



Universidade Federal do Pará



Faculdade de Geologia



Instituto de Geociências

TRABALHO DE CONCLUSÃO DE CURSO

ANDERSON FELIPE DA COSTA FREITAS

PETROGRAFIA E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS
CAMBRIANOS DA FORMAÇÃO DIAMANTINO, SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE DIAMANTINO,
MATO GROSSO.

GEOCIÊNCIAS
U F P A

BELÉM – PA
MARÇO – 2012

ANDERSON FELIPE DA COSTA FREITAS

PETROGRAFIA E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS
CAMBRIANOS DA FORMAÇÃO DIAMANTINO, SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE DIAMANTINO,
MATO GROSSO.

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia
do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às
exigências para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Orientador: Prof. Dr. José Bandeira
Cavalcante da Silva Júnior.

BELÉM
2012

Dados Internacionais de Catalogação na Publicação (CIP)
Biblioteca Geólogo Raimundo Montenegro Garcia de Montalvão

F866p Freitas, Anderson Felipe da Costa

Petrografia e proveniência dos arenitos cambrianos da Formação Diamantino, Sul do Cráton Amazônico, região de Diamantino, Mato Grosso / Anderson Felipe da Costa Freitas; Orientador: José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior – 2012

83 f. : il.

Trabalho de Conclusão de Curso (graduação em geologia) – Universidade Federal do Pará, Instituto de Geociências, Faculdade de Geologia, Belém, 2012.

1 Petrologia. 2. Geologia sedimentar. 3. Petrografia. 4. Proveniência. 5. Formação Diamantino. 6. Neoproterozoico-Cambriano. I. Silva Júnior, José Bandeira Cavalcante da, *orient.* II. Universidade Federal do Pará. III. Título.

CDD 22^a ed.: 552.098171

ANDERSON FELIPE DA COSTA FREITAS

PETROGRAFIA E PROVENIÊNCIA DOS ARENITOS
CAMBRIANOS DA FORMAÇÃO DIAMANTINO, SUL DO
CRÁTON AMAZÔNICO, REGIÃO DE DIAMANTINO,
MATO GROSSO.

Trabalho de Conclusão de Curso
apresentado à Faculdade de Geologia
do Instituto de Geociências da
Universidade Federal do Pará –
UFPA, em cumprimento às
exigências para obtenção do grau de
Bacharel em Geologia.

Data de aprovação: ____/____/____

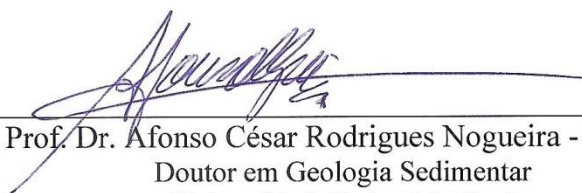
Conceito: _____

Banca examinadora:



Prof. Dr. José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior. -
Orientador

Doutor em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará



Prof. Dr. Afonso César Rodrigues Nogueira - Relator
Doutor em Geologia Sedimentar
Universidade Federal do Pará

Prof. Dr. Antônio Emídio de Araújo Santos Júnior- Membro
Convidado

Doutor em Geologia e Geoquímica
Universidade Federal do Pará

À minha avó, Luci

AGRADECIMENTOS

À Deus, motivo de muitas incertezas e convicções em minha vida, mas sempre um porto seguro nos momentos mais difíceis e motivo de dúvidas nos mais fáceis, ainda sou um homem de pouca fé.

À minha avó, Luci, pela dedicação total na educação dos filhos e netos, deixando, por vezes, de viver sua vida para viver a nossa. Serei eternamente grato por me ter em sua vida como um filho e por eu tê-la como mãe, eu te amo velha coroca!

Aos meus pais, pelo apoio, dedicação e incentivo nos estudos, pelo amor, carinho e broncas que ajudaram a fazer quem eu sou, eu os amo muito!

Aos meus tios e tias, “tânia”, “pingo”, “walda”, “nei” e “doca”, pelos ensinamentos e cocorotes, obrigado por terem feito deste sobrinho um filho

À minha querida Julie, pelo amor e carinho inigualável e imensurável que sempre me manteve forte e de cabeça erguida para superar qualquer dificuldade, obrigado pelas risadas (I can't get enough), eu te amo!

Ao meu orientador, prof. Dr. José Bandeira, pela preocupação, pelas discussões, conselhos e obtemperações pertinentes na execução deste trabalho. Agradeço pela sua paciência, atenção e por ter participado de uma importante fase de minha vida.

Ao prof. Dr. Afonso Nogueira por ter me aceitado de braços abertos e ter acreditado em meu trabalho e em meu potencial. Seus ensinamentos jamais serão esquecidos e muito menos seu exemplo como líder.

Aos demais professores do Instituto de Geociências, pelos ensinamentos e contribuições ao meu trabalho.

Aos colegas do GSED pelas boas risadas que demos juntos e pelo apoio na confecção deste trabalho.

À minha turma de 2007, especialmente aos amigos Rubem (meu cumpadre), Camila (nenem), Susi (amante), Valber (meu amor), James (pineu), ei Nayan, Nathan (gordo), Rodrigo (Jama), Indyê, Carla (tesoura do desejo), Léo (maluco), Negada (Igor eu) e Hévilinhaaa.

Aos colegas de 2008 e 2009 que passaram uns bons bocados ao meu lado, especialmente Flora, Carla Batista, Raoni e Andrews

Agradeço a todos vocês que participaram da minha vida e que fazem parte dela agora.

“Acreditar em algo e não vivê-lo é desonesto”
Mahatma Gandhi

RESUMO

O último registro de sedimentação da Faixa Paraguai, no sul do Cráton Amazônico, região centro-oeste do Brasil é representado pelos depósitos siliciclásticos da Formação Diamantino do Grupo Alto Paraguai, de idade neoproterozoica-cambriana. As melhores exposições da Formação Diamantino ocorrem na região da cidade de Diamantino, Estado do Mato Grosso, inserida na sub-bacia *foredeep* de Barra do Bugres. Análises petrográficas nos arenitos das associações de turbiditos, prodelta/mar restrito e frente deltaica da Formação Diamantino, em combinação com estudos de proveniência por meio de minerais pesados, paleocorrente e datação de zircão detrítico permitiram desvendar as prováveis áreas-fonte da Formação Diamantino. Subarcósios e grauvacas feldspáticas predominam na associação de fácies de turbiditos, sublarenitos, subarcósios e grauvacas líticas caracterizam os depósitos de prodelta/mar restrito e litarenitos e litarenitos feldspáticos ocorrem nos depósitos de frente deltaica. Os arenitos foram submetidos aos estágios eo a mesodiagenético, que incluem infiltração mecânica de argila, cimentação por hematita e calcita, sobrecrecimento de quartzo e feldspato, compactação mecânica e química. Os minerais pesados identificados foram zircão, turmalina, rutilo, granada e, subordinadamente, apatita, sillimanita, calcita, anfibólio, piroxênio, clorita e monazita. Os arenitos da Formação Diamantino são supermaturos, mas o alto valor do índice ZTR (% zircão + turmalina + rutilo) pode ser menor devido a não identificação de grãos instáveis envoltos por películas de óxido-hidróxido de ferro. Datações geocronológicas de zircão detrítico da associação de frente deltaica indicaram uma idade neoproterozoica-cambriana para a Formação Diamantino, com uma idade mínima de deposição após 541 ± 7 Ma. A fonte deste material teria origem do próprio cinturão de cavalgamento a ESE, indicado também pelos dados de paleocorrentes dos lobos deltaicos com migração preferencial para NW e SW. As rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá de idade Neoproterozoica seriam as possíveis fonte para a sedimentação Diamantino, concomitante a fase inicial de colisão que levou a estabilização da Faixa Paraguai Norte no final do Neoproterozoico.

Palavras-chave: Petrologia. Geologia Sedimentar. Petrografia. Proveniência. Formação Diamantino. Neoproterozoico-Cambriano.

ABSTRACT

The last sedimentary record of the Paraguay belt, in the southern Amazon craton, central-western Brazil, is represented by siliciclastic deposits of the Neoproterozoic-Cambrian Diamantino Formation belonging to the Alto Paraguai Group. The best exposures of Diamantino Formation occur in the Diamantino city region, State of Mato Grosso, inserted in the Barra dos Bugres foredeep sub-basin. Petrographic analyzes in the sandstones of the three facies associations of the Diamantino Formation, combined with the provenance studies of heavy minerals, paleocurrent measures and detrital zircon dating allowed to determine the probable source lands of the Diamantino Formation. Feldspathic greywacke and subarkose predominate in the turbidite facies association, sublitharenite, subarkose and lithic greywacke characterize the prodelta/restricted sea association and litharenite and feldspathic litharenite occur in the delta front deposits. The sandstones were submitted to the eodiagenetic and mesodiagenetic stages, which include mechanical infiltration of clay, hematite and calcite cementation, quartz and feldspar overgrowth, mechanical and chemical compaction. The heavy minerals include zircon, tourmaline, rutile, garnet, and subordinately apatite, sillimanite, calcite, amphibole, pyroxene, chlorite and monazite. The sandstones of Diamantino Formation are supermature but the higher ZTR index (% zircon + tourmaline + rutile) value could be lower due the non-recognition of unstable minerals with iron oxide-hydroxide coatings. Geochronological dating of detrital zircon of delta front association indicate a Neoproterozoic-Cambrian age to the Diamantino Formation, with a minimum deposition age after 541 ± 7 Ma. The provenance of this material would be the thrust belt to the ESE, indicated by paleocurrent data of deltaic lobes with preferential migration towards NW and SW. The metasedimentary rocks of Neoproterozoic Cuiabá Group will be the probable source to the Diamantino sedimentation, concomitant to the initial phase of collisional event that led the stabilization of Northern Paraguay belt in the terminal Neoproterozoic.

Keywords: Petrology. Sedimentary Geology. Petrography. Provenance. Diamantino Formation. Neoproterozoic-Cambrian.

LISTA DE ILUSTRAÇÕES

Figura 1 –	Mapa de acesso a área estudada	15
Figura 2 –	Mapa de localização da região de Diamantino e dos pontos estudados	16
Figura 3 –	Desagregação e peneiramento das amostras	19
Figura 4 –	Separação e concentração de minerais pesados	20
Figura 5 –	Modelo de classificação petrográfica	20
Figura 6 –	Classificação de arenitos com mais de 15% de matriz	21
Figura 7 –	Coluna litoestratigráfica mostrando as rochas siliciclásticas pertencentes ao Grupo Alto Paraguai	24
Figura 8 –	Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte	26
Figura 9 –	Distribuição geográfica das associações de fácies da Formação Diamantino	28
Figura 10 –	Perfis estudados da Formação Diamantino e suas respectivas amostras analisadas	29
Figura 11 –	Aspectos estruturais e litológicos da associação de fácies turbiditos	31
Figura 12 –	Associação de fácies prodelta/mar restrito	33
Figura 13 –	Aspectos faciológicos de frente deltaica da Formação Diamantino	35
Figura 14 –	Plotagem dos arenitos da associação de fácies de frente deltaica em diagrama triangular Q, F e FR	37
Figura 15 –	Fotomicrografias dos litarenitos de frente deltaica	41
Figura 16 –	Fotomicrografias dos litarenitos feldspáticos de frente deltaica	42
Figura 17 –	Plotagem dos arenitos da associação de fácies de prodelta/mar restrito em diagrama triangular Q, F e FR	43
Figura 18 –	Classificação de arenitos com mais de 15% de matriz pertencentes a associação de fácies prodelta/mar restrito	43
Figura 19 –	Fotomicrografias dos sublitenitos de prodelta/mar restrito	47

Figura 20 – Fotomicrografias de subarcósio e grauvasca de prodelta/ mar restrito	48
Figura 21 – Plotagem dos arenitos da associação de fácies de turbiditos distais em diagrama triangular Q, F e FR	49
Figura 22 – Classificação dos arenitos com mais de 15% de matriz pertencentes a associação de fácies turbiditos	49
Figura 23 – Fotomicrografias dos arenitos da associação de fácies turbiditos	52
Figura 24 – Litarenitos com cimento	58
Figura 25 – Aspectos diagenéticos dos arenitos	59
Figura 26 – Assembleia de minerais pesados encontrados nos pontos P3 e P4	64
Figura 27 – Assembleia de minerais pesados das amostras de arenitos da Formação Diamantino no ponto P1	65
Figura 28 – Análise de difratometria de raios-x em pelito da Associação de prodelta/mar restrito	70
Figura 29 – Sumário geral das porcentagens de minerais pesados nos arenitos da Formação Diamantino	71
Figura 30 – Amostra apresentando substancial assinatura mesoproterozóica-neoproterozoica	73
Figura 31 – Fontes potenciais que deram origem a sedimentação da Formação Diamantino	75

LISTA DE TABELAS

Tabela 1 –	Fácies e processos sedimentares da Formação Diamantino	27
Tabela 2 –	Frequência (%) dos componentes detríticos e diagenéticos dos arenitos de frente deltaica	38
Tabela 3 –	Frequência (%) dos componentes detríticos e diagenéticos das amostras de prodelta/mar restrito	44
Tabela 4 –	Frequência (%) dos componentes detríticos e diagenéticos das amostras de turbiditos distais	50
Tabela 5 –	Principais fases minerais da evolução diagenética	54
Tabela 6 –	Principais minerais pesados identificados nas amostras de arenitos da Formação Diamantino	61
Tabela 7 –	Distribuição das assembléias de minerais pesados	66
Tabela 8 –	Porcentagem de minerais pesados na Formação Diamantino	68

SUMÁRIO

1	INTRODUÇÃO	14
1.1	APRESENTAÇÃO	14
1.2	LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO.....	15
1.3	OBJETIVOS	17
2	METODOLOGIA	19
3	GRUPO ALTO PARAGUAI	23
3.1	TRABALHOS ANTERIORES	23
3.2	LITOESTRATIGRAFIA	24
3.3	FORMAÇÃO DIAMANTINO	25
3.3.1	Fácies e associação de fácies da Formação Diamantino	27
3.3.1.1	Associação de fácies turbiditos distais	31
3.3.1.2	Associação de fácies prodelta/ mar restrito.....	33
3.3.1.3	Associação de fácies frente deltaica	34
4	PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO DIAMANTINO	37
4.1	FRENTE DELTAICA	38
4.1.1	Litarenito	40
4.1.2	Litarenito feldspático	40
4.2	PRODELTA/MAR RESTRITO.....	44
4.2.1	Sublitarenito	46
4.2.2	Subarcósio	46
4.2.3	Grauvaca lítica	46
4.3	TURBIDITOS DISTAIS	50
4.3.1	Subarcósio	52
4.3.2	Grauvaca feldspática	52
5	EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA	54
6	PROVENIÊNCIA DOS ZIRCÕES DA FORMAÇÃO DIAMANTINO	61

6.1	MINERAIS PESADOS	61
6.2	PALEOCORRENTE	73
6.3	DATAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO.....	73
6.4	DISCUSSÃO DOS DADOS DE PROVENIÊNCIA	75
7	CONCLUSÕES.....	77
	REFERÊNCIAS.....	79

1 INTRODUÇÃO

1.1 APRESENTAÇÃO

O limite Pré-Cambriano-Cambriano é marcado por diversos indícios de expressivas modificações bioevolutivas, isotópicas e climáticas que desencadearam o surgimento da vida complexa e que colocam este período como um dos mais importantes na evolução do planeta (KNOLL et al., 1986). Na América do Sul, a região sul do Cráton Amazônico representa uma das regiões mais importantes para o entendimento dos eventos que ocorreram no final do Pré-Cambriano, pois guarda registros anômalos desta transição, com a presença da capa carbonática Araras, como indício de um rápido aquecimento global durante o Neoproterozoico (NOGUEIRA et al., 2003, 2007).

Registros geológicos nesta região são encontrados nos depósitos sedimentares da Faixa Paraguai, uma unidade geotectônica neoproterozoica formada no final da Tectônica Brasileira-Pan-Africana (800 a 520 Ma; ALMEIDA, 1984). A deformação da Faixa Paraguai representa a colisão do Cráton Amazônico com os outros blocos da América do Sul devido ao fechamento da bacia marinha do oceano *Clymene* (TOHVER et al., 2010).

A grande maioria das informações sobre os eventos do Neoproterozoico foram obtidos de rochas carbonáticas do Grupo Araras, que registram capas carbonáticas do último evento de glaciação do Criogeniano (635 Ma; NOGUEIRA et al., 2003, 2007). Recobrimo as rochas carbonáticas ocorrem os depósitos siliciclásticos do Grupo Alto Paraguai (NOGUEIRA et al., 2007; SILVA JÚNIOR, 2006; SILVA JÚNIOR, 2011) que representam a fase final de sedimentação da Bacia Paraguai. O Grupo Alto Paraguai compreende as formações Raizama (arenitos e pelitos), Sepotuba (folhelhos e arenitos) e Diamantino (siltitos e arenitos), depositados em um contexto de bacia tipo antepaís (*foreland*) (ALMEIDA, 1964; ALMEIDA, 1984; ALVARENGA; TROMPETTE, 1993).

A Formação Diamantino, objeto de estudo deste trabalho, é de importância fundamental na evolução da Faixa Paraguai, por representar a última deposição deste segmento. O estudo sedimentológico, petrográfico e de proveniência proposto neste trabalho de conclusão de curso pretende complementar o entendimento das áreas-fonte que originaram os depósitos da Formação Diamantino.

1.2 LOCALIZAÇÃO E ACESSO A ÁREA DE TRABALHO

A área de trabalho está localizada na região Centro-oeste do Brasil, no sudoeste do estado do Mato Grosso, tem como sede a cidade de Diamantino (Figura 1), está inserida na Província Serrana (ALMEIDA, 1964), porção norte da Faixa Paraguai, nos domínios da Folha SD-21-Cuiabá, situada exacerbadamente entre os paralelos $14^{\circ}00'$ e $15^{\circ}00'$ de latitude sul e os meridianos $56^{\circ}00'$ e $57^{\circ}00'$ à oeste de *Greenwich*.

A região de Diamantino é a área-tipo desta unidade e as rochas estudadas neste trabalho estão expostas ao longo das rodovias MT-240 e BR-123, mas, principalmente, em estradas de terra (Figura 2). O acesso se dá por meio de malha rodoviária partindo de Cuiabá pela rodovia MT-010, passando pelas cidades de Guia e Nobres até a rodovia estadual MT-240 e, então, a cidade de Diamantino.

Figura 1 – Mapa de acesso a área estudada, que tem como sede a cidade de Diamantino.

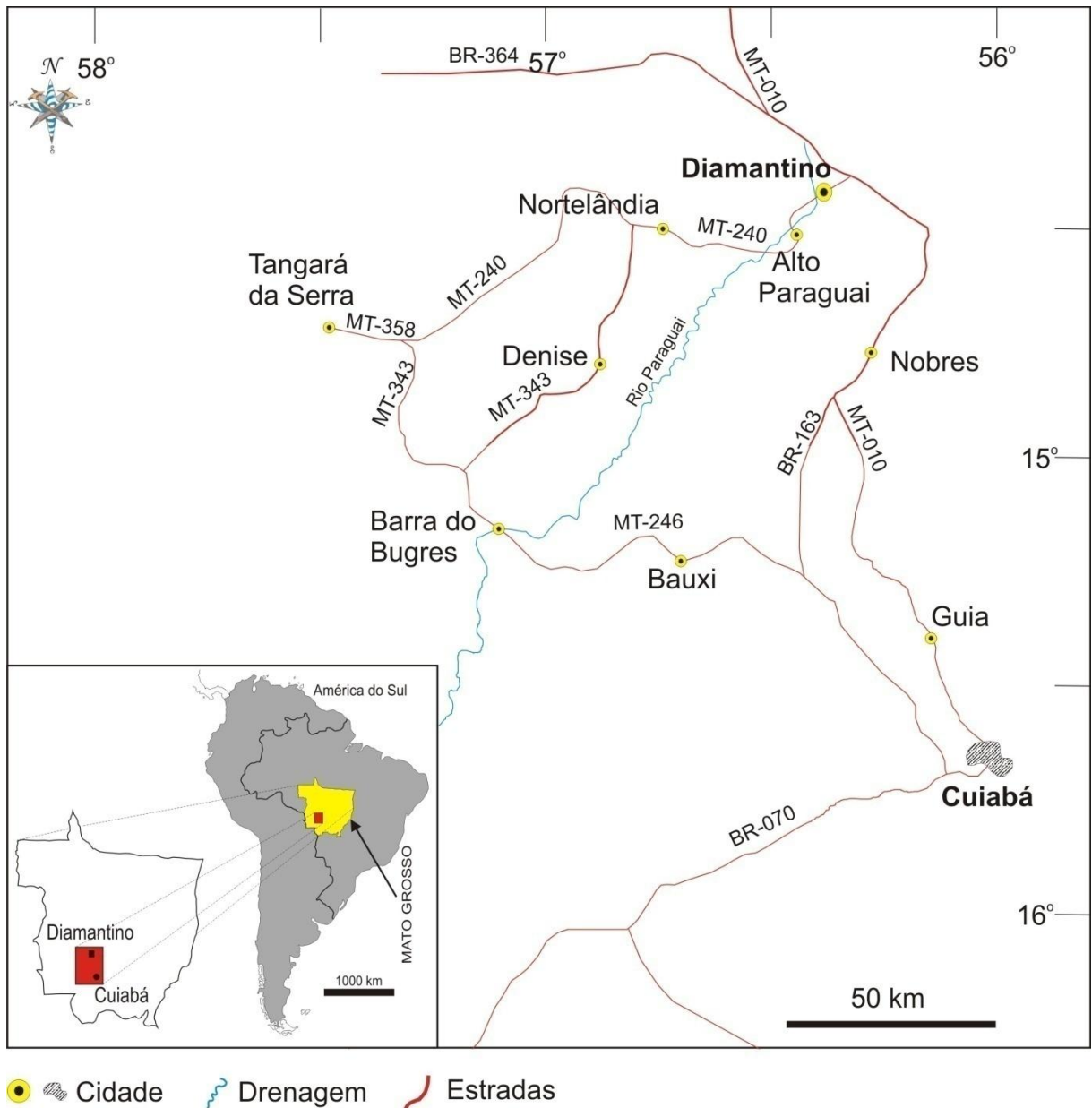
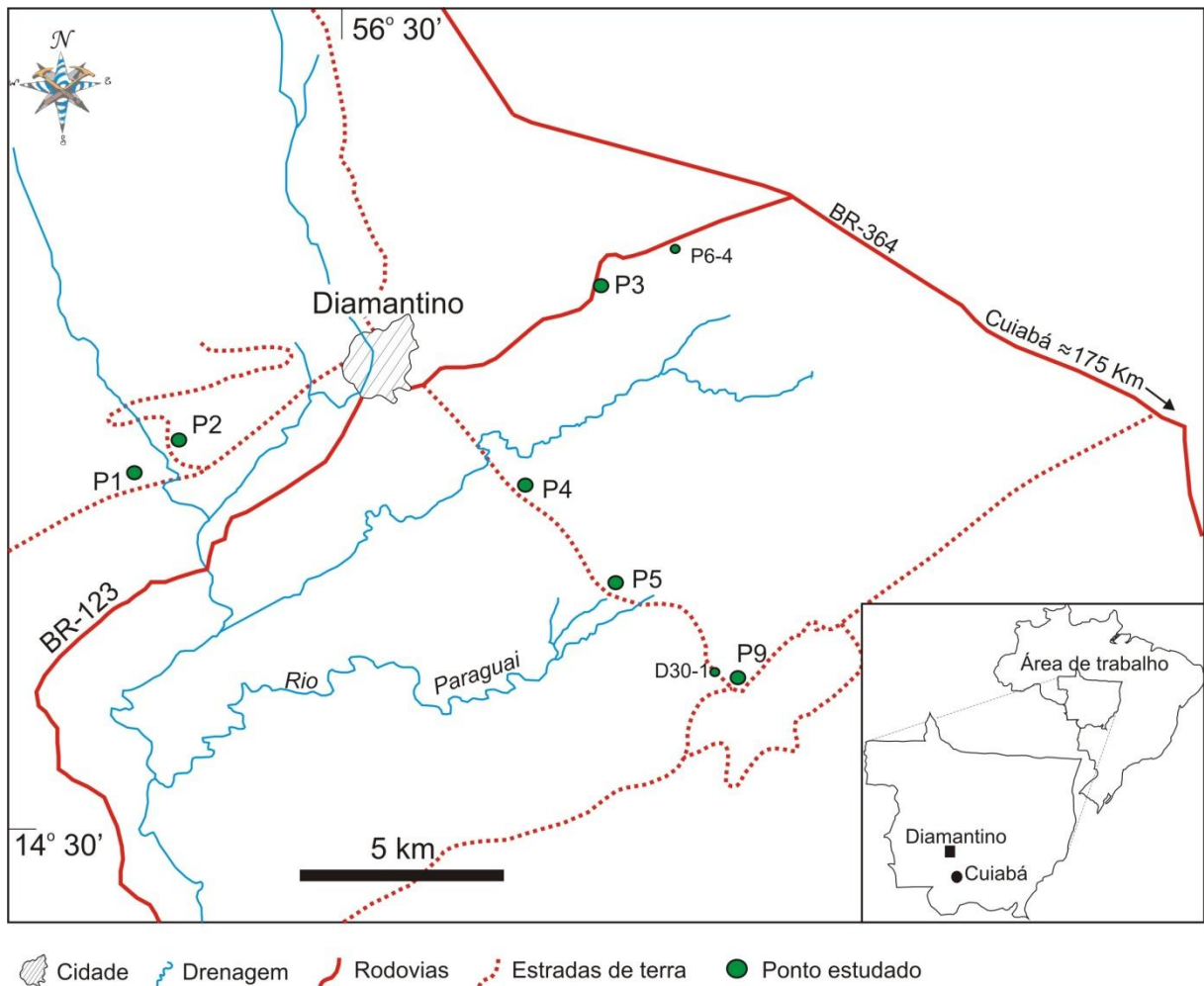


Figura 2 – Mapa de localização da região de Diamantino e dos pontos estudados.



