

Influência da pressão e temperatura na cristalinidade da illita em sequências Proterozoicas: Norte do Distrito Federal e Goiás, Brasil

Influence of pressure and temperature in the illite crystallinity in Proterozoic sequences: North of Distrito Federal and Goiás, Brazil

Laura Flores Brant Campos^{1*}, Edi Mendes Guimarães²,
Rafael Henrique Grudka Barroso¹, André Walczuk Gomes³

RESUMO: As sequências Proterozoicas, ao Norte no Distrito Federal e na região de Bezerra e Vila Boa (Goiás), são constituídas por calcários e dolomitos, pelitos e arenitos correspondentes aos Grupos Bambuí e Paranoá. No Distrito Federal, tais unidades são sobrepostas tectonicamente por rochas metassedimentares de fácies xisto-verde do Grupo Canastra. Entre os constituintes minerais dos termos pelíticos de todas estas unidades, predominam os flossilicatos, particularmente a illita e a muscovita, identificados por difração de Raios X, com o auxílio de decomposição da reflexão em $d(001)$. O Índice de Kübler (Índice de Cristalinidade da Illita) complementa a interpretação da diagênese local e da possível influência de carga tectônica sobre diagênese/metamorfismo, resultante da sobreposição por falha de empurrão das rochas do Grupo Canastra sobre aquelas dos grupos Paranoá e Bambuí, na região do Distrito Federal. Os resultados indicam condições de epizona para as amostras analisadas do Grupo Canastra e anquizona para aquelas dos Grupos Bambuí e Paranoá, sendo que os valores do Índice de Kübler são menores nas rochas expostas ao norte do Distrito Federal do que na região de Bezerra, em Vila Boa. Além disso, os índices das rochas do Grupo Bambuí são inferiores aos do Paranoá em toda a região estudada, indicando que a influência da carga tectônica ocorre de forma gradativa, partindo do ponto de maior carga.

PALAVRAS-CHAVE: Grupo Paranoá; Grupo Bambuí; Decomposição; Diagênese-anquizona.

ABSTRACT: The Proterozoic sequences in the North of Distrito Federal (Brazil) and in Bezerra and Vila Boa regions (Goiás) comprise carbonates, pelites and sandstones from Bambuí and Paranoá Groups. In Distrito Federal, such units are tectonically overlapped by metasediments of green schist facies of Canastra Group. Among the mineral constituents of the pelitic terms of all these units, phyllosilicates, particularly illite and muscovite, are predominant and are identified using X-ray diffraction with the help of reflection $d(001)$ decomposition. The Kübler Index (Illite Crystallinity Index) complements the interpretation of local diagenesis and the possible bulk tectonic influence on the diagenesis/metamorphism that is a result of the overlap by the thrust fault of Canastra Group on Paranoá and Bambuí groups, in the Distrito Federal region. Results indicate epizone conditions for the samples analyzed from Canastra Group and anchizone for samples from Bambuí and Paranoá Groups. In the rocks at the North of Distrito Federal, the Kübler Index values are lower than in Bezerra – Vila Boa region. Moreover, the contents of Bambuí Group rocks are smaller than Paranoá's in the entire study area; therefore, the influence of tectonic bulk occurs gradually, starting from the highest load point.

KEYWORDS: Paranoá Group; Bambuí Group; Decomposition; Diagenesis-anchizone.

¹Programa de Pós-graduação, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília (DF), Brasil. E-mail: laurafbrant@gmail.com, rafaelhenrique.grudka@gmail.com

²Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília (DF), Brasil. E-mail: rxedi@gmail.com

³Programa de Iniciação Científica, Instituto de Geociências, Universidade de Brasília – UnB, Brasília (DF), Brasil. E-mail: awg.gomes@hotmail.com

*Autor correspondente.

Manuscrito ID: 30268. Recebido em: 23/03/2015. Aprovado em: 25/05/2015.

INTRODUÇÃO

Na porção Norte do Distrito Federal (DF) e na região de Bezerra e Vila Boa (Goiás), estão expostas unidades de idade Meso e Neoproterozoica dos Grupos Paranoá e Bambuí (Faria *et al.* 1997, Dardenne 1981). No Norte do DF, ambos os grupos estão localmente sobrepostos tectonicamente por rochas metassedimentares de fácies xisto-verde do Grupo Canastra (Fig. 1). Entre os constituintes minerais dos termos pelíticos de todas estas unidades, predominam os filosilicatos, particularmente a illita e a muscovita.

Em sequências sedimentares, a illita ocorre como uma partícula deposicional ou sob a forma de cimento, ou pela illitização da esmectita (Hower *et al.* 1976; Boles & Franks 1979; Altaner & Ylagan 1997), ou ainda pela alteração do feldspato detrítico (Morad & Aldahan 1987; Bjorkum & Gjelsvik 1988; De Ros *et al.* 1994). À medida que aumenta a profundidade de soterramento, acontece a illitização da esmectita (Boles & Franks 1979), e a reflexão 001, característica da illita sob a difração de Raios X ($d = 10\text{Å}$), torna-se cada vez mais bem definida. A partir de 290°C, a illita é convertida em muscovita, o que caracteriza a transição da diagênese/anquizona para o metamorfismo de fácies xisto-verde.

Nas rochas de granulação muito fina, como aquelas dos Grupos Canastra, Paranoá e Bambuí, não é simples a distinção de illita e muscovita por microscopia ótica. Por difração de Raios X, a dificuldade da diferenciação decorre de sobreposição das reflexões características de tais minerais, visto que assim como as micas, a illita tem a estrutura de filossilicato 2:1 e distância interplanar (d) próxima a 10 Å. Este valor obtido em difratograma de Raios X indica a reflexão (001) tanto da muscovita quando o pico é simétrico e estreito, como da illita, se o pico for assimétrico e mais largo.

As transformações da esmectita para illita e desta para muscovita, condicionadas pelo aumento de temperatura e pressão, começaram a ser mais detalhadamente estudadas a partir da década de 1960, com o intuito de definir a zona diagenética e a anquizona (Kübler 1968; Dunoyer de Segonzac 1969; Hower *et al.* 1976; Boles & Franks 1979; Singer & Müller 1983; Hillier 1989; Velde & Vasseur 1992; Leoni *et al.* 1996; Wang *et al.* 1996; Dudek & Srodon 2003; Srodon *et al.* 2009), bem como o limite do metamorfismo de baixo grau (Kisch 1983; Frey 1987; Jahren & Aagard 1992; Árkai *et al.* 1996; Warr & Nieto 1998; Jaboyedoff *et al.* 2001; Lee & Lee 2001; Abad *et al.* 2003; Kamp 2008), inclusive quando há influência de esforço tectônico (Hoffman & Hower 1979; Eslinger & Sellars 1981; Piqué 1982; Akande & Erdtmann 1998; Poyatos *et al.* 2001).

O método mais utilizado para determinar a intensidade da diagênese tem sido aquele proposto por Kübler (1964, 1967, 1984), difundido primeiramente como “Índice de

Cristalinidade da Illita” (ICI), porém atualmente conhecido como Índice de Kübler (IK) (Guggenheim *et al.* 2002). O IK consiste na medida da largura à meia altura (*full-width at half maximum* – FWHM) da reflexão (001) da illita, em difratogramas da fração argila. Tais valores representam os limites de diagênese ($> 0,42$), anquizona (entre 0,42 e 0,25) e epizona ($< 0,25$).

Dada a importância da exata determinação de reflexão (001) da illita/muscovita para a compreensão tanto das condições diagenéticas/metamórficas, como da contribuição das partículas deposicionais, são utilizados programas, embasados em cálculos matemáticos, que possibilitam, por meio da decomposição de reflexões, a discriminação da contribuição de cada fase mineral para uma certa reflexão (Stern *et al.* 1991; Velde & Lanson 1993; Wang *et al.* 1995).

O programa DECOMPXR, desenvolvido por Lanson (1990 *in* Lanson 1997), fornece informações da posição, largura à meia altura e intensidade dos picos relativos a cada fase, mesmo quando essas reflexões se sobrepõem. 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), inclusive para estabelecer os valores do KI quando relacionado à influência tectônica (Lanson *et al.* 1998).

No presente trabalho, utilizou-se o programa DECOMPXR para a decomposição da reflexão (001) da illita e, assim, para a distinção das fases deposicionais e diagenéticas dos pelitos dos Grupos Paranoá e Bambuí. O objetivo deste trabalho foi a busca da influência da carga tectônica na diagênese, comparando-se as rochas pelíticas dos Grupos Paranoá e Bambuí, expostas ao Norte do DF, próximas à frente de empurrão, com aquelas aflorantes na região de Bezerra – Vila Boa (GO), distante cerca de 100 km da falha (Fig. 1).

CONTEXTO GEOLÓGICO

A área de estudo (Fig. 1) está situada na porção Leste da Faixa de Dobramentos Brasília (Dardenne 2000), que ocupa a porção oriental da Província Tocantins (Almeida *et al.* 1971) e constitui um extenso sistema de dobramentos Neoproterozoicos, situado entre os crátons Amazônico, São Francisco e Paranapanema, com metamorfismo e deformação mais intensos de Leste a Oeste (Fuck *et al.* 1994; Fuck 1994).

