



Universidade de Brasília – UnB
Instituto de Geociências – IG

RITMITO SUPERIOR DO GRUPO PARANOÁ E FIM DA DEPOSIÇÃO NA MARGEM PASSIVA

Dissertação de Mestrado 219

Samuel Fernandes da Costa Neto

Brasília
Dezembro de 2006



Universidade de Brasília – UnB
Instituto de Geociências – IG

RITMITO SUPERIOR DO GRUPO PARANOÁ E FIM DA DEPOSIÇÃO NA MARGEM PASSIVA

Dissertação de Mestrado 219
Samuel Fernandes da Costa Neto

Orientadora: Dra. Edi Mendes Guimarães (UnB)

Examinadores: Dr. Carlos José Souza de Alvarenga (UnB)
Dr. Marco Antônio Fonseca (UFOP)

Brasília
Dezembro2006

UnB – Universidade de Brasília
Instituto de Geociências

RITMITO SUPERIOR DO GRUPO PARANOÁ E FIM DA DEPOSIÇÃO NA MARGEM PASSIVA

SAMUEL FERNANDES DA COSTA NETO

Orientadora:
Dra. Edi Mendes Guimarães

Dissertação apresentada ao
curso de mestrado em geologia
da Universidade de Brasília,
para obtenção do título de
mestre em geologia.

Área de Contenção:
Geologia Regional

Brasília
Dezembro de 2006

AGRADECIMENTOS

Bendize, ó minha alma, ao Senhor, e não te esqueças de nenhum dos seus benefícios.

Salmos 103:02

Agradeço acima de tudo a Deus, sem o qual não sou nada, e nunca teria feito nada.

Agradeço a minha família pela força e apoio tão importantes para meu êxito. Agradeço muito a minha noiva Viviane Figueredo, por compreender e aceitar meus períodos de afastamento e pelo cuidado que tem comigo.

Um agradecimento especial aos amigos Bárbara Nascimento, Diana Valadares e Saulo Carreiro pela ajuda fundamental nos momentos finais desta dissertação.

Agradeço muito a minha orientadora, Prof^ª. Dra Edi Mendes Guimarães, pelas horas sem fim, que esteve me ajudando e pela paciência nos momentos de correção.

E agradeço ao Laboratório de Raios X da Universidade de Brasília pelo suporte técnico para realização deste trabalho.

Aos coordenadores do curso de pós-graduação do Instituto de Geociências pela oportunidade concedida. E ao Instituto de Geociências da Universidade de Brasília pela acolhida e pelo auxílio para que este trabalho tivesse sucesso.

Obrigado

RESUMO

O Ritmito Superior, do Grupo Paranoá é a unidade de topo na região de Bezerra, e está inserido na Faixa de Dobramentos Brasília. Caracterizado por uma ampla variação faciológica, que compreende siltitos laminados, folhelhos negros, arenitos e intercalações rítmicas de siltitos e argilitos, níveis glauconíticos e lentes carbonáticas, por vezes estromatolíticas, o Ritmito Superior é predominantemente terrígeno na base com contribuição carbonática no topo.

A variação faciológica do Ritmito Superior, aliada à imaturidade e origem fluvial do seu substrato – Nível Arcosiano - demonstra condições de deposição contrastantes com a homogeneidade característica de bacia de margem passiva, das demais unidades do Grupo Paranoá.

O Ritmito Superior compreende cinco fácies definidas pela composição e estruturas, distribuídas irregularmente: 1) Fácies de Ritmito Siltico, 2) Fácies Glauconítica, 3) Fácies Arenito, 4) Fácies de Folhelho, 5) Fácies Carbonática. A Fácies Glauconítica constitui o marco da unidade, tendo ocorrência mais ampla, indicativa de um evento transgressivo. Apresenta-se mais freqüente como arenito verde constituído por porcentagens variadas de glauconita, quartzo, feldspato e óxidos de ferro, nos níveis com contribuição carbonática contém também a clorita. Esta fácies também forma lâminas irregulares nos folhelhos, por vezes associada a fosfatos. As fácies pelíticas são constituídas quase exclusivamente por illita, com contribuição menor de quartzo e feldspato, enquanto os arenitos são feldspáticos. A Fácies Carbonática constitui corpos métricos intercalados nos folhelhos, contendo estromatólitos do tipo *Conophyton*, de dimensões decimétricas, comumente quebrados e com sentido de crescimento variado.

Os dados de petrografia, raios-X e química mineral, mostram que esta unidade foi submetida a deformações pós-sedimentares que geraram clivagens espaçadas, planares ou não, com recristalização de filossilicatos. Porém o índice de cristalinidade da illita – ICI – e química dos filossilicatos confirmam que apesar destas deformações as rochas da Unidade Ritmito Superior atingiram a anquizona, mas não alcançaram o metamorfismo.

Diferentes espessuras do Ritmito Superior, a falta de continuidade lateral de fácies, estruturas de deformação sin-sedimentar, estromatólitos colunares quebrados e com diferentes orientações de crescimento indicam instabilidade do substrato.

O começo desta instabilidade é marcado pela Unidade Nível Arcoseano, cuja área fonte de composição granito-gnáissica foi soerguida, provavelmente, como efeito da flexão da litosfera em resposta à colocação de uma carga tectônica, não emersa, no interior da bacia. Pode também estar associada a esta flexão, o evento transgressivo marcado pela Fácies Glauconítica.

Desta forma as rochas da Unidade Ritmito Superior do Grupo Paranoá apresentam feições que podem ser atribuídas ao início da inversão da bacia de margem passiva, relacionada à Orogenia Brasileira. A deposição desta unidade se deu em um lapso de tempo (*time-lag*) antes da emersão do orógeno e a formação da bacia tipo *foreland* na qual foram depositadas as rochas do grupo Bambuí.

ABSTRACT

In the region of Bezerra, the Ritmito Superior is the top unit of the Paranoá Group, inserted in the Brasília Folded Belt. Characterized by an extensive faciological variation, that comprises laminated siltstone, black shales, sandstones and rhythmic alternated laminate of siltstones and mudstones, glauconitic levels and carbonatic lenses, sometimes stromatolitic, the Ritmito Superior is predominantly terrigenous in the base with carbonatic contribution on the top. The faciological variation of the Ritmito Superior, allied to the immaturity and fluvial origin of its substrate – Nível Arcoseano – shows contrasting conditions of deposition with the characteristic homogeneity of a passive margin basin, from the other units of the Paranoá Group.

The Ritmito Superior comprises five facies defined by the composition and structures, irregularly distributed: 1) Fácies Ritmito Síltico, 2) Fácies Glauconítica, 3) Fácies Arenito, 4) Fácies Folhelho, 5) Fácies Carbonática. The Fácies Glauconítica constitutes the unit remark, having a more extensive occurrence, indicative of a transgressive event. It occurs more frequently as green sandstone constituted by varied percentages of glauconite, quartz, feldspars, iron oxides and, in the levels with carbonatic contribution also contains chlorite. It also forms irregular sheets in the shales, sometimes associated with phosphates. The pelitic facies are constituted almost exclusively by illite, with minor contribution of quartz and feldspar, however the sandstones are feldspatics. Alternated in the shales, the Fácies Carbonática constitutes metric bodies, containing stromatolites of the *Conophyton* type of decimetric dimensions, commonly broken and with a varied direction of growing.

The petrography, X-ray and mineral chemistry data, demonstrate that this unit was submitted to post-sedimentary deformations that generated spaced cleavages, planar or not, with filossilicates recrystallization. Although the illite crystallinity index - ICI - and filossilicates chemistry confirm that in despite of this deformations the rocks from the Ritmito Superior Unit reached the anchizone, but they did not reach the metamorphism.

The different thickness of the Ritmito Superior, the lack of lateral continuity of facies, sin-sedimentary deformation structures and broken colunar stromatolites with different growth orientation indicate an instability in the substract.

The beginning of this instability is marked by the Nível Arcoseano, which the source area of granite-gnaissic composition was emerged, probably, as an effect of the lithosphere flexion

resulting of the overthrusting on the continental slope before the subaerial exposition of the thrust belt. It should be also associated to this flexion, the transgressive event marked by the Facies Glauconitica.

In this way, the sedimentological characteristics of the Ritmito Superior of the Paranoá Group should be attributed to the initial accretion of a terrane to the continental slope, which changes the passive margin to the compressional Brasília Orogen. The deposition of the Ritmito Superior took place in a time-lag before the emersion of the orogen and the formation of a foreland basin in which were deposited the sediments of the Bambuí Group.

Índice

AGRADECIMENTOS

RESUMO

ABSTRACT

01 – INTRODUÇÃO	001
02 - GEOLOGIA REGIONAL.	005
2.1 - Grupo Paranoá	005
2.2 - Formação Jequitai	007
2.3 - Grupo Bambuí	008
As bacias de deposição dos Grupos Paranoá e Bambuí	009
03 - FILOSSILICATOS – CONTEXTO DEPOSICIONAL E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA	013
<i>NOMENCLATURA DOS FILOSSILICATOS E ARGILOMINERAIS</i>	014
3.1 - Filossilicatos nas Rochas Sedimentares	016
3.1.1 - Argilominerais autigênicos	016
3.2 - Evolução dos filossilicatos	017
3.3- Deformação pós-deposicional	019
04 - MATERIAIS E MÉTODOS	020
05 - RITIMITO SUPERIOR DO GRUPO PARANOÁ:	023
5.1 - Unidade Nível Arcosiano	023
5.2 - Unidade Ritmito Superior	028
<i>5.1.1 - Fácies de Ritmito Síltico</i>	032
<i>5.1.2 - Fácies Glauconítica</i>	038
<i>A - Arenito glauconítico verde:</i>	038
<i>B - Pelitos com glauconita:</i>	044
<i>C - Arenito claro com grãos de glauconita:</i>	047
<i>D - Brechas Glauconíticas:</i>	047
<i>5.1.3 - Fácies Arenito</i>	050
<i>5.1.4 - Fácies Folhelhos Negros</i>	056
<i>5.1.5 - Brechas de folhelhos e carbonatos</i>	062

5.1.6 - <i>Fácies carbonática</i>	062
5.2 - Estratigrafia das formações Jequitai e Sete Lagoas na região estudada .	065
5.2.1 - <i>Formação Jequitai</i>	065
A) <i>Fácies Diamictitos</i>	065
B) <i>Outras fácies da Formação Jequitai</i>	066
i - <u>Ritmito Silte Argiloso</u>	066
ii - <u>Arenitos</u>	066
5.2.2 - <i>Formação Sete Lagoas – Grupo Bambuí</i>	070
<i>Considerações sobre o ambiente de deposição na Unidade Ritmito Superior e níveis adjacentes.</i>	
	074
06 - FILOSSILICATOS DO RITMITO SUPERIOR: MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL	075
6.1 - Argilominerais	075
6.2 - Micas detríticas e Ilitas	078
6.3 - Glauconitas e minerais associados	080
6.4 - Química mineral dos Filossilicatos	082
<u>Diagênese</u>	089
07 - CONTEXTO DEPOSICIONAL DO RITMITO SUPERIOR E EVOLUÇÃO DA BACIA	090
7.1 - Substrato do Ritmito Superior – O Nível Arcosiano	090
7.2 - O Ritmito Superior e suas fácies	091
A) <u>Glauconitas: gênese e implicações no contexto tectônico da bacia</u>	091
B) <u>Níveis carbonáticos</u>	093
C) <u>Deposição do Ritmito Superior</u>	094
7.3 - Unidades pós – Ritmito Superior	095
A) <u>Formação Jequitai</u>	095
B) <u>Formação Sete Lagoas</u>	096
7.4 - Evolução pós-deposicional	097
08 - CONSIDERAÇÕES FINAIS	099
09 – REFERÊNCIAS BIBLIOGRÁFICAS	102
10 – ANEXOS	110
Anexo I: Análise por Microsonda Eletrônica.....	I-1
Anexo II: Análises por difração de Raios X.....	II-1

Índice de Figuras:

Figura 1.1: Mapa de localização e vias de acesso.	004
Figura 2.1: Correlação das colunas estratigráficas do Grupo Paranoá.....	011
Figura 2.2: Esboço geológico da região de Bezerra.....	012
Figura 3.1: Representação do empilhamento das folhas tetra e octaédricas.....	015
Figura 5.1: Esboço geológico da região de Bezerra.....	024
Figura 5.2: Perfis esquemáticos da região de Bezerra.....	025
Figura 5.3: Estruturas sedimentares do Nível Arcosiano.....	027
Figura 5.4 Fotomicrografia dos aspectos gerais do Nível Arcosiano.....	027
Figura 5.5: Detalhes do Ritmito Superior.....	029
Figura 5.6: Coluna estratigráfica da Fazenda Alegre.....	032
Figura 5.7: Coluna estratigráfica do Rio Crixás - sul.....	033
Figura 5.8: Fotomicrografia dos aspectos da Fácies Ritmito Síltico.....	034
Figura 5.9: Fotomicrografia da deformação sin- e pós-deposicionais dos Ritmito Síltico.....	035
Figura 5.10: Fotomicrografia da clivagem marcada pela recristalização dos filossilicatos.....	036
Figura 5.11: Difratoograma da Fácies Ritmito Síltico.....	037
Figura 5.12: Difratoograma da Fácies Glauconita.....	040
Figura 5.13: Fotomicrografia dos arenito glauconítico verde.....	041
Figura 5.14: Fotomicrografia dos arenito glauconítico verde.....	042
Figura 5.15: Fotomicrografia dos arenito glauconítico verde.....	043
Figura 5.16: Fotomicrografia de pelitos com glauconita.....	045
Figura 5.17: Fotomicrografia de pelitos com glauconita.....	046
Figura 5.18: Coluna estratigráfica da Cachoeira do Rio Crixás.....	048
Figura 5.19: Fotomicrografia da brecha glauconítica.....	049
Figura 5.20: Coluna estratigráfica do Córrego Sossego.....	052
Figura 5.21: Fotomicrografia de arenitos claros com glauconita.....	053
Figura 5.22: Fotomicrografia dos Fácies Arenito.....	054
Figura 5.23: Fotomicrografia de detalhe de grão de glauconita no arenito.....	055
Figura 5.24: Difratoograma da Fácies Arenito.....	055
Figura 5.25: Coluna estratigráfica do Rio Crixás - oeste.....	058
Figura 5.26: Fotomicrografia de folhelhos negros com glauconita.....	059
Figura 5.27: Fotomicrografia de folhelhos.....	060
Figura 5.28: Difratoograma da Fácies Folhelho Negro.....	061

Figura 5.29: Coluna do Rio Crixás - norte.	064
Figura 5.30: Fotomicrografia do contato entre os folhelhos negros e o diamictito.	067
Figura 5.31: Fotomicrografia do diamictito.	068
Figura 5.32: Fotomicrografia do diamictito.	069
Figura 5.33: Correlação estratigráfica.	071
Figura 6.1: Difratoograma de material expansivo	077
Figura 6.2: Índice de Cristalinidade da Ilita	080
Figura 6.3: Diagrama de composição total dos filossilicatos	083
Figura 6.4: Relação entre K e Si de amostras de glauconita.	083
Figura 6.5: Relação entre o Al do tetraedro e o Al do octaedro	084
Figura 6.6: Soma de álcalis em função da ocupação do octaedro	084
Figura 6.7: Relação entre a composição dos sítios das amostras SB008	085
Figura 6.8: Relação da composição dos sítios das amostras dos pelitos.	086
Figura 6.9: Relação entre cargas octaédricas e tetraédricas.	086
Figura 6.10: Composição das micas e glauconitas – relação entre Mg e Si.	087
Figura 6.11: Diagrama $MR^{3+}-R^{3+}-R^{2+}$	088
Figura 6.12: Relação entre as cargas do tetraedro e octaedro das glauconitas.	088
Figura 7.1: Blocos diagrama com a interpretação da evolução da sedimentação na área de estudo	098

Índice de Tabela:

Tabela 3.1: Nomenclatura dos filossilicatos.	014
Tabela 4.1: Amostras analisadas.	022
Tabela 5.1: Composição modal das fácies do Ritmito Superior	072
Tabela 6.1: Fórmula estrutural de filossilicatos.	082
Tabela 6.2: Amostras analisadas por microsonda eletrônica	082

01 - INTRODUÇÃO

O mecanismo de formação e de subsidência das bacias de margem passiva e do tipo *foreland* são bem conhecidos na literatura, assim como também o é as feições faciológicas das primeiras (Klemme 1971, Asmus & Porto 1972, Bally and Snelson 1980, Kingston *et al.* 1983, Raja Gabaglia e Figueiredo 1990). Entretanto, apesar de bem discutido, ainda é restrito o conhecimento sobre a distribuição de fácies das bacias do tipo *foreland* (Beaumont 1981, Jordan 1981, Karner 1987, Allen & Allen 1990, Einsele 1992, Cant & Stockmal 1993).

Ainda mais restrito, são os dados sobre o momento da transição do regime distensivo (subsidência térmica) para o regime compressivo (subsidência flexural). Esta dificuldade se deve principalmente à ausência de marcadores estratigráficos e sedimentares característicos, já que a inversão da bacia antecede a emersão de nova área fonte de sedimentos.

O Grupo Paranoá, de idade proterozóica, apresenta características de margem passiva (Dardenne 1981, Faria 1995), sendo parcialmente recoberto pela seqüência glaciogênica da Formação Jequitaiá, ou pelos pelitos e rochas carbonáticas da base do Grupo Bambuí.

Citado repetidas vezes como produto de sedimentação epicontinental, o Grupo Bambuí é, mais recentemente, atribuído à deposição em bacia do tipo *foreland* associada à Orogênese Brasileira. Esta classificação é devida à composição mineral das suas unidades terrígenas - subquartzosas com alto conteúdo ferro-magnésiano - contrastante a natureza sílico-aluminosa das rochas do Grupo Paranoá (Guimarães 1993, 1997, Castro 1997), mas o início da inversão da bacia de margem passiva - Grupo Paranoá - para a bacia do tipo *foreland* - Grupo Bambuí - permanece ainda obscura.

Na região de Bezerra, o Grupo Paranoá é representado pela sua porção médio-superior, encerrando-se com a Unidade Ritmito Superior (Guimarães 1997). A distribuição de fácies desta unidade apresenta um contraste expressivo, quando comparada com os níveis subjacentes. As unidades basais do Grupo Paranoá são contínuas e correlacionáveis por mais de 300 km no sentido norte-sul, desde Alto Paraíso a Cristalina (Faria 1995). Por outro lado, é difícil, na região, a correlação de níveis do Ritmito Superior, formado por litofácies interdigitadas de dimensões métricas a quilométricas.

O conhecimento do Ritmito Superior é fundamental para a compreensão do contexto tectônico do final da margem passiva - Grupo Paranoá - e sua possível relação com a transição para a bacia do tipo *foreland* - Grupo Bambuí

Considerando que os filossilicatos guardam informações tanto de proveniência e condições de deposição, como das transformações pós-deposicionais, o presente trabalho enfatiza as características texturais e composicionais das fácies pelíticas e suas associações para a contextualização sedimentológica e estratigráfica do Ritmito Superior.

Objetivos

Em vista das considerações anteriores e da ocorrência da Unidade Ritmito Superior do Grupo Paranoá, na região de Bezerra, município de Formosa (GO) - onde afloram seus contatos inferior e superior, além de variadas litofácies - foi desenvolvido o presente trabalho, na tentativa de contextualizar o topo da seqüência de margem passiva na evolução da bacia, tendo como objetivos:

- identificação das diferentes litofácies do Ritmito Superior e a comparação de suas condições de deposição;
- a caracterização mineralógica e da química mineral dos filossilicatos;
- a distinção das feições deposicionais, diagenéticas e deformacionais das rochas;
- a interpretação das suas relações com a Orogênese Brasileira.

Para facilitar a discussão no corpo do trabalho, a região de estudo foi dividida em duas áreas: a porção oeste do vilarejo de Crixalândia ou Barreiro, referente às áreas próximas ao Rio Crixás e a porção leste, correspondente a área da confluência dos córregos Sossego e Bisnau, próxima à rodovia BR-020 (principal via de acesso, figura 1.1).

As informações sobre o conhecimento geológico das unidades de interesse são apresentadas no capítulo 02 e o capítulo 03 sintetiza o significado dos filossilicatos em rochas sedimentares, em especial dos argilominerais neoformados.

O capítulo 04 traz as informações sobre amostragem e técnicas analíticas usadas neste estudo. O capítulo 05 contém os dados de campo, com a caracterização das litofácies, seu posicionamento estratigráfico, bem como as relações da Unidade Ritmito Superior com as unidades adjacentes.

Os dados da difração de raios X e da química mineral, com ênfase nas condições diagenéticas, são abordados no capítulo 06. O capítulo 07 propõe um modelo de contexto deposicional da Unidade Ritmito Superior e da evolução da bacia, a partir das informações sobre a área.

As considerações finais são apresentadas no capítulo 08, sugerindo que no Ritmito Superior estão alguns marcos da inversão da bacia deposicional de margem passiva do Grupo Paranoá, antes da emersão do orógeno que criou a bacia *foreland* registrada pelo Grupo Bambuí.

Mapa de localização e vias de acesso

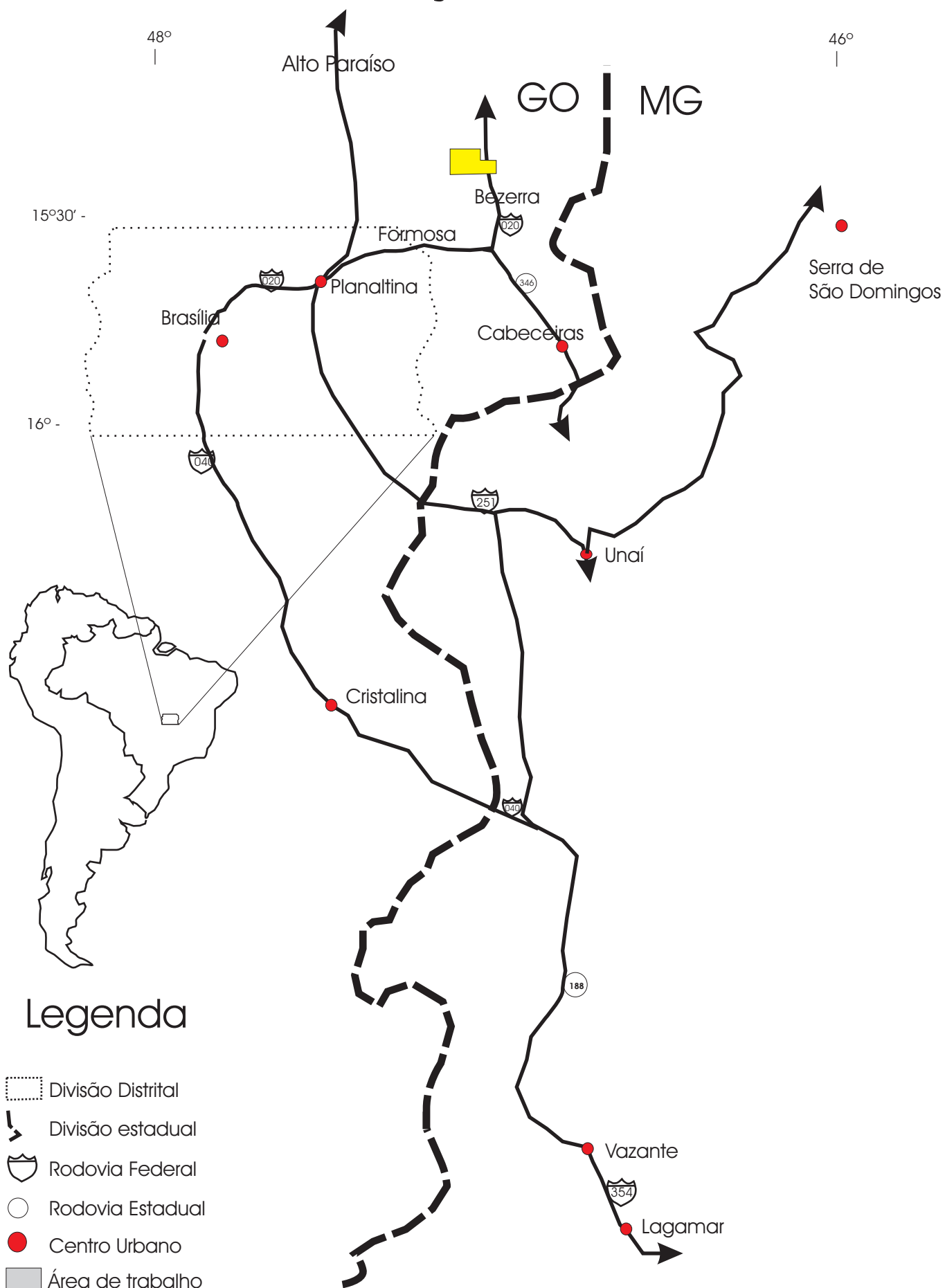


Figura 1.1: mapa de localização e vias de acesso para a área de estudo.

02 - GEOLOGIA REGIONAL

A síntese recente sobre o contexto regional apresenta a Faixa de Dobramentos Brasília como “um conjunto de terrenos e escamas de empurrão ... que convergem para leste contra o Cráton do São Francisco”, ou ainda “cinturão de dobras e cisalhamento Neoproterozóico (790-600 Ma.) desenvolvido à margem ocidental do Cráton do São Francisco, com intensidade de deformação e metamorfismo crescente de leste para oeste” (Valeriano *et al* 2004).

As principais unidades litoestratigráficas que compõem a Faixa Brasília, no leste de Goiás e oeste de Minas Gerais são os grupos Paranoá, Canastra, Vazante, Araxá, Bambuí e a Formação Jequitaí, com idades meso a neoproterozóicas (Dardenne 1981).

O Grupo Paranoá, mesoproterozóico, é uma unidade predominantemente terrígena, com contribuição carbonática na base e no topo. A unidade superior do grupo, definida no Distrito Federal como Pelítico-Carbonatada (Faria 1995) ou Psamo-Pelítico-Carbonatada (Freitas-Silva e Campos 1998), é correlacionável ao Ritmito Superior (RS) da região de Bezerra – Cabeceiras (Guimarães 1997).

Em contato discordante erosivo sobre diversas unidades do Grupo Paranoá, está a Formação Jequitaí recoberta concordantemente pela Formação Sete Lagoas, base do Grupo Bambuí. A Formação Jequitaí é caracterizada por diamictitos constituídos por clastos diversos sustentados por uma matriz síltica, com contribuição carbonática.

O Grupo Bambuí neoproterozóico é concordante sobre a Formação Jequitaí e, na falta desta, é discordante sobre o Grupo Paranoá. É constituído de uma seqüência argilo-carbonatada que tem no topo siltitos e psamitos sub-quartzosos.

2.1 - Grupo Paranoá

Estendendo-se desde a região de Alto Paraíso a norte, até Cristalina, em uma faixa E-W de cerca de 200 km, o Grupo Paranoá compreende predominantemente psamitos e pelitos.

Trabalhos preliminares consideraram o conjunto de rochas sedimentares terrígenas da região noroeste de Minas Gerais e leste de Goiás como pertencentes à Serie Lavras Médio, a partir de correlação com as seqüências sedimentares descritas no Estado da Bahia por Derby em 1905 (Oliveira 1967). Essa denominação tinha sido atribuída a todas as seqüências

sedimentares terrígenas discordantes sobre o embasamento granito-gnáissico ou rochas de alto grau metamórfico, sendo subjacentes a seqüências glaciais.

Posicionados nestas seqüências, os níveis de “ortoquartzitos” receberam, no então futuro Distrito Federal, a denominação de “quartzito Paranoá”, estando associados às “ardósias do Torto” e ao “calcário Palmeiras” (Ramos 1956).

Apesar de não constarem da caracterização inicial da “Série Bambuí” (Branco e Costa 1961, Oliveira 1967, Scholl 1972 e 1973 *in* Scholl 1976), os “ortoquartzitos”, foram agrupados juntamente com as ardósias como Formação Paranoá, posicionada na base do Grupo Bambuí (Braun 1968, Barbosa *et al.* 1969 e 1970, Costa e Angeiras 1970).

Individualizado como Grupo Paranoá, separado do Grupo Bambuí por discordância erosiva e por níveis de diamictitos (Dardenne *et al.* 1976, 1978, Dardenne 1978 e 1979, Barbosa *et al.* 1969), essa unidade teve sua seção tipo descrita na região de Alto Paraíso (Baeta *et al.* 1978) e reconhecida como o empilhamento de rochas terrígenas, que se inicia por um paraconglomerado, sobreposto por pelitos e psamitos, com pequena contribuição carbonática (Marini *et al.* 1978, Dardenne 1981, Faria.1995).

O grupo começa pelo paraconglomerado São Miguel constituído de seixos de quartzitos, cherts, metassiltitos, calcoxistos, calcários e dolomitos, sustentados por uma matriz argilo-arenosa e cimento calcítico, além de conter lamelas de especularita. Este nível apresenta na seção tipo uma espessura media de 50 metros (unidade A).

A unidade sobreposta é constituída de siltitos com contribuição carbonática, apresentando marcas onduladas, gretas de contração e diques de areia (unidade B). Sobre ela, está uma unidade de quartzitos médios a grossos, com acamamento gradacional, estratificações cruzadas tabulares e acanaladas (unidade C).

Segue-se uma unidade de ritmitos formados pela intercalação de quartzitos e siltitos com gretas de contração, marcas onduladas, diques de areia e cubos de sais (unidade D). É recoberta por quartzitos grossos a conglomerados finos, com acamamento gradacional, estratificações cruzadas, acanaladas e reviradas (unidade E). As unidades de A a E são bastante continuas e podendo ser correlacionada em diversas colunas (figura 2.1).

Os níveis superiores são predominantemente pelíticos, constituídos por siltitos maciços, folhelhos cinza escuros, bem laminados com intercalações de quartzitos e calcários e/ou dolomitos (com *Conophytos*), além de ardósias arroxeadas (unidades F, G). O topo é constituído por uma unidade psamo-pelítica com contribuição carbonática (Dardenne 1981 e Faria 1995).

Na região de Bezerra e Cabeceiras, o Grupo Paranoá foi identificado como uma sucessão de sedimentos terrígenos com contribuição carbonática, na qual se destacam níveis glauconíticos, não estando exposta a sua porção média e inferior (Guimarães *et. al.* 1986, Guimarães & Dardenne 1998 e Guimarães 1997). Na região, o Grupo Paranoá é caracterizado pelas seguintes unidades (figura 2.2):

1) Quartzito Inferior (QI) – arenitos ortoquartzíticos brancos, puros de granulação média e poucos feldspatos.

2) Ritmito Inferior (RI) – intercalações de siltitos e arenitos grossos a finos.

3) Nível Arcoseano (NA) – é constituído por níveis de arcóseo médio a fino, moderadamente selecionado, intercalações de conglomerados finos com seixos e grânulos de feldspatos, quartzo e fragmentos líticos, incluído siltitos, dolomitos e folhelhos.

4) Ritmito Superior (RS) – é formado por siltitos laminados, intercalações rítmicas de silito, argilito e arenito, corpos lenticulares de arenitos grossos, folhelhos pretos, níveis glauconíticos, além de lentes carbonáticas, por vezes estromotolíticas. Na região, RS é recoberto em contato direto pelo Grupo Bambuí em vários afloramentos. Os níveis glauconíticos apresentam extensa continuidade lateral, aflorando desde Cabeceiras e Unais ao Sul até a Serra de São Domingos a Nordeste da região de Bezerra (figura 1.1). As diferentes fácies do Ritmito Superior refletem variações paleo-ambientais (Guimarães *et al.*, 2003). Estas correspondem, provavelmente, a variações na bacia de deposição, condicionadas pela evolução da FDB. O estudo das fácies e suas inter-relações a partir da caracterização dos filossilicatos do Ritmito Superior, da sua comparação com as rochas da base do Grupo Bambuí (Guimarães & Dardenne, 2004) e das relações de campo, contribuirá para a melhor compreensão da bacia e da própria deformação da FDB.

2.2 - Formação Jequitáí

A Formação Jequitáí na região de Bezerra é comumente identificada como níveis descontínuos de diamictitos. Entretanto, outras rochas são também atribuídas a esta unidade: siltitos vermelhos laminados ou maciços, margas, dolomitos e arenitos.

Os diamictitos são compostos principalmente por clastos angulosos, milimétricos a decimétricos de quartzito, arenito, dolomitos, arcósios e rochas de composição granítica. Os

clastos são sustentados por uma matriz siltico-argilosa carbonática, de coloração esverdeada a vermelha.

Com espessura inferior a 50 metros (Guimarães, 1997), são discordantes sobre o Grupo Paranoá, sendo sobrepostos concordantemente pela Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí.

Esta unidade foi interpretada como pertencente à Formação Jequitaí devido à sua posição estratigráfica e pela comparação com outras áreas que apresentam associação semelhante de rochas, em seções mais expressivas.

A Formação Jequitaí vêm sendo interpretadas como representantes de um evento glacial, ocorridos entre 900-500Ma. Rochas glaciogênicas são bem conhecidas em sucessões neoproterozóicas em vários continentes, evidenciando eventos climáticos globais (Kennedy *et al.* 1998; Hambrey & Harland 1985 e Hoffman *et al.* 1998 *in* Neven *et. al.* 2005), distribuídas nos períodos glaciais do *Sturtian* (~760-700 Ma) e do *Marinoan* (~620-580 Ma). Além da Formação Jequitaí, depósitos glaciais são caracterizados na Formação Bebedouro e no Grupo Macaúbas (Hettich 1977, Dardenne 1978, Guimarães 1996, Uhlein *et al.* 1998 e Neven *et. al.*2005).

2.3 - Grupo Bambuí

O Grupo Bambuí - definido primeiramente por Derby 1880 e Rimann 1917 (*in* Dardenne 1981) - foi subdividido em várias unidades (Branco e Costa, 1961), iniciando-se por um conglomerado basal, seguido da seqüência argilo-carbonatada e, por fim, sobreposto por siltitos e arcósios. Diferentemente da proposta de Costa e Branco (1961), que posiciona a Formação Serra da Saudade no topo da seqüência, Dardenne (1978 e 1981) demonstra que ela é subjacente à Formação Três Marias, unidade superior do grupo. A subdivisão do Grupo Bambuí em 6 unidades (Schöll, 1972 e 1973, Dardenne, 1978; *in* Dardenne, 1981) inclui a Formação Jequitaí como a unidade basal, seguida das formações Sete Lagoas, Serra de Santa Helena, Lagoa do Jacaré, Serra da Saudade e Formação Três Marias.

Formação Sete Lagoas (FSL): concordante sobre a Formação Jequitaí, a FSL é constituída por calcários de coloração roxa, esverdeada e cinza, dolomitos beges, além de pelitos cinza, cinza-esverdeados e avermelhados, contendo ainda níveis de silexito. E por

vezes estromatólitos colunares, em forma de taça e de composição dolimítica, em geral considerados como pertencendo ao supergrupo *Gimnosolenida* (Guimarães 1997).

Formação Serra de Santa Helena (FSSH): formada predominantemente por siltitos, contem níveis de arenitos finos e por vezes arenito médio, de coloração cinza esverdeada, quando não alterados. Apresentam laminação plano paralelas e cavalgante, além de estruturas *flaser* e pseudonódulos. Este é um nível guia no empilhamento do Grupo Bambuí, por se tratar de uma unidade de siltitos e ritmitos intercaladas entre duas unidades carbonáticas.

Formação Lagoa do Jacaré (FLJ): esta unidade é caracterizada pelos calcários cinza e pretos, oolíticos e psolíticos fétidos, intercalados por folhelhos escuros e margas esverdeadas.

Formação Serra da Saudades (FSS): predominantemente terrígena, a FSS é constituída por folhelhos e argilitos cinza esverdeados, passando para siltitos feldspáticos. Possui contato gradacional, através de ritmitos, com a formação superior.

Formação Três Marias (FTM): descrita como arcósios e siltitos verde escuro, é uma rocha muito coesa de alta densidade, apresentando no intemperismo uma esfoliação esferoidal, característica desta unidade (Rimann, 1917; Derby 1880 *in* Dardenne 1981).

Todas as unidades estão presentes na região de Bezerra – Cabeceiras (Guimarães *et al.* 1986, Guimarães & Dardenne 1990 e Guimarães 1997), sendo a Formação Jequitaí, considerada distinta do Grupo Bambuí.

As bacias de deposição dos Grupos Paranoá e Bambuí

O Grupo Paranoá, em vários trabalhos, tem sido interpretado como uma seqüência sedimentar depositada em uma bacia de margem passiva (Marini 1978, Dardenne 1981, Faria 1995).

A deposição do Grupo Bambuí, entretanto, tem sido atribuída a diferentes tipos de bacia. Os trabalhos mais recentes apontam para um contexto deposicional distinto da deposição do Grupo Paranoá, tanto pela composição dos sedimentos detríticos, (Guimarães 1993, Guimarães, 1998 Guimarães, 2004). como pelas características isotópicas (Santos *et al* 2000). Assim, enquanto a bacia de deposição do Grupo Paranoá se formou a partir de subsidência distensivo, o Grupo Bambuí teria se acumulado em uma bacia com subsidência flexural (compressiva).

A inversão da bacia – passiva para *foreland* – corresponderia ao início da deformação da Faixa de Dobramento Brasília, impressa nas rochas de ambos os grupos. A variação

faciológica, a composição mineral e a assinatura química, podem apresentar informações que indiquem o momento da inversão (Guimarães & Dardenne 2004).

O estudo proposto - caracterização faciológica e mineralógica da Unidade Ritmito Superior do Grupo Paranoá, com ênfase no seu contato com o Grupo Bambuí - tem o propósito de identificar nas rochas desta unidade características da inversão.

Como demonstrado em estudos já realizados (Guimarães 1993, Guimarães & Dardenne 1998 Guimarães & Dardenne 2004), os filossilicatos dos grupos Paranoá e Bambuí contêm informações das condições de deposição e diagênese. Aliado à caracterização de fácies, o estudo detalhado dos argilominerais e um mapeamento sistemático de suas ocorrências foram realizados como instrumentos de caracterização do processo de mudança do contexto tectônico de deposição. Os estudos dos argilominerais destas unidades podem corroborar com informações para a compreensão dos processos que estavam atuando sobre a bacia neste período de formação e das suas modificações durante a evolução da mesma. Como exemplo das características levantadas sobre deposição e diagênese estão as variações nos polítipos das ilitas e cloritas, que registram as condições de formação e a evolução do intemperismo e do metamorfismo desses minerais.

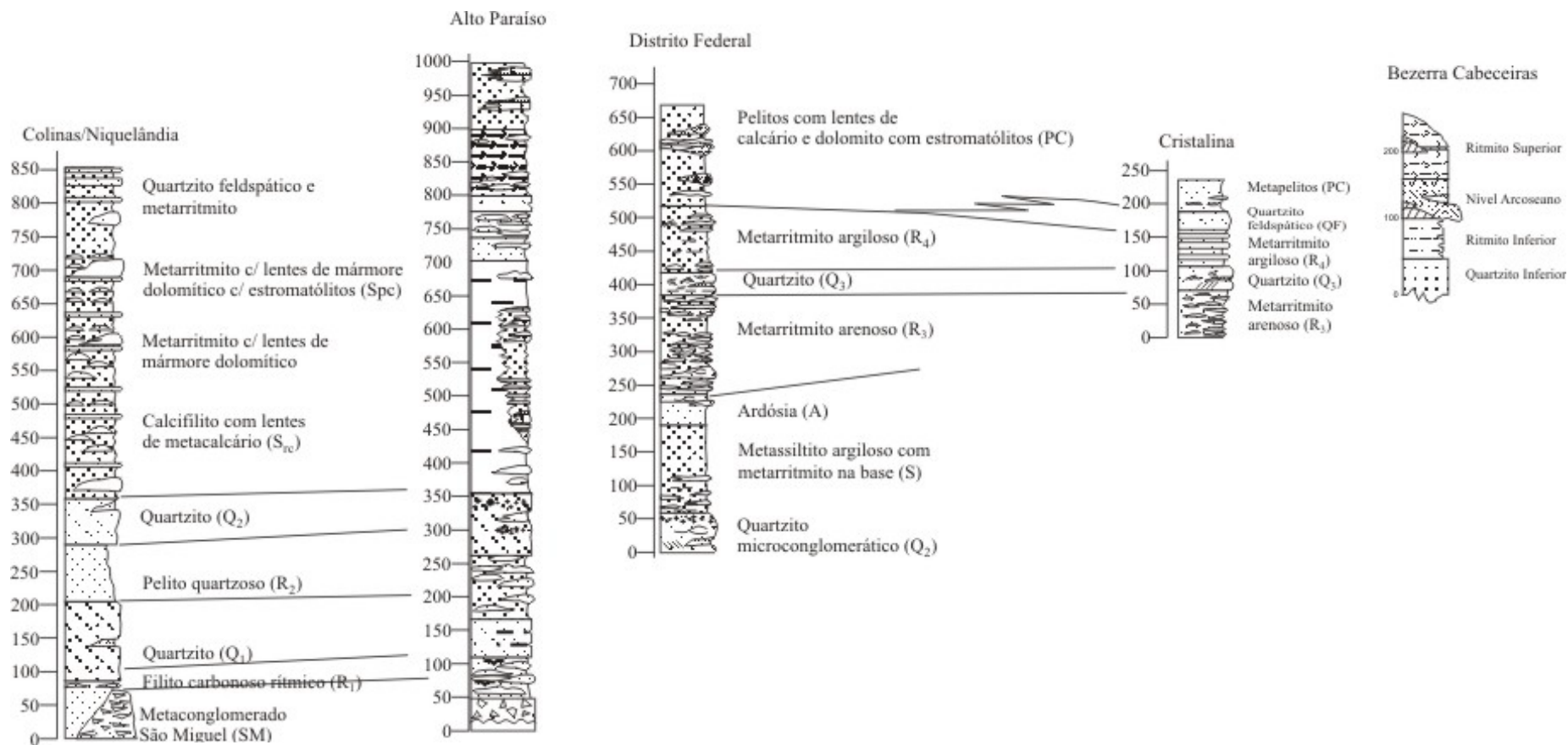
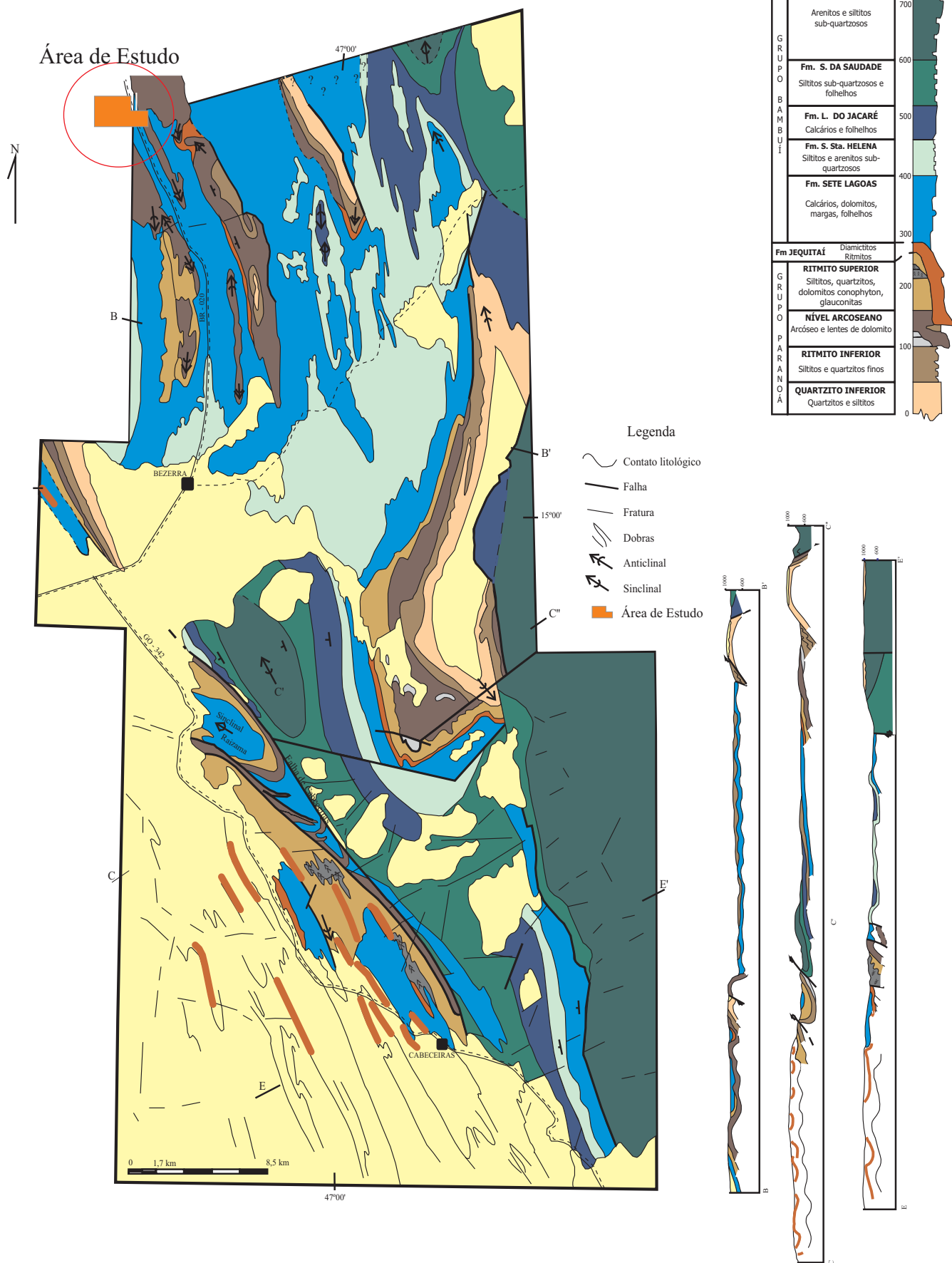


Figura 2.1: Correlações estratigráficas e sedimentológicas das litofácies do Grupo Paranoá nas regiões de Colinas, Alto Paraíso, Distrito Federal, Cristalina e Bezerra-Cabeceiras. Adaptado de Faria (1995) Guimarães (1997).

Esboço geológico regional



03 - FILOSSILICATOS – CONTEXTO DEPOSICIONAL E EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

O Ritmito Superior do Grupo Paranoá é composto em sua maior extensão e espessura por rochas pelíticas, das quais os filossilicatos são os principais constituintes. A caracterização dos filossilicatos permite fazer inferências sobre a área fonte e as condições de deposição, diagênese e deformação ao qual estas rochas foram submetidas. O estudo destas transformações pós deposicionais possibilitam concluir se estes estágios obliteraram ou não as informações sobre a deposição e o caráter sedimentar, contidas nos filossilicatos.

Argila, cujo termo é empregado para designar a fração granulométrica menor que 0,004 mm ou 4 μ m de um material, é o principal componente de lamias e solos, sendo constituída principalmente de minerais do grupo dos filossilicatos (argilominerais) (Moore & Reynolds 1989, Paquet & Clauer 1997, Bouchet *et al* 2000).

Definida pela AIPEA a nomenclatura dos filossilicatos é determinada pelo tipo de camada (1:1 ou 2:1), pela composição do octaedro (di ou trioctaédrico), pela característica do sítio intercamada e pelo espaçamento basal (Tabela 1).

As camadas resultam do empilhamento ao longo do eixo *c* de folhas tetraédricas (T) – sílica – e folhas octaédricas (O) que se estendem como planos *ab* do cristal. A camada é dita 1:1 quando é formada pela sobreposição de folhas tetra e octaédricas, enquanto as estruturas do tipo 2:1 a folha octaédrica é ensanduichada por duas camadas de sílica (figura 3.1).

As “folhas” octaédricas são representadas como folhas de hidróxidos do tipo $R_x(OH)_6$, sendo $R = Al^{3+}, Fe^{2+}, Fe^{3+}, Mg^{2+}$, sua composição é dioctaédrica ($x=2$) quando R corresponde a um cátion trivalente ou trioctaédrica ($x=3$) quando R corresponder a um cátion divalente (Millot 1964, Brindley & Brown 1980, Bailey e Chairman 1980).

O espaço entre as camadas superpostas pode ser vazio, ou ocupado por um cátion, ou por um cátion mais água, ou ainda uma folha de hidróxidos. O espaçamento basal é dado em Å correspondendo à distância entre dois planos idênticos de íons sucessivos.

São considerados argilominerais os filossilicatos que ocorrem preferencialmente na fração argila, sendo as esmectitas, a illita e a caulinita os mais comuns. Entretanto qualquer um dos filossilicatos pode ocorrer como argilomineral.

As esmectitas constituem um amplo grupo de argilominerais, caracterizados pelo espaçamento basal maior que 14Å. A fórmula geral das esmectitas dioctaédricas pode ser

considerada como $(\text{Na, Ca, K})_{<1,5} (\text{Al, Fe}^{+3}, \text{Fe}^{+2}\text{Mg})_{\sim 4} (\text{Si Al})_8 \text{O}_{20}(\text{OH})_4 \cdot n(\text{H}_2\text{O})$. Nas espécies trioctaédricas predominam cátions trivalentes, totalizando valores em torno de seis para o octaedro.

A illita, com formula estrutural $\text{K}_{1,5-1,9}\text{Al}_{4-x}(\text{Fe,Mg})_x(\text{Si}_{6+y}\text{Al}_{2-y})\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ é um argilomineral similar às micas, distinguindo-se pelo menor conteúdo em alumínio e potássio, sendo mais enriquecida em Fe, Mg e Si do que a muscovita.

NOMENCLATURA DOS FILOSSILICATOS E ARGILOMINERAIS

AIPEA: Association Internationale pour l'Étude des Argiles - criada em 1952. Bailey (1980, 1982); Brindley (1981); Hower & Mowatt (1966); S'rodon' (1984). IMA: Commission on New Minerals and Mineral Names (2006).

Tabela 3.1 - Classificação dos filossilicatos, com ênfase nos argilominerais. Modificado de Bailey (1980).

Tipo de camada	Sítio intercamada	Grupo	Subgrupo	Espécies mais comuns	Distância basal - Å
1:1	Vazio	Serpentina-caulinita x=0	Serpentinas (Tr)	antigorita, lizardita, bertierina.	7,29 a 7,12
			Caulins (Di) (canditas)	Caulinita, haloisita.	7,10 a ~7,35
2:1	Vazio	Talco-pirofilita x=0	Talco (Tr)	Talco,	9,35
			Pirofilita (Di)	Pirofilita.	10,4
	Na, Ca, K, H2O	Esmectita x ~ 0,2 - 0,6	Esmectita (Tr) Esmectita (Di)	Saponita, Montmorilonita,	14,2 15,0
	Mg, Ca, H2O	Vermiculita x ~ 0,6 - 0,9	Vermiculita (Tr) Vermiculita (Di)	Vermiculita trioctaédrica. Vermiculita dioctaédrica.	14,3 14,2
	K, Na, Ca	Illita x < 0,9 > 0,6	Illita (Tr) ? Illita (Di)	Illita, glauconita	~10,0 ~10,1
	K, Na, Ca	Mica x ~ 1,0	Micas (Tr) Micas (Di) Micas frágeis (Tr)	Biotita, Flogopita. Moscovita, paragonita,	10,1 10,2 ~9,97
		Mica frágil x ~ 2,0	Micas frágeis (Di)	fengita Margarita	9,70
	Folha de octaedro	Clorita x: variável	Cloritas Tr, Cloritas Di, Di Cloritas Di, Tr Cloritas Tr, Di	Chamosita, clinocloro, nimita. Sudoíta, coqueíta (Li).	 ~14,0
2:1 Com faixas invertidas		x variável	Sepiolita-paligorsquita (Tr)	Sepiolita, paligorsquita.	12,1 10,3

Tr: trioctaédrica; Di: dioctaédrica; x: carga por unidade de fórmula.

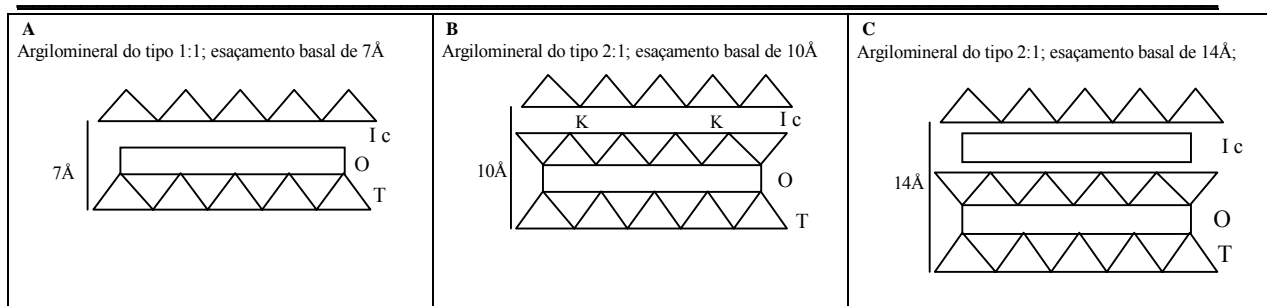


Figura 3.1: representação do empilhamento das folhas tetra (T) e octaédricas (O), nos diferentes argilominerais: **A**- estrutura 1:1, a caulinita tem espaçamento basal d de 7 Å e o espaço intercamada vazio; **B**- estrutura 2:1, a illita tem d igual a 10 Å e possui o potássio no sítio intercamada; **C**- estrutura 2:1, a clorita tem d igual a 14 Å e o sítio intercamada é ocupado por uma folha de hidróxido. (Ic= intercamada).

A caulinita constitui um grupo de argilominerais com vários polítipos, tendo a fórmula estrutural $\text{Al}_4\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$.

Na fórmula geral da clorita, $(\text{Mg},\text{Al},\text{Fe})_6(\text{Mg},\text{Al},\text{Fe})_6(\text{Si},\text{Al})_8\text{O}_{20}(\text{OH})_{16}$, são discriminadas duas folhas octaédricas conforme sua posição, sendo uma posicionada na camada e a outra no sítio intercamada.

Além das espécies bem definidas, os argilominerais interestratificados são formas comuns na natureza. Definidos como o empilhamento de camadas diferentes, ao longo do seu eixo c , são reconhecidas em difratogramas de raios-X por reflexões correspondentes a distâncias basais maiores que dos filossilicatos característicos. Os argilominerais interestratificados podem apresentar o empilhamento regular ou aleatório, em proporções variáveis de camadas distintas, em geral duas espécies, sendo designados pelos nomes das fases que os compõem (por exemplo, illita/esmectita, clorita/esmectita). Para espécies formadas por 50% de cada fase, com empilhamento regular, a AIPEA reconhece nomes específicos, conforme a composição, sendo os mais comuns a rectorita (illita/esmectita) e corrensita (clorita/esmectita).

Constituinte essencial de quase todos os solos e da maioria dos sedimentos, os argilominerais formam as rochas sedimentares pelíticas e são componentes mais ou menos abundantes de psamitos e ruditos, sendo também produtos de hidrotermalismo (Bailey & Chairman 1980, Brindley & Brown 1980, Moore & Reynolds 1989, Bouchet *et al* 2000).

Por estarem sempre na fração argila, o estudo dos argilominerais envolve, dentre outras, análises por Difratometria de Raios X (DRX), Microscopia Eletrônica de Varredura (MEV), Microsonda Eletrônica, além de petrografia para caracterização textural da rocha. As informações obtidas através desses estudos, cada vez mais vêm sendo usadas como ferramenta

discriminadora para compreensão desde o preenchimento da bacia até as etapas deformacionais (Piqué 1982, Wybrecht *et al* 1985, López-Munguira & Nieto García 2004).

3.1 - Filossilicatos nas rochas Sedimentares

A composição e a distribuição dos solos (Birkeland 1978) e dos sedimentos (Griffin *et al*, 1968) condicionados pelo clima, pelo relevo e pelo tipo de rocha, nos continentes e mares atuais, permitem inferências sobre a paleogeografia das bacias deposicionais antigas.

Sob climas com baixas temperaturas, ou escassez de água ou em um meio neutro ou alcalino, as micas, ilitas e cloritas são herdadas da rocha mãe, enquanto esmectitas, vermiculita e interestratificados são formados nos primeiros estágios de intemperismo. Portanto, a presença destes filossilicatos nos sedimentos e rochas sedimentares resultam das condições ambientais aliadas ao transporte e deposição rápidos, sendo o caráter di ou trioctaédrico determinado pela composição da rocha-mãe (Griffin *et al* 1968).

Por outro lado, sedimentos constituídos de caolinita são provenientes de áreas sujeitas a intemperismo mais intenso, característicos de climas com maior índices pluviométricos, sendo também mais estáveis durante o transporte.

