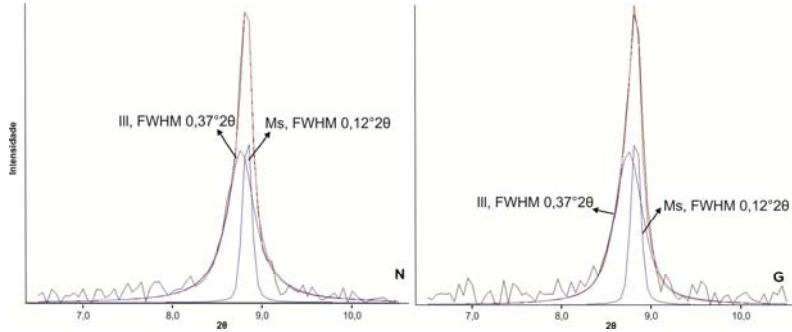
LF-DF-009Aescuro



LF-DF-011

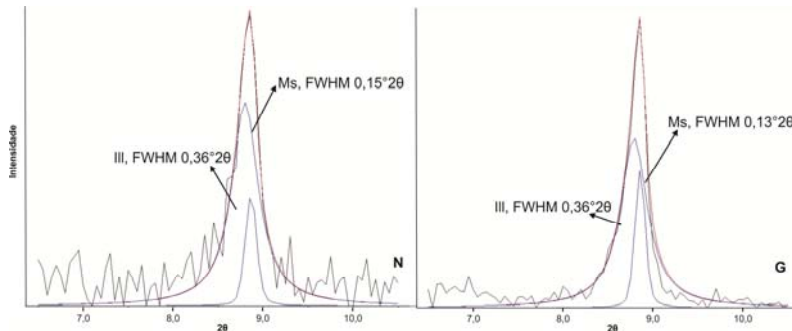


LF-DF-012

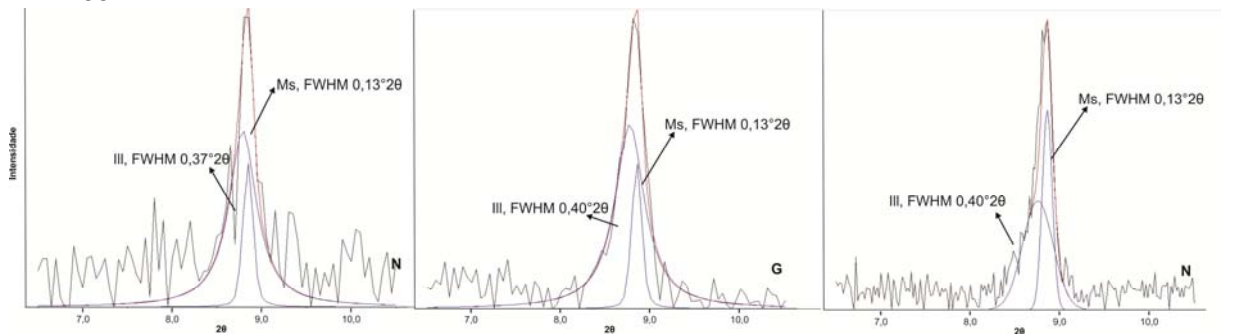


Grupo Paranoá

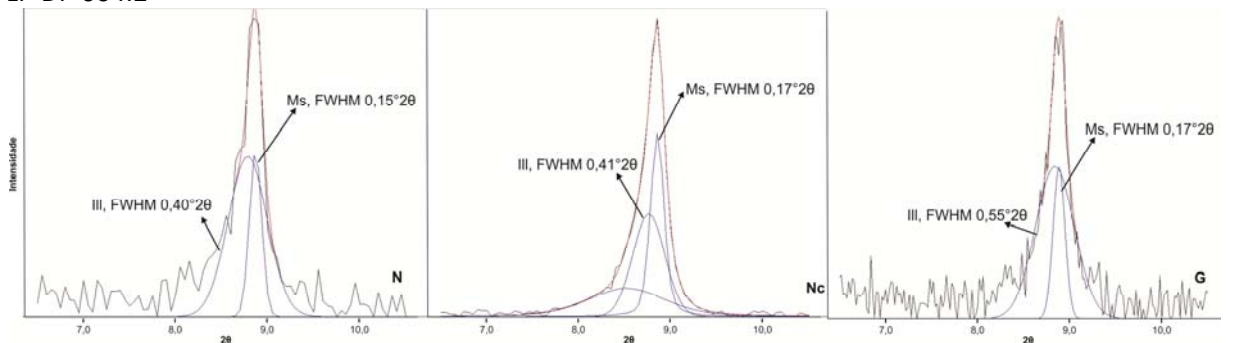
LF-DF-004.1A



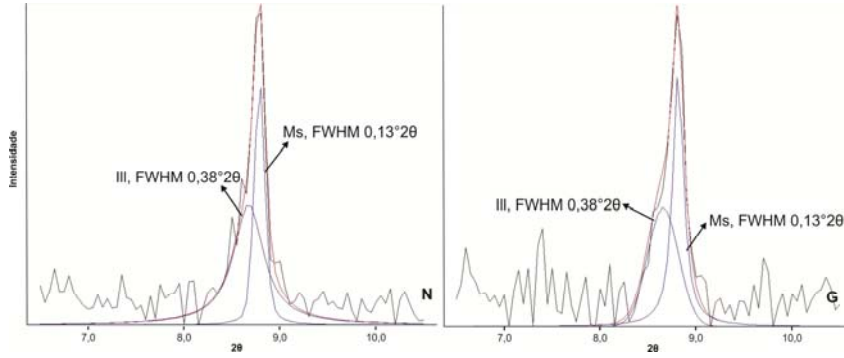
LF-DF-004.1B



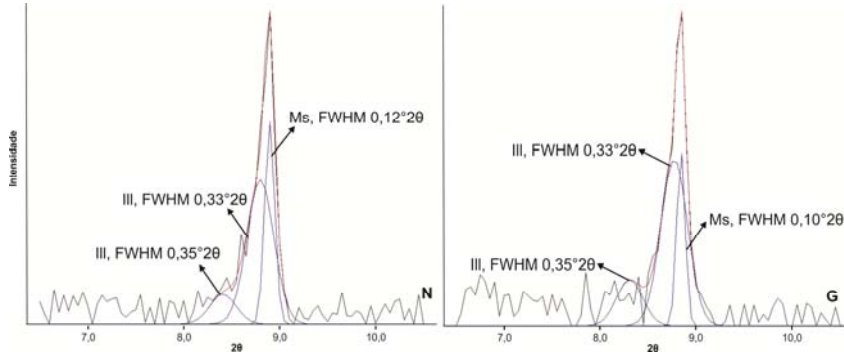
LF-DF-004.2



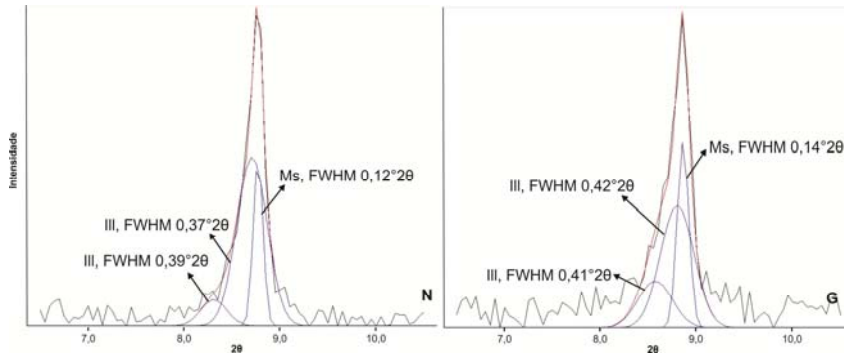
LF-DF-015



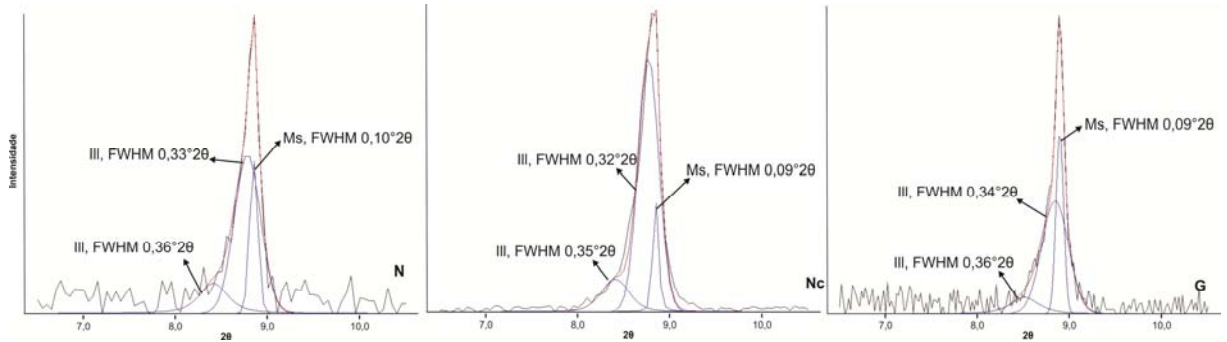
LF-DF-016.1



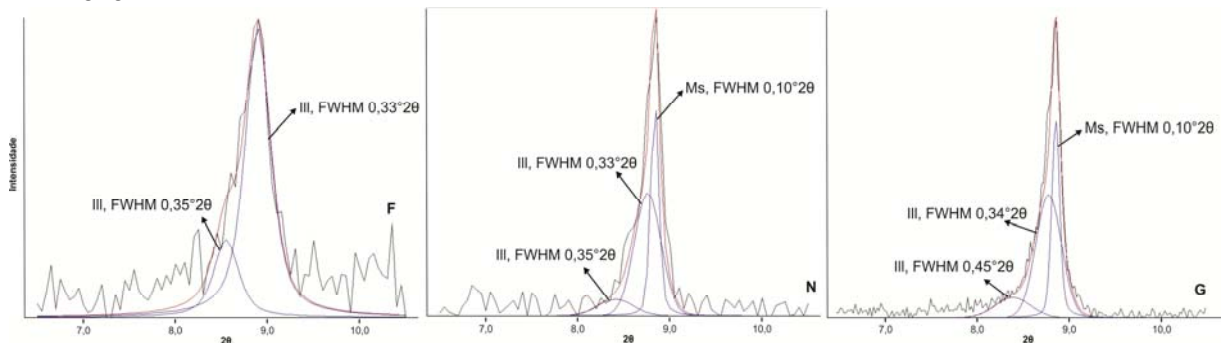
LF-DF-016.2



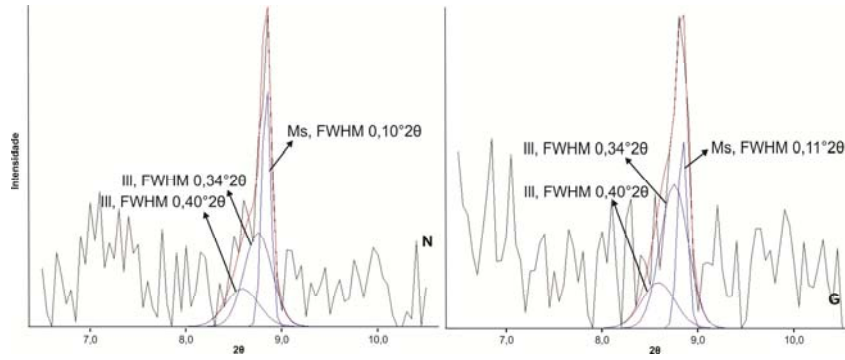
LF-DF-016.3



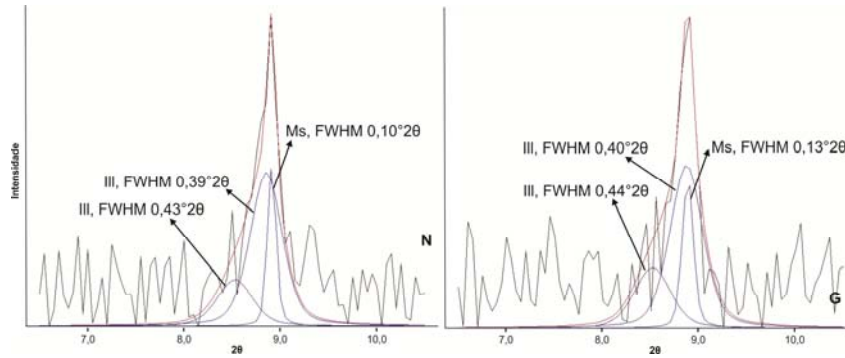
LF-DF-016.4



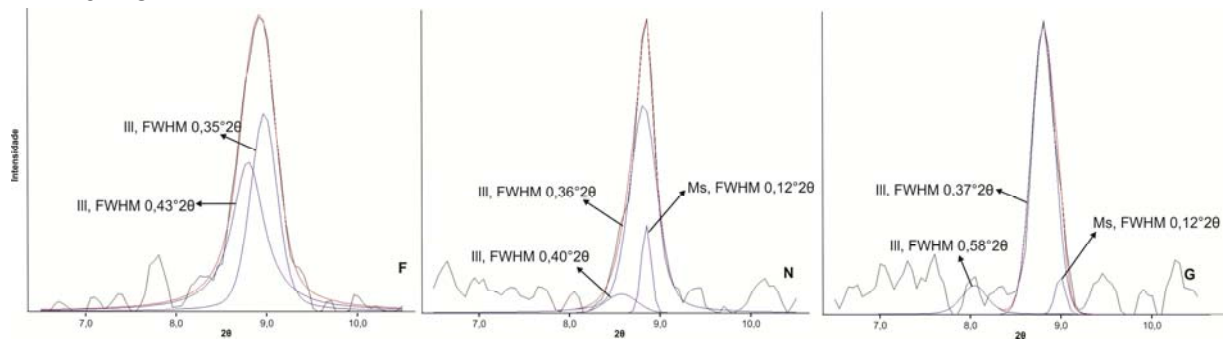
LF-DF-017.1



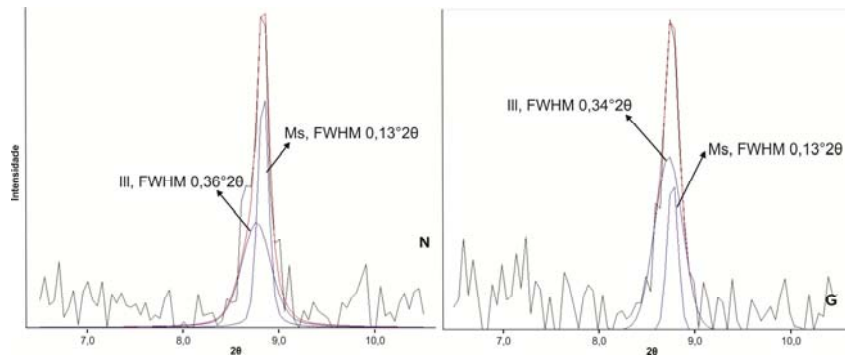
LF-DF-017.2



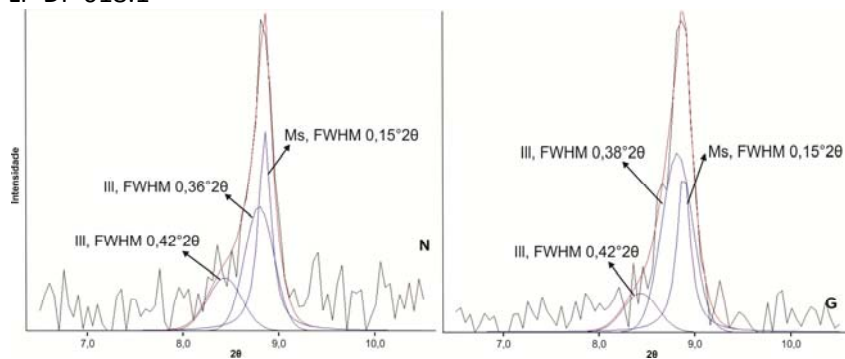
LF-DF-017.3



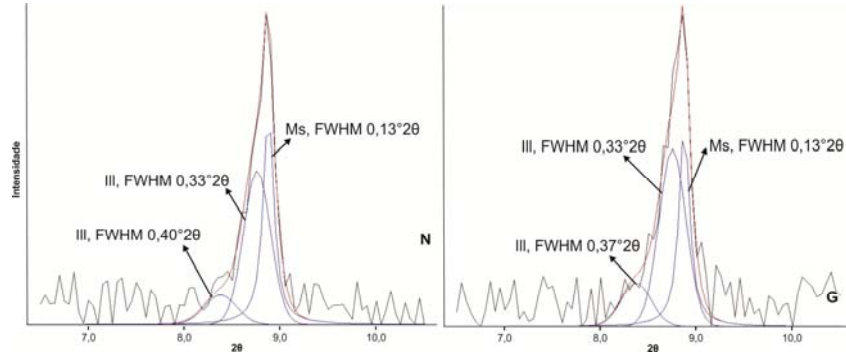
LF-DF-017B



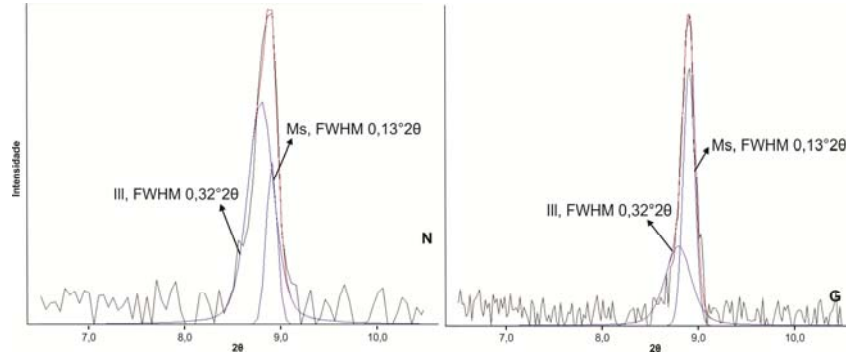
LF-DF-018.1



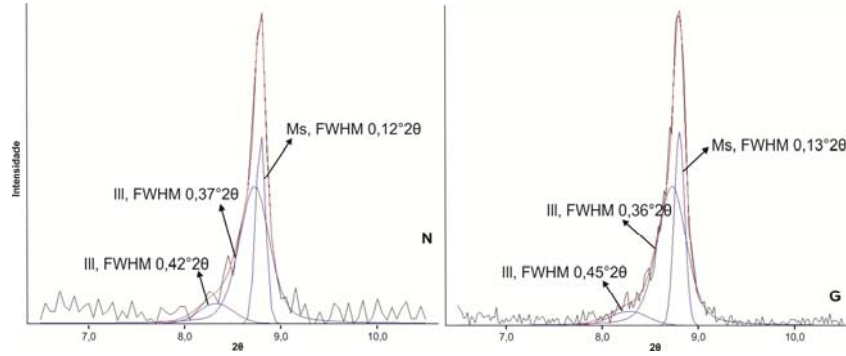
LF-DF-018.2



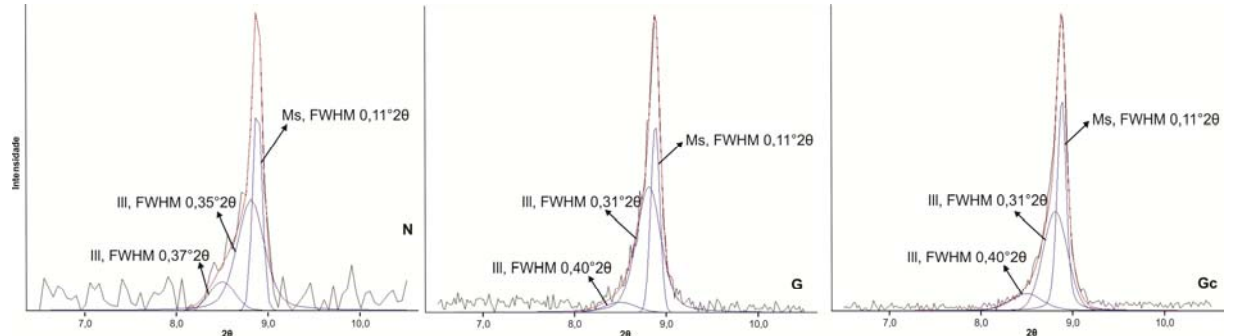