Fonte: Modificado de (SILVA JUNIOR, 2009).

1.3 OBJETIVOS

O objetivo desse trabalho é definir as prováveis áreas-fonte da Formação Diamantino utilizando os dados de paleocorrentes fornecidos Silva Júnior. (2009), datação geocronológica de zircão detrítico, determinação das assembléias de minerais pesados e petrografia dos arenitos. Tem como objetivos específicos:

- i) Integração dos dados de datação geocronológica de zircão detrítico e análise de paleocorrente em Silva Júnior (2009), Bandeira et al. (2012) e trabalho de iniciação científica sobre a petrografia e proveniência da Formação Diamantino (PIBIC/CNPq) concluído e apresentado no XXI Seminário de Iniciação Científica em meados de 2010;

- ii)* Determinação das assembléias de minerais pesados dos arenitos da Formação Diamantino;

- iii)* Descrição petrográfica sob microscópio óptico dos arenitos da Formação Diamantino com o intuito de discutir os processos diagenéticos atuantes nestas rochas e, conseqüentemente, a classificação petrográfica segundo Folk (1974);

- iv)* Determinação de áreas prováveis como fonte da sedimentação que deu origem à Formação Diamantino.

2 METODOLOGIA

Os dados de paleocorrentes, assim como as amostras foram coletados durante os trabalhos de campo feitos por José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior, durante o programa de doutorado. As amostras coletadas foram separadas em função das diferentes fácies e posicionadas nos perfis estratigráficos das regiões de Diamantino. Neste trabalho foram feitas as seguintes fases:

- i)* Levantamentos bibliográficos referentes a geologia da região Centro-oeste do Brasil, com ênfase na Faixa de Dobramentos Paraguai, grupos Araras e Alto Paraguai, mas principalmente na Formação Diamantino, aqui, como objeto de estudo;
- ii)* Descrição petrográfica sob microscópio óptico de 20 seções delgadas dos arenitos. Foi feita a contagem de 300 pontos em cada lâmina dos componentes do arcabouço rochoso. Determinação das fases diagenéticas seguindo as recomendações de Choquete e Pray (1970) e Schmidt e McDonald (1979). As análises petrográficas foram realizadas no laboratório de petrografia sedimentar do Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia da UFPA;
- iii)* Separação de minerais pesados e concentração de zircão detrítico para análise geocronológica. As amostras foram desagregadas em graal e pistilo de ágata (Figura 3A), pesadas (mínimo em 100g), e peneiradas nas frações 0,062-0,125mm e 0,125-0,250mm (Figura 3B). A separação e a identificação de minerais pesados foram realizadas no Laboratório de Sedimentologia e Minerais Pesados da Universidade Federal do Pará (UFPA). Na concentração dos minerais pesados utilizou-se o bromofórmio (CHBr_3), de densidade de 2,89g/ml (Figura 4). Foram confeccionadas duas lâminas de minerais pesados, quando possível, por amostra, através da mistura destes com resina especial (araldite e endurecedor) que ao serem analisadas, forneceram as propriedades ópticas (birrefringência, cor, pleocroísmo, índice de refração, alongação, extinção) e físicas (relevô, clivagem e morfologia) de cada mineral. A identificação dos grãos foi realizada ao microscópio petrográfico binocular Zeiss modelo Axiolab do laboratório Grupo de Análise de Bacias Sedimentares da Amazônia (GSED) da UFPA. Foram contados para avaliação quantitativa, quando possível, 100 a 200 ou mais grãos de minerais

transparentes não micáceos e os minerais de ocorrência inferiores a 1% foram, por vezes, considerados traços;

- iv) A classificação petrográfica dos arenitos foi realizada com base no modelo de Folk (1974), onde as percentagens de quartzo, feldspato, fragmento de rocha e matriz, determinaram o tipo de rocha (Figuras 5 e 6);
- v) A diagênese é o processo que se inicia logo após a deposição dos sedimentos e termina no começo do campo metamórfico. Durante este processo ocorrem transformações em muitos minerais de acordo com o aumento da pressão e da temperatura, bem como a percolação de fluidos. A análise com relação aos aspectos diagenéticos tem como objetivo tentar entender os eventos ocorridos após a deposição dos sedimentos, para contar a história diagenética dos depósitos (TUCKER, 1985; DE ROS; MORAES, 1984). A discussão quanto a evolução diagenética foi realizada com base nos trabalhos de De Ros e Moraes (1984) e De Ros e Cesero (1986), observando as três subdivisões principais do campo diagenético (eodiagênese, mesodiagênese e da telodiagênese) (HOUSEKNECHT, 1984; WARD; BEUTNER, 1984; BURLEY; KANTOROWICZ, 1986; HOUSEKNECHT, 1988).

Figura 3 – Desagregação e peneiramento das amostras. A) Graal e pistilo de ágata, utilizados nas desagregações das amostras; e B) Peneiramento das amostras nas malhas 0,062-0,125mm e 0,125-0,250mm.



Figura 4 – Separação e concentração de minerais pesados utilizando-se bromofórmio.

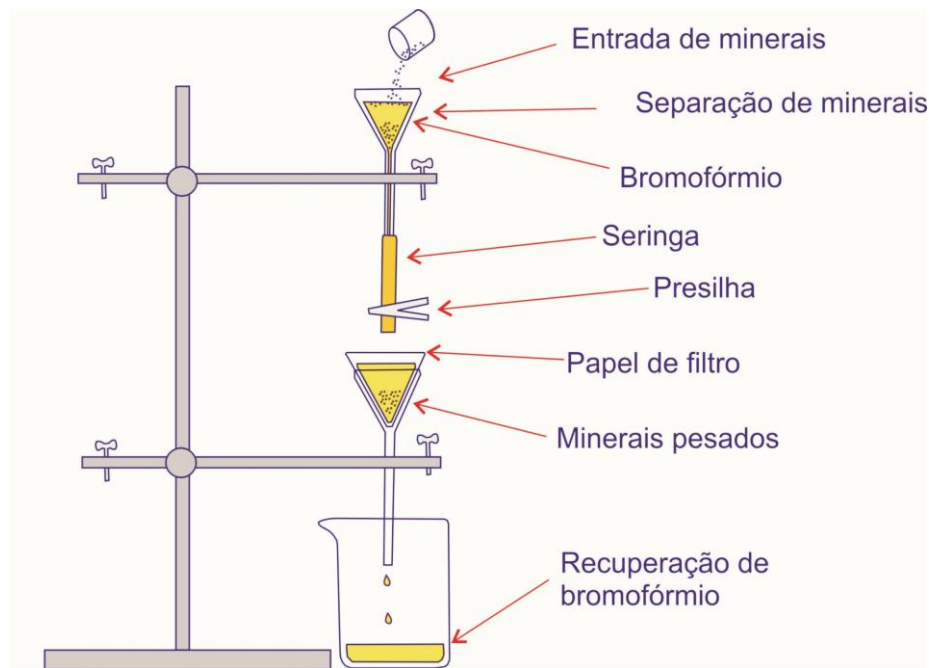
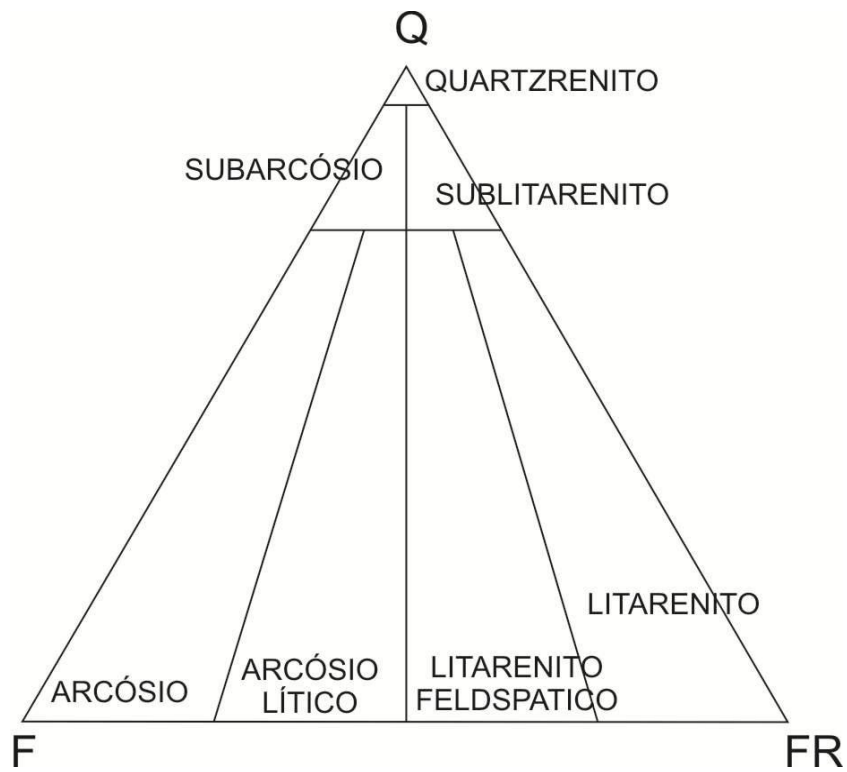


Figura 5 – Modelo de classificação petrográfica. Q = quartzo; F = feldspato; FR = fragmento de rocha.



Fonte: Folk (1974)

Figura 6 – Classificação de arenitos com mais de 15% de matriz.



3 GRUPO ALTO PARAGUAI

3.1 TRABALHOS ANTERIORES

Almeida (1964) relacionou ao Grupo Alto Paraguai a ocorrência de um único pacote de rochas pré-silurianas siliciclásticas localizadas ao sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Setentrional, e propôs a seguinte classificação estratigráfica para o Grupo: formações Raizama (pelitos e arenitos finos a grossos), Sepotuba (folhelhos e arenito fino) e Diamantino (pelitos, siltitos e arenitos). Além disso, reconheceu os arenitos pertencentes a base do Grupo Alto Paraguai sobrepostos aos calcários do Grupo Araras.


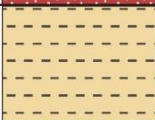
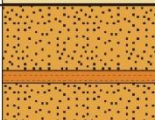
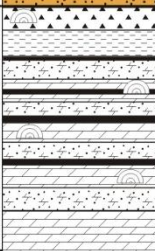
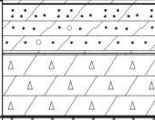
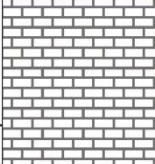


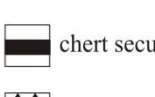
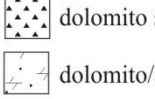
Com base em datações do Granito São Vicente (± 500 Ma), Hennies (1966), admitiu que o Grupo Alto Paraguai originou-se no final da Orogenia Baikaliana, no Cambriano inferior. Figueiredo e Olivatti (1974) e Luz et al. (1978, 1980) excluíram a Formação Sepotuba do Grupo Alto Paraguai e acrescentaram na base deste grupo as formações Puga e Araras, juntamente com as formações Raizama e Diamantino, no topo. Posteriormente, Barros e Simões (1980) acrescentaram ao Grupo Alto Paraguai as formações Puga e Araras e na base desse Grupo a Formação Bauxi e recolocaram a Formação Sepotuba entre as formações Raizama e Diamantino. Del'Arco et al. (1981, 1982) posicionaram a Formação Sepotuba no topo do Grupo Alto Paraguai. Almeida (1984) eliminou a Formação Sepotuba de sua nova proposta para a Faixa Paraguai, incluindo apenas as formações Raizama e Diamantino no Grupo Alto Paraguai. Alvarenga (1988) classificou a Formação Sepotuba tão somente como uma fácies da Formação Diamantino. Os autores seguintes denominaram as formações do Grupo Alto Paraguai como unidades detríticas incluídas numa Sequência Superior (ALVARENGA; SAES, 1992; ALVARENGA; TROMPETTE, 1993, 1994). Nogueira et al. (2003, 2007) mostram propostas com algumas indicações paleoambientais modificadas de Almeida (1964). Alvarenga et al. (2007) e Figueiredo et al. (2008) tem proposto uma nova unidade a Formação Serra Azul na base do Grupo Alto Paraguai. Esta unidade seria formada por diamictitos e siltitos de até 300 m de espessura, considerada como relacionada à Glaciação Gaskier (580 Ma). Entretanto, Silva Júnior (2011) relata que a Formação Serra Azul seriam colúvios e pedimentos que estão em um vale na base da denominada Serra Azul repleto de fragmentos de unidades da Faixa Paraguai e que na parte inferior da chamada Formação Serra Azul, os diamictitos glaciais parecem ser estes colúvios ou pedimentos que se distribuem sobre a fácies de pelitos com clastos de arenito do membro inferior da Formação Raizama proposta por este mesmo autor.













3.2 LITOESTRATIGRAFIA

Segundo Silva Júnior (2011), o Grupo Alto Paraguai (Figura 7) é subdividido em três formações: 1) Raizama, que consiste de argilitos e siltitos arroxeados e bege com seixos dispersos, arenitos finos a médios com tons de marrom, amarelo e vermelho com ausência de recobrimento pelítico localmente, e arenito médio a grosso vermelho claro com ausência de pelitos; 2) Sepotuba, composta por pelito laminado e subordinadamente arenito fino de bege a cinza escuro, localmente são descritos dolomitos finos com pseudomorfos evaporíticos, gretas de contração e estromatólitos; 3) Diamantino, constituída por pelitos laminados bege, roxo e vermelho e arenitos fino a médio com tons vermelho-arroxeados com localizadas gretas de contração.

O ambiente deposicional do Grupo Alto Paraguai variou de uma plataforma marinha profunda *offshore*, plataforma marinha rasa influenciada por onda/maré e depósitos de intermaré/supramaré, depósitos de plataforma rasa influenciado por ondas de tempestade, ambientes de sabkha, planície de maré e fluvial entrelaçado (formações Raizama e Sepotuba) para depósitos turbidíticos, prodelta lacustre e frentes deltaicas (Formação Diamantino) (SILVA JÚNIOR, 2011).

Figura 7 – Coluna litoestratigráfica mostrando as rochas siliciclásticas pertencentes ao Grupo Alto Paraguai sobrepondo as sucessões carbonáticas do Grupo Araras. Dados de idade fornecidos por datação de zircão detritico (BANDEIRA et al., 2012).

Idade		Litoestratigrafia					
PZ	Cambriano ?	<660±60 Ma ¹	Grupo Alto Paraguai	Formação Diamantino		Arenito e pelito	Sistema deltaico e mar restrito
		<563±20 Ma ²		Formação Sepotuba		Pelito, folhelho e arenito	Plataforma dominada por tempestade
NEOPROTEROZOICO	EDIACARANO		Grupo Araras	Formação Raizama		Arenito fino a médio, pelito e carbonato silicificado	Plataforma influenciada por tempestade e maré
				Formação Nobres		Dolomito arenoso, conglomerado, pelito e arenito <i>boundstone</i> microbial, carbonatos silicificados e evaporitos dolomitizados	Planície de maré árida e sabkha
				Formação Serra do Quilombo		Dolomito fino, brecha suportada por matriz, brecha com dolomita espática e dolomito arenoso	Plataforma rasa a moderadamente profunda e talude
				Formação Guia		Calcário fino betuminoso, folhelho, calcário cristalino rico em cimento (<i>cementstone</i>)	Plataforma profunda anóxica
				Fm. Mirassol d'Oeste		Dolomitos rosados e microbialitos	Plataforma profunda supersaturada em CaCO ₃ e talude
				Capa Carbonática			
				Formação Puga		Diamictitos e siltitos seixosos	Glacial
				Formação Puga			

 dolomito betuminoso	 dolomito arenoso e brecha com matriz-suportada	 chert secundário	 pelito
 dolomito	 brecha com cimento de dolomita espática	 dolomito silicificado	 arenito
 diamictito	 calcário/folhelho betuminoso	 dolomito/arenito	 estromatólito

PZ - Paleozóico

Fonte: Modificado de Nogueira (2003) e Bandeira et al. (2012).

3.3 FORMAÇÃO DIAMANTINO

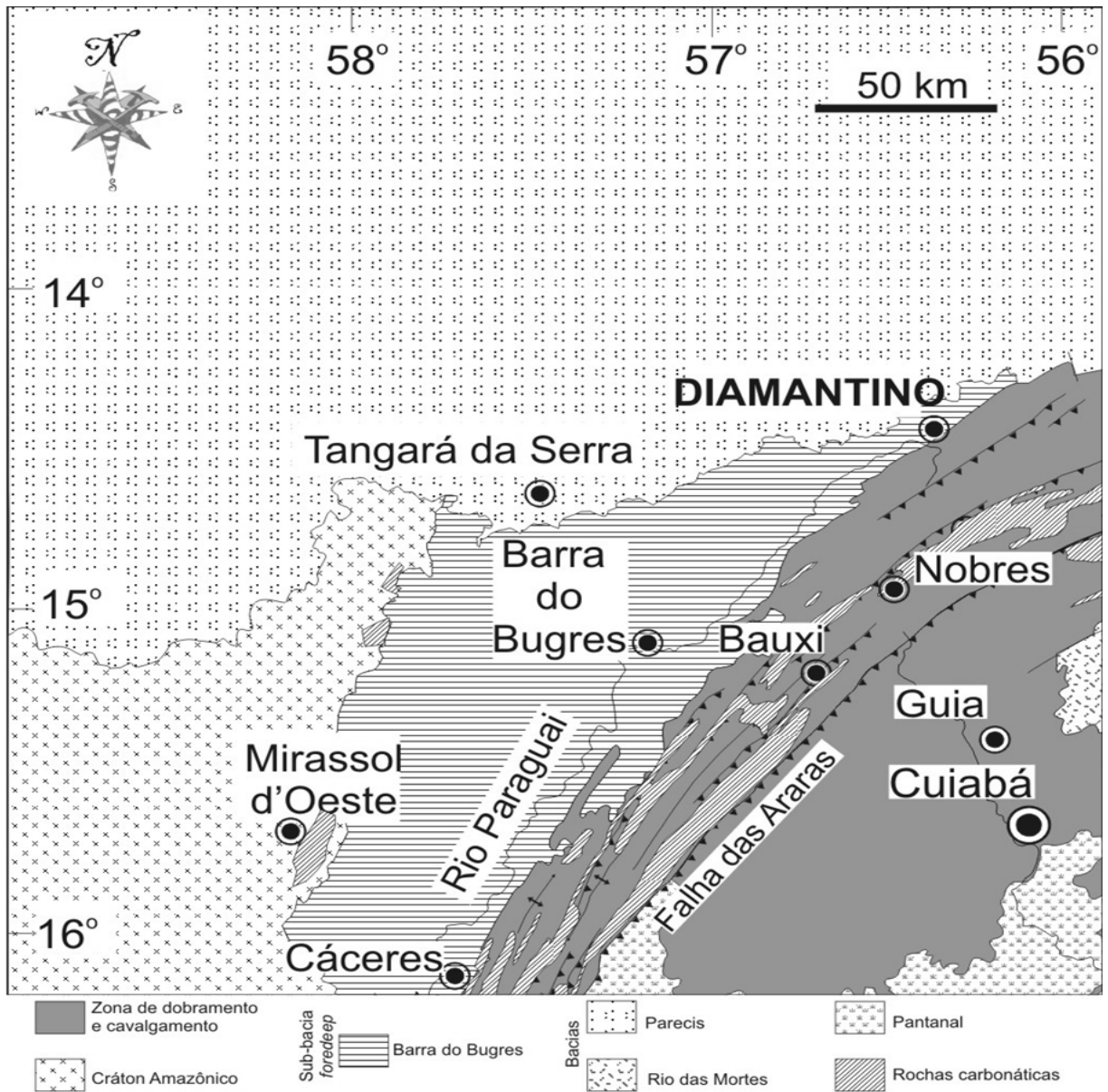
A Formação Diamantino é a unidade mais extensa e espessa do Grupo Alto Paraguai, alcançando os limites com a parte sul da Faixa Araguaia, no estado do Pará (ALMEIDA,

1964), e que de acordo com Silva Júnior (2011) tal Formação alcançaria uma espessura de aproximadamente 1710 m, dividida em membro inferior (120 m), membro intermediário (1470 m) e membro superior (120 m). Além disso, é notória a predominância de rochas pelíticas intercaladas com arenitos finos. Os depósitos da Formação Diamantino exibem cor vermelha arroxeadada, típicas de *red beds* (Cf. TUCKER, 1992), possuem arenitos com coloração esverdeada, esta associada a cimento de calcita que também preenche veios, vênulas, fraturas e porosidade de tais arenitos.

Dados obtidos por análise de $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ de zircão detrítico da Formação Diamantino, sugerem uma idade mínima de deposição após 541 ± 7 Ma, indicando que a sedimentação do Grupo Alto Paraguai se estendeu, pelo menos, até o Cambriano inferior (BANDEIRA et al., 2012).

A Formação Diamantino representa uma sucessão sedimentar posterior a formação da Faixa Paraguai Norte. A determinação dos ambientes lacustre e flúvio-deltaico fornecem subsídios para a individualização das sub-bacias *foredeep*, sub-bacia Barra do Bugres (Figura 8), no modelo de bacia *foreland*, formadas no fechamento do mar Sepotuba, relacionada à colisão dos blocos Amazônia e Paranapanema (SILVA JÚNIOR, 2009). Os depósitos da Formação Diamantino representariam o confinamento do mar Sepotuba que levou a formação de lagos e/ou mares restritos, e que eram supridos por sedimentos flúvio-deltaicos, advindos das áreas soerguidas pela colisão dos blocos, provavelmente à sudeste (SILVA JÚNIOR, 2009; BANDEIRA et al., 2012). Esta unidade registra em seus depósitos um fechamento oceânico após a colisão dos blocos Amazônia e Paranapanema, durante a orogenia Pampeana-Araguaia (520-500 Ma) (TRINDADE et al., 2006).

Figura 8 – Estruturação tectônica e litológica da Faixa Paraguai Norte, destaque para a área de estudo localizada na região de Diamantino.



Fonte: Modificado de (NOGUEIRA, 2003)

3.3.1 Fácies e associação de fácies da Formação Diamantino

Este trabalho toma como base as interpretações de fácies e associação de fácies proposta por Silva Júnior (2009) e Bandeira et al. (2012). Segundo os autores foram descritas sete fácies e três associações de fácies, conforme a tabela 1 e a figura 9 mostra a distribuição geográfica e estratigráfica das associações de fácies da Formação Diamantino em um perfil horizontal NW-SE.