A sobreposição do Grupo Canastra sobre os Grupos Paranoá e Bambuí decorre da tectonogênese brasileira, expressa em dois grandes pulsos ou episódios compressivos. O primeiro reflete uma compressão que empurrou mais frontalmente o Grupo Canastra sobre o Paranoá, em que o transporte tectônico é de W para E, enquanto o segundo, um episódio compressivo menos intenso, aproveita as rampas

e os planos tectônicos do primeiro evento, com superfícies mecânicas de propagação, promovendo padrões da interferência de dobras (Araújo Filho & Faria 1992).

O Grupo Canastra corresponde a um conjunto de intercalações de filitos e quartzitos (Freitas-Silva & Dardenne

1994), frequentemente micáceos e com contribuição carbonática, sendo facilmente identificadas em campo em função da xistosidade.

O Grupo Paranoá é uma unidade predominantemente siliciclástica, cujo topo contém uma importante contribuição

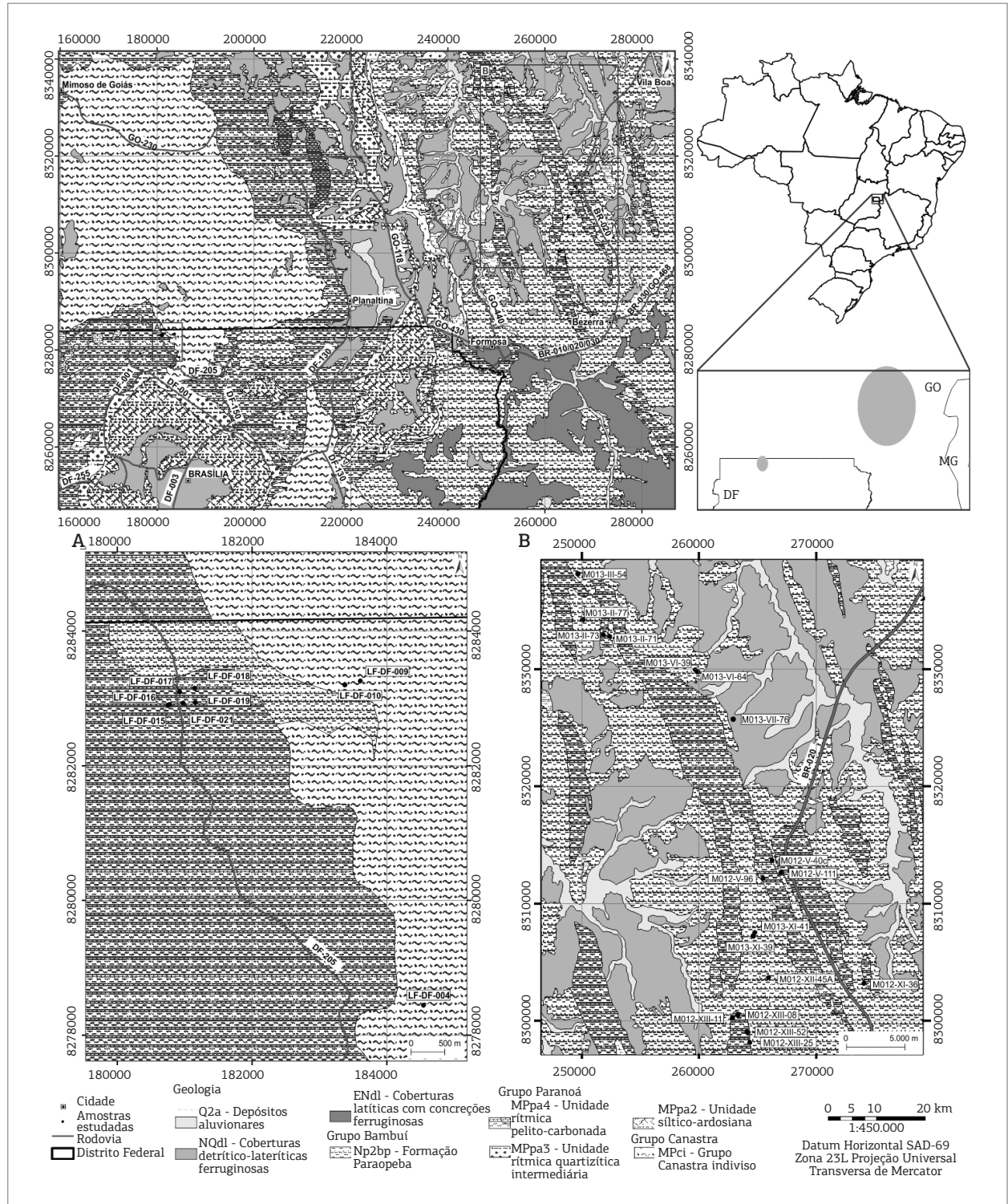


Figura 1. Mapa geológico simplificado com a localização da área de estudo (modificado de CPRM e ZEE-DF 2012). (A) Porção Norte do Distrito Federal (Morro da Pedreira); (B) Região de Bezerria e Vila Boa (Goias).

de rochas carbonáticas. No Norte do DF, o Grupo Paranoá se restringe às unidades de topo (Faria 1995): Metarrimito Argiloso (R_4) e Pelito-Carbonatada (PC), ou, respectivamente, formações Córrego do Sansão e Córrego do Barreiro, de acordo com Campos *et al.* (2013). R_4 é composta por siltitos e argilitos intercalados a delgados estratos de arenitos finos acinzentados a avermelhados, enquanto PC é uma unidade predominantemente pelítica, formada por “ardósia” cinza e siltitos intercalados por corpos de rochas carbonáticas, além das camadas de arenitos médios a conglomeráticos. Na região de Bezerra e Boa Vista, esses litotipos correspondem à unidade Ritmito Superior (RS).

Discordantes sobre o Grupo Paranoá ocorrem em áreas restritas — em Bezerra e Vila Boa, mas não no DF — a Formação Jequitá, e, mais amplamente, o Grupo Bambuí, cuja base é constituída por pelitos e rochas carbonáticas da Formação Sete Lagoas, a qual é sucedida por pelitos e arenitos finos da Formação Serra de Santa Helena (Dardenne 1978, Guimarães *et al.* 1986). As demais unidades deste grupo — formações Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Três Marias — não ocorrem no DF. As rochas carbonáticas dos Grupos Paranoá e Bambuí se distinguem pelas estruturas estromatolíticas (Guimarães & Dardenne 1990) ou assinatura isotópica (Alvarenga *et al.* 1998; Alvarenga *et al.* 2008; Alvarenga *et al.* 2011). As rochas siliciclásticas de granulção fina são atribuídas aos Grupos Paranoá ou Bambuí, conforme a sua composição mineral, sendo característicos do primeiro a illita e o feldspato potássico, enquanto no último, ao lado da illita, encontram-se a clorita e a albita (Guimarães 1997; Campos 2012).

A área de estudo no DF é localizada no Morro da Pedreira, onde está exposto o contato tectônico dos filitos do Grupo Canastra sobre os arenitos finos e pelitos da Formação Serra de Santa Helena, que é concordante com a Formação Sete Lagoas formada por calcários, eventualmente portadores de estromatólitos. Seu contato com o Grupo Paranoá subjacente é inferido, definido pela presença de arenitos e siltitos carbonosos (Fig. 1).

MATERIAIS E MÉTODOS

As amostras analisadas foram coletadas em afloramentos na porção Norte do DF — área do Morro da Pedreira — e em diversos perfis na região de Bezerra e Vila Boa (GO). Foram selecionadas, preferencialmente, as amostras inalteradas de pelitos do Grupo Paranoá, bem como arenitos finos e siltitos da Formação Serra de Santa Helena (Fig. 1, Tab. 1).

Difração de Raios X

As análises por difração de Raios X (DRX) foram realizadas no Laboratório de Difractometria de Raios X (LDRX)

do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília (IG/UnB), e foram utilizadas para determinar a composição mineral das rochas pelíticas e o KI.

Foram feitas análises por DRX das amostras de rocha total e da fração argila, inclusive com a separação das frações inferiores a 0,2 μm . A rocha total foi avaliada a partir da amostra pulverizada e compactada a seco sobre a lâmina de vidro. A fração argila foi separada segundo a rotina de preparação do Laboratório de Difração de Raios X (LDRX/IG/UnB), modificada de Alves (1987). Essa fração foi obtida a partir do sobrenadante que resulta da dispersão de amostra pulverizada em água destilada, seguida de centrifugação a 750 rpm por sete minutos. O sobrenadante foi então centrifugado por 30 minutos a 3.000 rpm a fim de decantar a fração argila, utilizada para a preparação das lâminas orientadas pela técnica do esfregão.

Para a separação da fração < 0,2 μm , a amostra pulverizada foi dispersa em água destilada e desagregada em ultrassom HIELSHER, modelo UP400S, com um ciclo e amplitude da onda de 50%, durante quatro minutos. Desta mistura, após a centrifugação sob 2.400 rpm por 35 minutos (Jackson 1969), obteve-se o sobrenadante, que foi então submetido a uma nova centrifugação sob 3.500 rpm por 35 minutos para decantar a fração inferior a 0,2 μm . As lâminas orientadas das frações < 2 μm e < 0,2 μm , após secas à temperatura ambiente (N), foram analisadas e em seguida solvatadas com etileno-glicol em atmosfera de vácuo por 12 horas (G). Posteriormente, essas lâminas foram aquecidas (A) a 490-500°C em uma mufla N480D da Fornos Magnus, por um período de quatro horas.