LF-DF-019



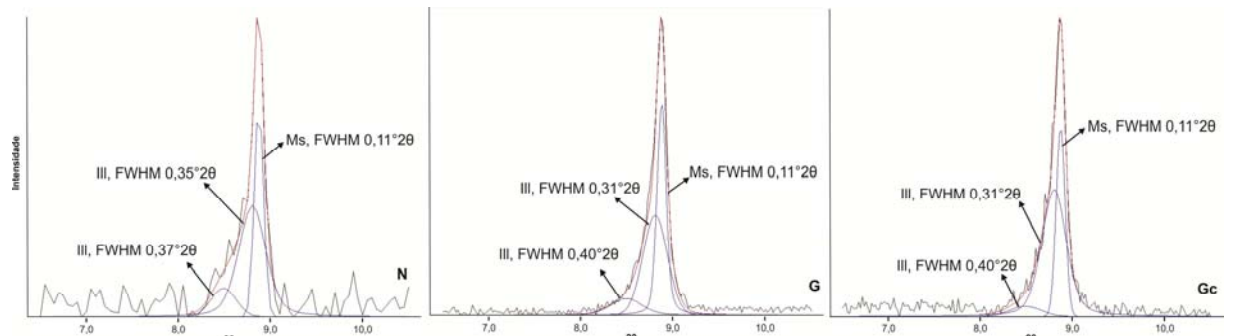
LF-DF-021.1claro



LF-DF-021.1escuro

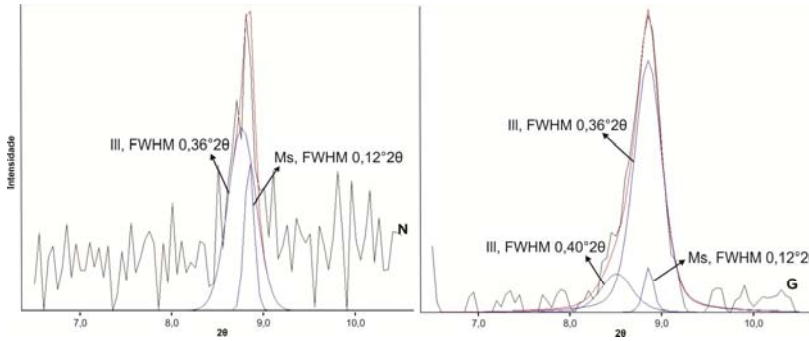


LF-DF-021.2

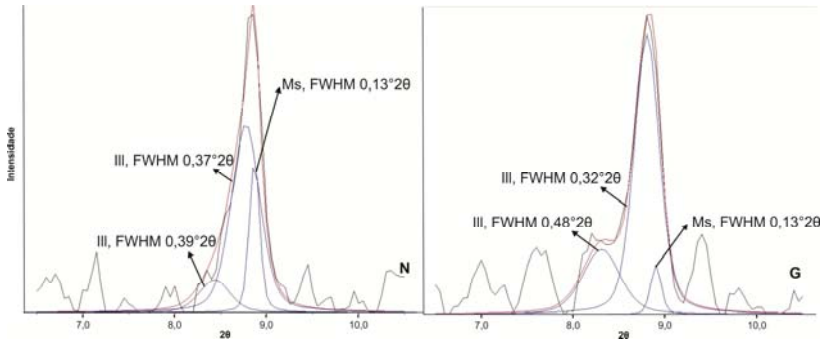


Grupo Bambuí

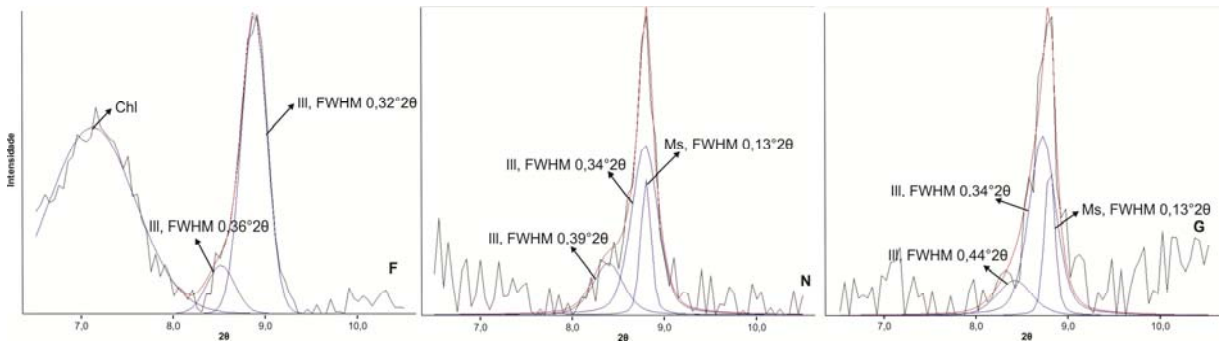
LF-DF-006



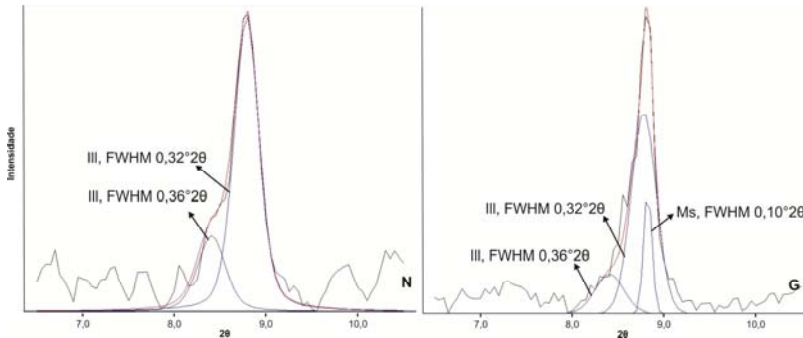
LF-DF-006.1



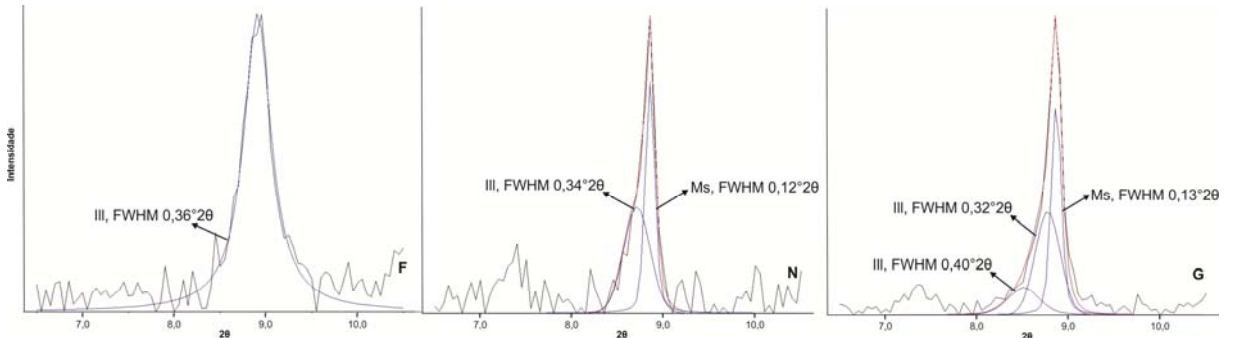
LF-DF-006.2



LF-DF-010



LF-DF-010A



ANEXO IV– Análises por Microsonda Eletrônica

Química mineral: valores em porcentagem e por unidade de fórmula estrutural. Valores em negrito foram considerados compatíveis para micas e utilizados no texto.

Grupo	Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	Si	Al	Al(T)	Al(O)	Ti	Fe3	Mg	Mn	Ca	Na	K
C A N A S T R A	LF DF 011	38,112	0,02	32,824	0,499	0,255	0,033	0,042	0,043	0,556	6,18	6,277	1,82	4,457	0	0,058	0,058	0	0,01	0,019	0,117
		64,936	0	18,313	0	0	0	0,003	0,128	15,967	8,278	2,757	-0,278	3,035	0	0	0	0	0	0,031	2,588
		36,768	0	32,191	0,493	0,168	0	0,072	0,01	0,278	6,151	6,352	1,849	4,503	0	0,06	0,04	0	0,01	0	0,06