Além de partículas terrígenas, a bacia sedimentar recebe também materiais coloidais em suspensão, bem como íons em solução que, sob condições específicas (pH, Eh, temperatura e concentração) formam minerais autigênicos, como por exemplo, sulfatos, halogenetos e fosfatos. Vários argilominerais autigênicos também se formam sob condições específicas, portanto, podem ser usados como indicadores das características do ambiente deposicional, como por exemplo: bertierina, glauconita e paligosquita-sepiolita.

3.1.1 - Argilominerais autigênicos

Dentre os argilominerais autigênicos, os mais comuns são as esmectitas, cuja natureza di ou trioctaédrica é condicionada principalmente pelas concentrações de Si, Al e Mg. Este último favorece também a formação de minerais dos grupos do talco e de sepiolita-paligorsquita, mais facilmente acumulados sob condições alcalinas.

De particular interesse para interpretação paleoambiental são as "areias verdes" de composição ferrosa e férrica que compreende grupos distintos de argilominerais, como, por

exemplo, bertierina, esmectita (nontronita) e glauconita (Bailey 1988, Odin 1985, 1988, 1990, Rao et al. 1995).

Na fácies glauconítica os pelóides ou glóbulos de cor verde intensa a verde-pálido são constituídos por agregados de palhetas finamente granuladas Originando-se como material de estrutura e composição mal definidas. Cristaliza-se como mineral expansivo do grupo da esmectita ($d \simeq 14\text{Å}$), que evolui para glauconita, com estrutura 2:1 semelhante à da ilita (Millot, 1964; Odin 1985). Em difratograma de raios-X as reflexões de 10,1; 4,58 e 3,3Å são distintas e simétricas nas glauconitas portadoras de menos que 10% de camadas expansivas.

De acordo com sua fórmula ideal - $K_{<2}(R^{+3}_{2,66} R^{+2}_{1,34})(Si_{7,34}Al_{0,66})O_{20}(OH)_4 - (R^{+3} = Fe^{+3}, Al; R^{+2} = Fe^{+2}, Mg)$ - a glauconita é classificada como mica férrica dioctaédrica. Apresenta ampla variação composicional, sendo caracterizada, segundo a AIPEA, por ser sub-saturada em álcalis, conter Al^{iv} menor que Al^{vi} , Fe^{+3} igual ou maior que a soma de Fe^{+2} e Mg (Bailey *et al.* 1984).

Embora alguns autores tenham considerado uma origem em ambiente lagunar (Dillenburg *et al.* 2000, Gonzáles et al 2004, Albani et al, 2005), a formação das glauconitas associada a baixas taxas de sedimentação nas proximidades da borda da plataforma é demonstrada em numerosos trabalhos (Burst 1958a e b; Odin & Matter 1981, Berg-Madsen, 1983, Bornhold & Giresse 1985, Chaudhuri *et al* 1994, Amorosi, 1995, Giresse et al. 2004).

A borda da plataforma é um local favorável também à gênese de fosfatos, razão pela qual é comum sua associação com glauconitas. Além do ambiente, a retirada do magnésio da água intersticial pela glauconita favorece a fixação de cálcio pelo fosfato (Tucker 2005).

Como autóctones, os níveis glauconíticos são tomados como seção condensada (SC), em trato de sistema transgressivo (TST), constituindo importante marco estratigráfico (Odin & Matter 1981, Amorosi 1995, Guimarães & Dardenne 2005), além de indicador paleoambiental.

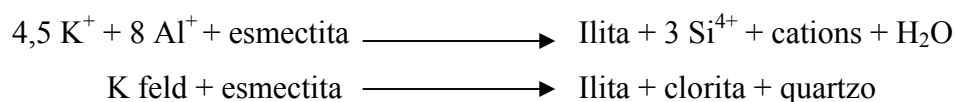
3.2 - Evolução dos filossilicatos: da diagenese à epizona

Diagênese é conceituada como todas as mudanças que ocorrem nos sedimentos após sua deposição até o início do metamorfismo ou do intemperismo. (Pettijohn 1973, Hower *et al* 1976, Boles e Franks 1979, Couto Anjos 1988, Denoyer De Segonzag 1969 e 1970, Kubler 1968, Kisch 1990). Cada um dos seus estágios – precoce, tardio e telodiagênese – é marcado por distintas associações de argilominerais da mesma forma que a anquizona. Esta é definida como a condição

em que a rocha não mais apresenta argilominerais expansivos, registrados por difração de raios-X.

Na diagênese, inicialmente, predominam processos semelhantes ao intemperismo, condicionados principalmente pelo pH e Eh do meio, pela composição dos fluidos intersticiais e pela composição detrítica. Além da alteração de silicatos ocorre a neoformação de argilominerais a partir da precipitação de íons contidos em soluções, particularmente importante nos arenitos.

Em geral, na diagênese precoce as esmectitas são constituintes abundantes. A intensificação da diagênese favorece a fixação de potássio na esmectita, concomitantemente à liberação de água da sua estrutura, dando origem a camadas de ilita –ilitização- por vezes, associadas a formação da clorita (Hower *et al.* 1976, Boles e Franks 1979).,



Estes processos favorecem a formação de minerais interestratificados - ilita/esmectita (I/S) e clorita/esmectita (C/S) - que caracterizam o estágios da diagênese tardia (Kubler 1964 e 1967; Dunoyer de Segonzac 1970, Hower *et al* 1976, Boles e Franks 1979, Cavalcante *et al* 2003, Bozkaya & Yalçin 2004).

Inicialmente desordenados com predominância da esmectita, os interestratificados passam, com o aumento de temperatura, a uma maior quantidade de ilita ou clorita e tornam-se também melhor ordenados, chegando à formação da rectorita (50% de ilita e esmectita) ou correncita (50% de clorita e esmectita). Sob temperaturas mais elevadas desaparece a esmectita, o que marca a anquizona, restando a ilita que pode estar associada a clorita.

Além dos processos de transformações diagenéticas das esmectitas a clorita pode ser produzida também a partir da alteração de minerais detríticos (por exemplo, a cloritização de biotitas), ou pela precipitação de íons em poros das rochas sedimentares (Burst 1959, Hower *et al.* 1976, Boles 1979, Couto Anjos 1988, Ylagan *et al* 2002, Luca Aldega & Eberl 2005), sendo constituintes maiores na epizona (Dunoyer de Segonzac 1970, Wybrecht *et al* 1985).

A evolução diagenética é registrada também nas glauconitas, cuja estrutura da esmectita torna-se semelhante à da ilita pela incorporação do potássio, diminuindo a porcentagem de leitos expansivos (Burst, 1958; Hower 1961, Odin & Matter 1981, Berg-Madsen, 1983). Como tendência, o aumento da intensidade da diagênese é acompanhada também pela substituição de silício e ferro pelo alumínio (Strickler & Ferrell 1990, Ireland *et al* 1983). Entretanto, a influência

da diagênese sobre a porcentagem de leitos e sobre a composição é fortemente controlada pela composição mineral e textura da rocha portadora de glauconitas (Bentor & Kaster 1965, Guimarães *et al* 2000).

Para avaliar a evolução diagenética e as condições de temperatura às quais foram submetidas as rochas, foi proposto, com base em difração de raios X, o índice de cristalinidade das ilitas – ICI, que define as anqui e epizonas, bem como o início do metamorfismo de fácies xisto verde (Kubler 1964, 1967, Dunoyer de Segonzac 1970, Piqué 1982, Reuter & Dallmeyer 1989, Kisch 1983, López-Munguira & Nieto García 2004).

3.3 - Deformação Tectônica

Quando submetidas à deformação e metamorfismo, as rochas pelíticas apresentam clivagens ardosianas e/ou xistosidade. A clivagem ardosiana, por sua vez, é formada entre a anquizona e a epizona.

O conceito de clivagem ardoseana está associado a recristalização de filossilicatos em planos preferenciais ou sua orientação de crescimento em função da direção dos esforços que deformou a rocha. A penetratividade desta clivagem, o fato de ser espaçada ou contínua, de ser persistente ou não e de ter uma textura fraca, moderada ou forte é definida em função da intensidade dos esforços associada ao tipo de rocha e a mineralogia da mesma (Kisch 1983).

Em mapeamento sistemático em uma área teste, Piqué (1982) classificou a clivagem formada em sedimentos não metamórficos ou de baixo grau metamórfico em 4 tipos segundo o aparecimento ou não da clivagem ardoseana: *A* - não planar e clivagem espaçada *B* - planar e espaçada, *C* - planar e clivagem penetrativa e *D* - clivagem contínua. Associadas ao índice de cristalinidade das ilitas – ICI – essas clivagens foram classificadas como pertencendo a: *A e B* – anquizona, *C* – epizona e *D* – metamorfismo de baixo grau, e usadas como ferramentas para se definir a distribuição espacial destas zonas.

Quanto à química mineral, na anquizona os filossilicatos apresentam uma maior dispersão da composição, reportando ao seu caráter detrítico, que se torna mais homogêneo na epizona, com uma tendência a fengita. Já no metamorfismo de baixo grau há uma tendência a formação de uma paragênese equilibrada. A caracterização dos estágios de diagênese até anqui e epizona, bem como da deformação e da química mineral é importante para a distinção das feições deposicionais preservadas nos filossilicatos.

04 - MATERIAIS E MÉTODOS

Pertencentes à unidade Ritmito Superior do Grupo Paranoá, os filossilicatos estudados foram coletadas em afloramentos durante o mestrado e nos trabalhos de campo da disciplina Mapeamento Geológico I, do curso de Geologia/UnB (tabela 4.1).

Como será descrito no capítulo 05, as principais características levantadas no campo, mostraram a existência de várias fácies dentro da Unidade Ritmito Superior, bem como as relações entre elas.

A composição e textura de cada fácies foram definidas por microscopia ótica, sobre lâminas delgadas, confeccionadas e analisadas conforme procedimentos convencionais de descrição petrográfica. Assim, distinguiram-se as micas detríticas, os minerais autigênicos (glauconitas) e diagenéticos, bem como feições deposicionais e pós-deposicionais.

A identificação dos argilominerais foi realizada por difração de raios-X, sendo a química mineral obtida através de análises por microsonda eletrônica.

Difração de raios X:

A difração de raios X foi utilizada para a caracterização do material muito fino e para a determinação do Índice de Cristalinidade das Ilitas – ICI (Kübler 1968).

Os princípios, técnicas e interpretação das análises difratométricas são tratados nas obras de Klug & Alexander (1974) e de Cullity (1978). Trabalhos mais recentes tratam das técnicas de preparação de materiais e a interpretação dos dados aplicados a estudos mineralógicos, destacando-se as obras de Formoso (1984), Besoain (1985), Moore & Reynolds (1989), Brindley & Brown (1980), Bish & Post (1989), Alves (1987, 1990) Bouchet *et. al.* (2000).

As amostras foram preparadas e analisadas no laboratório de Raios-X do Instituto de Geociências da Universidade de Brasília. Foram realizadas análises da amostra total, preparadas em lâmina vazada pelo método de compressão a seco, bem como da fração argila. A separação da fração argila consistiu da dispersão em água destilada das amostras trituradas, seguidas de centrifugação em 750 rpm por 07 minutos, que ocasiona a deposição da fração maior que 02 μm , enquanto a fração argila permanece em suspensão, conforme a lei de Stocks. O material do sobrenadante foi novamente levado à centrifugação por 30 minutos a 1500 rpm para a decantação da fração menor que 02 μm , utilizada para preparação de lâminas orientadas, pela técnica do esfregaço. Foram analisadas lâminas orientadas secas ao ar, solvatadas com etileno glicol por 12 horas sob vácuo, e aquecidas a 490° C por 03 horas.

As análises foram realizadas em difratômetro de raios-X, marca RIGAKU GEIGERFLEX, modelo D/MAX - 2AC, operando com tubo de cobre, sob 35 kV e 15 mA, sendo a velocidade de varredura de 2°/min, com passos de 0,05°. O intervalo de análise foi de 02° a 70° 2 θ para as amostras totais e normais (fração argila orientada) e 2° a 35° 2 θ para as amostras solvatadas e aquecidas.

A identificação dos grupos de minerais contou com o auxílio do programa JADE 3.0, base WINDOWS, com banco de dados PC-PDF (Powder Diffraction File - PDF para PC) produzido pelo International Center for Diffraction Data - ICDD.

Microsonda Eletrônica:

A química mineral dos filossilicatos foi determinada sobre lâminas delgadas, polidas e metalizada com carbono. As análises foram realizadas no Laboratório de Microsonda Eletrônica do Instituto de Geociências da UnB, no equipamento CAMECA Camebax, operando com 15kV, corrente de 5 a 10 mA, tempo de contagem de 10-15 segundos por elemento e foco de 02 μ m. Foram dosados os elementos Si, Ti, Al, Fe, Mg, Mn, Ca e K, sendo todo o ferro assumido como Fe⁺³. O sódio dosado apenas em parte das amostras, apresentou percentual inferior a 0,7 de Na₂O.

A fórmula estrutural, das micas, ilitas e glauconitas, foi re-calculada, a partir das análises dadas em porcentagem de óxidos, sobre a base de 44 cargas negativas.

São aceitas como análises válidas aquelas compatíveis com as fórmulas ideais de mica, ilita e glauconita. Para as micas tem-se valores, por fórmula unitária, entre 5,5 e 6,4 de Si, 3,8 a 4,0 na soma do octaedro e soma de álcalis próxima a 2,0. Na ilita, Si é maior que na mica, até um limite em torno de 7,2, tendo Al maior que 3,0 no octaedro, cuja soma oscila entre 3,5 e 4,0, enquanto a soma de álcalis é menor que 2,0. A glauconita, semelhante à ilita, dela se distingue pelo maior conteúdo em Si, Fe e Mg, enquanto o Al do octaedro é sempre menor que 3,0.

Tabela 4.1: Descrição geral das amostras analisadas. LP = Lâmina Petrográfica, DRX = Difractometria de Raios X, MS = Microsonda Eletrônica, Unidades litoestratigráficas: RS = Ritmito Superior.

AMOSTRA	DESCRIÇÃO MACROSCÓPICA	UNIDADE	LP	DRX	MS
05-IV-30	Arenito deformado com lentes argilosas	RS - Ritmito síltico	X		
05-IX-38	Arcósio médio maciço e não deformado	Nível Arcosiano	X		
05-XII-26	Arenito fino com grãos de glauconita dispersos, maciço e não deformado	RS - Areias com glauconita	X		
06-I-21	Siltito amarelo com algumas lâminas marrons e não deformado	RS - Arenitos puros	X	X	
06-III-24	Arenito glauconítico	RS - Arenito glauconítico	X		
06-V-62	Contato entre diamictito e marga	RS - Brecha	X		
06-V-79	Argilito laminado com níveis de clorita e de óxido de ferro e não deformado	RS - Pelitos com glauconita	X	X	
06-X-01	Diamictito	Diamictito [RS/ Jequitaiá (?)]	X		
Cachoeira	Folhelho preto com grão centimétrico de siltito e moderadamente deformado	RS - Brecha com glauconita	X		X
CRW-003	Folhelho preto, moderadamente friável, com pirita e moderadamente deformado	RS- Fácies folhelhos pretos		X	
CRW04	Folhelho preto intercalado com lâminas arenosas, moderadamente friável, com pirita e moderadamente deformado	RS - Folhelhos pretos	X	X	
MAP 06-VI-20	Arenito glauconítico verde, médio, com lâminas de alteração marrons e não deformado	RS - Arenito Glauconítico	X		X
MAP-06-III-30	Arenito glauconítico médio, cinza-roxeadado, pouco friável, pouco alterado e deformado	RS - Arenito glauconítico	X	X	X
MGI-II-P17	Arenito glauconítico verde, grosso, maciço e não deformado	RS - Arenito glauconítico	X		
S008a	Folhelho preto não deformado	RS - Folhelhos Pretos	X		X
S008b	Folhelho preto não deformado	RS - Folhelhos Pretos	X		X
SB001	Folhelho preto, pouco friável, com pirita e pouco deformado	RS - Folhelhos Pretos	X		X
SB-02	Arcósio muito fino, amarelo-pardo, maciço e não deformado	RS - Quartzo Arenito	X		
SB-09	Arenito glauconítico médio, preto-roxeadado, pouco friável, pouco alterado e deformado	RS - Arenito glauconítico	X	X	
SB-10	Diamictito cinza, pouco alterado, pouco friável e não deformado	Diamictito [RS/ Jequitaiá (?)]	X	X	
Scr 12b	Argilito preto com lâminas arenosas e fortemente deformado	RS - Brecha	X		
SCR-07	Folhelho preto, pouco friável, com pirita e pouco deformado	RS- Fácies folhelhos pretos		X	
SCR-08	Folhelho preto, pouco friável, com pirita e pouco deformado	RS- Fácies folhelhos pretos		X	
SCR-09	Folhelho preto, pouco friável, com pirita e pouco deformado	RS- Fácies folhelhos pretos		X	
Scr-10	Argilito com laminação grossa, vermelho e roxo, com veios de carbonato e fortemente deformado	RS - Ritmito síltico	X	X	
Scr-12	Argilito com laminação grossa, vermelho e roxo, com veios de carbonato e fortemente deformado	RS - Ritmito síltico	X		

05 – ESTRATIGRAFIA DO GRUPO PARANOÁ NA REGIÃO DE BEZERRA:

O Grupo Paranoá, do povoado de Crixalândia, na região Bezerra, é formado pelas rochas das unidades Quartzito Inferior, Ritmito Inferior, Nível Arcosiano e Ritmito Superior, e está recoberto pelas rochas das formações Jequitaí ou Sete Lagoas (figura 5.1 e 5.2). O presente capítulo trata das fácies da Unidade Ritmito Superior; destacando suas características estratigráficas, petrográficas e mineralógicas e é dada ênfase aos seus contatos com os níveis adjacentes – Nível Arcosiano e formações Jequitaí ou Sete Lagoas – na base e no topo respectivamente. A Unidade Ritmito Superior descrita nesta região (Guimarães 1997), se caracteriza pela ampla variação de fácies, contendo termos siliciclásticos e carbonáticos.

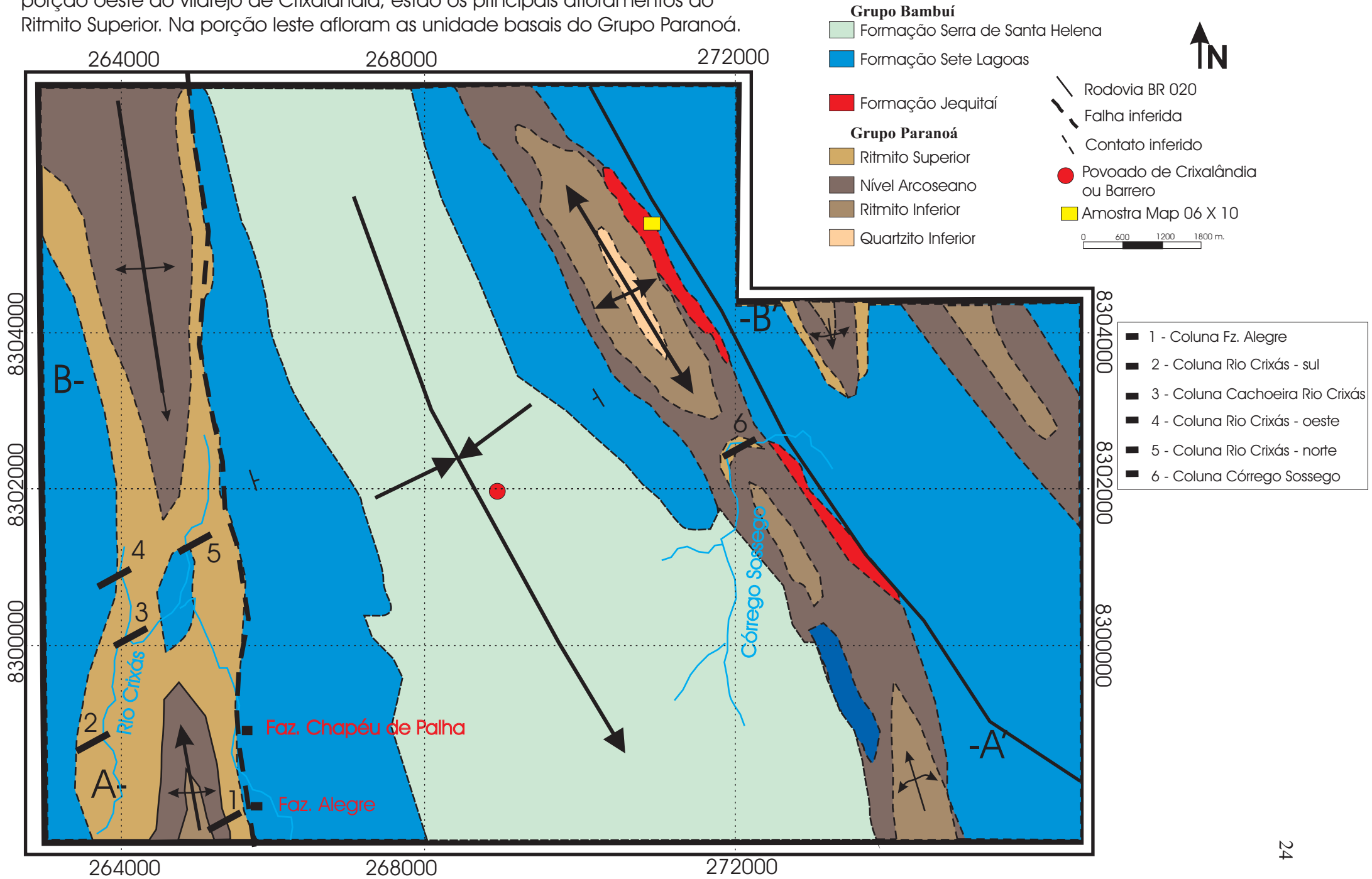
5.1 - Unidade Nível Arcosiano

O Nível Arcosiano, na região estudada, sustenta a maior parte dos altos topográficos e sempre é o substrato do Ritmito Superior.

Constituído de litotipos terrígenos imaturos mineralógica e texturalmente, tendo granulação variável desde areia (granulação predominante) até conglomerados finos, o Nível Arcosiano contém também níveis de ritmito intercalados entre arenitos ou conglomerados. Predominam na unidade, rochas de coloração rósea, devido a grãos recobertos por filme de óxido e cinza esbranquiçada. Quando intemperizada apresenta-se friável, com transformações dos feldspatos para uma massa muito fina de argilominerais.

Os níveis conglomeráticos apresentam, por vezes, granodecrescência ascendente, com granulação de seixos, passando a areia grossa com grânulos, até areia média. São formados por rochas mal selecionadas, constituídas por clastos subangulosos a subarredondados. Os grãos mais grossos são predominantemente de feldspatos e de quartzo, mas há ainda a presença de fragmentos líticos, constituídos de siltitos, quartzitos, chert, além de fragmentos de arcósios.

Figura 5.1: Esboço geológico da área de Crixalândia, distrito de Bezerra. Na porção oeste do vilarejo de Crixalândia, estão os principais afloramentos do Ritmito Superior. Na porção leste afloram as unidade basais do Grupo Paranoá.



Posicionados, em geral, nas depressões topográficas entre as cristas de arcósio, os níveis rítmicos têm ocorrência restrita, sendo mais comuns no extremo norte da região de Bezerra. São constituídos por lâminas onduladas de areia fina e silte, tendo a composição semelhante à dos níveis arenosos.

Os níveis de arenitos são constituídos por camadas centimétricas a decimétricas, com estratificações cruzadas tabulares e tangenciais, reviradas e estruturas convolutas (figura 5.3 *a* e *b*), bem como laminação milimétrica nos níveis de arenitos médios e finos. São compostos por quartzo, feldspatos, micas e minerais acessórios, constituindo desde arenitos felspáticos com cerca de 20% de feldspatos (observados em lupa) até arcósios, propriamente ditos, podendo atingir cerca de 50% (também observado em lupa).

Em lâminas petrográficas são descritos quartzo, plagioclásio, k-feldspato, massas de filossilicatos e fragmentos líticos, e é possível identificar uma orientação incipiente dos grãos indicando o plano de deposição dos sedimentos. O tamanho dos grãos é bastante variado, sendo desde 0,2 mm até mesmo 4,0 mm aproximadamente. Predominam os grãos com granulação de areia média, caracterizando um selecionamento moderado dos sedimentos com predominância de grãos sub-arredondados a arredondados (figura 5.4 *a* e *b*).

Os grãos de quartzo perfazem cerca de 75% das lâminas, com predominância dos grãos monocristalinos, com extinção levemente ondulante. Os grãos de feldspáticos são cerca de 25% da rocha, com granulação e textura parecidas com os grãos de quartzo. Predominam grãos que apresentam macla em xadrez, embora também tenha sido observadas maclas polissintéticas, além de grãos sem geminação. Em geral os grãos de feldspatos encontram-se pouco alterados ou alterando para massas finas de filossilicatos. Localmente ocorrem crescimentos secundários sobre grãos de quartzo e, mais raramente sobre feldspatos, sendo comum também o cimento silicoso.

Os constituintes líticos são fragmentos de rochas sedimentares, graníticas e gnáissicas, particularmente nos níveis mais grossos. Os contatos variam de planos a côncavos convexos, ocasionalmente ocorrem planos de estilólitos.

As estratificações cruzadas acanaladas e tangenciais indicam fluxo direcional, que associadas à granulação areia média com selecionamento moderado caracterizam regime de fluxo inferior de alta energia. A granodecrescência, a sobreposição de estratos mais finos sobre os mais grossos, a repetição cíclica dessas seqüências sugere a variação de energia do fluxo e a variação de canais ou condutos por onde o sedimento foi carregado (Tucker, 2005).

Nível Arcosiano



Figura 5.3: Estruturas sedimentares nos níveis finos da unidade arcósiana. A) estratificação cruzada tangencial, B) estrutura de carga convoluta

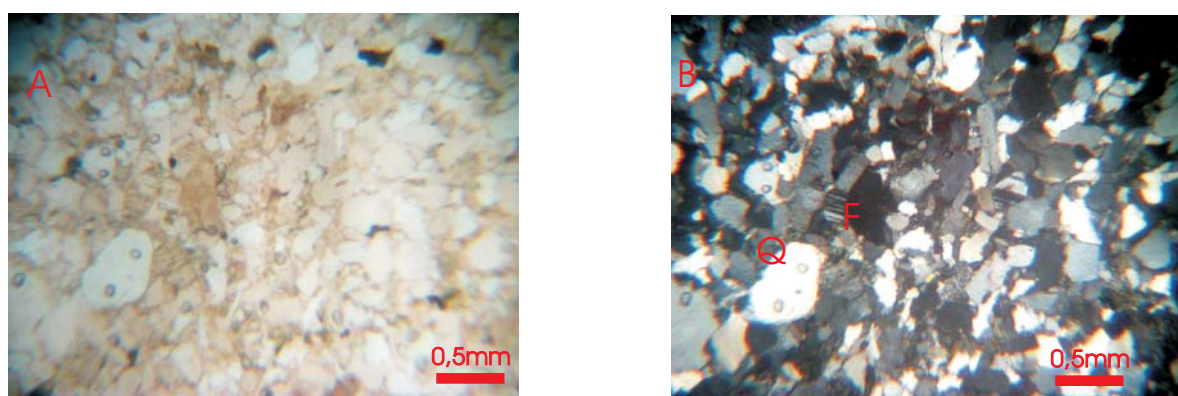


Figura 5.4: fotomicrografia dos aspectos gerais do Nível Arcosiano. Granulação variando entre areia fina e média, contatos pontuais a planares. Os grãos em geral são subarredondados e a matriz argilosa. F=feldspato e Q quartzo. A) nicóis paralelo e aumento de 2,5x, B) nicóis cruzados e aumento de 2,5x.

A soma desses fatores sugere a deposição desta unidade em um sistema de rios entrelaçados, com uma fonte proximal, responsável pela imaturidade composicional da unidade.

5.2 - Unidade Ritmito Superior

Posicionado estratigraficamente sobre o Nível Arcosiano, o Ritmito Superior é uma unidade descontínua, em geral ausente na porção norte da região de Bezerra, apresentando as maiores espessuras (cerca de 50m) a oeste (figura 5.2 e 5.5). Além da espessura, é ampla a variação faciológica, que abrange desde rochas detríticas (siltitos laminados, folhelhos negros, arenitos e intercalações rítmicas de siltitos e argilitos), níveis glauconíticos, até lentes carbonáticas, por vezes estromatolíticas.

São abundantes e variadas as estruturas sedimentares, como estratificações cruzadas tangenciais, tabulares e acanaladas; marcas onduladas; lentes de areia (*wavy* e *linsen*), *flaser*, estruturas de carga como chama, convoluta e pseudonódulo. Também são reconhecidas estruturas tipo *hummockys*, além de deformações sin-sedimentares como escorregamento (*slumping*) que gera dobras intraestratais, brechas intraformacionais, falhas e fraturas sem um padrão sistemático.

Devido à heterogeneidade da unidade Ritmito Superior, não é possível estabelecer uma única coluna estratigráfica que represente todo o empilhamento. De maneira geral, na base predominam fácies rítmicas interdigitadas a níveis de arenitos, enquanto os termos pelíticos e carbonáticos são mais comuns em direção ao topo. Com base nas características composicionais e estruturas sedimentares, são reconhecidas cinco fácies: 1) Fácies de Ritmito Siltico, 2) Fácies Glauconítica, subdividida de acordo com estruturas e composição, 3) Fácies Arenito, 4) Fácies de Folhelho, 5) Fácies Carbonática.

Unidade Ritmito Superior



Figura 5.5: Detalhes dos Ritmito Superior. A) Falha intraestratal, coloca lado a lado o mesmo estrato do Ritmito Siltico, quase dobrando a espessura da camada; B) Estrutura sedimentar; marcas onduladas; C) camadas laminadas e fraturadas da Fácies Ritmito Siltico; D) dobra suave em siltito.; E) Dobras parasíticas apertadas

5.2.1 - *Fácies de Ritmito Siltico*

Esta fácies compreende ritmitos constituídos por intercalações de lâminas argilosas e silticas, contendo também lentes métricas de arenitos brancos maciços e de dolomitos. É a fácies mais representativa da Unidade Ritmito Superior e a que possui maior extensão lateral. Está em contato, na base com as rochas do Nível Arcosiano ou sobre outra litofácies do próprio Ritmito Superior e são recobertos por folhelhos ou carbonatos desta unidade, ou pelas formações Jequitaí ou Sete Lagoas (figuras 5.2, 5.6 e 5.7).

As rochas desta unidade se apresentam finamente estratificadas, com acamamento ondulado de espessura milimétrica a centimétrica. São observadas estruturas lenticulares, *flaser*, pseudonódulos e lâminas descontínuas de argila. A coloração é cinza esverdeada quando fresca, variando de roxo e rosa por intemperismo, ou amarelada, quando associada aos níveis glauconíticos. Além de quartzo e filossilicatos como constituintes maiores, nesta fácies são comuns níveis mais ou menos enriquecidos em feldspatos, podendo ainda conter localmente, carbonatos, glauconitas e fosfatos.

Ao microscópio, as lâminas argilosas são compostas de massa muito fina de argilominerais, orientados segundo o acamamento. Em geral estas lâminas são irregulares, descontínuas e deformadas, contendo, por vezes, grãos dispersos de areia fina de quartzo e de feldspato bem selecionados e subarredondados (figura 5.8).

Nas lâminas silticas, também irregulares, o acamamento é marcado pela orientação parcial dos grãos de quartzo e feldspato. No geral, os grãos são angulosos enquanto os maiores são sub-angulosos. O contato entre os grãos é pontual ou planar, sendo os espaços entre eles preenchidos por matriz e pseudomatriz argilosa, além de, eventualmente, cimento silicoso.

Os grãos de quartzo apresentam bordas com marcas de absorção e sob nicóis cruzados, extinção ondulante. Os grãos de feldspatos possuem aspecto sujo, e são evidenciados pelas maclas em xadrez (feldspato potássico) e polissintética (plagioclásio). São reconhecidas feições de dissolução e recristalização em grãos de plagioclásio que possuem borda alterada, mas com o interior límpido, no qual as maclas são bem definidas e sem alteração.

A matriz e pseudomatriz argilosa são marrom-esverdeadas e microcristalinas. Entre a matriz é possível observar a presença de micas brancas detríticas, como pequenas lamelas e, em apenas alguns níveis, massas esverdeadas de glauconitas ou materiais glauconitizados. Parte do material argiloso tem feição de matriz sin-deposicional quando se observam filmes

de argila preenchendo pequenos espaços entre os grãos de quartzo e feldspato. Massas argilosas com deformação dúctil, ocupando espaços entre os grãos mais rígidos e são feições diagenéticas, caracterizando pseudomatriz.

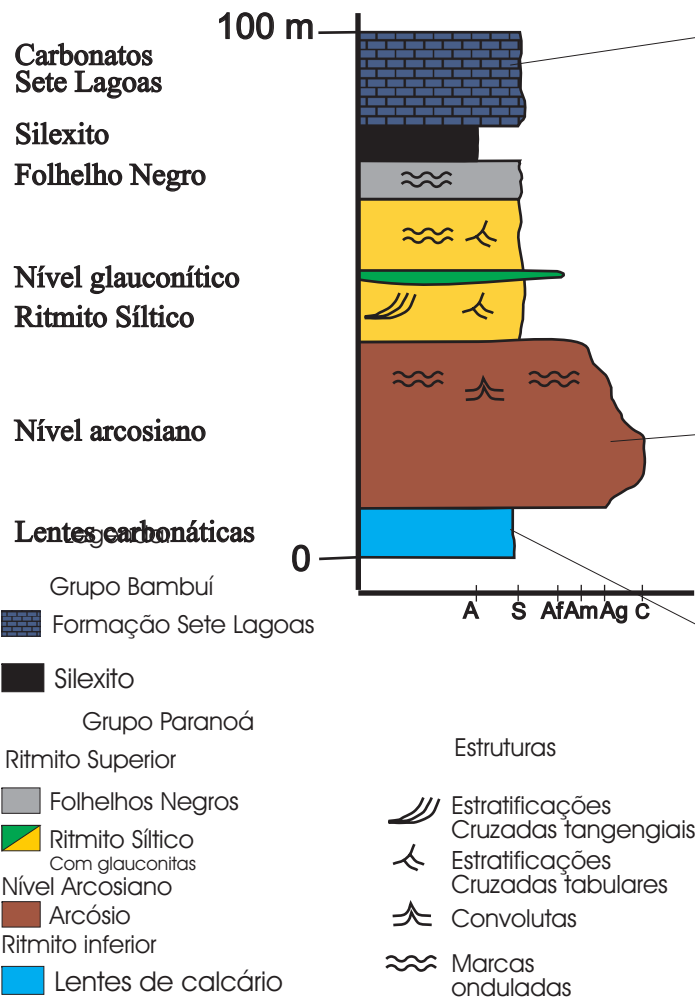
Nas lâminas há feições de deformação tanto sin-sedimentar quando pós-sedimentar (tectônica). A deformação sin-sedimentar que afeta sedimentos moles ou inconsolidados é percebida por diversas feições macro e microscópicas. Aparece como deformações intra-estratais, limitadas por estratos superiores e inferiores de material similar, não deformados. Estas deformações se caracterizam também pela aleatoriedade das direções de dobras e falhas, ou seja, pela falta de um padrão. Ao microscópio, as deformações sin-sedimentares são comuns como fraturamento, reorientação de grãos e de filmes argilosos, pelo rompimento ou estrangulamento de lâminas de areia fina e pela descontinuidade da deformação (Figura 5.9).

Deformação pós-sedimentar afeta camadas inteiras ou até mesmo, unidades completas e é marcada por padrões de fraturas e dobras sistemáticas, compatíveis com a orientação regional, incluindo-se linhas de microfraturas ao longo das quais os grãos estão orientados e quebrados. Esta deformação pós-sedimentar, por vezes, está marcada nas lâminas por uma foliação incipiente que apresenta uma inclinação de aproximadamente 15° em relação ao acamamento sedimentar (figura 5.10).

Por se tratar de uma porção muito plástica dentro do Ritmito Superior, o Ritmito Síltico em geral, registram melhor a deformação e apresenta nas porções mais deformadas, dobras fechadas e em *chevron*, dobras parasíticas em padrões *S* e *Z* e dobras em caixa, reflexos da deformação regional (figura 5.5).

Em Raios X foram identificados o quartzo e a illita como constituintes maiores, feldspatos potássicos e caulinita como constituintes menores e plagioclásio como constituinte traço. Em poucas amostras ainda foram identificadas clorita como constituinte traço associada à dolomita, que nessas amostras está entre os constituintes maiores (figura 5.11).

Coluna Fazenda Alegre



Calcários deformados, intercalados com margas.



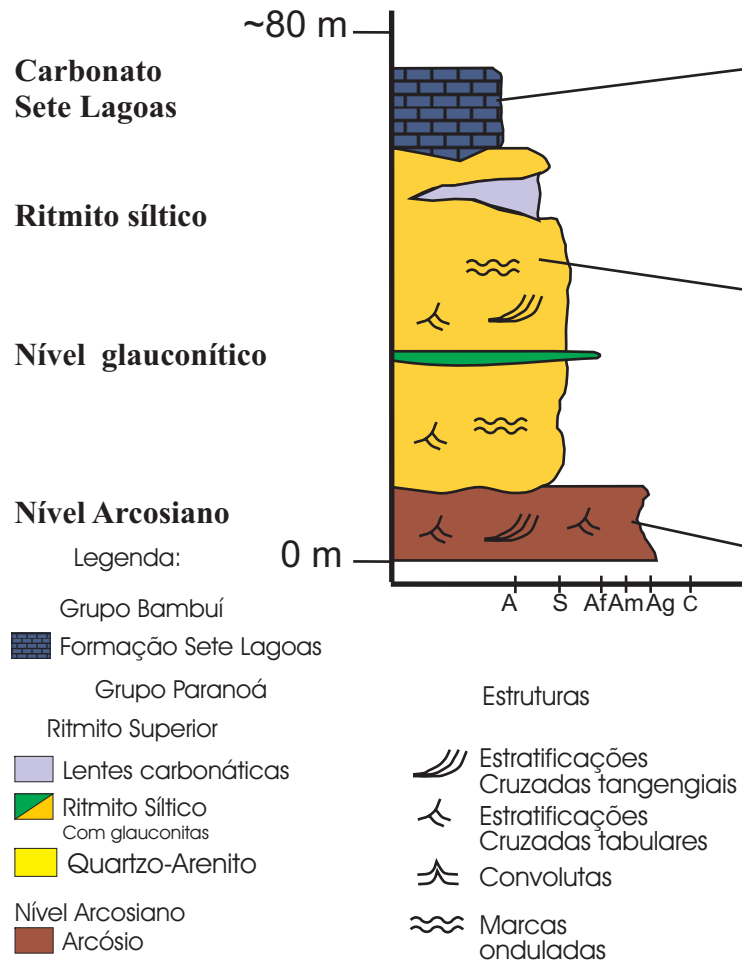
Nível Arcosiano com camadas reviradas



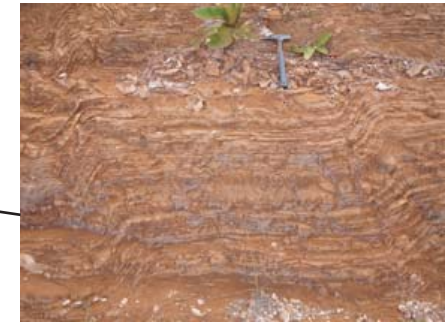
Lente de calcário do Ritmito Inferior.

Figura 5.6: Coluna estratigráfica esquemática do Ritmito Superior na Região da Fazenda Alegre.

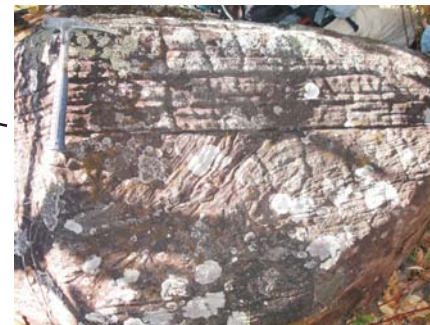
Coluna Rio Crixás Sul



Calcários intercalados com margas da Formação Sete Lagoas.



Intercalação dos materiais mais finos (coloração escura) e materiais mais grossos (coloração amarela).



Estratificações cruzadas nos níveis mais finos do Arcósio

Figura 5.7: Coluna estratografica esquematica da porção sul da região do Rio Crixás. Afloram desde o Nível Arcosiano até a Formação Sete Lagoas, sem a presença confirmada da Formação Jequitaiá.

Figura 5.8:

Ritmito Superior - Fácies Ritmito Siltico.
Lâmina: Map06-IV-30

Foto Central: Ritmitos de silti, areia e argila. Laminação muito fina marcada por níveis argilosos deformados; veios com quartzo recristalizado (em lupa com luz transmitida aumento 6x).

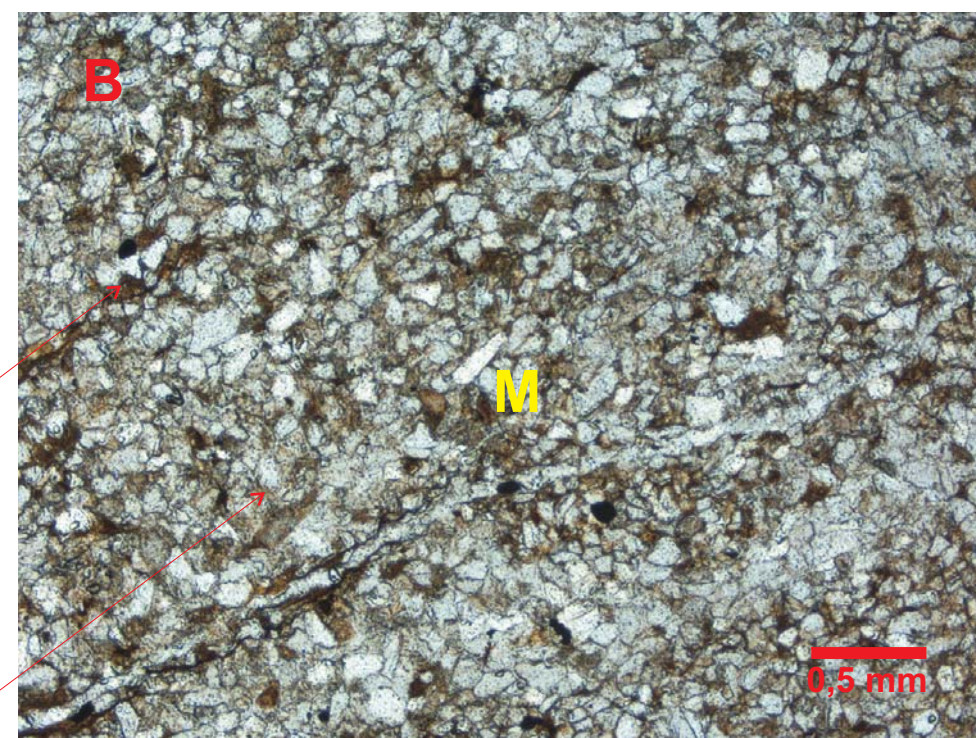
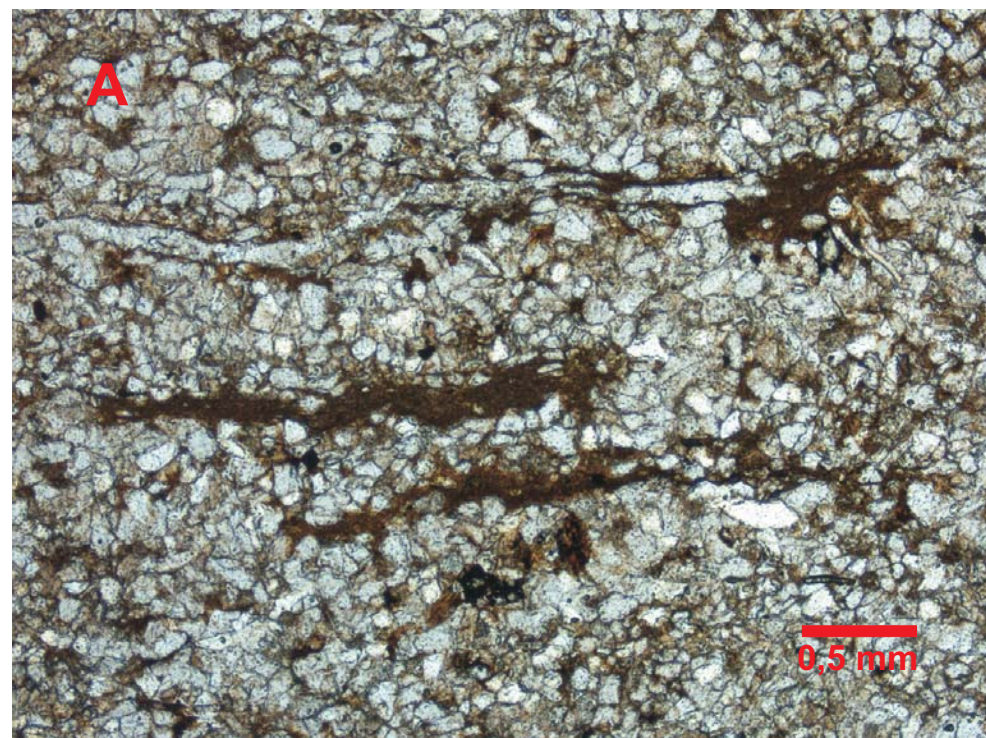
Fotomicrografias a, b, c e d: Nicóis paralelos.

A) Lâminas descontínuas de argila entre os grãos de quartzo.

B) Grão detrítico de mica orientado segundo o acamamento. M = destaca um grão detrítico de muscovita. Setas vermelhas indicam o acamamento.

C) Detalhe da matriz e pseudomatrix entre os grãos mais grossos. A pseudomatrix é formada a partir da deformação de fragmentos de argilas durante a compactação. Matrix destacada pela seta vermelha.

D) Veio de quartzo preenchendo fratura. Destaque para os grãos com filme de argila.



Lâmina
Map05-IV-30

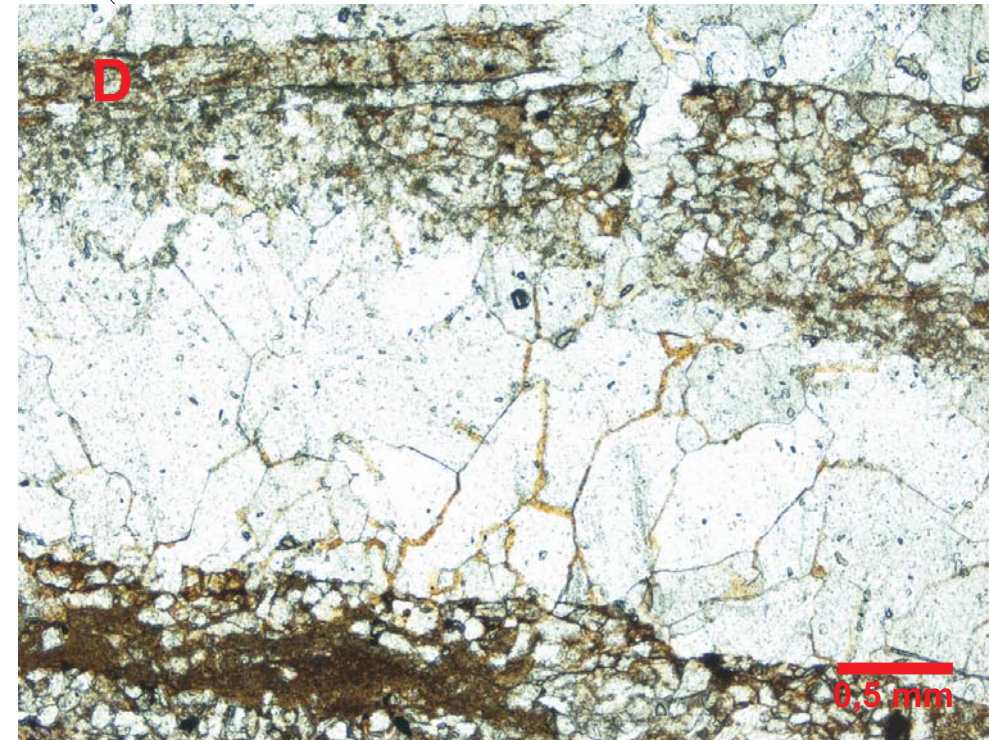
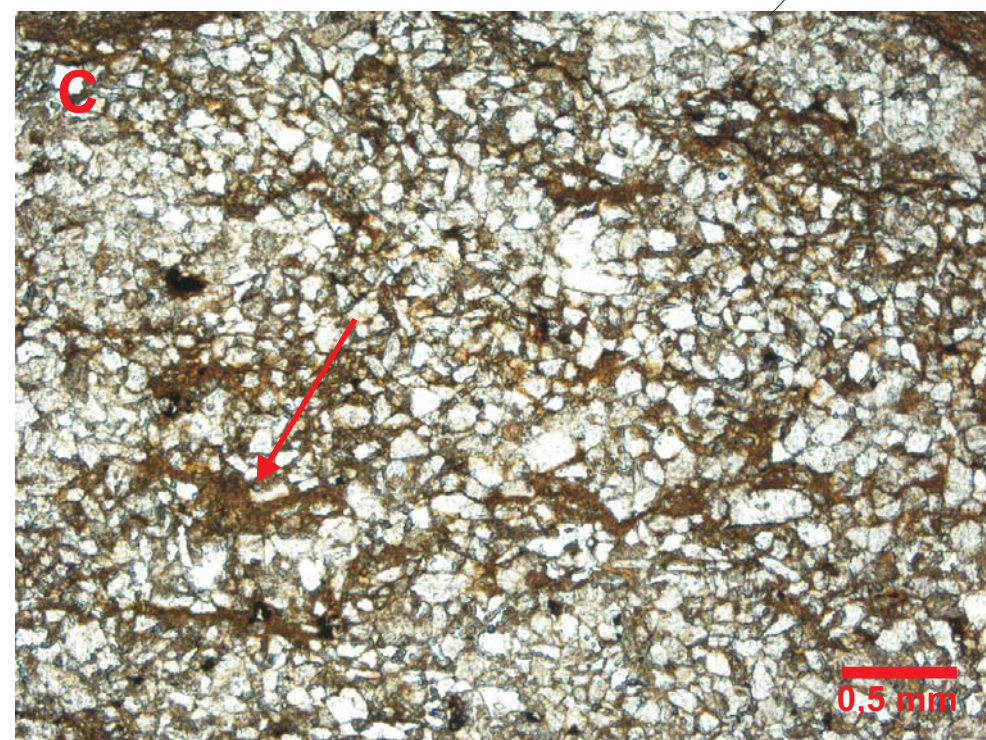


Figura 5.9:
Ritmito Superior - Fácies Ritmito Síltico
Lâmina Scr 010

:Foto central: Laminação descontínua e irregular de níveis arenosos, argilosos e sílticos, cortados por veios de carbonato. Estruturas de deformação (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Microfalhas com deslocamento das lâminas, são destacadas a repetição rítmica entre estratos de silte e areia fina. Nicóis paralelos.

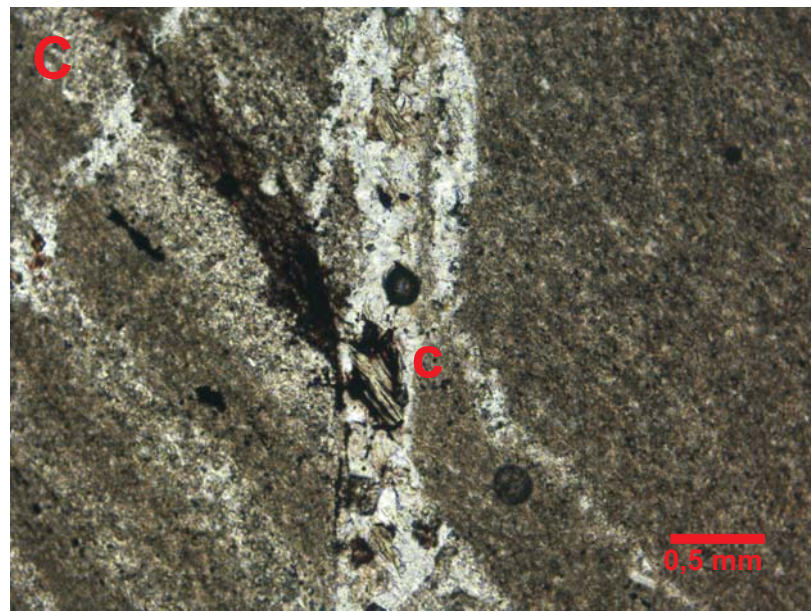
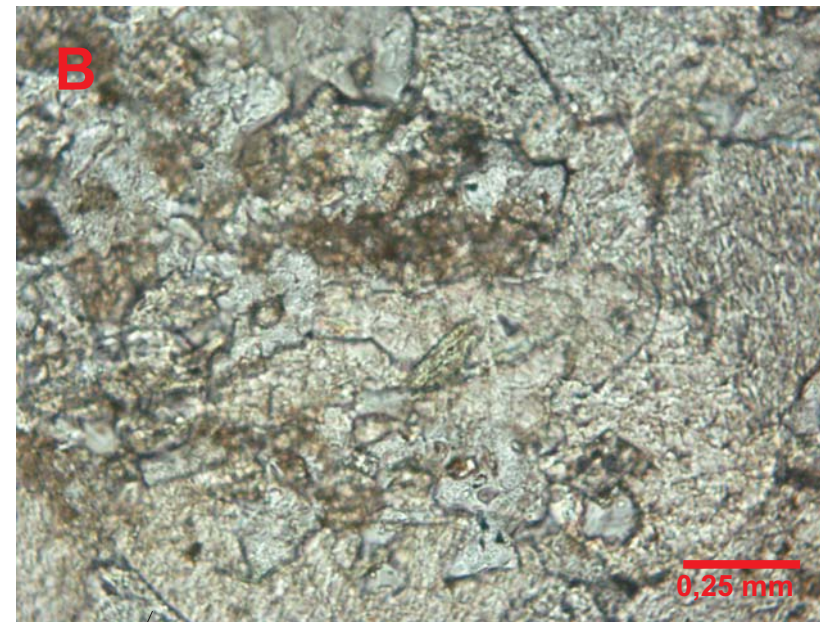
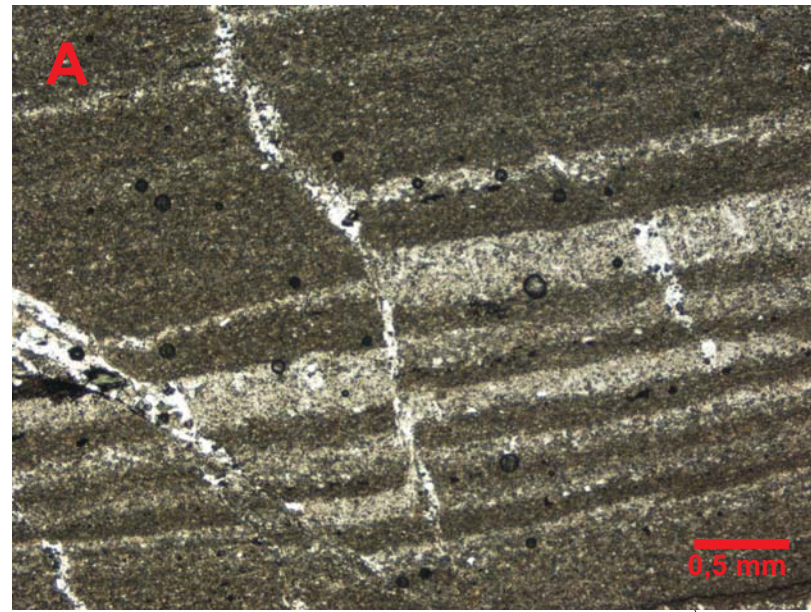
B) Grão de glauconita nos níveis arenosos. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 10x.