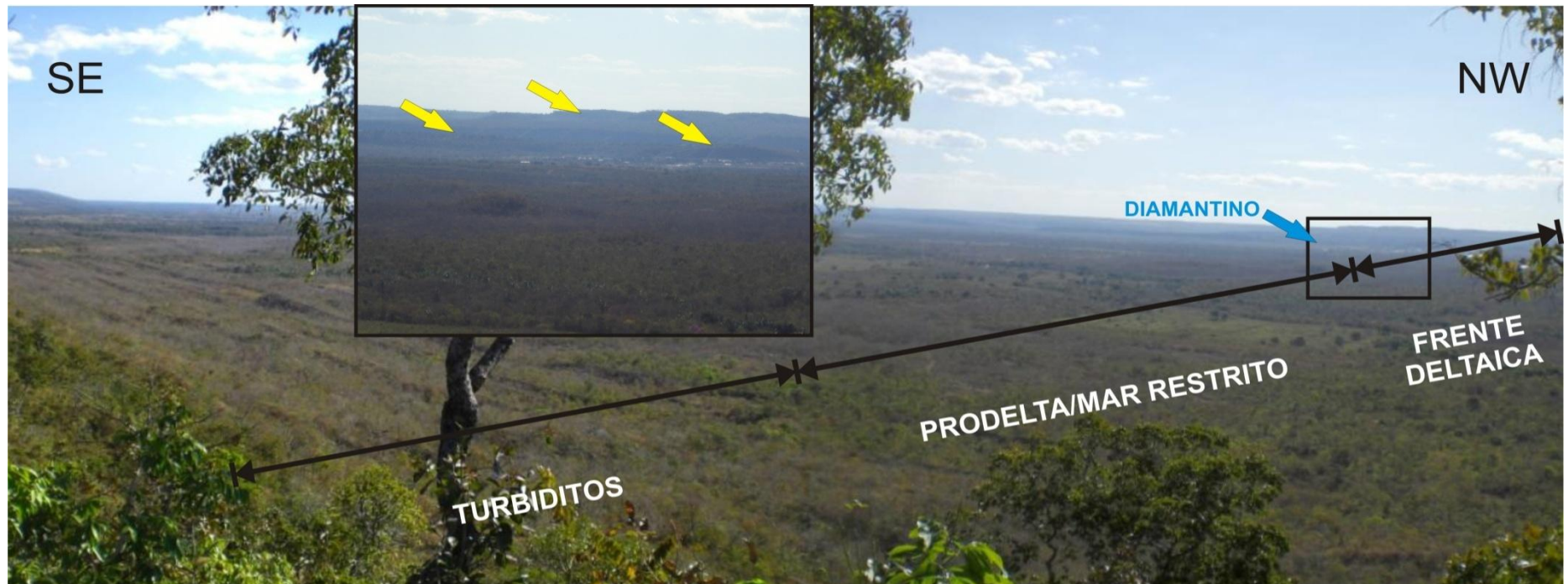
Os perfis estudados juntamente com as amostras dos arenitos analisados são mostrados na figura 10.

Tabela 1 – Fácies e processos sedimentares da Formação Diamantino, região de Diamantino.

	FÁCIES	DESCRIÇÃO	PROCESSOS DEPOSICIONAIS	ASSOCIAÇÃO
D	Arenito com laminação paralela	Arenito fino com laminação plano-paralela intercalado com siltitos	Migração de barras arenosas em regime de fluxo superior	Turbiditos distais
	Arenito/siltito com acamamento ondulado	Bem selecionado, arenito fino e siltito com laminação cruzada, por vezes, com laminação cruzada cavalgante	Alternância da deposição por suspensão e tração associada com a migração de pequenas formas de leito	
	Arenito laminado	Arenito fino, bem selecionado com laminação plano-paralela e lineações de partição abundantes	Deposição em regime de fluxo superior (<i>flat bed</i>)	
I	Siltito/argilito laminado	Pelitos com laminação plano-paralela	Deposição por suspensão em ambiente de baixa energia.	Prodelta / Mar restrito
	Siltito ondulado	Laminação cruzada e marcas onduladas	Migração de marcas onduladas por corrente.	
A	Arenito maciço/deformado	Arenito fino, bem selecionado com laminação convoluta, estratificação cruzada deformada e sem estrutura	Deformação plástica por deposição rápida de sedimentos saturados em água, com intensa liquefação com obliteração de estruturas primárias.	Frente deltaica
	Arenito com estratificação cruzada e geometria de lobo sigmoidal	Arenito fino, bem selecionado com sets de estratificação cruzada sigmoidal a tangencial refletindo externamente geometria lobada. Presença de abundantes superfícies de reativação	Deposição por desaceleração de fluxo associado a altas taxas de sedimentação sob regime superior a inferior.	

Fonte: Silva Júnior (2009) e Bandeira et al. (2012).

Figura 9 – Distribuição geográfica das associações de fácies da Formação Diamantino. A seta azul indica a localização da cidade de Diamantino e as setas amarelas apontam para lobos deltaicos da associação de frente deltaica que se encontram nos arredores da cidade. As porções mais elevadas topograficamente na área abrangida pelos turbiditos são camadas de arenitos intercalados a pelitos. As relações estratigráficas são mostradas também no perfil horizontal da área de estudo (modificado de BANDEIRA et al., 2012).






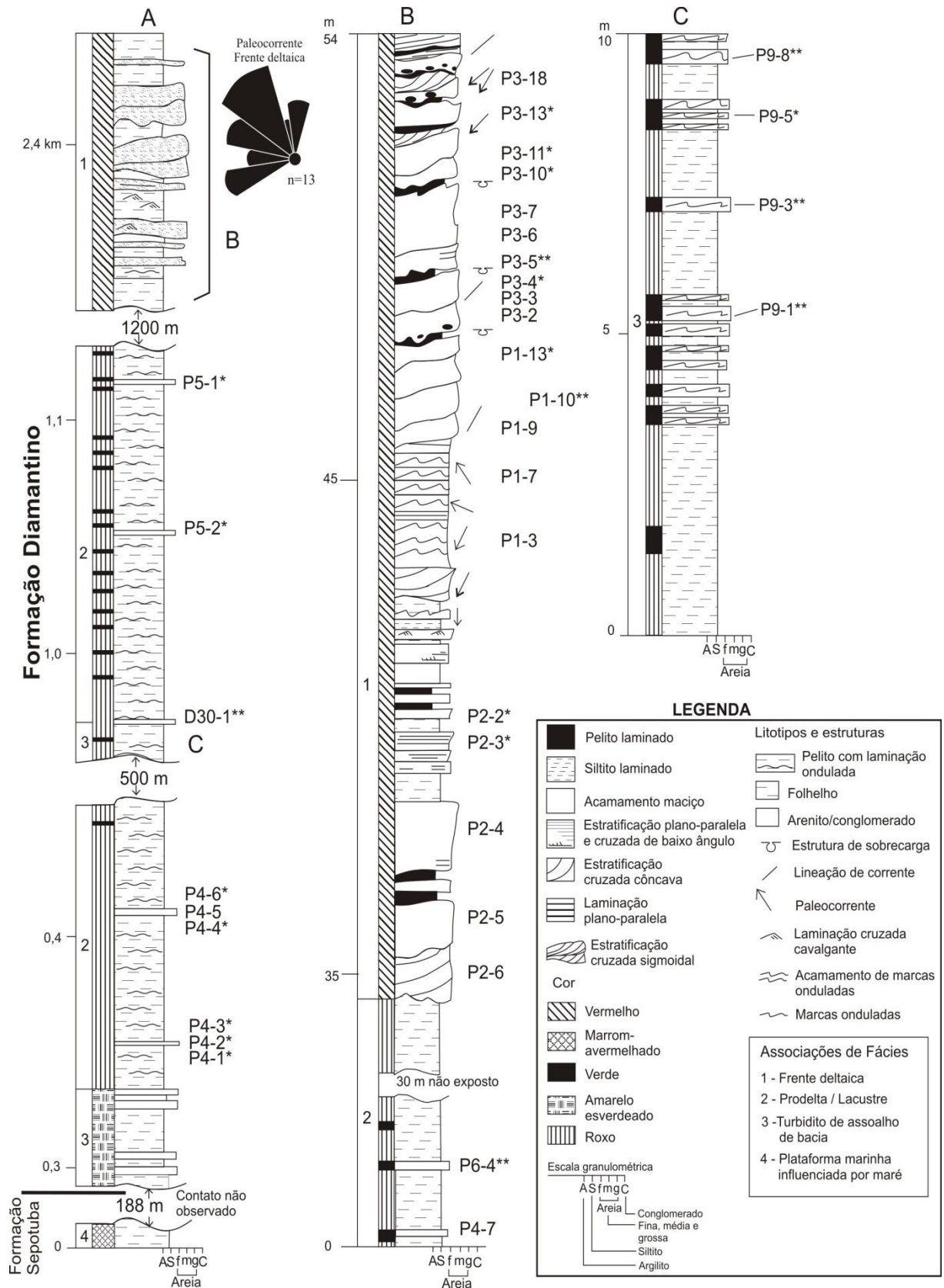
-  Frente deltaica
-  Prodelta/mar restrito
-  Turbiditos



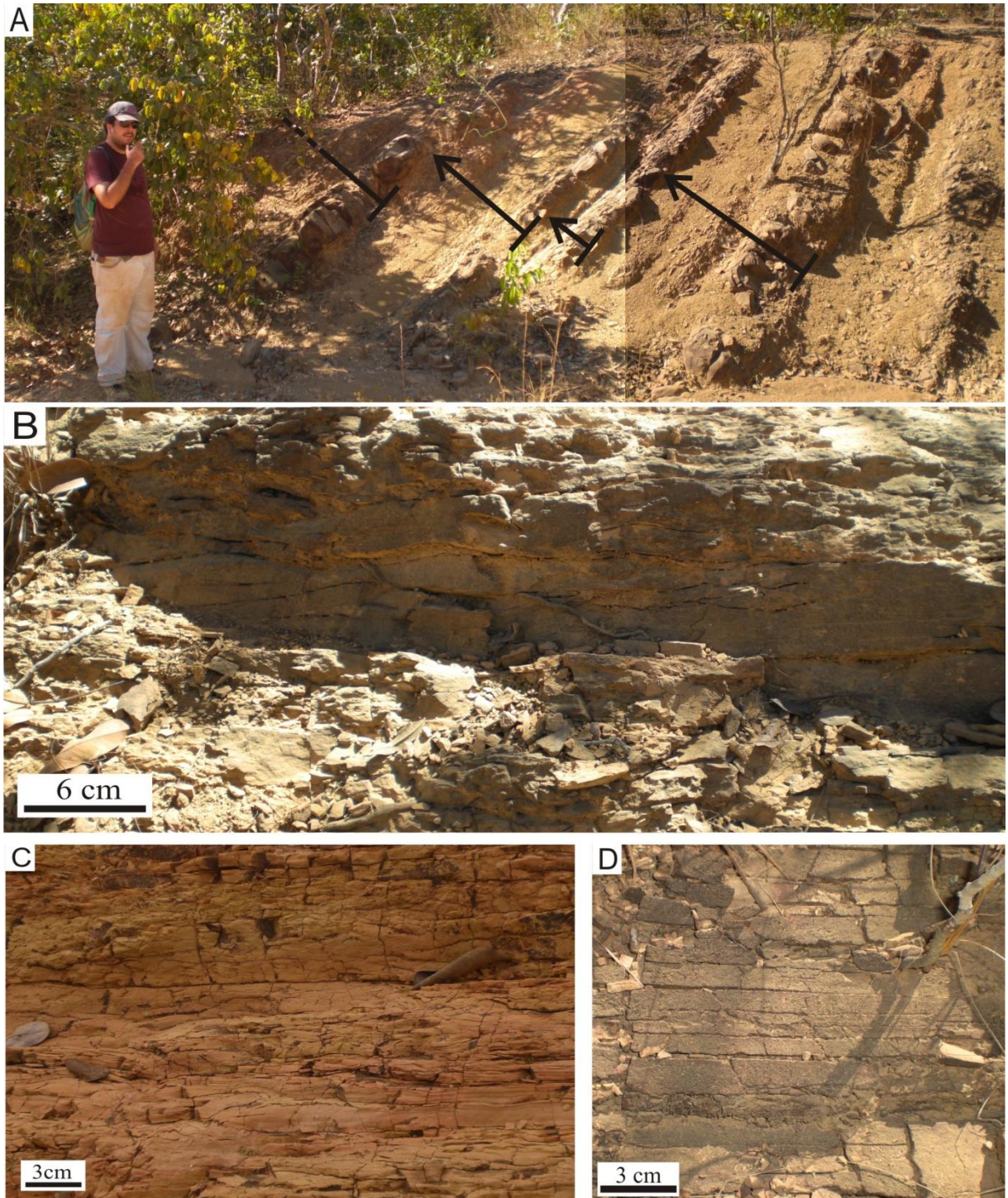
Figura 10 – Perfis estudados da Formação Diamantino e suas respectivas amostras analisadas. As amostras com * são de minerais pesados, com ** são de minerais pesados e lâmina delgada de arenito e as sem asterisco são apenas de lâminas delgadas de arenito.



3.3.1.1 Associação de fácies turbiditos distais

Segundo Bandeira et al. (2012) os depósitos turbidíticos são caracterizados pela monotonia, arenitos finos, siltitos e, subordinadamente, argilitos que são lateralmente contínuos por dezenas de quilômetros. A fácies alcança 30m de espessura apresentando estruturas sedimentares como acamamento ondulado e laminação cruzada cavalgante desenvolvidas em arenitos e siltitos (Figura 11). Os arenitos também exibem laminação plano-paralela (Figura 11C), acamamento maciço, marcas onduladas, lineações de partição e estruturas de sobrecarga. As litofácies são organizadas em ciclos métricos (0,5 m a 6 m de espessura) granodecrescentes ascendentes e com espessamento ascendente (Figura 11A). Cada ciclo é composto de: 1) arenito de granulometria fina e, subordinadamente, arenito médio com acamamento gradacional; b) arenito com estratificação plano-paralela, 3) arenito de granulometria fina com laminação cruzada e acamamento ondulado (Figura 11B e 11D), 4) arenito e silito com laminação plano-paralela e, às vezes, 5) argilito laminado. As litofácies de depósitos inferiores da Formação Diamantino definem partes de um turbidito clássico da Sequência de Bouma, mas as unidades basais de alta energia da Sequência são apenas esporadicamente desenvolvidas, definindo essas rochas como turbiditos distais, depositados em ambientes de baixa energia. A extensão destes depósitos é quilométrica e sugere uma bacia plana e relativamente profunda, que é interpretado como um lago tectônico ou mar restrito.

Figura 11 – Aspectos estruturais e litológicos da associação de fácies turbiditas de assoalho de bacia (distais). A) Ciclos granodécrescentes ascendentes e com espessamento ascendente das camadas de pelito; B) Arenito fino/siltito com acamamento ondulado; C) Arenito com laminação plano-paralela; e D) Arenito com estratificação cruzada de baixo ângulo intercalado a siltito.



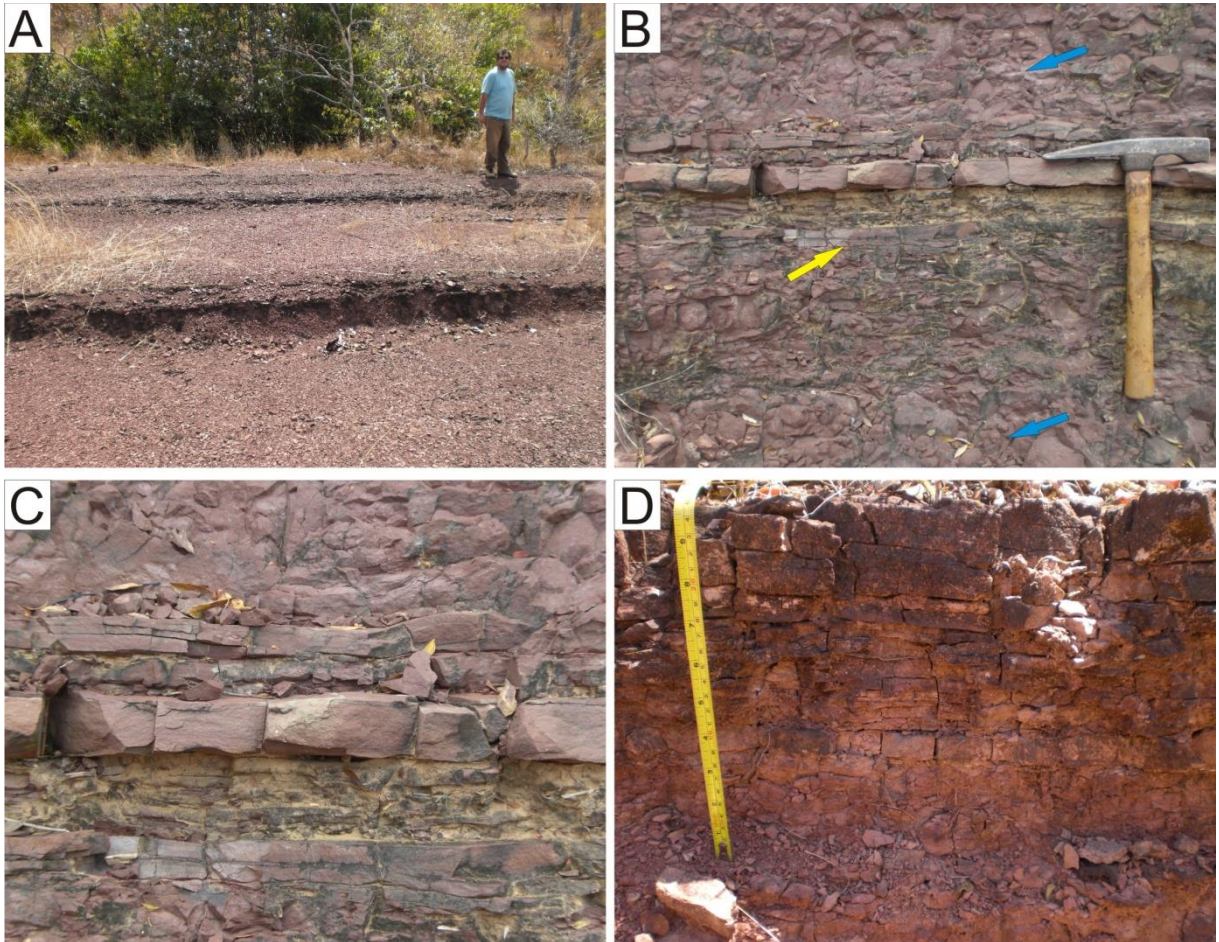
3.3.1.2 Associação de fácies prodelta/ mar restrito

A predominância de siltitos laminados caracteriza a associação de fácies que alcança mais de 1 km de espessura. Esta unidade, mapeada na região de Diamantino, caracteriza-se por arenitos finos e siltitos, além de pelitos subordinados, alcançando 30 m de espessura de coloração vermelha arroxeadada (Figura 12A). A estrutura sedimentar predominante nesta unidade é o acamamento de marcas onduladas/laminação cruzada cavalgante desenvolvidos tanto em arenitos finos como em siltitos (Figura 12C). Os arenitos exibem ainda estratificação plano-paralela (Figura 12B e 12D), acamamento maciço (Figura 12B), marcas onduladas no topo da camada, lineação de partição e estruturas de sobrecarga. Arenito maciço ou com estratificação plano-paralela e raramente acamamento de marcas onduladas (*ripple bedding*) que se intercalam aos siltitos sem, no entanto, desenvolver qualquer tendência granocrescente ou de espessamento ascendente.

Durante a acumulação dos siltitos laminados na sub-bacia Barra do Bugres o espaço de acomodação gerado parece ter sido significativo se considerarmos a espessura de quilômetros dos depósitos de prodelta que indica uma deposição agradante substituindo os depósitos progradantes de leques turbidíticos. A fase de agradação sugere um longo período de estagnação após a instabilidade inicial que originou os turbiditos.

Até o momento não foram encontradas nesta associação evidências que demonstrem alguma conexão com oceanos como depósitos de maré. Influxos esporádicos de areia fina com estratificação plana sugerem correntes intermitentes em regime de fluxo superior, neste ambiente de energia muito baixa. Os corpos arenosos, intercalados com pelitos laminados e ritmitos arenito/pelito, da base dos ciclos sugerem início de uma fase progradante sendo interpretados como barras distais (Cf. ELLIOT, 1986).

Figura 12 – Associação de fácies prodelta/mar restrito. A) Aspecto da associação em campo; B) Acamamento maciço (setas azuis) e laminação plano-paralela (seta amarela) em arenitos e siltitos; C) Detalhe de B), mostrando acamamento ondulado; e D) Arenito com laminação plano-paralela.



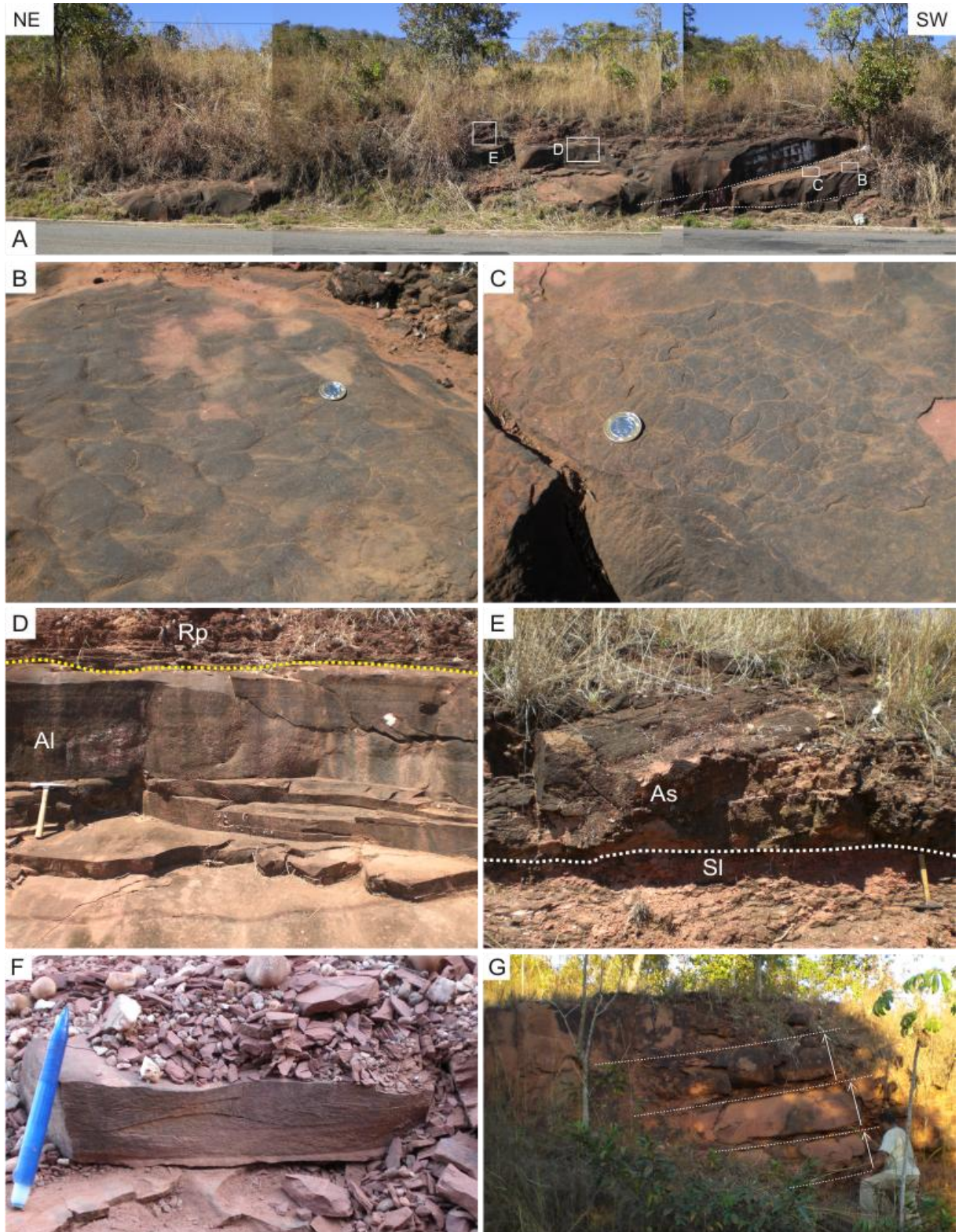
3.3.1.3 Associação de fácies frente deltaica

Representada por arenitos com grãos bem selecionados e subangulosos a subarredondados, exibem acamamento maciço, estratificações cruzada sigmoidal (Figura 13A) e plano-paralela, esta última associada à lineação de partição. Formam o topo de ciclos granocrescentes ascendentes e com espessamento ascendente de arenitos, observados no relevo da região de Diamantino (Figura 13E e 13G). Os corpos com estratificação cruzada organizam-se em camadas lenticulares ou geometria de lobos. Marcas onduladas, com cristas orientadas para SW, e lineação de partição direcionada para NE-SW, capeiam as formas lobadas às vezes, associadas com gretas de contração (Figura 13B e 13C). Os lobos apresentam espessuras de até 2m com sentido de migração para NW e SW, formam corpos amalgamados ou, às vezes, individualizados por pelitos, quando desenvolvem estruturas de sobrecarga tipo em chama e pseudonódulos, além de diques de ejeção e acamamento

convoluto. Ocorre ainda arenito com laminação planar sotoposto a arenitos com laminação ondulada laminação cruzada cavalgante (Figura 13D e 13F).

A natureza dos ciclos granocrescentes e espessamento ascendente registram o aumento gradual do conteúdo de areia típico de ambientes deltaicos (BHATTACHARYA; WALKER, 1992; COLEMAN; PRIOR, 1983; READING; COLLINSON, 1996). Fluxos fluviais com migração para NW e SW supriram os deltas que adentraram no lago/mar restrito. Os corpos de arenitos deformados foram acumulados sob condições de alto influxo de areia e instabilidades gravitacionais condizentes com depósitos de barras de desembocadura (COLEMAN, 1988; READING; COLLINSON, 1996). A desaceleração do fluxo trativo com altas taxas de suspensão explica a formação de estratificação cruzada sigmoidal com formas lobadas (RÖE, 1987). Da mesma forma, a alta pressão intersticial gerando processos de liquefação e fluidificação coaduna com a interpretação de barras de desembocadura. A amalgamação destes depósitos associada com a espessura de dezenas de metros de arenitos coaduna com um contexto proximal relacionado a uma frente deltaica. A ocorrência de gretas de contração sobre marcas onduladas às vezes, com lineação de partição sugere lâminas d'água rasa ou mesmo exposição subaérea, relacionada ao contínuo preenchimento do espaço de acomodação. Os lobos deltaicos progradam para o lago/mar e representa a última deposição da Faixa Paraguai relacionado à formação de bacias tipo *foredeep* confinadas no Cráton Amazônico.