		42,013	0	35,377	0,513	0,235	0,042	0,074	0	0,288	6,254	6,209	1,746	4,463	0	0,054	0,054	0,009	0,009	0	0,054
		65,39	0	18,901	0,057	0	0	0	0,368	15,716	8,243	2,803	-0,243	3,046	0	0	0	0	0	0,091	2,53
		40,434	0,059	27,429	2,422	1,173	0,034	0,009	0,1	6,183	6,446	5,153	1,554	3,599	0,01	0,287	0,278	0	0	0,038	1,264
		39,79	0	34,649	0,556	0,147	0,003	0,077	0,025	0,154	6,171	6,339	1,829	4,51	0	0,056	0,037	0	0,009	0	0,037
		64,917	0	18,27	0	0	0	0,011	0,148	16,085	8,279	2,744	-0,279	3,023	0	0	0	0	0	0,031	2,622
		64,983	0	18,03	0,015	0	0,015	0	0,186	16,07	8,297	2,714	-0,297	3,011	0	0	0	0	0	0,046	2,622
		30,381	0,034	26,146	0,451	0,113	0,018	0,055	0,001	0,187	6,202	6,275	1,798	4,477	0	0,074	0,037	0	0,012	0	0,049
		39,466	0	33,353	0,492	0,124	0	0,088	0,075	0,135	6,255	6,226	1,745	4,481	0	0,057	0,029	0	0,019	0,019	0,019
		45,437	0,035	34,806	0,856	0,295	0	0,101	0,046	0,651	6,479	5,845	1,521	4,324	0	0,086	0,06	0	0,017	0,017	0,12