C) Cristal de clorita em veio de carbonato. A clorita é provavelmente produto das transformações diagenéticas da glauconita. Nas rochas do Ritmito Superior a associação das cloritas aos carbonatos é condição necessária para sua formação e preservação. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

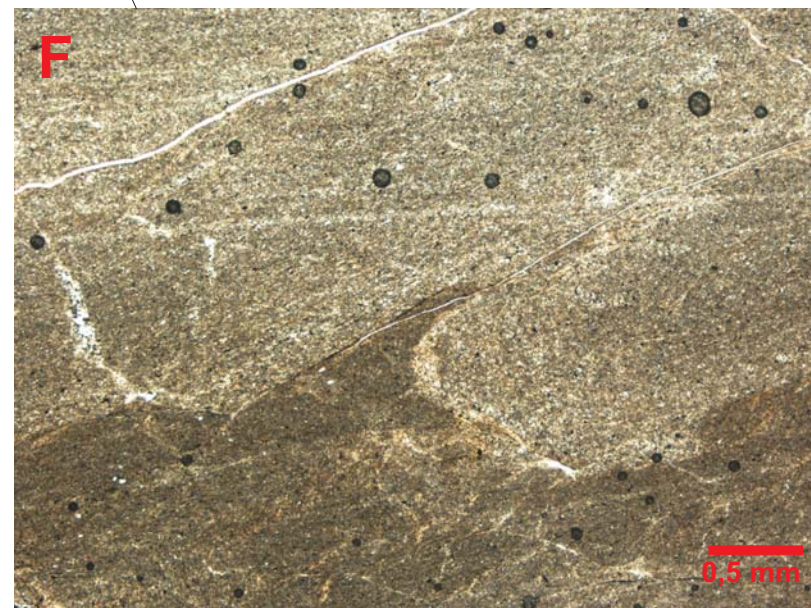
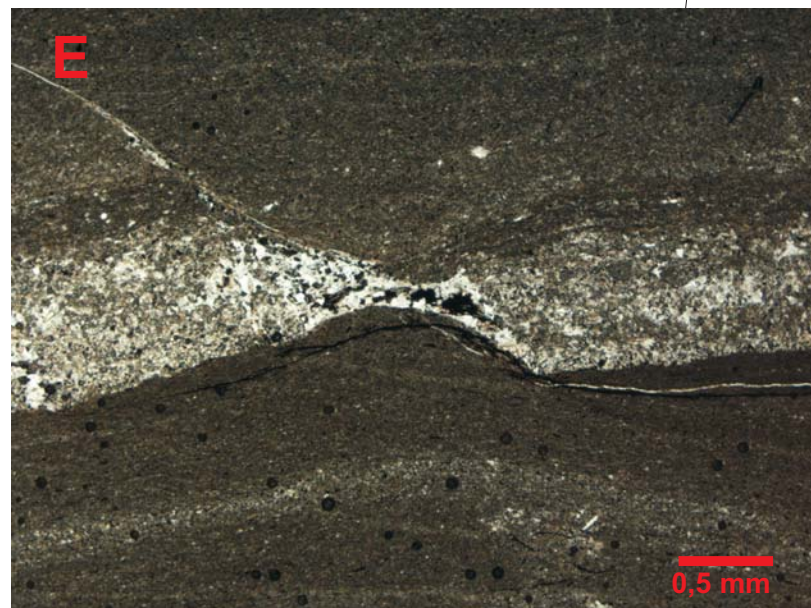
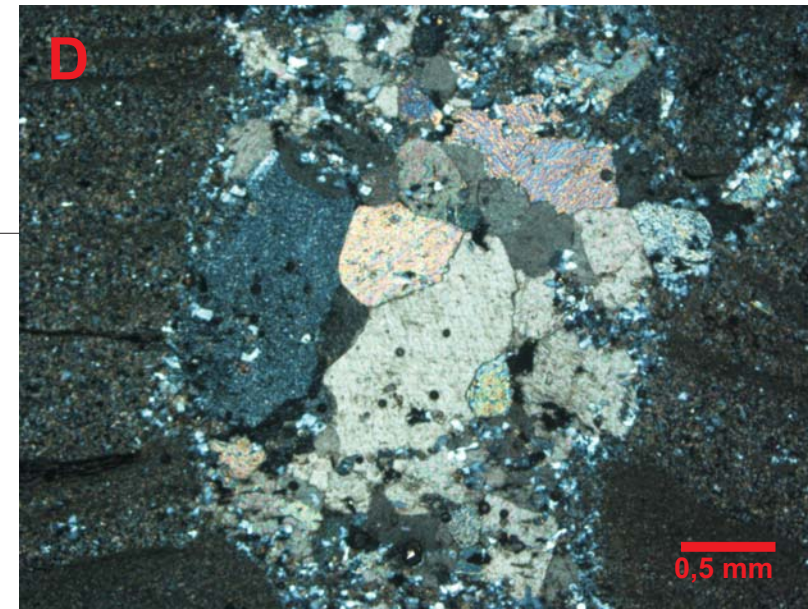
D) Veios de carbonato e grãos de calcita. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

E) Estrangulamento nos níveis arenosos e preenchimento do espaço por material argiloso. Atribuído à deformação de sedimentos moles. Provavelmente associado a escorregamento (slump).

F) Estrutura de deformação em sedimentos moles (slump) nos sedimentos mais moles, o fluxo do material mais grosso penetra o material mais fino que o suporta.



Lâmina
Scr10



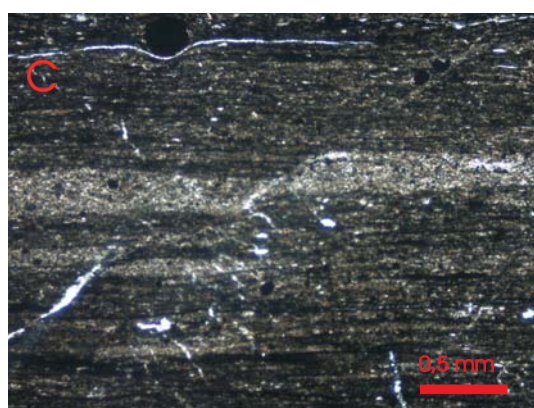
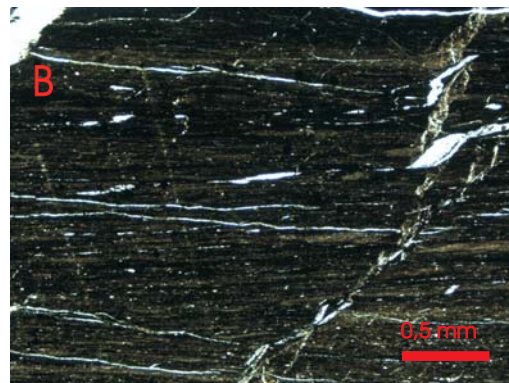
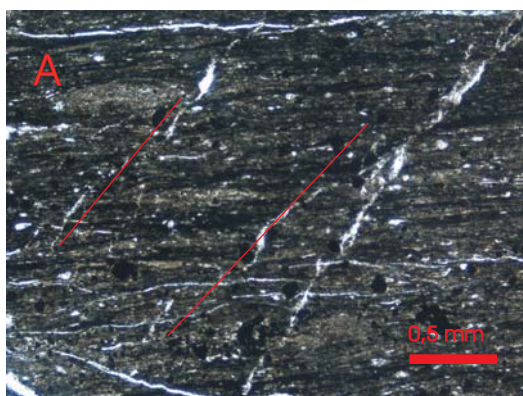
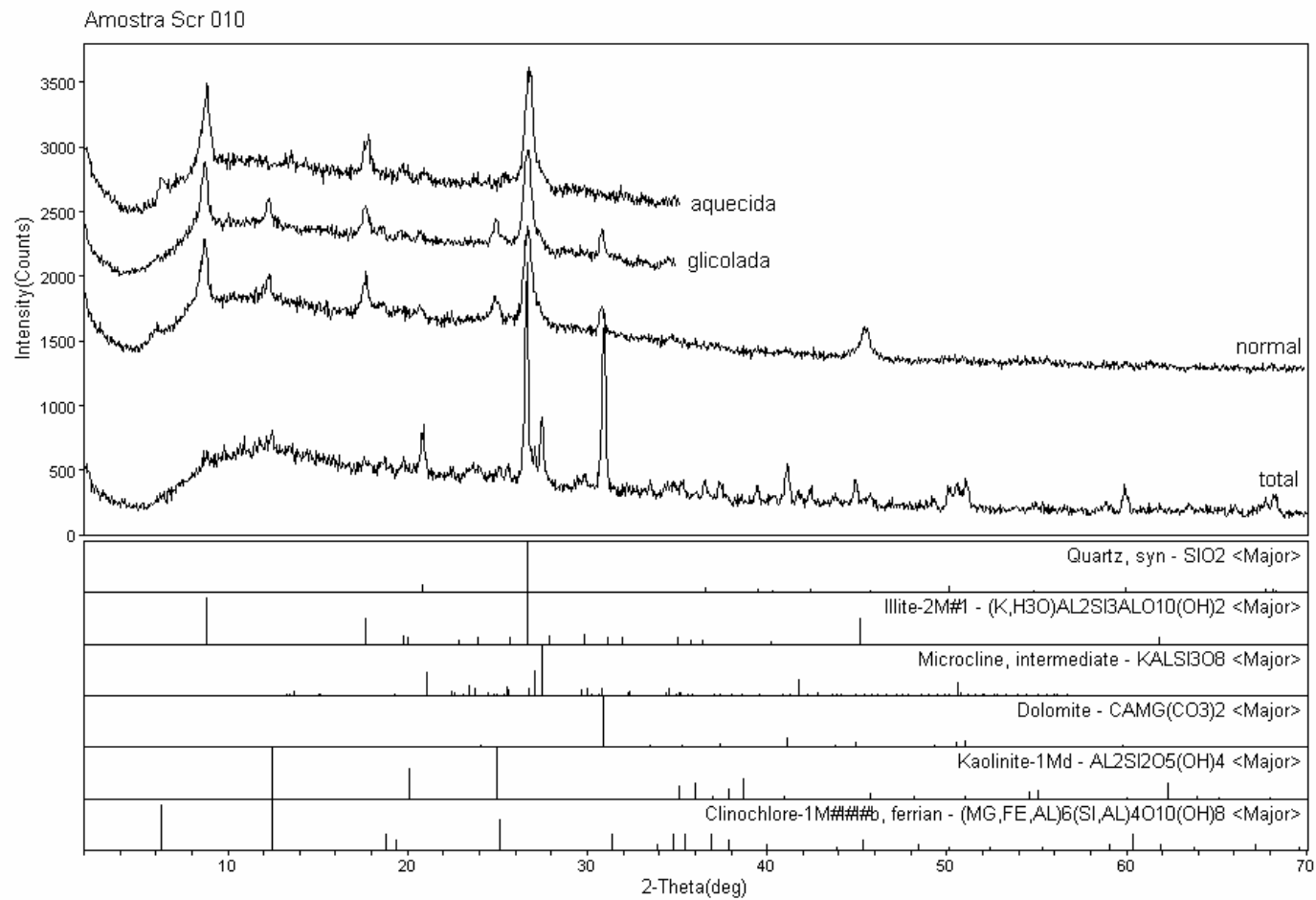


Figura 5.10: A) clivagem espaçada marcada pela recristaliação de filossilicatos (linha vermelha) B) laminação e sigmóides nos pelitos, C) Fratura com pequeno deslocamento na lâmina de areia. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 2,5x.



Laboratório de DRX - IG/UnB

<d:\samuel\raiox~1\total\novemb~1>

Figura 5.11: Difratoograma da Fácies Ritmito Síltico, a clorita é interpretada com alteração de glauconitas. As reflexões da glauconitas são somadas às das ilitas

5.2.2 - *Fácies Glauconítica*

Intercalada no ritmito síltico, esta fácies marca um nível decimétrico relativamente contínuo de glauconitas assumidas como autigênicas. Com a coloração verde intenso a pálido quando fresco, ou vermelho-arroxeadada por alteração. As glauconitas também aparecem associadas os níveis de pelitos, neste nível ela faz parte da matriz, forma por vezes camadas descontínuas de siltitos ricos em argilominerías (glauconitas) e pequenas lentes de siltitos glauconíticos intercalados aos folhelhos.

Por vezes glauconitas retrabalhadas estão contidas em arenitos esverdeados intercalados com outros materiais, ou fragmentos do nível glauconítico são encontrados em outros níveis do Ritmito Superior, a Fácies Glauconítica tem associações minerais variáveis, ocorrendo desde arenitos a folhelhos e designadas como 1) arenitos glauconíticos verdes, 2) pelitos com glauconita, 3) arenito claro com grãos de glauconita, 4) brechas glauconíticas.

Em raios-X, a mineralogia observada foi ilita e quartzo, como constituintes maiores, ortocláseo e caolinita, como constituintes menores, goethita e hematita como constituintes traços (presentes em certas amostras) e eventualmente calcita, dolomita e clorita. A glauconita presente nas amostras não é diferenciada em difração de raios X por apresenta a mesma estrutura da ilita, e a clorita identificada nesta fase é produto da alteração da glauconita (figura 5.12).

A - Arenitos glauconíticos verdes:

O arenito glauconítico apresenta, em geral, acamamento com 05 cm de espessura e marcas onduladas, ondulantes no topo. Constituído predominantemente de glauconitas (cerca de 48%) e quartzo (30%), contém ainda micas detríticas (07%), feldspatos (05%) e minerais acessórios diagenéticos (opacos 05%, cloritas 02%, calcitas e ilitas 03%).

Constituídas por material microcristalino, as glauconitas são glóbulos verdes, quase sempre arredondados, de tamanhos variados (aproximadamente de 0,1mm a 0,7mm) e formam lâminas intercaladas em níveis de areia e silte. Em várias lâminas petrográficas são observados glóbulos de glauconita com mesma continuidade ótica, contendo em seu interior diferentes grãos de quartzo, geralmente subarredondados. Esta é interpretada como uma feição autigênica,

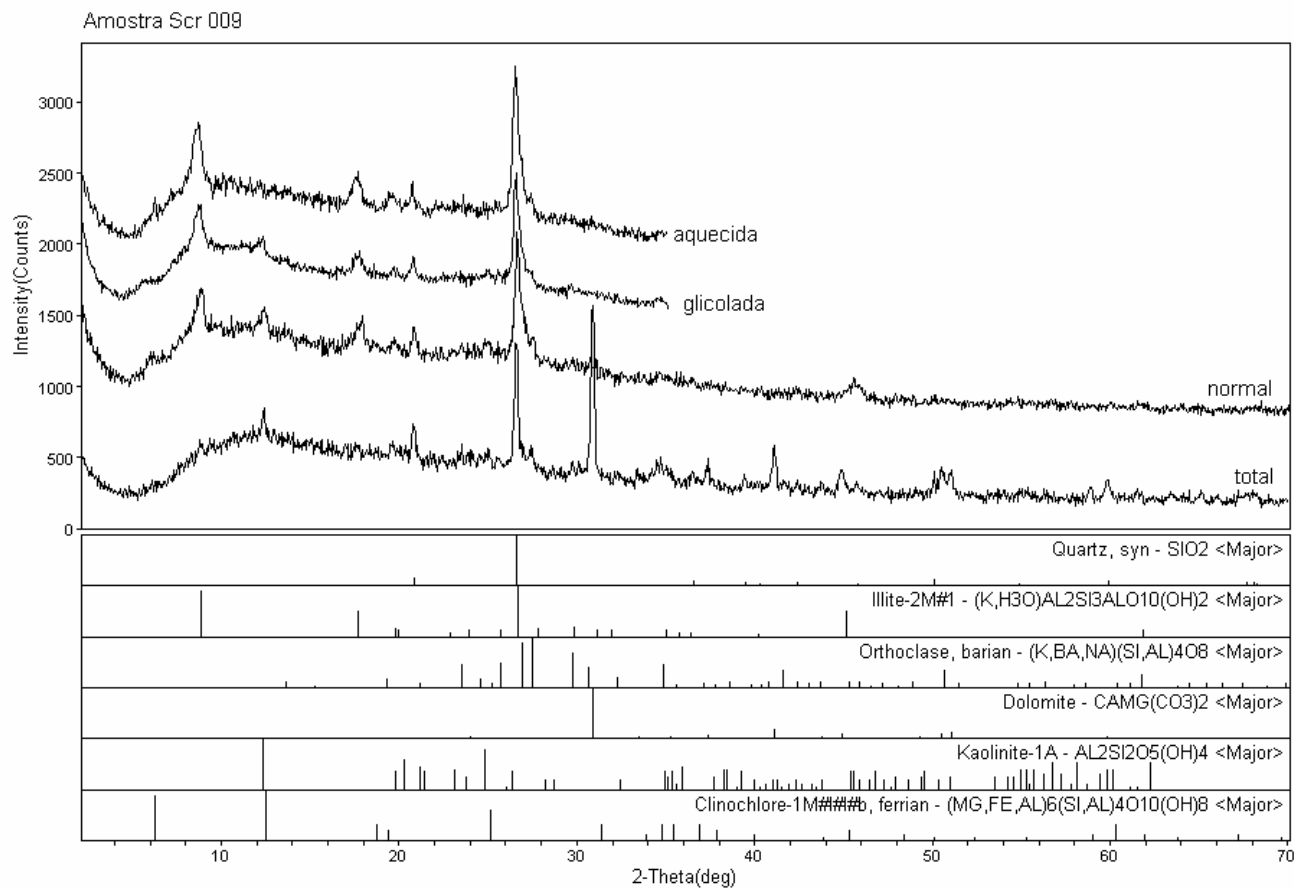
resultante do crescimento, a partir dos poros dos sedimentos, da glauconita que envolve os grãos detríticos (figura 5.13).

É comum a ocorrência de películas de minerais opacos envolvendo glóbulos de glauconita. Estes em geral contêm minerais euédricos vermelhos, translúcidos (goethita?) desenvolvidos a partir da borda, em direção ao centro. Esta alteração da glauconita parece ocorrer durante a diagênese, já que não mostra outras feições de alteração intempérica (figura 5.14).

Alguns níveis glauconíticos contêm também a clorita, como fibras claras, sempre associada a carbonatos (figura 5.15).

O quartzo se apresenta como grãos detríticos arredondados, como cimento e como cristais dentro dos glóbulos de glauconita. A granulação dos grãos detríticos varia como na glauconita estando quase sempre ambos com os mesmos tamanhos de grãos, na classe de areia média. A quantidade de cimento silicoso entre os grãos é bastante variável. Em diversas lâminas é observado dentro dos glóbulos o crescimento epitaxial de cristais euédricos de quartzo, substituindo a glauconita. Esta substituição varia desde cerca de 01% de quartzo até praticamente todo o glóbulo de glauconita.

Há além desses minerais, feldspatos e micas brancas detríticas. O feldspato ocorre na fração areia média, sendo grãos detríticos normalmente alterados, ou recristalizados total ou parcialmente. As micas são paletas brancas, bem formadas que estão entre os grãos de glauconita e quartzo, quase sempre deformados pela compactação (figura 5.15).



Laboratorio de DRX - IG/UnB

<d:\samuel\raiox~1\total\novemb~1>

Figura 5.12: Difratograma do Nível de pelitos com glauconita. Os picos referentes a glauconita são somados as das illita. A clorita é indicada como clinocllore e interpretada como produto de transformação de glauconitas.

Figura 5.13:
Ritmito Superior - Fácies Nível glauconítico
Arenito Glauconítico Verde

Lâmina Map06-VI-20

Foto central: A laminação é marcada pela alternância de níveis glauconíticos e quartzosos. Esta amostra pertence à porção menos deformada da Fácies Ritmito Síltico. Próxima a região da Fazenda Alegre (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x)

A) Crescimento epitaxial de quartzo nos glóbulos de glauconita. Observa-se o crescimento euédrico dos grãos de quartzo. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 10x.

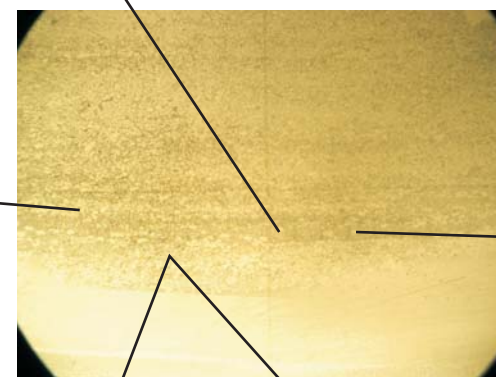
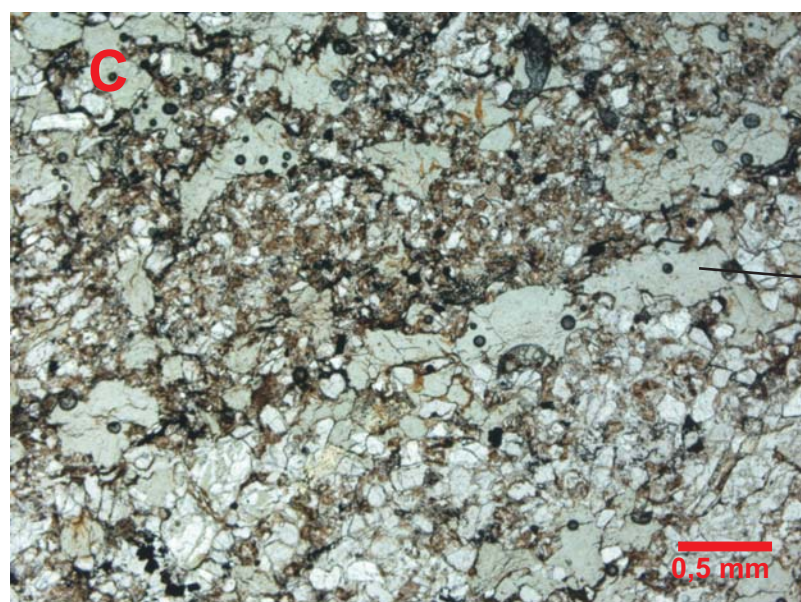
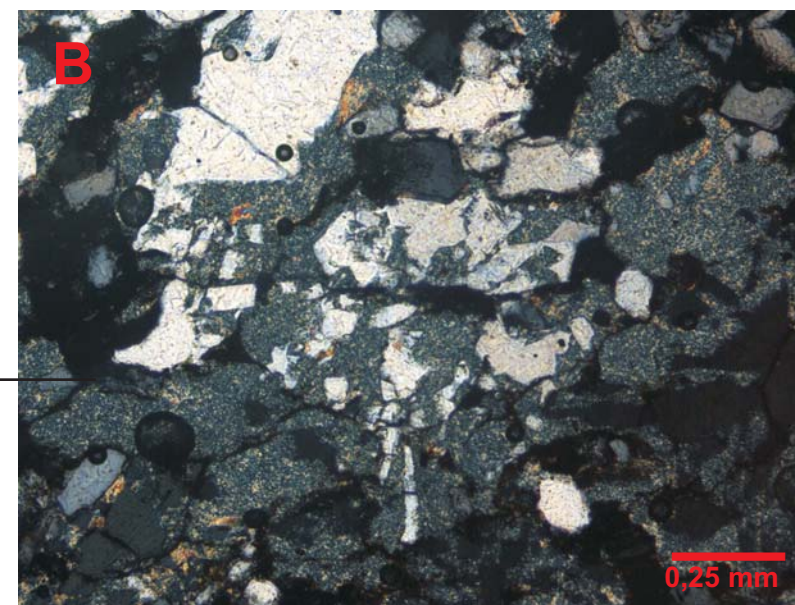
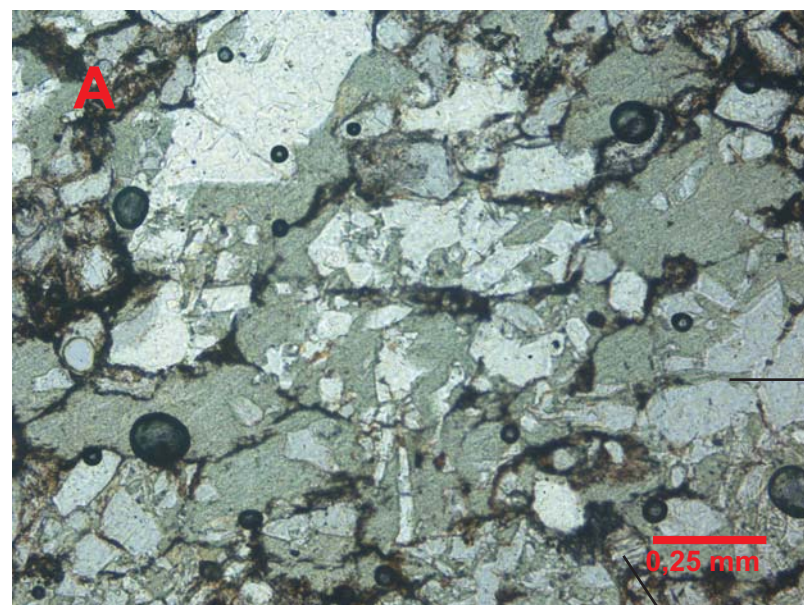
B) Detalhe de crescimento epitaxial, mesmo ponto da fotomicrografia anterior, porém com nicóis cruzados e aumento da objetiva de 10x.

C) Lâmina de material argiloso intercalado no arenito glauconítico. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

D) Aspecto geral da lâmina. Observa-se grãos de quartzo no interior da massa de glauconita. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

E) Alteração para outros filossilicatos a partir da glauconita em ilitas. A alteração é preferencialmente para filossilicatos, além de materiais opacos (óxidos de ferro). Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 10x.

F) Detalhe do mesmo campo anterior, porém nicóis cruzados.



Lâmina
Map06-VI-20

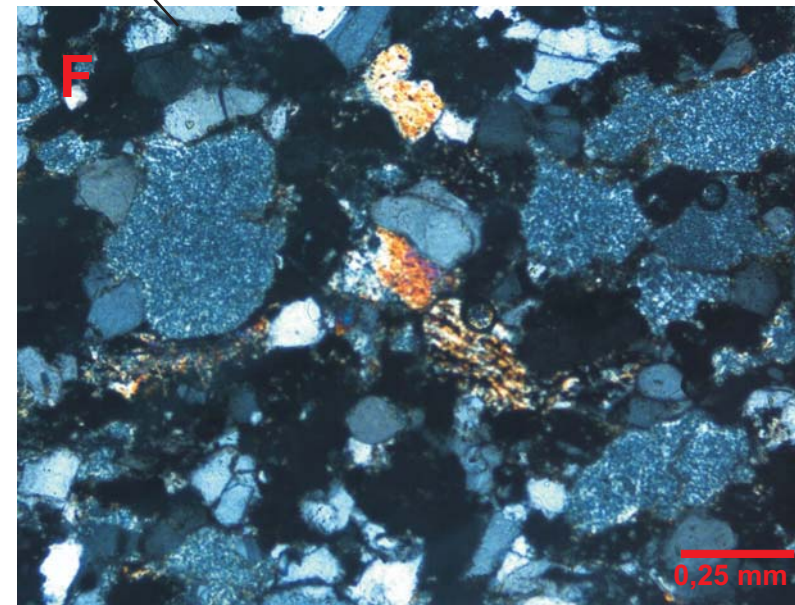
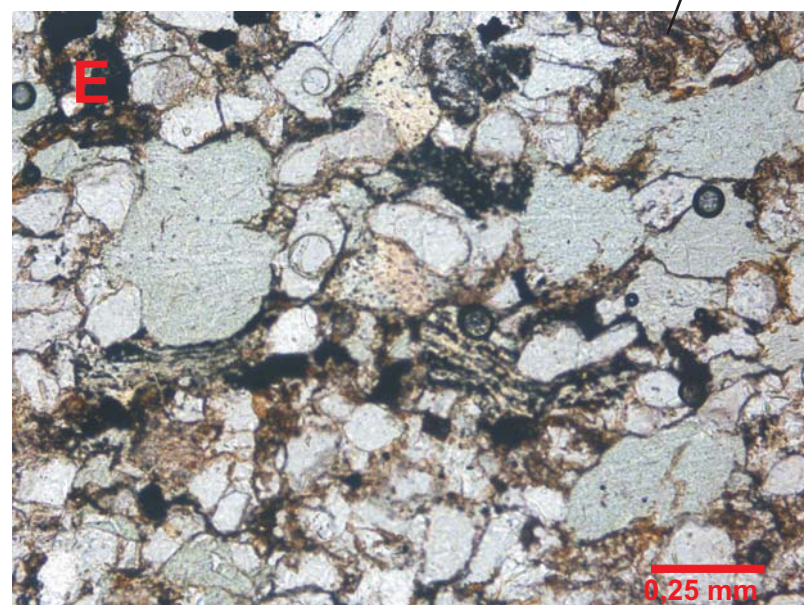
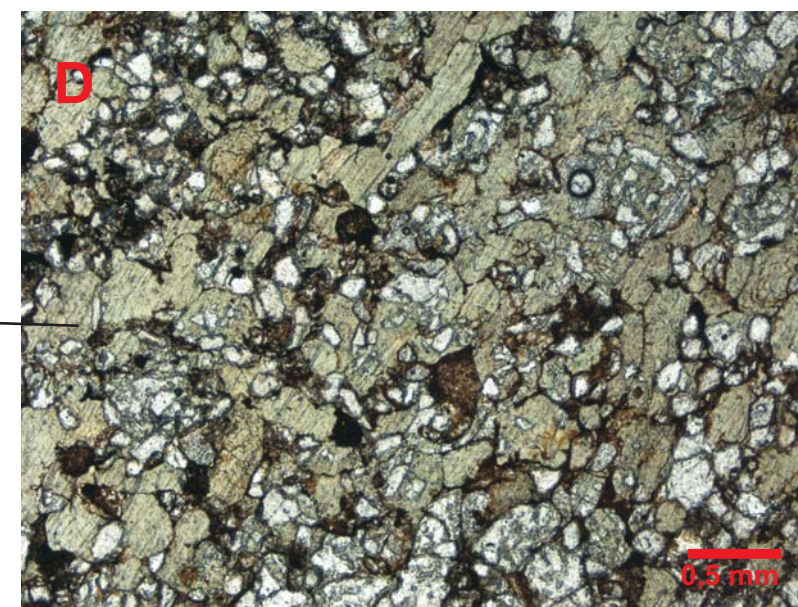


Figura 5.14:
Ritmito Superior - Facies Glaucionita
Arenito Glaucionítico Verde

Lâmina Map06-IV-30

Foto central: arenito com glóbulos de glauconita. (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

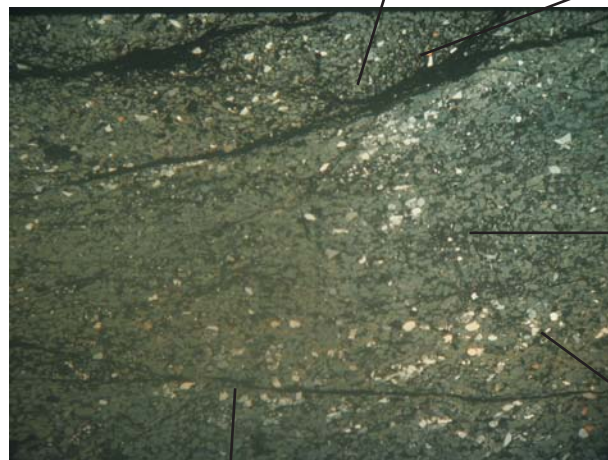
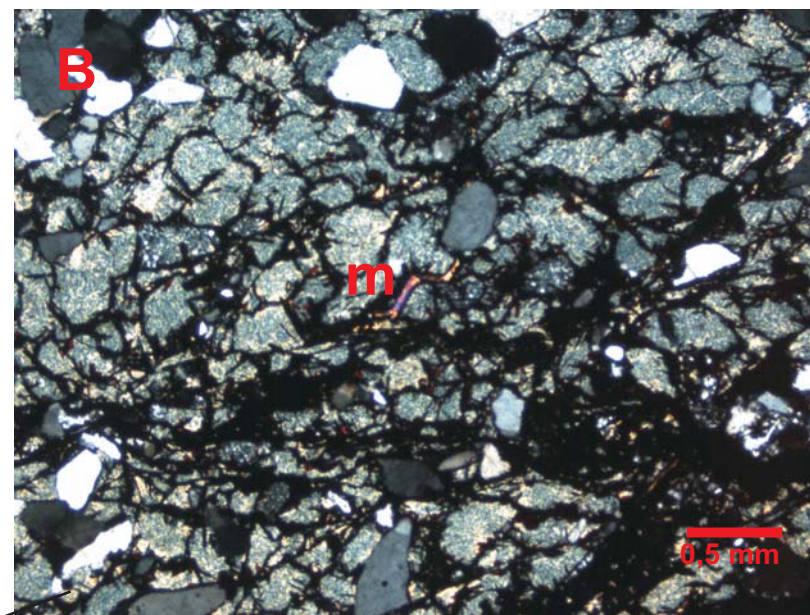
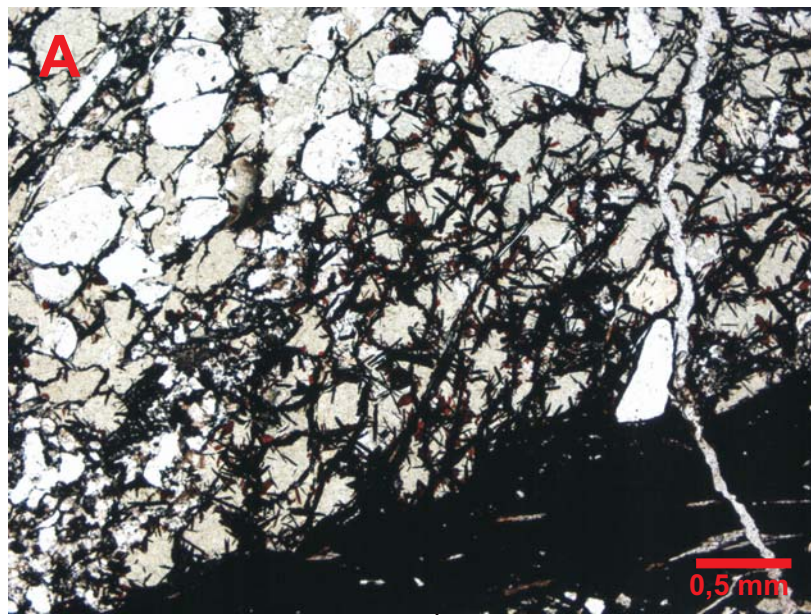
A) Detalhe da alteração das glauconitas. Crescimento acicular de óxidos a partir das bordas para o centro dos grãos de glauconita. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

B) Detalhe das glauconitas na mesma região da fotomicrografia anterior, observa-se a presença de pequenas palhetas de micas detriticas entre os grãos de glauconita. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x. m = muscovita.

C) Detalhe de matriz ou pseudomatriz argilosa entre os grãos de glauconita (círculo vermelho). Trata-se de material microcristalino composto por micas brancas. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

D) Glóbulos de glauconita envoltos por filme de óxidos com contatos planares, côncavo-convexo e pontuais. Matriz argilosa e grãos de quartzo dispersos. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

E) Detalhe de crescimento epitaxial de grãos de quartzo na glauconita. O crescimento praticamente substituiu toda a glauconita. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.



Lâmina
06-IV-30

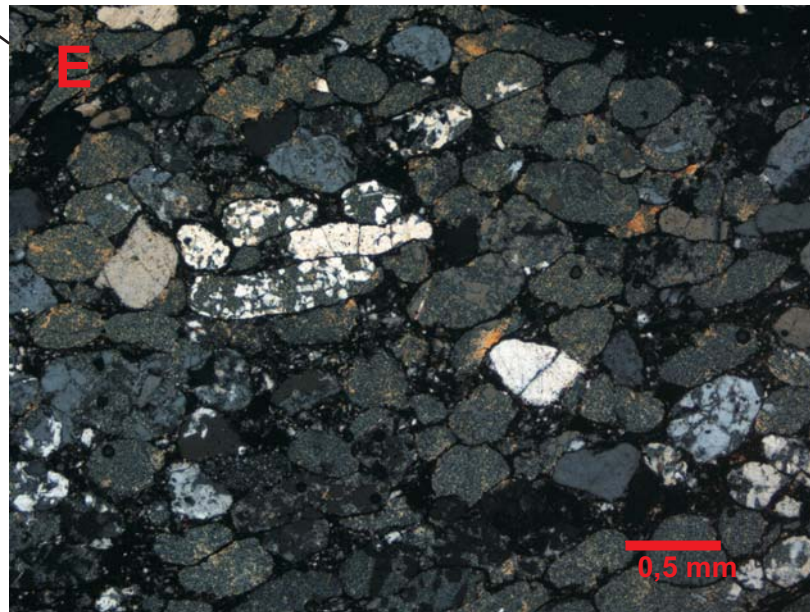
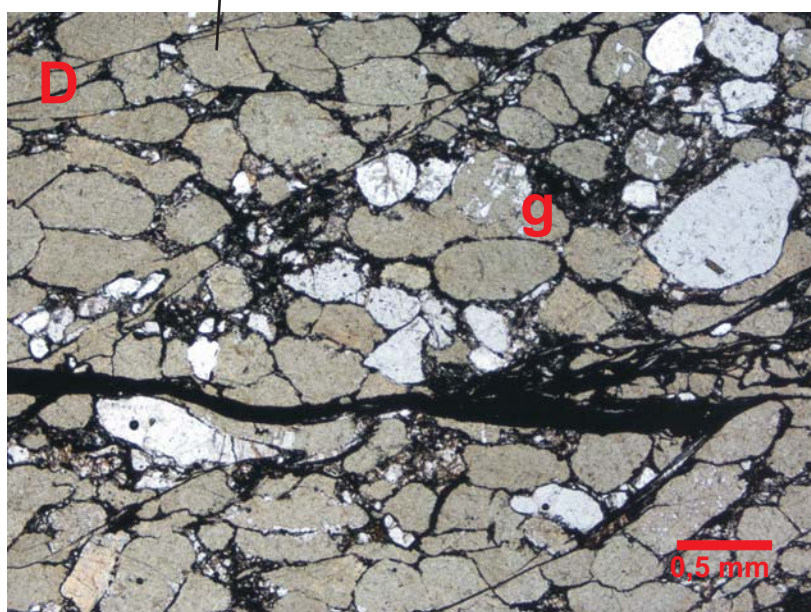
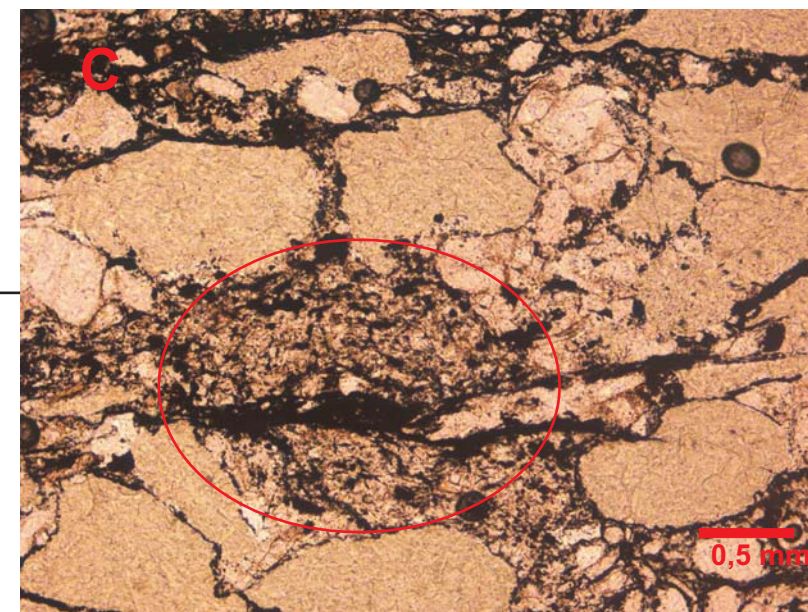


Figura 5.15:
Ritmito Superior - Fácies Glaucionítico
Arenito Glaucionítico Verde

Lâmina 06-III-24

Foto central: São glóbulos de glauconita e grãos de quartzo em camada dobrada (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

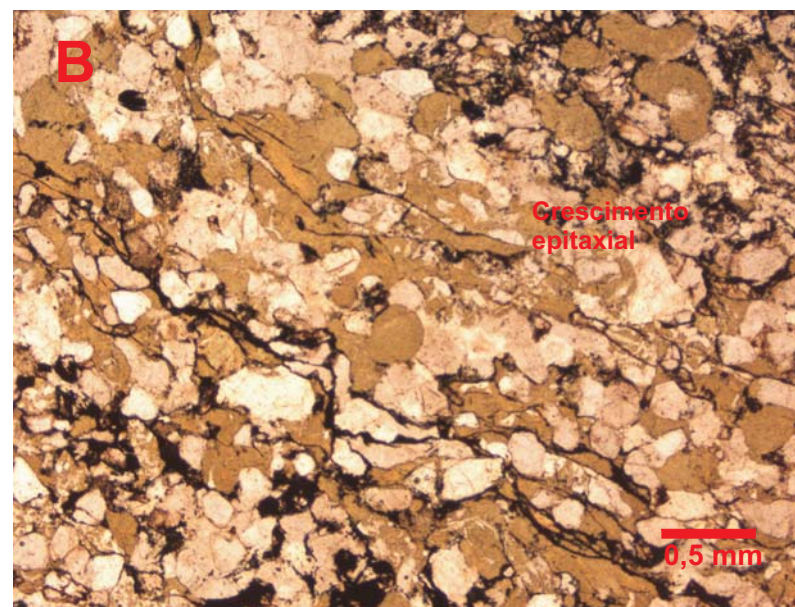
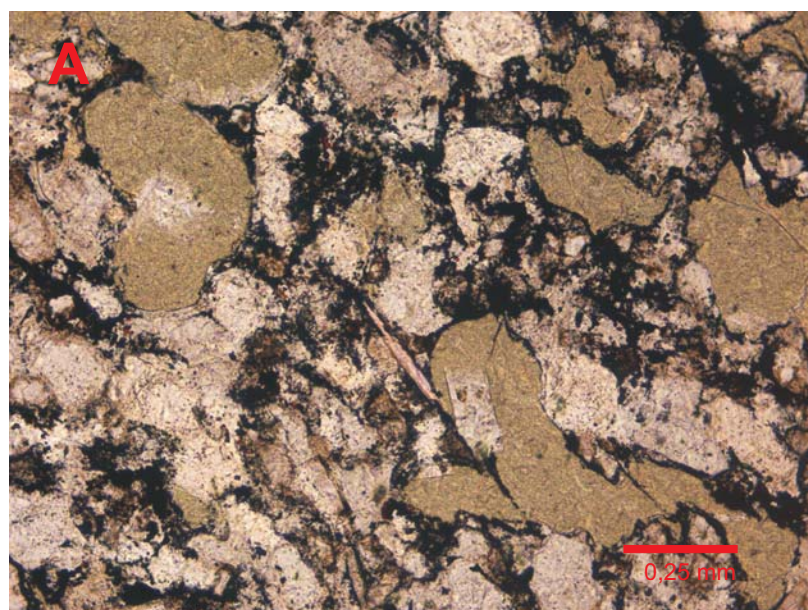
A) Glóbulos de glauconita com bordas de alteração para óxidos. Filme de óxido cobrindo os grãos de quartzo. No centro da lâmina palheta de mica detritica Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 10x.

B) Glóbulos de glauconita entre os grãos de quartzo. Parte da glauconita está substituída por quartzo em crescimento epitaxial. Nicóis paralelos e aumento de 4x

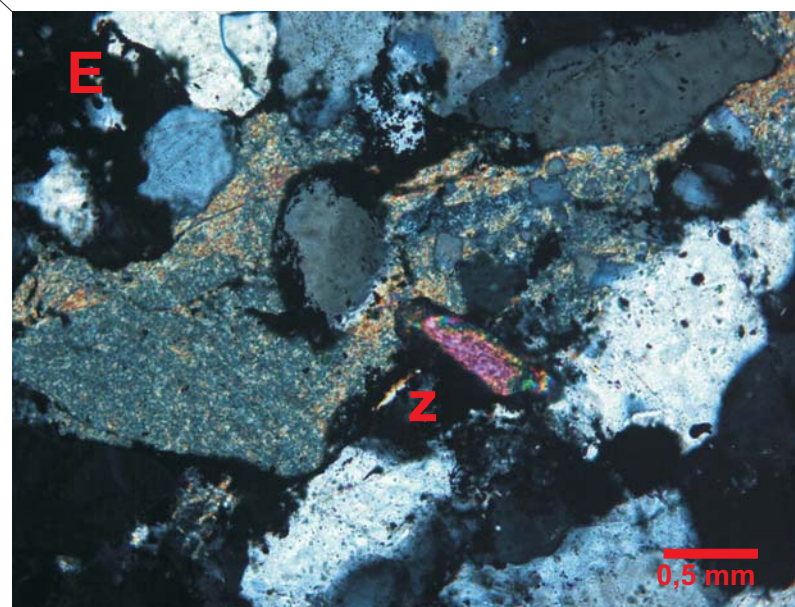
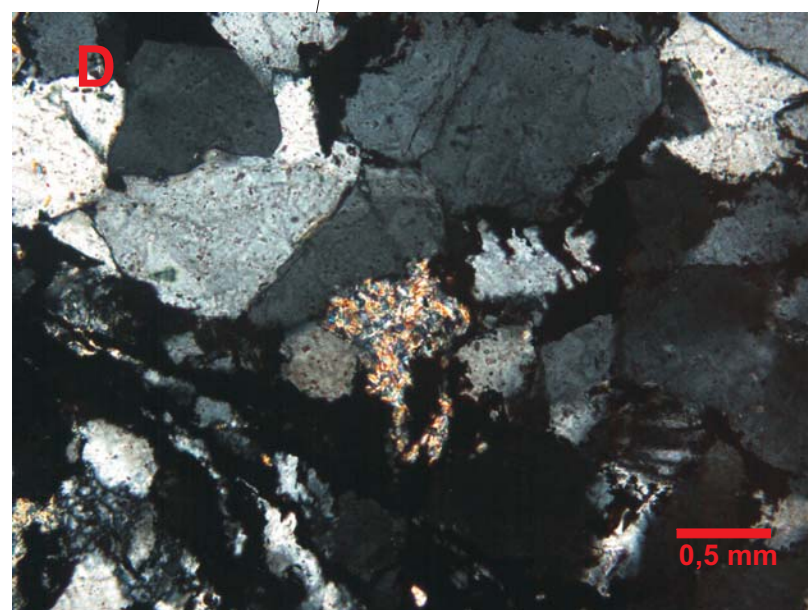
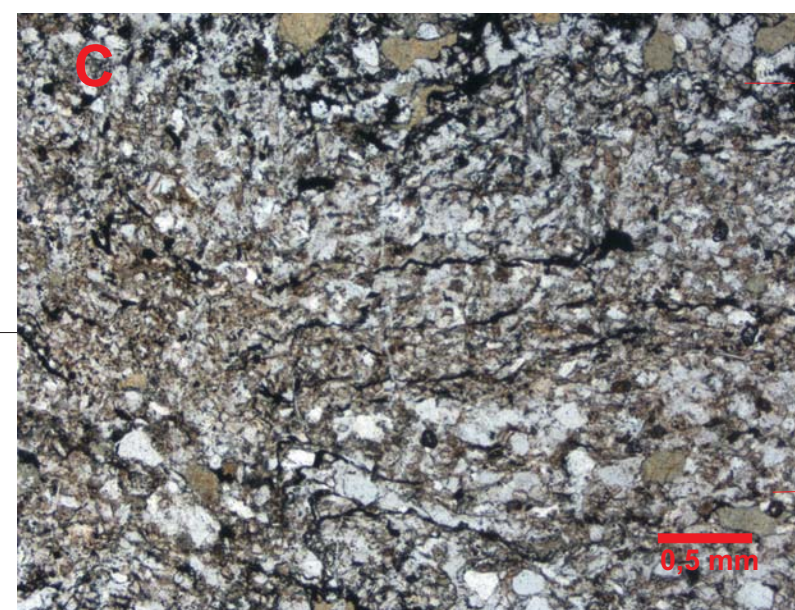
C) Intercalação de siltitos com as lâminas de glauconita. Com o aporte de terrígenos a formação dos glóbulos de glauconita é interrompida e recomeçam a ser formados logo após o fim do aporte. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

D) Massa de filossilicatos entre os grãos de quartzo. Nicol cruzado e aumento da objetiva de 4x.

E) Detalhe do grão de zircão detritico entre os grãos de glauconita e quartzo. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x



Lâmina
06-III-24



B - Pelitos com glauconita:

Neste nível as glauconitas se apresentam sempre como massas de material muito fino, intercalado nos folhelhos negros ou, por vezes, no ritmito síltico. Ao microscópio, nos níveis sílticos os grãos maiores de quartzo e feldspato são separados por, ou possuem em seus interstícios, uma matriz fina composta por argilominerais. Nos folhelhos negros esse mesmo material é observado formando pequenas lamínulas ou lentes descontínuas entre as camadas de material opaco, provavelmente matéria orgânica (figura 5.16).

Essa matriz possui coloração cinza esverdeada quando fresca e passa para tons de rosa e marrom quando intemperizada. A granulação predominante é silte e areia muito fina, o que não possibilita a identificação da composição ao microscópio ótico convencional. Em amostras de granulação um pouco mais grossa é possível observar a presença da glauconita muito fina, acompanhada de ilita e de minerais de alterações como óxidos de ferro e cloritas. Em difração de raios x foi observada presença da ilita (esta leitura refere-se tanto a ilita quanto a glauconita), como constituinte maior, da clorita, presente apenas em algumas amostras, do quartzo e do feldspato, como constituintes menores e da goethita como constituinte traço. Apenas algumas amostras apresentam calcita ou dolomita como constituintes menores, sempre associada à presença da clorita (figura 5.17).

A

B

Figura 5.16:
Ritmito Superior - Facies Folhelhos Negros
Pelitos com Glauconita

Lâmina CrW004

Foto central: Níveis rítmicos de folhelhos negros, silte e areia. Esta amostra apresenta diversas estruturas de deformação sin-sedimentares como resultado de um possível escorregamento (*slump*). Perceptível apenas nos maiores aumentos há lâminas de glauconita intercaladas entre os níveis argilisos (Sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x)

A) Dobras intraestratais nos níveis arenosos. A falta de padrão desta deformação sugere uma origem sin-sedimentar não vinculada a deformações tectônicas pós-depositivas. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

B) Estrangulamento do nível arenoso dos folhelhos e a presença de fragmentos do próprio folhelho, além de globulos de glauconita, no interior da camada de areia. Deformação de sedimentos moles, e incorporação de parte da massa fina ao nível mais grosso. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x

C) Deformação pós-sedimentar, marcada pelas fraturas sistemáticas e o truncamento contínuo que atravessa diferentes níveis do folhelho. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x

D) Mesma fotomicrografia anterior, com nicóis cruzados, detalhe da recristalização de filossilicatos nos planos da falha pós deposicional.

0,5 mm

0,5 mm

Lâmina
CrW-04

C

D

0,5 mm

0,5 mm

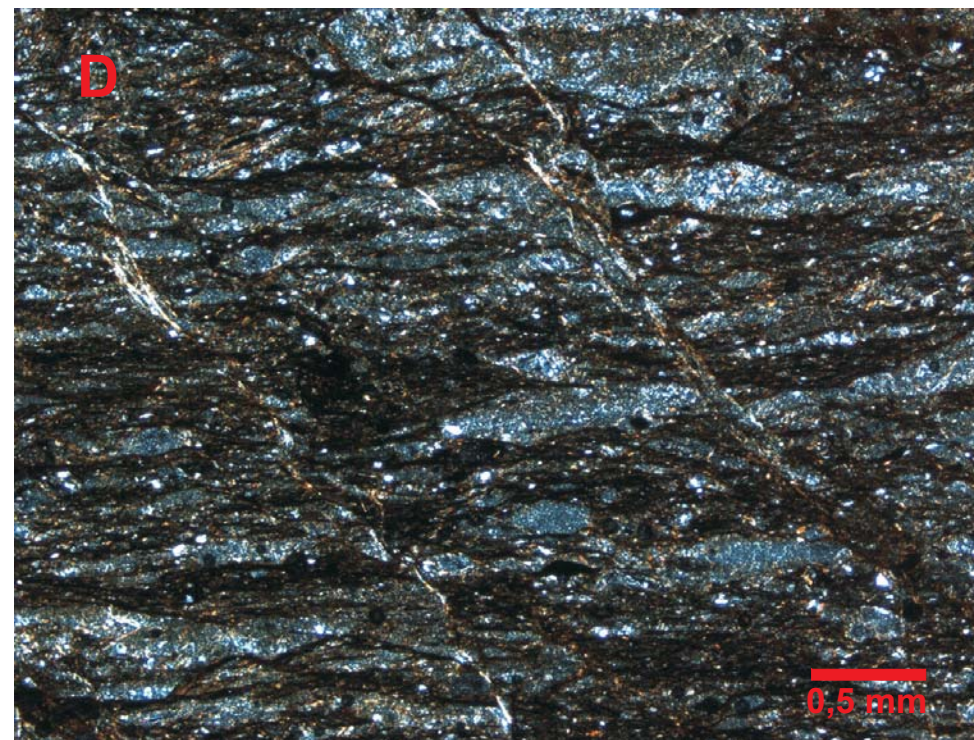
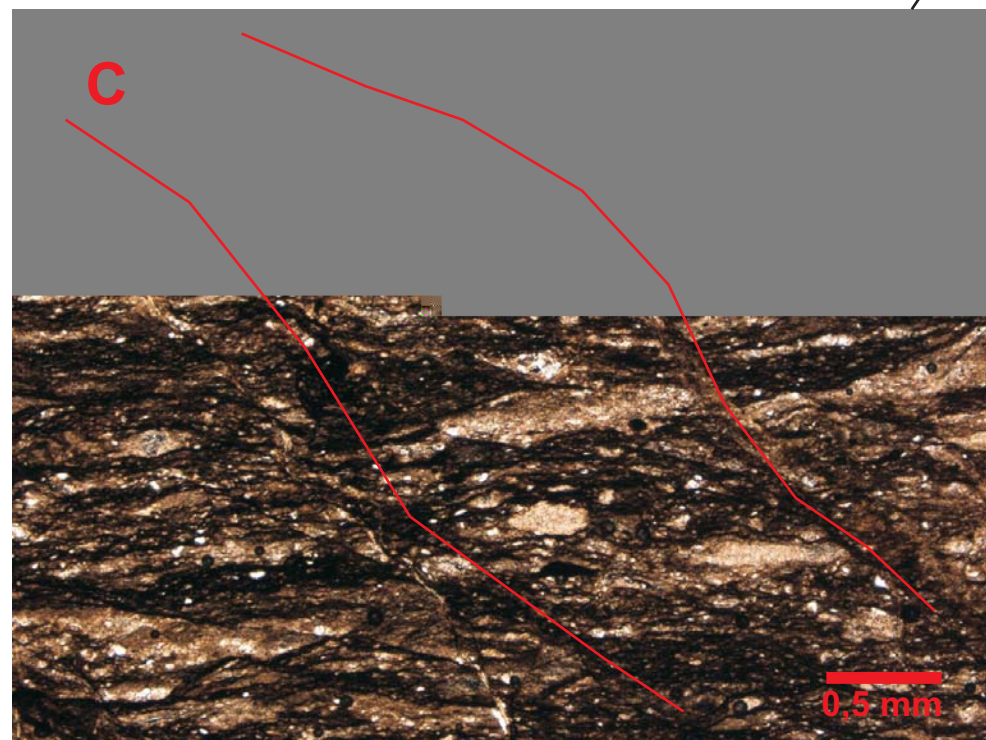


Figura 5.17:

Ritmito Superior - Fácies Glaucionítica
Pelitos com Glaucionita
Lâmina Map06-V-79

:Foto central: Siltitos intercalados com níveis quartzosos e glauconíticos. Na porção superior da lâmina são observados lentes descontínuas em contraste com laminação contínua da porção inferior (deformação sin-sedimentar). Há fosfatos de coloração marrom escuro, microcristalino identificado em microsonda eletrônica (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Nível de glauconita cloritizada e com cimento silicoso. As glauconitas estão associadas a níveis de siltitos e argilitos. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

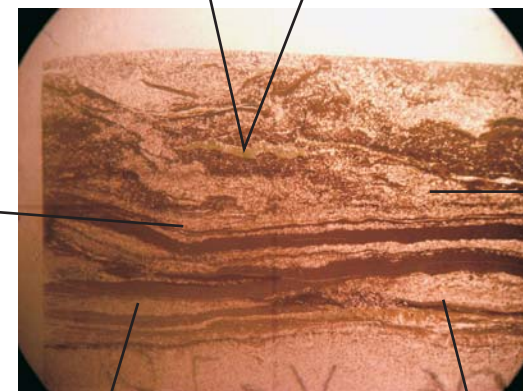
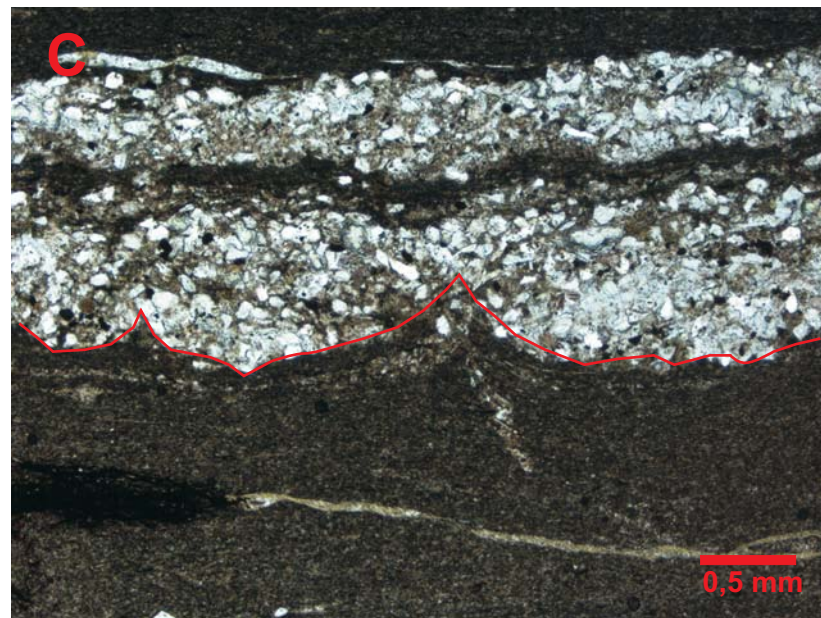
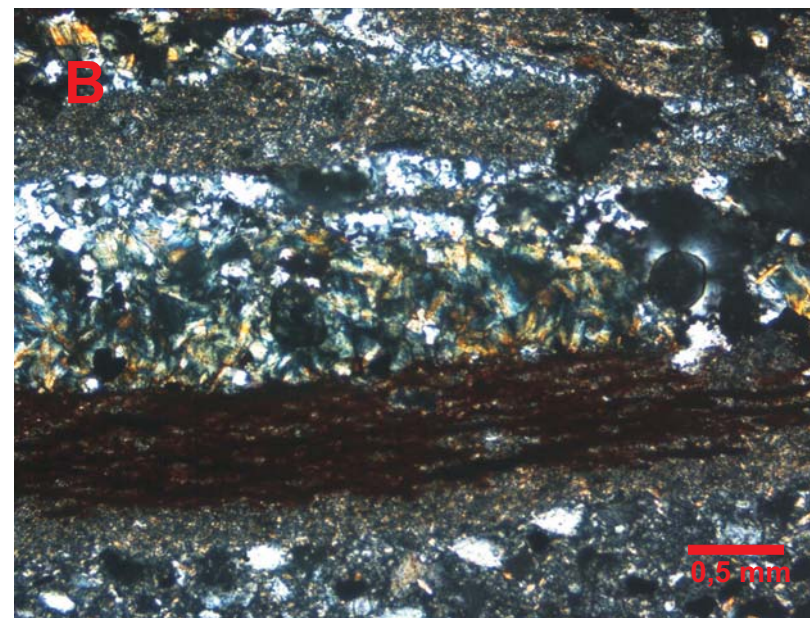
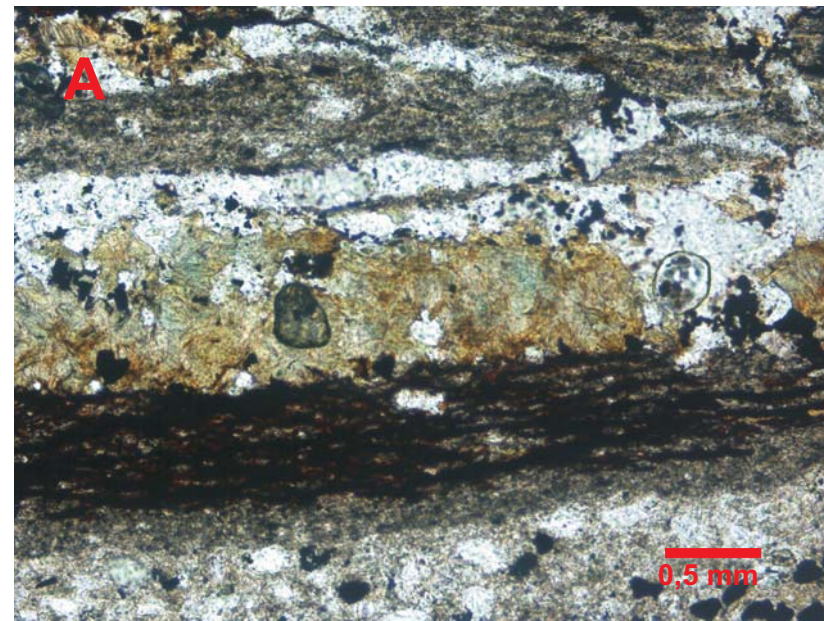
B) Mesma seção anterior com nicóis cruzados, para o realce do cimento silicoso e das cloritas. Aumento da objetiva de 4x.