Figura 13 – Aspectos faciológicos de frente deltaica da Formação Diamantino. A) Seção panorâmica destacando lobos deltaicos com estratificação cruzada sigmoidal (linha pontilhada); B) Marcas onduladas assimétricas; C) Gretas de contração ortogonais, aleatórias sobre marcas onduladas; D) Arenito com laminação planar (Al) sotoposto a arenitos com laminação ondulada e subordinadamente, laminação cruzada cavalgante (Rp); E) Ciclo granocrescente, base composta por siltito laminado limitado (linha pontilhada) por arenito com estratificação cruzada sigmoidal (As); F) Laminação cruzada cavalgante (climbing-ripple cross lamination); e G) Ciclos granocrescentes ascendentes e espessamento ascendente das camadas de arenito (setas brancas).



4 PETROGRAFIA DA FORMAÇÃO DIAMANTINO

Os arenitos da Formação Diamantino foram separados e classificados de acordo com as suas respectivas associações de fácies. Portanto, as amostras da associação de fácies de frente deltaica são tidas como litarenito e litarenito feldspático; as rochas da associação de prodelta/mar restrito são classificadas como sublitarenito, subarcósio e grauvacalítica; e as amostras dos turbiditos distais são subarcósio e grauvacafeldspática.

Petrograficamente, em geral, os arenitos possuem granulometria de areia muito fina a fina, com grãos moderadamente selecionados e predominantemente angulosos a subangulosos. O empacotamento é do tipo normal, na classificação de Kahn (1956), com presença de contatos planar, côncavo-convexo e suturados entre os grãos do arcabouço (Figura 24H). Devido à intensa cimentação de sílica, e posteriormente de óxido-hidróxido de ferro, é difícil observar a forma original dos grãos em algumas das amostras (Figura 24F). A maturidade mineralógica é baixa devido à presença de grãos de feldspato potássico, plagioclásio, micas deformadas e de fragmentos de rochas vulcânicas (Figuras 24 e 25). Ocorre ainda de inversão textural devido à infiltração mecânica de argilas. A composição mineralógica é bastante variada.

De um modo geral os arenitos da Formação Diamantino apresentam quartzo ocorrendo em uma variação de 41 a 83% sendo esta a principal fase detrítica da rocha. Suas formas compreendem quartzo policristalino e/ou monocristalino, com extinção ondulante. Ocasionalmente, ocorre o quartzo de veio caracterizado pela presença de inclusões fluidas orientadas, denominadas por Folk (1974) como nuvens de poeira.

Os fragmentos de rocha variam de cerca de 15 a 53% nas amostras analisadas. Predominam os fragmentos de rochas vulcânicas máficas e alcalinas (Figuras 24H e 25F). Subordinadamente ocorrem fragmentos de rochas metamórficas (Figura 24C). Os fragmentos de rocha possuem dimensão equivalente aos demais componentes do arcabouço evidenciando certa distância da área-fonte.

Os feldspatos são constituintes frequentes, com tamanho menor que o do quartzo, consistem geralmente de ortoclásio, microclínio e plagioclásios alcalinos (Figura 25D e 25H). Alguns grãos apresentam-se parcialmente intemperizados e alterados para argilominerais e/ou sericita. Os grãos de feldspato variam de 1 a 14% do arcabouço das amostras analisadas.

As micas também estão presentes no arcabouço da rocha, principalmente muscovita, em quantidade menor que 1 %.

4.1 FRENTE DELTAICA

Foram submetidas à análise microscópica treze amostras correspondentes à associação de fácies de frente deltaica, possibilitando, assim, a classificação das mesmas como arenitos do tipo litarenito (62%) e litarenito feldspático (38%) (Figura 14; Tabela 2).

Figura 14 – Plotagem dos arenitos da associação de fácies de frente deltaica em diagrama triangular Q, F e FR segundo Folk (1974). Q=quartzo, F=feldspato e FR=fragmento de rocha.

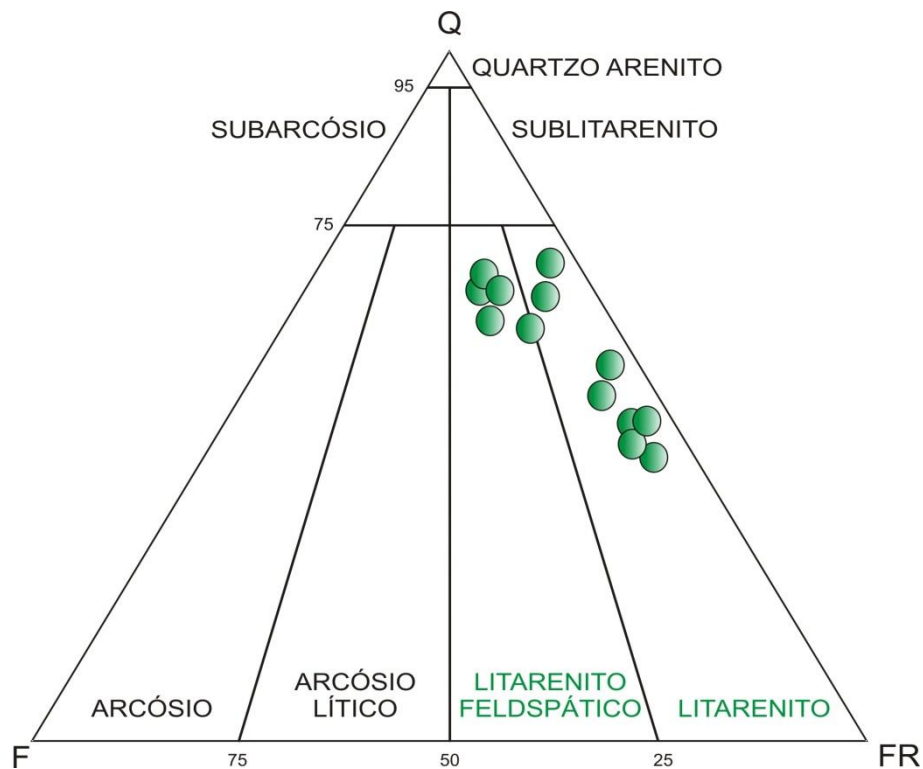


Tabela 2 – Frequência (%) dos componentes detríticos e diagenéticos dos arenitos de frente deltaica da Formação Diamantino. Qm: quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; F: feldspato monocristalino (F = plagioclásio + feldspato potássico); Ls: fragmento de rochas sedimentares; Li: fragmento de rochas ígneas; Lm: fragmento de rochas metamórficas; Mc: mica; Cs: cimento de sílica; Cf: cimento de feldspato; Ser: sericita; O-H Fe: cimento de óxido-hidróxido de ferro; e Inf. Arg: infiltração de argila.

AMOSTRAS	Qm	Qp	F	Ls	Li	Lm	Mc	Cs	Cf	Ser	O-H Fe	Inf. Arg.	Classificação	Total (%)
P1-3	30,2	15,3	4,3	9,6	10,8	-	1,5	2,8	0,4	5,6	19,5	-	Litarenito	100
P1-7	24,7	13,4	2,7	20,6	8	-	0,9	1,3	-	4,2	24,2	-	Litarenito	100
P1-9	23,4	10,9	4,8	14,6	13,4	0,8	1,5	1,8	0,3	5	23,5	-	Litarenito	100
P1-10	19,5	13,1	3,9	23,4	10,2	-	0,8	2,1	-	3,9	21,7	1,4	Litarenito	100
P2-4	18,4	9,6	3,8	21,1	14,9	0,2	2	1,8	0,6	5,3	22,1	0,2	Litarenito	100
P2-5	22,6	10,1	3,3	25,5	8,8	-	2,2	0,9	0,3	6,1	19,2	1	Litarenito	100
P2-6	24,9	7,2	5,3	29	7,6	0,4	0,2	1,2	0,2	4,4	18,7	0,9	Litarenito	100
P3-2	37,7	19,5	3,1	15,3	6,8	-	2,7	3,8	1,1	2,4	7,6	-	Litarenito	100
P3-3	36,1	17,6	11,7	12,7	7,7	-	1,6	0,4	-	7,4	3,9	0,9	Litarenito feldspático	100
P3-5	37,1	20,1	10,2	11,7	4,1	0,9	1,1	1,4	0,7	4,9	7,8	-	Litarenito feldspático	100
P3-6	36,7	18,9	9,8	12,5	6,6	0,4	0,7	1,6	0,6	5,6	6,3	0,3	Litarenito feldspático	100
P3-7	38,7	12,3	12,2	15,2	4,8	-	0,6	2,1	0,9	4,5	8,1	0,6	Litarenito feldspático	100
P3-18	33,6	16,7	9,2	15,1	8,9	0,6	-	2,6	-	3,1	10,2	-	Litarenito feldspático	100

4.1.1 Litarenito

Os litarenitos apresentam granulometria que varia de areia muito fina a areia média e, por vezes, areia grossa, moderadamente a bem selecionados, grãos predominantemente de alta esfericidade, angulosos a subarredondados, mas com crescimento secundário de sílica mascarando o grau de arredondamento dos grãos (Figura 15A e 15D).

O arcabouço dos litarenitos é composto, predominantemente, por quartzo e fragmentos rochosos e, subordinadamente, grãos de feldspato e mica (deformadas em algumas amostras, Figura 15F). O quartzo ocorre principalmente sob a forma monocristalina, mas com a presença de grãos policristalinos (Figura 15D). Os fragmentos de rochas são majoritariamente de rochas sedimentares e ígneas vulcânicas, mas com a presença de fragmentos metamórficos (Figura 15C e 15E). Os grãos formam contatos retos e pontuais, mas, por vezes, os contatos são côncavo-convexos, alguns contatos retilíneos tratam-se na verdade de contatos de compromisso.

Além da presença de cimento de sílica, nota-se cimentação por óxido-hidróxido de ferro (hematita) com proporções de até 24% (Figura 15F), cimentação por feldspato (1% do arcabouço rochoso) (Figura 15B).

4.1.2 Litarenito feldspático

Os litarenitos feldspáticos possuem granulometria que varia de areia muito fina a areia média, moderadamente a bem selecionados, grãos predominantemente com alta esfericidade, variando de subangulosos a subarredondados, mas com crescimento secundário de sílica e corrosão das bordas dos grãos por óxido-hidróxido de ferro mascarando o grau de arredondamento dos grãos

O arcabouço rochoso é composto por quartzo, fragmentos de rochas e feldspato, e em menor proporção, mica (deformadas em algumas amostras, Figura 16D, 16F e 16H). A principal forma de ocorrência de quartzo é a fase monocristalina, mas com grande quantidade de grãos policristalinos (20% da rocha) (Figura 16B). Os fragmentos de rochas são majoritariamente de rochas sedimentares e ígneas vulcânicas e, subordinadamente, fragmentos metamórficos (Figura 16A, 16C e 16E). Os grãos de feldspato ocupam cerca de

10% do arcabouço rochoso. O contato entre os constituintes da rocha é principalmente pontual e, por vezes, ocorrem contatos retos e côncavo-convexos.

Além dos constituintes primários do arcabouço, nota-se a presença de cimentação constituída de sílica (Figura 16G), autigênese de feldspato como cimento, cimentação por óxido-hidróxido de ferro (Figura 16A) e em algumas amostras ocorre ainda cimentação calcítica, mas em proporções bem menores que 1% (Figura 16B).

Figura 15 – Fotomicrografias dos litarenitos de frente deltaica. A) “Linha de sujeira” (setas amarelas) enfatizando a presença de sobrecrescimento de sílica; B) Sobrecrescimento de feldspato (linha contínua vermelha); C) Fragmento pelítico (FP) (nicóis cruzados) e no quadro verde o mesmo fragmento, mas com nicóis paralelos; D) Quartzo policristalino (QP) (nicóis paralelos) com “linha de sujeira” na borda e no quadro preto o mesmo grão sob nicóis cruzados; E) Fragmento de rocha metamórfica (quadro vermelho); e F) Mica arqueada, no quadro vermelho sob nicóis paralelos, e cimento de hematita (setas brancas).

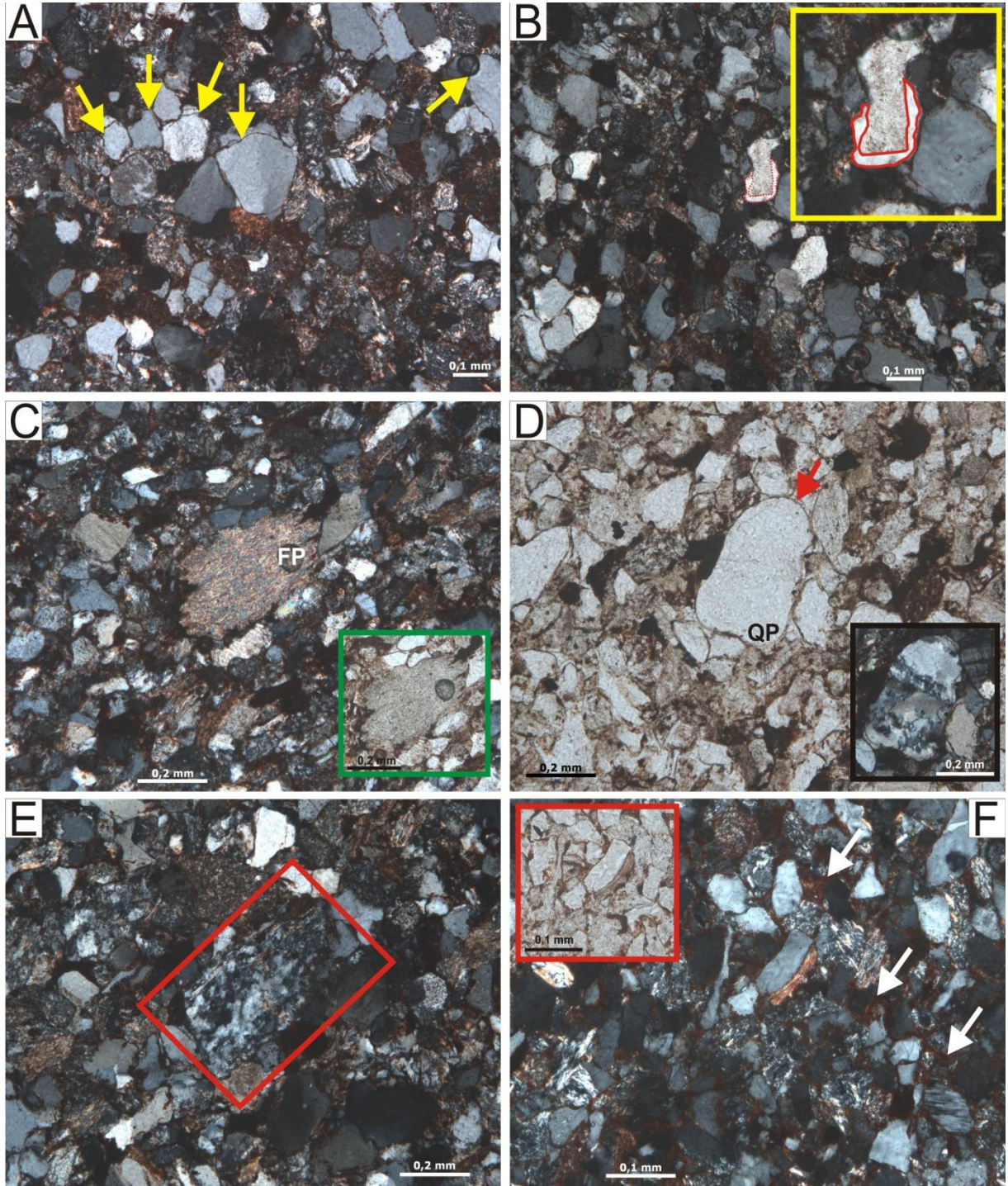
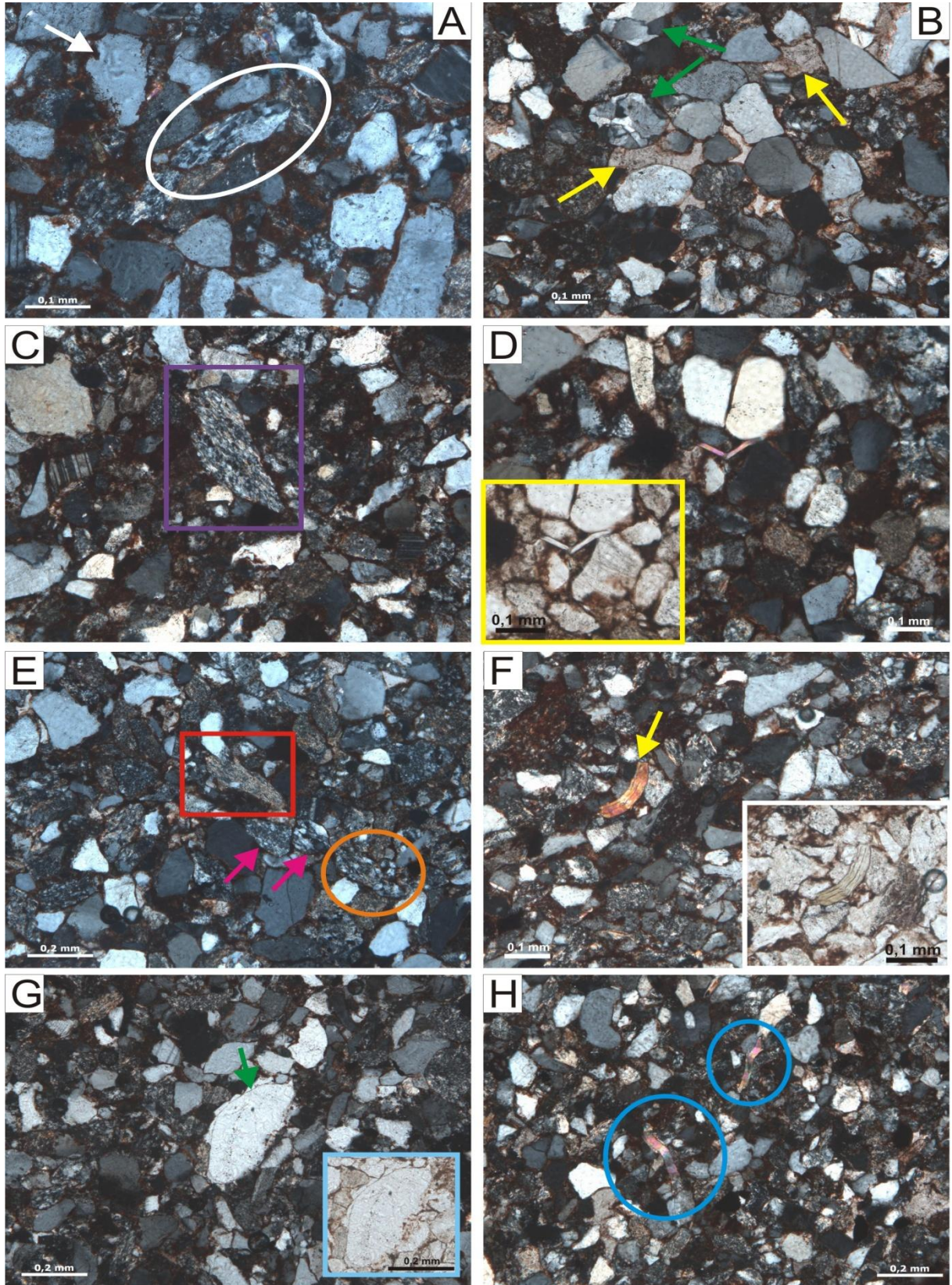


Figura 16 – Fotomicrografias dos litarenitos feldspáticos de frente deltaica. A) Fragmento metamórfico (elipse) e cimento de hematita correndo a borda dos grãos (seta); B) Cimento de calcita (setas amarelas) e grãos de quartzo policristalino (setas verdes); C) Fragmento metamórfico; D) Mica deformada (quadro amarelo sob nicóis paralelos); E) Fragmento pelítico (quadro vermelho), quartzo policristalino (setas rosas) e fragmento metamórfico (elipse); F) Mica arqueada (quadro branco em nicóis paralelos); G) “Linha de sujeira” evidenciando a antigênese de quartzo; e H) Micas sanfonadas (círculos azuis).



4.2 PRODELTA/MAR RESTRITO

Foram analisadas quatro seções delgadas referentes à associação de fácies de prodelta/mar restrito e, assim classificadas como sublarenito (50%), subarcósio (25%) e grauvacalítica (25%) (Figuras 17 e 18; Tabela 3).

Figura 17 – Plotagem dos arenitos da associação de fácies de prodelta/mar restrito em diagrama triangular Q, F e FR segundo Folk (1974). Q=quartzo, F=feldspato e FR=fragmento de rocha.

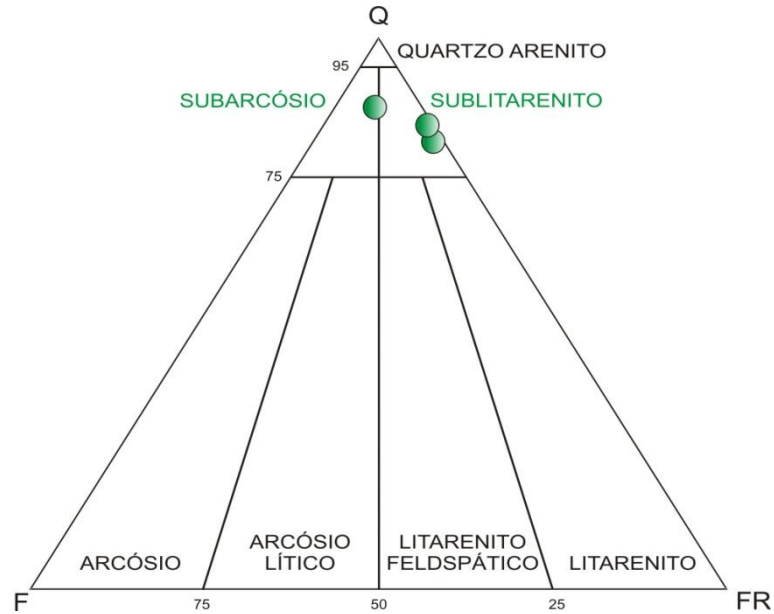


Figura 18 – Classificação de arenitos com mais de 15% de matriz pertencentes a associação de fácies prodelta/mar restrito.

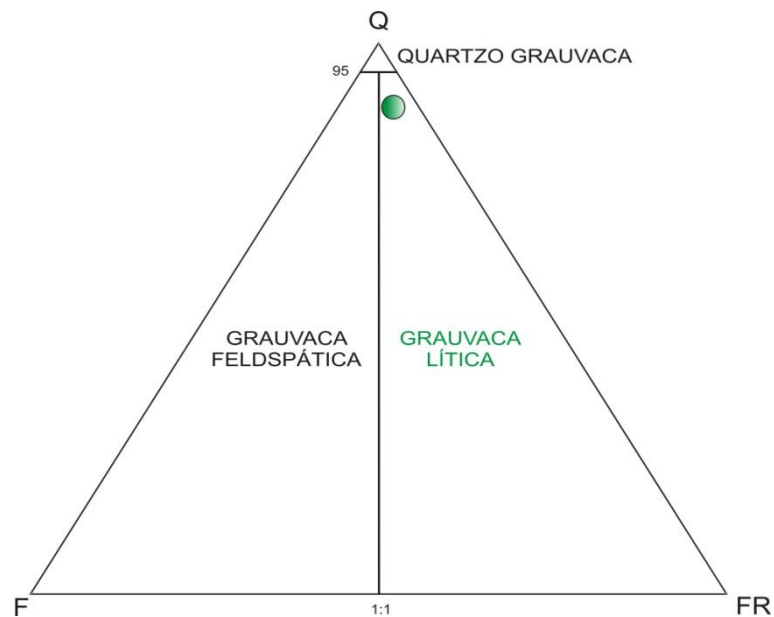


Tabela 3 – Frequência (%) dos componentes detríticos e diagenéticos das amostras de prodelta/mar restrito da Formação Diamantino. Qm: quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; F: feldspato monocristalino (F = plagioclásio + feldspato potássico); Ls: fragmento de rochas sedimentares; Li: fragmento de rochas ígneas; Lm: fragmento de rochas metamórficas; Mc: mica; Cs: cimento de sílica; Cf: cimento de feldspato; Ser: sericita; O-H Fe: cimento de óxido-hidróxido de ferro; Po: poros; Cc: cimento de calcita; e Inf. Arg: infiltração de argila.