		43,162	0,03	36,987	0,703	0,105	0,016	0,075	0,019	0,116	6,214	6,284	1,786	4,498	0	0,069	0,026	0	0,009	0	0,017
		34,889	0	30,771	0,361	0,111	0	0,069	0,037	0,194	6,142	6,385	1,858	4,527	0	0,042	0,032	0	0,011	0,021	0,042
35,614	0,055	31,746	0,319	0,104	0	0,042	0,005	0,021	6,122	6,422	1,878	4,544	0,01	0,041	0,031	0	0,01	0	0		
33,889	0	28,769	0,425	0,104	0,007	0,048	0,013	0,147	6,238	6,238	1,762	4,476	0	0,066	0,033	0	0,011	0	0,044		
40,48	0	34,692	0,506	0,168	0,036	0,055	0,008	0,165	6,217	6,272	1,783	4,489	0	0,055	0,037	0,009	0,009	0	0,037		
31,29	0	27,269	0,373	0,109	0	0,1	0,059	0,081	6,175	6,33	1,825	4,505	0	0,047	0,036	0	0,024	0,024	0,024		
P A R A N O Á	LF DF 016.1	63,071	0	18,172	0,038	0	0	0,044	0,241	14,869	8,259	2,8	-0,259	3,059	0	0	0	0	0,008	0,063	2,486
		40,969	0,038	22,977	9,864	4,984	0,032	0,088	0,144	5,399	6,226	4,108	1,774	2,334	0	1,132	1,132	0	0,018	0,037	1,041
		28,015	0	22,076	17,764	3,727	0,047	0,118	0,017	2,077	5,043	4,696	2,957	1,739	0	2,402	0,996	0,011	0,022	0	0,476