As amostras foram analisadas em equipamento RIGAKU, modelo ULTIMA IV, que opera 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°. As análises foram realizadas no intervalo 2θ de 2° a 80° para a amostra total e de 2° a 40° para as frações argila secas ao ar (N), solvatadas com etileno-glicol (G) e aquecidas (A).

A identificação dos minerais foi feita por meio do programa JADE 9.0, base Windows, com banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File – PDF para PC/ICDD).

Decomposição das reflexões d_{001}

Com o objetivo de diferenciar a illita da muscovita, as reflexões de $d(001)$ dos difratogramas das frações argila secas ao ar, solvatadas com etileno-glicol e aquecidas foram decompostas, considerando-se a contribuição de duas ou três fases, conforme cada amostra. A importância deste procedimento está em distinguir as respectivas reflexões, possibilitando estudar a illita diagenética, que fornece os parâmetros sobre os eventos pós-deposicionais.

Para isso, utilizou-se o *software* DECOMPXR, pelo qual são discriminadas as fases após a remoção do *background*, que, embora resulte na perda de informação, é essencial para

Tabela 1. Amostras analisadas e valores de FWHM obtidos pela decomposição da reflexão $d(001)$ da illita, realizada no software DECOMPXR

Grupo	Amostra	Rocha	Fração dos grãos (μm)	FWHM N ($^{\circ}\Delta 2\theta$)			FWHM G ($^{\circ}\Delta 2\theta$)			FWHM A ($^{\circ}\Delta 2\theta$)		
				1	2	3	1	2	3	1	2	3
Canastra – DF	LF-DF-009	Filito argiloso branco e cinza claro	< 2	0,14	0,34		0,14	0,34		0,14	0,34	
			< 0,2	0,14	0,34		0,14	0,34		0,14	0,34	
	LF-DF-009aClaro	Filito argiloso branco	< 2	0,09	0,31		0,12	0,29		0,12	0,32	
	LF-DF-9aEscuro	Filito argiloso cinza claro	< 2	0,12	0,30		0,12	0,31		0,13	0,31	
LF-DF-012	Lâminas argilosas cinza-esverdeadas do calcixisto	< 2	0,12	0,37		0,12	0,37		0,13	0,37		
Bambuí – DF	LF-DF-006	Siltito cinza-esverdeado	< 2	0,12	0,36	0,40	0,12	0,36	0,40	0,12	0,35	0,44
	LF-DF-006.1	Siltito fino roxo	< 2	0,13	0,37	0,39	0,13	0,37	0,39	0,13	0,37	0,39
	LF-DF-006.2	Siltito cinza-esverdeado	< 2	0,13	0,34	0,50	0,13	0,34	0,50	0,13	0,34	0,50
			< 0,2		0,34	0,50		0,34	0,50		0,34	0,50
	LF-DF-010	Siltito cinza-esverdeado laminado	< 2	0,10	0,32	0,36	0,10	0,32	0,36	0,10	0,32	0,39
	LF-DF-10A	Siltito cinza-esverdeado laminado	< 2	0,11	0,26	0,54	0,13	0,29	0,62	0,13	0,22	0,63
< 0,2				0,27	0,71		0,24	0,70		0,27	0,65	
Paranoá – DF	LF-DF-004A	Siltito roxo-avermelhado	< 2	0,15	0,36		0,15	0,38		0,15	0,38	
	LF-DF-004B	Siltito roxo-avermelhado	< 2	0,13	0,37		0,13	0,37		0,13	0,36	
	LF-DF-015	Arenito fino cinza claro	< 2	0,13	0,38		0,13	0,38		0,13	0,38	
	LF-DF-016.1	Ritmito arenoso	< 2	0,12	0,33	0,35	0,10	0,33	0,35	0,12	0,33	0,35
	LF-DF-016.2	Folhelho preto	< 2	0,13	0,34	0,40	0,13	0,35	0,40	0,13	0,35	0,40
	LF-DF-016.3	Arenito muito fino cinza claro laminado	< 2	0,10	0,33	0,36	0,09	0,34	0,36	0,11	0,34	0,36
	LF-DF-016.4	Ritmito arenoso	< 2	0,09	0,23	0,53	0,08	0,20	0,53	0,12	0,23	0,59
			< 0,2		0,25	0,60		0,25	0,60		0,26	0,60
	LF-DF-017.1	Siltito roxo laminado	< 2	0,10	0,34	0,40	0,11	0,34	0,40	0,11	0,36	0,41
	LF-DF-017.2	Siltito roxo laminado	< 2	0,10	0,39	0,43	0,13	0,40	0,44	0,12	0,37	0,40
LF-DF-017.3	Siltito roxo laminado	< 2	0,11	0,35	0,43	0,11	0,35	0,43	0,11	0,35	0,43	
		< 0,2		0,35	0,43		0,35	0,43		0,35	0,43	

Continua...

Tabela 1. Continuação

Grupo	Amostra	Rocha	Fração dos grãos (µm)	FWHM N (°Δ2θ)			FWHM G (°Δ2θ)			FWHM A (°Δ2θ)		
				1	2	3	1	2	3	1	2	3
Paranoá – DF	LF-DF-017B	Siltito roxo laminado	< 2	0,13	0,36		0,13	0,34		0,13	0,36	
	LF-DF-018.1	Siltito laminado com lentes arenosas	< 2	0,15	0,36	0,42	0,15	0,38	0,42	0,15	0,38	0,40
	LF-DF-018.2	Siltito laminado com lentes arenosas	< 2	0,13	0,33	0,40	0,13	0,33	0,37	0,13	0,33	0,40
	LF-DF-019	Ritmito pelítico	< 2	0,13	0,32		0,13	0,32		0,12	0,33	
	LF-DF-021.1.claro	Arenito muito fino roxo claro	< 2	0,12	0,37	0,42	0,13	0,36	0,45	0,12	0,35	0,40
	LF-DF-021.1.escurro	Arenito muito fino roxo escuro	< 2	0,11	0,32	0,35	0,11	0,31	0,40	0,12	0,33	0,34
	LF-DF-021.2	Arenito muito fino roxo laminado	< 2	0,12	0,35	0,44	0,13	0,33	0,45	0,12	0,35	0,44
Bambuá – GO	M012-XII-45	Siltito cinza-esverdeado com laminação discreta	< 2	0,13	0,41	1,04	0,13	0,38	1,36	0,12	0,33	1,00
	M012-XII-47	Siltito cinza escuro maciço	< 2	0,11	0,31	0,60	0,11	0,31	0,90	0,10	0,31	0,66
	M012-IX-37	Siltito cinza escuro	< 2	0,14	0,38	1,68	0,13	0,34	0,92	0,12	0,35	1,11
	M013-VI-39	Siltito cinza laminado	< 2	0,19	0,38	0,65	0,20	0,43	0,85	0,18	0,34	0,69
	M013-VI-64	Siltito cinza claro laminado	< 2	0,15	0,29	0,61	0,16	0,32	0,65	0,16	0,29	0,67
	M013-VII-76	Siltito cinza escuro maciço	< 2	0,14	0,36	0,93	0,14	0,39	0,80	0,14	0,36	0,85
	M013-XI-36	Siltito cinza claro laminado	< 2	0,14	0,31	0,73	0,14	0,33	0,70	0,14	0,33	0,60
	M013-XI-39	Siltito cinza	< 2	0,18	0,37	0,80	0,18	0,36	0,80	0,18	0,39	0,77
	M013-XI-41	Siltito bege esverdeado	< 2	0,19	0,29	0,58	0,19	0,32	0,51	0,19	0,32	0,50
Paranoá – GO	M012-V-40	Lâminas escuras de argila	< 2	0,16	0,31	0,84	0,16	0,32	0,72	0,16	0,30	0,77
	M012-V-96	Arenito fino com lâminas argilosas	< 2		0,32	0,98		0,37	1,05		0,31	0,67
	M012-V-111	Siltito amarelo	< 2	0,17	0,33	0,64	0,16	0,32	0,62	0,16	0,31	0,76
	M012-XIII-08	Siltito laminado roxo	< 2	0,12	0,37	0,96	0,13	0,38	0,97	0,14	0,39	0,99

Continua...

Tabela 1. Continuação

Grupo	Amostra	Rocha	Fração dos grãos (μm)	FWHM N ($^{\circ}\Delta 2\theta$)			FWHM G ($^{\circ}\Delta 2\theta$)			FWHM A ($^{\circ}\Delta 2\theta$)		
				1	2	3	1	2	3	1	2	3
Paranoá – GO	M012-XIII-11	Siltitos rítmicos com dolomitos	< 2		0,39	0,63		0,41	0,68/ 0,52		0,39	0,68
	M012-XIII-25	Argilito roxo estratificado e lentes de arenito fino	< 2	0,23	0,38	1,04	0,24	0,38	0,56	0,23	0,37	1,04
	M012-XIII-52	Siltitos	< 2	0,14	0,40	1,31	0,14	0,40	1,31	0,14	0,39	0,80
	M013-II-71	Arenito muito fino cinza	< 2	0,21	0,40	0,66	0,22	0,41	0,89	0,23	0,39	0,52
	M013-II-73	Siltito maciço cinza rosado	< 2	0,17	0,36	0,36	0,16	0,36	0,36	0,16	0,36	0,61

N: fração argila seca ao ar; G: fração argila solvatada com etileno-glicol; A: fração argila aquecida; 1: fase com reflexão mais estreita; 2: fase com reflexão intermediária; 3: fase com reflexão mais larga.

diminuir o número de parâmetros ajustáveis (Lanson 1997). O valor da largura à meia altura (FWHM) obtido, expresso em $^{\circ}\Delta 2\theta$ (Kisch 1990, 1991; Warr & Rice 1994), indica o IK.