AMOSTRAS	Qm	Qp	F	Ls	Li	Lm	Mc	Cs	Mt	Ser	O-H Fe	Po	Cc	Inf. Arg.	Classificação	Total (%)
P4-5	43,1	28,3	1,2	10,7	4,4	-	2,0	0,4	-	2,3	7,1	-	-	0,5	Sublitarenito	100
P4-7	47,2	26,5	0,8	10	3,7	-	1,7	0,9	-	1,8	7,4	-	-	-	Sublitarenito	100
P6-4	57,5	3,5	2,5	4,1	-	0,5	-	1,6	21	0,25	2,5	5,3	-	-	Grauvaca lítica	99,75
D30-1	69,7	4,5	4,8	4,35	1,35	-	0,6	-	-	2,1	7,8	0,9	2,4	-	Subarcósio	98,5

Nas amostras P6-4 e D30-1, a quantidade de minerais pesados completa 100% do total.

4.2.1 **Sublitarenito**

Os sublitarenitos apresentam granulometria que varia de areia muito fina a a areia fina, são bem selecionados, com grãos subangulosos e com alta esfericidade (Figura 19A e 19B).

Estas rochas são compostas predominantemente por quartzo e, subordinadamente, fragmentos líticos, ocorrem também grãos de feldspato e mica, mas em bem menor proporção (Figura 19F e 19H). A fase monocristalina de quartzo é a maioria na rocha, embora quartzo policristalino ocorra em quantidades apreciáveis (Figura 19D). Os fragmentos líticos são principalmente de rochas sedimentares (Figura 19C e 19E) e, por vezes, rochas ígneas vulcânicas (Figura 19G e 19H). Os contatos entre os constituintes do arcabouço rochoso são pontuais e retilíneos. A cimentação dessas rochas se dá por óxido-hidróxido de ferro (hematita) e, em menor proporção, sílica (Figura 19E).

4.2.2 **Subarcósio**

Este litotipo possui granulometria de areia muito fina, são arenitos muito bem selecionados com grãos angulosos a subarredondados e, predominantemente, com baixa esfericidade (Figura 20A e 20B).

São compostas majoritariamente por quartzo e, subordinadamente, fragmentos líticos, grãos de feldspato e sericita (deformas em algumas amostras) (Figura 20C e 20D), por vezes, a quantidade de minerais pesados é maior que 1%. O quartzo ocorre na maioria das vezes como fase monocristalina na rocha (Figura 20F), embora ocorra quartzo policristalino. Os fragmentos líticos são principalmente de rochas sedimentares (Figura 20E, 20F e 20G) e, por vezes, rochas ígneas vulcânicas. Os contatos entre os constituintes do arcabouço rochoso são predominantemente pontuais, mas com a presença de contatos retilíneos.

Ocorre cimentação dessas rochas por óxido-hidróxido de ferro (hematita) (Figura 20D) e cimento de calcita (Figura 20C). Os poros são principalmente intergranulares e agigantados.

4.2.3 **Grauvaca lítica**

As grauvacas líticas apresentam granulometria que varia de areia muito fina a fina, bem selecionados, predominantemente de alta esfericidade com grãos angulosos a

subarredondados, mas com cimentação de sílica mascarando por vezes o grau de arredondamento.

O arcabouço deste litotipo é composto, predominantemente, por quartzo e matriz e, subordinadamente, fragmentos líticos e grãos de feldspato, nessa ordem de abundância. O quartzo ocorre principalmente sob a forma monocristalina (Figura 20F), mas com a presença de grãos policristalinos. Os fragmentos rochosos são majoritariamente de rochas sedimentares e metamórficas, por vezes esses fragmentos estão intensamente alterados dificultando, assim, a sua distinção da matriz detrítica. Os grãos formam contatos pontuais, mas, por vezes, os contatos são retilíneos. A cimentação dessas rochas se dá por óxido-hidróxido de ferro (hematita) e sílica (Figura 20F e 20H). Os poros são principalmente agigantados e móldicos, mas ocorrem poros intergranulares.

Figura 19 – Fotomicrografias dos sublitanos de prodelta/mar restrito. A) e B) Aspecto geral de lâmina do litotipo; C) Fragmento de rocha pelítica (setas verdes) e cimento de óxido-hidróxido de ferro (seta preta e detalhe no quadro preto); D) Quartzo monocristalino (QM) e policristalino (QP); E) Linha de sujeira (seta azul) e fragmentos de rocha sedimentar (seta laranja) e que, por vezes, formam pseudomatriz (seta verde); F) Sericitas deformadas e não-deformadas (setas azuis); G) Fragmento de rocha vulcânica (seta amarela, nicóis paralelos); e H) Fotomicrografia com nicóis cruzados, fragmento vulcânico (seta amarela) e plagioclásio (setas vermelhas).

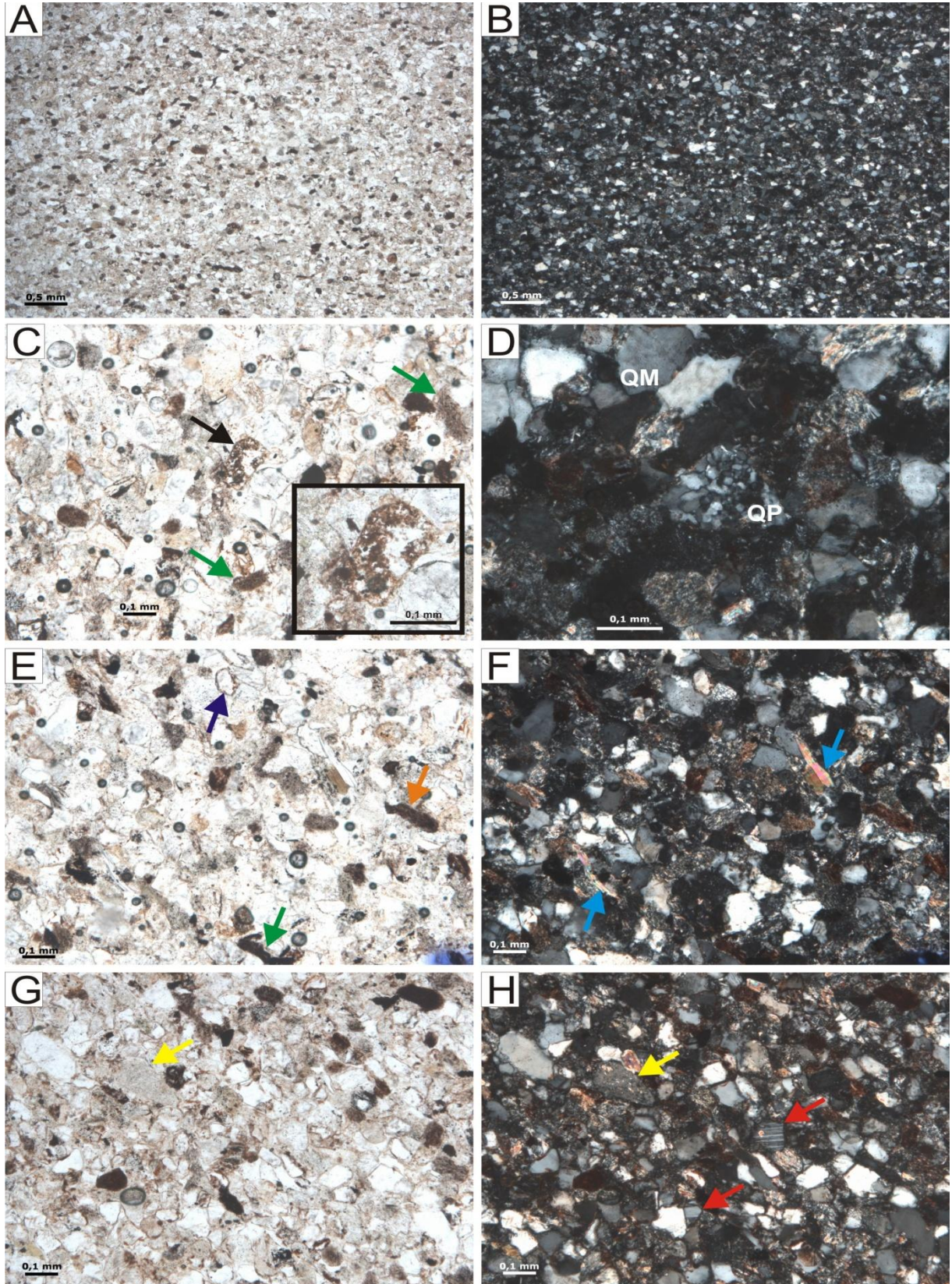
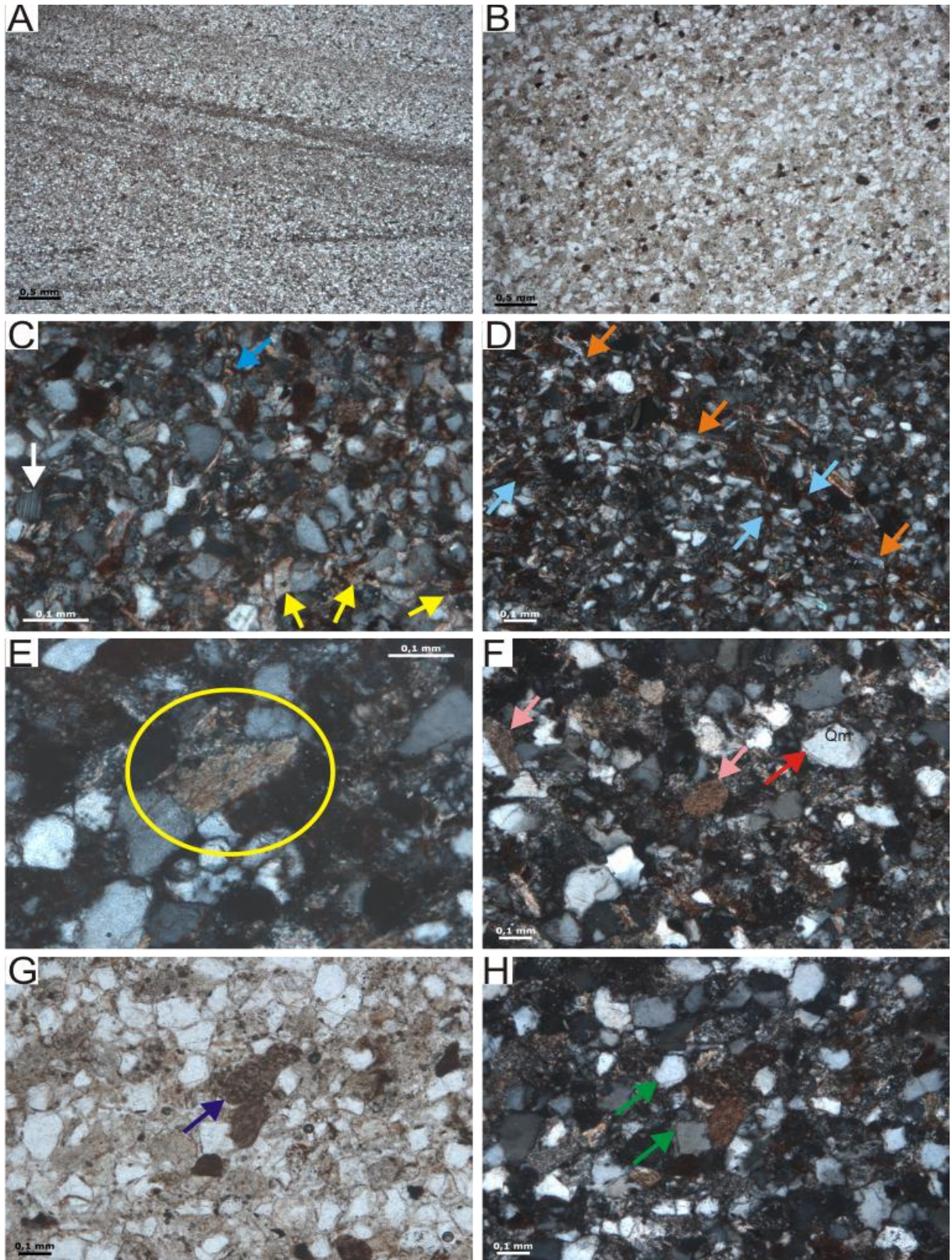


Figura 20 – Fotomicrografias de subarcósio e grauvasca de prodelta/ mar restrito. A) Aspecto geral de lâmina de subarcósio mostrando laminação cruzada; B) Visão geral de lâmina de grauvasca; C) Grão de feldspato (seta branca), mica deformada (seta azul) e cimento calcítico (setas amarelas); D) Cimento de hematita (setas azuis) e micas deformadas (setas laranjas); E) Fragmento de rocha pelítica (elipse amarela); F) Fragmentos pelíticos (setas rosas) e cimento de sílica evidenciado por linha de sujeira (seta vermelha) em quartzo monocristalino (Qm); G) Fragmento de rocha pelítica (seta azul); e H) Cimento de sílica (setas verdes).



4.3 TURBIDITOS DISTAIS

Foram analisadas três seções delgadas correspondentes à associação de fácies de turbiditos distais, possibilitando, assim, a classificação das mesmas como arenitos do tipo subarcósio (33%) e grauvaca feldspática (67%) (Figuras 21 e 22; Tabela 4).

Figura 21 – Plotagem dos arenitos da associação de fácies de turbiditos distais em diagrama triangular Q, F e FR segundo Folk (1974). Q=quartzo, F=feldspato e FR=fragmento de rocha.

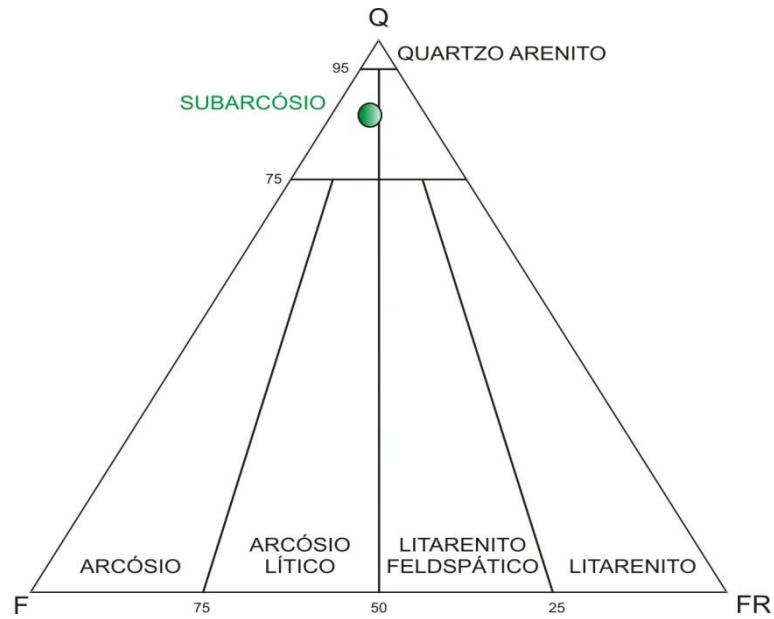


Figura 22 – Classificação dos arenitos com mais de 15% de matriz pertencentes a associação de fácies turbiditos de assoalho de bacia.

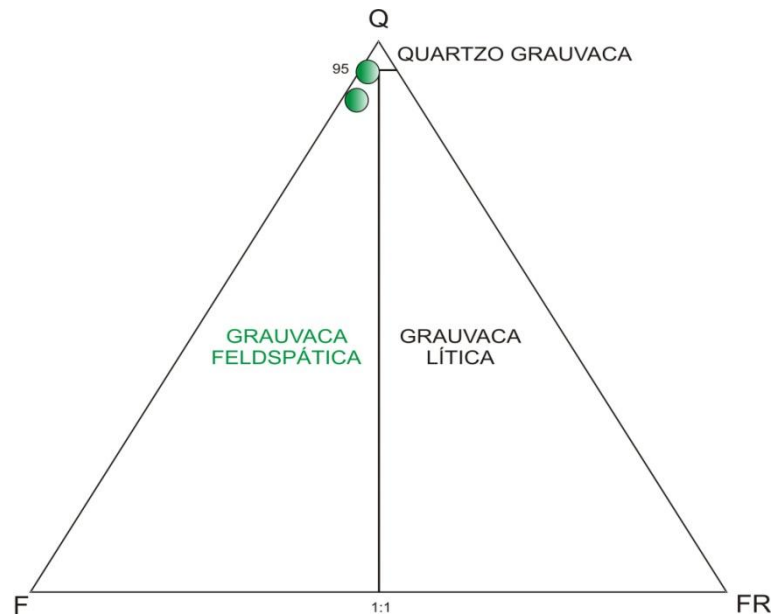


Tabela 4 – Frequência (%) dos componentes detríticos e diagenéticos das amostras de turbiditos distais com matriz da Formação Diamantino. Qm: quartzo monocristalino; Qp: quartzo policristalino; F: feldspato monocristalino (F = plagioclásio + feldspato potássico); Ls: fragmento de rochas sedimentares; Li: fragmento de rochas ígneas; Lm: fragmento de rochas metamórficas; Mc: mica; Cs: cimento de sílica; Mt: matriz; Ser: sericita; O-H Fe: cimento de óxido-hidróxido de ferro; e Po: poros.

AMOSTRAS	Qm	Qp	F	Ls	Li	Lm	Mc	Cs	Mt	Ser	O-H Fe	Po	Classificação	Total (%)
P9-1	61,3	2,6	6,2	1,3	-	-	-	0,8	22,4	2,0	1,8	0,8	Grauvaca feldspática	99,2
P9-3	74,0	1,0	3,2	-	1,0	-	0,3	-	16,5	1,5	0,7	1,5	Grauvaca feldspática	99,7
P9-8	59,7	4,5	6,6	4,8	-	-	-	1,0	9,6	2,4	9,0	1,8	Subarcósio	99,4

Nas amostras a quantidade de minerais pesados completa 100% do total.

4.3.1 Subarcósio

Apresenta granulometria que varia de areia muito fina a areia fina, bem selecionado, possui grãos com alta esfericidade e com grau de arredondamento variando de subangulosos a subarredondados.

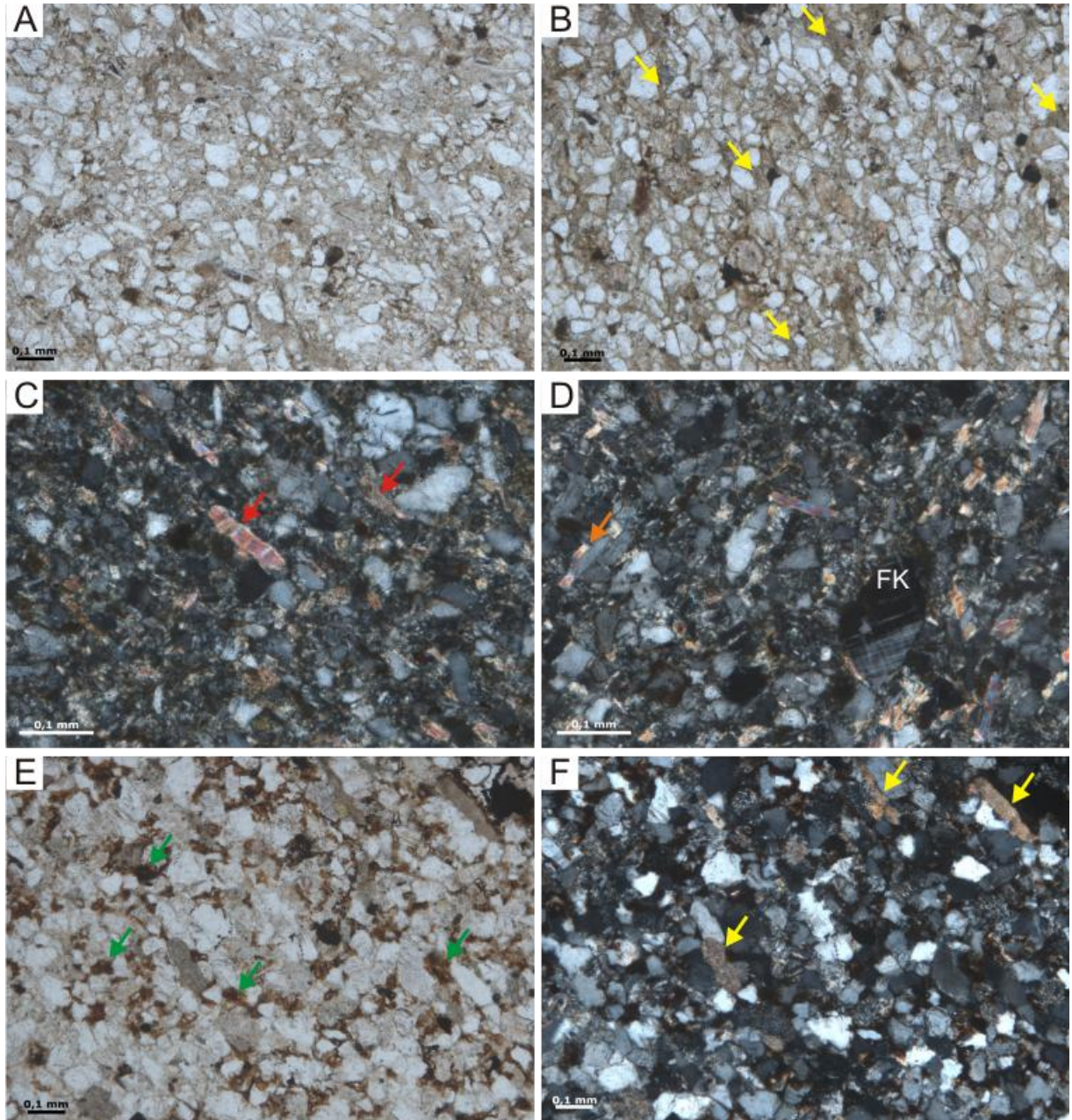
Estas rochas são compostas predominantemente por quartzo e, subordinadamente, fragmentos líticos, grãos de feldspato e mica. A fase monocristalina de quartzo é a maioria na rocha, embora ocorra quartzo policristalino. Os fragmentos líticos são principalmente de rochas sedimentares (Figura 23F) e, por vezes, rochas vulcânicas. Os contatos entre os constituintes do arcabouço rochoso são pontuais e retilíneos. Os grãos estão imersos em uma matriz argilosa com proporções de cerca de 9% (Figura 23A e 23B), mas, ainda assim, ocorre cimentação dessas rochas por óxido-hidróxido de ferro (hematita) (Figura 23E). Os poros são intergranulares, agigantados e móldicos.

4.3.2 Grauvaca feldspática

As grauvacas feldspáticas apresentam granulometria que varia de areia muito fina a fina, muito bem selecionados a bem selecionados, predominantemente de alta esfericidade, com grãos subangulosos (Figura 23A e 23B).

O arcabouço deste litotipo é composto, predominantemente, por quartzo e matriz e, subordinadamente, grãos de feldspato, fragmentos líticos e muscovita deformadas em algumas amostras (Figura 23C e 23D). O quartzo ocorre principalmente sob a forma monocristalina, mas com a presença de grãos policristalinos. Os fragmentos rochosos são majoritariamente de rochas sedimentares (Figura 23F) e ígneas vulcânicas, por vezes esses fragmentos estão intensamente alterados dificultando, assim, a sua distinção da matriz detrítica. Os grãos formam contatos retos e pontuais, mas, por vezes, os contatos são côncavo-convexos. Nota-se cimentação por óxido-hidróxido de ferro (hematita) com pequenas proporções (Figura 23E), além de cimento de sílica. Os poros são intergranulares e agigantados.

Figura 23 – Fotomicrografias dos arenitos da associação de fácies turbiditas. A) e B) Aspecto geral da lâmina mostrando os grãos imersos em matriz argilosa (setas amarelas); C) Micas deformadas (sanfonadas) (setas vermelhas); D) Grão de feldspato potássico (FK) (microclínio) e mica deformada (seta laranja); E) Cimento de óxido-hidróxido de ferro (setas verdes); e F) Fragmentos de rochas pelíticas (setas amarelas).



5 EVOLUÇÃO DIAGENÉTICA

A diagênese inclui todos os processos que ocorrem desde o final da deposição do material sedimentar numa bacia até o metamorfismo ou a destruição por erosão. O campo da diagênese, portanto, estende-se desde a superfície até cerca de 10.000 m de profundidade, abrangendo variações de 20 a 200°C de temperatura, 1 a 2000 atm de pressão e salinidade de água doce até salmouras (DE ROS; MORAES, 1984).

Os estudos petrológicos realizados em grande número de reservatórios em arenitos quartzosos e feldspáticos mostram uma certa coerência em uma sequência geral de eventos diagenéticos. Entretanto, como qualquer seqüência evolutiva, a seqüência diagenética geral pode exibir desvios, isto devido ao fato de que existem muitos fatores que afetam a diagênese de arenitos, tais como: ambiente deposicional, clima, composição e textura do sedimento, temperatura, pressão, tempo, composição da água de formação, taxa de subsidência, extensão de soerguimento, etc.