		21,91	1,453	13,805	23,964	5,28	0,101	0,163	0,29	1,631	4,516	3,341	3,484	-0,143	0,223	3,712	1,621	0,012	0,037	0,124	0,421
		64,277	0,069	18,414	0,152	0,008	0,002	0,023	0,139	15,514	8,245	2,79	-0,245	3,035	0,008	0,015	0	0	0	0,031	2,543
		65,118	0,012	18,354	0,122	0	0,004	0	0,172	15,053	8,298	2,756	-0,298	3,054	0	0,015	0	0	0	0,046	2,45
		62,591	0	18,069	0,006	0,015	0	0,043	0,195	15,447	8,237	2,798	-0,237	3,035	0	0	0	0	0,008	0,047	2,593
		49,898	0,03	29,632	3,503	1,353	0	0,058	0,122	9,86	6,662	4,671	1,338	3,333	0	0,353	0,273	0	0,008	0,032	1,685
		50,558	0,268	25,807	3,899	2,99	0	0	0,018	10,614	6,837	4,114	1,163	2,951	0,024	0,39	0,602	0	0	0	1,837
		50,046	0,181	24,466	2,909	2,785	0	0,042	0,109	9,523	7,003	4,035	0,997	3,038	0,017	0,303	0,58	0	0,008	0,034	1,698
		63,688	0,203	18,697	4,254	2,361	0,026	0,01	0,06	6,763	8,075	2,788	-0,075	2,863	0,023	0,411	0,449	0	0	0,015	1,097
		46,833	0,303	30,226	4,676	1,13	0,072	0,011	0,213	10,261	6,39	4,856	1,61	3,246	0,033	0,476	0,23	0,008	0	0,049	1,788