Embora alguns autores utilizem a decomposição da reflexão $d(002)$ para a interpretação da illita (Nieto & Sanches-Navas 1994; Warr 1996; Battaglia *et al.* 2004), neste trabalho utilizou-se a reflexão $d(001)$, em função de sua maior intensidade e pouca interferência com outras fases ao se comparar com a reflexão $d(002)$ (Lanson & Champion 1991).

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

RESULTADOS

As análises por DRX possibilitam a determinação tanto da composição mineral das diferentes unidades, bem como do IK por meio do uso de decomposição dos difratogramas.

Composição mineral

Os principais constituintes das rochas do Grupo Canastra são quartzo e muscovita, podendo ocorrer traços de caulinita, rutilo e hematita. A composição das rochas do Grupo Bambuí tem como principais constituintes quartzo, muscovita

e illita, além de albita, clorita e traços de caulinita e feldspato potássico. As rochas do Grupo Paranoá são constituídas predominantemente por quartzo, muscovita, illita e feldspato potássico, além dos traços de caulinita, clorita e hematita. Nestas duas unidades, as finas lamelas micáceas vistas em lâmina petrográfica (Fig. 2) são interpretadas como illita (Campos 2012), concordando com os difratogramas de DRX que mostram reflexões mais largas se comparadas às da muscovita das rochas do Grupo Canastra (Figs. 3 a 5, Tab. 1).

Índice de Kübler

O IK foi estabelecido a partir da decomposição (Tab. 1) realizada nos difratogramas das frações argila secas ao ar (N), solvatadas com etileno-glicol (G) e aquecidas (A).

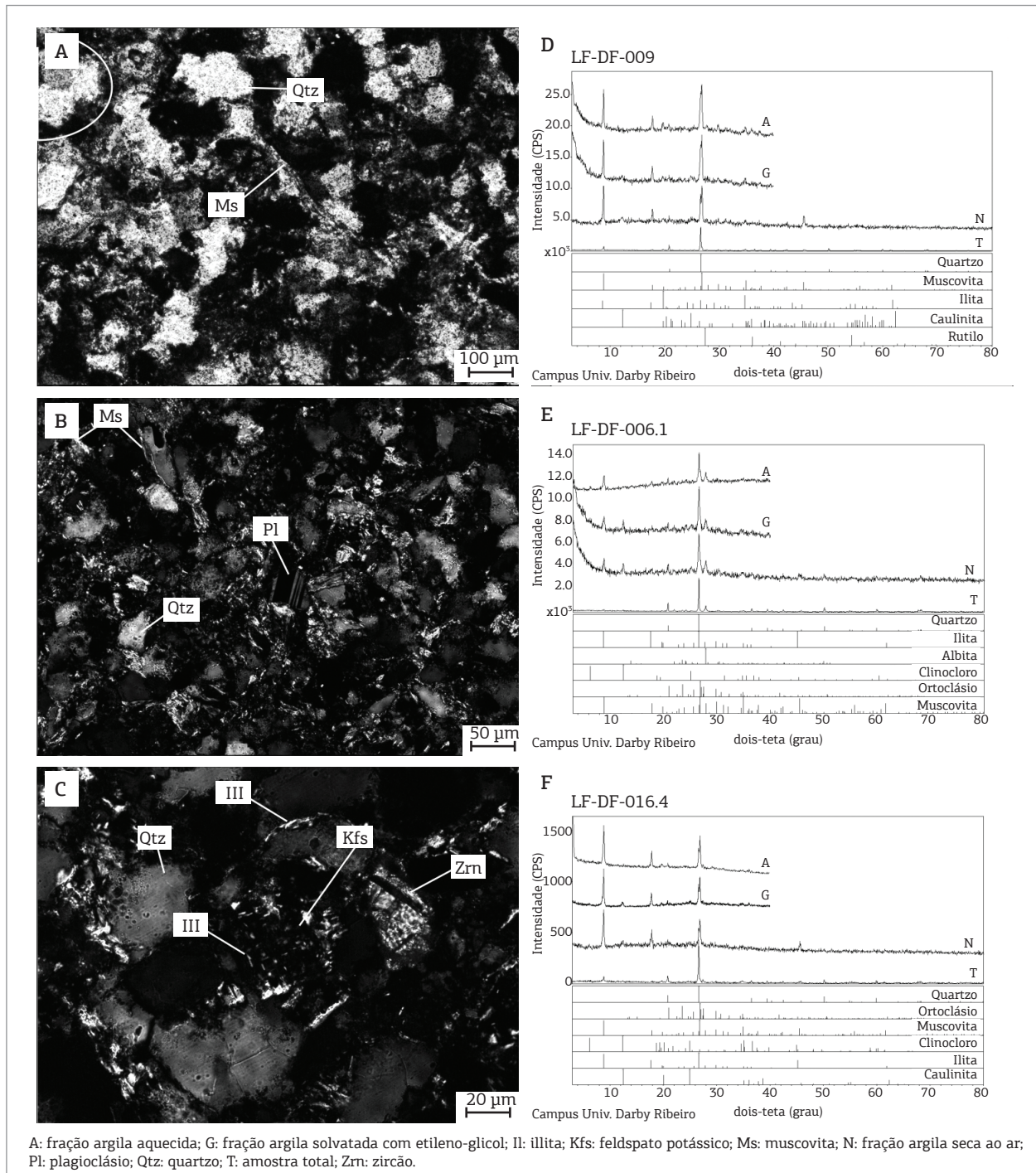
A decomposição nos difratogramas das amostras do Grupo Canastra (DF) foi feita utilizando-se duas fases, cujos intervalos dos valores FWHM variaram de $0,09$ a $0,14^{\circ}\Delta 2\theta$ e de $0,30$ a $0,37^{\circ}\Delta 2\theta$, tanto nas frações $< 2 \mu\text{m}$ quanto $< 0,2 \mu\text{m}$ (Tab. 1, Fig. 3).

Ao serem decompostos os difratogramas da fração argila seca ao ar do Grupo Bambuí na região do DF, geralmente são obtidas três curvas, com valores $\Delta 2\theta$ de FWHM de $0,12$ a $0,13^{\circ}$, de $0,26$ a $0,37^{\circ}\Delta 2\theta$ e de $0,36$ a $0,71^{\circ}$. Após a solvatação com etileno-glicol (G) e aquecimento (A), praticamente não houve variação de tais números. Porém, a decomposição dos difratogramas da fração inferior a $0,2 \mu\text{m}$ resulta em apenas duas curvas com valores $\Delta 2\theta$ de FWHM de $0,34$ e $0,50^{\circ}$, na amostra LF-DF-006.2 (Fig. 4), e $0,27$ e $0,71^{\circ}$, na amostra LF-DF-010a, ou seja, a curva com menor valor de FWHM desaparece.

Na decomposição dos difratogramas de fração argila seca ao ar (N) das amostras do Grupo Paranoá exposto no Norte do DF, geralmente são discriminadas três curvas elementares,

com valores de FWHM entre $0,09$ e $0,15^\circ\Delta 2\theta$, $0,23$ e $0,39^\circ\Delta 2\theta$ e $0,35$ e $0,60^\circ\Delta 2\theta$. Após a solvatação com etileno-glicol (G) e aquecimento (A), não há variação desses valores na maioria das amostras; porém, quando ocorre, é discreta.

Na decomposição dos difratogramas das frações inferiores a $0,2 \mu\text{m}$, assim como no Grupo Bambuí, as curvas com largura à meia altura $\sim 0,1^\circ\Delta 2\theta$ desaparecem. A decomposição foi realizada utilizando-se apenas duas curvas, com valores de