De Ros e Moraes (1984) apresentam a seguinte seqüência diagenética geral: 1) Processos eogenéticos aditivos; 2) Compactação mecânica; 3) Compactação química; 4) Crescimentos secundários de quartzo e feldspatos; 5) Cimentação calcítica; 6) Geração de porosidade secundária; e 7) Redução da porosidade secundária.

A evolução diagenética dos arenitos da Formação Diamantino foi fortemente controlada pelas condições do ambiente deposicional e pela composição mineral do arcabouço. As principais fases diagenéticas relacionam-se aos estágios eodiagenético e mesodiagenético da classificação de Choquette e Pray (1970) e são representados por: infiltração mecânica de argila, cimentação precoce por óxido-hidróxido de ferro, compactação mecânica, compactação química, cimento de sílica, cimento de feldspato e oxidação. A tabela 5 mostra as fases diagenéticas e o estágio ao qual se relacionam.

Tabela 5 – Principais fases minerais da evolução diagenética, segundo Choquete e Pray (1970) aplicadas às rochas da Formação Diamantino.

FASES DIAGENÉTICAS	EODIAGÊNESE	MESODIAGÊNESE	TELODIAGÊNESE
Infiltração mecânica de argila	—————		
Cimento precoce de hematita	—————		
Compactação mecânica		—————	
Compactação química		—————	
Cimento de sílica		—————	
Cimento de feldspato		—————	
Cimento carbonático		—————	
Cimento de hematita			—————

INFILTRAÇÃO MECÂNICA DE ARGILAS

A infiltração de argila é um dos processos contemporâneos à deposição responsáveis pela redução da porosidade antes do início da compactação e cimentação, que são os dois principais mecanismos de perda de porosidade em arenitos. Crone (1975), estudando depósitos aluviais recentes dos desertos do sudoeste americano no Estado do Arizona, EUA, depositados em ambientes de alta energia e que por essa razão eram livres de argila, observou localmente a presença de altos teores de argila intersticial gerados por infiltração mecânica em sedimentos pleistocênicos. Walker et al. (1978) relacionaram este processo às condições de clima seco (áridos ou semi-áridos) no ambiente deposicional. Durante enxurradas, águas com grande quantidade de carga em suspensão seriam responsáveis pelo mecanismo da infiltração mecânica das argilas. Battilani et al. (1996) descreveram o processo de infiltração mecânica de argilas em arenitos proterozóicos da Formação Morro do Chapéu, na Bahia, depositados por um sistema fluvial do tipo entrelaçado de alta energia.

Em poucas amostras foi possível observar uma inversão textural causada pela presença de argila infiltrada, a qual ocorre como meniscos e cutículas (*coatings*) que são um dos critérios petrográficos de reconhecimento de argila mecanicamente infiltrada (DE ROS; CESERO, 1986). Ocorrem entre os grãos de granulometria areia do arcabouço, no qual não há

fração silte. A presença de infiltração mecânica de argila apresenta valor inferior a 1% das amostras e não se mostra contínua ao redor do grão.

CIMENTAÇÃO PRECOCE POR ÓXIDO-HIDRÓXIDO DE FERRO

Presente em aproximadamente 1% dos constituintes do arcabouço da rocha, e ocorre sob a forma de uma finíssima película em torno dos grãos (Figura 25A e 25B). Este cimento geralmente se forma sob condições oxidantes no estágio inicial de soterramento dos sedimentos. Walker (1967), estudando a formação dos *red beds* em ambientes desérticos, interpretou como fonte do elemento Fe, necessária para a cimentação, a dissolução de piroxênios e anfibólios, embora, estes minerais não foram encontrados na descrição destas lâminas.

COMPACTAÇÃO MECÂNICA

Durante a compactação, os grãos se aproximam em resposta à crescente sobrecarga ou *stress* tectônico, reduzindo o espaço poroso e expulsando simultaneamente fluidos intersticiais. Os mecanismos físicos da compactação incluem rotação, deslocamento e fraturamento de grãos rígidos e esmagamento de grãos dúcteis (intraclastos pelíticos, etc.).

Os indícios de compactação mecânica nos arenitos da Formação Diamantino são micas deformadas (arqueadas, quebradas e sanfonadas) (ver Figuras 15F, 16D, 16F, 16H, 19F, 20C, 20D, 23C, 23D e 24E), intraclastos pelíticos (Figura 24G) e presença de pseudomatriz (ver Figura 19E). Embora Schmidt e McDonald (1979) coloquem a compactação mecânica como um processo essencialmente mesodiagenético, De Ros e Moraes (1984) acreditam que muitos processos de rearranjo se deem em pequenas profundidades, após o soterramento, ainda no estágio eodiagenético.

COMPACTAÇÃO QUÍMICA

Segundo De Ros e Moraes (1984) a compactação química refere-se à dissolução por pressão (*pressure solution*) dos grãos ao longo de seus contatos tangenciais, onde a concentração de tensão é máxima. Este processo é resultado do aumento da solubilidade ao longo do contato entre grãos e na interface de sedimentos submetidos à esforços compressivos. O processo de dissolução por pressão é estimulado pela presença de filmes ou películas de argila eodiagenética (argila infiltrada mecanicamente) entre os grãos.

A compactação química inicia-se ao final da eodiagênese e com o máximo no início da mesodiagênese, mas podendo progredir ao longo de toda diagênese. As evidências de compactação química nos arenitos estudados são os contatos suturados e côncavo-convexos (Figura 24G).

CIMENTO DE QUARTZO

A mesodiagênese é iniciada, na maioria dos arenitos, pela autigênese de quartzo e feldspato como sobrecrescimento. Esta fase diagenética pode estar ausente quando películas de argila e/ou óxido-hidróxidos forem suficientes para isolar os grãos dos fluidos intersticiais (DE ROS; MORAES, 1984), mas não é o caso dos arenitos da Formação Diamantino que apesar de películas de argila e cimentação precoce de óxido-hidróxido de ferro ocorre cimentação por sílica e feldspato.

O quartzo autigênico ocorre como sobrecrescimento que se dispõem, com continuidade óptica, em torno dos grãos detríticos, o que dificulta sua identificação, variando entre 0,4 e 3,8% dos constituintes do arcabouço da rocha. O reconhecimento desta fase é possível quando ocorre película de argila ou óxido-hidróxido de ferro em torno do grão como linhas de sujeira (*dust line*) (Figura 25A e 25B). Os sobrecrescimentos têm tendência idiomórfica e estão frequentemente corroídos e/ou substituídos por óxido-hidróxido de ferro.

De Ros e Moraes (1984), Schmidt e McDonald (1979) e Walker (1960) acreditam que a principal fonte de sílica diagenética é a substituição generalizada de grãos e crescimentos secundários de silicatos durante a fase de cimentação calcítica mesodiagenética.

CIMENTO DE FELDSPATO

Os crescimentos secundários de feldspato são comumente visíveis pela sua maior limpidez, em relação aos grãos, devido a sua maior resistência à alteração ou substituição em ambiente diagenético (DE ROS; MORAES, 1984).

Esta fase mesodiagenética também é comum nos arenitos estudados e geralmente ocorre sob a forma de sobrecrescimentos aos grãos detríticos (ver Figura 15B), sem continuidade óptica. Kastner e Siever (1979) apud. Batezelli et al. (2005) demonstram que feldspatos autigênicos são de albita pura (An 0-3). A figura 25E mostra que o feldspato autigênico está inalterado, em contraste com grãos detríticos sericitizados. Os sobrecrescimentos tendem ao idiomorfismo.

CIMENTO DE CALCITA

Esta fase carbonática mesodiagenética é muito comum em praticamente todos os arenitos com exceção daqueles nos quais a porosidade primária foi ocupada por fases diagenéticas anteriores.

A cimentação calcítica ocorre apenas em algumas amostras das associações de fácies de frente deltaica e prodelta/mar restrito com proporções de até 2,4% do arcabouço rochoso (ver Figuras 20C e 16B).

CIMENTO DE HEMATITA

A maioria das amostras estudadas mostra forte oxidação (cimento de hematita) dos minerais translúcidos, opacos e ferromagnesianos do arcabouço da rocha, 5 a 15% das amostras. A oxidação é muito comum também entre os terrígenos (Figura 24). A oxidação deve ter sido gerada durante o evento de telodiagênese, controlada pela ação de águas meteóricas.

Figura 24 – Litarenitos com cimento. A) e B) Aspecto geral de lâmina. C) Terrígenos alterando para clorita. D) Fragmento de rocha metamórfica alterada (Fr) e fragmento de rocha vulcânica alcalina (pontilhado branco). E) Mica retorcida (tracejado branco) e cimento de óxido-hidróxido de ferro (Of). F) Fragmento de chert (pontilhado branco), plagioclásio (círculo amarelo), corrosão da borda dos grãos (seta branca) e cimento de óxido-hidróxido de ferro (Of). G) Intraclasto pelítico? (Ip), fragmento de vulcânica (seta preta), contato côncavo-convexo (círculo vermelho) e contato suturado (seta vermelha). H) Fragmento de rocha vulcânica (seta branca).

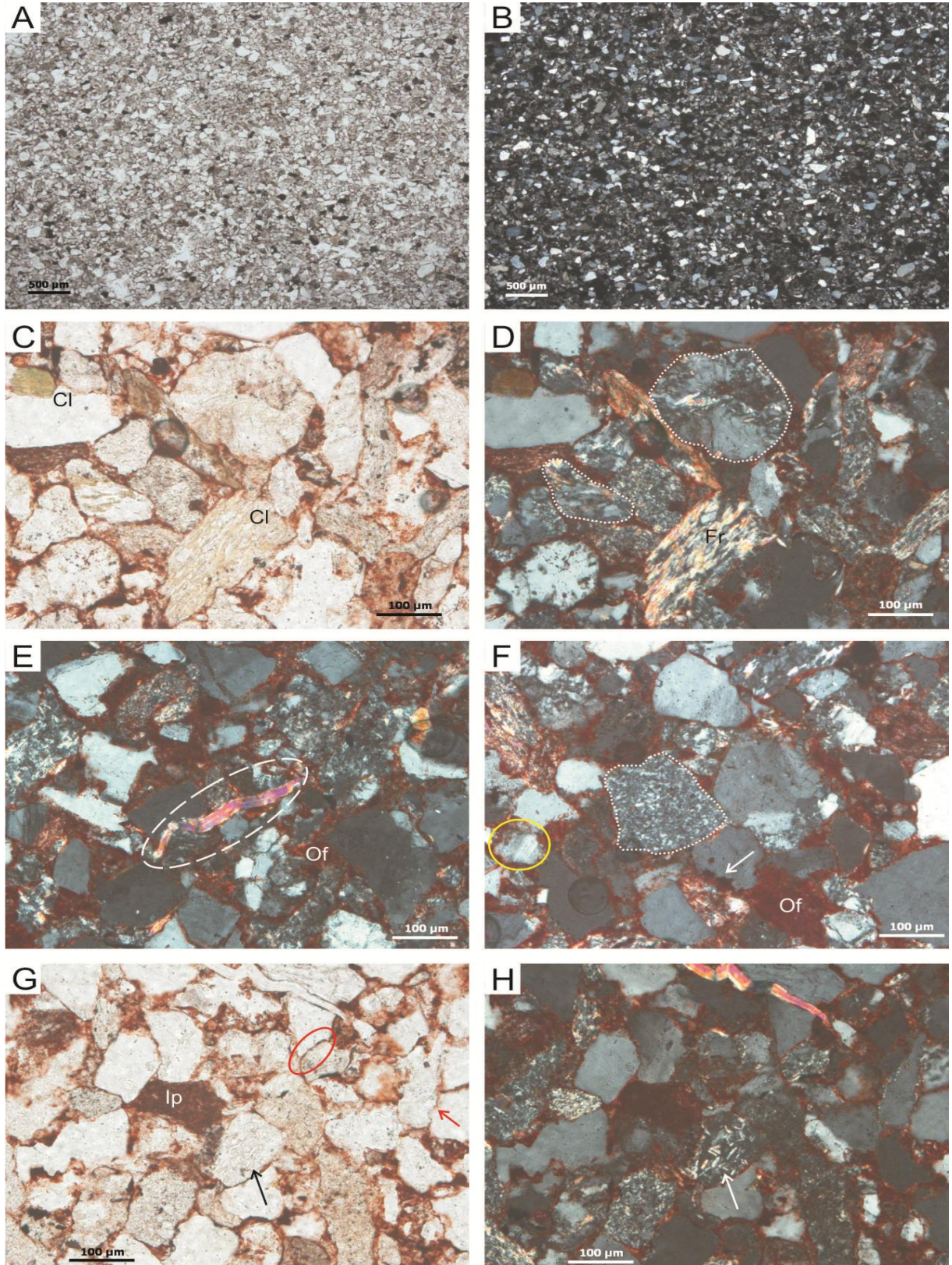
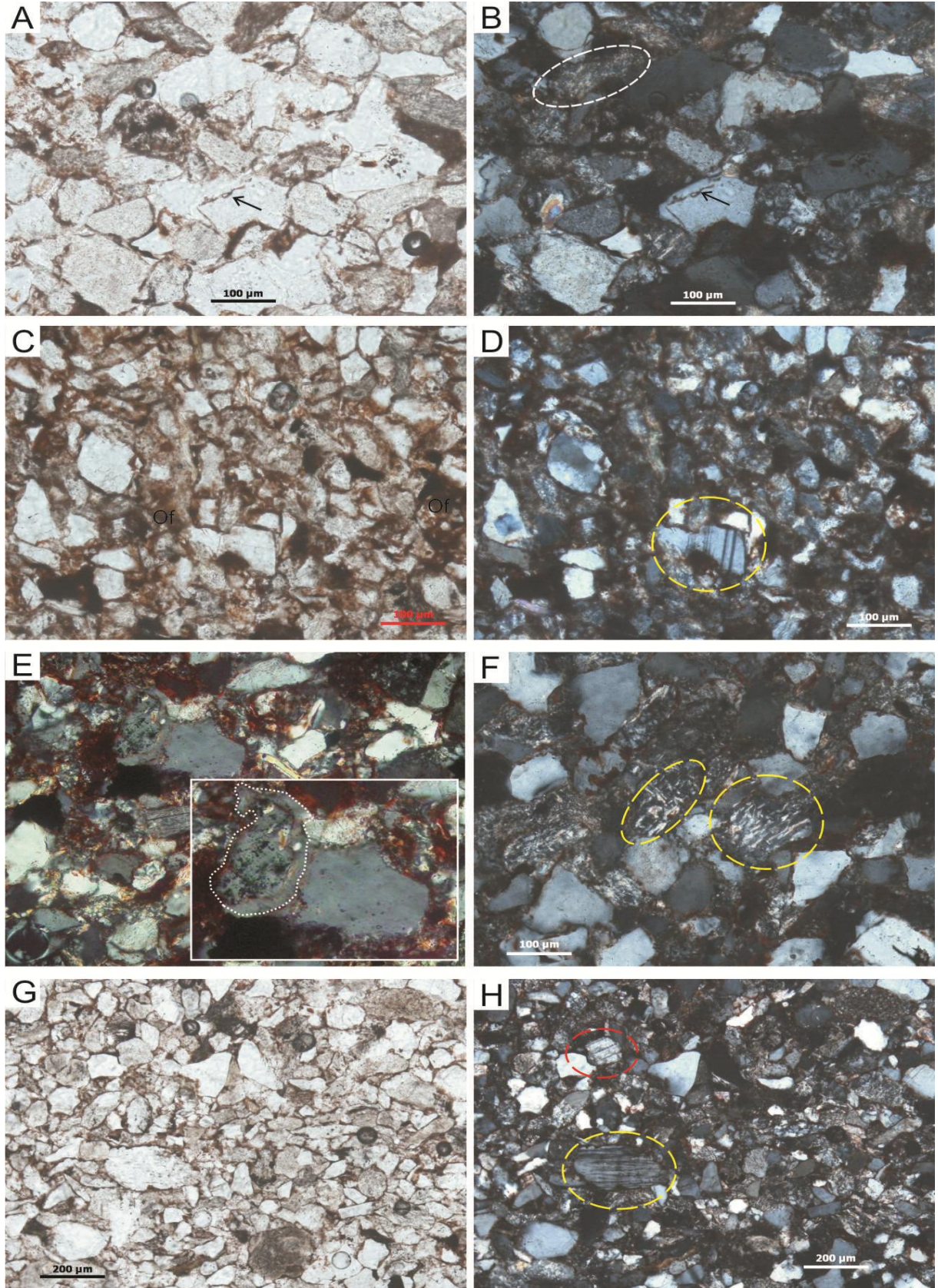


Figura 25 – Aspectos diagenéticos dos arenitos. A) e B) Cimento precoce de óxido-hidróxido de ferro (setas preta e branca) e fragmento de rocha vulcânica alterada (círculo branco); C) Cimento de óxido-hidróxido de ferro (Of); D) Plagioclásio (círculo amarelo); E) Cimento de feldspato (pontilhado branco); F) Fragmento de rocha vulcânica alcalina (círculo amarelo); G) e H) Grãos de microclínio (círculo amarelo) e plagioclásio (círculo vermelho).



6 PROVENIÊNCIA DOS ZIRCÕES DA FORMAÇÃO DIAMANTINO

A determinação da proveniência de arenitos é um tanto quanto problemática devido ao fato de que vários fatores atuam na assembleia mineralógica das áreas-fonte, tais como, tipo de rocha-fonte, relevo, clima, tectônica, etc., além de atuarem em todas as fases de formação e consolidação desses arenitos (transporte, sedimentação e diagênese) (MORTON; HALLSWORTH, 1994, 1999; BASU, 1975; YOUNG, 1975).

Para a determinação da proveniência sedimentar dos arenitos da Formação Diamantino foram aplicadas técnicas de análise convencional de minerais pesados, análise de paleocorrentes e datação de zircão detrítico, e que serão apresentados a seguir.

6.1 MINERAIS PESADOS

A análise de minerais pesados é comumente aplicada em estudos estratigráficos e de proveniência em arenitos. A assembleia mineralógica formada pelos mesmos fornece características indicadoras de rochas-fonte. Entretanto, além da litologia da rocha-fonte, a assembleia de minerais pesados é influenciada por outros fatores tais como: estabilidade química (durante o intemperismo e a diagênese), resistência física (mecânica), fator hidráulico e tempo das reações químicas e do desgaste físico durante o transporte (MANGE; MAURER, 1992; MORTON; HALLSWORTH, 1994, 1999; BASU, 1975; YOUNG, 1975).

As análises petrográficas de minerais pesados nos arenitos da Formação Diamantino identificaram principalmente zircão, turmalina, rutilo e, por vezes, granada. Entretanto, ocorrem minerais em quantidades inferiores a 1% ou a quantidade total de grãos analisados é ínfima, dentre esses minerais temos apatita, calcita, sillimanita, piroxênio, anfibólio, clorita e monazita. A fórmula e sistema cristalino dos principais grupos mineralógicos estão representados na tabela 6.

Tabela 6 – Principais minerais pesados identificados nas amostras de arenitos da Formação Diamantino. Além destes minerais pesados ocorrem subordinadamente calcita, sillimanita, piroxênio, anfibólio, clorita e monazita.

MINERAL	FÓRMULA	SISTEMA CRISTALINO
Zircão	$ZrSiO_4$	Tetragonal
Turmalina	$Na(Mg,Fe)_3Al_6(BO_3)(Si_6O_{18})(OH)_4$	Hexagonal-R
Rutilo	TiO_2	Tetragonal
Granada	$(Mg,Fe,Mn,Ca)_3(Al,Fe,Cr)_2(SiO_4)_3$	Isométrico
Apatita	$Ca_5(PO_4)_3(OH,F,Cl)$	Hexagonal-H

DESCRIÇÃO PETROGRÁFICA

ZIRCÃO

São incolores e, por poucas vezes, róseo e laranja, com relevo muito alto e bordas bem enegrecidas, extinção reta, alongação positiva e cores de interferência altas, fortes e brilhantes. Esse mineral varia entre 18 e 85% nas amostras e foi subdividido em duas populações: prismas curtos e grãos ovais.

A população de prisma curto ocupa cerca de 40% dos zircões, os grãos são angulosos a subarredondados, com baixa esfericidade, muitas vezes terminados em pirâmide tetragonal e com zoneamentos, apresentam fraturas e inclusões minerais e fluidas (Figuras 26A e 27A).

Os grãos ovais ocupam 60% dos zircões, são subarredondados a bem arredondados, cerca de 43% dos ovais são de alta esfericidade e 57% de baixa, são fraturados e com inclusões (Figuras 26B1, 26B2 e 27B).

Tanto os zircões de prisma curto quanto o grãos ovais apresentam, por vezes, cavidades na superfície dos grãos e que, provavelmente, foram deixados por outros minerais semi-inclusos.

Os grãos de zircão estão em maior quantidade (com valores de até 85%) principalmente nas frações mais finas (0,062-0,125mm) da associação de fácies de frente deltaica.

TURMALINA

É, geralmente, marrom esverdeada, mas ocorrem grãos castanho-avermelhados, azuis, róseos e verdes. Tem pleocroísmo forte e inverso, a cor do mineral interfere na sua alta birrefringência e sua seção basal é trigonal com *outlines* curvadas. Ocorre entre 6 e 75% nas amostras, é subanguloso a arredondado, por volta de 45% são de alta esfericidade (Figuras 26D1, 26D2, 27E1 e 27E2) e 55% de baixa (Figuras 26E1, 26E2, 27D1 e 27D2) e, por vezes, com muitas inclusões minerais e fluidas. A turmalina ocorre principalmente nos arenitos de frente deltaica alcançando valores de até 75% nas frações de 62-125 μ m.

RUTILO

Varia entre 2 e 13%, é vermelho a laranja, com leve pleocroísmo, grãos estriados e bordas bem enegrecidas. Devido à cor forte do mineral aliada à birrefringência com cores de ordens extremamente altas, os grãos não mudam de cor sob nicóis cruzados (ADDAD, 2001). Os grãos são subarredondados a arredondados, majoritariamente, de baixa esfericidade (Figuras 26F e 27F), mas também ocorrem rutilos altamente esféricos e, por vezes, com inclusões minerais (Figuras 26G e 27G). Ocorre em média de 10% nas associações de fácies de frente deltaica e prodelta/mar restrito e 2% nos arenitos turbidíticos.

GRANADA

É incolor com relevo alto e isotrópica, ocorrem em quantidades menores que 1% até pouco mais de 3% dentre os minerais transparentes, muito angulosa a subangulosa, com grãos de alta e baixa esfericidade (Figura 26H1, 26H2 e 26I). Ocorre em maior quantidade e em maior frequência na associação de fácies de frente deltaica, subordinadamente, nos turbiditos e, em quantidades menores ainda, nos arenitos de prodelta/mar restrito.

APATITA

É incolor e por vezes azulada, ocorrem de menos de 1% a quantidades anômalas de 38% dentre os minerais transparentes, possui grãos de alta e baixa esfericidade e são, por vezes, ovalados. Ocorre apenas nas associações de fácies de prodelta/mar restrito e turbidito, neste último com as maiores quantidades.