		66,939	0,164	18,143	2,662	1,834	0	0,059	0,114	7,652	8,319	2,659	-0,319	2,978	0,015	0,254	0,336	0	0,007	0,03	1,21
		51,872	0,273	29,376	2,595	2,667	0,005	0,009	0,206	10,064	6,732	4,493	1,268	3,225	0,023	0,25	0,515	0	0	0,047	1,669
20,341	0,11	16,732	24,343	3,52	0,063	0,164	0,25	1,161	4,299	4,159	3,701	0,458	0,013	3,855	1,103	0,013	0,038	0,101	0,304		
65,894	0	18,668	0,032	0,021	0,035	0	0,333	15,252	8,291	2,766	-0,291	3,057	0	0	0,008	0	0	0,076	2,449		
45,952	0,059	24,38	7,16	2,614	0,087	0,022	0,122	6,829	6,668	4,166	1,332	2,834	0,009	0,784	0,567	0,009	0	0,035	1,255		
18,756	2,97	15,53	22,287	3,498	0,084	0,434	0,117	1,337	4,071	3,967	3,929	0,038	0,483	3,654	1,135	0,013	0,104	0,052	0,365		
26,775	0,019	18,381	18,396	6,008	0,003	0,148	0,237	1,093	5,045	4,072	2,955	1,117	0	2,602	1,685	0	0,034	0,09	0,271		
45,862	0,081	25,442	2,843	2,629	0,044	0,092	0,109	7,78	6,755	4,427	1,245	3,182	0,009	0,319	0,575	0,009	0,018	0,035	1,47		
49,142	0,078	21,609	4,043	2,037	0	0,088	0,224	9,326	7,184	3,724	0,816	2,908	0,009	0,439	0,448	0	0,018	0,07	1,739		