C) Contato entre os níveis arenosos e os níveis argilosos. Observa-se estruturas de carga no contato e a deformação sin-sedimentar dos dois níveis. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

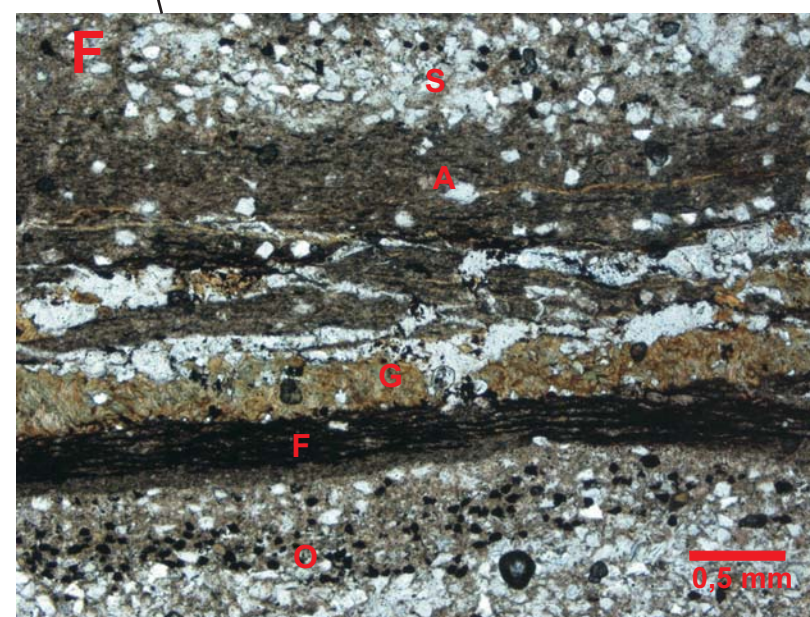
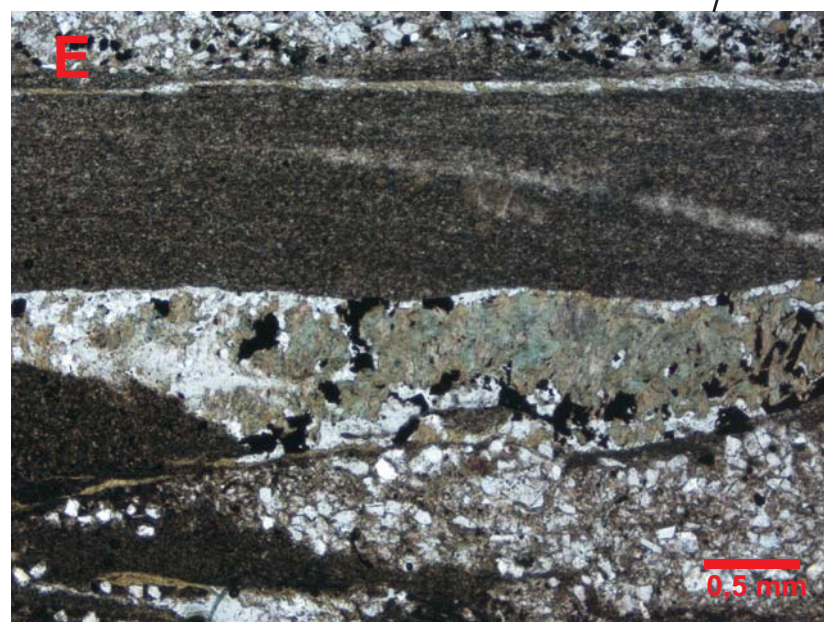
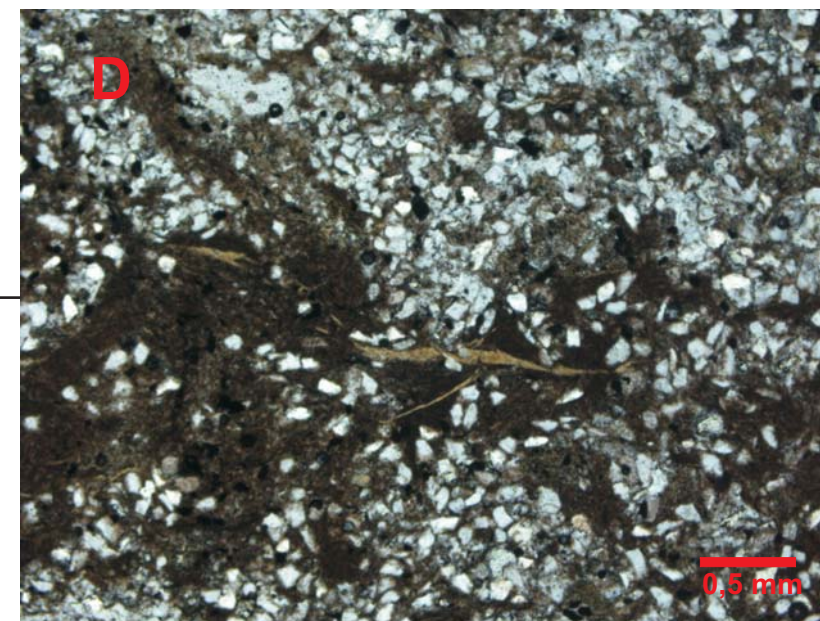
D) Grãos estirados e disseminados de glauconita no interior da matriz silte arenosa. Os grãos são angulosos e mal selecionados. Observa-se massas irregulares de material argiloso sem orientação. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

E) Deformação dos níveis de siltitos, de arenitos e de glauconitas entre as camadas de argilito. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

F) Há uma intercalação não sistemática de níveis de argilitos (A), siltitos (S), glauconitas (G) e fosfatos (F). Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.



Lâmina
Map06-V-79



C - Arenito claro com grãos de glauconita:

Este corresponde a uma variação da Fácies Arenito do Ritmito Superior. Nele, entre grãos detríticos, há glauconitas dispersas que constituem de 2% a 8% da rocha, como glóbulos de granulação em torno de 0,3 mm e de aspecto sujo pela alteração para óxido de ferro e alguns poucos glóbulos de aspecto límpido. É observada também como pseudomatriz formada a partir da deformação de glóbulos inconsolidados, entre os grãos mais rígidos de quartzo.

O arenito é constituído de quartzo e de feldspato, interpretado como resultante de retrabalhamento de sedimentos pertencentes ao Nível Arcosaeno, após a formação das glauconitas. A caracterização deste nível será melhor tratada na Fácies Arenitos.

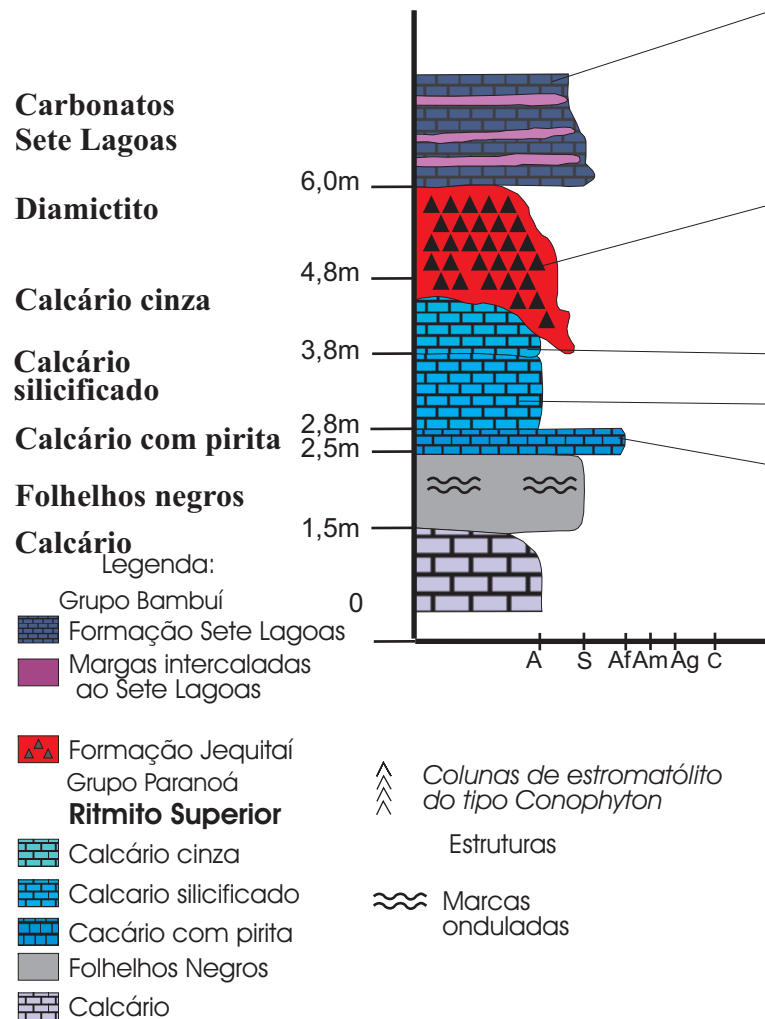
D - Brechas Glauconíticas:

As brechas glauconíticas ocorrem como corpos de dimensões decimétricas dispersos nos folhelhos (figura 5.18) e na Fácies Ritmito Síltico. São formadas por fragmentos líticos com dimensões centimétricas de diferentes Fácies do Ritmito Superior, sustentados pela matriz pelítica.

A maioria dos fragmentos é proveniente dos arenitos glauconíticos verdes e dos pelitos com glauconita e estão inseridos nos folhelhos negros e no Ritmito Síltico. Neste último, ocorre apenas em porções mais intensamente deformadas, enquanto os folhelhos negros contêm lâminas de glauconita (pelito glauconítico).

Associada a estes fragmentos é observada uma intensa deformação sin-sedimentar. Os fragmentos estão quase sempre com terminações estranguladas ou são níveis descontínuos claramente interrompidos por um evento de deformação durante a sedimentação. Os clastos são deformados e com presença do material em que foi inserido no seu interior, indicando que sua fragmentação e deposição foram de grãos inconsolidados (figura 5.19).

Coluna Cachoeira Rio Crixás



Intercalação de margas com carbonatos do Bambuí.



Contato entre o Diamictito e os carbonatos do Ritmito Superior



Contato entre o nível de calcário silicificado (em amarelo) e calcário cinza (em vermelho).



Piratas limonitizadas entre os carbonatos.

Figura 5.18: coluna estratigráfica da Cachoeira do Rio Crixás. São observadas as camadas de topo do Grupo Paranoá, com ampla variação na composição dos carbonatos, recobertos em contato erosivo por diamictitos recobertos, e esta em contato brusco pelos as rochas da Formação Sete Lagoas.

Figura 5.19

Ritmito Superior - Fácies Glaucônica
Brechas glauconíticas
Lâmina Cachoeira

:Foto central: São fragmentos de arenitos contendo glauconitas, e fosfatos deformados entre massas de folhelhos e fosfatos (da lâmina em lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Pequenas lentes descontínuas de arenitos finos contendo glauconita entre a foliação da amostra. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

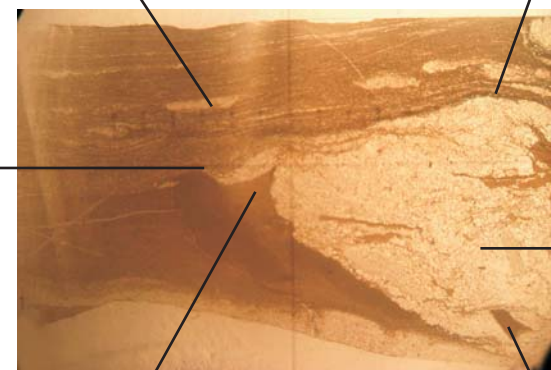
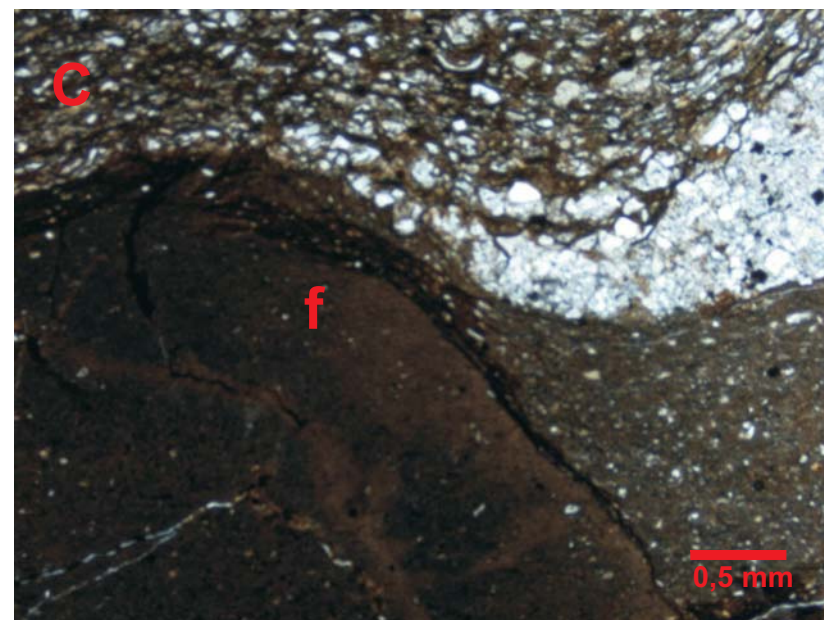
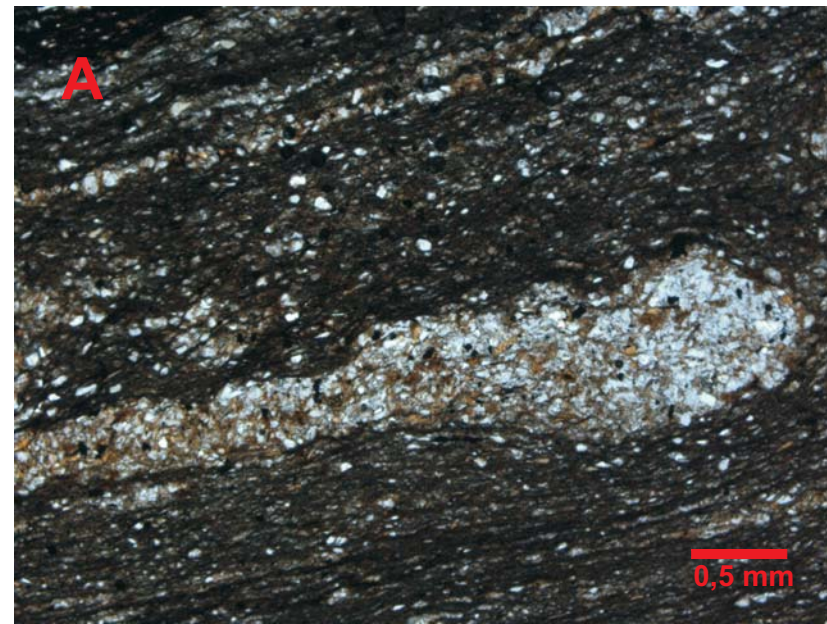
B) Contato entre o arenito, massa de fosfato e o folhelho. Observa-se porções argilosas na massa de arenito e a deformação dos clastos internos, além da deformação do fosfato. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

C) Massa de fosfato deformada junto das camadas e estrangulamento da terminação do arenito. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

D) Aspecto geral do arenito e heterogeneidade dos grãos. Destaque para os grãos de glauconita. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x. g = glauconita.

E) Detalhe da terminação estrangulada do arenito e reentrância da matriz e fragmentos de fosfato no fragmento. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x. f = fosfato.

F) Detalhe de fragmento de siltitos dentro do arenito e a formação de pseudomatriz. Observa-se o mal selecionamento dos grãos no arenito e a presença de pequenos glóbulos de glauconita. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.



Lâmina
Cachoeira



5.2.3 – *Fácies Arenito*

O afloramento que melhor expõe essa fácies, na região estudada, está no leito do Córrego Sossego a juzante da sua confluência com o Córrego Bisnau, a oeste da BR 020 (figura 5.20). O arenito encontra-se em contato direto sobre a unidade Nível Arcosiano. São ortoarenitos brancos ou róseos, quando os grãos são cobertos por filmes de óxido, com predominância do último. Não são observadas no campo feições que indiquem matriz ou filossilicatos. Formam camadas pouco espessas, aproximadamente 20 cm, com estruturas do tipo *hummocky* e marcas onduladas, compondo um pacote com cerca de 1,5m e pequena continuidade lateral (cerca de 200m). A granulação varia de areia média a fina, os grãos são subarredondados e bem selecionados.

No Córrego Sossego, recobrimo os arenitos está um pacote de aproximadamente dois metros de ritmitos formado por folhelho, silte e areia fina, sobrepostos por cerca de um metro de folhelhos negros.

Em lâmina foi observado que a composição do arenito é arcosiana, tendo apenas alguns grãos maiores são orientados. É um arcósio de granulação predominantemente fina com a presença de grãos muito finos. A composição aproximada é de 65% de quartzo, 30% de feldspatos, 3% de matriz microcristalina e 2% de minerais opacos. O contato entre os grãos é plano (figuras 5.21 e 5.22).

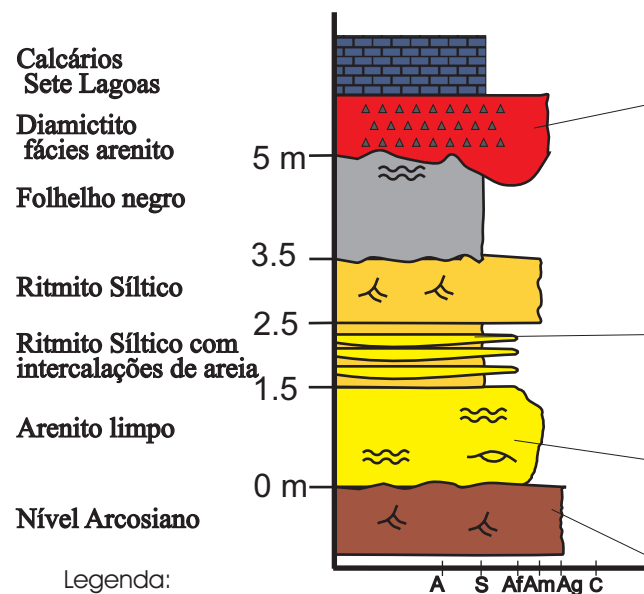
Os grãos de quartzo possuem superfície limpa, extinção ondulante predominando. A maior parte dos grãos está em contato direto com outros grãos, ou seja, sem matriz ou cimento. Há grãos de chert em quantidade traço, que tem superfície com aspecto sujo, de cor marrom e a nicois cruzados são microcristalinos.

Os grãos de plagioclásio têm a superfície límpida, são pouco alterados e têm maclas bem preservadas. Já os grãos de K-feldspato são mais alterados, com aspecto sujo, são mais euédricos; não foi verificada a macla Carlsbad, o que pode indicar ortoclásio. Há também microclíneo com superfície límpida também e macla xadrez bem evidente.

Em algumas amostras observa-se em quantidade traço a matriz argilosa, de coloração marrom, microcristalina e com cor de interferência baixa. Dispersos pela amostra há também alguns poucos grãos de glauconita levemente esverdeadas ou em tons de verde pálido quando fresca (figura 5.23) e cores de interferência média-alta, sob nicois cruzados.

A difração de raios-X de amostras deste nível apresenta uma mineralogia muito simples, constituída essencialmente por quartzo, como constituinte maior, feldspato com constituinte traço e illita ou glauconita como constituintes traço. A glauconita neste nível foi identificada com base na microscopia, uma vez que esta apresenta o mesmo padrão difratométrico da illita (figura 5.24).

Coluna Córrego Sossego



Legenda:

Grupo Bambuí

Formação Sete Lagoas

Formação Jequitai

Grupo Paranoá

Ritmito Superior

Folhelhos Negros

Ritmito Síltico
Com glauconitas

Quartzo-Arenito

Nível Arcosiano

Arcósio

Estruturas

Estratificações Cruzadas tangenciais

Estratificações Cruzadas tabulares

Convolutas

Marcas onduladas

Hummockys



Formação Jequitai, fácies siltito, em destaque fragmentos de feldspatos e arenitos.



Intercalação de siltitos, arenitos e folhelhos negros.



Amostra de arenito feldspático do Nível Arcosiano.



Nível do Quartzo Arenito, nesta porção encontra-se na base do Ritmito Superior.

Figura 5.20: Coluna estratigráfica esquemática da região do Córrego Sossego. Nesta área afloram preferencialmente as unidades basais do grupo Paranoá. O ritmito Superior nesta região é pouco espesso e não possui as fácies de topo. Sendo erodido pela Formação Jequitai.

Figura 5.21

Ritmito Superior - Quartzo Arenito
Lâmina Map06-I-21

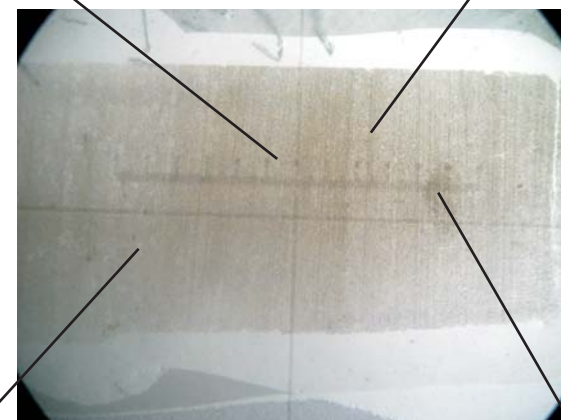
Foto central: Quartzo arenito com pequena concentração de matriz (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Aspecto geral mostrando laminação marcada por diferença na composição da amostra. Nicóis paralelo e aumento da objetiva de 4x.

B) Grão detrítico de mica orientada segundo o acamamento. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 10x.

C) Detalhe das palhetas de micas detríticas orientadas. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 20x.

D) Detalhe de pseudomatriz argilosa. O círculo vermelho marca a maior concentração de argila. Esta matriz está associada a alteração de grãos de feldspatos preenchendo a porosidade entre os grãos. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 20x.



Lâmina
Map06-I-21

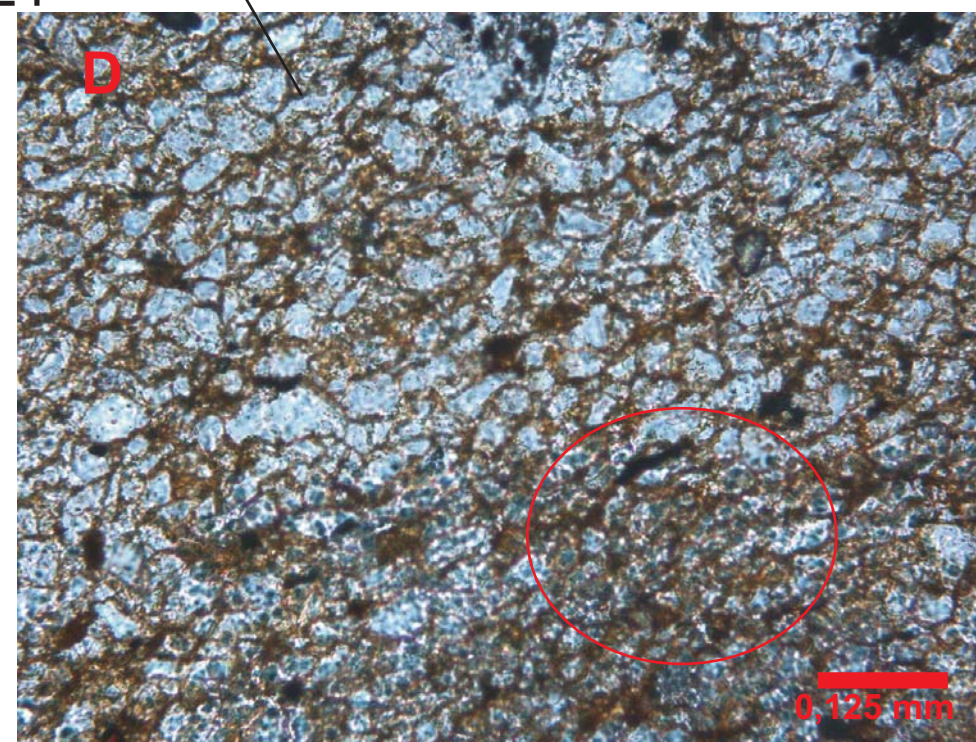
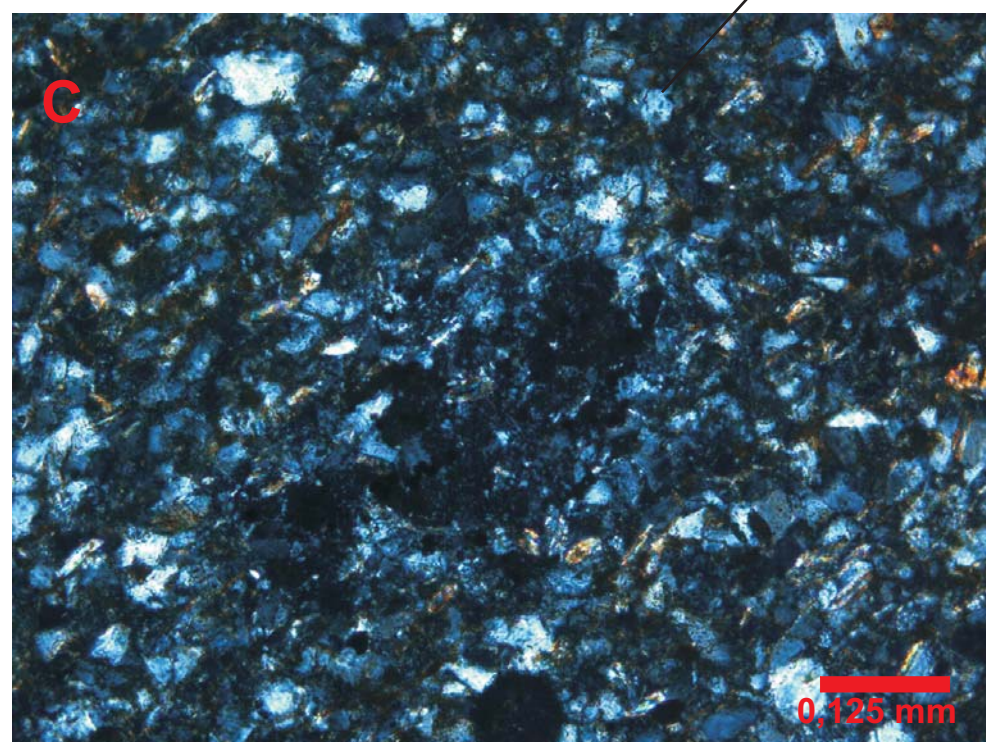


Figura 5.22:

Ritmito Superior - Fácies - Glaucinítica
Arenitos Claros
Lâmina SB002

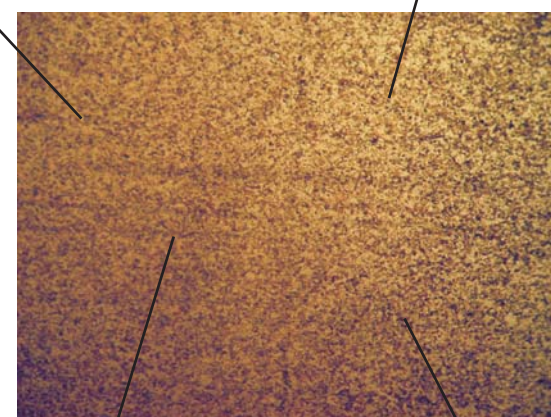
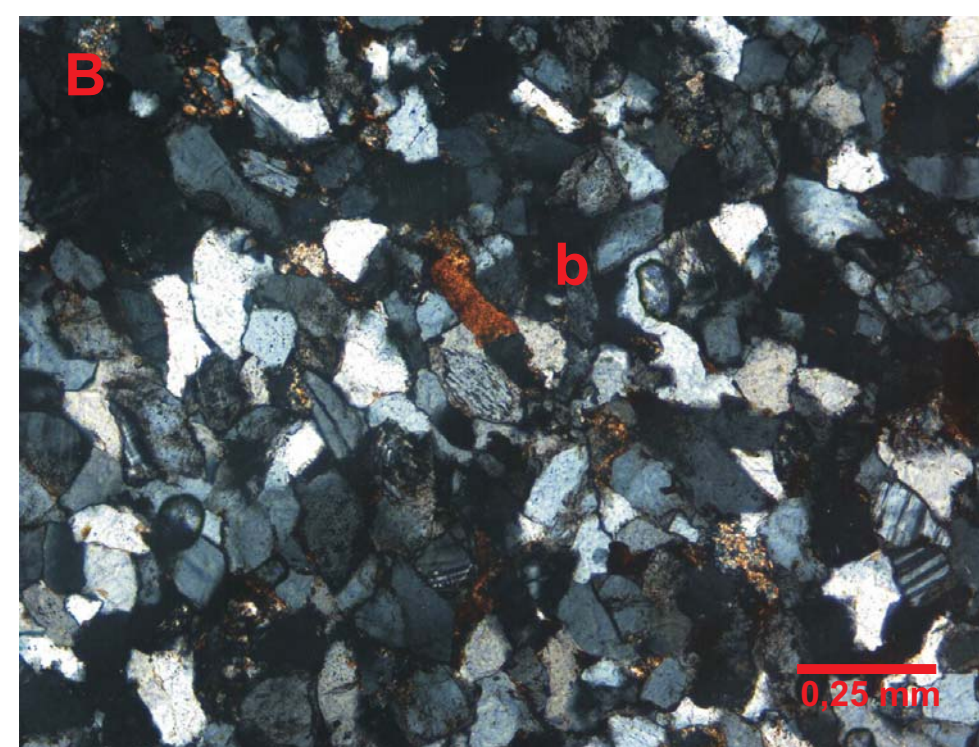
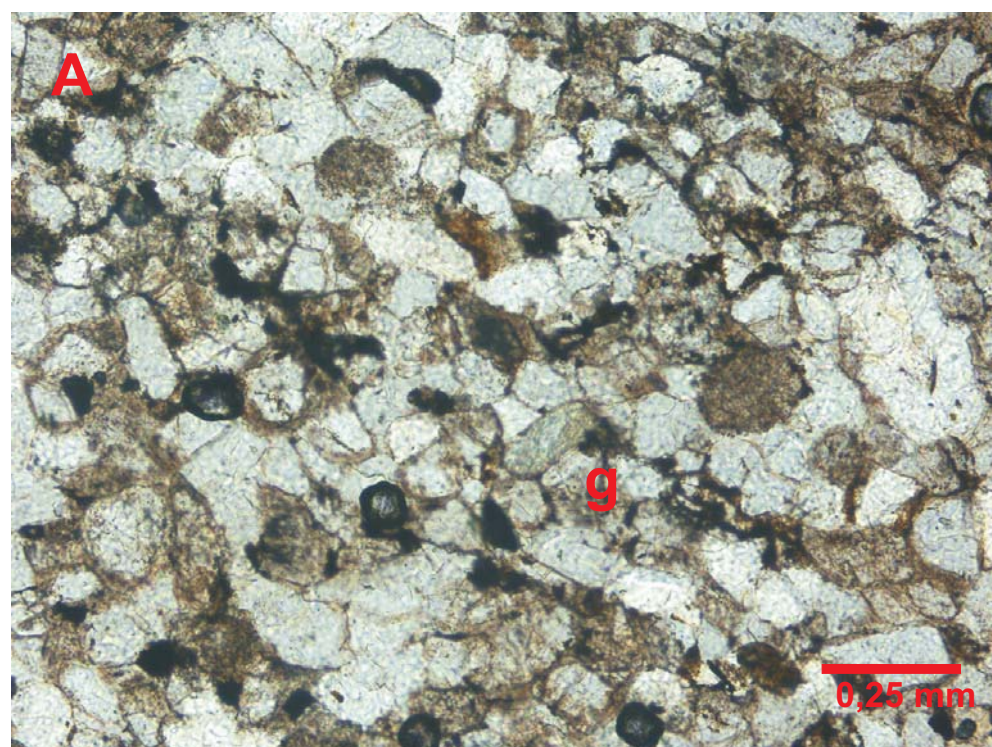
Foto central: São arcósios com glóbulos dispersos de glauconita e quase total ausência de matriz.

A) Aspecto geral da amostra. Em destaque o filme de óxido que cobre os grãos de quartzo e feldspato. Os grãos de quartzo possuem aspecto límpido enquanto os grãos de feldspato possuem bordas de alteração e aspecto sujo. g = glauconita. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

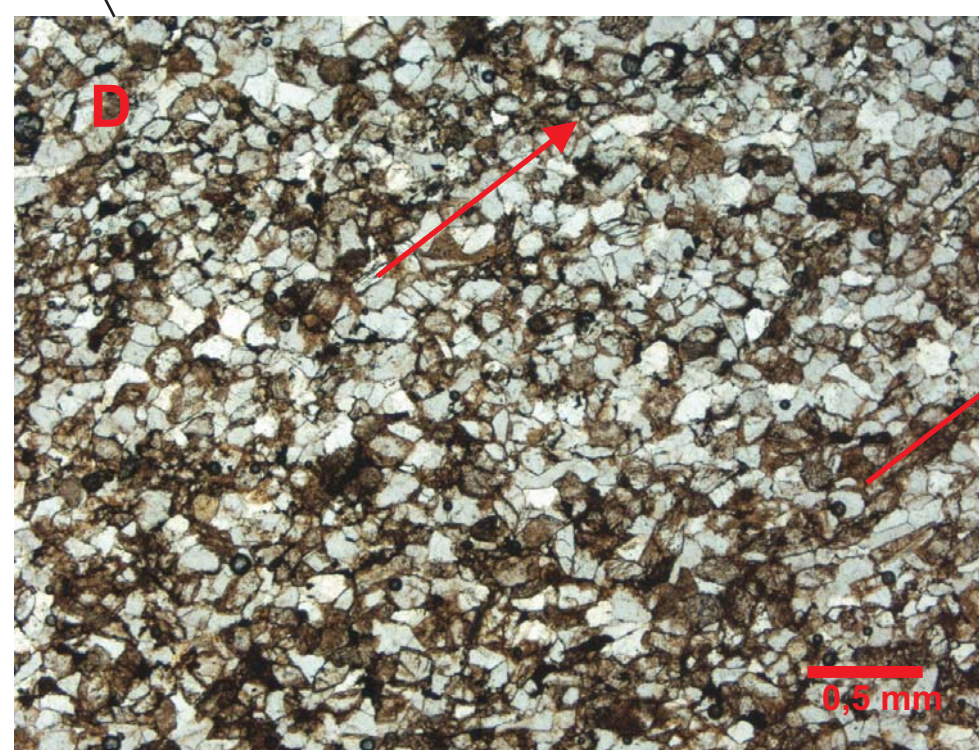
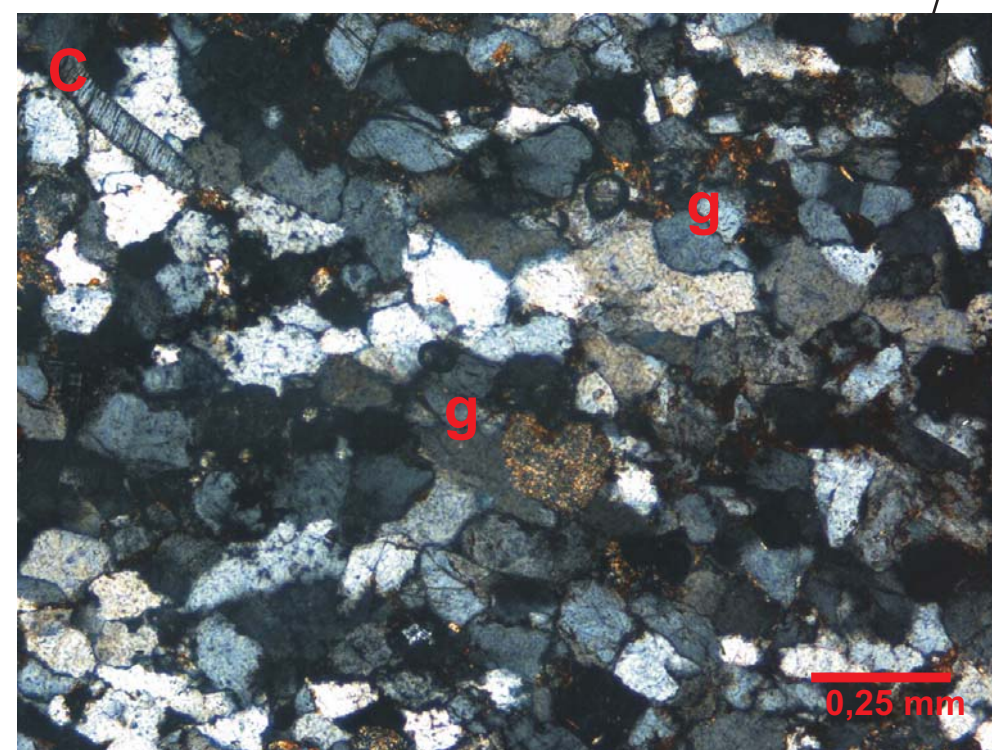
B) Aspecto geral da amostra com nicóis cruzados, em destaque um grão detritico de biotita (b) que foi retrabalhado em um nível de areias feldspáticas. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

C) Grãos de glauconita. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

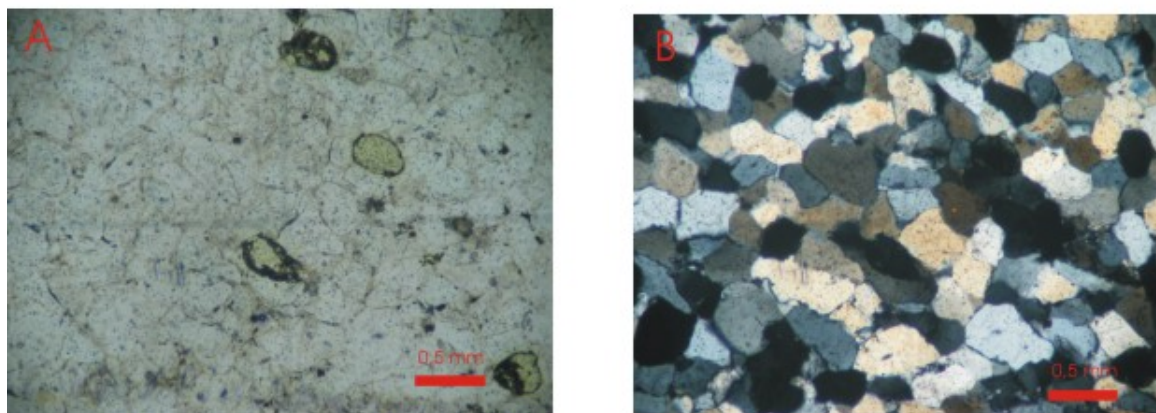
D) Direção geral da orientação da amostra destacada pelas setas vermelhas. O acamamento é marcado pela orientação dos grãos tabulares de quartzo e feldspatos e pelas poucas micas detriticas da amostra.



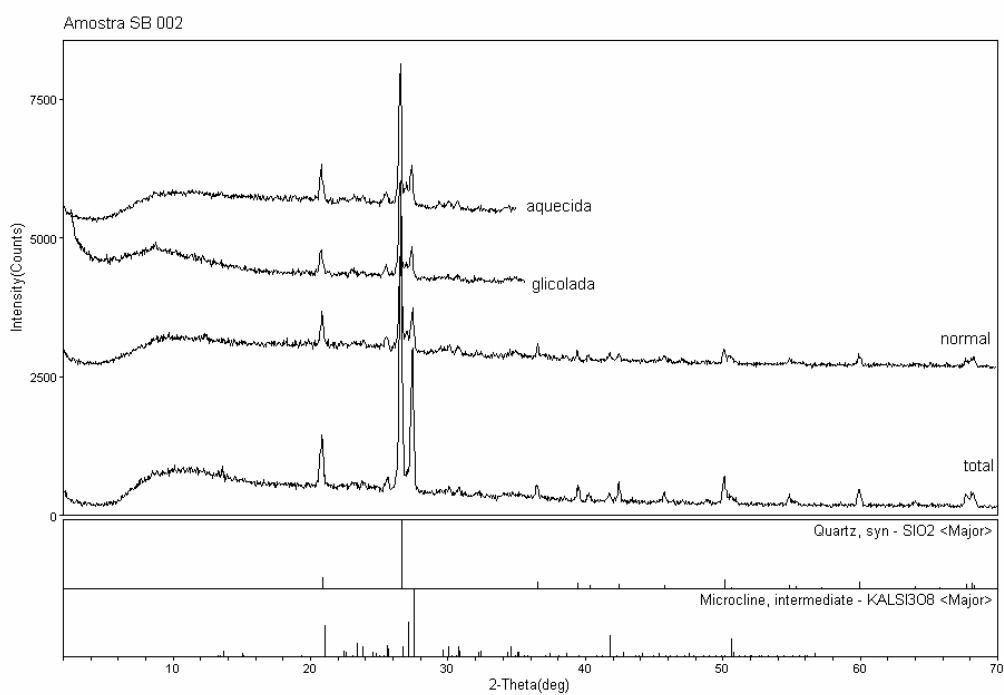
Lâmina
Sb002



Arenitos Claros



Fotomicrografia 5.13: Detalhe da lâmina de arenitos claros com glauconita. Glóbulo de glauconita limpo entre grãos de quartzo. A) Nicóis paralelos e aumento de 4x. B) observa-se as bordas euédricas dos grãos de quartzo indicando crescimento secundário. Nicóis cruzados e aumento de 4x.



Laboratório de DRX - IGA/INB

<cd:\samuel\triazx-1\total\novemb-1>

Figura 5.24: Difrátograma da Fácies de Arenito. A amostra apresenta mineralogia muito simples e ausência de materiais expansivos.

5.2.4 - Fácies Folhelhos Negros

Esta fácies normalmente está associada ao topo da unidade. Os folhelhos negros estão normalmente sobre os ritmitos e apesar dos afloramentos não apresentarem grande continuidade lateral há varias ocorrências em diversas porções do Ritmito Superior. Em campo, os folhelhos estão associados à ocorrência de brechas e intercalados aos corpos carbonáticos (figura 5.25).

A cor cinza escura a negra dos folhelhos deste nível é atribuída à presença de matéria orgânica. Apresentam estruturas sedimentares com estratificações plano paralelas, lentes de areia e laminação milimétrica. Dentro da unidade Ritmito Superior é a fácies que melhor registra a deformação apresentando em geral os afloramentos mais deformados, com crenulação e dobras parasíticas apertadas.

Em amostra de mão só é possível observar poucos minerais, como alguns sulfetos (pirita) e poucas micas detriticas, os demais minerais constituintes desta fácies não são possíveis de identificar em amostras macroscópicas por se tratar de uma rocha muito fina. Em lâmina petrográfica foram identificadas, pequenas lentes de siltito e areia fina, constituídas essencialmente por quartzo, massas muito finas de ilita e outras micas brancas, e pequenos grãos de ortoclásio, intercalados com lâminas finas de material opaco e argilas. A glauconita ocorre entre as lâminas argilosas, ou disseminada nas lentes de areia, ou como clastos de arenitos no folhelho (figura 5.26). Também foram observados, em diversas amostras do nível de folhelho preto, pequenos clastos ângulosos suportados por matriz argilosa. Esses clastos são grãos de quartzo e feldspatos em granulação silte – areia, disseminados na matriz (figura 5.26).

Nas amostras próximas a região do rio Crixás há fragmentos líticos de arenitos finos e médios retrabalhados, orientados segundo o acamamento ($295^{\circ}/42^{\circ}$ e $040^{\circ}/35^{\circ}$). A composição dos clastos varia de arenitos feldspáticos (cerca de 8% de feldspatos) a arenitos ricos em matriz argilosa (cerca de 15% de matriz), sendo que este último possui glauconita. Pelo formato dos fragmentos, pelo estrangulamento de suas terminações e pela presença de fragmentos dos próprios folhelhos em seu interior, subentende-se que estes fragmentos foram arrancados inconsolidados de sua área de deposição e inseridos nos folhelhos antes da sua compactação e litificação. Há também fragmentos de fosfatos, de coloração marrom escuro, com pequenos cristais de quartzo. Os fragmentos de fosfatos estão deformados e apresentam as mesmas

características dos fragmentos de arenitos A deformação de sedimentos moles e as características desses clastos sugerem uma deformação sin-sedimentar (figura 5.19).

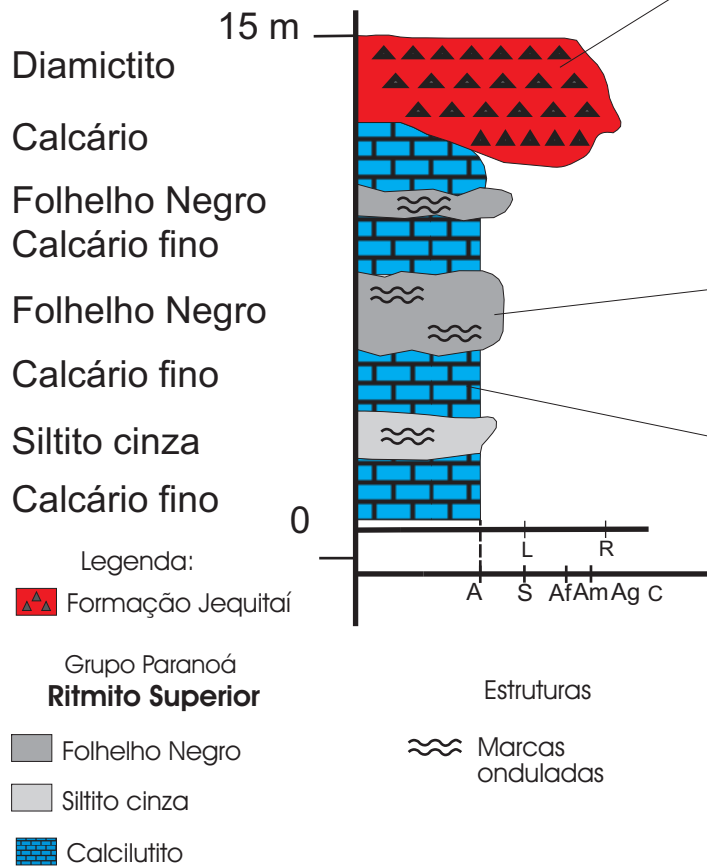
Porém as rochas deste nível apresentam características bem marcantes da deformação pós-sedimentar atuante em toda a área de estudo. Nas lâminas descritas há planos de recristalização dos filossilicatos truncando o acamamento sedimentar, além de sigmóides e pequenos veios de quartzo fraturados e rotacionados geradas por um deslizamento intraestratal com cinemática sinistral (figura 5.27). Estas feições se distinguem da deformação sin-sedimentar que é observada em algumas lâminas, que não é sistemática e não há um padrão de orientação.

Por difração de raios-X identificaram-se o quartzo e a illita (mais glauconita), como constituintes maiores, ortocláseo e caolinita, como constituintes menores. Não foi observado nenhum mineral interestratificado ou expansivo, condição muito comum nos folhelhos proterozóicos (figura 5.28).

Em microsonda eletrônica foi identificada além das composições dos minerais, a presença de lentes de fosfatos. Os fosfatos ocorre como material muito fino em fragmentos de material alóctone, ou em lâminas irregulares entre as camadas rítmicas do folhelho.

A preservação da possível matéria orgânica destes sedimentos está associada às condições favoráveis de produção e preservação, que ocorreram durante a deposição dos diferentes fácies do Ritmito Superior.

Coluna Rio Crixás W



Diamictitos que recobrem os carbonatos do Ritmito Superior. Fragmentos de siltitos, arenitos e carbonatos sustentados por uma matriz síltica-carbonática



Amostra de mão dos folhelhos negro do Ritmito Superior



Corpos carbonáticos intercalados com folhelhos negro.

Figura 5.25: Coluna estratigráfica da região oeste do rio Crixás. Nesta porção da área há a intercalação de níveis de folhelhos pretos e carbonatos. Este nível é recoberto por uma camada descontínua de diamictitos, com clastos de até 07 cm de diâmetro, de arenitos, folhelhos e siltitos.

Figura 5.26:

Ritmito Superior - Fácies Folhelho Negro.
Lâmina SB008

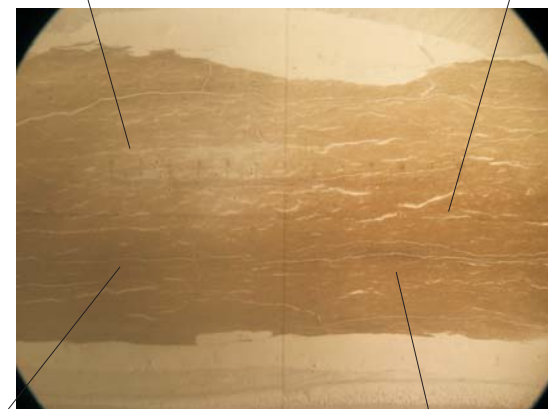
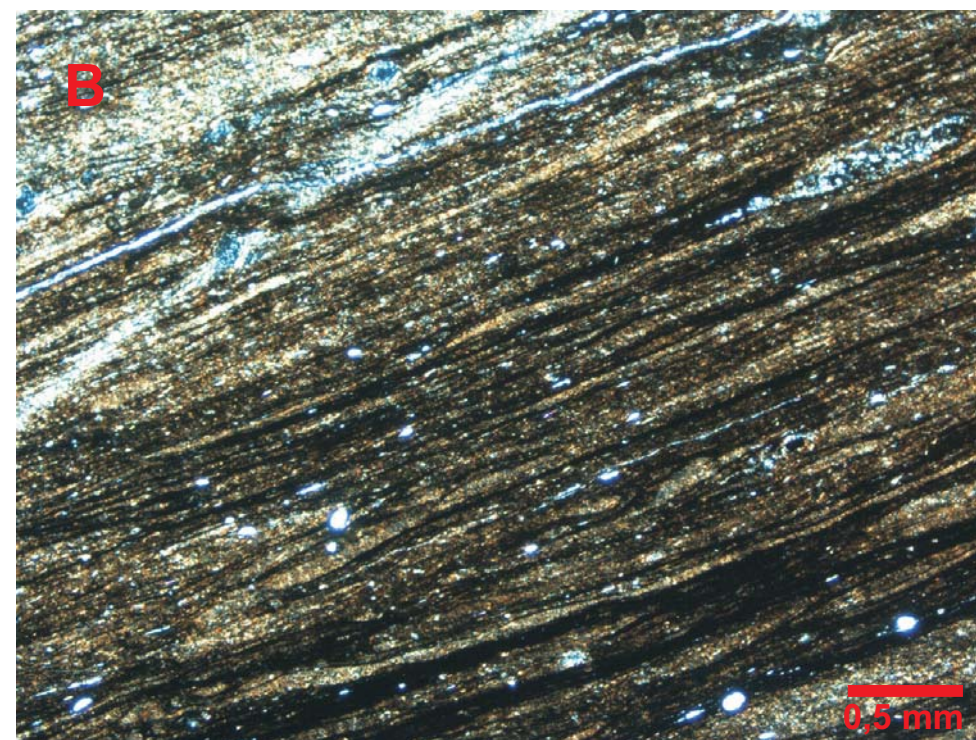
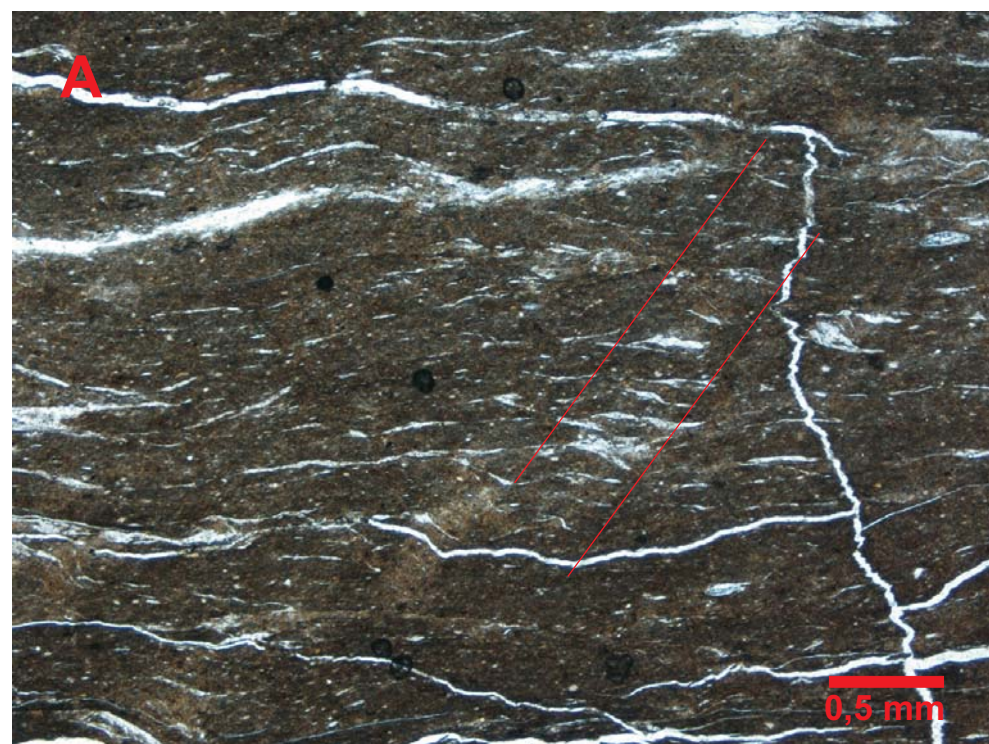
Foto central: Lentes descontínuas de material argiloso e glauconítico.(sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Aspecto geral do folhelho. Destaque para a deformação do nível e a formação de clivagens.. Estas clivagens são espaçadas planares do tipo B segundo Piqué (1982). O que indica que esta amostra alcançou a anquizona. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

B) Aspectos gerais da laminação com a orientação de lentes de areia e argila, além de um material opaco muito fino, interpretado como matéria orgânica. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

C) Lentes mais grossas de material glauconítico intercalado a massa de material argiloso fino. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x. g = glauconita.