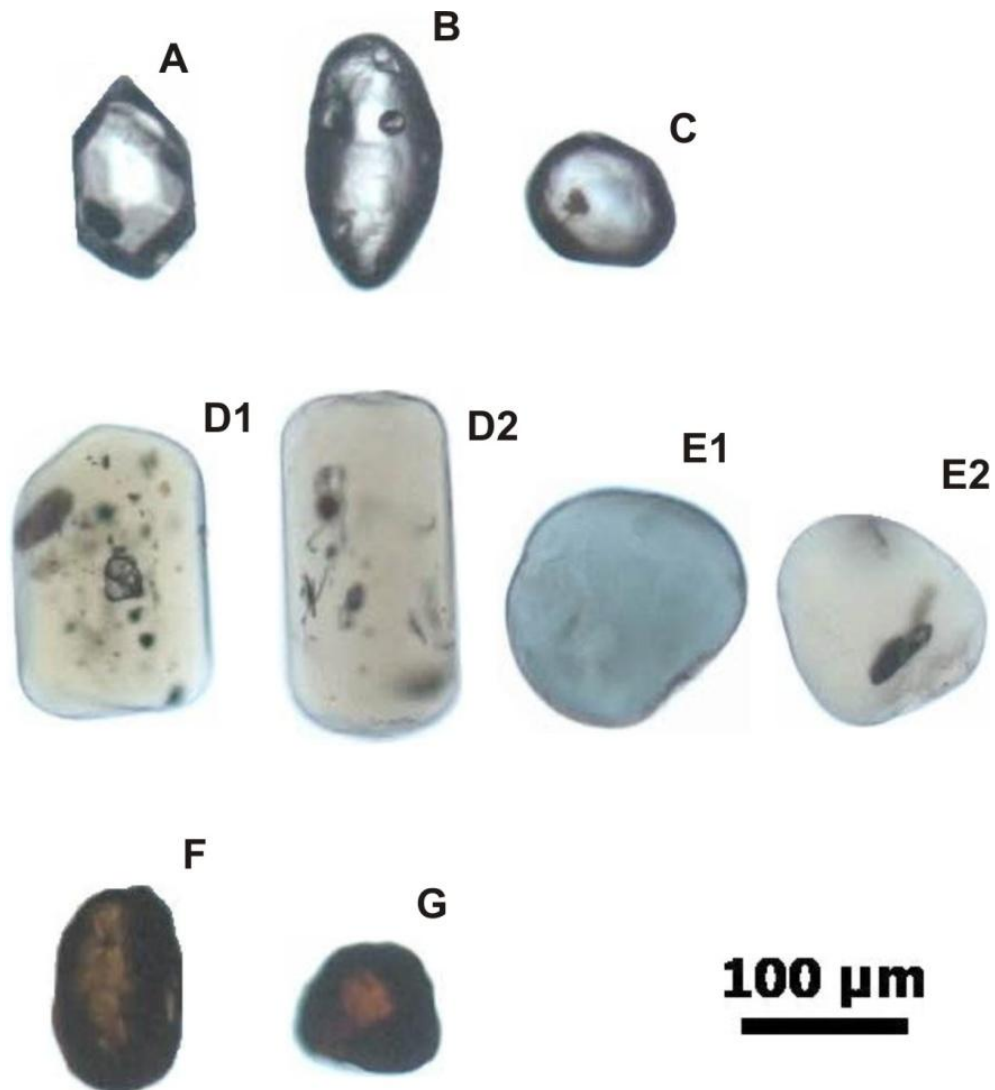
OUTROS MINERAIS PESADOS

Algumas amostras das associações prodelta/mar restrito e turbidito apresentam uma quantidade muito pequena de minerais pesados, totalizando no máximo 30 grãos transparentes por lâmina (P4-1, P4-2, P4-4, P4-6, P5-2, D30-1, P6-4, P9-1, P9-3, P9-5, P9-8; Tabela 7). Portanto, estes minerais não são descritos, porém pode ser vista sua distribuição na figura 29. Estes minerais correspondem a calcita, sillimanita, piroxênio, anfibólio, clorita e monazita.

Figura 26 – Assembléia de minerais pesados encontrados nos pontos P3 e P4 dos arenitos da Formação Diamantino. A) Zircão prisma curto com faces euedrais; B1 e B2) Grãos ovais de zircão de baixa esfericidade, fraturados e com inclusões minerais; C) Grão oval de zircão altamente esférico e com inclusões; D) Turmalina com alta esfericidade: 1- sem inclusões e com fratura conchoidal e 2- com muitas inclusões aciculares; E) Turmalina com baixa esfericidade: 1- sem inclusões e 2- com inclusões; F) Rutilo de baixa esfericidade com faces euedrais e subedrais; G) Rutilo de alta esfericidade; H1 e H2) Granada com alta esfericidade, subangulosa e subedral; e I) Granada com baixa esfericidade e com faces euedrais. Fotos sob luz natural.



Figura 27 – Assembleia de minerais pesados das amostras de arenitos da Formação Diamantino no ponto P1. A) Zircão de prisma curto com faces euédricas e minerais inclusos; B) Grão oval de zircão de baixa esfericidade e com buracos na superfície deixados por minerais semi-inclusos; C) Grão oval de zircão de alta esfericidade e com inclusão mineral; D1 e D2) Seção prismática de turmalina de baixa esfericidade com inclusões minerais e fluidas; E1 e E2) Seções basais de turmalina altamente esféricas e com outlines curvadas; F) Rutilo com baixa esfericidade; e G) Rutilo de alta esfericidade. Fotos sob luz natural.



DESCRIÇÃO E QUANTIFICAÇÃO DAS AMOSTRAS

A análise mostrou grande similaridade mineralógica entre a maioria das amostras estudadas. Estas apresentam principalmente zircão, turmalina e rutilo e, por vezes granada. Algumas amostras não possuem minerais transparentes e em outras a quantidade de transparentes é muito pequena (no máximo 30 grãos). Entretanto, foram listadas na tabela 7

todos os minerais pesados que ocorrem nos arenitos da Formação Diamantino, independentemente da sua quantidade.

Tabela 7: Distribuição das assembléias de minerais pesados nas amostras analisadas.

AMOSTRAS	MINERAIS PESADOS	AMOSTRAS	MINERAIS PESADOS
P1-10	zircão, turmalina e rutilo	P4-3	zircão, turmalina e rutilo
P1-13	zircão, turmalina e rutilo	P4-4	baixa quantidade de transparentes (zircão e turmalina) ou sem transparentes
P2-2	baixa quantidade de pesados e sem minerais transparentes	P4-6	baixa quantidade de pesados e sem minerais transparentes
P2-3	baixa quantidade de pesados e sem minerais transparentes	P5-1	baixa quantidade de pesados e sem minerais transparentes
P3-4	zircão, turmalina, rutilo e granada	P5-2	baixa quantidade de pesados e sem minerais transparentes
P3-5	zircão, turmalina e rutilo	D30-1	baixa quantidade de transparentes (zircão, turmalina, rutilo, clorita, anfibólio, apatita e monazita) ou sem transparentes
P3-10	zircão, turmalina, rutilo e granada	P6-4	baixa quantidade de transparentes (zircão, turmalina e anfibólio)
P3-11	zircão, turmalina e rutilo	P9-1	baixa quantidade de pesados e sem minerais transparentes
P3-13	zircão, turmalina, rutilo e granada	P9-3	zircão, turmalina, rutilo, apatita, granada, anfibólio e sillimanita
P4-1	baixa quantidade de transparentes (zircão, turmalina, calcita, apatita, sillimanita e piroxênio)	P9-5	baixa quantidade de pesados e sem minerais transparentes
P4-2	zircão, turmalina, granada e calcita	P9-8	baixa quantidade de transparentes (zircão, turmalina, rutilo e apatita)

A tabela 8 mostra a distribuição em porcentagem da mineralogia encontrada nas amostras devidamente separadas por associação de fácies.

Fatores pouco conhecidos afetam a ocorrência dos minerais pesados de densidade alta como zircão, magnetita e ilmenita, que se concentram na fração 62-125 μm (RITTENHOUSE, 1943). Por esta razão, na fração muito fina de arenitos depositados em regime hidráulico, os grãos destes minerais são geralmente mais abundantes que de outros minerais pesados.

No gráfico 1, vemos que, nas amostras de granulometria 62-125 μm , cerca de 60% das mesmas apresentam quantidade de zircão acima de 65%, o restante possui quantidade de turmalina acima de 63% e a quantidade de rutilo é praticamente constante em todas as amostras.

Das amostras com porcentagem de turmalina maior que 60, cerca de 65% são da associação de fácies prodelta/ mar restrito e das amostras com porcentagem de zircão maior que 65, mais de 80% são dessa mesma associação (Gráfico 1).

Segundo Suguio (2003), de um modo geral, a abundância de zircão e turmalina em uma assembléia de minerais pesados pode sugerir:

- a) Abrasão prolongada e/ou intenso intemperismo químico;
- b) Retrabalhamento sucessivo de sedimentos antigos;
- c) Dissolução intra-estratal.

Tabela 8: Porcentagem de minerais pesados na Formação Diamantino.

Associação de fácies	Amostras	Zr		Tr		Rt		Gr		Ap		ZTR		Total Geral
		F	G	F	G	F	G	F	G	F	G	F	G	
Frente deltaica	P1-10	29,49	48,00	63,25	40,00	7,26	12,00	0,00	0,00	0,00	0,00	100	100	259
	P1-13	65,07	27,78	21,49	61,11	13,44	11,11	0,00	0,00	0,00	0,00	100	100	389
	P3-4	73,37	33,93	16,57	60,71	10,06	3,57	0,00	1,79	0,00	0,00	100	98,21	225
	P3-5	SL	50,56	SL	35,95	SL	13,49	SL	0,00	SL	0,00	-	100	89
	P3-10	75,52	33,06	8,39	61,16	13,29	2,48	2,8	3,31	0,00	0,00	97,20	96,69	264
	P3-11	18,37	79,14	75,51	12,88	6,12	7,36	0,00	0,62	0,00	0,00	100	99,38	212
	P3-13	85,61	64,71	5,90	28,23	8,49	7,06	0,00	0,00	0,00	0,00	100	100	441
Prodelta/mar restrito	P4-3	22,15	SL	65,77	SL	12,08	SL	0,00	SL	0,00	SL	100	100	149
Turbiditos	P9-3	48,4	SL	7,1	SL	2,0	SL	3,0	SL	38,0	SL	57,5	-	294

G - 0,250-0,125mm, F - 0,125-0,062mm, Zr - zircão, Tr - turmalina, Rt - rutilo, SL - sem lâmina, ZTR (somatória de Zr+Tr+Rt), Total Geral - total de minerais pesados transparentes contados.

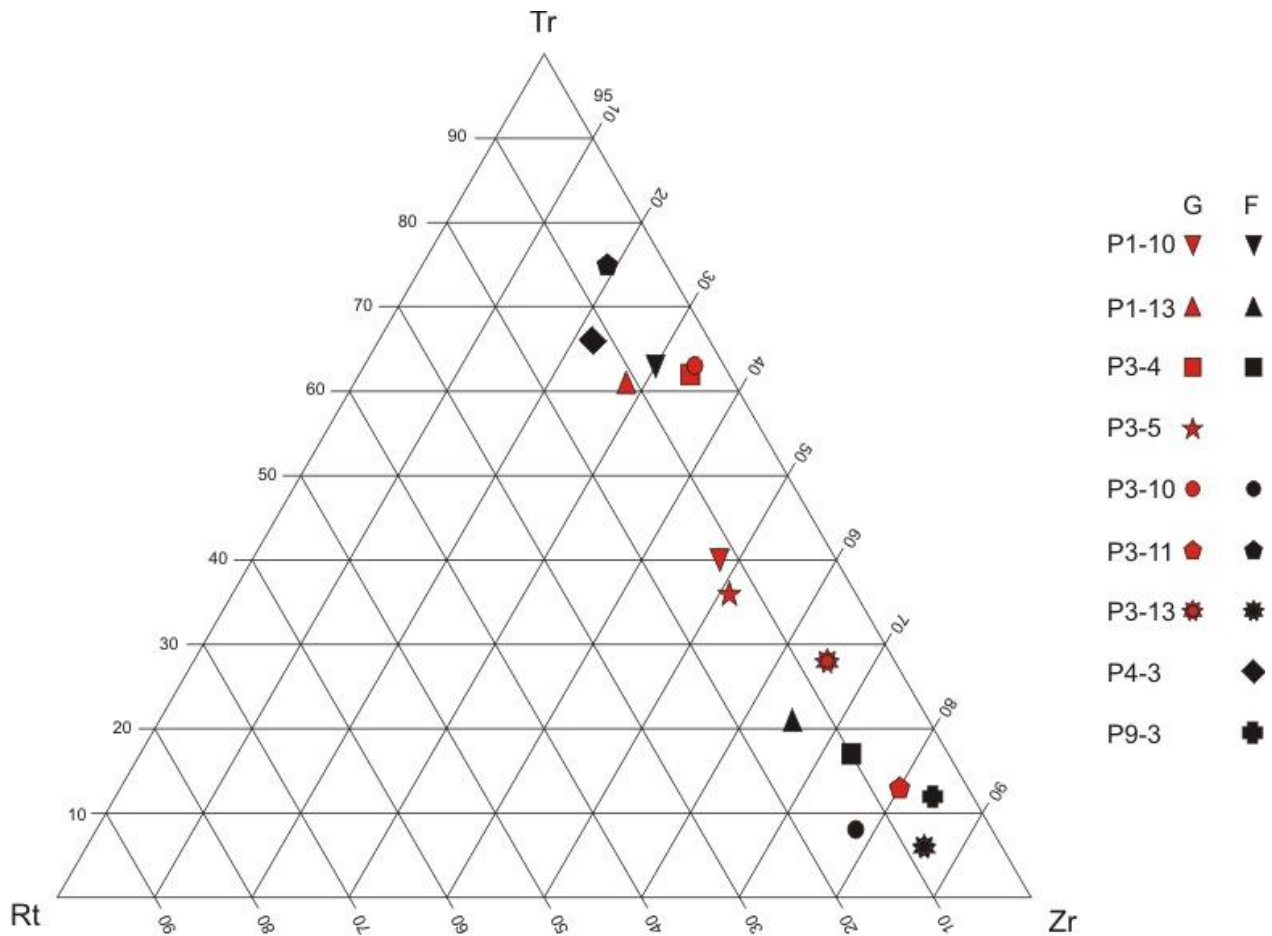


Gráfico 1: Representação triangular do índice ZTR mostrando que a quantidade de rutilo é pequena e que não ultrapassa 13% e que ocorre uma variação nas quantidades de zircão e turmalina nas frações G (250-125 µm) e F (62-125 µm).

O índice ZTR foi estimado em valores maiores que 96% nas associações de frente deltaica e prodelta/mar restrito, com exceção dos turbiditos com 56%. Assim, indica-se que há uma superabundância de minerais ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo) em relação aos estáveis e instáveis (granada, apatita, sillimanita, calcita, anfibólio, piroxênio, clorita e monazita). A partir do índice ZTR pode-se indicar o grau de maturidade mineralógica dos arenitos da Formação Diamantino como supermaturos (HUBERT, 1971).

No entanto, os arenitos e pelitos da Formação Diamantino apresentam grande quantidade de cimento e, principalmente, cimento de óxido-hidróxido de ferro (hematita, Figura 28). Desse modo, minerais recobertos por película de hematita podem ter mascarado outros minerais pesados, o que impede uma interpretação precisa quanto ao seu grau de maturidade mineralógica.

De acordo com Morton (1984) e Mange e Maurer (1992), em condições de soterramento (*deep burial*) com $\text{pH} > 7$, alguns minerais metaestáveis como a granada e a apatita são mais resistentes do que em condições intempéricas com $\text{pH} < 7$ e, embora, a eliminação dos minerais instáveis possa ser atribuída ao retrabalhamento do ambiente deposicional, a hipótese de que ocorreu intensa dissolução intra-estratal durante o soterramento (HSÜ, 1989) não pode ser descartada.

Durante processos de intemperismo, a granada é um mineral instável (SMITHSON, 1941; PETTIJOHN, 1957) e sua presença nos arenitos pode indicar proximidade da área-fonte e/ou condições climáticas propícias para sua preservação. Grãos de granada com baixa esfericidade e faces eudrais (Figura 26I) corroboram tal ideia e grãos proximais podem apresentar alta esfericidade devido ao hábito equidimensional do cristal (ADDAD, 2001).

A figura 29 sumariza a distribuição da porcentagem de minerais pesados ao longo dos perfis da Formação Diamantino.

Figura 28 – Análise de difratometria de raios-x em pelito da associação de prodelta/mar restrito da Formação Diamantino mostra a presença de hematita que é tida como cimento nas análises petrográficas.

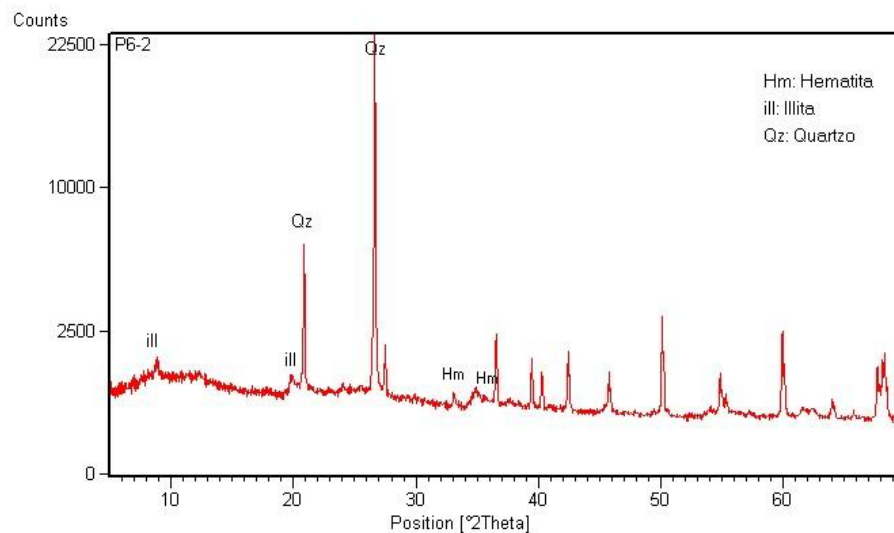
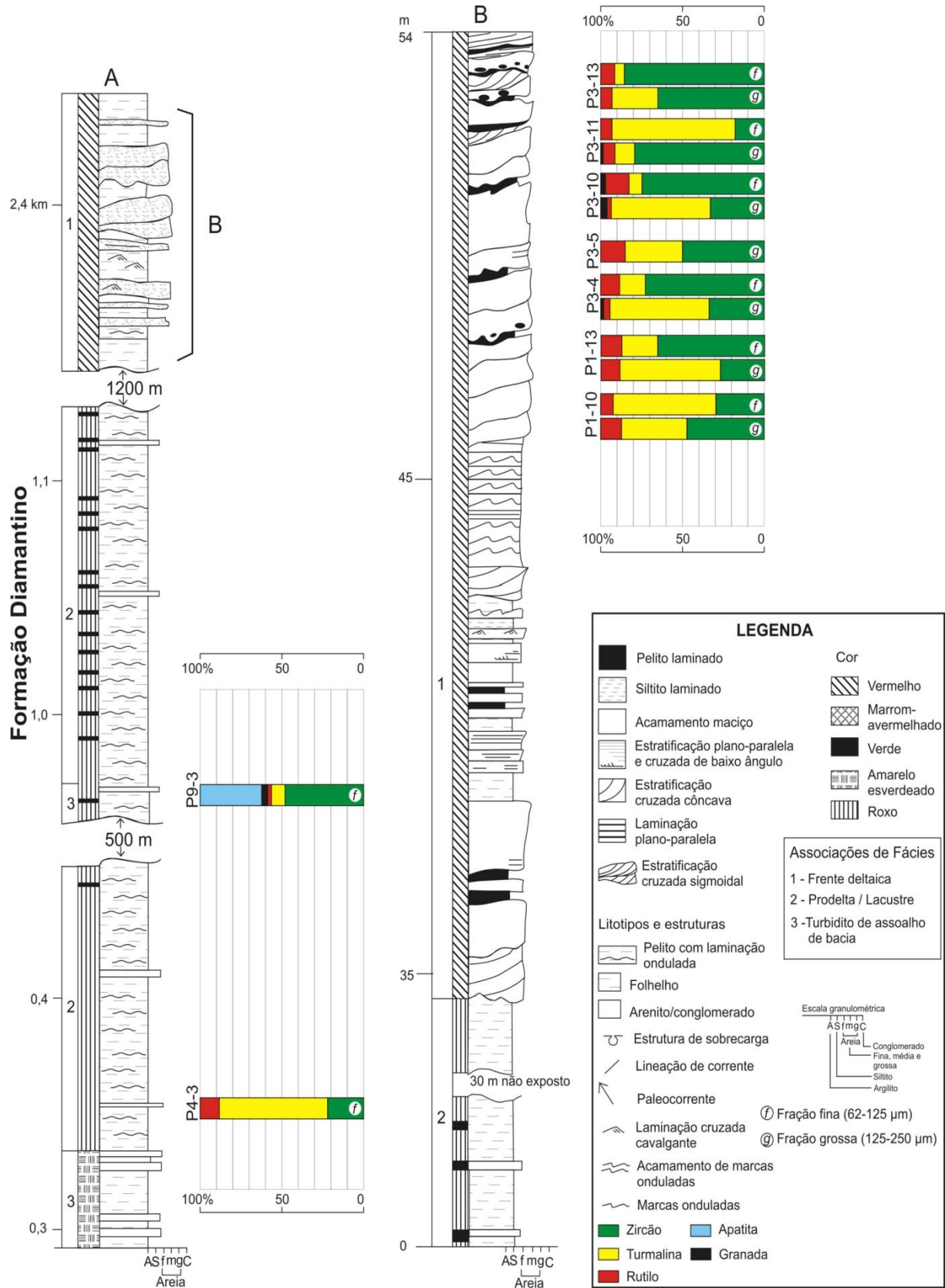


Figura 29 – Sumário geral das porcentagens de minerais pesados nos arenitos da Formação Diamantino.



6.2 PALEOCORRENTE

Os dados de paleocorrentes foram coletados durante os trabalhos de campo feitos por José Bandeira Cavalcante da Silva Júnior, durante o programa de doutorado. Foram obtidos principalmente de estratificações cruzadas sigmoidais em lobos da associação de fácies de frente deltaica, mas também foram utilizados marcas de arrasto, marcas onduladas e lineações de partição.

Os lobos deltaicos indicaram migração para sudoeste e noroeste (ver Figura 10). Esses dados são corroborados pela presença de estruturas de menor escala como, por exemplo, marcas onduladas com cristas orientadas para sudeste e, por vezes, norte e lineações de partição com *trends* NE-SW.

6.3 DATAÇÃO DE ZIRCÃO DETRÍTICO

Os dados de idade do zircão detrítico foram obtidos pela Universidade de Adelaide (*The University of Adelaide*), na Escola de Ciência da Terra e Meio Ambiente (*School of Earth and Environmental Sciences*), em parceria com os geólogos e geocronólogos Ben McGee e Alan Collins.

ZIRCÃO

O zircão ($ZrSiO_4$) é um mineral acessório muito frequente em todos os tipos de rochas. Nas rochas magmáticas, eles são automorfos e subdiomórficos. As cores variam de laranja, rosa, marrom ou, às vezes, marrom escuro devido à metamitização. A sua granulometria varia de alguns micrometros a centímetros. A presença de núcleos com idades mais antigas do que aquelas encontradas nas bordas dos grãos indica a precipitação do mineral em eventos de reciclagem crustal. Estes números representam relíquias de cristais de zircões mais antigos que, depois de serem submetidos à erosão e/ou fusão parcial, recristalizaram guardando um núcleo representativo do protólito antigo.

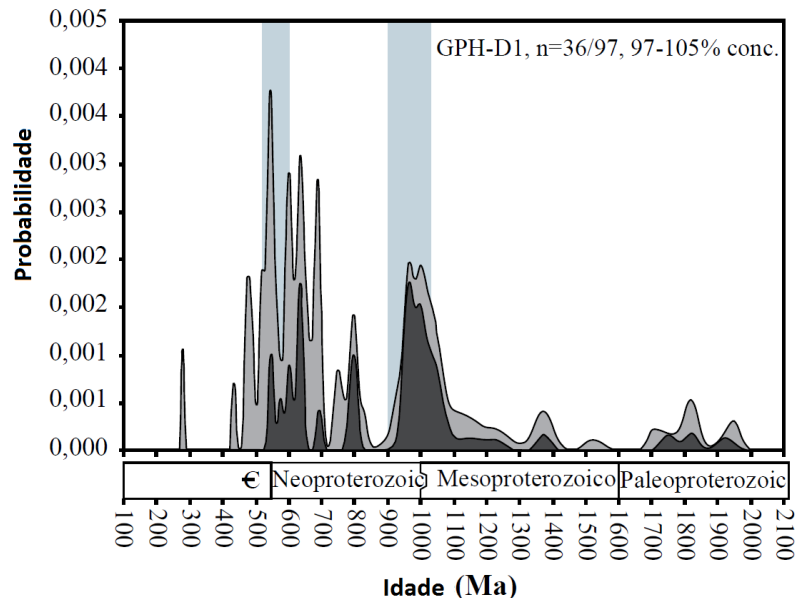
O zircão é utilizado na investigação geocronológica, pois ele tem a propriedade de conservar a informação isotópica U-Pb, mesmo se afetado pelo intemperismo, pelo metamorfismo ou mesmo pela anatexia.

Vários métodos de datação utilizam o zircão. Neste trabalho a análise de elementos traços e isótopos por microsonda iônica, espectrometria de massa por plasma (LA ICP-MS) com canhão de LASER e microscopia eletrônica de varredura são técnicas complementares amplamente utilizadas em estudos de proveniência.

RESULTADOS

Foi selecionada 1 amostra de lobo deltaico da associação frente deltaica situada à leste da cidade de Diamantino (Ponto P3, ver Figura 2). Os dados fornecidos quanto análise geocronológica dos zircões detríticos sugerem idade mesoproterozóica (1,1-0,9 Ga), neoproterozoica (~800 Ma) e neoproterozoica (700-540 Ma) (Figura 30). Segundo Bandeira et al. (2012), a idade de U^{238}/Pb^{206} com <95% de concordância de 541 ± 7 Ma é interpretada como a idade mínima de deposição. Além disso, pode-se notar que existe populações de zircões de idade paleoproterozóicos e com idades próximo de 300 Ma, mas em pequenas proporções.

Figura 30 – Amostra apresentando substancial assinatura mesoproterozóica-neoproterozoica.