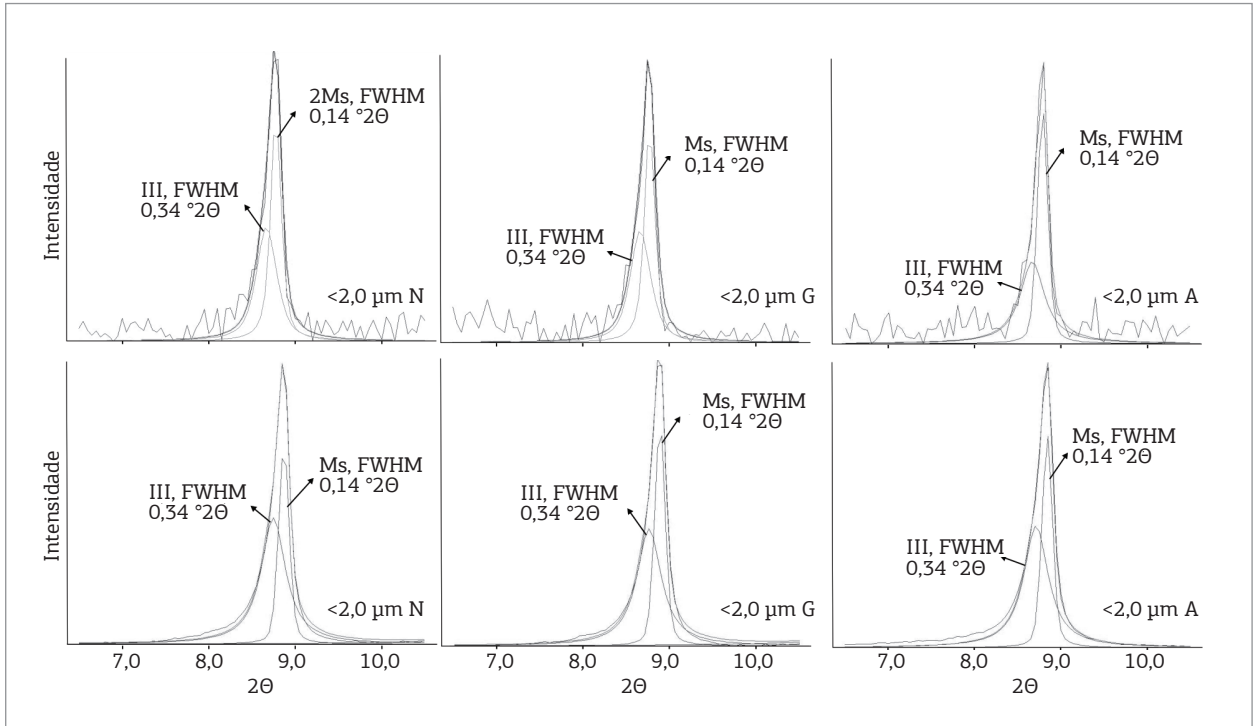


Figura 3. Decomposição da reflexão $d(001)$ nas frações $< 0,2 \mu\text{m}$ e $< 2,0 \mu\text{m}$, secas ao ar (N), solvatadas com etileno-glicol (G) e aquecidas (A) na amostra LF-DF-009, do Grupo Canastra, evidenciando a contribuição de duas fases em ambas frações, atribuídas à muscovita metamórfica e à illita.

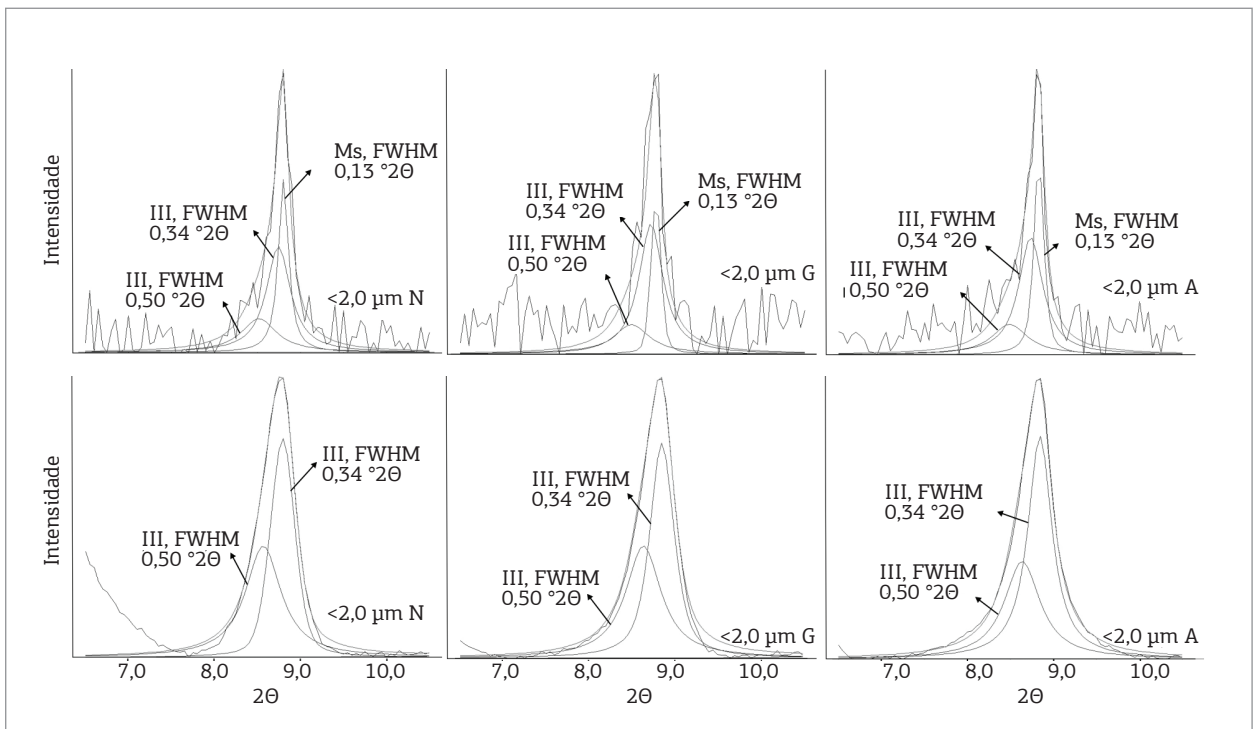


Figura 4. Decomposição da reflexão $d(001)$ nas frações $< 0,2 \mu\text{m}$ e $< 2,0 \mu\text{m}$, secas ao ar (N), solvatadas com etileno-glicol (G) e aquecidas (A) na amostra LF-DF-006.1, do Grupo Bambuí-DF, evidenciando a contribuição de três fases na fração $< 2,0 \mu\text{m}$, atribuídas à muscovite detrítica e à illita, e duas fases na fração $< 0,2 \mu\text{m}$, atribuídas apenas à illita.

0,25 e 0,60 °Δ2θ, na amostra LF-DF-016.4 (Fig. 5), e 0,35 e 0,43 °Δ2θ, na amostra LF-DF-017.3, cujos valores não variam após a solvatação com etileno-glicol nem após o aquecimento.

A decomposição dos difratogramas das amostras da fração < 2 μm seca ao ar (N) do Grupo Bambuí na região de Bezerra – Vila Boa foi feita por meio de três curvas, com valores Δ2θ de FWHM de 0,11 a 0,19°, de 0,29 a 0,41°Δ2θ e de 0,58 a 1,68° (Tab. 1). Após a solvatação com etileno-glicol (G) e aquecimento (A), praticamente não houve variação dos valores das duas curvas mais estreitas (Fig. 6).

A decomposição nos difratogramas das amostras secas ao ar (N) do Ritmito Superior (Grupo Paranoá), expostas na região de Bezerra – Vila Boa, foi feita utilizando-se duas e três fases, cujos intervalos dos valores FWHM variam de 0,12 a 0,23°Δ2θ, de 0,31 a 0,40°Δ2θ e de 0,36 a 1,31°Δ2θ nas frações < 2 μm (Tab. 2). Após a solvatação com etileno-glicol (G) e aquecimento (A), praticamente não houve variação dos valores das curvas mais estreitas (Fig. 7).

Em todas as análises, as reflexões mais estreitas ocorrem em ângulos 2θ maiores, mais próximos a 10°, enquanto as mais largas ocorrem em menores ângulos 2θ. No Grupo Canastra, essas mais estreitas, com FWHM próximas a 0,12 °Δ2θ, ocorrem tanto nas amostras com frações < 2 μm como < 0,2 μm. Isso acontece diferentemente com as amostras dos Grupos Paranoá e Bambuí, nas quais há o desaparecimento das

reflexões mais estreitas nas frações < 0,2 μm. As curvas com valores FWHM intermediários ocorrem em uma posição intermediária, enquanto as mais largas em menores ângulos 2θ.

Desse modo, no Grupo Canastra, as reflexões mais estreitas estão relacionadas à muscovita metamórfica e, portanto, o IK corresponde aos valores de FWHM dessas curvas. Nos Grupos Paranoá e Bambuí, em função do desaparecimento das curvas mais estreitas nas frações mais finas, atribuíram-se essas curvas à presença de muscovita detrítica, utilizando-se então como IK os valores de FWHM das curvas intermediárias, próximos a 0,35° Δ2θ, que estão relacionados à illita diagenética/metamórfica. As curvas mais largas estão associadas à presença de uma fase menos cristalina, possivelmente formada pela interstratificação de illita e esmectita (I/S).