D) Pequena lamela de material escuro e deformado identificado em microsonda eletrônica como fosfato. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x. f = fosfato.



Lâmina
Sb008

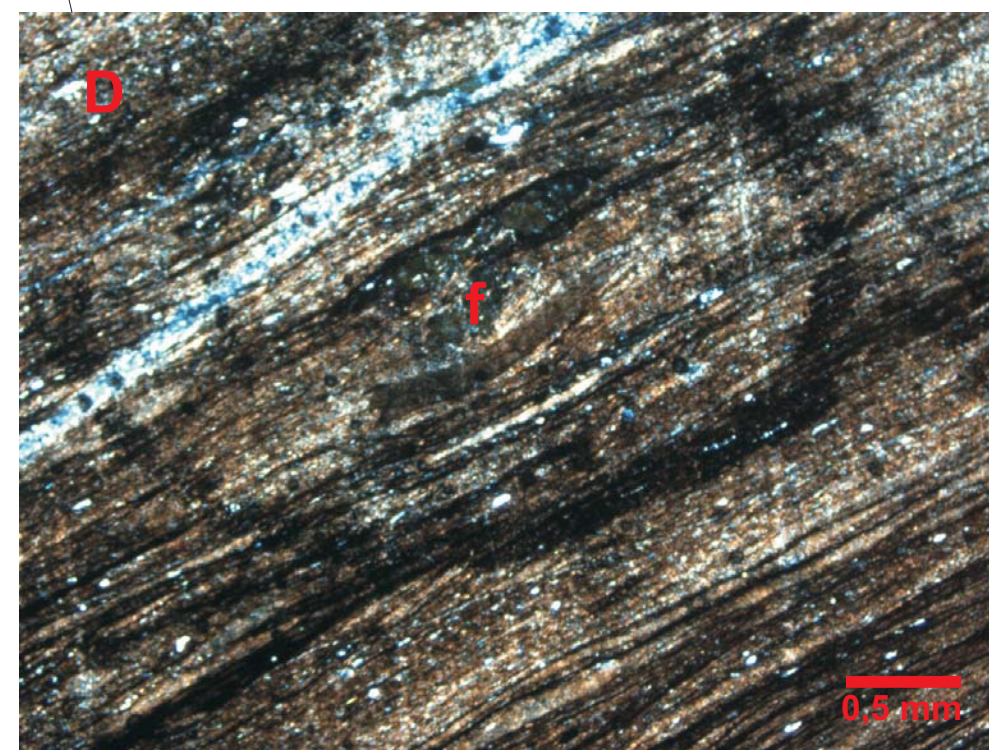
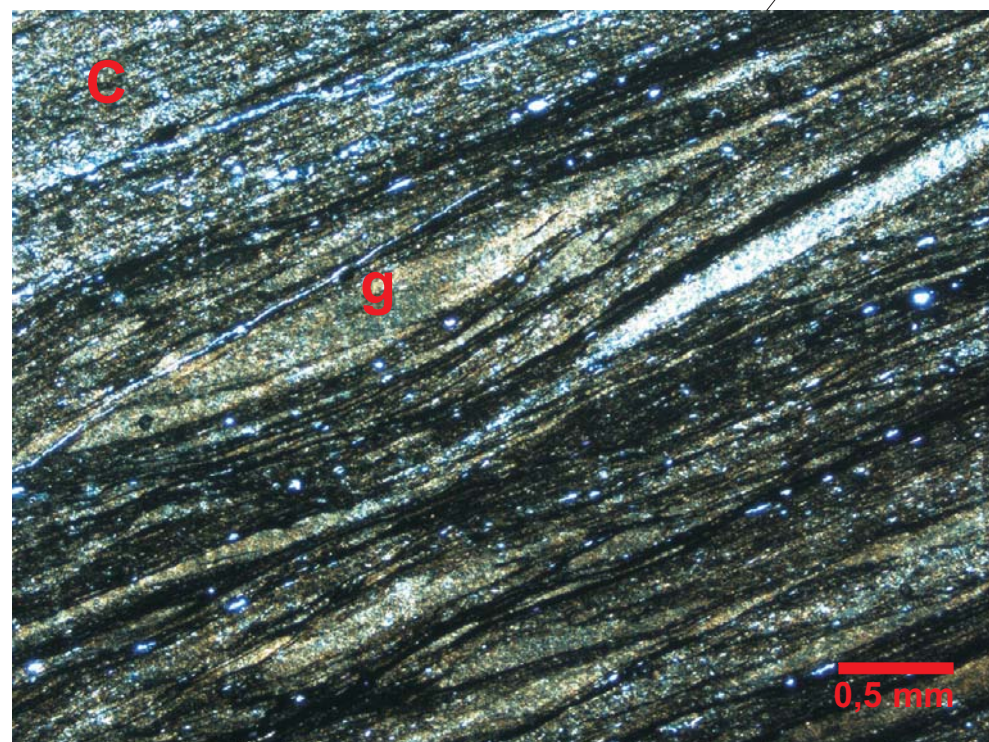


Figura 5.27

Ritmito Superior - Fácies Folhelho Negro
Lâmina Scr12a

Foto central: Amostra pertence a coluna rio Crixás norte. A deformação deste nível apresenta aspectos de escorregamento e deformação de sedimentos moles (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Aspecto geral do acamamento. Devido a deformação as lâminas estão descontínuas e truncadas por pequenos planos de falhas sin-sedimentar. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x. As linhas vermelhas destacam os planos de falha.

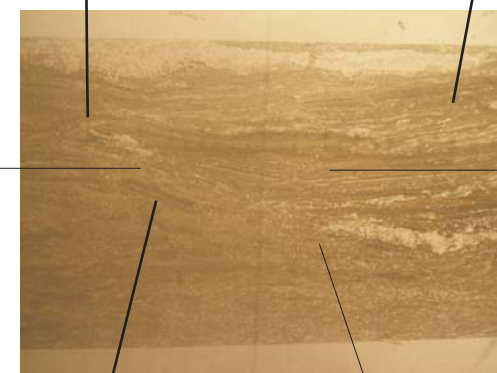
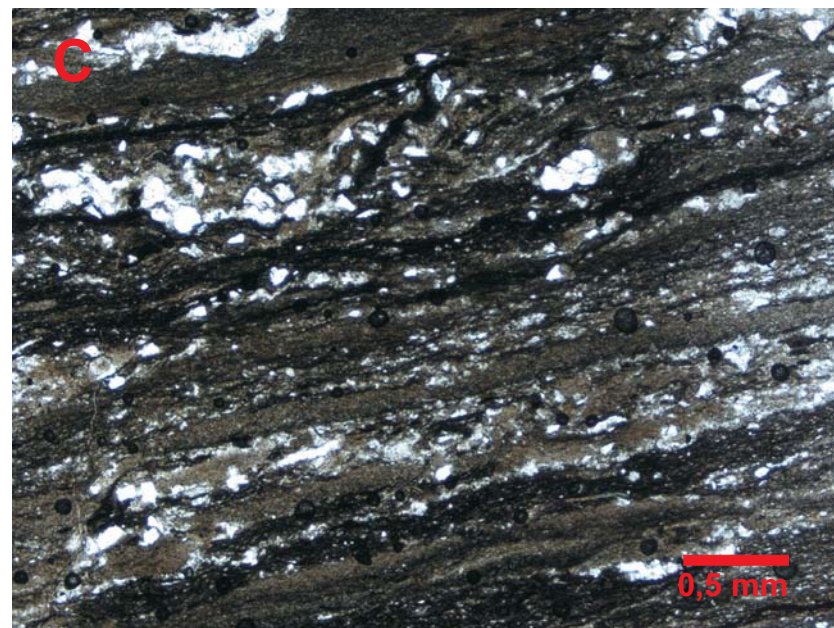
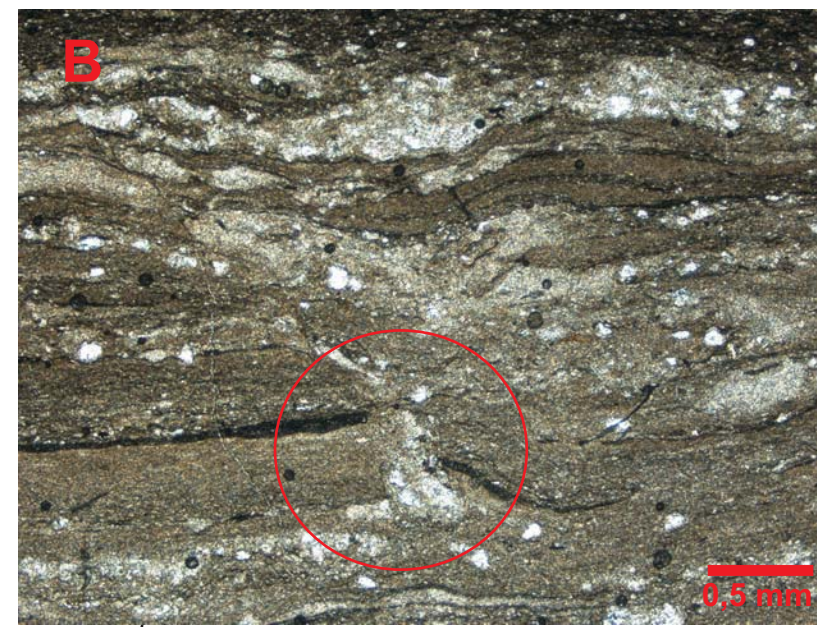
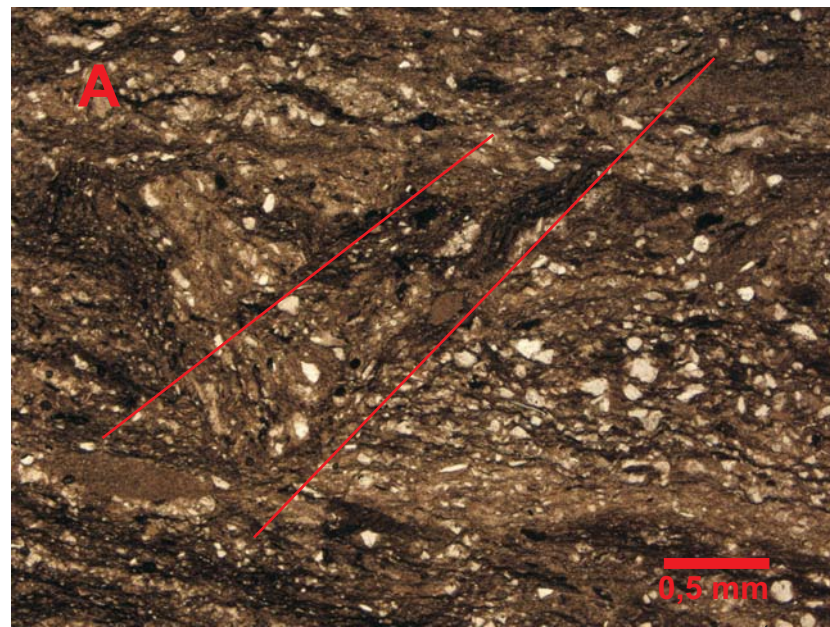
B) Detalhe da deformação sin-sedimentar. As lâminas são descontínuas e deformadas. O círculo vermelho mostra uma microfalha com deslocamento de camadas. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

C) Aspecto geral dos níveis mais grossos e o estado dos grãos de quartzo. Os grãos de quartzo mostram borda de absorção e recristalização. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

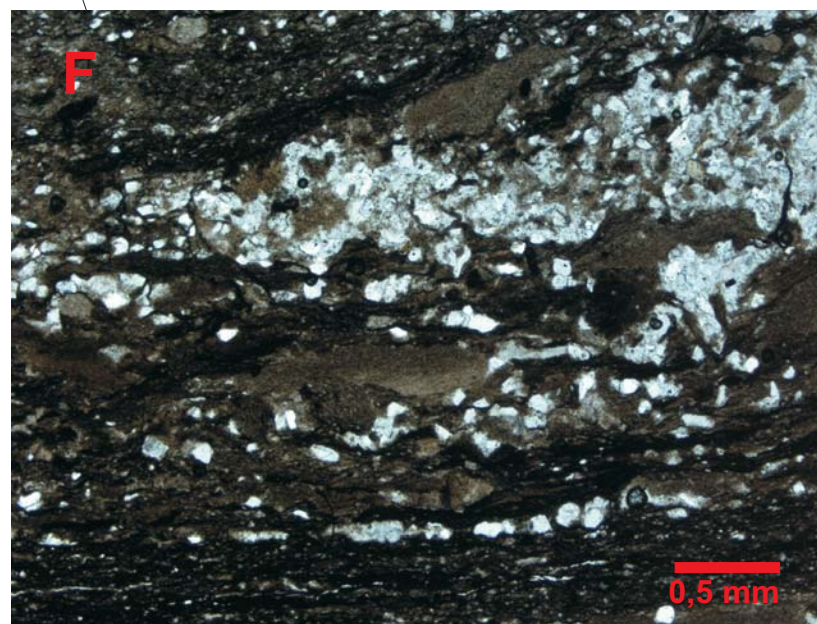
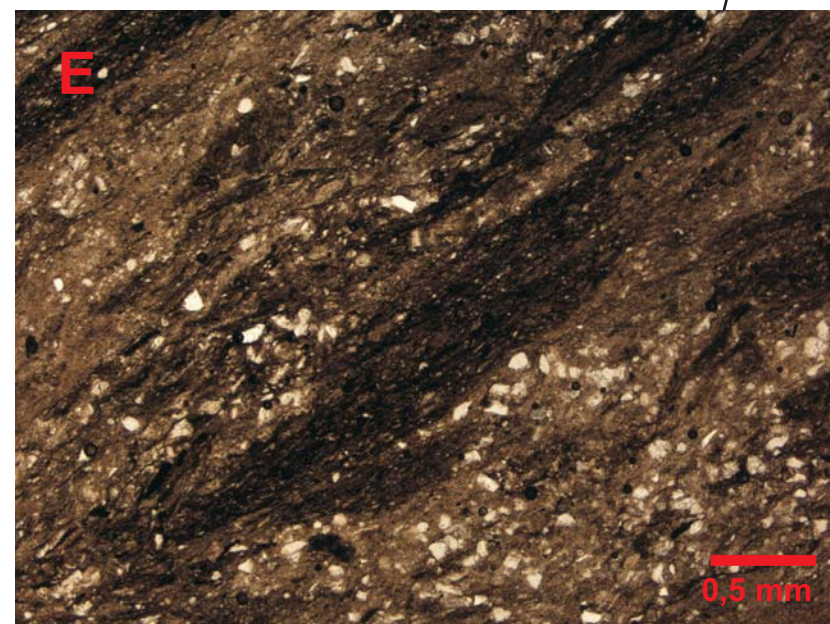
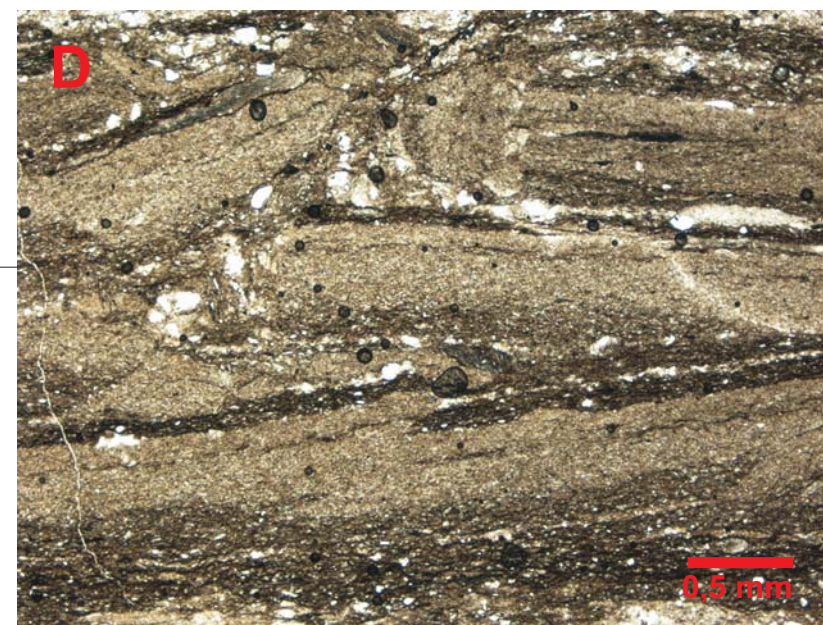
D) Detalhe dos níveis mais finos. Observa-se a aleatoriedade da deformação e a descontinuidade das camadas. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

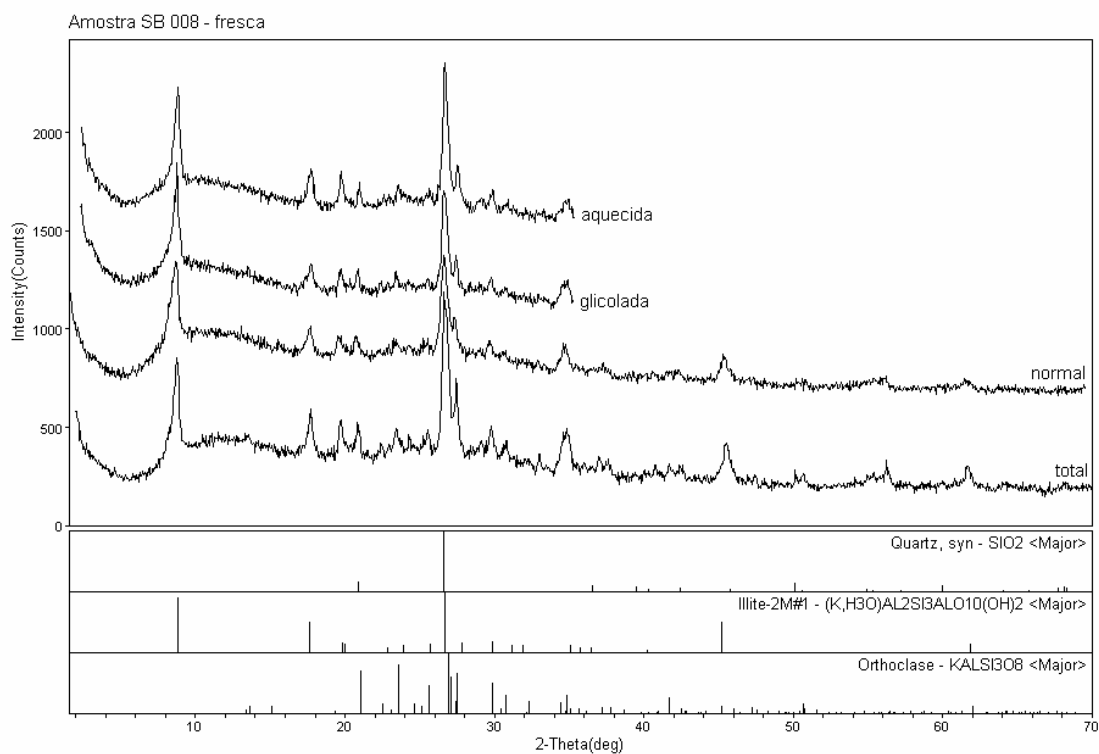
E) Nível de material escuro. São lentes descontínuas interpretadas com matéria orgânica. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

F) Nível descontínuo de areia deformado misturado à matriz. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.



Lâmina
Scr12-a





Laboratorio de DRX - IG/UnB

<d:\samuel\raiox~1\total>

Figura 5.28: Difratoograma de folhelhos da Unidade Ritmito Superior. A ausência de cloritas é um traço marcante desta fácies.

5.2.5 - Brechas de folhelhos e carbonatos

Há um nível brechóide associado ao topo da unidade, que sempre acompanha os corpos carbonáticos e os folhelhos negros (figura 5.29). É uma rocha de pouca representação em área. Possui coloração cinza escura, é formada por grãos angulosos, suportados por uma matriz sílica com contribuição carbonática.

Trata-se de uma rocha com clastos mal selecionados e imaturos texturalmente. A composição dos clastos é predominantemente carbonática (principalmente dolomitos), podendo conter ainda fragmentos de chert e folhelho negro. Os grãos variam de areia a seixos e estão disseminados de maneira heterogênea na matriz.

Não há estruturas sedimentares marcantes, os contatos são bruscos e erosivos na base passando para um contato brusco para os corpos carbonáticos no topo. Este nível está presente sempre associado aos folhelhos e se encontra quase sempre na base dos corpos carbonáticos.

A brecha foi interpretado como reflexo de estruturas de escorregamento evidenciado pelas dobras sin-sediementares dos ritmitos da fácies subseqüentes e nos folhelhos onde foram observados clastos de arenitos glauconíticos, de fosfatos e lentes de areia, que apresentam estrangulamentos e feições que sugerem estruturas do tipo *slump*.

Um maior detalhamento da formação deste nível será abordado na discussão sobre a evolução da bacia no capítulo 07.

5.2.6 - Fácies carbonática

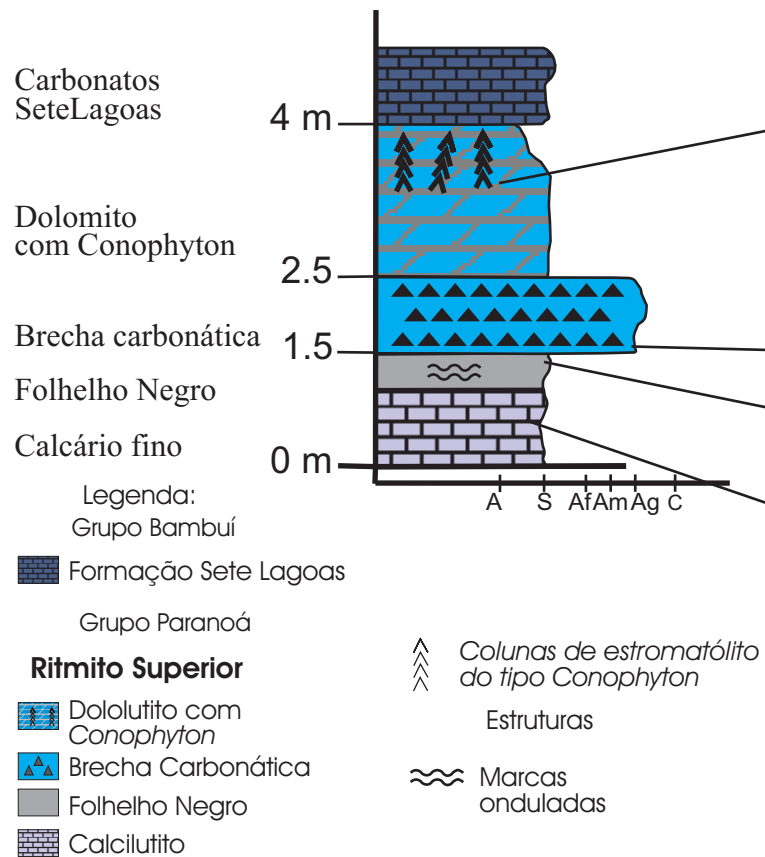
Recobrimo as litofácies terrígenas da Unidade Ritmito Superior, há em vários afloramentos, lentes e corpos carbonáticos com extensão que varia de alguns a dezenas de metros (figuras 5.18, 5.25 e 5.29). As rochas de composição calcítica ou dolomítica, com predominância da última, frequentemente são silicificadas. Em geral é uma rocha fina (lutitos), de coloração cinza, cinza claro e arroxeadado, possuindo intercalações de margas com argilas de coloração esverdeada. Há também níveis mais grossos, de dolorruditos intercalados nesta seqüência.

A passagem dos folhelhos negros para as rochas deste nível é geralmente gradativas, com intercalação de ambas as rochas, passando dos folhelhos para níveis de marga intercalados a carbonatos e a silexitos e estes passando para camadas espessas de carbonatos.

Os níveis de marga são intercalações rítmicas de argilas com contribuição carbonática intercaladas a níveis de dolomitos; há por vezes camadas centimétricas de selexito preto com veios de quartzo recristalizado e pequenas drusas de quartzo muito fino. As margas apresentam uma coloração esverdeada quando frescas e passa para tons de roxo quando alteradas. Na região do rio Crixás foi observado sobre os níveis de folhelhos um nível bastante contínuo de dolomitos grossos com piratas limonitizadas. Este nível tem cerca de 30 cm de espessura e é a base dos corpos carbonáticos desta região (figura 5.18).

A característica mais marcante desta litofácies é a presença de estromatólitos colunares do tipo *Conophyton*, que nesta região são diagnóstico para o posicionamento estratigráfico como pertencente ao Ritmito Superior. Os estromatólitos, bem como o material entre estes, têm composição dolomítica e algumas colunas são silicificadas. As colunas varia em tamanho, sendo as maiores com diâmetro da base de 40 cm e altura de 1 metro. As seções basais são elipsoidais (figura 5.18) e são raras as ramificações no topo das colunas. As colunas são em geral retas, mas quase sempre se encontram quebradas e descontínuas, impossibilitando a delimitação do bioherma e sugerindo instabilidade do substrato.

Coluna Rio Crixás Norte



Seção Basal elíptica dos estromatólitos tipo *Conophyton*, nos carbonatos do Ritmito Superior



Brecha intraformacional de clastos e matriz carbonática.



Calcário cinza intercalado com margas, laminado, dobrado e com pequenas falhas.



Folhelhos pretos

Figura 5.29: Coluna estratigráfica esquemática da região norte do rio Crixás. Afloram as fácies de topo da Unidade Ritmito Superior. Nesta porção a presença de *Conophytons* é fundamental para distinção dos carbonatos.

5.3 - Estratigrafia das formação Jequitaí e Sete Lagoas na região estudada

5.3.1 - Formação Jequitaí

Na região de Bezerra e Cabeceiras, diferentes unidades do Grupo Paranoá são recobertas de maneira erosiva por rochas da Formação Jequitaí. Esta formação está em muitos casos em contato direto sobre as rochas do Ritmito Superior, podendo aparecer erodindo desde os níveis mais basais, como no caso dos arenitos puros da região do córrego Bisnau até as fácies carbonáticas de topo, na região do rio Crixás.

Em geral a Formação Jequitaí é de composição terrígena, assumida como registro de sedimentação glacial continental e litorânea, sendo sua fácies mais reconhecida, na região de Bezerra, os diamictitos, porém além desses são conhecidas camadas de siltitos, ritmitos e arenitos.

A) Fácies Diamictitos

Esta fácies da Formação Jequitaí está em contato basal gradativo, com rochas da mesma formação, contato erosivo com diferentes rochas do Grupo Paranoá e passa para um contato concordante para rochas da Formação Sete Lagoas, no topo.

Os diamictitos desta unidade têm coloração cinza esverdeada (quando frescos) e são constituídos por clastos angulosos sustentados por matriz. Os clastos, com tamanho que varia de milímetros a cerca de 05 cm, são fragmentos de quartzitos, siltitos, arcósios, rochas carbonáticas e cherts negros (figuras 5.30 e 5.31).

Em lâmina a composição modal é de 50% de matriz argilosa com contribuição carbonática, cerca de 40% de fragmentos líticos e 10% de grãos de quartzo e feldspatos, os grãos são angulosos e possuem contatos pontuais ou flutuantes. Os grãos de quartzo têm granulação variando de muito grossa a muito fina, onde os grãos maiores são arredondados a subarredondados e os menores, angulosos a subangulosos.

Os feldspatos podem ser k-feldspato, caracterizado pela macla xadrez ou plagioclásio, nos quais são verificadas bordas de recristalização de sílica e macla polissintética bem preservadas.

Os fragmentos líticos são principalmente formados por grãos de siltitos, arenitos, cherts e argilitos. Em geral os fragmentos descritos em lâmina possuem granulação entre 1,0mm a 5,0mm

e são bem angulosos. Os grãos de arenitos são formados quase que exclusivamente por quartzo (cerca de 80%), podendo conter micas detríticas, principalmente muscovitas e em menor quantidade biotitas, além de por vezes, glauconitas.

Os siltitos e argilitos são massas indistintas de granulação diferentes, constituídas de material marrom acinzentado que apresenta poucas palhetas de micas brancas com filmes de óxidos e estão orientadas ao acamamento sedimentar das rochas fontes. Os grãos de chert são microcristalinos com granulação entre 0,5 a 0,9 mm. Os grãos de carbonatos são recristalizados e possuem aspecto sintaxial, com crescimento nas porosidades a partir de um grão fonte.

A matriz é marrom-acinzentada, microgranular, contendo micas brancas muito finas disseminadas.

Em difração de raios-X foram identificados os minerais, quartzo e dolomita como constituintes maiores, ortocláseo e caulinita como constituintes menores e calcita como constituinte traço. Não foram identificada nenhuma cloritas, minerais interestratificados ou expansivos (figura em anexo).

B) Outras Fácies da Formação Jequitaí

i - Ritmito Silte Argiloso

É uma rocha laminada com estratos plano-paralelos. Apresenta-se normalmente alterada e com uma coloração avermelhada. Em geral tem contato erosivo com as rochas do Grupo Paranoá e pode ainda está em contato basal concordante com os níveis mais grossos da mesma formação.

Os siltitos deste nível têm ocorrência restrita, podendo conter camadas centimétricas de diamictitos finos intercaladas em sua estratificação.

ii - Arenitos

Camadas pouco espessas de arenitos vermelhos de granulação variando entre areia fina e areia média são observadas na Formação Jequitaí. Estão como todos os níveis da formação, em contato erosivo com as rochas do Grupo Paranoá. São arenitos friáveis, mal selecionados, com clastos de argilas e carbonatos em granulação de areia grossa, além de grânulos bem arredondados de quartzo (fotomicrografica 5.32).

Figura 5.30

Ritmito Superior - Fácies Folhelho/Diamictito
Lâmina Map06-V-62

Foto central: contato entre um nível de margas e folhelhos, e um diamictito na região da Fazenda Alegreda (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Detalhe do folhelho negro, um nível de argila com contribuição carbonática e margas (F=Folhelhos, Ar=argila e Mar=margas). Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

B) Detalhe dos níveis mais ricos em carbonato da Unidade Ritmito Superior. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

C) Detalhe de cimento silicoso entre grãos de carbonato e material argiloso. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

D) Diamictito mostrando matriz síltica com pequenos fragmentos e grãos de quartzo, e contato com o fragmento de siltito. A borda do fragmento está deformada e contém porções da matriz em seu interior. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

E) Detalhe do grão de fosfato na matriz do diamictito. f = fosfato. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

F) Detalhe do contato brusco entre as camadas de diamictito e marga. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

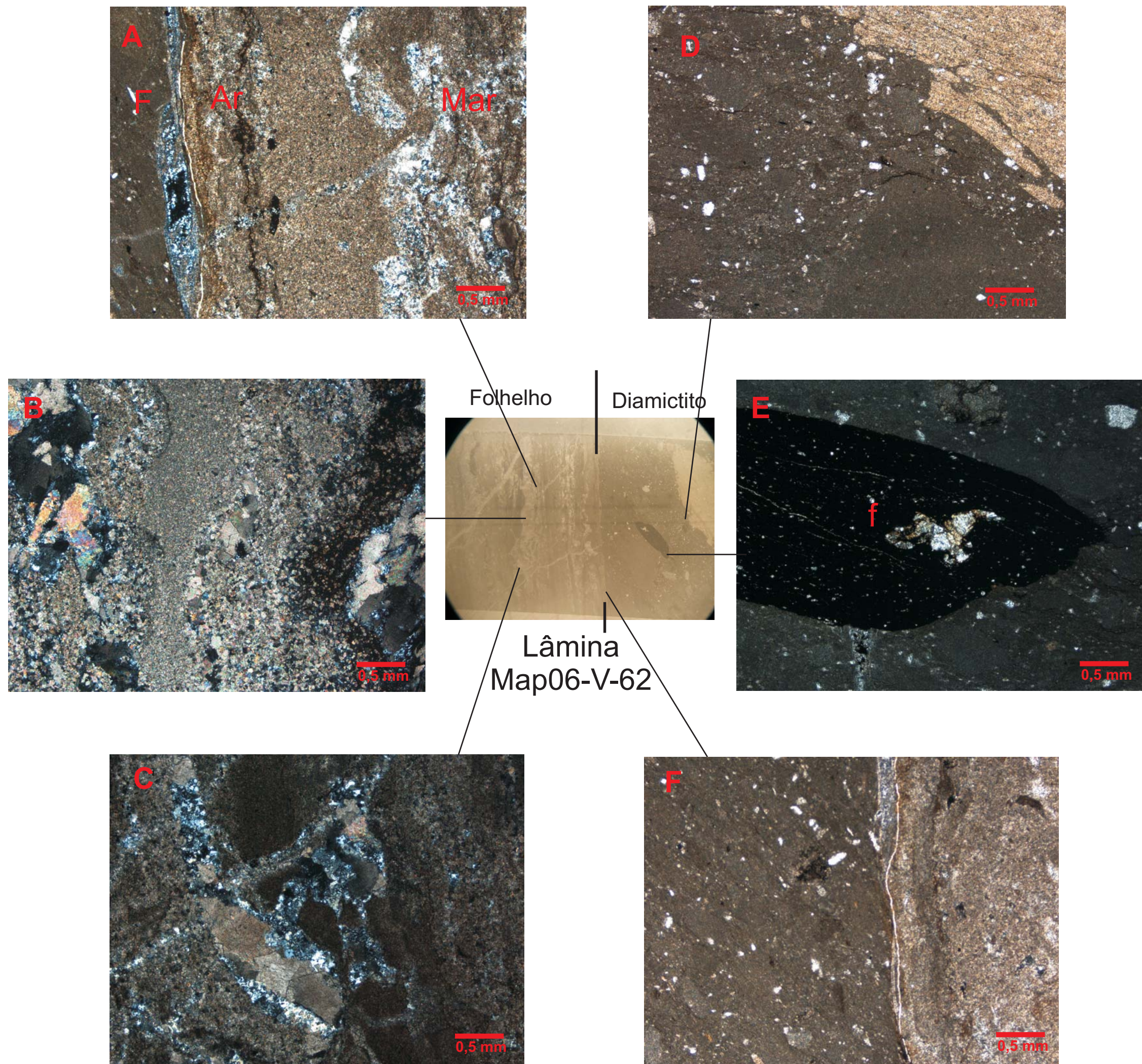


Figura 5.31

Diamictito

Lâmina SB010

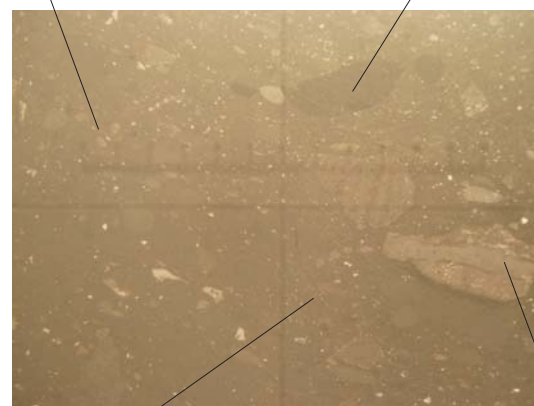
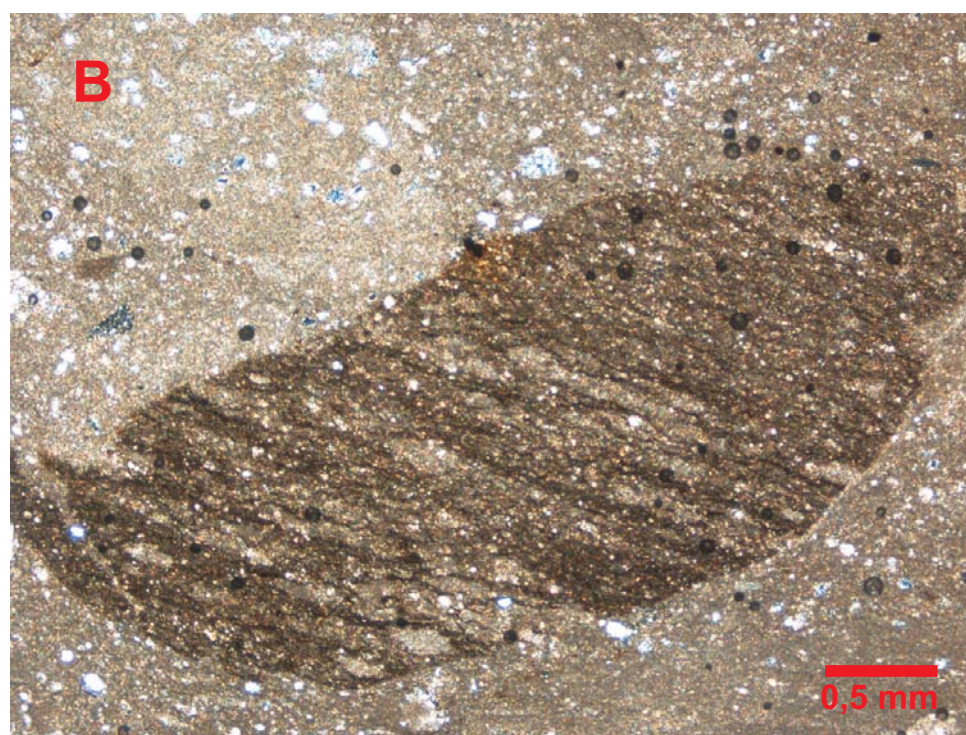
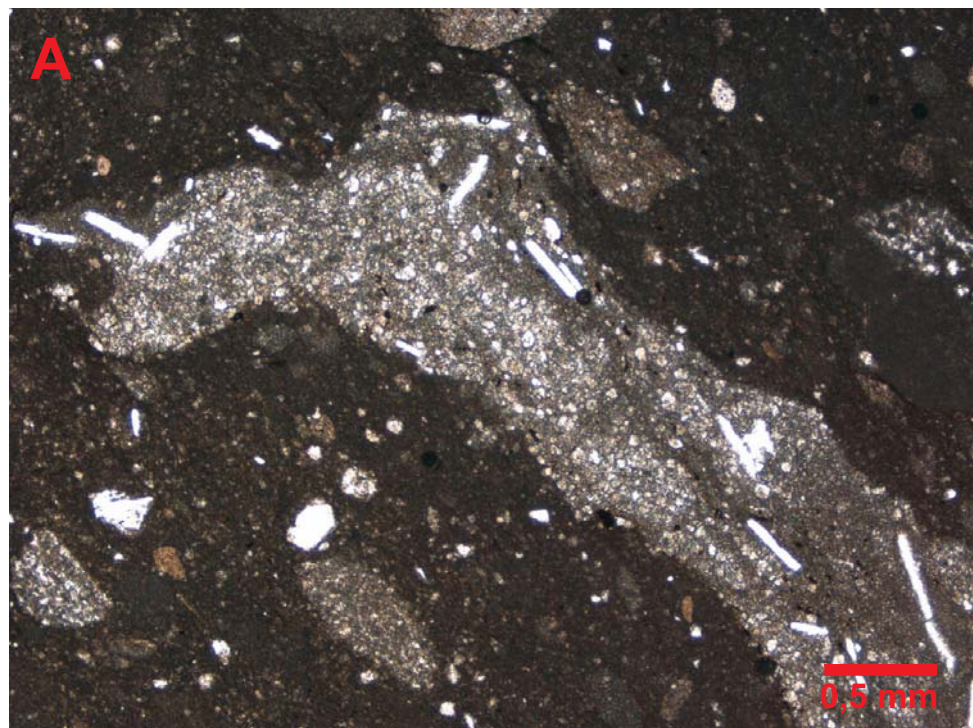
Foto central: Amostra composta por fragmentos líticos diversos em uma matriz argilosa com contribuição carbonática (lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).

A) Fragmento de siltito com pequenos grãos de calcita e cristais bem formados e alongados de quartzo. O fragmento está deformado. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

B) Fragmento de folhelho com lentes de mesma composição da matriz entre seus estratos. Os grãos maiores estão levemente arredondados.

C) Aspecto geral do diamictito sustentando diversos fragmentos com diferentes dimensões. Os fragmentos são em geral de folhelhos, de siltitos, de arenitos e de rochas carbonáticas. Nicóis cruzados e aumento da objetiva de 4x.

D) Detalhe de fragmento de siltito contendo um fragmento de argilito. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.



Lâmina
SB 010

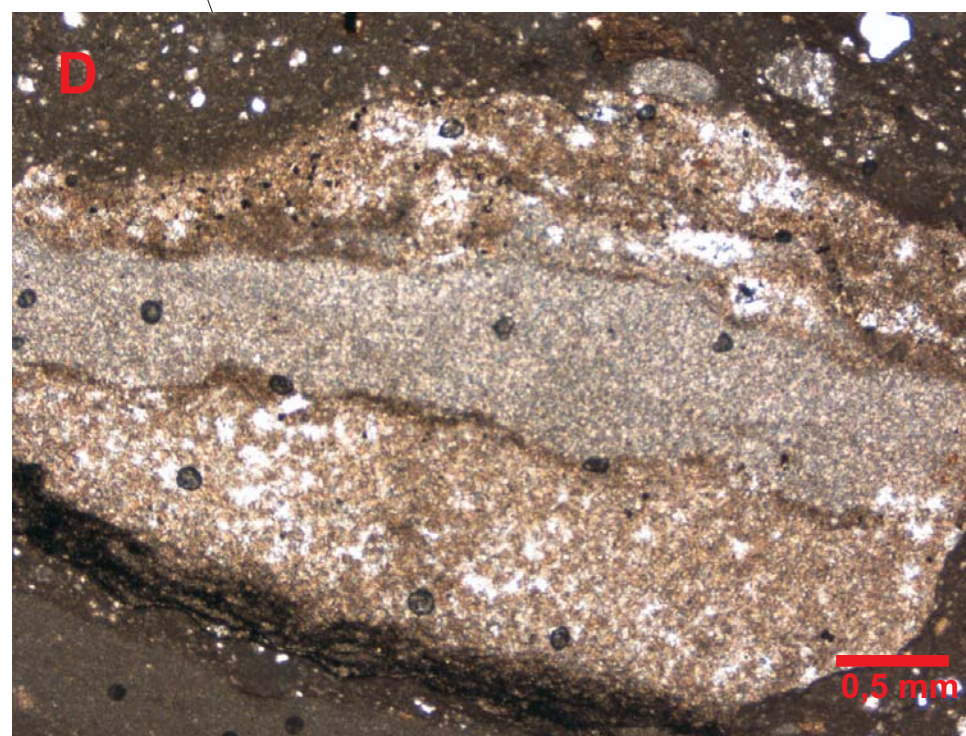
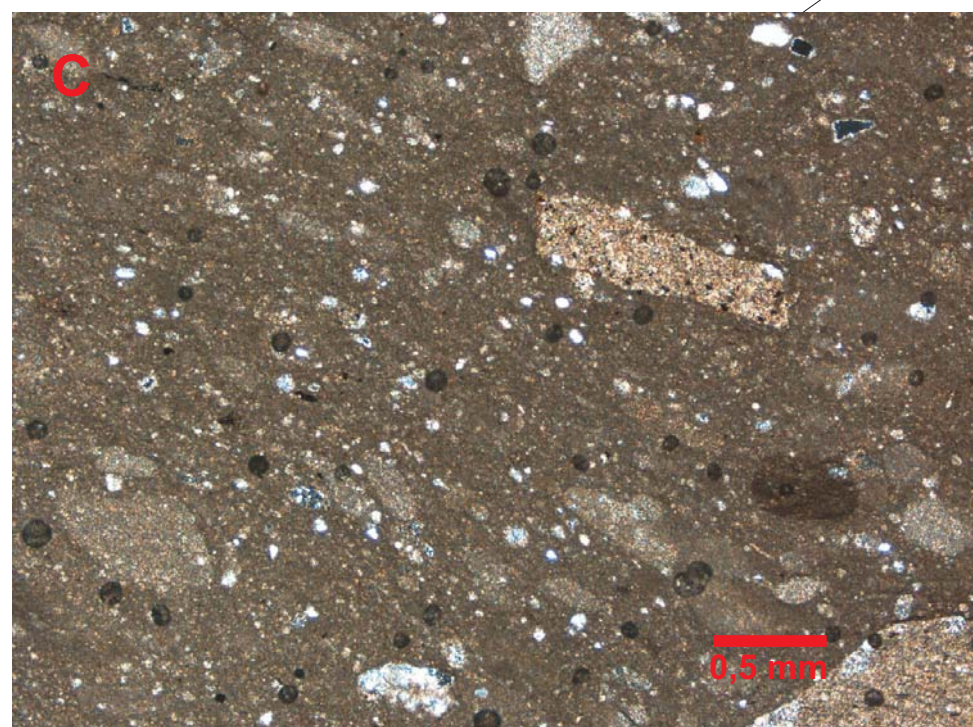
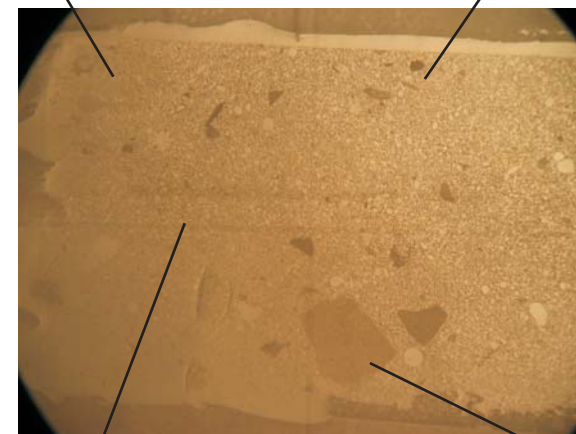
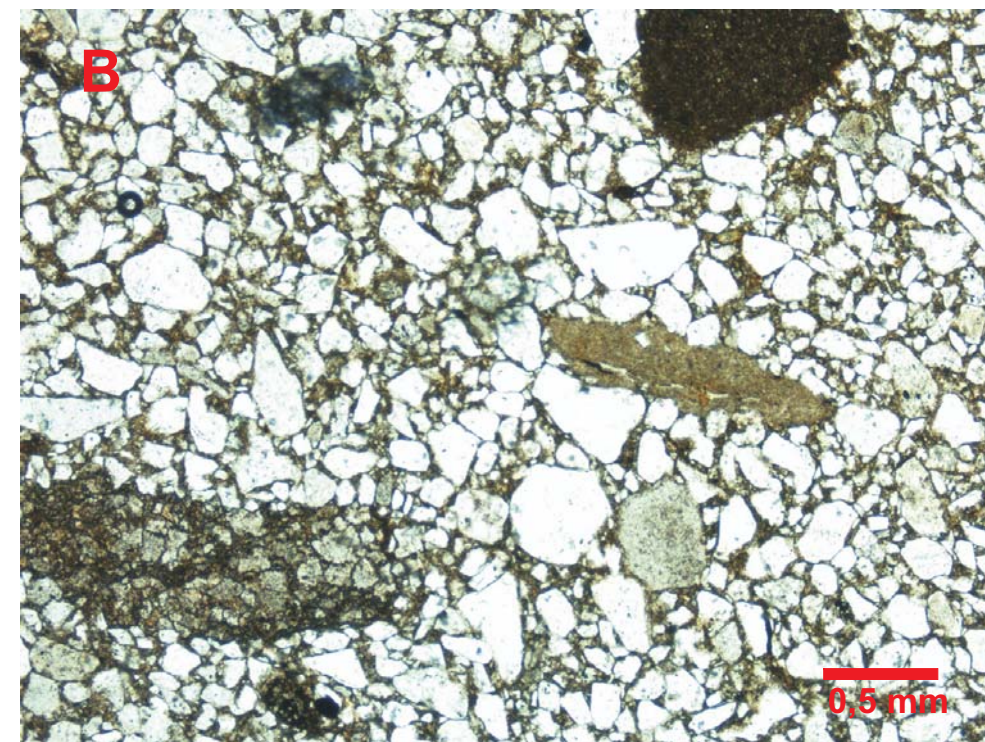
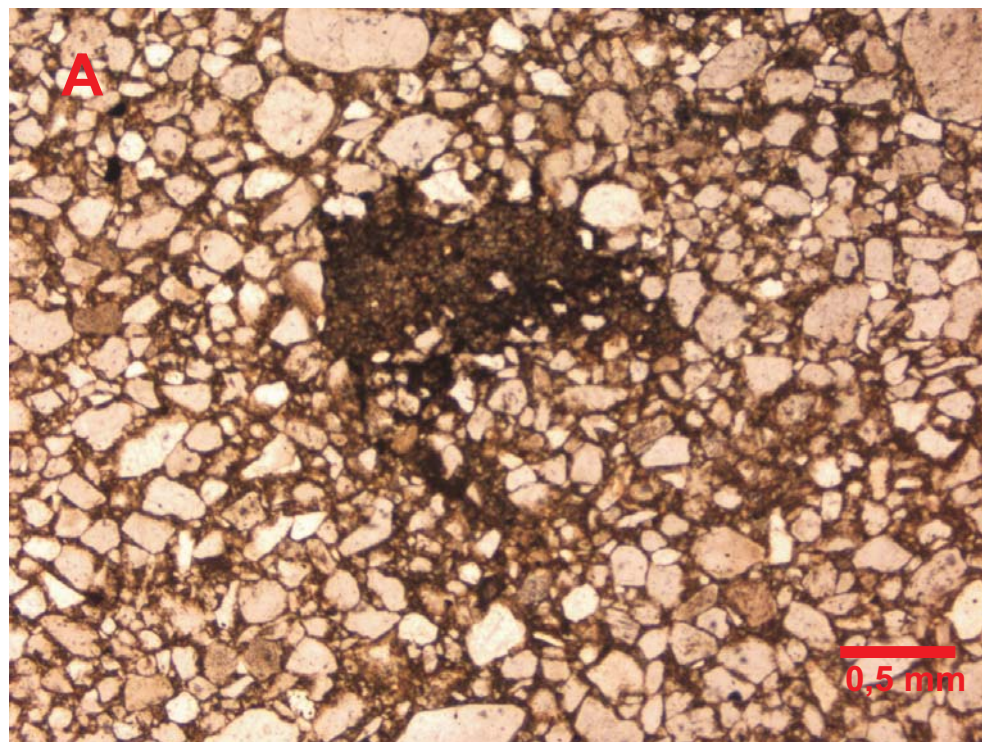


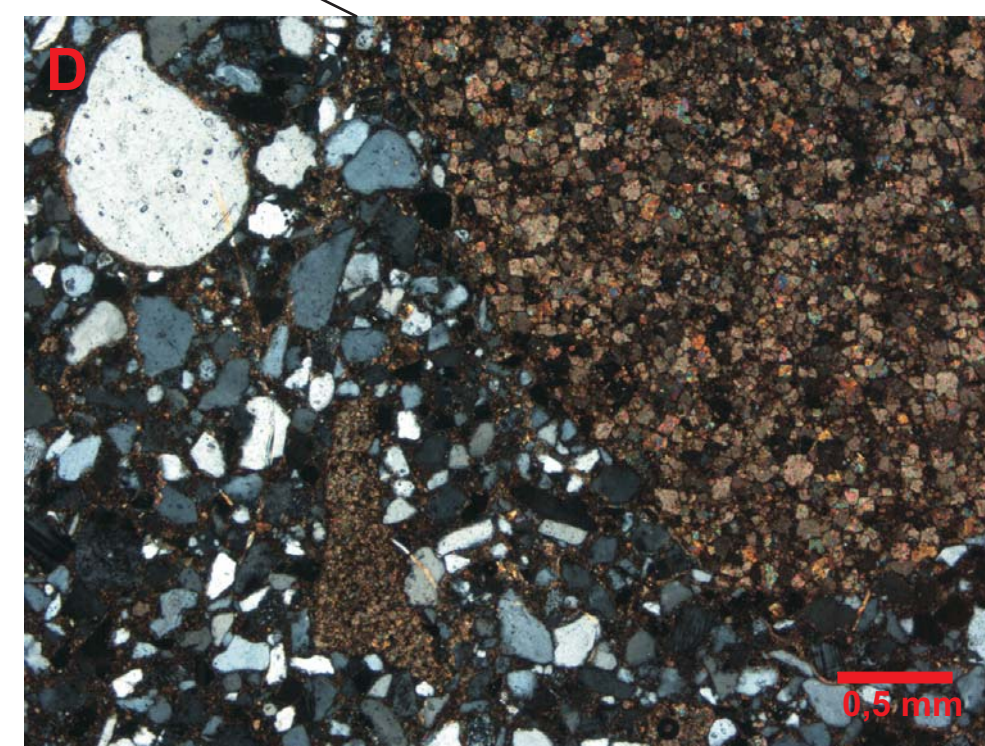
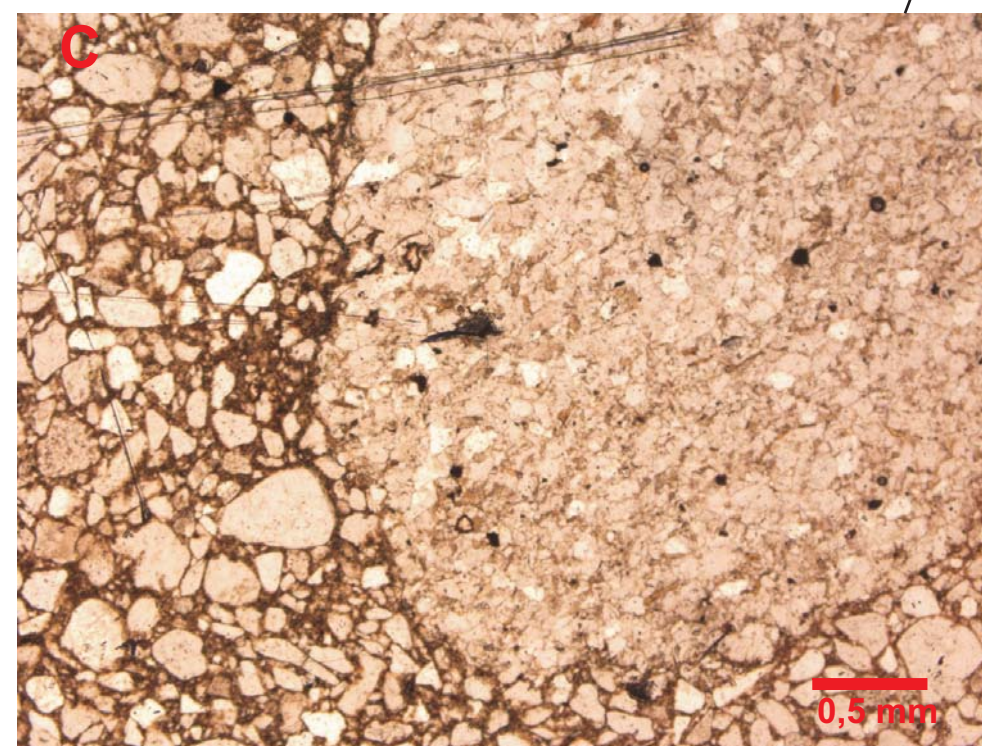
Figura 5.32

Formação Jequitai
Lâmina Map06-X-01

:Foto central: Nível de diamictito arenoso da Formação Jequitai. Esta amostra apresenta matriz arenosa com fragmentos líticos de diversas rochas interpretadas como pertencentes ao Grupo Paranoá (sob lupa de luz transmitida, aumento da objetiva de 6x).