Grupo	Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	Si	Al	Al(T)	Al(O)	Ti	Fe3	Mg	Mn	Ca	Na	K
P A R A N O Á	LF DF 016.4	65,248	0,036	18,227	0,178	0,089	0	0	0,154	15,166	8,305	2,738	-0,305	3,043	0	0,015	0,015	0	0	0,031	2,462
		23,386	0,442	18,334	22,442	5,63	0,018	0,127	0,184	0,723	4,49	4,155	3,51	0,645	0,069	3,255	1,616	0	0,023	0,069	0,185
		97,865	0	0,581	0,133	0,082	0,013	0,038	0	0,21	10,913	0,08	-2,913	2,993	0	0,013	0,013	0	0,007	0	0,027
		65,079	0	18,684	0,061	0,026	0	0,01	0,719	14,838	8,256	2,79	-0,256	3,046	0	0	0,008	0	0	0,183	2,409
		89,985	0,035	3,486	0,534	0,35	0,033	0,001	0,009	1,053	10,538	0,478	-2,538	3,016	0	0,042	0,063	0	0	0	0,155
		65,489	0,026	18,445	0,101	0	0,013	0,007	0,191	15,703	8,281	2,75	-0,281	3,031	0	0,015	0	0	0	0,046	2,537
		23,976	0,134	19,417	9,328	3,251	0,043	0,059	0,094	2,363	5,301	5,048	2,699	2,349	0,027	1,541	1,076	0,013	0,013	0,053	0,664
		45,466	0,176	36,099	1,3	0,623	0	0,015	0,518	6,472	6,177	5,777	1,823	3,954	0,016	0,131	0,122	0	0	0,131	1,126
	45,533	0,222	31,451	5,038	1,471	0,034	0,052	0,267	8,416	6,241	5,072	1,759	3,313	0,025	0,527	0,296	0	0,008	0,066	1,466	
	41,767	0,158	31,585	1,941	0,924	0,054	0,072	0,855	7,346	6,173	5,507	1,827	3,68	0,018	0,213	0,204	0,009	0,009	0,249	1,386	
	95,105	0,069	1,106	0,348	0,179	0,032	0,064	0,003	0,478	10,826	0,15	-2,826	2,976	0,007	0,027	0,027	0	0,007	0	0,068	
	53,625	0,071	20,4	5,767	5,034	0,02	0,121	0,023	7,523	7,265	3,258	0,735	2,523	0,008	0,586	1,018	0	0,016	0	1,303	
	48,459	0,283	28,443	4,099	2,581	0	0,058	0,486	8,023	6,588	4,555	1,412	3,143	0,033	0,424	0,522	0	0,008	0,131	1,388	
	47,999	0,274	31,559	1,41	2,044	0,025	0,036	0,258	9,333	6,472	5,022	1,528	3,494	0,024	0,146	0,413	0	0,008	0,065	1,604	
	45,533	0,255	32,696	2,905	1,149	0,073	0,05	0,578	8,116	6,257	5,3	1,743	3,557	0,025	0,297	0,239	0,008	0,008	0,149	1,42	
	45,915	0,71	35,585	0,853	0,622	0	0	0,309	8,599	6,182	5,648	1,818	3,83	0,073	0,081	0,121	0	0	0,081	1,473	
	49,502	1,658	19,618	8,214	4,378	0	0,078	0,072	7,144	6,956	3,242	1,044	2,198	0,177	0,861	0,92	0	0,008	0,017	1,283	
	49,222	0,158	34,388	1,474	1,199	0,001	0,007	1,086	7,777	6,409	5,275	1,591	3,684	0,016	0,141	0,235	0	0	0,282	1,299	
	46,136	0,439	29,14	5,369	1,728	0,143	0,005	0,189	9,668	6,359	4,736	1,641	3,095	0,041	0,563	0,356	0,017	0	0,05	1,706	
	45,555	0,66	33,878	2,554	0,647	0,033	0,054	0,251	7,002	6,244	5,469	1,756	3,713	0,066	0,264	0,132	0	0,008	0,066	1,219	
47,739	0,07	26,556	5,724	2,742	0,099	0,076	0,149	8,7	6,615	4,327	1,385	2,942	0,008	0,599	0,566	0,008	0,008	0,033	1,531		
B A M B U Í	LF DF 006	47,07	0,262	32,225	2,842	1,481	0,03	0,032	0,544	10,323	6,308	5,091	1,692	3,399	0,024	0,29	0,298	0	0,008	0,145	1,772
		22,936	0,055	20,051	26,508	9,573	0,144	0,066	0,026	0,134	4,009	4,135	3,991	0,144	0,01	3,485	2,488	0,021	0,01	0	0,021
		26,714	6,988	17,489	23,153	9,427	0,454	0,146	0,076	1,094	4,311	3,332	3,689	-0,357	0,843	2,809	2,267	0,058	0,029	0,019	0,232
		27,178	7,491	17,397	24,034	9,197	0,53	0,153	0,045	1,157	4,307	3,259	3,693	-0,434	0,896	2,877	2,172	0,067	0,029	0,019	0,229
		51,791	0,067	13,528	15,838	3,942	0,237	0,278	0,161	0,502	7,478	2,308	0,522	1,786	0,009	1,718	0,85	0,026	0,043	0,052	0,087
		58,876	0,006	13,202	14,166	5,162	0,165	0,107	0,092	1,177	7,815	2,057	0,185	1,872	0	1,419	1,021	0,016	0,016	0,016	0,191
		100,29	0	0,717	0,117	0,094	0	0,044	0,023	0,291	10,902	0,091	-2,902	2,993	0	0,013	0,013	0	0,007	0	0,039
		99,959	0,014	0,144	0,073	0	0,042	0,028	0,021	0,058	10,984	0,013	-2,984	2,997	0	0	0	0,007	0	0	0,013
		29,684	0,069	18,018	22,255	10,94	0,379	0,185	0,075	1,417	4,867	3,488	3,133	0,355	0,01	2,739	2,67	0,049	0,03	0,02	0,296
		11,246	0	7,958	24,79	4,597	0,271	0,314	0,163	0,17	3,423	2,855	4,577	-1,722	0	5,674	2,087	0,073	0,11	0,11	0,073
		67,272	0	18,871	0,18	0,015	0,008	0,091	4,666	5,542	8,398	2,774	-0,398	3,172	0	0,015	0	0	0,015	1,125	0,885
		40,407	0,012	24,025	13,7	4,412	0,183	0,881	1,053	4,338	5,911	4,152	2,089	2,063	0	1,513	0,959	0,026	0,141	0,299	0,809
		28,938	0,03	20,865	24,243	8,122	0,323	0,4	0,466	0,563	4,688	3,988	3,312	0,676	0	2,957	1,955	0,049	0,068	0,156	0,117
		57,582	0,16	23,044	4,613	1,679	0,028	0,63	4,037	6,648	7,333	3,46	0,667	2,793	0,015	0,444	0,322	0	0,084	0,995	1,087
		38,815	2,529	18,144	23,557	4,696	0,103	0,296	0,401	3,046	5,698	3,14	2,302	0,838	0,282	2,611	1,023	0,009	0,044	0,106	0,565
		25,993	0	20,614	23,28	10,79	0,34	0,055	0,004	0,501	4,352	4,06	3,648	0,412	0	2,935	2,693	0,05	0,01	0	0,101
		62,443	0	18,079	0,183	0,101	0	0,037	0,564	14,253	8,234	2,805	-0,234	3,039	0	0,016	0,024	0	0,008	0,143	2,393
		25,439	0,085	20,997	28,557	10,259	0,322	0,029	0,048	0,078	4,107	4	3,893	0,107	0,01	3,476	2,466	0,049	0,01	0,019	0,039
		48,838	0,145	28,223	3,739	2,135	0,05	0,058	0,18	8,574	6,676	4,549	1,324	3,225	0,016	0,378	0,435	0,008	0,008	0,049	1,495
		64,123	1,817	19,635	1,731	0,778	0,023	0,2	8,627	2,04	7,887	2,853	0,113	2,74	0,17	0,163	0,14	0	0,03	2,055	0,325
69,417	0	19,758	0,094	0	0	0,152	11,355	0,086	8,244	2,77	-0,244	3,014	0	0,014	0	0	0,021	2,613	0,014		
66,515	1,598	18,991	0,48	0,166	0,017	0,015	11,32	0,457	8,083	2,716	-0,083	2,799	0,146	0,044	0,029	0	0	2,673	0,073		
46,621	0,24	32,013	2,632	1,433	0	0,036	0,54	8,931	6,348	5,138	1,652	3,486	0,025	0,262	0,295	0	0,008	0,147	1,554		