Além das análises descritas, foram feitas decomposições das reflexões de difratogramas cujas varreduras ocorreram sob velocidade de 0,5°/min, com o intuito 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). As análises foram feitas em amostras de frações argila (< 2 μm) secas ao ar, e após a solvatação com etileno-glicol (G). Ao comparar os resultados, observa-se que, nas amostras LF-DF-004b e LF-DF-016.3, em que a muscovita/illita ocorre em menor quantidade do que nas LF-DF-016.4 e LF-DF-021.1esc,

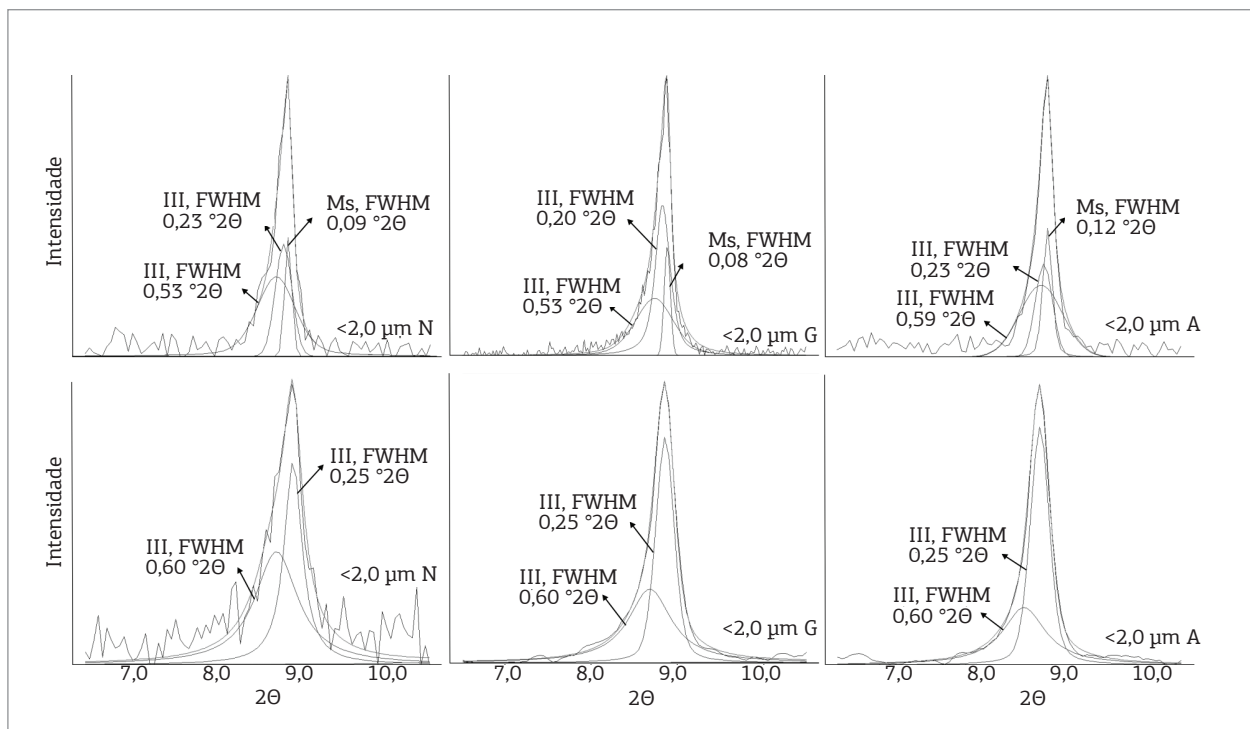


Figura 5. Decomposição da reflexão d(001) nas frações < 0,2 μm e < 2,0 μm, secas ao ar (N), solvatadas com etileno-glicol (G) e aquecidas (A) na amostra LF-DF-016.4, do Grupo Paranoá-DF, evidenciando a contribuição de três fases na fração < 2,0 μm, atribuídas à muscovita detrítica e à illita, e duas fases na fração < 0,2 μm, atribuídas apenas à illita.

há maior interferência do ruído. Ao realizar as análises com velocidades mais lentas, a razão entre a intensidade da reflexão principal com a do ruído diminui, destacando assim a reflexão principal e diminuindo essa interferência (Fig. 8). No entanto, os valores FWHM obtidos após a decomposição utilizando-se a velocidade de 2,0°/min e 0,5°/min são semelhantes (Tab. 2), indicando que a influência de alargamento instrumental possivelmente gerado ao utilizar a velocidade de 2°/min é mínima.

DISCUSSÃO

A variação das larguras de curvas nas decomposições realizadas nos difratogramas após a solvatação com etileno-glicol está relacionada ao teor de esmectita interestratificada com a illita. Quando a quantidade de esmectita interestratificada

é inferior a 10%, as reflexões são mais estreitas após a solvatação (Warr & Rice 1994; Warr 1996; Abad *et al.* 2003) e, quando a quantidade de esmectita interestratificada é alta, as reflexões são mais largas, já que ocorre a perda da orientação preferencial durante a solvatação (Warr 1996). Quando não há interestratificação, não há variação da forma nem da intensidade da reflexão, portanto os valores de FWHM são os mesmos, tanto para as amostras de fração argila quanto para as solvatadas com etileno-glicol.

Verifica-se então que há menos do que 10% de esmectita interestratificada na maioria das amostras analisadas. Particularmente, na amostra M012-XIII-11, a decomposição da fração argila seca ao ar é executada com duas curvas elementares, mas após a solvatação é possível identificar uma terceira curva, localizada em um ângulo discretamente maior que a curva mais estreita, indicando que se trata de uma amostra mais expansiva. Nas outras amostras, menos

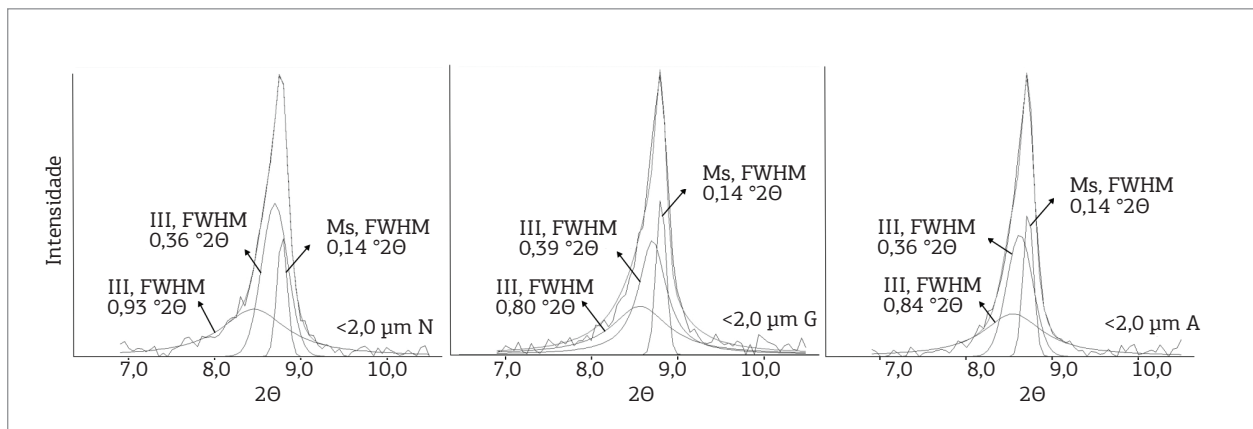


Figura 6. Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração < 2,0 μm seca ao ar (N), solvatada com etileno-glicol (G) e aquecida (A) na amostra M013-VII-76, do Grupo Bambuí-GO, evidenciando a contribuição de três fases na fração < 2,0 μm, atribuídas à muscovita detrítica e à illita.

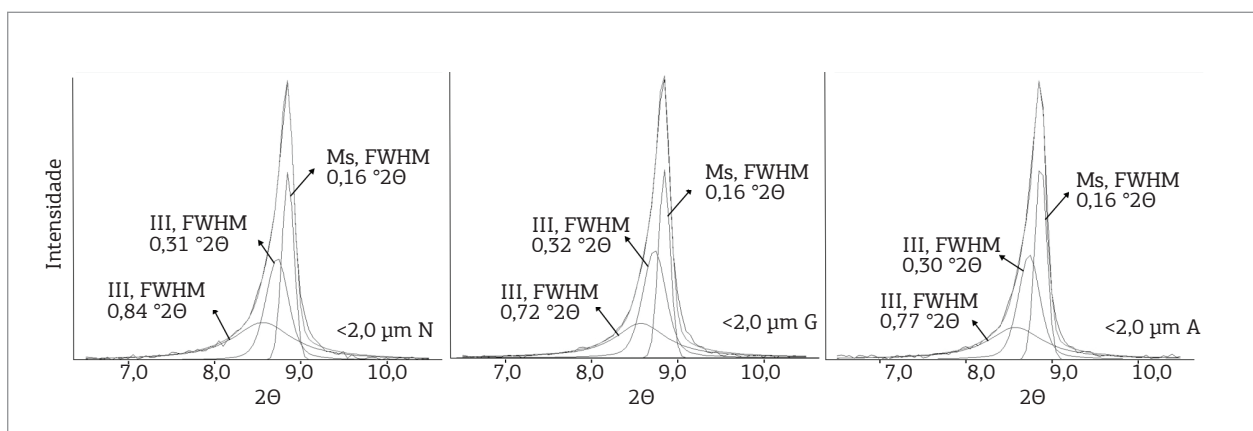


Figura 7. Decomposição da reflexão $d(001)$ na fração < 2,0 μm seca ao ar (N), solvatada com etileno-glicol (G) e aquecida (A) na amostra M012-V-40, do Grupo Paranoá-DF, evidenciando a contribuição de três fases na fração < 2,0 μm, atribuídas à muscovita detrítica e à illita.