Fonte: Bandeira et al. (2012)

6.4 DISCUSSÃO DOS DADOS DE PROVENIÊNCIA

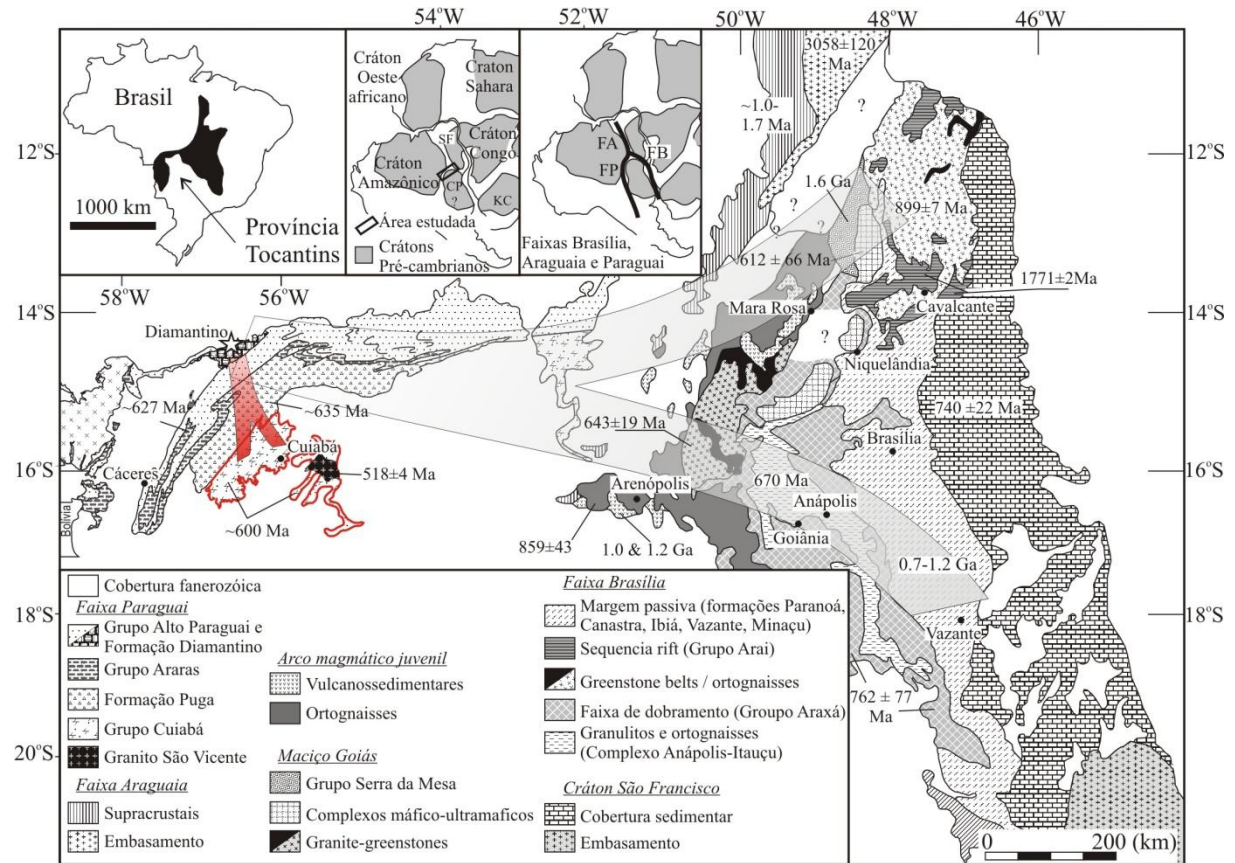
Os minerais ultraestáveis de zircão e turmalina exibem, em parte, grãos arredondados e ovais que sugerem origem (multi) cíclica. Já os grãos euédricos destes minerais indicam origem primária a partir de rochas ígneas/metamórficas. A presença de grãos de zircão euédricos com zoneamento bem definido indicam contribuições ígneas, além de monazita que ocorre em rochas magmáticas e pegmatitos. O rutilo é derivado principalmente de rochas metamórficas de alto grau e raramente encontrado em rochas ígneas com exceção das rochas alcalinas (FORCE, 1980). A proveniência de granada pode estar ligada a rochas plutônicas, pegmatitos ou rochas metamórficas (SUGUIO, 2003). A apatita ocorre abundantemente em algumas rochas e raras em outras, e que pode indicar fonte vulcânica, rochas plutônicas básicas, ácidas e alcalinas (SUGUIO, 2003).

Apoiado nos dados mineralógicos que indicam a presença de minerais instáveis como granada, apatita, sillimanita, calcita, anfibólio, piroxênio, clorita e monazita, mesmo que em concentrações inferiores a 1%, temos como fontes rochas ígneas (pegmatitos e rochas alcalinas) além de rochas metamórficas. Fontes ígneas não são descritas para Faixa Paraguai, com exceção do Granito São Vicente que apresenta uma idade mais nova (518 ± 4 Ma proposto por Ben McGee et al. no prelo) que a idade mínima de sedimentação da Formação Diamantino. Logo o Grupo Cuiabá pode ser considerado como uma possível fonte para os sedimentos turbidíticos e de prodelta/mar restrito da Formação Diamantino, já que rochas metassedimentares do referido Grupo são encontrados a aproximadamente 200 km a sudeste da área de trabalho. Outra possibilidade, segundo Bandeira et al. 2012, sugere que as rochas fontes seriam oriundas da Faixa Brasília que consiste de um cinturão dobrado da Província Tocantins (Figura 31). A Faixa Brasília é o resultado de um evento colisional que amalgamou os Crátons Amazônico e São Francisco no final do Ciclo Brasileiro (ALMEIDA 1968; ALMEIDA et al., 1977; CORDANI et al., 1984). A principal consequência deste processo convergente é a geração de Arco Magmático de Goiás, há aproximadamente 900 Ma (PIMENTEL; FUCK, 1987), resultado do fechamento do Oceano Goiás por subducção da referida litosfera oceânica.

Podemos sugerir que parte da sedimentação que deu origem a Formação Diamantino teve influência do cinturão de dobramento que gerou a Faixa Paraguai Norte e da Faixa Brasília. A

idade aventada para a Formação Diamantino é o Neoproterozoico-Cambriano durante a orogenia Pan-Africana-Brasiliana.

Figura 31 – Fontes potenciais que deram origem a sedimentação da Formação Diamantino que estão localizadas a leste da Faixa Paraguai (faixas cinzas; BANDEIRA et al., 2012) e a sudeste da área de estudo (estrela) (faixas vermelhas). A região com contorno contínuo vermelho destaca o Grupo Cuiabá.



Fonte: Modificado de Bandeira et al. (2012)

7 CONCLUSÕES

Este trabalho aplica técnicas petrográficas e dados geocronológicos visando auxiliar no entendimento de uma provável área-fonte da Formação Diamantino.

Os arenitos, segundo a classificação de Folk (1974), são do tipo litarenito feldspático, litarenito, sublitarenito, subarcósio, grauvasca lítica, grauvasca feldspática. As amostras da associação de fácies de frente deltaica são tidas como litarenito e litarenito feldspático; as rochas da associação de prodelta/mar restrito são classificadas como sublitarenito, subarcósio e grauvasca lítica; e as amostras dos turbiditos distais são subarcósio e grauvasca feldspática. As principais fases diagenéticas relacionam-se aos estágios eo a mesodiagenético.

Os minerais pesados identificados nos arenitos da Formação Diamantino são zircão, turmalina, rutilo e, por vezes granada, além de apatita, sillimanita, calcita, anfibólio, piroxênio, clorita e monazita ocorrendo de forma subordinada. Minerais recobertos por película de óxido-hidróxido de ferro podem ter mascarado outros minerais pesados, o que impede uma interpretação precisa quanto ao seu grau de maturidade mineralógica. Uma sugestão para trabalhos posteriores, seria a análise utilizando a técnica de difração de raios-x de amostra total e nos minerais pesados. Analisando apenas os dados obtidos, pode-se dizer que a grande quantidade de minerais ultraestáveis (zircão, turmalina e rutilo), se comparada a menos expressiva proporção de minerais estáveis e instáveis, sugerem moderado intemperismo químico, aliada ao intenso retrabalhamento sucessivo de sedimentos.

O grau de maturidade mineralógica dos arenitos da Formação Diamantino é tido como supermaturo, mas o índice ZTR pode ser menor devido a obliteração por películas de óxido-hidróxido de ferro em possíveis minerais instáveis. Além disso, a presença de grãos de feldspato potássico, plagioclásio, micas deformadas e fragmentos de rochas vulcânicas nas lâminas petrográficas dos arenitos, indica baixa maturidade textural.

Os grãos de zircão paleoproterozóicos exibem feições de erosão e transporte, em contraste, os grãos neoproterozoicos são preservados com faces bem definidas, sugerindo um fonte proximal. Datações geocronológicas de zircão detrítico sugerem uma idade neoproterozoica-cambriana para a Formação Diamantino. A fonte deste material teria origem do próprio cinturão

de cavalgamento que resultou na formação da Faixa Paraguai Norte, as rochas metassedimentares do Grupo Cuiabá de idade Neoproterozoica seriam as possíveis fonte para a sedimentação do Diamantino, concomitante a fase inicial de colisão que levou a estabilização da Faixa Paraguai Norte no final do Neoproterozoico. Os dados de paleocorrente fornecidos por Silva Júnior (2009), sustentam esta idéia, já que apresentam uma migração para NW-SW dos lobos deltaicos.

REFERÊNCIAS

- ADDAD, J. E. **Minerais pesados**: uma ferramenta para prospecção, proveniência, paleogeografia e análise ambiental. São Paulo: Imprensa universitária; Centro gráfico da UFMG, 2001. 67 p.
- ALMEIDA, F. F. M. Geologia do Centro-Oeste Mato-Grossense. **Boletim da Divisão de Geologia e Mineralogia**. Rio de Janeiro, DNPM, n. 219, p. 1-53. 1964.
- ALMEIDA, F.F.M. Evolução tectônica do centro-oeste brasileiro no Proterozóico Superior. **Academia Brasileira Ciências**. n. 40, p. 285-295. 1968.
- ALMEIDA, F.F.M.; HASUI, Y.; BRITO NEVES, B.B.; FUCK, R.A. Províncias estruturais brasileiras. In: SIMPÓSIO DE GEOLOGIA DO NORDESTE, 7., 1977, Campina Grande: SBG, 1977. p.363-391.
- ALMEIDA, F.F.M. Província Tocantins, setor sudoeste. In: ALMEIDA, F.F.M. ; HASUI, Y. (coords). **O Pré-Cambriano do Brasil**. São Paulo: Ed. Blücher Ltda, 1984. p. 265-281.
- ALVARENGA, C.J.S. Turbiditos e a glaciação do final do Proterozóico Superior no Cinturão dobrado Paraguai, Mato Grosso. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 18, n. 3, p. 323-327. 1988.
- ALVARENGA, C.J.S., FIGUEIREDO, M.F., BABINSKI, M., PINHO, F.E.C. Glacial diamictites of Serra Azul Formation (Ediacaran, Paraguay belt): Evidence of the Gaskiers glacial event in Brazil. **Journal of South American Earth Science**, v. 23, p. 236-241. 2007.
- ALVARENGA, C.J.S.; SAES, G.S. Estratigrafia e sedimentologia do Proterozóico Médio e Superior da região Sudeste do Cráton Amazônico. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 22, n. 4, p. 493-499. 1992.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. Evolução tectônica brasileira da Faixa Paraguai: a estruturação da região de Cuiabá. **Rev. Bras. Geoc.**, v. 23, n. 1, p. 18-30. 1993.
- ALVARENGA, C.J.S.; TROMPETTE, R. A Faixa Paraguai e sua compartimentação estratigráfica e tectônica. In: CONG. BRAS. GEOL., 38., 1994. **Anais...** SBG,1994. v. 1, p. 239-240.
- BARROS A.M.; SIMÕES M.A. 1980. Levantamento geológico nas porções meio-leste da Folha SD.21-Z-A e extremo noroeste da Folha SD.21-Z-C, abrangendo áreas dos municípios de Raizama, Rosário Oeste, Nobres e Diamantino; operação 511/80. In: Projeto RADAMBRASIL. 31p. (Relatório Interno RADAMBRASIL, 387-G).
- BANDEIRA, J.; McGEE, B.; NOGUEIRA, A.C.R.; COLLINS, A.S.; TRINDADE, R. Sedimentological and provenance response to Cambrian closure of the Clymene ocean: the upper Alto Paraguai Group, Paraguay belt, Brazil. **Gondwana Research**, v. 21, p. 323-340, 2012.
- BASU, A. **Petrology of Holocene fluvial sand derived from plutonic source rocks**: implication to provenance interpretation. 1975. 138 f. Dissertação(mestrado) - Indiana University, 1975.

BATEZELLI, A.; GOMES, N.S.; PERINOTTO, J.A.J. Petrografia e evolução diagenética dos arenitos da porção Norte e Nordeste da Bacia Bauru (Cretáceo Superior). **Revista Brasileira de Geociências**, v. 35, n. 3, p. 311-322, set. 2005.

BATTILANI, G.A.; GOMES, N.S.; GUERRA, W.J. Evolução diagenética dos arenitos da Formação Morro do Chapéu, Grupo Chapada Diamantina, na região de Morro do Chapéu, Bahia. **Geonomos**, v. 4, p. 81-89. 1996.

BHATTACHARYA, J.P.; WALKER, R.G. Deltas. In: WALKER R.G. ; JAMES N.P. (Eds) **Facies models: responses to sea level change**. Canada: Geological Association of Canada, 1992. p. 157-177.

BURLEY, S.D.; KANTOROWICZ, J.D. Thin section and S.E.M. textural criteria for the recognition of cement-dissolution porosity in sandstones. **Sedimentology**, v.33, p.587-604. 1986.

CHOQUETTE P. W.; PRAY, L. C. Geologic nomenclature and classification of porosity in sedimentary carbonates. **The American Association Petroleum Geologist Bulletin**. n.54, v. 2, p. 207-250, 1970.

COLEMAN, J. M.; PRIOR, D. B. In deltaic' environments of deposition. **Am. Assoc. Pet. Geol. Mere.**, 31:139-78.1983.

COLEMAN, J.M.; PRIOR, D.B. Mass wasting on continental margins. **Ann.Rev.Earth Planet. Sci.**, v. 16, p. 101–119. 1988.

CORDANI, U.G.; NEVES, B.B.N.; FUCK, R.A.; PORTO, R.; THOMAZ FILHO, A.; CUNHA, F.M.B. Estudo preliminar de integração do Pré-Cambriano com os eventos tectônicos das bacias sedimentares brasileiras. **Boletim Ciência-Técnica-Petróleo**, v. 15, p. 70. 1984.

CRONE, A.J. **Laboratory and field studies of mechanically infiltrated matrix clay in arid fluvial sediments**. 1975. 162 f. PhD Thesis - University of Colorado.

DEL'ARCO J.O., SILVA R.H., TARAPANOFF I., FREIRE F.A., PEREIRA L.G.M., SOUZA S.L., LUZ L.G., PALMEIRA R.C.B, TASSINARI C.C.G. Geologia. Folha SE.21 Corumbá e parte da Folha SE 20. In: Projeto RADAM BRASIL.1982. p.25-160 (Levantamento de Recursos Naturais, 27).

DEL'ARCO, J.O.; SILVA, R.H., TARAPANOFF I., PEREIRA L.G.M., SOUZA S.L., LUZ D.S. Geologia do Pré-Cambriano na Folha SE 21- Corumbá. In: SIMP. GEOL. CENTRO-OESTE, 1981, Goiânia. **Atas**. Goiânia: SBG, 1981. p.154-176.

DE ROS, L.F. & CESERO, P. Argila em arenitos – base para a interpretação petrogenética. In: XXXIV CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1986, Goiânia. **Anais**. Goiânia, 1986. v. 4, p. 1663.

DE ROS, L.F.; MORAES, M.A.S. Sequência Diagenética em arenitos, uma discussão inicial. In: XXXIII CONGRESSO BRASILEIRO DE GEOLOGIA, 1984, Rio de Janeiro. **Anais**. Rio de Janeiro, 1984.

ELLIOT, T. Deltas. In: **Sedimentary Environments and Facies** (Ed. by H.G. Reading). Oxford: Blackwells, 1986. p. 113-154.

FIGUEIREDO, A.J.A. & OLIVATTI, O. 1974. O Projeto Alto – Guaporé. Relatório final integrado. Goiânia, DNPM/CPRM, 11. (Relatório do arquivo técnico da DGM, 2323).

FIGUEIREDO, M.F.; BABINSKI, M.; ALVARENGA, C.J.S.; PINHO, F.E.C. Nova unidade litoestratigráfica registra glaciação ediacarana em Mato Grosso: Formação Serra Azul. **Geologia USP. Série Científica**, v. 8, n. 2, p. 65-74. 2008.

FOLK, R.L. **Petrology of sedimentary rocks**. Austin: Hemphill's, 1974. 170 p.

FORCE, E. R. The provenance of rutile. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 50, n. 2, p. 485-488. 1980.

HENNIES, W.T. **Geologia do Centro-Norte, Mato Grosso**. 1966. 65 f. Tese de Doutorado - Escola Politécnica, USP, São Paulo, 1966.

HOUSEKNECHT, D.W. Influence of grain size and temperature on intergranular pressure solution, quartz cementation, and porosity in a quartzose sandstone. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 54, n. 2, p. 348-361. 1984.

HOUSEKNECHT, D.W. Intergranular pressure solution in four quartzose sandstones. **Journal of Sedimentary Petrology**, v. 58, n. 2, p. 228-246. 1988.

HUBERT, J.F. Analysis of heavy mineral assemblages. In: CARVER, R.E. **Procedures in sedimentary petrology**. New York: Wiley Interscience, 1971. p. 453-476.

HSÜ, K.J. **Physical principles of sedimentology**: readable textbook for beginners and experts. Springer-Verlag, 1989. 233 p.

KAHN, J.S. The analysis and distribution of the properties of packing in sand-size sediments: on the measurement of packing sandstones. **J. Geol.**, v. 64, p. 385-394. 1956.

KNOLL, A. H.; HAYES, J.M.; KAUFFMAN, A. J.; SWETT, R.; LAMBERT, I.B. Secular variations in carbon isotope ratios from Upper Proterozoic successions of Svalbard and East Greenland. **Nature**, v. 321, p. 832-832. 1986.

LUZ J.S.; OLIVEIRA A.M.; LEMOS D.B.; ARGOLO J.L.; SOUZA N.B.; ABREU FILHO W. 1978. Projeto Província Serrana. Relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.

LUZ J.S.; OLIVEIRA A.M.; SOUZA J.O.; MOTTA J.F.M.; TANNO L.C.; CARMO L.S.; SOUZA N.B. 1980. Projeto Coxipó. Relatório final. Goiânia, DNPM/CPRM. v.1. 136p.

MANGE, M.A.; MAURER, H.F.W. **Heavy minerals in colour**. London: Chapman & Hall, 1992. 147p.

McGEE B.; COLLINS A.S.; TRINDADE R.I.F. G'day Gondwana – birth of a supercontinent: U/Pb ages for the post-orogenic São Vicente granite, Mato Grosso, Brazil. **Gondwana Research**. No prelo.

MORTON, A.C. Stability of detrital heavy minerals in Tertiary sandstones from North Sea Basin. **Clay Minerals**, v. 19, p. 287-308. 1984.

MORTON, A.C., HALLSWORTH, C. Identifying provenience-specific features of detrital heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 90, p. 241-256. 1994.

MORTON, A.C., HALLSWORTH, C. Processes controlling the composition of heavy mineral assemblages in sandstones. **Sedimentary Geology**, v. 124, p. 3-29. 1999.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI C.; SIAL, A.N.; MOURA C.A.V.; FAIRCHILD T.R. Soft-sediment deformation at the base of the Neoproterozoic Puga cap carbonate (southwestern Amazon Craton, Brazil): Confirmation of rapid icehouse to greenhouse transition in snowball Earth. **Geology**, v. 31, n. 7, p. 613-616. 2003.

NOGUEIRA, A.C.R.; RICCOMINI, C.; SIAL, A.N.; MOURA, C.A.V.; FAIRCHILD, T.R. Carbon and Strontium isotope fluctuations and paleoceanographic changes in the late Neoproterozoic Araras carbonate platform, southern Amazon craton, Brazil. **Chemical Geology**, v. 237, p. 168-190. 2007.

PETTIJOHN, F.J. **Sedimentary rocks**. New York: Hafner, 1957. 718 p.

PIMENTEL, M. M.; FUCK, R. A. Origem e evolução das rochas metavulcânicas e metaplutônicas da região de Arenópolis, Goiás. **Rev. Bras. Geociências**, v. 17, n. 1, p. 2-14. 1987.

RITTENHOUSE, G. The transportation and deposition of heavy minerals. **Geological Society of America Bulletin**, v. 54, p. 1725-1780. 1943.

READING, H.G.; COLLINSON J.D. Clastic Coast. In: READING, H.G. (Ed). **Sedimentary environments: processes facies and estratigraphy**. 3ª edição. Oxford: Blackwell Science, 1996. p. 154-231.

RÖE, S.L. Cross-strata and bedforms of probable transitional dune to upper-stage plane-bed origin from a Late Precambrian fluvial sandstone, northern Norway. **Sedimentology**, v. 34, p. 89-101. 1987.

SCHMIDT, V.; MCDONALD, D.A. The role of secondary porosity in the course of sandstone diagenesis. In: SCHOLLE, P.A.; SCHLUGER, P. R. (Eds). **Aspects of diagenesis**. Soc. Econ. Palaeontol. Mineral. Spec. Publ., 1979. n. 26, p. 175-207.

SILVA JÚNIOR, J.B.C. **Fácies e estratigrafia da Formação Sepotuba**: registro da última incursão marinha na transição Neoproterozoico-Cambriano da Faixa Paraguai Norte, Mato Grosso. 2006. 103 f. Tese (Mestrado em Geologia Regional) - Universidade Federal do Amazonas, Manaus, 2006.

SILVA JÚNIOR, J.B.C. **Sedimentação siliciclástica e proveniência do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano), borda sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso**. 2009. 79 f. Exame de Qualificação - Programa de Pós-Graduação em Geologia e Geoquímica da Universidade Federal do Pará. 2009.

SILVA JÚNIOR, J.B.C. **Sedimentação siliciclástica e proveniência do Grupo Alto Paraguai (Ediacarano), borda sul do Cráton Amazônico e Faixa Paraguai Norte, Estado do Mato Grosso**. 2011. 109 f. Tese (Doutorado em Geologia e Geoquímica), Universidade Federal do Pará, Belém, 2011.

SMITHSON, N.F. The alteration of detrital minerals in the Mesozoic rocks of Yorkshire. **Geol. Mag.**, v. 78, p. 97-112. 1941.

SUGUIO, K. **Geologia sedimentar**. São Paulo: Edgard Blucher Ltda, 2003. 400 p.

TOHVER, E.; TRINDADE, R.I.F.; SOLUM, J.G.; HALL, C.M.; RICCOMINI, C.; NOGUEIRA, A.C. Closing the Clymene ocean and bending a Brasiliano belt: evidence for the Cambrian formation of Gondwana, southeast Amazon craton. **Geology** (Boulder, Colo.), v. 38, p. 267–270. 2010.

TRINDADE R.I.F., D'AGRELLA FILHO M.S., EPOF I., NEVES B.B.B. Paleomagnetism of early Cambrian Itabaiana mafic dikes (NE Brazil) and the final assembly of Gondwana. **Earth and Planetary Science Letters**, v. 244, p. 361-377. 2006.

TUCKER, M. E. **Sedimentary Petrology**: an introduction. London: Blackwell Scientific Publications, 1985. 252 p.

TUCKER, M.E. **Sedimentary Petrology**: an introduction to the origin of sedimentary rocks. 2ed. London: Blackwell Scientific Publications, 1992. 260 p.

WALKER, T. R. Carbonate replacement of detrital crystalline silicate minerals as a source of authigenic silica in sedimentary rocks. **Geol. Soc. America Bull.**, v.1, p. 145-152. 1960.

WALKER, T.R. Formation of red beds in modern and ancient deserts. **G. S. A. Bull.**, v. 78, p. 353-368. 1967.

WALKER, T.R.; WAUGH, B.; CRONE, A.J. Diagenesis in first cycle desert alluvium of Cenozoic age, southwestern United States and northwestern Mexico. **G. S. A. Bull.**, v. 89, p. 19-32. 1978.

WARD, W.B.; BEUTNER, E.C. Tight trough ripple marks pressure solution modification of primary structures. **Journal of Sedimentary Petrology**. v. 54, n. 2, p. 369-472. 1984.

YOUNG, S.W. Petrography of Holocene fluvial derived from regional metamorphic source rocks. 1975. 93 f. Tese (Dissertação de mestrado) - Indiana University, 1975.