Grupo	Amostra	SiO2	TiO2	Al2O3	Fe2O3	MgO	MnO	CaO	Na2O	K2O	Si	Al	Al(T)	Al(O)	Ti	Fe3	Mg	Mn	Ca	Na	K
B A M B U Í		0,264	95,882	0,043	1,098	0,017	0	0,012	0	0,011	0,036	0	7,964	-7,964	10,868	0,127	0	0	0	0	0
	LF DF 006	45,608	0,126	27,533	5,183	1,268	0,144	0,077	0,175	9,163	6,518	4,637	1,482	3,155	0,017	0,55	0,266	0,017	0,009	0,052	1,666
		71,237	20,206	2,364	1,586	0,236	0,016	0,042	0,023	0,274	8,735	0,339	-0,735	1,074	1,863	0,147	0,044	0	0,007	0	0,044
		18,939	0,064	15,825	21,603	11,109	0,188	0,365	0,154	0,219	3,867	3,806	4,133	-0,327	0,012	3,315	3,388	0,037	0,086	0,049	0,049
		24,792	0,091	14,239	27,07	7,643	0,25	0,249	0,2	1,124	4,61	3,125	3,39	-0,265	0,011	3,795	2,121	0,045	0,045	0,067	0,268
		24,1	0,029	21,213	34,306	3,96	0,268	0,032	0,04	0,684	4,043	4,194	3,957	0,237	0	4,335	0,988	0,04	0,01	0,02	0,141
		29,199	0,032	13,798	28,361	2,916	0,082	0,297	0,27	1,368	5,325	2,958	2,675	0,283	0	3,9	0,789	0,011	0,055	0,088	0,329
		48,201	0,355	27,102	4,161	2,476	0,039	0,021	0,136	9,724	6,645	4,408	1,355	3,053	0,033	0,431	0,505	0,008	0	0,033	1,707
		43,836	0,13	27,091	3,506	2,154	0,117	0,062	1,187	7,367	6,473	4,717	1,527	3,19	0,018	0,39	0,018	0,018	0,009	0,337	1,383
		44,314	0,119	23,109	8,931	6,281	0,244	0,073	0,037	7,7	6,317	3,886	1,683	2,203	0,009	0,959	1,335	0,026	0,009	0,017	1,404
		46,178	0,618	33,21	3,254	0,689	0,001	0,02	0,629	10,256	6,202	5,258	1,798	3,46	0,065	0,323	0,137	0	0	0,161	1,758
		30,536	3,721	18,777	21,434	10,564	0,665	0,174	0,238	1,193	4,746	3,438	3,254	0,184	0,439	2,504	2,448	0,084	0,028	0,075	0,243
		50,188	0,387	24,91	3,041	2,626	0,053	0,082	1,109	8,524	6,948	4,061	1,052	3,009	0,042	0,316	0,541	0,008	0,008	0,3	1,498
		52,553	0,072	24,395	5,347	3,125	0	0,067	0,593	9,242	6,987	3,817	1,013	2,804	0,008	0,527	0,623	0	0,008	0,16	1,565
		31,464	0,039	18,749	19,336	13,682	0,623	0,064	0,093	1,956	4,937	3,467	3,063	0,404	0	2,28	3,194	0,085	0,009	0,038	0,396
		19,516	4,731	9,234	52,404	1,237	0,088	0,159	0,13	3,016	3,414	1,912	4,586	-2,674	0,62	6,892	0,326	0,011	0,032	0,042	0,672
		46,597	0,056	23,125	4,625	3,539	0,07	0,049	0,058	9,466	6,793	3,974	1,207	2,767	0,009	0,508	0,77	0,009	0,009	0,018	1,751
	LF DF 006.1	39,917	1,542	20,052	20,877	2,397	0,062	0,081	0,177	7,36	5,862	3,478	2,138	1,34	0,168	2,313	0,521	0,009	0,009	0,053	1,377
		49,144	0,34	30,211	2,352	1,831	0,036	0,02	0,505	8,927	6,601	4,777	1,399	3,378	0,032	0,242	0,363	0,008	0	0,129	1,533
		51,449	0,047	22,809	3,401	3,949	0,061	0,126	0,123	9,21	7,107	3,719	0,893	2,826	0,008	0,349	0,814	0,008	0,017	0,033	1,627
		45,827	0,345	33,725	1,397	1,259	0,009	0,002	1,308	7,84	6,242	5,416	1,758	3,658	0,033	0,147	0,254	0	0	0,344	1,358
	39,82	0,122	22,137	15,446	9,156	0,432	0,026	0,068	4,749	5,706	3,735	2,294	1,441	0,017	1,67	1,954	0,052	0	0,017	0,861	
	44,94	0,041	18,218	12,61	7,673	0,296	0,045	0,189	3,71	6,558	3,139	1,442	1,697	0,009	1,385	1,666	0,035	0,009	0,053	0,684	
	46,143	0,377	30,437	4,065	1,601	0	0,038	0,499	9,27	6,34	4,936	1,66	3,276	0,041	0,413	0,33	0	0,008	0,132	1,618	
	8,699	0,762	6,639	0,366	0,192	0	43,225	0,207	1,462	2,443	2,19	5,557	-3,367	0,168	0,067	0,084	0	12,987	0,101	0,539	
	47,168	0,094	30,636	5,678	3,126	0,072	0,052	0,235	7,294	6,3	4,816	1,7	3,116	0,008	0,578	0,626	0,008	0,008	0,064	1,236	
	47,772	0,131	33,706	2,054	1,214	0,038	0,044	0,343	9,963	6,314	5,258	1,686	3,572	0,016	0,206	0,238	0,008	0,008	0,095	1,684	
	48,034	0,12	32,697	2,288	1,413	0,021	0,024	0,227	9,591	6,397	5,14	1,603	3,537	0,016	0,224	0,28	0	0	0,064	1,633	
	103,28	0	0,408	0,271	0,029	0	0	0,015	0,086	10,936	0,051	-2,936	2,987	0	0,025	0,006	0	0	0	0,013	
	27,599	0,099	20,691	25,407	15,031	0,512	0,07	0,059	0,145	4,225	3,737	3,775	-0,038	0,009	2,927	3,433	0,064	0,009	0,018	0,037	
	29,188	0,215	18,921	23,958	13,671	0,6	0,048	0,02	0,915	4,562	3,492	3,438	0,054	0,028	2,816	3,182	0,075	0,009	0	0,188	
	29,01	0,881	15,784	26,497	12,327	0,645	0,14	0,097	0,642	4,667	2,995	3,333	-0,338	0,106	3,208	2,957	0,087	0,019	0,039	0,135	
	29,711	0	19,179	24,783	11,52	0,514	0,182	0,707	0,241	4,67	3,555	3,33	0,225	0	2,931	2,704	0,066	0,028	0,208	0,057	
LF DF 006.2	35,376	0,401	16,666	18,991	9,87	0,403	0,293	0,4	2,549	5,578	3,088	2,422	0,666	0,047	2,254	2,32	0,057	0,047	0,114	0,511	
	47,258	0,206	30,675	3,292	1,53	0	0,092	0,665	9,592	6,415	4,907	1,585	3,322	0,024	0,342	0,31	0	0,016	0,179	1,663	
	20,784	28,903	8,015	7,204	4,25	0,168	7,698	0,065	0,458	3,735	1,706	4,265	-2,559	3,908	0,972	1,133	0,022	1,479	0,022	0,108	
	28,873	0,446	18,058	25,67	13,973	0,652	0,06	0,046	0,335	4,503	3,314	3,497	-0,183	0,056	3,015	3,249	0,084	0,009	0,019	0,075	
	27,43	0,018	17,159	23,416	11,121	0,512	0,077	0,091	0,987	4,668	3,432	3,332	0,1	0	3,003	2,819	0,071	0,01	0,02	0,204	
	44,943	0,311	25,195	7,63	3,966	0,076	0,033	0,099	7,733	6,395	4,224	1,605	2,619	0,034	0,821	0,838	0,009	0,009	0,034	1,402	
	56,766	1,198	17,803	5,492	3,174	0,091	0,253	2,527	3,592	7,669	2,84	0,331	2,509	0,122	0,552	0,641	0,008	0,041	0,665	0,617	
	60,392	0,571	14,243	3,028	0,818	0,019	0,15	5,791	1,88	8,385	2,336	-0,385	2,721	0,058	0,317	0,167	0	0,025	1,552	0,334	
LF DF 010	50,449	0,192	23,952	5,388	3,055	0	0,049	0,136	10,563	6,891	3,855	1,109	2,746	0,016	0,558	0,623	0	0,008	0,033	1,837	
	55,162	0,058	7,74	1,239	0,905	0,061	0,96	0,381	1,135	9,402	1,557	-1,402	2,959	0,01	0,164	0,225	0,01	0,174	0,123	0,246	