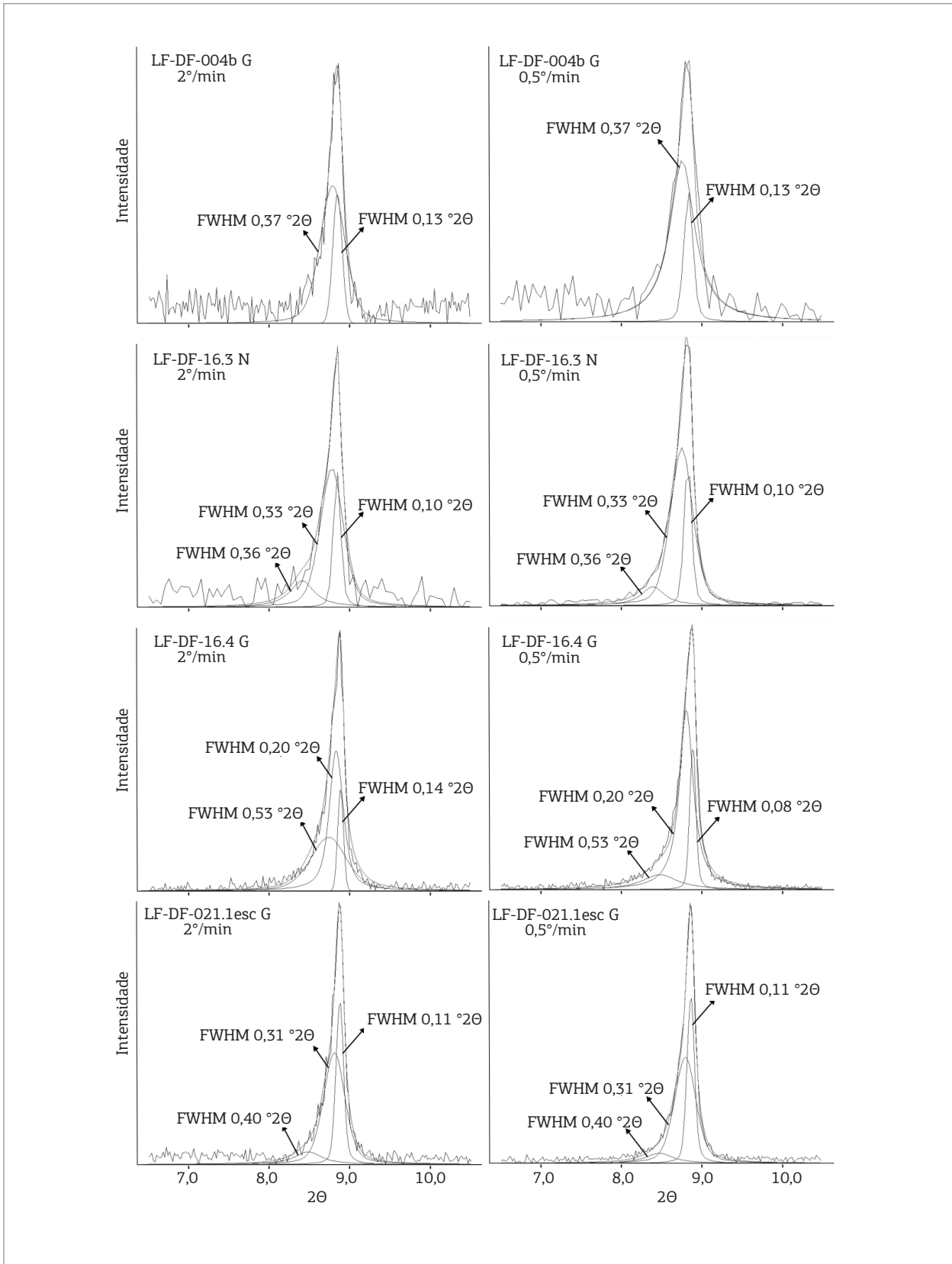


Figura 8. Comparação das decomposições da reflexão $d(001)$ na fração $< 2,0 \mu\text{m}$ seca ao ar (N) e solvatada com etileno-glicol (G) sob as velocidades de $2^\circ/\text{min.}$ e $0,5^\circ/\text{min.}$, evidenciando que não há alteração dos valores FWHM, embora haja a diminuição do ruído nas análises em velocidades mais lentas.

expansivas, o método de decomposição é insuficiente para distinguir essa quarta curva. Conseqüentemente, na decomposição dos difratogramas após a solvatação com etileno-glicol, uma das curvas representa duas fases diferentes (illita + I/S) e, por isso, há alguma variação dos valores de FWHM quando comparados às frações argila secas ao ar (Lanson & Champion 1991; Lanson & Besson 1992).

A presença de duas fases atribuídas à illita pode estar relacionada à ocorrência de illita tanto como cimento como

por alteração de feldspato, mas também pode estar associada à fase final da diagênese, com o resfriamento do sistema.

Diagênese versus metamorfismo

De acordo com Kübler (1967 *in* Kisch 1991), para a interpretação da diagênese–metamorfismo pelo IK, consideram-se os limites $\Delta 2\theta$ entre $0,25^\circ - 0,42^\circ$. Valores acima de $0,42^\circ$ correspondem à zona diagenética, entre $0,25^\circ$ e $0,42^\circ$, à anquizona e inferior a $0,25^\circ$, à epizona (Fig. 9).

Tabela 2. Valores de FWHM obtidos a partir da decomposição da reflexão $d(001)$ de difratogramas analisados sob velocidades de varredura a $2^\circ/\text{minuto}$ e $0,5^\circ/\text{minuto}$

Grupo	Amostra	FWHM ($^\circ\Delta 2\theta$) 2,0°/min			FWHM ($^\circ\Delta 2\theta$) 0,5°/min			
Paranoá – DF	LF-DF-004B	G	0,13	0,37		0,13	0,37	
	LF-DF-016.3	N	0,10	0,33	0,36	0,10	0,33	0,36
	LF-DF-016.4	G	0,08	0,20	0,53	0,08	0,20	0,53
	LF-DF-021.1.escuro	G	0,11	0,31	0,40	0,11	0,31	0,40

N: fração argila seca ao ar; G: fração argila solvatada com etileno-glicol.

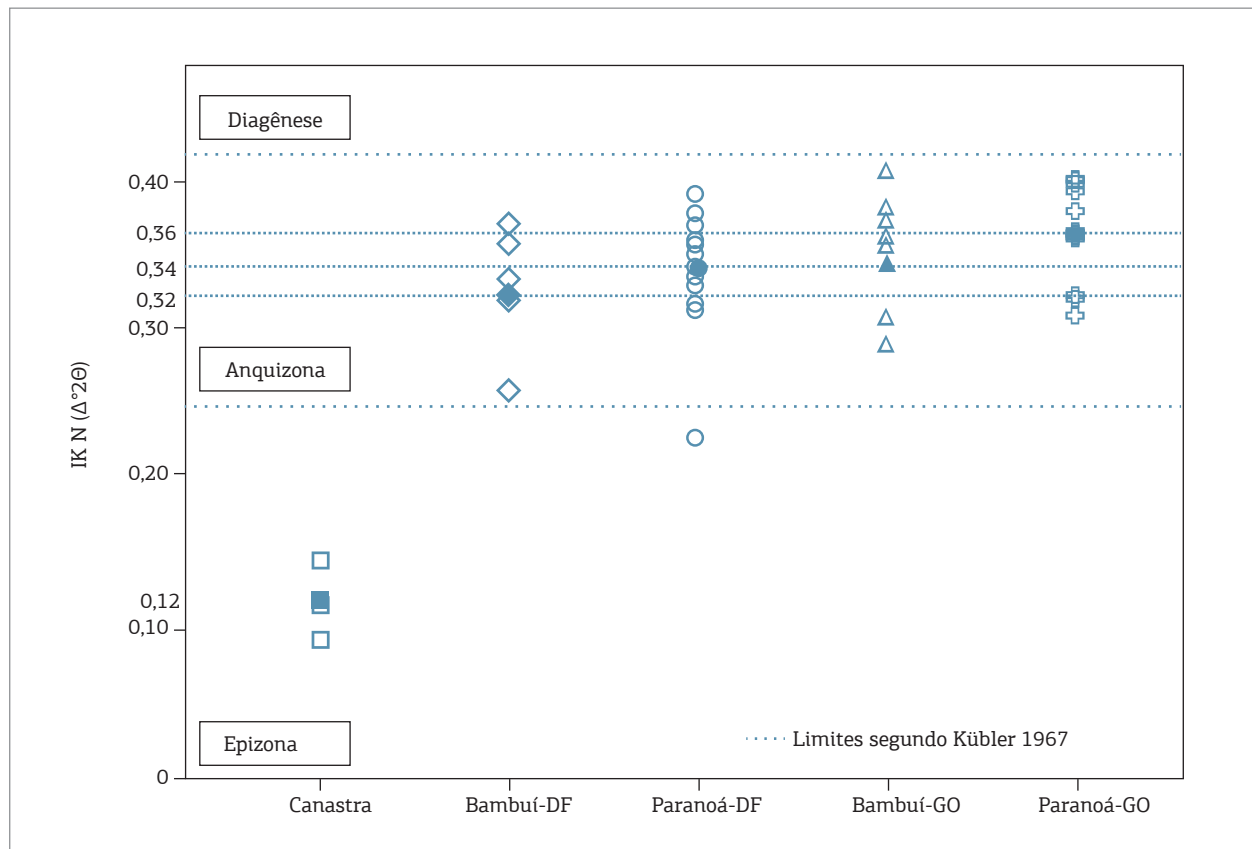


Figura 9. Valores do Índice de Kübler (KI) das amostras secas ao ar, plotados segundo a divisão de zonas proposta por Kübler (1967). Os símbolos não preenchidos representam as amostras e os preenchidos, o valor IK médio para o conjunto. Note a distribuição das amostras do Grupo Canastra na epizona, e dos Grupos Paranoá e Bambuí na anquizona, sendo que os valores nas amostras analisadas do estado de Goiás são discretamente maiores.