Lâmina
Map06-X-01



A) Detalhe de fragmento argilosa. Os grãos de quartzo se apresentam angulosos e em contatos planares ou pontuais, com material argiloso em sua porosidade. Estes grãos sustentam os fragmentos líticos. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

B) Diversos fragmentos de siltitos, argilitos e folhelhos, entre grãos grossos e angulosos de quartzo. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

C) Fragmento lítico arredondado. Os maiores fragmentos são menos angulosos e mais esféricos. Há a presença de filme de argila em torno dos grãos de quartzo do fragmento e da matriz. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

D) Fragmento microcristalino de material carbonático. Fragmento menos angular e mais esférico. Detalhe também de um grão de quartzo recristalizado em forma de gota. Nicóis paralelos e aumento da objetiva de 4x.

5.3.2 - Formação Sete Lagoas – Grupo Bambuí

Assim como as rochas da Formação Jequitaí, as rochas da Formação Sete Lagoas, do Grupo Bambuí, estão em contato discordante erosivo com as rochas do Grupo Paranoá. Na região estudada estas rochas estão em contato direto em vários afloramentos com as rochas da Unidade Ritmito Superior.

De constituição carbonática e argilosa, esta formação contrasta, no geral, com as rochas subjacentes que são predominantemente terrígenas, tanto as da Formação Jequitaí quanto as do Grupo Paranoá. Entretanto, a presença dos níveis carbonáticos e de folhelhos neste último é um problema para a determinação da estratigrafia no campo.

A base da Formação Sete Lagoas na região de Bezerra é marcada, localmente, por uma fina camada de folhelhos cinza escuros. Apresentam características muito semelhantes aos do Ritmitos Superior, sendo separado deste principalmente pela presença de clorita, identificada apenas em difração de raios-X (figura em anexo). Sobre os folhelhos, estão camadas de margas e carbonatos intercalados.

As camadas de marga apresentam espessura variada, consistindo de camadas finamente laminadas de coloração predominantemente arroxeadada, podendo ser ainda em tons de verde claro. Intercalado nas camadas de margas há silexitos pretos como níveis descontínuos que por vezes, apresentar conteúdo micro-fossilífero.

Recobrando todas essas unidades basais estão importantes corpos de calcários dolomíticos, rosados ou cinzas, microcristalinos. Formam camadas centimétricas maciças ou laminadas, contendo intercalações de margas e níveis de argila. Nas porções mais de topo há a predominância do calcário cinza, formado corpos com espessura decamétrica e extensões quilométricas. Embora predominem os calcilutitos, nestas porções ocorrem níveis de calcirruditos e calcarenitos com estratificações cruzadas acanaladas e *hummockys*.

A composição e estruturas sedimentares desta seqüência indicam deposição subaquosa em ambiente de plataforma, sem aporte terrígeno, com baixa energia na base aumentando em direção ao topo.

Figura 5.33 :Correlação Estratigráfica das Colunas da Área de Estudo, o quadro abaixo e a esquerda mostra a relação de escala entre as colunas.

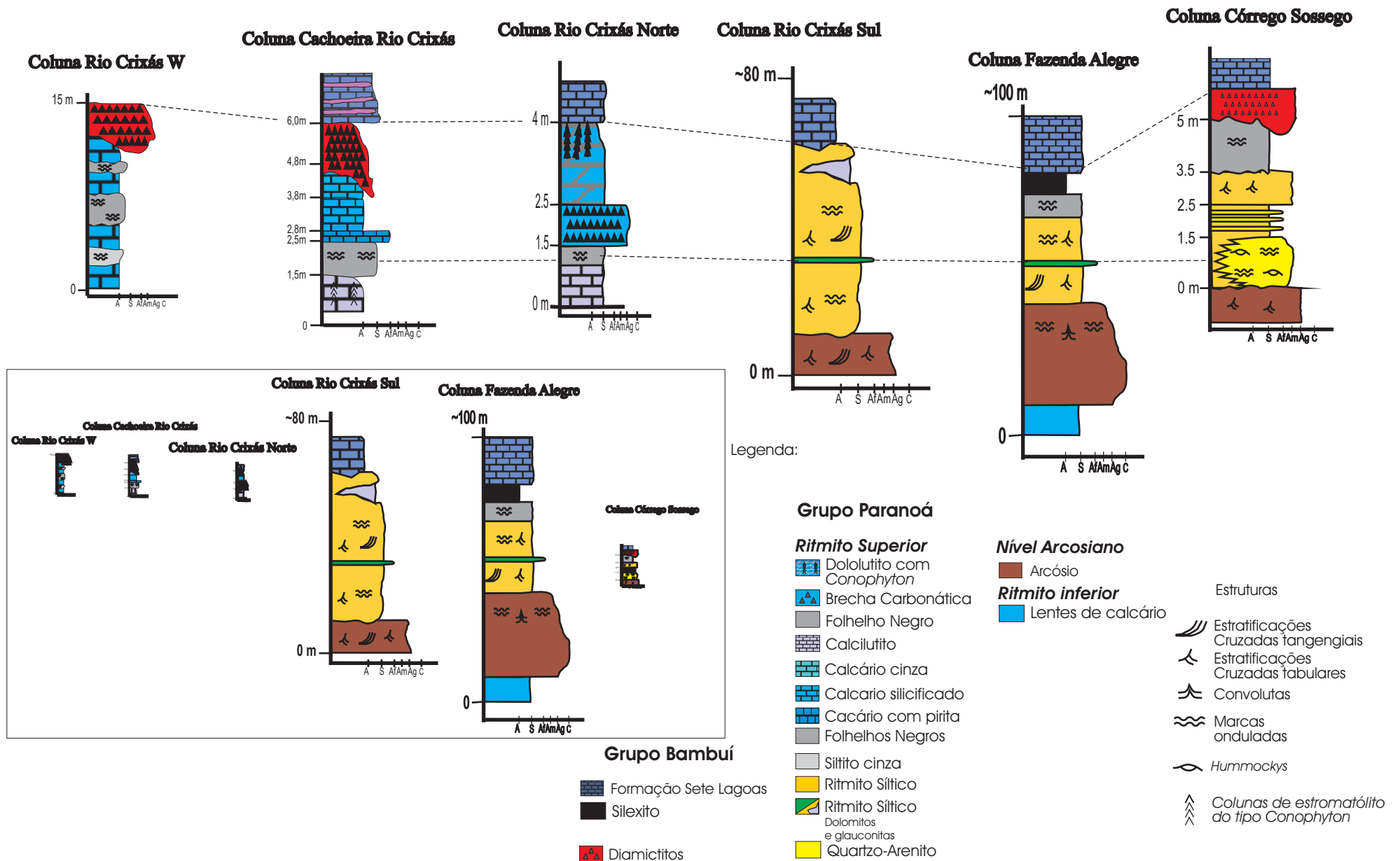


Tabela: 5.1: Composição das as rochas estudadas.

Fácies	Feldspato				Filossilicatos					Matéria Orgânica	Outros Minerais	Cimen.
	Quartzo	K-f	Plagioc.	Indistinto	Líticos	Micas	Clorit.	Glaucon.	Argilomin.*			
Nível Arcoseano	70			30							zr, op	silicoso
Ritmito síltico	15 - 74	0 - 3	0 - 3			tr		tr	20 - 65	0 - 20	op, tm, cc	silicoso, of
Nível Glauconítico												
arenito	05 - 50	tr	tr	0 - 3		tr		35 - 75	0 - 20		of, op	silicoso, of
pelitos com glauconita	47		3			tr	10		37		of, op	silicoso
areias com glauconita	96					tr		4				silicoso
brechas de glauconita	5-20			2-15	5	tr	tr	2	30-50	10-30	of, op	silicoso
Arenitos puros	47 - 60			3 - 30		0 - 3		tr	07 - 45		op	silicoso
Folhelhos pretos	5 - 15					0 - 5			55 - 72	8 - 40	op	
Brecha	0 - 20		tr			tr		tr	30 - 50	0 - 30	cc, op	silicoso
Formação Jequitai	10 - 64	3	3		10 - 40	tr		tr	20 - 50		tm	

* Material muito fino, microcristalino, marrom-amarelado também foi admitido nessa classificação.

Outros minerais: : op : opacos; zr: zircão; tm: turmalina; cc: calcita, of: óxido de ferro

Considerações sobre a ambientes de deposição na Unidade Ritmito Superior e níveis adjacentes.

A formação dos estratos mais finos e melhor selecionados das rochas do Ritmito Superior provavelmente se deu pelo avanço gradativo do nível do mar que cobriu as fontes de aporte do nível Arcosiano. Estas rochas são depositadas em um ambiente de baixa energia, com deposição por decantação. As lentes de areia e estruturas do tipo *flaser* que são observadas neste nível, são indícios de fluxos periódicos de correntes produzidas por ondas ou variações na maré, típicos de zonas de inframaré em plataformas rasas.

Os níveis mais grossos na base do Ritmito Superior, principalmente as fácies de arenitos, podem estar associadas a episódios que perturbem este equilíbrio, sendo possível eventos com tempestades ou sismos. As estruturas sedimentares do tipo hummockys encontradas nesta fácies, indicam que a sedimentação desta porção se deu em uma plataforma dominada por tempestades.

Durante a deposição das rochas desta unidade, um possível evento de repentina ascensão do nível do mar propiciou a formação de níveis glauconíticos que cobriram uma importante porção do Ritmito Superior.

O fato do nível de glauconitas estar recobrindo diferentes camadas dentro da mesma unidade do Grupo Paranoá, sugere que durante a formação deste nível havia a deposição de diferentes tipos de rochas correlatas lateralmente.

Concomitante a deposição do nível glauconítico, e até mesmo recobrindo-o, há a formação de corpos descontínuos de folhelhos negros, interpretados como ricos em matéria orgânica. A quantidade de matéria orgânica preservada nos folhelhos é determinada por dois fatores. O primeiro está relacionado à produtividade de organismos na bacia, comumente condicionada a ambientes de águas superficiais, e/ou pela introdução de restos de vegetais terrestres na bacia, e/ou pelas correntes de ressurgência marinhas que favorecem a uma alta produtividade de organismos. O segundo fator é a preservação desta matéria, que é controlada pela quantidade de oxigênio da água, pela velocidade dos processos de decomposição, tamanho das partículas e pela taxa de sedimentação (Jenkyns & Clayton 1986, Einsele 1992). Condições muito similares a formação da glauconita. Associados às glauconitas e aos folhelhos há a formação de pequenos níveis de fosfatos, caracterizando a deposição destes em plataforma na borda do talude.

Encerando a deposição das fácies do Ritmito Superior estão corpos carbonáticos contendo *Conophyton* que indicam condições de deposição sob baixa energia sem aporte sedimentar, com lâmina d'água relativamente profunda. Estas eram condições mínimas para o crescimento das colunas de estromatólitos, com cerca de 1 metro de comprimento. As condições para a formação e preservação destas colunas implicam em condições de luminosidade, temperatura e pH da água, compatíveis com a zona fótica em plataforma.

De maneira erosiva as rochas da Formação Jequitaí recobrem o Grupo Paranoá. As rochas desta formação são associadas a um evento glacial de escala continental. As fácies glaciogênicas deste nível são reconhecidas na base do Grupo Bambuí, (Dardenne *et al* 1978), como na topo do Grupo Paranoá (Faria 1985). As rochas da região apresentam sedimentos imaturos com fragmentos angulosos e matriz abundante características descritas em trabalhos clássicos para as rochas da Formação Jequitaí (Dardenne *et al* 1978, Dardenne 1981, Faria 1985, Neven *et al* 2005). Porém não foram observadas na região de Bezerra feições típicas inequívocas de condição glacial, mas o seu posicionamento estratigráfico condiz com o da Formação Jequitaí na sua seção-tipo.

Da mesma maneira que a formação Jequitaí, as rochas da Formação Sete Lagoas estão recobrendo de maneira erosiva as rochas do Grupo Paranoá. As diferentes fácies desta unidade tem sido interpretada como variações de ambientes deste supra- a inter-maré, representadas por margas e dolomitos claros associados a esteiras algais; até plataformas restritas com baixa energia, sujeitas a escorregamentos, que deram origem aos folhelhos e calcilutitos escuros da região (Guimarães 1997).

06 - FOLOSSILICATOS DO RITMITO SUPERIOR: MINERALOGIA E QUÍMICA MINERAL

Os filossilicatos são minerais importantes na caracterização das rochas sedimentares, destacando-se dentre eles os grupos dos argilominerais, das micas e das cloritas. Como minerais detríticos, diagenéticos e/ou autigênicos estes minerais são constituintes maiores de pelitos e, mesmo como constituintes menores, no caso dos arenitos, são importantes fontes de informação para a compreensão da proveniência, das condições de deposição e da evolução diagenética.

A caracterização da composição e feições texturais dos filossilicatos contribui para o zoneamento diagenético até a passagem para metamorfismo de baixo grau (Dunoyer De Segonzac 1970, Hoffman & Hower 1979, Kisch 1983, Wybrecht *et. al.* 1985), zoneamento da deformação (Piqué 1982, Reuter & Dallmeyer 1989), por vezes empregados como geotermômetros (Hoffman & Hower 1979, Cathelineau & Nieva 1985, Battaglia 2004).

Nas rochas do Ritmito Superior do Grupo Paranoá os filossilicatos são constituintes maiores e menores de pelitos e psamitos, sendo as suas feições texturais e composicionais estudadas para a compreensão das condições deposicionais e da evolução diagenética.

Os filossilicatos de maior relevância para o conhecimento da área de estudo, serão tratados neste capítulo como três grupos: 1) argilominerais, compreendendo caulinitas e esmectitas, 2) micas detríticas e ilitas, em que estão incluídas micas brancas e biotita, 3) glauconitas com seus filossilicatos associados (interestratificados e cloritas).

6.1 - Argilominerais.

Como já tratado no capítulo 03, os argilominerais são filossilicatos com estruturas do tipo 1:1 ou 2:1, di ou trioctaédricos, que ocorrem preferencialmente na fração argila, sendo as esmectitas, a ilita e a caulinita os mais comuns. Esses minerais podem estar presentes nas rochas como partículas detríticas, produto do intemperismo meteórico, ou fruto das transformações diagenéticas.

As esmectitas indicam proveniência de áreas sob baixo intemperismo químico, sendo o seu caráter di ou trioctaédrico determinado pela composição da rocha-mãe. A caulinita é associada ao intemperismo químico ou alteração de rochas aluminosas das quais também são comuns argilominerais 2:1, ricos em álcalis como as muscovitas e ilitas.

Petrograficamente os argilominerais da Unidade Ritmito Superior são descritos como uma massa fina, de coloração marrom amarelada ou cinza, indistinta e de cor de interferência

baixa a média. Principal constituinte nos pelitos, ocorrem nos psamitos e entre os grãos detríticos, como matriz ou pseudomatriz, ou como filme envolvendo principalmente grãos de quartzo e feldspatos ou ainda formando pequenas lâminas no acamamento.

Indistinto por microscopia, o material muito fino foi caracterizado por DRX de amostra total e em fração menor que $02\mu\text{m}$.

Nas rochas da Unidade Ritmito Superior além das caolinitas, ilitas e glauconias, também foram identificadas cloritas e esmectitas, todas em menor quantidade e com ocorrência restrita. A glauconita constitui níveis delgados, nos quais perfaz, frequentemente, mais de 50% dos constituintes.

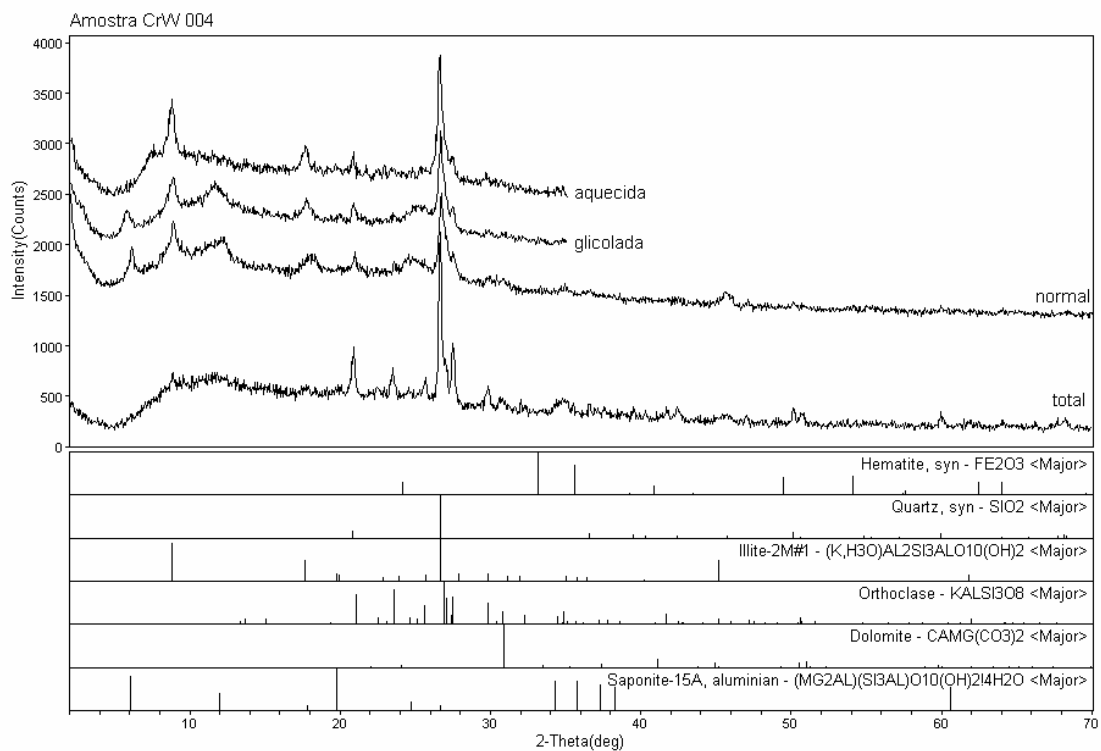
As cloritas da unidade foram interpretadas como alterações diagenéticas das glauconitas e dos argilominerais, estando presentes quando acompanhadas de carbonatos.

Por se tratar do argilomineral mais expressivo da Unidade Ritmito Superior as ilitas serão tratadas em uma seção à parte no item micas detríticas e ilitas, e as cloritas serão analisadas junto as glauconitas em um item específico.

Identificada por DRX, a caolinita apresenta reflexões típicas com distância interplanar de $7,1\text{Å}$ e $3,5\text{Å}$ (figura em anexo). Não apresenta expansão quando solvatada com etileno glicol e sua estrutura colapsa quando aquecida a 490°C por 03 horas. O principal politipo identificado é o 1Md, podendo ainda aparecer o politipo 1A nos arenitos e sedimentos mais intemperizados. A caolinita possui ocorrência pouco expressiva e está associada ao intemperismo meteórico de rochas portadoras de K-feldspatos.

As esmectitas e materiais expansivos foram identificados na fração menor que $02\mu\text{m}$, em pelitos do nível de folhelhos negros e apresentam reflexão correspondente à distância interplanar de $14,4\text{Å}$. Quando tratado com etileno glicol o pico se expande para aproximadamente $15,5\text{Å}$ e quando aquecida, a esmectita é desidratada, há a retração do pico para aproximadamente 10Å e sua reflexão é somada a reflexão da ilita (figura 6.1).

Esmectitas, interestratificados e materiais expansivos são raros em folhelhos proterozóicos (Couto Anjos 1988). Entretanto, no Ritmito Superior, a esmectita foi reconhecida em um nível de folhelho negro associados a carbonatos. A limitação da ocorrência deste argilomineral a este nível pode ser justificada pelo fato dos carbonatos inibirem a oxidação do ferro, favorecendo assim a condição de preservação da esmectita. Por outro lado, o pico baixo e mal formado sugere, alternativamente, uma origem intempérica, provavelmente derivada das glauconitas.



Laboratorio de DRX - IG/UnB

<d:\samuel\raiox-1\total\novembro-1>

Figura 6.1: Material expansivo. Único registro de esmectitas nas rochas analisadas do Grupo Paranoá. Este material é interpretado como alteração das glauconitas, e coerente na presença de carbonatos.

6.2 - Micas detríticas e Iilitas

No Ritmito Superior, a ilita é o argilomineral mais abundante, constituindo a quase totalidade de todas as fácies pelíticas, ocorrendo também nos psamitos, enquanto as micas são escassas em todos os níveis.

As micas detríticas, quando submetidas às condições de intemperismo tendem a perder o cátion intercâmara (K, Na), transformando-se em ilitas, interestratificados, esmectitas e caolinitas, enquanto o ferro do sítio octaédrico tende a formar óxidos.

A muscovita, com fórmula ideal $K_2Al_4Si_6AlO_{20}(OH, F)_4$, é a mica detrítica mais estável em superfície por ser menos susceptível a alterações químicas. Esta mica dioctaédrica após os processos de ilitização na diagênese se comporta de maneira muito similar às ilitas e é estável até o metamorfismo.

Argilomineral dioctaédrico, com fórmula aproximada $K_{1,5-1,8}Al_{4-x}(Fe, Mg)_x Si_{7-6,5}Al_{1-1,5}O_{20}(OH)_4$ a ilita distingue-se das muscovitas por apresentar carga total mais baixa e pela estrutura menos organizada. Sua origem detrítica é associada à alteração de rochas graníticas, sedimentares e metassedimentares, enquanto sua formação diagenética resulta da alteração de silicatos detríticos, das transformações de argilominerais e da precipitação de íons nos poros a partir de soluções aquosas.

A biotita, mica trioctaédrica, possui fórmula geral $K_2(Mg, Fe^{2+})_{6-4}(Fe^{3+}, Al, Ti)_{0-2}Si_{6-5}Al_{2-3}O_{20}(OH, F)_4$ e é instável sobre condições intempéricas e de diagênese. A biotita pode se alterar diretamente para cloritas e óxidos ou através de termos intermediários de esmectitas e seus interestratificados.

As micas detríticas são minerais de relativamente escassos no Ritmito Superior, sendo a muscovita mais comum (< 05%). A biotita é rara, concentrando-se preferencialmente nas fácies arenitos, resultantes do retrabalhamento de areias do Nível Arcosiano, em geral associada às glauconitas.

As micas detríticas ocorrem principalmente associadas aos pelitos do Ritmito Superior, nos quais estão associadas a uma massa muito fina de coloração que varia de cinza a marrom. São pequenas palhetas de micas, muito finas e orientadas segundo o acamamento ou eventualmente segundo planos de clivagens incipientes, dentro das lentes de argila. Sua identificação só é possível devido à cor de interferência dessas micas se sobressaírem em relação à massa.

Nos arenitos do Ritmito Superior, as micas e argilominerais são pouco representativas, variando, em média, de menos de 02% de matriz (ricas em ilitas) a cerca de 05% de micas detríticas.

As palhetas de mica estão normalmente deformadas entre os grãos de areia fina, pela compactação. São pouco alteradas, apresentam superfície límpida e, por vezes, estão recristalizadas segundo um plano preferencial que trunca o acamamento, reflexos da deformação pós-sedimentar. São incolores, podendo as vezes se apresentar levemente esverdeada como produto da glauconitização, ou são massas escuras de coloração marrom avermelhado, interpretadas como biotitas. Estas quase sempre são substituídas por óxidos que preservam a forma original do grão. Sua concentração é menor que a das muscovitas e sua origem está associada a rochas retrabalhadas do Nível Arcosiano. As micas de coloração levemente esverdeada serão tratadas neste trabalho junto as glauconitas.

As ilitas são constituintes de material muito fino e só foram identificadas por análises de difração de raios X e microsonda eletrônica.

Difratometria de Raios X

As micas detríticas foram identificadas em lâminas petrográficas, as ilitas por sua vez só foram interpretadas por difração de raios X, por estarem em uma fração muito fina.

As micas, incluindo-se a ilita, em geral são identificadas em difração por possuírem um pico importante correspondente à distância interplanar (d) próxima a 10Å característica de filossilicatos 2:1, com cátion na posição intercamada.

As ilitas não apresentam mudanças na forma do pico, nem do valor d , quando solvatadas com etileno glicol ou aquecidas a 490°C por 3 horas.

As ilitas possuem deficiência de certos álcalis em relação a muscovita (principalmente de K), essa carência de cátions entre camadas gera nas ilita uma reflexão menos intensa e picos largos, devido às falhas entre o empacotamento. A muscovita por sua vez apresenta-se com um melhor equilíbrio de cargas e uma estrutura mais bem organizada e com conseqüência suas reflexões são mais intensas, com picos mais simétricos e estreitos.

Usando este princípio foi calculado o índice de cristalinidade das ilitas (ICI), determinando a largura a meia altura dos picos em 10 Å, das amostras glicoladas. As ilitas tendem a aumentar o seu conteúdo de potássio à medida que aumenta a temperatura, durante a diagênese até o metamorfismo. Os limites da evolução são marcados pela distancia até 0,42°

para a zona diagenética, entre 0,42° e 0,25° para anquizona e inferior a 0,25° para epizona e metamorfismo (Kübler 1968, Dunoyer de Segonzac 1969, Piqué 1982, Kisch 1990).

O Índice de Cristalinidade das Ilitas – ICI- (Kisch 1990), das amostra do Ritmito Superior indica que as rochas alcançaram a anquizona com parte das amostras ainda dentro do campo da diagênese (figura 6.2).

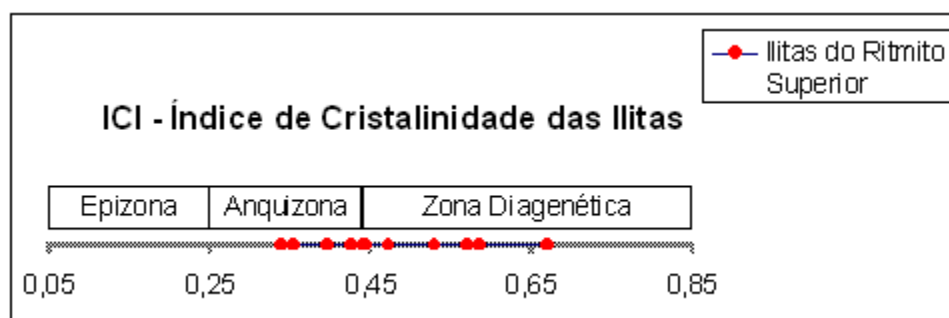


Figura 6.2: Índice de Cristalinidade da Ilita para as rochas da Unidade Ritmito Superior. Concentração das rochas da unidade entre as zonas diagenéticas e a anquizona.

Com o aumento da temperatura e compactação há o desaparecimento dos minerais expansivos, o que caracteriza a entrada na anquizona, também há a reestruturação da ilita que passa dos politipos 1M e 1Md para a 2M, em função do aumento gradativo do seu conteúdo de potássio. Esses politipos evoluem até a estrutura da muscovita, caracterizando a ocupação total dos sítios octaédricos por alumínio e pela estabilização do sítio tetraédrico com Si_2Al_2 .

6.3 - Glauconitas e minerais associados

As glauconitas são caracterizadas pela cor verde a verde pálida, ocorrendo comumente como glóbulos ou filmes e lamelas entre grãos detríticos (Odim & Matter 1981).

O termo glauconita é empregado para micas dioctaédricas, que contem menos de 5% de camadas expansivas e fórmula geral $\text{K}_{<2}(\text{R}^{3+}_{2,66}\text{R}^{2+}_{1,34})(\text{Si}_{7,34}\text{Al}_{0,66})\text{O}_{20}(\text{OH})_4$ (onde $\text{R}^{3+} = \text{Fe}^{3+}$ e Al , e $\text{R}^{2+} = \text{Fe}^{2+}$ e Mg), estando entre as composições da celadonita e da ilita (Odim & Matter 1981, Guimarães *et. al.* 2000). As glauconitas apresentam tetraedro com elevado valor em silício, Fe^{3+} maior que a soma de Fe^{2+} e Mg , tendo o total de álcalis maior que 1,0. Sua estrutura, semelhante à da ilita, apresenta distância interplanar de 10Å (Bailey *et. al.* 1984 em boletim da AIPEA 1986).

Glauconitas e minerais glauconíticos se formam atualmente nas zonas externas da plataforma continental e topo do talude, afastadas de áreas com aporte de sedimentos terrígenos. O material inicial das glauconitas é um alumino-silicato de ferro, contendo em

álcalis, com estrutura semelhante a das esmectitas (Burst 1958, Hower 1961, Odin & Matter 1981).

No Ritmito Superior as glauconitas têm sido empregadas para auxiliar na interpretação dos estudos paleoambientais, estratigráficos além das condições diagenéticas (Guimarães 1997). Nesta unidade formam filmes ou massas muito finas, microcristalinas, nos níveis pelíticos, enquanto os glóbulos, normalmente em granulação areia, encontram-se nas fácies arenito da unidade.

Neste trabalho serão abordadas as glauconitas dos níveis, arenitos glauconíticos verdes, pelitos com glauconita, arenitos claros com grãos de glauconita e brechas glauconíticas da fácies glauconita do Ritmito Superior, estando todas sob as mesmas condições de compactação, diagênese e deformação pós-sedimentar.

Como descrito no capítulo 05, em lâmina petrográfica as glauconitas são reconhecidas pela cor verde intenso a verde pálida, com cor de interferência média e aspecto microcristalino. São pequenas lentes de granulação areia fina intercalada nas camadas de pelitos, ou estão disseminadas na massa deste nível. Nos níveis arenosos formam glóbulos de granulação areia média a grossa, possuem coloração verde intenso, alterando para colorações marrom avermelhada. Nos níveis de areias glauconíticas verdes chegam a 50% da composição total da rocha ou variam em cerca de 5% da composição total, nos níveis de arenitos claros com glauconita.

As brechas glauconíticas são produtos da deformação sin-sedimentar sobre os diversos níveis glauconíticos ainda não litificados, podendo assim apresentar aspectos de todos os níveis acima citados intercaladas as fácies de todo do Ritmito Superior.

Difratometria de Raios X

A glauconita possui distância interplanar de aproximadamente 10\AA , semelhante à illita, do que resulta nos difratogramas picos em $10,1\text{\AA}$, $4,53\text{\AA}$ e $3,3\text{\AA}$. Como nas illitas a ausência de materiais expansivos, esmectitas ou interestratificados indicam a sua evolução até a anquizona.

Difratogramas de níveis glauconíticos com contribuição carbonática apresentaram reflexões características de cloritas. Toda a clorita associada a este nível foi interpretada como produto de alteração diagenética das glauconitas e sua presença está condicionada a ocorrência de carbonatos como indica os difratogramas da figura em anexo.

6.4 - Química mineral dos Filossilicatos

A composição das micas e argilominerais do Ritmito Superior foi obtida em análises por microsonda eletrônica, cuja porcentagem em óxidos foram recalculadas para fórmula estrutural como micas com base em 44 cargas negativas, tendo o ferro sido assumido como Fe^{+3} . (tabela 6.1)

Tabela 6.1: Resultado da química mineral. Valores de unidade por fórmula para os pelitos do grupo Paranoá

	Si	Al	Al(T)	Al(O)	Ti	Fe3	Mg	$\Sigma(O)$	Ca	K	$\Sigma(Ex)$
Map06-III-24	6,78	3,567	1,22	2,347	0,035	1,095	0,547	4,024	0,124	1,413	1,537
Map06-III-24	7,291	2,774	0,709	2,065	0,009	0,925	1,031	4,03	0,009	1,618	1,627
Map06-VI-24	7,278	2,583	0,722	1,861	0,009	1,125	1,052	4,047	0	1,623	1,623
Map06-VI-24	7,386	2,579	0,614	1,965	0,008	0,948	1,181	4,102	0	1,481	1,481
SB008	6,715	3,715	1,285	2,43	0,043	0,835	0,818	4,126	0,017	1,534	1,67
SB008	6,778	3,963	1,222	2,741	0,152	0,538	0,645	4,076	0,045	1,363	1,444
Cachoeira	6,522	3,507	1,478	2,029	0,038	1,438	0,568	4,086	0,177	1,413	1,59
Cachoeira	7,378	3,559	0,622	2,937	0,025	0,302	0,478	3,742	0,017	1,813	1,83
SB001	6,84	4,337	1,16	3,177	0,067	0,306	0,373	3,923	0,038	1,624	1,662
SB001	7,603	3,526	0,397	3,129	0,021	0,166	0,166	3,482	0,031	2,033	2,064

Para as micas detríticas foram analisados os minerais com aspecto límpido, incolores ou branco-esverdeadas (micas glauconitizadas), bem como a massa indistinta de coloração marrom ou cinza. Nas glauconitas foram analisadas glóbulos de aspecto límpido e coloração verde escuro a verde palito, lentes pelíticas com glauconita e matérias glauconitizados, pertencentes as fácies brechóides, arenitos glauconíticos verdes e pelitos com glauconita (tabela 6.2).

Tabela 6.2: amostras analisadas por microsonda eletrônica

Amostra	Fácies	Composição por petrografia	Composição por DRX
SB001	Pelito com glauconita	Gl, Qtz	Qtz, Ort, Ilit
SB008a	Folhelhos	Qtz,	Qtz, Ort, Ilit,
SB008b	Folhelhos	Qtz	Qtz, Ort, Ilit, Caul
Cachoeira	Brecha glauconítica	Gl, Qtz	Qtz, Ort, Ilit, Caul
Map06-VI-20	Arenito glauconítico	Gl, Qtz	Qtz, Ort, Ilit, Caul
Map06-III-24	Arenito glauconítico	Gl, Qtz	Qtz, Ort, Ilit, Caul

A composição total dos materiais destaca o predomínio da composição sílico-aluminosa sobre a ferro-magnésiana, com contribuição de álcalis, compatível com micas e ilitas dioctaédricas, conforme indica o diagrama de composição das micas (figura 6.3).

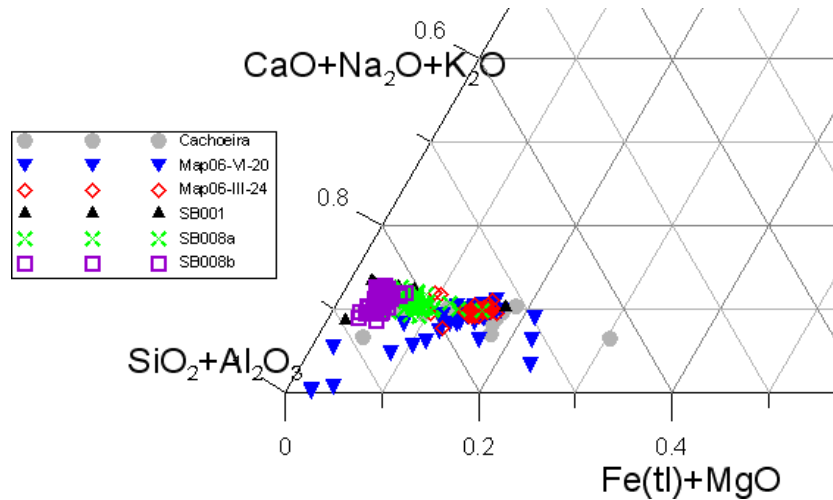


Figura 6.3: Diagrama de composição total dos filossilicatos; as amostras com valores de ferro total e magnésio maior que 0.1 são referentes as glauconitas.

A posição das amostras Map06-VI-20, Map06-III-24 e Cachoeira com maior conteúdo ferro-magnésiano corresponde às glauconitas.

Para as glauconitas, os dados de microsonda eletrônica mostram um caráter predominantemente aluminoso, com alto teor de potássio e silício (tabela 6.1 e figura 6.4).

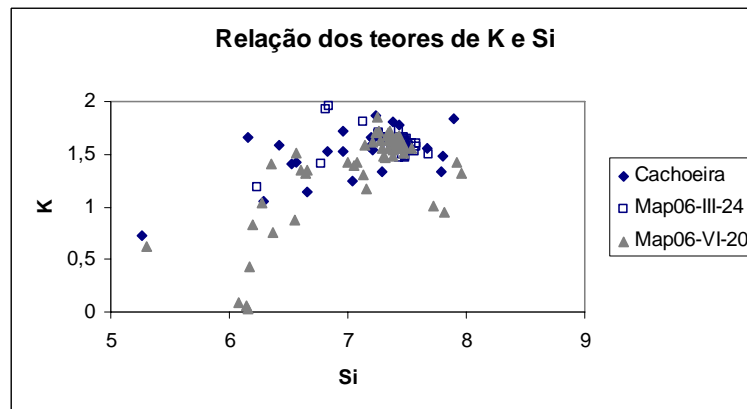


Figura 6.4: Relação entre K e Si para amostras de glauconita. Amostra cachoeira é referente ao nível brechóide e pelitos com glauconitas, as amostras Map06-VI-20 e Map06-III-24 são correspondentes ao nível arenitos glauconíticos verdes.

Os valores mais baixos de Si na figura acima e os maiores índices de Al^{iv} e Al^{vi} na figura 6.5, sugerem que uma parte das glauconitas pode ter sua origem associada a glauconitização de micas detríticas.

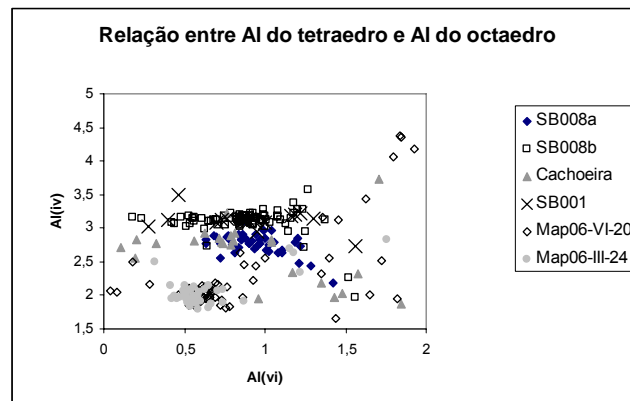


Figura 6.5: Relação entre o Al do tetraedro e o Al do octaedro; as análises com os valores mais altos sugerem micas detríticas como mineral precursor da glauconitização.

A maioria das somas dos octaedros está em torno de 3,5 a 4,5 enquanto os álcalis somam de 1,4 a 2,1 como mostra a figura 6.6, caracterizando o intervalo das ilitas e muscovitas.

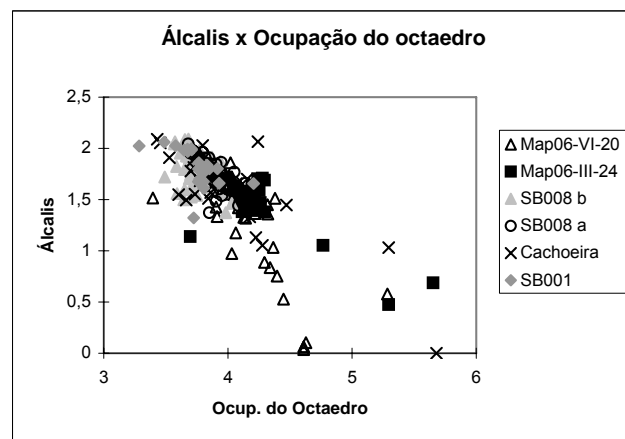


Figura 6.6: Soma de álcalis em função da ocupação do octaedro; a região em destaque indica o intervalo característico das muscovitas. A ocupação do octaedro maior que 5, com tendências a 6 podem representar interstratificados ou cloritas, frutos do intemperismo e alteração das glauconitas.

Um número muito pequeno de análises cai no campo específico da muscovita, com soma de álcalis em torno de 2,0 e ocupação do octaedro em torno de 4,0. A maior parte das análises oscila próxima a este intervalo, caracterizando a illita em seus vários estágios de diagênese e anquizona.

A ocupação do octaedro (soma em torno de 4,0) caracteriza a composição dioctaédricas, sendo os valores mais baixos correspondentes à vacância. O excesso de cátions no octaedro pode ter diferentes explicações: 1) o cálculo do ferro como Fe^{+3} , aumentaria a soma, se a forma presente no octaedro fosse ferrosa; 2) inclusões nos filossilicatos, de cristálitos de óxido de ferro, cujos cristais maiores são vistos sob microscópio, particularmente em glauconitas, que são as que apresentam valores acima de 4,5 na ocupação

do octaedro; 3) tendência à formação de minerais interestratificados com fases trioctaédricas, ou presença de misturas de fase contendo clorita.

A oscilação do total de álcalis em torno do campo da muscovita ideal (figura 6.6), corresponde a variações da composição dos sítios tetra e octaédricos que condicionam a carga total dos filossilicatos. Na muscovita ideal, o total de álcalis (ex. K_2) é condicionado pela carga total de 2,0, decorrente da composição do tetraedro (Si_6Al_2), ou seja um valor de 0,75 para a razão $Si/Si+Al^{IV}$, enquanto no octaedro a razão $Al^{VI}/Al^{VI}+Mg+Fe$ igual a 1,0 não produz carga. Por outro lado, nas ilitas essas razões estão, respectivamente, em torno de 0,8-0,9 e 0,7-0,97, do que resultam cargas geradas em um ou ambos os sítios (tetra e octaédricos) condicionando o total de álcalis. A figura 6.6 mostra a diminuição dos álcalis com o aumento da ocupação do octaedro, o que pode indicar uma tendência à formação de cloritas.

No conjunto da amostra SB008, foram ocupados dois campos distintos para as rochas frescas e alteradas (figura 6.7). Parcialmente alterada, a amostra SB008b plota melhor no campo das ilitas, com a razão $Si/Si+Al^{IV}$ maior que 0,8. A amostra SB008a, referente à mesma rocha, porém sem alteração, tem a razão (0,7-0,75) inferior à da muscovita ideal. Entretanto, em ambas a razão $Al^{VI}/Al^{VI}+Mg+Fe$ se situa no campo das ilitas, com valores entre 0,85 e 0,95.

A figura mostra que nas análises mais enriquecidas em Si, portanto com menor conteúdo de Al^{IV} , é mais alto o Al^{VI} .

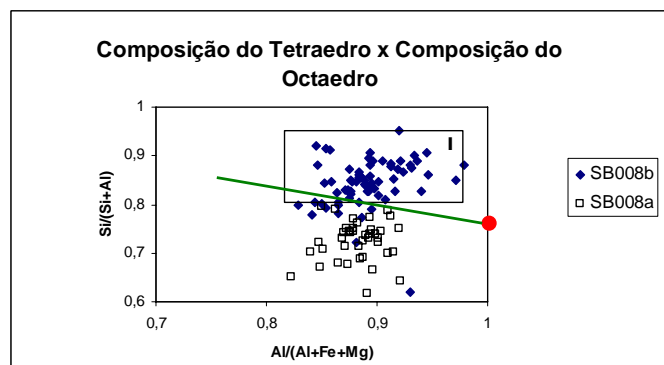


Figura 6.7: relação entre a composição dos sítios para o conjunto de amostra SB008. O campo quadrado em destaque indica a composição das ilitas, o círculo vermelho a composição da muscovita e a linha verde a tendência a fengita. Em ambas as amostras é observado a tendência da substituição do Al^{VI} por Fe e Mg, quase independente da substituição no tetraedro. As relações com a formação da fengita não são observadas.

Plotados na figura 6.8, os demais pelitos do Ritmito Superior mostram distribuição semelhante, ou seja, as composições do octaedro e do tetraedro apresentam leve correlação inversa entre Al^{VI} e Al^{IV} . Da mesma forma, os valores correspondentes às razões $Si/Si+Al^{IV}$, e $Al^{VI}/Al^{VI}+Mg+Fe$ na maioria das amostras, estão em torno de 0,86 e 0,95 respectivamente,

portanto, compatíveis com ilitas. Coerente com esta composição, as cargas calculadas são majoritariamente octaédricas (figura 6.9), resultantes tanto da substituição de Al^{vi} por Mg, como pela própria vacância no sítio. Entretanto, esta substituição do Al^{vi} por Fe e Mg independente da composição nos sítio tetraédrico que é estável. A dispersão das análises, observada na figura 6.8, está associada a minerais glauconíticos ou óxidos de ferro associados as micas.

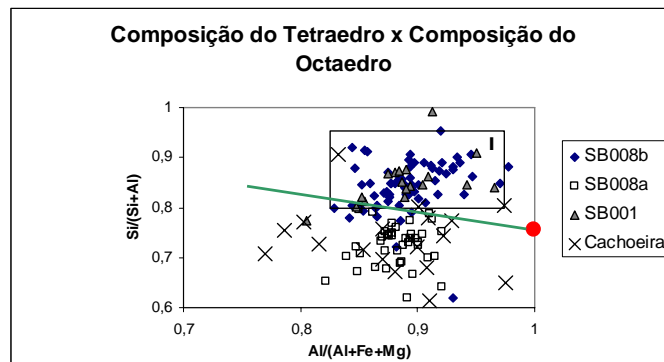


Figura 6.8: relação da composição dos sítios para as amostras de pelitos do Ritmito Superior. O campo quadrado em destaque indica a composição das ilitas, o círculo vermelho a composição da muscovita e a linha verde a tendência a fengita. Não é observada a tendência a fengita, marcada pela substituição Tschermak o que indica que a condição de diagênese não ultrapassou a anquizona.

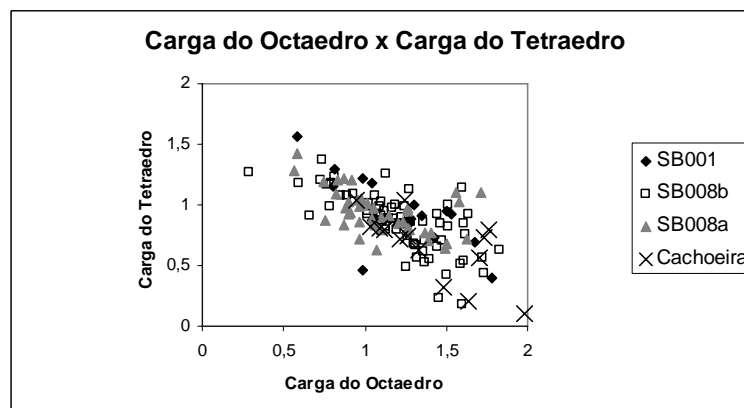


Figura 6.9: Relação entre cargas octaédricas e tetraédricas. A maior concentração das cargas está associada ao sítio octaédrico.

A substituição de Tschermak, marcada pela formação da fengita não é observada nas amostras do Ritmito Superior, o que reforça a informação obtida pelo índice de Kübler – ICI – de que as ilitas da região se concentram nas zonas diagenéticas e na anquizona.

A relação entre Mg e Si (figura 6.10), confirma a composição silicosa das amostras analisadas e os valores relativamente altos de Mg, destacando o campo das glauconitas, em que ambos os cátions têm valores elevados.

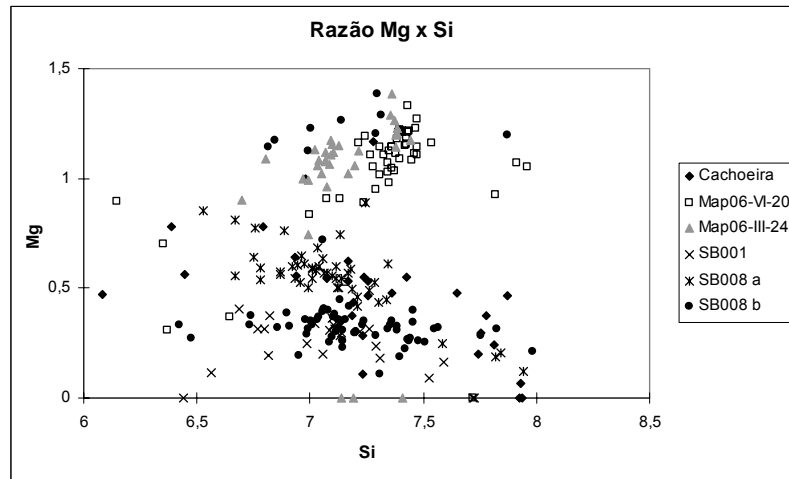


Figura 6.10: Composição das micas e glauconitas na razão Mg x Si, as micas e ilitas do Ritmito Superior apresentam um alto teor Si e Mg. As leituras de alto Mg das amostras Map06-VI-20, Map06-III-24 e cachoeira, estão associados a glauconitas e micas glauconíticas.

A relação entre Mg e Si (figura 6.10), usada para complementar a razão $Si/Si+Al^{iv}$ por $Al^{vi}/Al^{vi}+Mg+Fe$ na substituição de Tschermak, mostra que as ilitas e micas detríticas possuem uma alta concentração de Si (em 7,0 e 7,5) e alto teor de Mg, confirmando o estágio diagenético dessas amostras, enquanto o esperado nas rochas que atingem a epizona é uma concentração menor de Si em torno de 6,0 a 7,0, com teores de Mg variando próximos a 0,4 associado a um trend positivo desta razão até o metamorfismo.

No diagrama $MR^{3+}-R^{3+}-R^{2+}$ (figura 6.11), as glauconitas (campo verde do diagrama) estão plotadas junto às micas e ilitas (campo vermelho do diagrama). As ilitas e micas detríticas posicionam-se próximas ao intervalo conhecido para a muscovita ideal, que seria plotado a 50% dos sítios MR^{3+} e R^{3+} . Nestas amostras há uma pequena contribuição de magnésio, sítio R^{2+} e é observada uma forte tendência para o caolinita (sítio R^{3+}) e para o feldspato (sítio MR^{3+}). As glauconitas são plotadas todas muito próximas com pouca dispersão e apresentam um alto teor de Mg, sítio R^2 . Não são observadas, em nenhum dos níveis glauconíticos, minerais interestratificados ou cloritas (campos amarelo e azul), sendo que no nível brechóide (amostra cachoeira) há uma única análise que pode ser interpretada como pertencente ao campo das esmectitas. O que confirma a idéia de que estas amostras atingiram a anquizona.

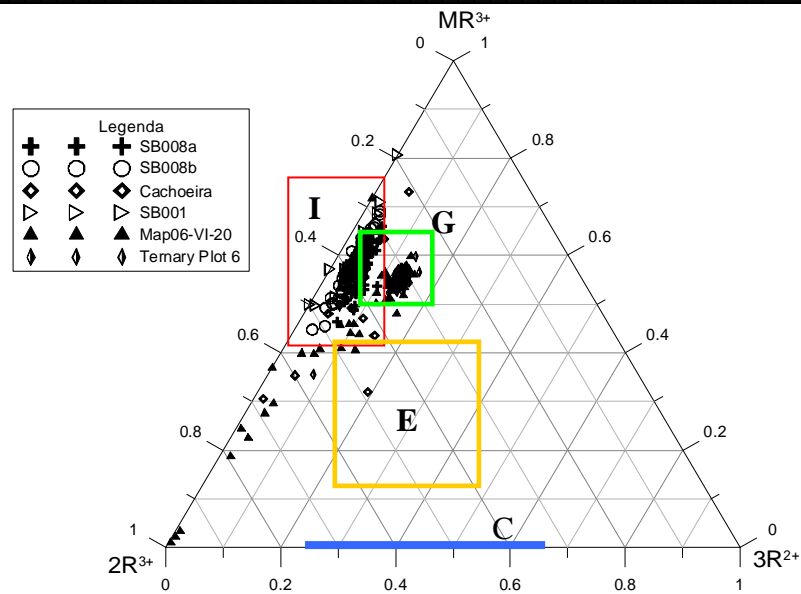


Figura 6.11: Diagrama $MR^{3+}-R^{3+}-R^{2+}$, plotam nos sítios $MR^{3+}=\text{Álcis e Al}$, $R^{3+}=\text{Al e Fe}^{3+}$ e no sítio $R^{2+}=\text{Mg}$, os campos em destaque são I=ilitas, G=Glaucunitas, E=esmectitas e C=cloritas. campo verde do diagrama

As amostras de glauconita tendem a uma carga maior nos octaedros do que nos tetraedros (figura 6.12). O maior número de amostras encontra-se com cargas do octaedro próximo a 1,2 e cargas do tetraedro em torno de 0,5, como esperados para as glauconitas típicas (Bailey 1986). Essa distribuição de cargas mostra maior afinidade das glauconitas com as ilitas.

As amostras que possuem carga tetraédrica muito alta, em torno de 1,4 a 1,8, possuem carga octaédrica muito baixa, cerca de 0,3. Essas relações podem estar associadas a micas glauconitizadas (figura 6.12).

Há, porém poucos minerais com cargas do octaedro muito superiores as dos tetraedros, cerca de 1,4 e 0,2 respectivamente. Esses minerais podem ser interpretados como espécies mais primitivas de glauconitas ou minerais com tendência a celadonita (figura 6.12).

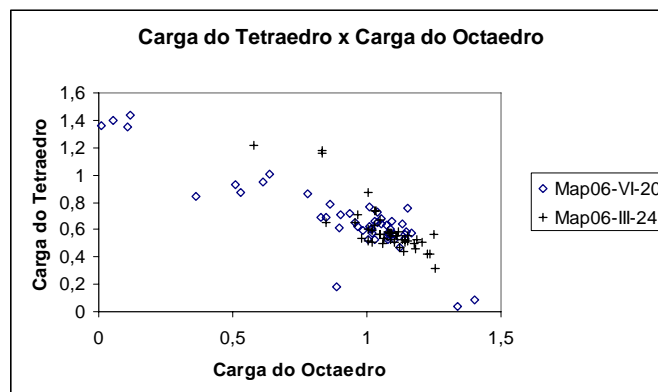


Figura 6.12: Relação entre as cargas do tetraedro e octaedro para as glauconitas.

Diagênese

As informações obtidas por difração de raios x mostram a ausência de materiais expansivos ou interestratificados. Estudos indicam que a porcentagem de leitos expansivos das glauconitas diminui com o aumento gradativo de potássio (Burst 1958, Odim & Matter 1981), o que acontece progressivamente com o avanço da diagênese, da mesma forma que nas ilitas. Entretanto, este processo nas glauconitas pode preceder o soterramento.

Nas glauconitas, o caráter aluminos associados ao alto teor de K e a ausência de esmectitas e outros interestratificados, conferem as amostras analisadas características de que estas rochas alcançaram estágios de diagênese avançada à anquizona.

Em lâmina são observadas deformações sin- e pós-sedimentares marcadas pela deformação nas micas detríticas, dobras e estrangulamento nas massas de argilominerais e a pela recristalização de filossilicatos, formando uma clivagem que trunca o acamamento entre muitas outras feições.

Apesar da deformação acentuada nas micas e argilominerais, presentes nas fácies da Unidade Ritmito Superior as informações obtidas a partir do índice de cristalinidade das ilitas –ICI– e química mineral mostram que os filossilicatos desta unidade não alcançaram a epizona, possuindo apenas transformações diagenéticas e em estágios mais avançados, características de que atingiram a anquizona.

O estudo da deformação das rochas desta unidade foi utilizado para se distinguir as transformações sin- sedimentares das pós-sedimentares. A deformação sin- sedimentar, junto de outras características sedimentares, é utilizado pra se conhecer as condições e contexto deposicionais da bacia. Já a deformação pós sedimentar pode obliterar as feições sedimentares tanto da estruturas e quanto da composição dos minerais detríticos e autigênicos, além de gerar a cristalização de novos minerais e a transformação dos minerais existentes.

Os dados obtidos pela química mineral e difração de raios X, mostram que a deformação a qual as rochas da Unidade Ritmito Superior foram submetidas não foram suficientes para obliterar as informações sobre o contexto deposicional da bacia, nem para descaracterizar os filossilicatos, mesmo com a formação localizada de cloritas e por vezes materiais expansivos, associados as glauconitas na presença de rochas carbonáticas.

07 - CONTEXTO DEPOSICIONAL DO RITMITO SUPERIOR E EVOLUÇÃO DA BACIA

As litofácies pertencentes ao Grupo Paranoá foram regionalmente descritas como uma seqüência sedimentar de margem passiva, com sedimentos provenientes exclusivamente do cráton (Dardenne 1981, Faria 1995, Guimarães 1997, Freitas-Silva e Campos 1998). As rochas do Grupo Bambuí, por sua vez, apresentam características mineralógicas indicativas de nova fonte (Guimarães 1993, 1997) e assinatura isotópica de uma bacia fechada (Santos *et. al.* 2000).

Neste contexto, as rochas da Unidade Ritmito Superior constituindo o topo do Grupo Paranoá é a chave para a compreensão do encerramento da deposição do sistema de margem passiva. Tendo sempre como embasamento as rochas do Nível Arcosiano, o Ritmito Superior é marcado pela sucessão de sedimentos predominantemente terrígenos - intercalações de níveis pelíticos e psamíticos - por vezes interdigitados com fácies carbonáticas. O contato superior da unidade é discordante erosivo com as rochas da Formação Jequitai ou Formação Sete Lagoas.

7.1 - Substrato do Ritmito Superior – O Nível Arcosiano

Os sedimentos grossos e imaturos da unidade arcossiana estão depositados diretamente sobre as finas rochas da unidade Ritmito Inferior. As rochas da Unidade Ritmito Inferior são sedimentos finos e laminados, contendo corpos carbonáticos, depositados em um ambiente marinho de baixa energia, abaixo das ondas de bom tempo (Dardenne 1981, Guimarães 1997).

O contato do Nível Arcosiano com as rochas do Ritmito Inferior comumente é brusco, estando as camadas de arcósios com granulação de areia média a conglomerados finos sobre os siltitos laminados ou dolomitos silicificados da unidade subjacente. Na região a sul de Bezerra, o contato pode ser gradacional entre siltitos laminados do Ritmito Inferior e os arcósios finos a médios ou arenitos feldspáticos do Nível Arcosiano (Guimarães 1997).

Contrapondo as rochas tipicamente marinhas de baixa energia do Ritmito Inferior, as rochas do Nível Arcosiano se caracterizam por estruturas de fluxo e de deposição que sugere um sistema de deposição de rios entrelaçados.

A composição e textura dos sedimentos desta unidade indicam o soerguimento de uma nova área fonte com composição granito-gnáissica, em área cratônica, próxima à área de

estudo. A distribuição e variação granulométrica destes sedimentos dão a entender a existência de uma área fonte a nordeste da região de estudo sendo que na literatura é registrada a ocorrência de sedimentos arcósianos finos, com características de deposição litorânea, ao sul da área próximo a região de Cabeceiras (Guimarães 1997).

Apesar de ser uma unidade continua e de importante expressão na área de estudo, a unidade Arcósiana possui uma ocorrência localizada não sendo descritas em importantes áreas como na seção tipo (Faria 1995), nem na região de Brasília.

O soerguimento de uma porção do embasamento, afetando a bacia de margem passiva corresponde a um evento tectônico, associado à reativação de falhas pré-existentes (Guimarães 2005), provavelmente em resposta a esforço sobre a plataforma.

7.2 - O Ritmito Superior e suas fácies

Estando em contato abruço sobre o Nível Arcósiano, as rochas do Ritmito Superior apresentam caráter exclusivamente marinho, desde os níveis mais grossos, arenitos retrabalhados por tempestade, até os corpos carbonáticos estromatolíticos associados a folhelhos negros, com feições típicas de águas calmas.

Uma interpretação para a formação dos estratos mais finos e melhor selecionados desta unidade é o aumento do nível do mar que cobriu as fontes de aporte de sedimentos do Nível Arcósiano e retrabalhou parcialmente os sedimentos feldspáticos subjacentes.

Entre as fácies do Ritmito Superior destaca-se o nível glauconítico, característico de ambientes marinhos transgressivos e os corpos carbonáticos com *Conophyton*, típicos de plataformas.

A) Glauconitas: gênese e implicações no contexto tectônico da bacia

Dadas às necessidades específicas para sua formação, as glauconitas são usadas como um importante marco estratigráfico e paleoambiental. São tomadas como seção condensada, com muito baixa taxa de deposição em um sistema de transgressão marinha.

Vários fatores podem ser levantados sobre os mecanismos que geraram a transgressão marinha. Para a área estudada, deve ser levado em conta, também o soerguimento de uma porção do embasamento que formou o Nível Arcósiano, assinalando um evento de instabilidade da plataforma. Assim, é cogitada a possibilidade de que a transgressão se deu devido à flexão litosférica gerada pela colocação de uma carga tectônica não emersa na borda

da plataforma (Cant and Stockmal 1993), no início da instalação da Faixa de Dobramentos Brasília (Guimarães 2005). Essa hipótese é coerente também com o soerguimento do embasamento por reativação de falhas ou por flexão da crosta, que serviu de fonte para os sedimentos do Nível Arcosiano, substrato desta unidade (figura 7.1).

Durante o evento transgressivo, o avanço no nível do mar sobre o continente recobriu as áreas fontes do Nível Arcosiano e alterou a dinâmica de sedimentação, passando a depositar sedimentos marinhos finos (ritmito síltico do Ritmito Superior), sobre os sedimentos grossos e tipicamente continentais de sistema fluvial (arcósios do Nível Arcosiano). Sendo assim o nível glauconítico é o marco estratigráfico desta transgressão, recobrindo diferentes fácies do Ritmito Superior. Uma situação semelhante a esta é observada na bacia de *foreland* Alpina, onde uma transgressão provocada pela colocação de uma carga tectônica ainda não emersa gerou as condições necessárias para a deposição da glauconita (Lihou & Allen 1996). Com ampla ocorrência nesta unidade, o nível glauconítico se apresenta associado a diversos contextos.

A forma mais expressiva da fácies glauconítica, no Ritmito Superior são os níveis bastante contínuos de arenitos verdes com glauconita. Arenitos glauconíticos são encontrados por uma extensa área, compreendendo desde a região de Cabeceiras e Unai, a sul, até a Serra de São Domingos a nordeste e oeste da cidade de Formosa (Guimarães 1997, Guimarães 2005). Na região de Bezerra, este nível está presente principalmente intercalado na Fácies Ritmito Síltico com sua maior expressão na parte oeste. Na porção leste, as rochas do Ritmito Superior, incluindo a Fácies Glauconítica, têm ocorrência limitada, ou não ocorrem, estando a fácies glauconítica, na maioria das vezes, diretamente sobre as rochas do Nível Arcosiano, como uma camada pouco espessa, cerca de 05 cm. Também é observada nesta área a maior exposição das unidades basais do Grupo Paranoá

Os arenitos verdes são interpretados como registro do evento de glauconitização dos sedimentos anteriormente depositados, pois guardam restos de quartzo, feldspato e micas detríticos, compatíveis com a composição das rochas do Nível Arcosiano. Além dos arenitos verdes, a glauconitização ocorreu também nas fácies pelíticas do Ritmito Superior.

Nos folhelhos negros a glauconita ocorre como lâminas delgadas e descontínuas, ou como constituinte de fragmentos líticos de brechas, constituídas de carbonatos, folhelhos e chert (capítulo 05). Nesta fácies, além das glauconitas são encontradas pequenas lamelas de fosfatos, o que indica um ambiente com baixa taxa de sedimentação, ressurgência de águas ricas em nutrientes e ação de organismos, provavelmente em um contexto de borda de

plataforma. Nessas condições, áreas protegidas da ação de ondas e correntes são favoráveis à formação e preservação da matéria orgânica, à formação de glauconitas e fosfatos.

A glauconita, como parautóctone, é constituinte também de arenitos retrabalhados. Essas rochas apresentam composição de arenitos feldspáticos, com granulação variando de areia fina a grossa e estruturas do tipo *hummocky*. Durante a fase de formação das glauconitas, houve o retrabalhamento das areias feldspáticas que constituem a Fácies Arenito do Ritmito Superior. As estruturas do tipo *hummocky* indicam a deposição em região da plataforma abaixo das ondas de bom tempo, atingida por tempestades.

A unidade Ritmito Superior apresenta estruturas do tipo *slumping*, com fragmentos estrangulados, falhas e dobras intraestratais sem um padrão claro de deformação, indicativos de deformação de sedimentos moles. Deformações deste tipo têm sido atribuídas a instabilidade do substrato durante a sedimentação (Cant and Stockmal 1993, Lihou & Allen 1996, Mohindra & Bagati 1996 e Rossetti *et. al.* 2001), podendo serem atribuídas à movimentação da área de deposição do Ritmito Superior.

A ausência da unidade Ritmito Superior na porção leste da área pode ser interpretada como erosão. Considerando porém, que o nível glauconítico registra um evento de mar alto e abrange uma extensa região e que é observado na porção leste, delgadas lâminas de arenito glauconítico recobrimo diretamente os arcósios, sem outras associações do Ritmito Superior, pode-se interpretar a ausência de outras litofácies da unidade como não deposição das mesmas, além de demonstrar a heterogeneidade do substrato durante sedimentação no final do Grupo Paranoá.

B) Níveis carbonáticos

Corpos carbonáticos dos grupos Paranoá e Bambuí, contendo estromatólitos são amplamente descritos na literatura (Dardenne 1981, Guimarães e Dardenne 1994, Melo Filho 1996, Guimarães 1997, Guimarães *et. al.* 2003) e usados como marcadores para correlações estratigráficas e como indicadores de paleoambiente nos grupos Paranoá, Bambuí e Vazante (Dardenne *et. al.* 1976, Dardenne 1979, Guimarães 1997). No Grupo Paranoá são descritos estromatolitos colunares do tipo *Conophyton* e *Baicalia* associados a estromatolitos não colunares em corpos carbonáticos intercalados a arenitos e siltitos.

No Ritmito Superior, destaca-se nos níveis superiores, as estruturas cônicas do tipo *Conophyton*, com uma ampla ocorrência como biermas descontínuos, estas estruturas são encontradas no topo do Grupo Paranoá e no Grupo Vazante, com registros desde Lagamar

(MG) a sul, até Colinas (GO) a norte, sendo comuns nas proximidades da área de estudo: Cabeceira, Unaí, Água Fria, Mimoso, São Gabriel e Distrito Federal. Na região deste estudo, os *Conophytos* estão presente na porção oeste, mas ausente na porção leste. Os corpos carbonáticos encontrados na porção leste da área pertencem a Formação Sete e são corpos contínuos de calcários e dolomitos cinza esverdeados ou roxos intercalados com margas. Não é observada em nenhum afloramento a presença de estromatólitos do tipo *Conophyton*, o que reforça a classificação destes carbonatos como pertencentes ao Grupo Bambuí. Nesta porção da área estas rochas estão depositas diretamente sobre o Nível Arcosiano do Grupo Paranoá.

No Ritmito Superior, estes estromatólitos constituem corpos irregulares, em geral fragmentados, com orientação de crescimento variada, contendo pequenos fragmentos dispersos nas lamas dos espaços intercolunas. Indicadores de ambientes de águas calmas, abaixo das ondas de bom tempo, mas ainda na zona fótica, o crescimento de estromatólitos é condicionado pela ausência de aporte terrígeno, da mesma forma que os depósitos carbonáticos. Entretanto a irregularidade nas dimensões e disposição, as colunas quebradas e as brechas associadas tanto aos estromatólitos, como aos outros níveis carbonáticos são entendidos como efeitos de instabilidade do substrato, durante a deposição (Guimarães 1997).

C) Deposição do Ritmito Superior

Na área de estudo, nota-se variação expressiva da distribuição de fácies do Ritmito Superior, entre a porção leste e oeste numa extensão inferior a 20 quilômetros.

Apesar de ambas as áreas – leste e oeste - terem sido submetidas ao mesmo evento de deformação pós-sedimentar (Ciclo Brasileiro), as diferenças estratigráficas e faciológicas entre elas indicam a heterogeneidade das condições de deposição.

Na parte oeste são raras as unidades mais basais do Grupo Paranoá, enquanto as camadas do Ritmito Superior apresentam espessura em torno de 50m. Na porção leste, há uma grande exposição de níveis inferiores do grupo, mas é restrita a presença do Ritmito Superior, sendo total a ausência de corpos carbonáticos com *Conophyton*, característicos do Ritmito Superior. A ausência e a ocorrência localizada do Ritmito Superior, nessa porção da área de estudo, são conseqüências de condições inadequadas para deposição desta unidade, ou de sua exposição à erosão. Em ambos os casos, é evidente a irregularidade do substrato da bacia, contrastando com a deposição relativamente homogênea na bacia de margem passiva do Grupo Paranoá.

Ao considerar as diferentes fácies do Ritmito Superior, como depositadas em plataforma, assume-se uma ampla variação de condições paleoambientais, contrastante com a homogeneidade das unidades de margem passiva subjacentes ao Nível Arcosiano. Considerando também a contemporaneidade da glauconitização com processos de deformação sin-sedimentar e diferentes associações minerais na Fácies Glauconítica, constata-se eventos de instabilidade no substrato durante a deposição desta fácies. Verificando-se ainda as irregularidades dos corpos estromatolíticos e as associações com brechas e a fragmentação de colunas, mais uma vez, pode-se admitir a instabilidade do substrato.

À instabilidade do substrato, pode ser atribuída a variação das condições paleoambientais, com o estabelecimento de áreas mais ou menos favoráveis à sedimentação e preservação. Esta instabilidade foi interpretada como consequência de uma possível flexão da crosta litosférica pelo avanço da carga tectônica dentro da bacia (figura 7.1).

7.3 - Unidades pós – Ritmito Superior

A) Formação Jequitaí

Registros de sedimentações glaciais são amplamente discutidos na literatura. São reconhecidos para o Neoproterozóico mais de um episódio glacial de caráter global entre 800 Ma e 600 Ma possuindo representação em vários continentes, frutos de um resfriamento generalizado que atingiu inclusive terrenos situados em baixas latitudes (Uhlein *et al* 1999, Neven *et. al.* 2005 e Walde & Gonzaga 2005). Entre os registros de eventos glaciais neoproterozóicos na região central do Brasil destaca-se a Formação Jequitaí, com ocorrência na área de estudo.

Os diamictitos interpretados como pertencentes à Formação Jequitaí, na região estudada são descontínuos, constituídos por fragmentos de rochas da própria região, principalmente dos níveis superiores do Grupo Paranoá, sendo que algumas ocorrências trazem características de deposição por fluxo de detrito. Nestas rochas foram observados clastos de folhelhos negros, carbonatos e siltitos com glauconitas, entre uma matriz com contribuição carbonática. A condição dos clastos e da matriz sugere uma deposição de fonte proximal em ambiente sub-aquoso, reforçando a idéia de que a fonte para estes sedimentos foi necessariamente rochas da própria região que foram erodidas e posteriormente depositadas em pontos dispersos. Estas relações de deposição vêm sendo interpretadas por autores como características de glaciação de altitudes (Walde & Gonzaga 2005).

Nas amostras da região de Bezerra não foram observadas evidências inequívocas de sedimentação em ambientes glaciais, sua interpretação como pertencendo a Formação Jequitai está principalmente apoiada em sua posição estratigráfica, cobrindo as rochas do Grupo Paranoá, em contato erosivo e sendo sobrepostos por carbonatos do Grupo Bambuí.

B) Formação Sete Lagoas

As rochas carbonáticas com intercalações de níveis pelíticos que recobrem as rochas do Grupo Paranoá ou da Formação Jequitai na região de estudo são atribuídas a Formação Sete Lagoas do Grupo Bambuí.

As variações de litotipos carbonáticos intercalados as margas indicam deposição em um substrato irregular (Guimarães 1997). Estas variações no substrato podem ser interpretadas como resultado da erosão glacial do nível basal, ou podem estar condicionadas a reativações de falhas.

Associações de dolomitos claros, margas e esteiras algais, eventualmente com contribuição de evaporitos, caracterizam um ambiente de supra a intermaré, revelando um caráter oxidante a parte do conjunto de amostras da Formação Sete Lagoas, enquanto folhelhos pretos e calcilitos escuros indicam um ambiente redutor, contrastando com o primeiro conjunto.

As rochas desta formação estão em contato erosivo com as rochas do Grupo Paranoá (quando na ausência das rochas da Formação Jequitai) e trazem características isotópicas e mineralogias distintas do grupo subjacente.

Estudos isotópicos mostram que as rochas da Formação Sete Lagoas apresentam um incremento positivo de cerca de 10‰ em $\delta^{13}\text{C}$ em relação as rochas do Grupo Paranoá, indicando um processo que afetou o reservatório de carbono na bacia (Santos *et. al* 2000). Esses estudos sugerem bacias com condições diferentes de deposição para os grupos Paranoá e Bambuí.

Além das características isotópicas que marcam a diferença nas bacias, a presença de cloritas entre os folhelhos negros da Formação Sete Lagoas registra uma mudança na fonte de sedimentos entre os Grupos Paranoá e Bambuí, essa mudança é mais bem marcada quando comparada com as rochas pelíticas da Formação Serra de Santa Helena, unidade terrígena que cobre as rochas da Formação Sete Lagoas.

7.4 - Evolução pós-deposicional

As rochas do Ritmito Superior alcançaram a anquizona, caracterizada pela ausência de materiais expansivos e pelo índice de cristalinidade das ilitas entre 0,25 e 0,45 graus (Kübler 1968, Dunoyer de Segonzac 1969, Piqué 1982, Kisch 1990), e foram deformadas, apresentando formação de dobras, falhas e clivagens.

Esta deformação está associada aos eventos colisionais do Ciclo Brasileiro, que na região de estudo é responsável pelas grandes estruturas com orientação sub-meridiana, que condicionam o atual relevo da região.

Associada a esta deformação, nos folhelhos e siltitos do Ritmito Superior é observada a formação de uma clivagem espaçada, não penetrativa, que pode ser planar ou não. Com base nas observações de Piqué (1982) em seu estudo de sobreposição de clivagens ao Índice de Cristalinidade das Iilitas – ICI – as clivagens que foram descritas nas rochas do Ritmito Superior são classificadas nos tipos *A* e *B*, representando clivagens associadas a zonas não metamórficas pertencentes a anquizona. Estas clivagens são perceptíveis apenas ao microscópio pela reorientação de filossilicatos. No Ritmito Superior são marcadas pela recristalização de ilitas nos planos que acomodam a deformação, quase paralelas ao acamamento, formando ângulos muito baixos, em torno de 15°.

Outro importante fator que delimita a anquizona para as rochas da Unidade Ritmito Superior está na heterogeneidade química de seus minerais, uma vez que alcançado o metamorfismo, minerais em uma paragênese estável tendem ao equilíbrio químico. As análises realizadas em microsonda mostram uma ampla variação de composições químicas para as ilitas e glauconitas do grupo Paranoá, confirmando assim o fato de que essas amostras, mesmo deformadas, não foram submetidas ao metamorfismo.

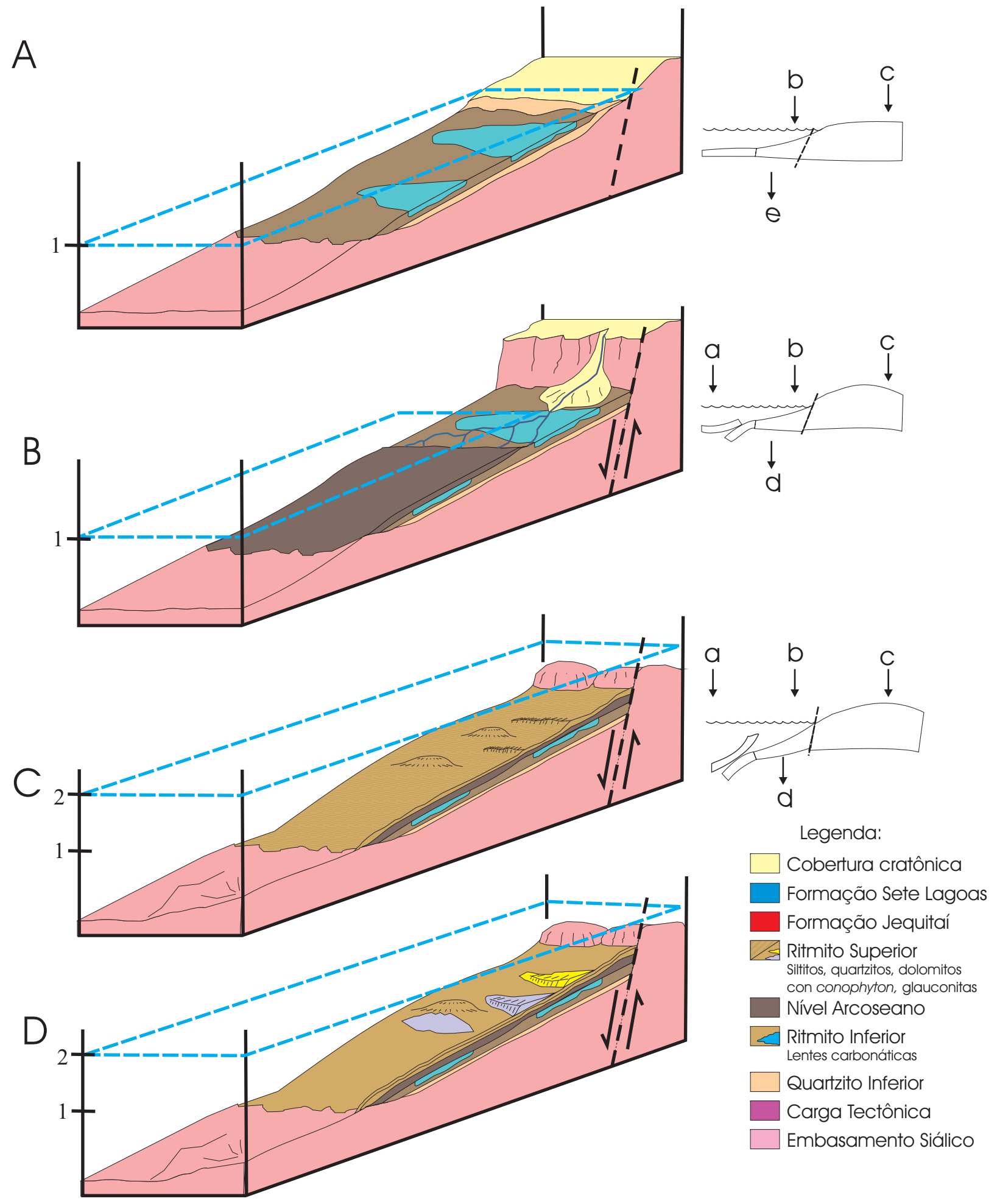
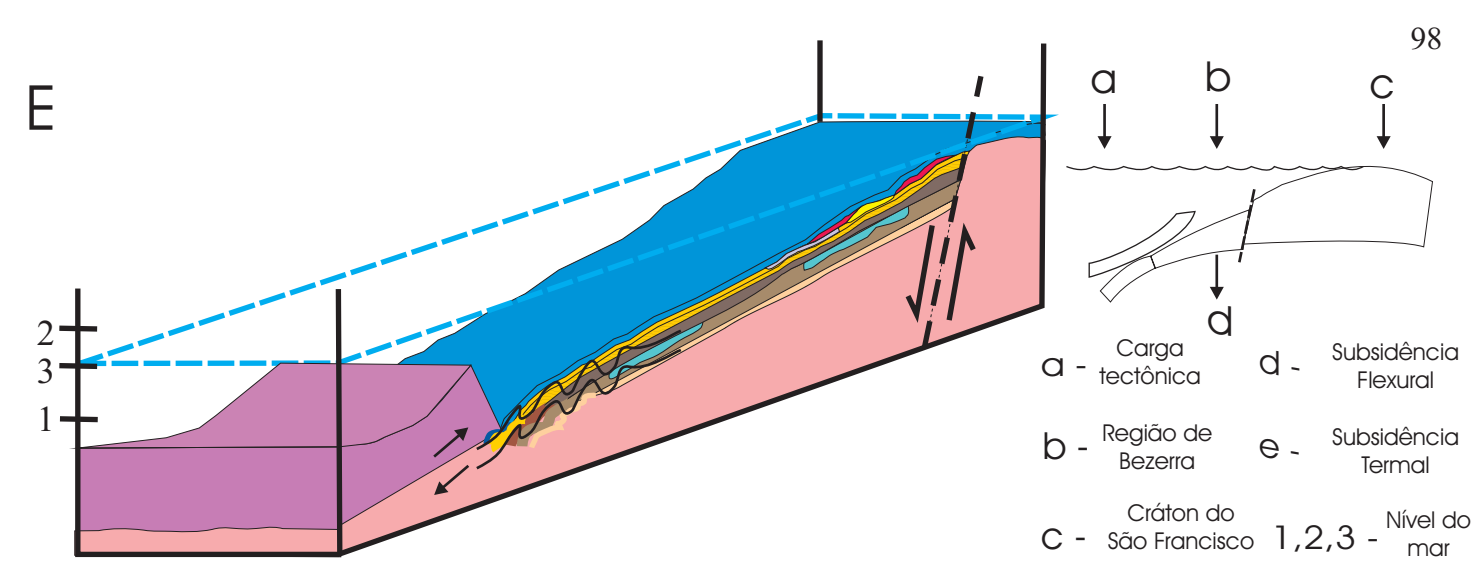


Figura 7.1: Evolução do contexto deposicional do Grupo Paranoá e sua possível relação com a transição da bacia de margem passiva para bacia foreland.



A) O Quartzito Inferior e o Ritmito Inferior são as unidades inferiores do Grupo Paranoá, na região de Bezerra - Cabeceiras. São sedimentos maduros com estruturas e associações de fácies indicativas de deposição em bacia de margem passiva.

Bacia controlada por subsidência termal.

B) O Nível Arcosiano assinala soerguimento rápido de uma parte do embasamento, criando uma fonte cratônica de sedimentos imaturos, representados pelos feldspatos.

A formação de "bulge" seria resposta da crosta ao início carga tectônica(?).

C) As glauconitas autóctones formam-se em condição de mar alto, com baixo aporte de sedimentos terrígenos, por vezes associados a níveis fosfáticos. Glauconitas parautóctones são retrabalhadas e redepositadas, quando ocorrem mudanças na bacia.

A flexura da crosta, como resposta à carga tectônica gera eventos transgressivos em estágios precoces de bacias foreland. Este estágio tem sido assinalados pela formação de glauconitas em amplas áreas da bacia.

D) O Ritmito Superior exhibe ampla variação das fácies terrígenas e carbonáticas, sem continuidade vertical ou horizontal. Estruturas de deformação sin-sedimentar (escorregamento, brechas intraformacionais, estromatólitos quebrados, deslocados e com variado sentido de crescimento) são observadas em vários locais. Variações abruptas de fácies e deformação de sedimentos indicam instabilidade do substrato, mas os sedimentos pouco diferem dos níveis subjacentes.

A deposição do Ritmito Superior teria ocorrido no intervalo de tempo (time-lag) entre a subsidência flexural (provocada pela carga tectônica) e a emersão do orógeno.

E) O Grupo Bambuí superposto assinala a interrupção da conexão com mar aberto e a emersão do orógeno, com a instalação de nova fonte de sedimentos. (Guimarães 2003)

08 - CONSIDERAÇÕES FINAIS

O estudo do Ritmito Superior evidenciou importantes aspectos das condições deposicionais e da evolução diagenética, da unidade do Grupo Paranoá. Forneceu também dados que apóiam a interpretação do contexto tectônico da bacia e das suas relações com a evolução da Faixa de Dobramentos Brasília.

Feições Depositionais

O Nível Arcosiano, embasamento do Ritmito Superior, se distingue dos níveis subjacentes do Grupo Paranoá, pela composição imatura e pelas características de deposição em sistema fluvial entrelaçado. A área-fonte dos sedimentos feldspáticos é atribuída a porções do embasamento granito-gnáissico, cuja exposição pode ser explicada como evento de soerguimento que elevou também a área de deposição, expondo fácies plataformais do Ritmito Inferior, subjacente.

Recobrando fácies fluviais do Nível Arcosiano, o Ritmito Superior apresenta feições deposicionais peculiares, destacando-se:

1)- Ampla variação lateral e vertical de fácies, com indicativas de deposição plataformal:

- Fácies Glauconita: constituída por sedimentos finos, é caracterizada pela associação de glauconitas e de fosfatos, formados sob baixa taxa de sedimentação em plataforma distal.

- Fácies Arenitos: é caracterizada pelas estruturas do tipo *hummocky* em arenitos finos feldspáticos com glauconita. A contribuição feldspática é atribuída ao retrabalhamento de sedimentos arcosianos subjacentes, enquanto a glauconita ocorre como grãos parautóctones. Sua deposição é associada a ambiente de plataforma dominada por tempestades.

- Fácies de folhelhos e ritmitos: são constituídos por siltitos e folhelhos negros, aos quais estão associados fosfatos. Os ritmtos têm granulação de argila e areia fina, apresentam estruturas sedimentares tipo *flaser*, laminações cruzadas tangenciais e acanaladas, contendo os níveis de arenitos glauconíticos. Os folhelhos são formados em um ambiente redutor com alta produtividade de matéria orgânica e baixo aporte sedimentar e estão associados ao topo da fácies ritmito.

- Fácies carbonáticas estromatolíticas: apresentam descontinuidade lateral e vertical dos corpos e estão localmente intercalados com folhelhos negros. Estão associados a áreas com águas

calmas, baixo aporte sedimentar e lâmina d'água em profundidade suficiente para o crescimento das colunas de estromatólitos, em plataforma dentro da zona fótica. Associado aos carbonatos há uma intensa atividade orgânica que resultou na deposição dos folhelhos negros.

2)- Estruturas de deformação sin-sedimentar:

- Brechas intraformacionais: Associada sempre ao topo da unidade, as brechas são corpos descontínuos e estão intercaladas aos carbonáticos. É formada por clastos ângulos e mal selecionados e imaturos em uma matriz pelítica com contribuição carbonática. Os seixos constituídos principalmente por carbonatos e folhelhos, mas podendo conter ainda chert e glauconitas.

- Escorregamento: evidenciado principalmente pelas estruturas tipo *slumping*; onde se destacam as descontinuidades dos estratos ou estrangulamento de camadas, intercalados a camadas não deformadas, as dobras e falhas intraestratais sem padrões e as brechas intraestratais.

- Colunas quebradas e re-cimentadas: as colunas de *conophyton* são em geral retas, podendo apresentar conjuntos com variação na direção de crescimento, mas quase sempre se encontram quebradas, impossibilitando a delimitação do bioherma e sugerindo instabilidade do substrato.

- Massas de glauconita deformadas: associadas aos folhelhos e as brechas há lentes e pequenas lâminas de glauconitas estiradas e deformadas. A deformação não apresenta padrão ou direção preferencial e foi concomitante a deposição sendo sobreposta por outros níveis de glauconitas. Esse resultado é interpretado como consequência de uma deformação em sedimentos não consolidados.

3)- Topo do Grupo Paranoá na porção leste da área:

- Nesta porção, em contato com o Nível Arcosiano, a única fácies do Ritmito Superior é o nível de glauconita autóctone, que ocorre como delgadas (menores que 5 cm) camadas relativamente contínuas. Na ausência das demais fácies de Ritmito Superior, o Nível Arcosiano é recoberto por unidades sobrejacentes - Formação. Jequitaiá ou agrupamento Bambuí. A ausência das demais fácies do Ritmito Superior pode ser interpretada como não deposição.

Transformações diagênese e deformação.

Por difratometria de raios X, foi constatado que nos pelitos do Grupo Paranoá não há a presença de materiais expansivos, com raras exceções de minerais de alteração das glauconitas.

Associados ao Índice de Cristalinidade das Ilita – ICI entre $0,25^\circ$ e $0,42^\circ$, essa informação caracteriza as rochas do Ritmito Superior como tendo sido submetidas aos estágios diagenéticos até a anquizona.

Os estudos de química mineral mostram a heterogeneidade química das micas e dos argilominerais do Ritmito Superior, confirmando que esta unidade não atingiu o metamorfismo, condição que implica no equilíbrio químico.

Os estágios deformacionais foram caracterizados em lâminas petrográficas pelas clivagens espaçadas, planares ou não (tipos *A* e *B*), as quais posicionam o Ritmito Superior nas zonas diagenéticas e anquizona.

As informações de química mineral e difração de raios X mostram que as deformações às quais as rochas da Unidade Ritmito Superior foram submetidas não foram suficientes para obliterar as informações sobre o contexto deposicional, nem para que os filossilicatos perdessem sua característica sedimentar.

Tectônica da bacia de deposição.

Considerando as características de fácies plataformais, cuja ampla variação e a descontinuidade contrastam com a homogeneidade dos depósitos basais, aliadas às estruturas de deformação sin-sedimentar e à ausência da unidade para leste, o Ritmito Superior parece indicar as seguintes condições:

- Irregularidade do relevo da plataforma, associada à instabilidade do substrato.
- A instabilidade pode ser uma resposta da plataforma à colocação da carga tectônica representada pelo início da inversão da bacia.
- A transgressão marinha indicada pelo nível glauconítico estaria associada à flexura litosférica pelo alojamento de uma carga tectônica na porção profunda da bacia.
- A deposição do Ritmito Superior antecede a emersão do orógeno, já que sua composição sílico-aluminosa é semelhante às demais unidades do Grupo Paranoá.

Assim, as rochas do Grupo Paranoá, típicas de plataforma em sistema de margem passiva, teria na unidade de topo – Ritmito Superior – o registro do início da inversão da bacia, indicado pela instabilidade do substrato, anteriormente à emersão do orógeno. Esta é impressa nos termos terrígenos do Grupo Bambuí, como bacia do tipo *foreland*.

Referências Bibliográficas

- Albani, A. E., Meunier, A and Fursich, F. 2005 Unusual occurrence of glauconite in a shallow lagoonal environment (Lower Cretaceous, northern Aquitaine Basin, SW France). *Terra Nova*, Vol 17, No. 6, 537–544.
- Allen P. A. & Allen J.R. 1990 *Basin Analysis: Principles & Applications*. Blackwell Science pp. 451
- Almeida, F. F. M. de. 1977.0 Cráton do São Francisco. *Revista Brasileira de Geociências*, 7(4): 349-364
- Alves, D.B. 1987. Desenvolvimento da metodologia de preparação de amostras para análise difratométrica de argilominerais no Centro de Pesquisas da PETROBRAS. Rio de Janeiro, PETROBRAS, Bol. Geoc. 1(2): 157-175.
- Alves, D. B., Polivanov, H., Antunes, F. S., Rehim, H. A. A. 1990. Clay mineral behavior of some solis from Roraima (Northern Brazil) as a function of some chemical and physical treatments during dispersion processes. *Sci. Géol., Bull*, 43. 2-4, Strasbourg, 1990. p 103-115.
- Amorosi. 1995. Glaucony and sequence stratigraphy: a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences. *J. of Sedim. Research*, B65: 419-425.
- Asmus, H. E. e Porto, R. 1972 Classificação das bacias brasileiras segundo a tectônica de placas. In: *Congr. Brasi. Geologia*26, Belém. Anáís, SBG, v. 2, 67-90.
- Baeta JR., J.D.A.; Martins, E.G.; Leite, E.A.; Ramos, J.B.; SA, 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. (Inédito).
- Bailey, S.W. 1988. Chlorites: Structures and Crystal Chemistry. In: Bailey, S.W. (ed.) *Hydrous Phyllosilicates*, *Reviews in Mineralogy*, Mineralogical Society of America. p. 347-403.
- Bailey, S.W. & Chairman, 1980. Summary of recommendations of AIPEA nomenclature committee on clay minerals. *Bulletin American Mineralogist* Volume 65, pages 1-7.
- Bailey, S.W., Brindley, G.W., Fanning, D.S., Kodama, H., Martin, R. T. 1984. Report of the Clay Mineral Society Nomenclature Comitee for 1982 and 1983. *Clays & Clay Minerals* 32, 239-240p.
- Bally, A W. e Snelson, S. 1980. Realms of subsidence. *Can. Soc. Petr. Geol., Mem*. N°6 p9-24
- Barbosa, O.; Braun, O.P.; Dyer, R.C.; Cunha, C.R. 1969. Geologia e inventário dos recursos minerais do Projeto Brasília. *Petrópolis. PROSPEC/DNPM* 225 pp. (Inédito).
- Barbosa, O., Baptista, M.B., Dyer, R.C., Braun, O.P.G., Fratin, H., Meneguesso, G. 1970. Projeto Goiânia - Relatório Preliminar. DNPM/ PROSPEC. 75 pp. (Inédito).
- Battaglia, S. 2004. Variations in the chemical composition of illite from five geothermal fields: a possible geothermometer. *Clay Minerals* (2004) 39, 501–510.
- Beaumont, C. 1981. Foreland Basins. *Geophysical Journal of the Royal Astronomic Society*, v. 65 pp. 291-329.

-
- Bentor, Y.K. & Kastner, M. 1965. Notes on the mineralogy and origin of glauconite. *J. of Sedim. Petrol.*, 35: 155-166.
- Berg-Madson, V. 1983. High-alumina glaucony from the middle Cambrian of Öland and Bornholm, southern Baltoscandia. *J. of Sedim. Petrol.*, 53: 875-893
- Besoain, E., 1985. Mineralogía de arcillas de suelos. Inst. Interamericano de Cooperacion para la Agricultura. San José, Costa Rica. 1205 pp.
- Birkeland PW. 1978. Soils and Geomorphology. New York: Oxford Univ. Press. 372 pp
- Bish, D. L. & Post, J. E. 1989. Modern Powder Diffraction. Reviews in Mineralogy. Volume 20. Mineralogical Society of America. 36pp.
- Boles, J.R. & Franks, S. G. 1979. Clay Diagenesis in Wilcox Sandstones of Southwest Texas: Implications of Smectite Diagenesis on Sandstone Cementation. *J. of Sedim. Petrol.*, 49: 55-70.
- Bornhold, B.D. & Giresse, P. 1985. Glauconitic sediments on the continental shelf of Vancouver Island, British Columbia, Canada. *J. of Sedim. Petrol.*, 55: 653-664.
- Bouchet, A., Meunier, A. and Sardini, P. 2000, Minéraux Argileux. Ed Andra.
- Bozkaya, O. & Yalçın, H. 2004. Diagenetic to low-grade metamorphic evolution of clay mineral assemblages in Palaeozoic to early Mesozoic rocks of the Eastern Taurides, Turkey. *Clay Minerals* 39, pp 481-500
- Branco, J.J.R. & Costa, M.T. 1961. Roteiro da excursão Belo Horizonte - Brasília. Belo Horizonte. Inst. Pesq. Radioat., Publ. 15: 25 pp.
- Braun, O.P.G. 1968. Contribuição à estratigrafia do Grupo Bambuí. *In: 22º Congr. Bras. Geol.*, 21, Belo Horizonte. Anais...Belo Horizonte, p. 155-166.
- Brindley, G.W. & Brown, G. (eds.), 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society, London, 495 pp.
- Burst, J. F. 1958a. "Glauconite" pellets: their mineral nature and applications to stratigraphic interpretations. *Am. Assoc. Petr. Geologists Bull.*, 42: 310-327.
- Burst, J. F. 1958b. Mineral heterogeneity in "glauconite" pellets. *Am. Mineral.*, 43: 481- 497.
- Burst, J. F. 1959. Post diagenetic clay mineral - environmental relationships in Gulf Coast Eocene. *Clays and Clay Minerals*, 6: 327-341.
- Cant, D. J. & Stockmal, G. S. 1993. Some controls on sedimentary sequences in foreland basins: examples from Alberta Basin. *Spec. Publ. Int. Ass. Sediment.*, 20, 49-65p.
- Castro, P. T. A. 1997. Os conglomerados associados ao Grupo Bambuí na porção sudoeste do Cráton do São Francisco: Sedimentologia, Estratigrafia e Implicações Tectônicas. Tese de Doutorado. Universidade de Brasília. 264p.
- Cathelineau, M. & D. Nieva 1985 A chlorite solution geothermometer. The Los Azufres (Mexico) geothermal system-*Contrib. Mineral. Petrol.* 91: 235-244

-
- Cavalcante, F. Fiore S., Piccarreta, G. and Tateo, F. 2003. Geochemical and mineralogical approaches to assessing provenance and deposition of shales: a case study Clay Minerals 38. pp 383-397
- Chaudhuri, A.K.; Chanda, S.K.; Dasgupta, S. 1994. Proterozoic glauconitic peloids from South India: their origin and significance. J. of Sedim. Research, A64: 765-770.
- Costa, L.A.M. & Angeiras, A.G. 1970. Zonas tectônicas do Geossinclíneo pré-Cambriano do Brasil Central. In: 24^o Congr. Bras. Geol., 24. Brasília, 1970. Anais... Brasília, SBG. Resumos (Bol. Esp.): 164-165.
- Couto Anjos. S. M. 1988 *Diagênese de Folhelhos – Generalidades e exemplos*. Anais do XXXV congresso Brasileiro de Geologia, Belém PA.
- Cullity, B.D, 1978. Elements of X-Ray Diffraction. Addison-Wesley. 555 pp.
- Dardenne, M.A. 1978. Síntese sobre a estratigrafia do Grupo Bambuí no Brasil Central. In: 30^o Congr. Bras. Geol., Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v. 2: 597-610.
- Dardenne, M.A. 1979. Les minéralization de plomb, zinc, fluor du Proterozoïque Supérieur dans le Brésil Central. Avec une mise au point sur la chronologie du Précambrien brésilien. Thèse de Doctorat d'État. Université de Paris VI. 251 pp. (Inédito).
- Dardenne, M.A. 1981. Os Grupos Paranoá e Bambuí na Faixa Dobrada Brasília. In: II Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas Faixas Marginais, Salvador, 1979. Anais...Salvador, SBG/CBM. p. 140-155.
- Dardenne, M.A. & Campos Neto, M.C. 1976. Geologia da região de Lagamar, MG. In: 29^o Congr. Bras. Geol. SBG. Ouro Preto. Resumos, p.17.
- Dardenne, M.A., Magalhães, L.F., Spires, L.A. 1978. Geologia do Grupo Bambuí no vale do Rio Paranã (Goiás). In: 30^o Congr. Bras.Geol., Recife, 1978. Anais... Recife, SBG. v. 2: 611-621.
- Dillemburg S.R., Laybauer L., Mexias A.S., Dani N., Barboza E.G., Lummerts C.N.:2000. Significado estratigráfico de minerais glauconíticos da planície costeira do Rio Grande do Sul, região da laguna de Traandáí. Revista Brasileira de Geologia, 2000, vol 4; 649-654
- Dunoyer De Segonzac, G. 1969. Les minéraux argileux dans la diagenèse passage au métamorphisme. Strasbourg. Mémoires du Service de la Carte Géologique d'Alsace et de Lorraine, 29, 320 pp.
- Dunoyer de Segonzac, G. 1970 The transformation of clay minerals during diagenesis and low-grade metamorphism: A review. Sedimentology –Elsevier Publishing Company, Amsterdam, pp 281-346.
- Einsele, G. 1992. Sedimentary basins: evolution, facies, and sediment budget. Springer-Verlag Berlin. 628pp.
- Faria, A. 1995. Estratigrafia e sistemas deposicionais do Grupo Paranoá nas áreas de Cristalina, Distrito Federal e São João D'Aliança – Alto Paraíso – GO. UnB tese de doutorado (inédito) pp 210.

- Formoso, M.L.L., 1984. Difractometria de Raios-X. *In: Técnicas analíticas instrumentais aplicadas à geologia* (Gomes, C.B.). Ed. Edgard Blücher Ltda. São Paulo. 1-43.
- Freitas-Silva, F.H. & Campos, J.E.G. 1998. Geologia do Distrito Federal. *In: IEMA/SEMATEC/UnB 1998. Inventário Hidrogeológico e dos Recursos Hídricos Superficiais do Distrito Federal. Brasília. IEMA/SEMATEC/UnB. Vol. 1, Parte I. 86p.*
- Fuck, R. A. 1994. A Faixa Brasíliae a compartimentação tectônica na Província Tocantins. *In: SBG, Simpósio de geologia do Centro-Oeste, 4, Brasília, 1994. Atas...*, Brasília, p. 184-187.
- Giresse, P., Wiewiöra, A., Grabska, D. 2004. Glauconitization processes in the north western Mediterranean (Gulf of Lions) Clays Minerals 39: 57-73p.
- Gonzales, R., Dias, J.M.A., Lobo, F. and Mendes, I., 2004. Sedimentological and paleoenvironmental characterisation of transgressive sediments on the Guadiana Shelf (Northern Gulf of Cadiz, SW Iberia). *Quatern. Int.*, 120, 133–144.
- Griffin, J.J.; Widom, H.; Goldberg, E.D. 1968. The distribution of clay monerals in the world ocean. *Deep – Sea Research* 15: 433-459.
- Guimarães, E.M. 1993. Implicações da caracterização mineralógica e química da Formação Três Marias - região de Cabeceiras (GO) - na interpretação da gênese da Bacia. II Simpósio sobre o Cráton São Francisco e suas faixas marginais. Salvador. Anais . Salvador. SBG-Núcleo Bahia/Sergipe/SGM: 298-301.
- 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). UnB/Tese de Doutorado (inédito), pp 270.
- Guimarães, E.M. & Dardenne, M.A. 1990. Características do Grupo Paranoá na região Cabeceiras, Go. 36º Congr. Bras. Geol. *In: Anais...Natal*: 17-22.
- Guimarães, E.M. & Dardenne, M.A. 1994. Proterozoic stromatolites from Cabeceiras, Goiás, Brazil. 14th International Sedimentological Congress, Recife. IAS/94 Abstracts: G.38-G.39.
- Guimarães, E.M. & Dardenne, M.A. 1998. Características de coberturas cratônicas relacionadas com faixas de deformação: As bacias Paranoá e Bambuí e a evolução da faixa dobrada Brasília. *Anais do XL Congresso Brasileiro de Geologia*.
- Guimarães, E.M. & Dardenne, M.A. 2004. Tectonic setting indicated by phyllosilicatos in Paranoá e Bambuí groups Brazil. 32º International Geological Congress. Florença.
- Guimarães, E.M. & Dardenne, M.A. 2005. Glauconitas do Grupo Paranoá: Condições de deposição e contexto tectônico. *Short Papers – III Simpósio sobre o Cráton São Francisco 2005. 135-138p.*
- Guimarães, E.M. Dardenne, M.A. Faria, A. de; Coelho, C.E.S.; Piauilino, P.O.V. 1986. Relações dos grupos Paranoá, Jequitá, Bambuí na região de Bezerra (Go). *In: 34º Congr. Bras. Geol., Goiânia, 1986. Anais... Goiânia, SBG: 853-860.*
- Guimarães, E.M. Velde, B. Hillier, S. and Nicot Elizabeth. 2000. Diagenetic/anchimetamorphic changes on the proterozoic glauconite and glaucony from the paranoá Group, mid-western Brazil. *Revista Brasileira de Geociências vol. 30, setembro pp 363-366.*

-
- Guimarães, E.M. Dardenne, M.A. Soares, L. Faiechild, T. 2003. Proterozoic stromatolites from central Brazil: paleoecological and tectonic setting in Paranoá e Bambuí groups. *Acta Micropalaentologica sinica*. volume 20, pp 101.
- Guimarães, J.T. 1996. A Formação Bebedouro no Estado da Bahia: faciologia, estratigrafia e ambientes de sedimentação. Dissertação de Mestrado. UFBA, 155 pp.
- Hettich M. 1977. A glaciação proterozóica no centro-norte de Minas Gerais. *Rev. Bras. Geoc.*, 7: 87-101.
- 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 no 26, p. 55-79.
- Hower, J. 1961. Some factors concerning the nature and origin of glauconite. *Am. Mineral.*, 46: 313-334.
- Hower, J. Eslinger, E. V., Hower, M. E., Perry, E. A. 1976 Mechanism of burial metamorphism of argillaceous sediment: 1. Mineralogical and chemical evidence. *Geological Society of America Bulletin* Volume 87: 725-737.
- Ireland, B. J.; Curtis, C. D.; Whiteman, J. A. 1983. Compositional variation within some glauconites and illites and implications for their stability and origins. *Sedimentology*, 30: 769-786.
- Jenkyns H. C. & Clayton C. J. 1986. Black shales and carbon isotopes in pelagic sediments from the Tethyan Lower Jurassic. *Sedimentology* Volume 33 (1), pp 87-106.
- Jordan, T. E. 1981. Thrust load foreland basin evolution, Cretaceous, Western United State. *Am. Assoc. of Petrol. Geol. Bull.*, v.5 pp. 506-520
- Karner, G. D. The interplay between erosion and basin development. Annual Report of Lamont-Doherty Geological Observatory of Columbia University. Pp. 46-51
- Kennedy M.J, Runnegar B., Prave A. R., Hoffmann K-H., Arthur M. A. 1998. Two or four Neoproterozoic glaciations? *Geology*, 26: 1059-1063.
- Kingston, D.R., Dishroon, C.P. Williams P. A 1983. Global basin classification system. *Am. Assoc. Petr. Geol. Bull.* 67(12):2175-2193
- 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.* Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. Oxford. New York, 289-493.
- Kisch, H. J. 1990. Calibration of anchizone: a critical comparison of illite “crystallinity” scales used for definition. *J. Metamorph. Geol.*, 8: 31-46.
- Klemmer, H. D. 1971. the giants and the super-giants. Part 2: to find a giants, find the right basin. *Oil Gas. Jour.* 69(10):103-110
- Klug, H.P. & Alexander, L.E, 1974. X-Ray Diffraction Procedures. Wiley. New York. 966 pp.

-
- Kubler, B. 1964. Les argiles, indicateurs de métamorphisme. *Rev. Inst. Franc. Petrol.*, 19, pp. 1093-1112.
- Kubler, 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 du métamorphisme par la cristallinité de l'illite. Bull. Du Centre de Recherches de Pau - SNPA, 2: 385-397.
- Lihou, J. C. & Allen, P. A. 1996. Importance of inherited rift margin structures in the early North Alpine Foreland Basin, Switzerland. *Basin reaserch* 8(4): 244.
- López-Munguira, A. & Nieto García F. 2004, Low-Grade Metamorphism in the Central Sector of the Ossa-Morena Zone *Journal of Iberian Geology. Spain*. V. 30, pp109-118
- Luca Aldega and D.D. Eberl, 2005. Detrital illite crystals identified from crystallite thickness measurements in siliciclastic sediments *American Mineralogist*; October; v. 90; no. 10; p. 1587-1596; DOI: 10.2138/am.2005.1823
- Marini, O. J. ; Fuck, R. A. ; Daerdenne, M. A. ; Teixeira, N. A. 1978. Dobramentos da Borda Oeste do Cráton do São Francisco.. In: Reunião Preparatória do Simpósio do Cráton do São Francisco e Faixas Marginais., Salvador, 1977. p. 3:155-204.
- Melo Filho, L.S. 1996. Estromatólitos do grupo Paranoá na Região entre São Gabriel e Mato Seco/Mimoso (Goiás). Dissertação de mestrado, UnB. 137 pp.
- Millot, G. 1964. Géologie des Argiles. Masson, Paris. 499 pp.
- Mohindra, R. & Bagati, T. N. 1996. Seismically induced soft sediment deformation tructures (seismites) around Sumdo in the lower Spiti valley (Tethys Himalaya). *Sedimentary Geology* **101**, 69–83.
- Moore & Reynolds, 1989. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press.
- Neven C., Alvarenga C. J. S. & Uhlein A. 2005. Litofácies da Glaciação Neoproterozóica nas porções Sul do Cráton do São Francisco: Exemplos de Lequitai (MG) e Cristalina (GO). *Revista Brasileira de Geociências*. Volume 35, março de 2005 pp 69 a 76.
- Odin G. S. 1985. La "verdine", fácies granulaire vert, marine et cotier distinct de la glauconie: distribution actuelle et composition. *Compte Rendus, Academie des Science Paris*, 301, II (2), 105-118.
- Odin, G. S. (ed.) 1988. Green Marine Clays. Elsevier, 446 pp.
- Odin G. S. 1990. Clay mineral formation at the content-ocean boundary: the verdine facies. *Clay Minerals*, 25, 477-483.
- Odin, G.S. & Matter, A. 1981: De glauconiarum origine.- *Sedimentology*, **8**, 63-72, Amsterdam.
- Oliveira, M.A. de 1967. Contribuição à geologia da parte sul da Bacia do São Francisco e áreas adjacentes. DEPIN/CENPES/PETROBRAS. Coletâneas de Rel. de Exploração 1: 71-105.

-
- Paquet H. & Clauer, N. 1997, Soils and Sediments: Mineralogy and geochemistry. Ed. Springer.
- Pettijohn, F.J. Potter, P.E. e Siever, R. 1973. Sand and Sandstone. New York, Springer-Verlag, 618 p.
- Piqué O. 1982. Relation between stages of diagenetic evolution and development of a primary cleavage in the northwestern Moroccan Meseta. *J. of Struct. Geol.*, 4: 491-500.
- Raja Gabaglia, G. P. e Figueiredo A. M. F., 1990 Evolução dos conceitos das classificações de bacias sedimentares. Em: Origem e Evolução das Bacias Sedimentares, PETROBRAS. Pp 9-16.
- Ramos J.R. de A. 1956 Folha Geológica da Nova Capital. Relatório do Diretor. DEM/DNPM. Pp 55-58.
- Rao, P. V., Thamban, M., Lamboy, M. 1995. Verdine and glaucony facies from superficial sediments of the eastern continental margin of India. *Marine Geology*, 127, 105-113.
- Reuter A. and Dallmeyer, R.D., 1989. K-Ar and $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ dating of cleavage formed during very low-grade metamorphism: a review. In: *Evolution of Metamorphic Belts* (J.S. Daly et al., eds). *Spec. Publ. Geol. Soc. London*, 43, 161-171
- Rossetti, D. F. Gomes, A M. e Truckenbrodt. W. 2001 Evidência de atividade sísmica sinsedimentar em depósitos cretáceos da Bacia de São Luís-Grajaú. Museu Paranaense Emílio Goeldi, Coleção Friedrich Katzer. Mpeg Editoração. 47-65pp.
- Santos R.V.; Alvarenga, C.J.S.; Dardenne, M.A.; Sial, A.N. 2000 Carbon and oxygen isotope profiles across Meso-Neoproterozoic limestone from central Brazil: bambuí and Paranoá groups. *Precambrian Research* 104, pp 107-122
- Schöll W.U. 1976. Estromatólitos (*Conophyton*) em dolomitos do Grupo Macaúbas. 29^o Congr. Bras. de Geol. Ouro Preto, Bol. Esp.1: 363.
- Strickler, M.E. & Ferrell JR., R.E. 1990. Fe substitution for Al in glauconite with increasing diagenesis in the first Wilcox sandstone (Lower Eocene), Livingston Parish, Louisiana. *Clays and Clay Minerals*, 38: 69-76.
- Thomas M. F. 1994. *Geomorphology in the tropics*. New York: John Wiley & Sons. In Toledo, M.C.M. 2000 *Decifrando a Terra*, São Paulo. Ed. Oficina de Textos
- Tucker M. E. 2005. *Sedimentary Petrology: na introduction to the origino f sedimentary rocks*. 3er ed.
- Uhlein A., Trompette R., Egydio-Silva M. 1998. Proterozoic rifting and closure, SE border of the São Francisco Cráton, Brazil.). *J. South Am. Earth Sci.*, 11: 191-203.
- Uhlein A., Trompette R., Alvarenga C.J.S. de 1999. Neoproterozoic glacial and gravitational sedimentation on a continental rifted margin: The Jequitai – Macaúbas sequence (Minas Gerais, Brazil). *J. South Am. Earth Sci.*, 12: 435-451.
- Valeriano, C. M., Dardenne, M. A., Fonseca, M. A., Simões, L. S. A., Seer, H. J. 2004. Evolução Tectônica da Faixa Brasília, Geologia do continente Sul Americano. Cap. XXXII pp 575 a 592

-
- Walde, D. H. G. & Gonzaga, G. M. 2005. Evidence for mountain glaciation events in the Brasiliano fold Belts surrounding the São Francisco Craton. Short papers – III Simpósio sobre o Cráton do São Francisco. 303-305p.
- Wybrecht, E. Duplay, J.; Piqué, A.; Weber, F. 1985. Mineralogical and chemical evolution of white micas and chlorites, from diagenesis to low-grade metamorphism; data from various size fractions of greywackes (Middle Cambrian, Morocco). *Mineral. Mag.*, 49: 404-411.
- Ylanguan R. F., Charlies S. K., PEVEAR, D. R. and Vrolijk, P. J. 2002 Illite polytype quantification for accurate K-Ar age determination *American Mineralogist*, Volume 87, pp 1536–1545,

Anexo I

Tabela A1: Porcentagem de óxidos em peso e fórmula estrutural de amostra do Ritmito Superior obtidas por análise de microsonda eletrônica.