Dessa forma, ao plotar no diagrama da Fig. 9, observa-se claramente que as rochas do Grupo Canastra estão situadas no campo da epizona, enquanto as dos Grupos Bambuí e Paranoá ocorrem dispersas na anquizona.

Dentro da anquizona, observa-se que os valores do IK são inferiores nas rochas expostas ao Norte do DF do que na região de Bezerra – Vila Boa/GO, e os índices das rochas do Grupo Bambuí são discretamente menores do que os do Paranoá, tanto no Distrito Federal quanto em Goiás.

Ao norte do DF, há a falha de empurrão que sobrepõe o Grupo Canastra aos Grupos Paranoá e Bambuí. Sendo assim, a carga tectônica sobre a diagênese/metamorfismo é maior do que nas rochas do Estado de Goiás, as quais distam aproximadamente 100 km dessa falha, ou seja, há uma variação dos índices conforme a distância em relação à lasca de empurrão. Tal fato sugere que a cristalização da illita seja favorecida conforme a proximidade da zona de atrito da lasca de empurrão, região em que a temperatura é mais elevada.

CONCLUSÕES

Diante dos resultados, verifica-se que a técnica de decomposição dos difratogramas de Raios X é uma ferramenta eficiente para complementar as informações a respeito da diagênese/anquimetamorfismo local, já que é um método capaz de separar a influência de duas ou mais fases para um mesmo pico, o que torna os resultados obtidos mais confiáveis. Ao utilizar esta técnica nas análises das rochas dos Grupos Canastra, Paranoá e Bambuí no Norte do Distrito Federal e na região de Bezerra – Vila Boa/GO, considera-se a presença da muscovita detrítica nas amostras e, então, o IK é calculado segundo o valor da largura à meia altura da curva relativa à illita.

Ao comparar o IK das rochas dos Grupos Bambuí e Paranoá na região do Distrito Federal com aqueles das rochas expostas na região de Bezerra – Vila Boa/GO, notou-se que naquela região o IK é menor do que nessa, possivelmente em função da maior intensidade da diagênese conforme a proximidade à lasca de empurrão, que reposiciona o Grupo Canastra sobreadjacente. No entanto, análises mais detalhadas e com maior precisão são necessárias para confirmar esta interpretação.

Além disso, a variação dos índices nos dois grupos sugere que a influência da carga tectônica sobre a diagênese ocorra de forma gradativa, partindo do ponto de maior carga. No entanto, variações discretas nos valores do IK podem também estar relacionadas ao aumento de temperatura, resultante da ocorrência de falhas e fraturas em escala local, em um processo denominado aquecimento de cisalhamento (Van der Puijm & Marshak 2004), do aumento da pressão litostática e/ou da composição de fluidos. Desse modo, é necessário um estudo mais detalhado com relação à geologia estrutural para verificar essa influência.

AGRADECIMENTOS

Os autores agradecem ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília, pela infraestrutura oferecida (laboratórios de difração dos raios X e laminação), e à Coordenação de Aperfeiçoamento de Pessoal de Nível Superior (CAPES) e ao Conselho Nacional de Desenvolvimento Científico e Tecnológico (CNPq), pelo apoio financeiro, por meio do fornecimento da bolsa de doutorado à primeira autora, de mestrado e iniciação científica aos terceiro e quarto autores.

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.
- Altaner S.P. & Ylagan R.F. 1997. Comparison of structural models of mixed-layer illite/smectite and reaction mechanisms of smectite illitization. *Clays and Clay Minerals*, **45**(4):517-533.
- Alvarenga C.S., Dardenne M.A., Guimarães E.M., Santos R.V., Vieira L.C., Martinho C.T. 2011. Using CSr-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.
- 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.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.
- Alves D.B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no centro de pesquisas da Petrobrás. *Boletim de Geociências da PETROBRÁS*, **1**(2):157-175.

- 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.*
- Battaglia S., Leoni L., Sartori F. 2004. The Kübler Index in late diagenetic to low-grade metamorphic pelites: a critical comparison of data from 10Å and 5 Å peaks. *Clays and Clay Minerals, 52(1):85-105.*
- Bjorkum P.A. & Gjelsvik N. 1988. An isochemical model for formation of authigenic kaolinite, k-feldspar and illite in sediments I. *Journal of Sedimentary Petrology, 58(3):506-511.*
- Boles J.R. & Franks S.G. 1979. Clay Diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: Implications of Smectite Diagenesis on Sandstone Cementations. *Journal of Sedimentary Petrology, 49:55-70.*
- Campos J.E.G., Dardenne M.A., Freitas-Silva F.L., Martins-Ferreira M.A.C. 2013. Geologia do Grupo Paranoá na porção externa da Faixa Brasília. *Brazilian Journal of Geology, 43(3):461-476.*
- 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, 133 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.
- De Ros L.F., Sgarbi G.N.C., Morad S. 1994. Multiple authigenesis of k-feldspar in sandstones: evidence from de Cretaceous Areado Formation, São Francisco Basin, central Brazil. *Journal of Sedimentary Research, A64(4):778-787.*
- 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 diagênese passage au métamorphisme.* Strasbourg, Mémoires Du Service de La Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, n1 29, 320 p.
- 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. *Programa Cartas de Síntese e Estudos de Integração Geológica.* Mapa geológico escala 1:100.000 do Distrito Federal. DNP/UnB.
- 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.* New York, Blackweel. 351p.
- 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, Boletim de Resumos Expandidos, 1:215-216.*
- 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.*
- Guimarães E.M. 1997. *Estudos de proveniência e diagênese com ênfase na caracterização dos flossilicatos 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., Ptaulino 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.*
- 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. 169 p.
- 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.
- Hower J., Eslinger E.V., Hower M., Perry E.A. 1976. Burial metamorphism of Argillaceous Sediment: 1. Mineralogical and Chemical Evidences. *Geological Society of America Bulletin, 87:725-737.*
- Jaboyedoff M., Bussy F., Kübler B., Thelin P.H. 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: Larsen G. & Chilingar G.V. (eds.) Diagenesis in sediments and sedimentary rocks, 2. Developments in Sedimentology, 25B.* Amsterdam, Elsevier Scientific Publishing Company; Oxford, New York. 572 p.
- Kisch H.J. 1990. Illite crystallinity: recommendations on sample preparation, X-ray diffraction settings, and interlaboratory samples. *Journal of Metamorphic Geology, 9:665-670.*
- Kisch H.J. 1991. Calibration of the anchizone: a critical comparison of illite 'crystallinity' scales used for definition. *Journal of Metamorphic Geology, 8:31-46.*
- Kübler B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Revue de l'Institut Francais du Petrole, 19:1093-1112.*

- Kübler B. 1967. *La crystallinite de l'illite et les zones tout a fait superieurs du metamorphisme*: Colloque sur les 'Etages tectoniques'. Neuchatel, Festschrift, p. 105-122.
- Kübler B. 1968. Evaluation quantitative do metamorphisme par la cristallinité de l'illite. *Bulletin du Centre de Rechercher de Pau – SNPA*, **2**:385-397.
- Kübler B. 1984. Les indicateurs de transformations physiques et chimiques dans la diagenèse, temperature et calorimétrie. In: Lagache M. (eds.) *Thermométrie et barométrie géologiques. Bulletin de la Société Française de Minéralogie et de Crystallographie*. 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). *European Journal of Mineralogy*, **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.
- Nieto F., Sanches-Navas A. 1994. A comparative XRD and TEM study of the physical meaning of the white mica "crystallinity" index. *European Journal of Mineralogy*, **6**:611-621.
- Piqué A. 1982. Relation between stages of diagenetic evolution and development of a primary cleavage in the northwestern Moroccan Meseta. *Journal of Structural Geology*, **4**:491-500.
- 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.
- Singer A. & Muller G. 1983. Diagenesis in argillaceous sediments. In: *Diagenesis in Sediments and Sedimentary Rocks 2* (Ed. By G Larsen & G.V. Chilingar), pp. 115-212. Elsevier, Amsterdam.
- 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.
- Stern W.B., Mullis J., Rahn M., Frey M. 1991. Deconvolution of the first "illite" basal reflection. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **71**:453-462.
- Van der Puijm B.A. & Marshak S. (eds). 2004. *Earth Structure: an introduction to structural geology and tectonics*. 2nd ed. New York, Norton and Company Inc., p. 166-201.
- Velde B. & Lanson B. 1993. Comparison of I/S transformation and maturity of organic matter at elevated temperatures. *Clays and Clay Minerals*, **41**(2):178-183.
- 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.
- Wang H., Stern W.B., Frey M. 1995. Deconvolution of the X-ray "Illite" 10 Å complex: a case study of Helvetic sediments from eastern Switzerland. *Schweizerische mineralogische und petrographische Mitteilungen*, **75**:187-199.
- Warr L.N. 1996. Standardized clay mineral crystallinity data from the very low-grade metamorphic facies rocks of southern New Zealand. *European Journal of Mineralogy*, **8**:115-127.
- Warr L.N. & Rice A.H.N. 1994. Interlaboratory standardization and calibration of clay mineral crystallinity and crystallite size data. *Journal of Metamorphic Geology*, **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.