Fácies Brecha Glauconítica												
Cachoeira												
% de óxidos em peso												
Si	41,305	29,419	39,774	47,486	52,827	53,457	52,342	51,963	54,073	34,828	50,946	52,324
Ti	0,718	0,303	2,636	0,357	0,24	0,612	0,326	0,459	0,544	1,311	0,914	1,761
Al	19,448	12,229	20,479	21,037	21,584	21,966	15,747	22,138	18,597	17,894	19,599	21,561
Fe ₂ O ₃	2,976	2,116	5,797	3,199	2,917	4,26	6,726	4,046	3,888	12,087	2,359	3,045
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	2,237	1,459	3,248	2,395	2,279	2,745	1,339	3,036	2,247	1,8	2,525	2,249
Mn	0,355	0	0,04	0,014	0	0,044	0	0,026	0,021	0,023	0,04	0,04
Ca	0,841	0,653	0,247	0,465	0,097	0,141	0,123	0,139	0,082	0,324	0,278	0,119
K	7,104	4,266	7,695	8,09	10,163	9,746	7,862	9,44	8,589	7,37	9,543	9,426
Sum	74,984	50,445	79,916	83,043	90,107	92,971	84,465	91,247	88,041	75,637	86,204	90,525
CaNaK	7,945	4,919	7,942	8,555	10,26	9,887	7,985	9,579	8,671	7,694	9,821	9,545
Fórmula estrutural												
Si	6,959	7,284	6,419	7,185	7,378	7,26	7,802	7,195	7,674	6,153	7,435	7,272
Al	3,869	3,568	3,898	3,747	3,559	3,508	2,759	3,61	3,104	3,713	3,367	3,523
Al(T)	1,041	0,716	1,581	0,815	0,622	0,74	0,198	0,805	0,326	1,847	0,565	0,728
Al(O)	2,828	2,852	2,317	2,932	2,937	2,768	2,561	2,805	2,778	1,866	2,802	2,795
Ti	0,091	0,059	0,32	0,036	0,025	0,065	0,036	0,05	0,06	0,17	0,096	0,184
Fe ₃	0,385	0,386	0,698	0,364	0,302	0,44	0,752	0,416	0,409	1,612	0,263	0,317
Fe ₂	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,557	0,535	0,785	0,537	0,478	0,555	0,296	0,624	0,478	0,477	0,552	0,468
Mn	0,051	0	0,01	0	0	0,008	0	0	0	0	0,009	0,008
Sum(O)	3,912	3,832	4,13	3,869	3,742	3,836	3,645	3,895	3,725	4,125	3,722	3,772
Fe/fe+mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,152	0,178	0,039	0,073	0,017	0,024	0,018	0,017	0,009	0,064	0,044	0,017
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	1,519	1,338	1,59	1,564	1,813	1,68	1,487	1,664	1,552	1,655	1,771	1,67
Sum(Ex)	1,671	1,516	1,629	1,637	1,83	1,704	1,505	1,681	1,561	1,719	1,815	1,687

Nível de Arenito Glauconítica Verde

Map06-III-24

	% de óxidos em peso											
Si	51,44	48,475	49,276	43,675	50,285	50,907	53,136	51,948	52,216	52,459	49,504	41,217
Ti	0,092	0,037	0,116	0,081	0,065	0,072	0,086	0,088	0,074	0,071	0,083	0,081
Al	15,043	14,639	15,925	12,177	14,068	13,745	14,565	14,354	14,71	14,942	14,057	13,646
FeO3	7,996	6,835	8,307	7,012	8,143	8,491	8,765	8,661	8,062	8,457	8,181	7,331
Fe0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	5,536	5,44	4,682	4,396	5,157	5,968	5,903	5,425	5,321	5,812	5,122	4,615
Mn	0,021	0,044	0	0	0,035	0,002	0,03	0,033	0	0,047	0	0,007
Ca	0,078	0,086	0,066	0,116	0,042	0,022	0,031	0,033	0,02	0,067	0,078	0,074
K	8,772	8,011	8,607	7,444	8,754	8,376	8,728	8,764	8,925	8,896	8,424	8,219
Sum	88,978	83,567	86,979	74,901	86,549	87,583	91,244	89,306	89,328	90,751	85,449	75,19
CaNaK	8,85	8,097	8,673	7,56	8,796	8,398	8,759	8,797	8,945	8,963	8,502	8,293
	Fórmula estrutural											
Si	7,417	7,403	7,291	7,491	7,47	7,463	7,469	7,474	7,5	7,421	7,448	7,132
Al	2,565	2,642	2,774	2,452	2,463	2,379	2,416	2,437	2,486	2,499	2,495	2,786
Al(T)	0,583	0,597	0,709	0,509	0,53	0,537	0,531	0,526	0,5	0,579	0,552	0,868
Al(O)	1,982	2,045	2,065	1,943	1,933	1,842	1,885	1,911	1,986	1,92	1,943	1,918
Ti	0,009	0	0,009	0,01	0,009	0,009	0,008	0,009	0,009	0,009	0,009	0,01
Fe3	0,867	0,789	0,925	0,907	0,91	0,934	0,929	0,933	0,863	0,901	0,922	0,957
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	1,187	1,238	1,031	1,123	1,142	1,304	1,234	1,167	1,139	1,224	1,148	1,185
Mn	0	0,009	0	0	0	0	0	0	0	0,009	0	0
Sum(O)	4,045	4,081	4,03	3,983	3,994	4,089	4,056	4,02	3,997	4,063	4,022	4,07
Fe/fe+mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,009	0,018	0,009	0,021	0,009	0	0,008	0,009	0	0,009	0,009	0,01
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	1,612	1,56	1,618	1,628	1,66	1,568	1,572	1,607	1,64	1,598	1,609	1,809
Sum(Ex)	1,621	1,578	1,627	1,649	1,669	1,568	1,58	1,616	1,64	1,607	1,618	1,819

Map06-VI-20

% de óxidos em peso

Si	54,254	44,293	52,605	45,604	47,509	54,22	49,794	45,958	46,475	47,386	51,317	53,343
Ti	0,053	0,091	0,123	0,054	0,086	0,1	0,041	0,069	0,095	0,067	0,097	0,09
Al	15,573	13,309	15,03	15,437	14,324	17,115	15,072	15,513	13,839	14,684	16,451	16,48
Fe	8,918	8,072	8,502	7,962	7,614	7,731	8,624	6,8	7,876	8,638	8,11	7,368
FeO												
Mg	6,004	4,864	5,636	3,766	4,947	5,351	4,878	6,214	4,82	4,823	4,603	5,835
Mn	0,007	0,034	0	0,055	0	0,02	0	0	0,023	0,009	0	0
Ca	0,032	0,034	0,036	0,033	0,052	0,043	0,029	0,05	0,054	0,044	0,017	0,053
K	9,433	8,829	9,255	8,358	8,707	9,06	9,032	7,975	8,131	8,767	9,011	8,913
Sum	94,274	79,526	91,187	81,269	83,239	93,64	87,47	82,579	81,313	84,418	89,606	92,082
CaNaK	9,465	8,863	9,291	8,391	8,759	9,103	9,061	8,025	8,185	8,811	9,028	8,966

Fórmula estrutural

Si	7,399	7,245	7,427	7,238	7,361	7,394	7,342	7,141	7,362	7,269	7,35	7,392
Al	2,507	2,575	2,493	2,88	2,606	2,754	2,622	2,838	2,591	2,653	2,771	2,697
Al(T)	0,601	0,755	0,573	0,762	0,639	0,606	0,658	0,859	0,638	0,731	0,65	0,608
Al(O)	1,906	1,82	1,92	2,118	1,967	2,148	1,964	1,979	1,953	1,922	2,121	2,089
Ti	0,008	0,01	0,017	0,01	0,009	0,008	0,009	0,009	0,01	0,009	0,009	0,008
Fe3	0,918	1,003	0,899	0,954	0,893	0,787	0,957	0,803	0,933	0,995	0,878	0,766
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	1,221	1,189	1,187	0,887	1,145	1,09	1,072	1,437	1,143	1,106	0,981	1,207
Mn	0	0	0	0,01	0	0	0	0	0	0	0	0
Sum(O)	4,053	4,022	4,023	3,979	4,014	4,033	4,002	4,228	4,039	4,032	3,989	4,07
Fe/fe+mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,008	0,01	0,008	0,01	0,009	0,008	0,009	0,009	0,01	0,009	0	0,008
Na	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
K	1,639	1,848	1,662	1,697	1,712	1,574	1,701	1,587	1,638	1,714	1,653	1,582
Sum(Ex)	1,647	1,858	1,67	1,707	1,721	1,582	1,71	1,596	1,648	1,723	1,653	1,59

Fácies Folhelhos Negros

SB001

% de óxidos em peso

Si	43	44,043	46,69	47,375	40,21	35,269	45,537	52,35	45,921	24,398	16,272	31,04
Ti	0,553	0,123	0,277	0,95	0,299	0,346	0,196	0,415	0,571	0,238	0,064	0,463

Mg	1,866	2,657	2,854	3,694	3,707	2,765	2,914	2,432	2,899	2,163	4,383	2,393
Mn	0	0,002	0,01	0,052	0	0,057	0	0,012	0,033	0,005	0	0,059
Ca	0,406	0,157	0,084	0,113	0,133	0,099	0,119	0,106	0,17	0,056	0,113	0,113
Na	0,386	0,265	0,356	0,235	0,056	0,135	0,237	0,211	0,233	0,188	0,201	0,156
K	7,165	8,344	10,283	9,081	9,225	10,616	9,568	9,825	9,067	11,674	8,845	10,796
Sum	66,558	84,953	95,163	92,163	93,455	93,005	93,048	90,953	89,497	94,942	92,843	91,575
CaNaK	7,957	8,766	10,723	9,429	9,414	10,85	9,924	10,142	9,47	11,918	9,159	11,065

Fórmula estrutural

Si	6,976	7,206	7,095	6,916	7,165	7,191	7,031	7,01	6,999	7,32	7,276	7,28
Al	3,684	3,536	3,676	3,719	3,542	3,447	3,749	3,948	3,856	3,568	3,286	3,499
Al(T)	1,024	0,794	0,905	1,084	0,835	0,809	0,969	0,99	1,001	0,68	0,724	0,72
Al(O)	2,66	2,742	2,771	2,635	2,707	2,638	2,78	2,958	2,855	2,888	2,562	2,779
Ti	0,138	0,045	0,048	0,05	0,016	0,033	0,065	0,033	0,059	0,032	0,016	0,083
Fe3	0,46	0,5	0,466	0,581	0,504	0,561	0,475	0,385	0,408	0,321	0,523	0,35
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,53	0,589	0,57	0,764	0,747	0,569	0,589	0,502	0,612	0,434	0,891	0,491
Mn	0	0	0	0,008	0	0,008	0	0	0	0	0	0,008
Sum(O)	3,788	3,876	3,855	4,038	3,974	3,809	3,909	3,878	3,934	3,675	3,992	3,711
Fe/fe+mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,081	0,027	0,008	0,017	0,016	0,016	0,016	0,017	0,025	0,008	0,016	0,017
Na	0,138	0,071	0,096	0,066	0,016	0,033	0,065	0,05	0,068	0,048	0,049	0,05
K	1,75	1,589	1,75	1,594	1,592	1,864	1,67	1,74	1,631	1,993	1,537	1,916
Sum(Ex)	1,969	1,687	1,854	1,677	1,624	1,913	1,751	1,807	1,724	2,049	1,602	1,983

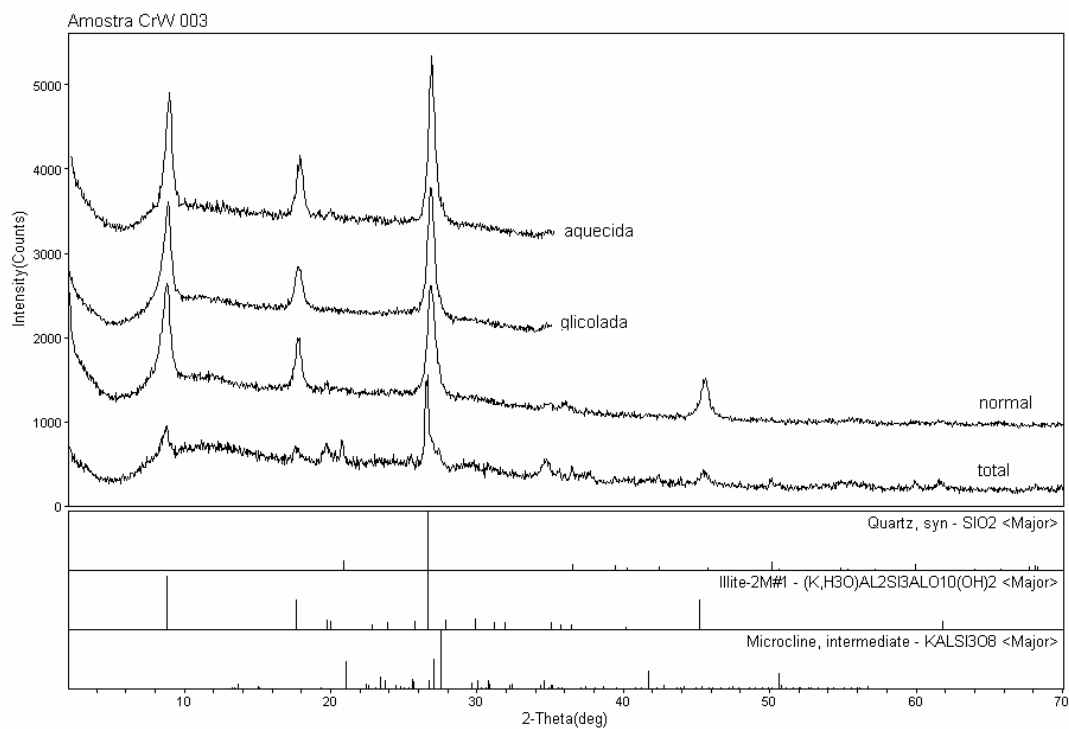
SB008b

% de óxidos em peso

Si	50,464	55,608	47,783	50,742	52,425	41,642	43,781	40,15	47,714	44,931	55,524	40,006
Ti	0,267	1,12	0,447	0,628	0,415	0,74	0,265	0,306	0,362	1,046	0,351	0,578
Al	25,061	24,202	24,235	22,124	24,184	20,936	20,799	19,52	21,139	17,676	25,539	16,623
Fe2O3	2,24	2,351	1,737	2,115	2,424	1,837	1,674	1,367	1,934	1,457	1,949	1,744
FeO	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	1,518	1,803	1,629	1,672	2,212	1,746	1,439	1,338	1,43	1,076	1,619	0,914
Mn	0,022	0,012	0,036	0,019	0	0,039	0,044	0	0	0	0	0,06

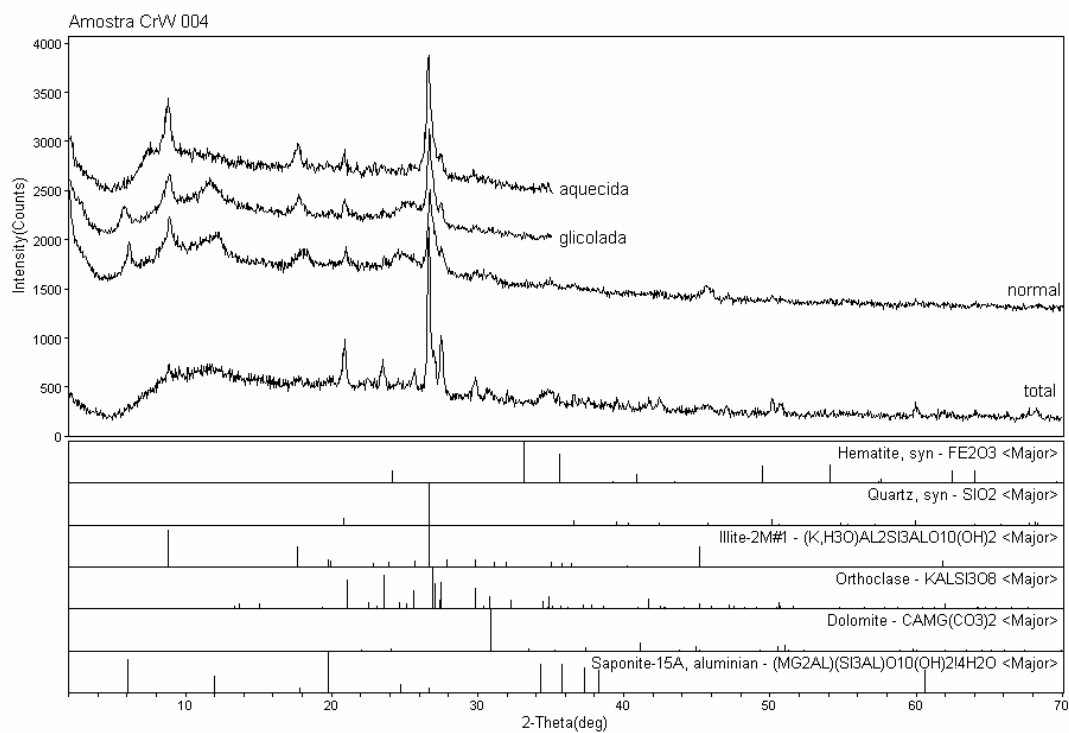
Ca	0,03	0,078	0,118	0,19	0,05	0,127	0,177	0,256	0,308	0,237	0,071	0,399
Na	0,044	0,065	0,277	0,47	0,186	0,13	0,58	0,633	0,531	0,27	0,152	0,665
K	10,039	10,185	9,305	8,16	10,643	7,332	8,176	6,969	7,898	6,916	11,036	7,316
Sum	89,685	95,424	85,567	86,12	92,539	74,529	76,935	70,539	81,316	73,609	96,241	68,305
CaNaK	10,113	10,328	9,7	8,82	10,879	7,589	8,933	7,858	8,737	7,423	11,259	8,38
					Fórmula estrutural							
Si	7,072	7,296	7,01	7,334	7,156	6,99	7,154	7,114	7,315	7,562	7,255	7,37
Al	4,142	3,739	4,197	3,767	3,885	4,136	4,004	4,068	3,814	3,498	3,926	3,608
Al(T)	0,928	0,704	0,99	0,666	0,844	1,01	0,846	0,886	0,685	0,438	0,745	0,63
Al(O)	3,214	3,035	3,207	3,101	3,041	3,126	3,158	3,182	3,129	3,06	3,181	2,978
Ti	0,025	0,11	0,053	0,069	0,041	0,091	0,029	0,043	0,046	0,131	0,031	0,077
Fe3	0,236	0,237	0,194	0,226	0,246	0,242	0,196	0,192	0,221	0,182	0,188	0,243
Fe2	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Mg	0,32	0,355	0,353	0,356	0,451	0,434	0,353	0,351	0,322	0,273	0,314	0,255
Mn	0	0	0,009	0	0	0,01	0,01	0	0	0	0	0,011
Sum(O)	3,795	3,737	3,816	3,752	3,779	3,903	3,746	3,768	3,718	3,646	3,714	3,564
Fe/fe+mg	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0
Ca	0,008	0,008	0,018	0,026	0,008	0,02	0,029	0,053	0,046	0,04	0,008	0,077
Na	0,017	0,016	0,071	0,139	0,049	0,04	0,177	0,213	0,166	0,081	0,031	0,243
K	1,802	1,704	1,746	1,51	1,853	1,574	1,707	1,576	1,548	1,476	1,837	1,726
Sum(Ex)	1,827	1,728	1,835	1,675	1,91	1,634	1,913	1,842	1,76	1,597	1,876	2,046

Anexo II



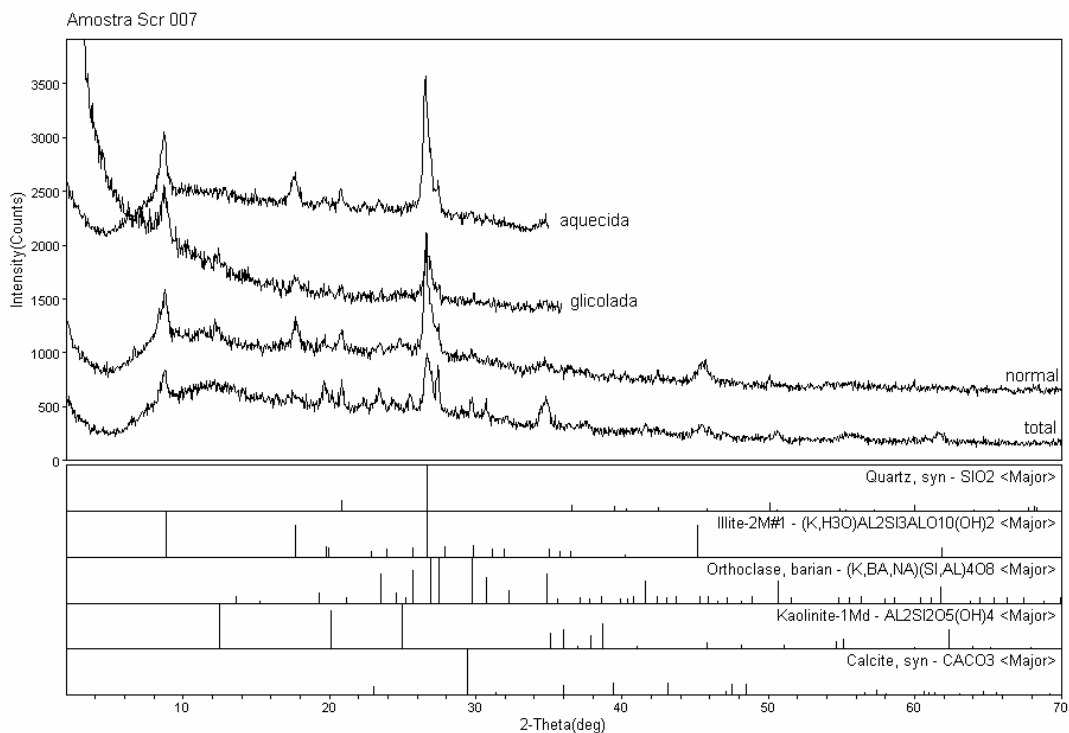
Laboratorio de DRX - IGAInB

<d:\samuel\raiox-1\total\novemb-1>



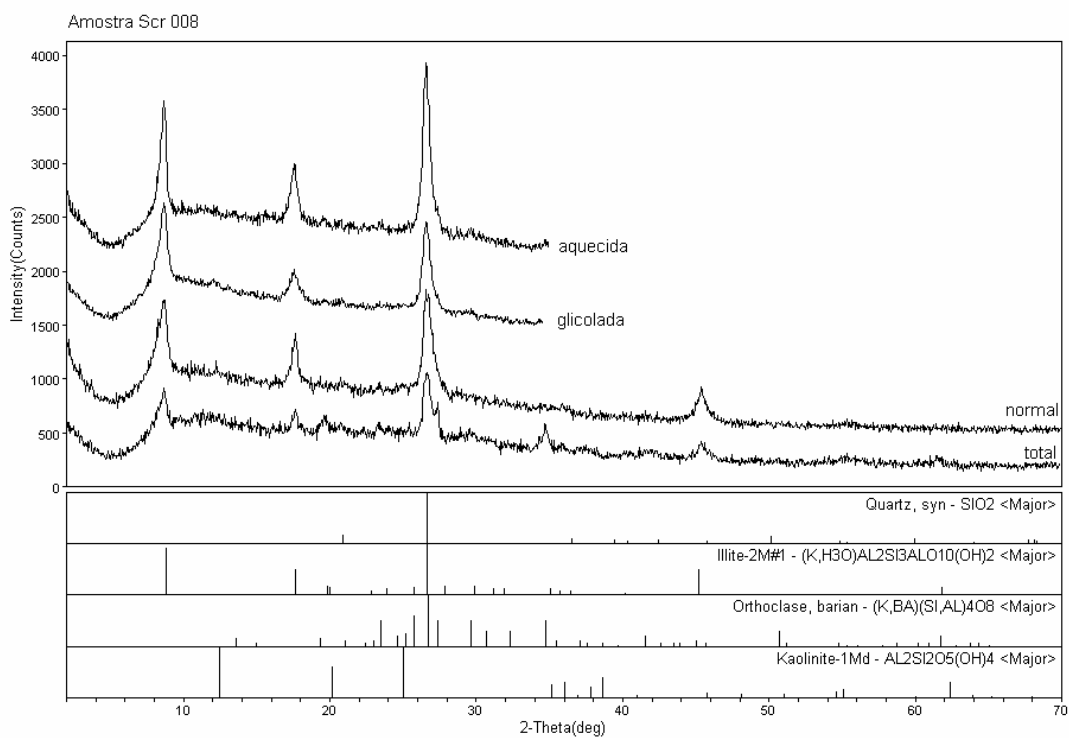
Laboratorio de DRX - IGAInB

<d:\samuel\raiox-1\total\novemb-1>



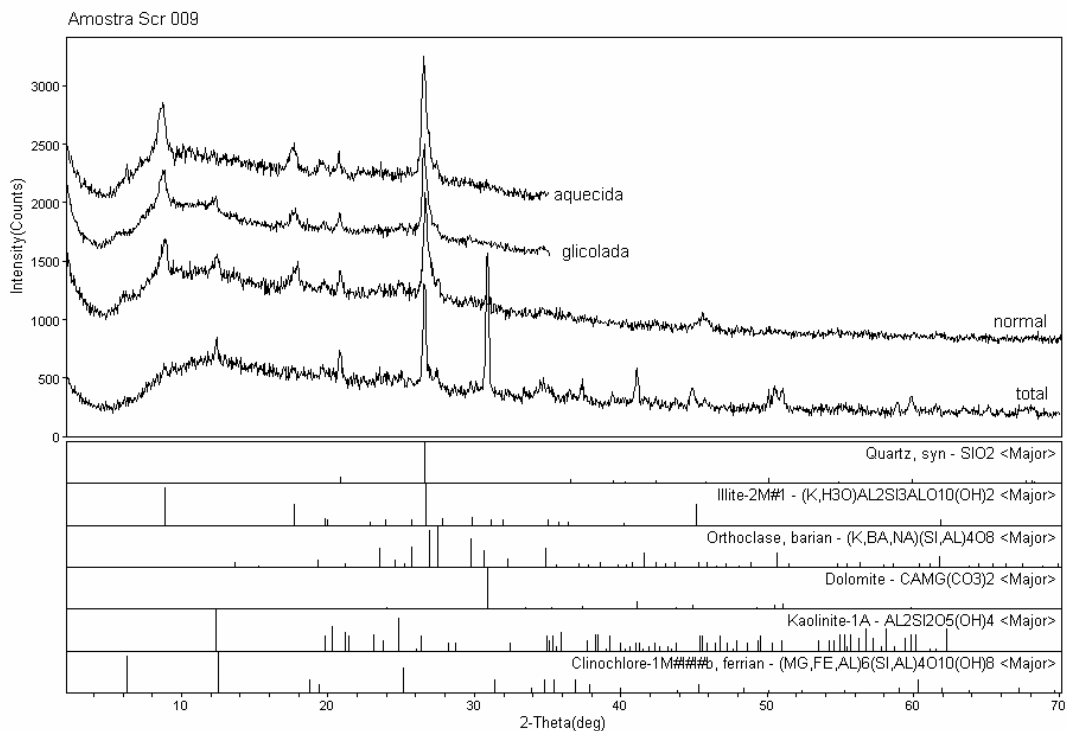
Laboratorio de DRX - IG/UfB

<D:\samuel\raiox\1\total\novemb-1>



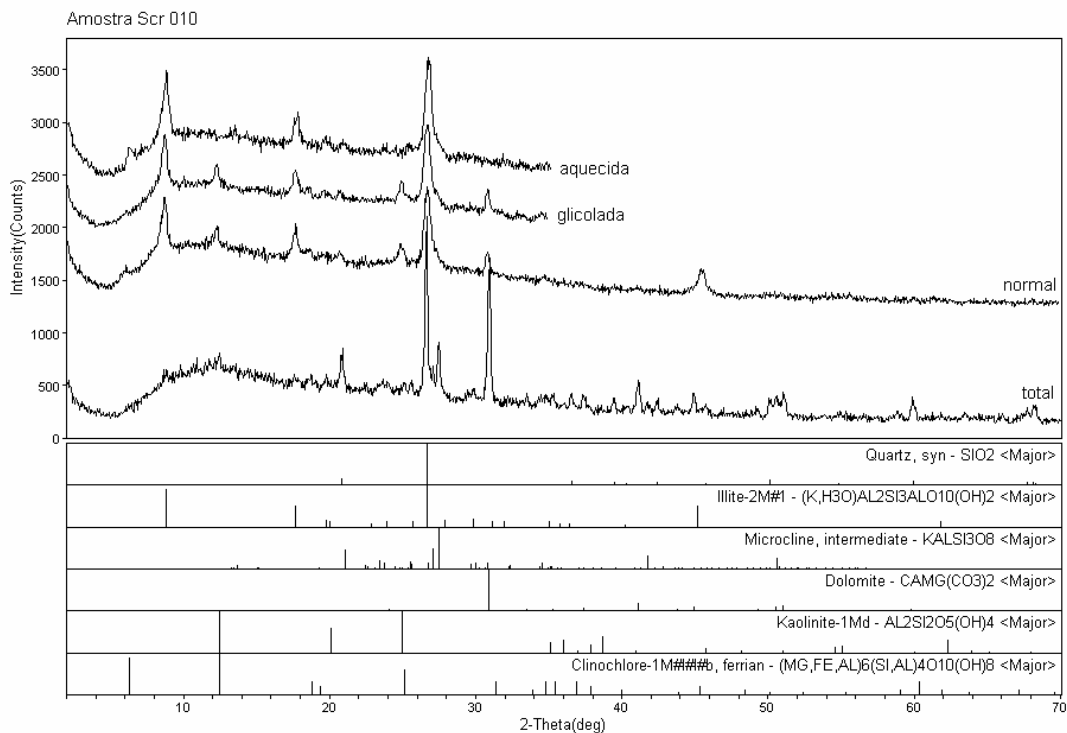
Laboratorio de DRX - IG/UfB

<D:\samuel\raiox\1\total\novemb-1>



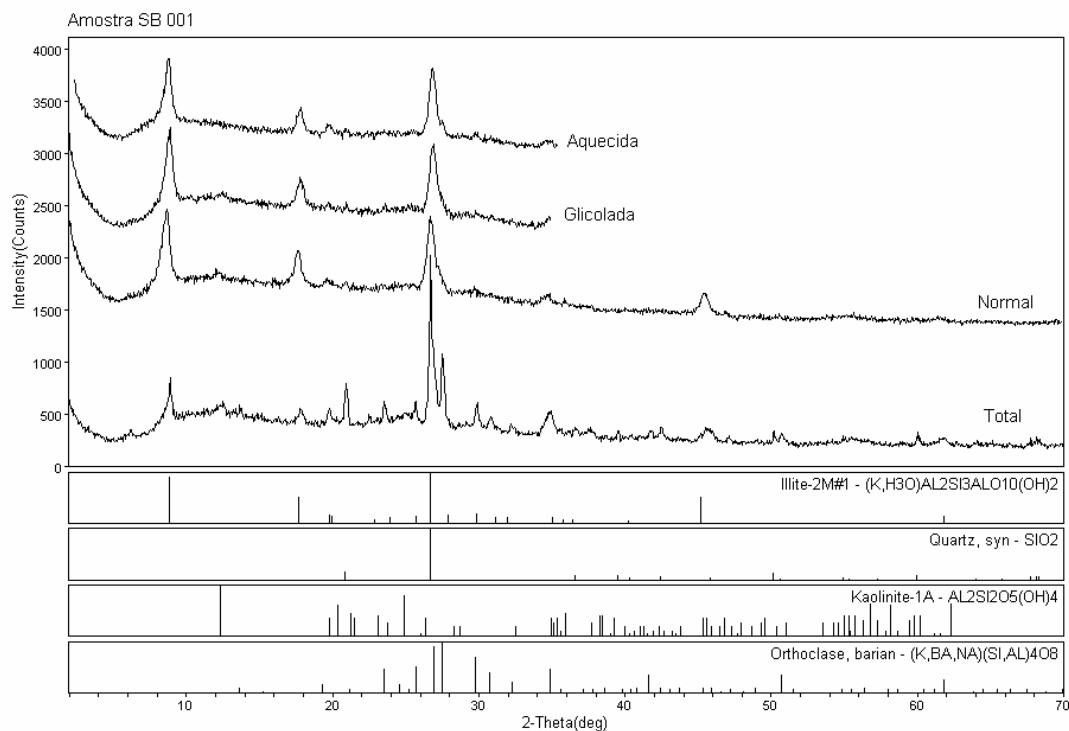
Laboratorio de DRX - IGALNB

<cd:\samuel\raiox~1\total\novemb~1>



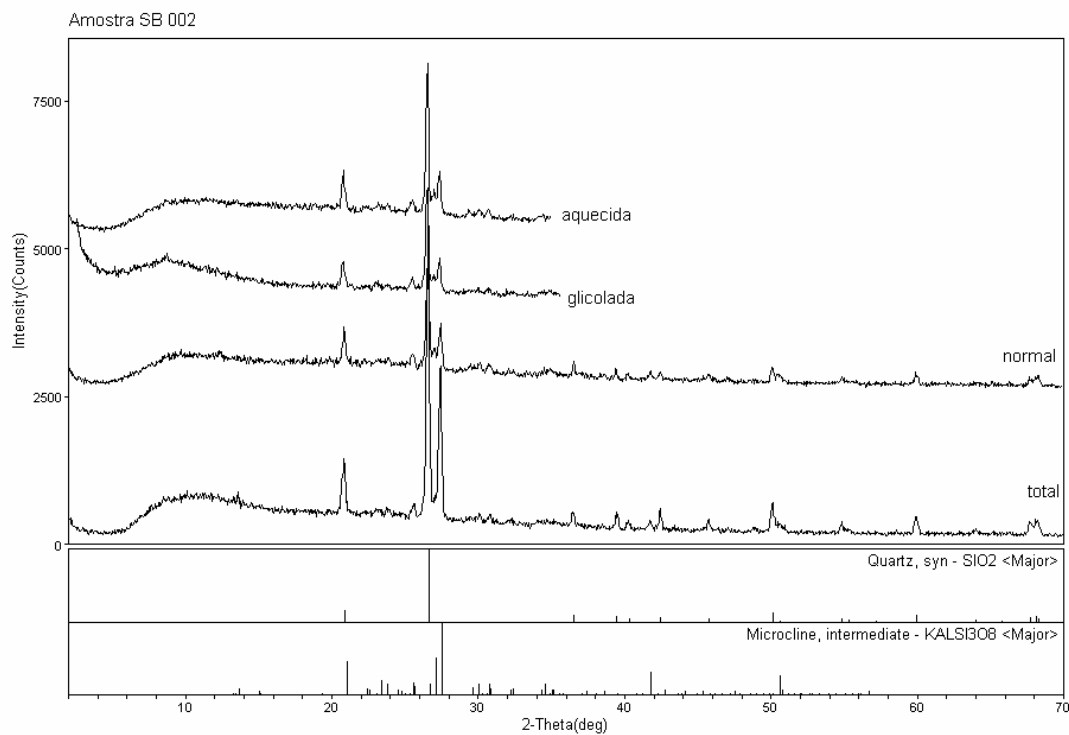
Laboratorio de DRX - IGALNB

<cd:\samuel\raiox~1\total\novemb~1>



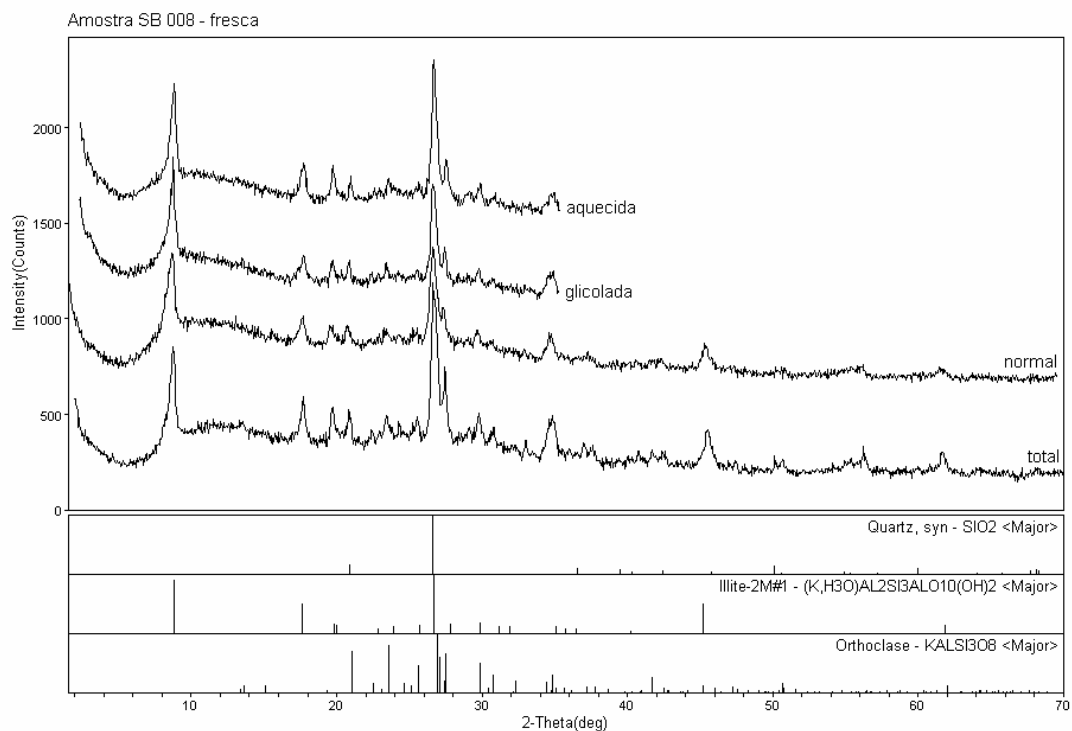
Laboratorio de DRX - IG/UnB

<d:\samuel\mestrado\analises\total-1>



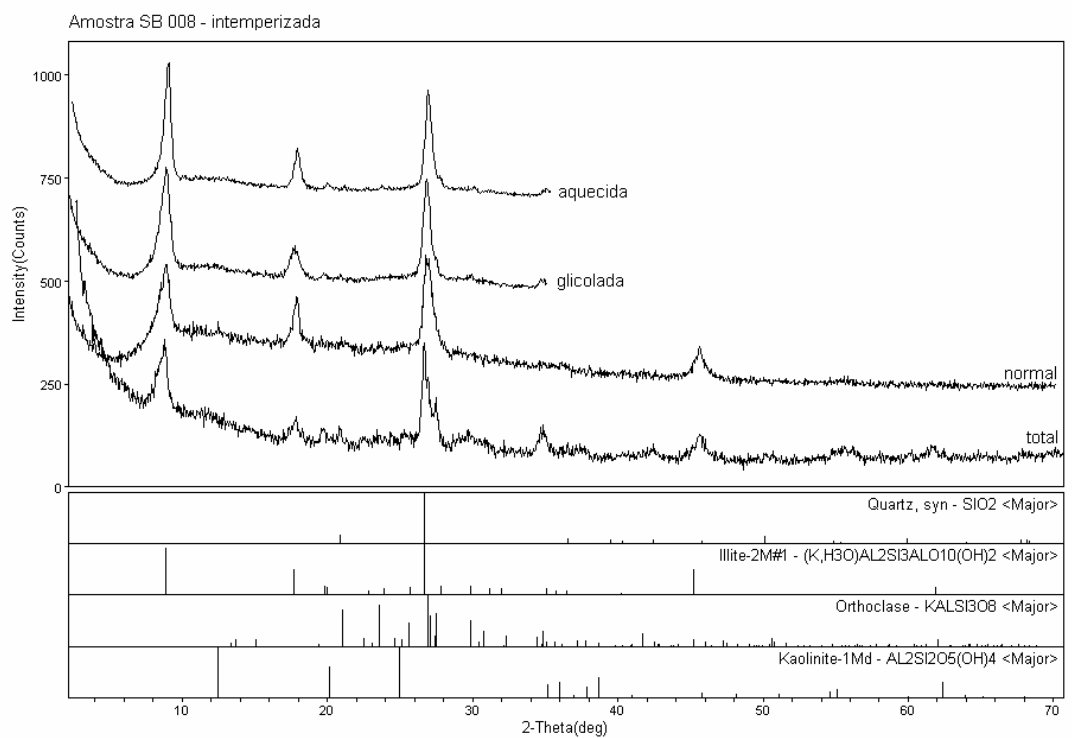
Laboratorio de DRX - IG/UnB

<d:\samuel\raio-x-1\total\novemb-1>



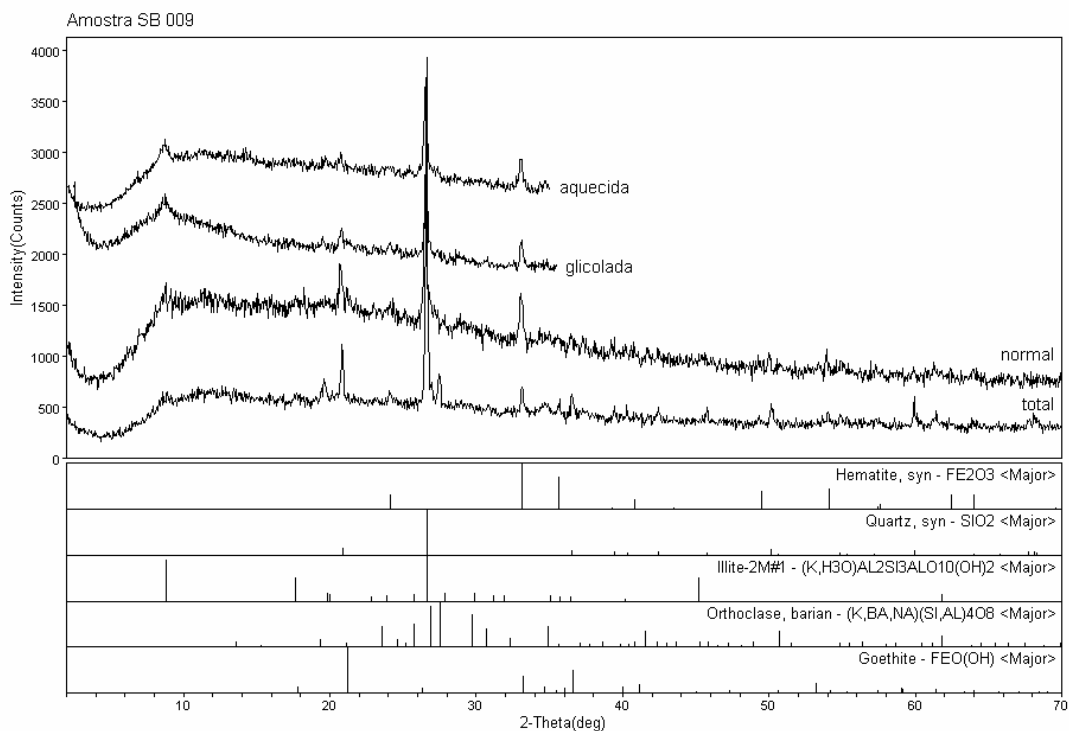
Laboratorio de DRX - IGAUnB

<d:\samuel\raiox\1\total>



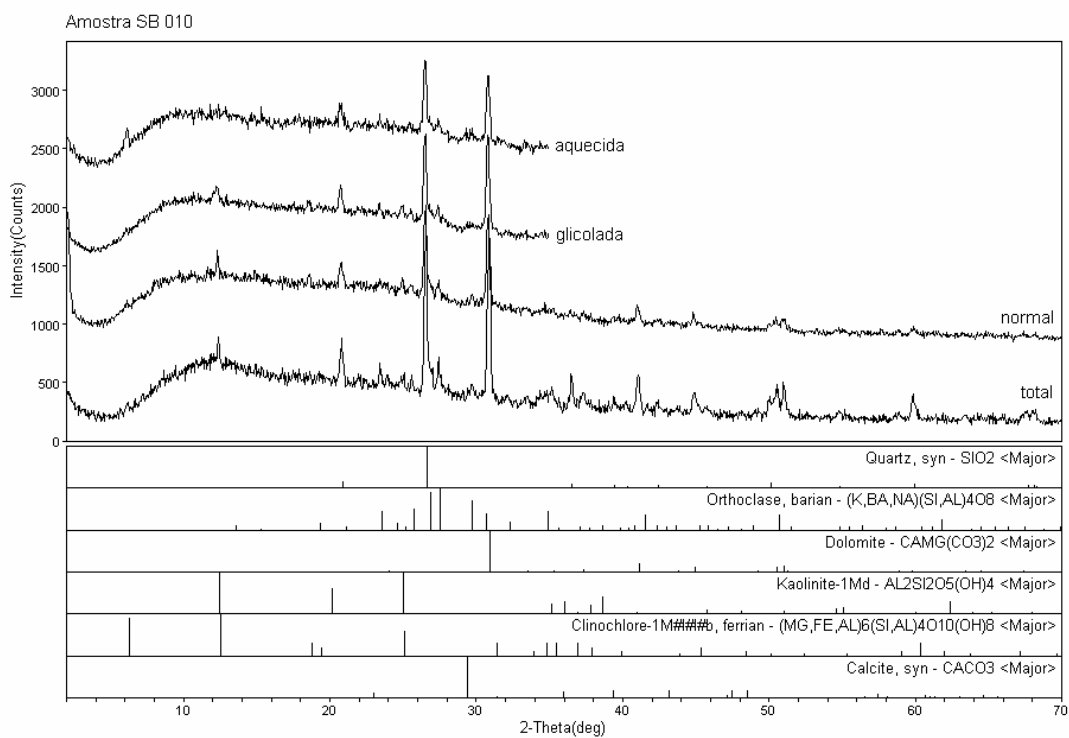
Laboratorio de DRX - IGAUnB

<d:\samuel\raiox\1\total>



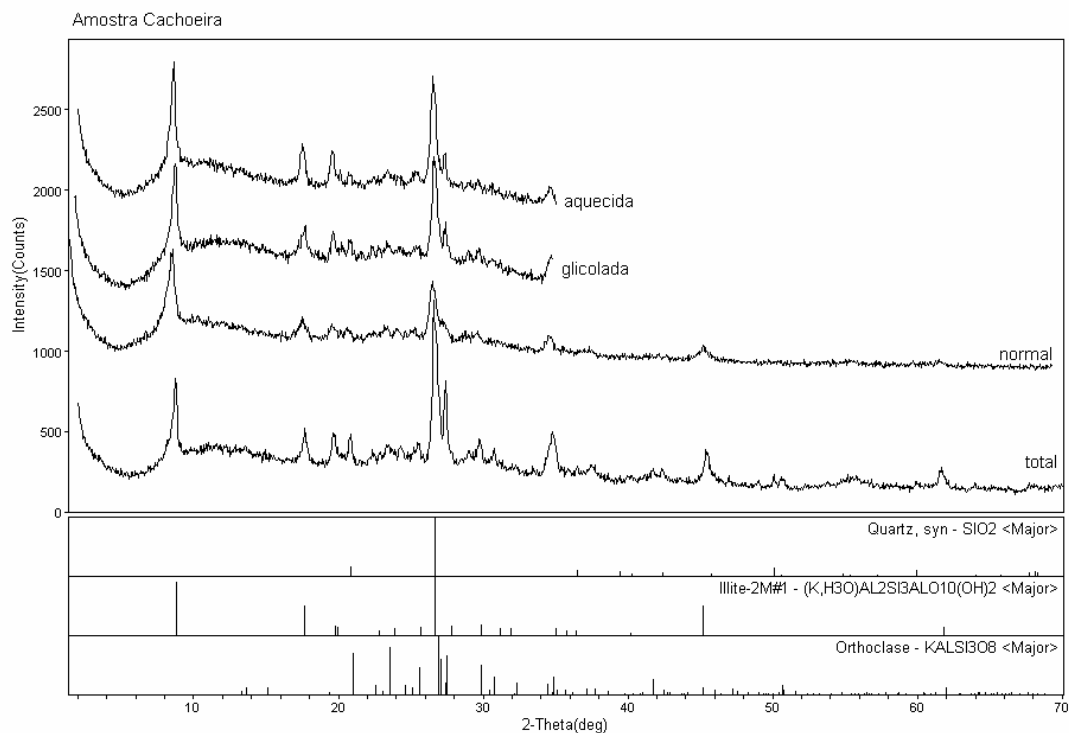
Laboratorio de DRX - IGAUnB

<D:\samuel\raiox~1\total\novemb-1>



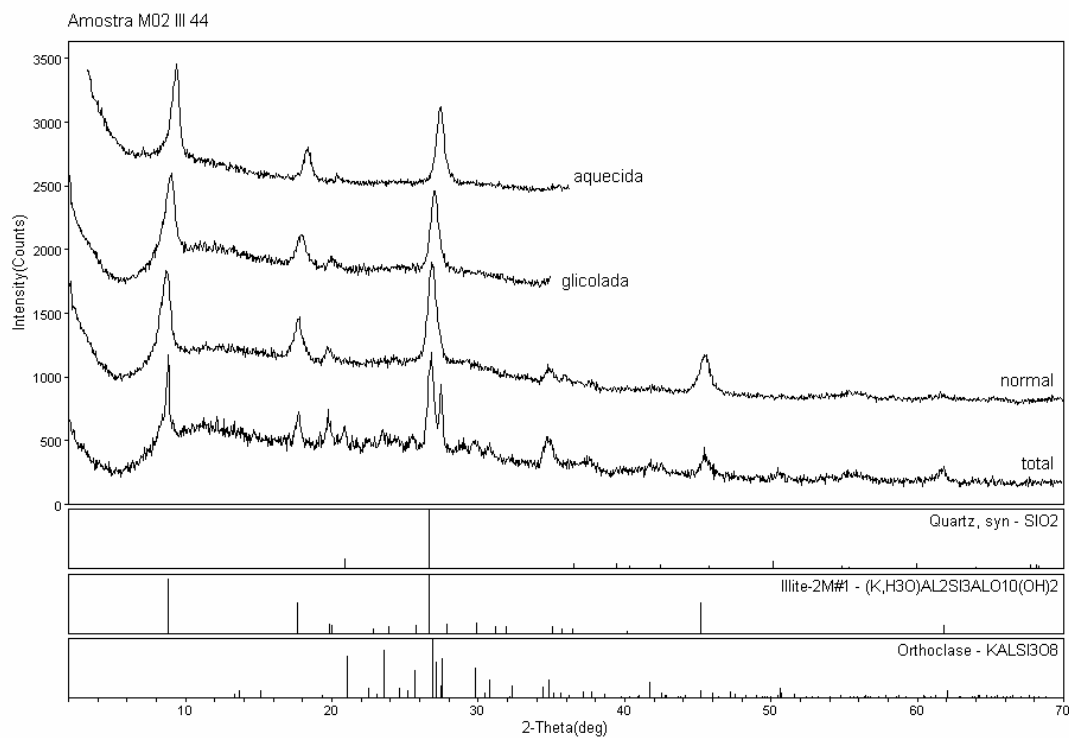
Laboratorio de DRX - IGAUnB

<D:\samuel\raiox~1\total\novemb-1>



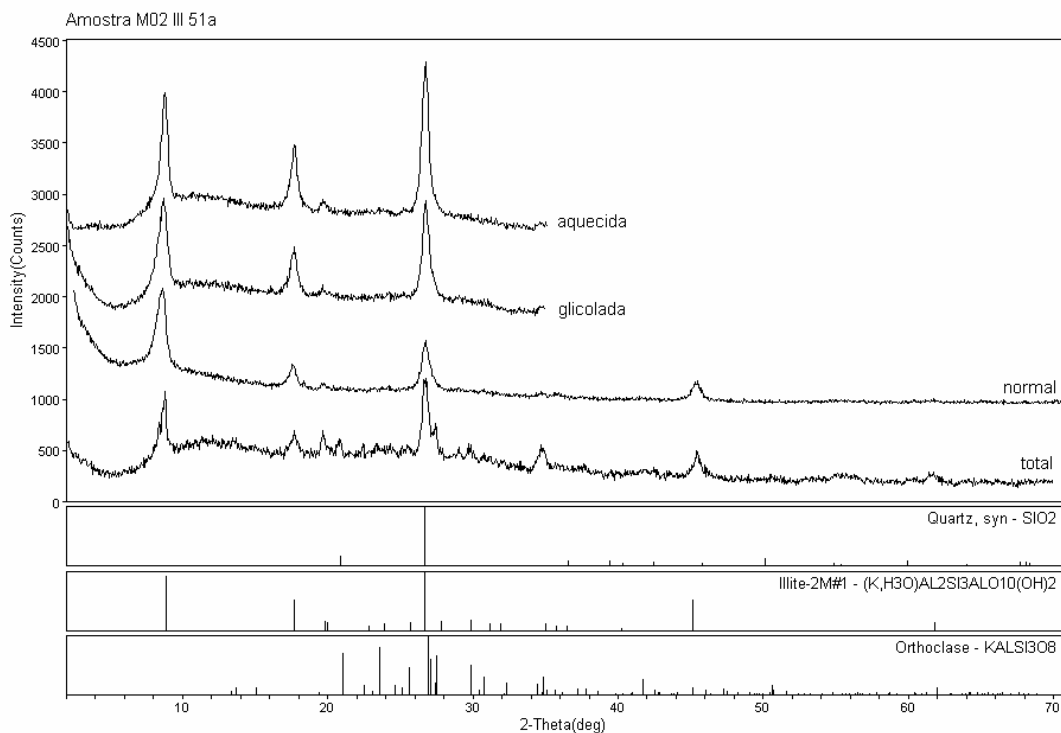
Laboratorio de DRX - IGAlNB

<d:\samuel\raiox\1\total>



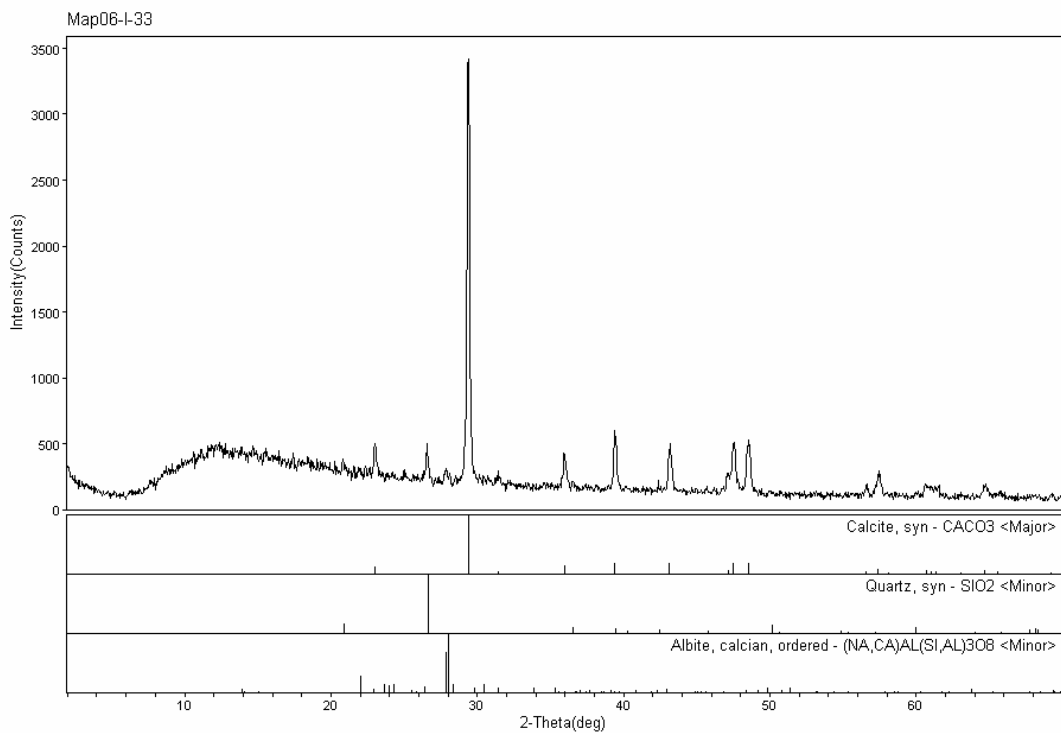
Laboratorio de DRX - IGAlNB

<d:\minero\111-2006\julho06>



Laboratorio de DRX - IGAUnB

<d:\minero\111-2006\ulho06>



Laboratorio de DRX - IGAUnB

<d:\map01_06>